



DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS

INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA



ANÁLISIS ESPACIAL DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA RECIENTE DEL SUR DE ESPAÑA

*SPATIAL ANALYSIS OF RECENT SEISMIC
ACTIVITY IN SOUTHERN SPAIN*

TESIS DOCTORAL

Memoria de Tesis Doctoral presentada para optar al Grado de Doctor en Física
por la Universidad de Granada.

M^a Elena Ocaña Peinado

V^oB^o del Director

V^oB^o del Director

Francisco Vidal Sánchez

Daniel Stich

UNIVERSIDAD DE GRANADA
ENERO 2009

Editor: Editorial de la Universidad de Granada
Autor: María Eleña Ocaña Peinado
D.L.: GR. 1737-2009
ISBN: 978-84-692-1329-2

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

A mis Directores de Tesis, Francisco Vidal y Daniel Stich. A Paco, mi más sincera gratitud por sus consejos, su apoyo y su ánimo. A Dani le debo el haberme ayudado en los momentos decisivos: sin su dedicación y sus explicaciones este trabajo no habría salido adelante.

A Jesús Ibáñez, quien siendo mi profesor en la Facultad me animó a venir por el Observatorio, quiero agradecerle su generosidad, su amistad y su apoyo más allá de lo puramente profesional durante todos estos años y, por supuesto, la posibilidad que me brindó de participar en la campaña TOMODEC y de vivir la increíble experiencia de conocer la Antártida.

Estoy enormemente agradecida al resto de mis compañeros del Instituto Andaluz de Geofísica que siempre han estado dispuestos a echarme una mano ante cualquier problema, y con los que además he compartido muchos buenos momentos: fiestas de la primavera, comidas de Navidad, cumpleaños y onomásticas, campañas de campo, etc. A Merche, mi compañera de despacho y de ratitos de charla a lo largo de las mañanas. A Enrique Carmona, a quien robé parte de su tiempo para que me orientara sobre cómo empezar con el análisis de los datos de este trabajo. A mi amiga Luisa, que hace el mejor tiramisú que jamás he probado, pues gracias a ella las interminables jornadas en el Observatorio se han hecho mucho más llevaderas.

A Mauri, que en la distancia fue mi estímulo, me dio fuerzas y supo animarme en los momentos más difíciles: “tan lejos, pero tan cerca”.

A mis amigos que me han apoyado y comprendido a lo largo de esta etapa. Por los buenos ratos juntos: cenas, paseos, sesiones de singstar, conciertos y viajes, millones de gracias.

Al personal del Instituto Geográfico Nacional, en especial a Resu y a sus compañeros de la Red Sísmica Nacional, por su amabilidad al facilitarme el acceso a los datos de las estaciones del IGN. A los proyectos: *CSD2006-00041 (Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D. Topo-Iberia)* y *CGL2005-04541-C03-01-BTE* y al personal vinculado a ellos, por proporcionarme datos adicionales para la elaboración de esta Tesis.

Para terminar, el agradecimiento más sincero y especial es, sin lugar a dudas, para mi familia. Para mis hermanos, Rosa, Inma y Curro, con los que puedo contar siempre y que han sido, son y serán uno de mis apoyos más importantes. Para las dos pequeñas que tienen revolucionada a la familia, mis sobrinas Leonor y Ana, a las que a partir de ahora espero poder visitar un poquito más a menudo. Y por supuesto para mi madre: pilar fundamental y apoyo incondicional en todo momento y para todo. Gracias, mamá, por tu compañía, por tu comprensión y por tu generosidad. Gracias por tantísimas cosas, grandes y pequeñas, cada día.

Este trabajo ha sido posible gracias a una Beca de Formación de Personal Investigador (FPI) y a los proyectos REN2003-08159-C02-02 y CGL2007-66745-C02-01/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia.

En Granada, con la Navidad a la vuelta de la esquina.
Diciembre de 2008.

RESUMEN EXTENDIDO

El objetivo de la presente Tesis es la aplicación de diferentes técnicas de localización conjunta para la caracterización general de la actividad sísmica reciente del sur de España (década 1998-2007) y de las tendencias espacio-temporales de algunas series sísmicas recientes con el fin de determinar la fracturación dominante generadora de dicha actividad sísmica agrupada.

La localización precisa de los terremotos es uno de los objetivos más importantes dentro de la Sismología desde que se dispone de datos sísmicos. Gracias a ella se puede obtener una visión preliminar de la distribución espacial de la actividad sísmica (*sismicidad espacial*) en una zona así como de las fallas o estructuras concretas generadoras de terremotos. El problema de la localización de los terremotos a partir de los tiempos de viaje continúa siendo una línea de investigación abierta dentro de la Sismología Moderna tras las mejoras obtenidas en la calidad y proceso de los datos. Actualmente, se intenta optimizar la precisión de las localizaciones mediante la obtención de mejoras en los modelos de Tierra, en las correcciones de estación y de tiempos de viaje foco-estación y en los métodos y algoritmos de localización.

Los trabajos en los que se han aplicado nuevas técnicas de localización conjunta a la sismicidad ocurrida en diferentes partes del mundo son numerosos. En el caso de la

Península Ibérica la aplicación de estas nuevas técnicas para la relocalización de todo un catálogo de terremotos de una zona o de la sismicidad ocurrida en un área extensa durante un periodo largo de tiempo ha sido escasa. Una excepción es el trabajo de Mezcua y Rueda (1997), quienes utilizaron la técnica de *localización conjunta de hipocentros (JHD)* para relocalizar la sismicidad ocurrida en el Mar de Alborán y zonas adyacentes durante el periodo 1950-1995. Por el contrario, sí se han hecho esfuerzos importantes por relocalizar con mayor precisión los eventos a escala local durante intervalos temporales cortos, por ejemplo series sísmicas o enjambres de terremotos, ocurridos principalmente en el sur de la Península Ibérica. En este sentido se pueden destacar, entre otros, los trabajos de Mezcua y Rueda (1994), Stich *et al.* (2001), Saccorotti *et al.* (2002), Ocaña *et al.* (2008b) y Carmona *et al.* (2008).

Esta Memoria de Tesis Doctoral se ha organizado en cinco Capítulos más Referencias y Apéndices. En el Capítulo 1 se enmarca la zona de estudio, el sur de España, dentro del contexto geológico y sísmico de la Cordillera Bética. Esta zona constituye la zona de mayor actividad sísmica de la Península, con una sismicidad actual de carácter moderado pero donde han ocurrido terremotos históricos causantes de numerosos daños en el pasado, siendo los más importantes los de los años 1431 (dos terremotos ese año), 1522, 1680, 1804, 1829 y 1884 que alcanzaron una intensidad $I \geq IX$ (European Macroseismic Scale, EMS) y otros ocurridos en 1406, 1504, 1518, 1531, 1644, 1658, 1674, 1806 que alcanzaron una $I \geq VIII$ (EMS).

La revisión de la actividad sísmica histórica e instrumental de las Béticas pone de manifiesto que se trata de una zona donde los eventos tienden a agruparse en el espacio y en el tiempo constituyendo diferentes formas de series sísmicas, razón por la cual estos eventos deben considerarse como fenómenos interrelacionados. El análisis de los principales episodios sísmicos ocurridos en la última década (1998-2007) en el sur de España muestra que, mayoritariamente, se trata de series de réplicas acompañando a un evento principal, aunque también se producen otras series en las que, debido a la homogeneidad de las magnitudes de los eventos involucrados, no se puede hablar de un terremoto principal, sino de un enjambre de terremotos. Los periodos sísmicos más importantes son doce: los enjambres sísmicos de 1998 (Iznájar, Córdoba), de 2000 (Loja, Granada), de 2000-2001 (Albuñol, Granada) y de 2005 (Cañete la Real, Málaga) y las series de 1999 (Mula, Murcia), de 2002 (Gérgal, Almería), de 2002 y 2005 (La Paca, Murcia) de 2002 y 2007 (Morón de la Frontera, Sevilla) y de 2006

(Cañete la Real, Málaga). De todas estas secuencias cabría destacar, por un lado, la ocurrencia en un corto periodo de tiempo (sólo seis años, de febrero de 1999 a enero de 2005) de tres series sísmicas en la zona de Murcia y, por otro, la gran relevancia que cobra desde un punto de vista sísmico la zona de Morón de la Frontera, con una actividad que se ha intensificado en los dos últimos años con la ocurrencia de las series de enero y verano de 2007 y, además, otra nueva serie en octubre de 2008, fuera del periodo de análisis de esta Tesis.

En el Capítulo 2 se presenta una revisión comparativa de las diferentes técnicas de localización individual y conjunta. Las técnicas tradicionales de *localización individual* de eventos, basadas en la linealización del problema de localización propuesta por Geiger (1912), se siguen empleando en la inmensa mayoría de los Centros por su fácil implementación, independencia y rapidez a la hora de determinar localizaciones. No obstante, estas localizaciones suelen estar sesgadas por la utilización de modelos de Tierra aproximados que no representan adecuadamente las heterogeneidades reales. Para reducir esos sesgos se presentan diferentes metodologías de *determinación conjunta de hipocentros* en las que para determinar la localización de un evento se considera la información proporcionada por un conjunto de eventos cercanos. Dentro de estas técnicas están el método de la *doble diferencia*, la localización con *correcciones de estación* y la localización con *evento maestro*. Los antecedentes del empleo de algunas de estas metodologías de localización conjunta a series sísmicas del sur de España incluyen, por ejemplo, Mezcua y Rueda (1994), que han aplicado a la serie de Palenciana (Córdoba) de 1989 una metodología basada en el cálculo de los tiempos S-P mediante una función de correlación cruzada en el dominio del tiempo. El algoritmo de relocalización de la *doble diferencia* ha sido aplicado por Gomis *et al.* (2008) a la serie de Gérgal de 2002, por Santoyo *et al.* (2008) a la serie de Adra-Berja de 1993-1994 y por Santoyo y Luzón (2008) a las tres series sísmicas ocurridas en Murcia (1999, 2002 y 2005). La técnica de localización con *correlación cruzada* y *evento maestro* ha sido usada por Stich *et al.* (2001) para localizar relativamente la sismicidad en el área Adra-Mar de Alborán en el periodo 1993-1998, incluyendo los dos terremotos principales de magnitud 4.9 y 5.0. Esta técnica ha sido también empleada por Saccorotti *et al.* (2002) y por Carmona *et al.* (2008) para relocalizar los enjambres de Agrón de 1988-1989 y de Iznájar de 1998, respectivamente.

En la presente Tesis se han escogido dos de estas técnicas para la relocalización conjunta de la sismicidad del sur de España a escala regional y local. Por una parte, se ha seleccionado la metodología de los *términos de estación específicos de la fuente* (Richards-Dinger y Shearer, 2000) que permite corregir los sesgos en las localizaciones debidos a variaciones laterales en el modelo de velocidad y que puede aplicarse a un conjunto grande de eventos ocurrido en una zona extensa. Con ella se ha relocalizado la sismicidad relevante ($m_a \geq 2.5$) del sur de España en la década 1998-2007 (Capítulo 3). Por otro lado, para el estudio detallado de series sísmicas recientes ocurridas en la zona de estudio, se ha elegido la técnica de *correlación cruzada* en el dominio del tiempo y localización con *evento maestro*, que permite obtener familias de eventos semejantes, corregir los tiempos de llegada mediante la comparación de parejas con formas de onda similares y, al determinarse tiempos más precisos, calcular localizaciones relativas con menores incertidumbres (Capítulo 4).

En el Capítulo 3 se presenta la técnica de localización conjunta usando *términos correctores de estación* tanto estáticos (aquellos que asignan un valor fijo para cada estación) como dependientes de la fuente (en los que la función correctora depende de la posición del foco sísmico). En ciertas situaciones, como cuando la sismicidad aparece fuertemente agrupada en el espacio en una región pequeña comparada con las distancias fuente-receptor o cuando los errores en el modelo de velocidad empleado están confinados a grandes profundidades, se pueden emplear las *correcciones de estación estáticas*, es decir, se puede asignar un valor corrector para cada estación. Una generalización de este caso es el de las *correcciones de estación específicas de la fuente*, en el que a cada estación se le asigna una función dependiente de la fuente que permite mejorar las localizaciones relativas entre eventos cercanos sin necesidad de resolver el modelo de velocidad. Esta variante puede aplicarse a situaciones más generales como, por ejemplo, la localización de la sismicidad en una región extensa que contiene heterogeneidades laterales significativas en el modelo de velocidad.

El algoritmo para la determinación de ambos tipos de correcciones es bastante similar en el planteamiento. En primer lugar se determinan los términos de estación estáticos de los residuos de todos los eventos a cada estación. Los eventos se relocalizan considerando esos términos de estación. Con las nuevas localizaciones se determinan nuevos términos de estación y así sucesivamente (Shearer, 1997). Si se trata de términos de estación dependientes de la fuente los términos de estación ya no se

determinan a partir de todos los eventos, sino que se aplica algún criterio para considerar únicamente los terremotos más próximos (Astiz *et al.*, 2000; Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005).

Esta metodología se ha aplicado a la sismicidad del sur de España ocurrida durante el periodo 1998-2007, al principio del cual se comenzó a desplegar la red de Banda Ancha del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), que ha mejorado la cobertura regional de estaciones y ha permitido registrar un mayor número de eventos sísmicos. Se han usado los programas incluidos en el paquete *COMPLOC* (Lin y Shearer, 2006) que calculan los términos de estación específicos de la fuente a partir de la metodología propuesta por Lin y Shearer (2005), tomando como eventos próximos al terremoto en consideración, aquellos incluidos en una esfera centrada en el evento prueba cuyo radio se disminuye con cada iteración.

Se ha seleccionado un conjunto inicial de 4100 eventos con magnitud $m_d \geq 2.5$ y se han usado los registros de un total de cincuenta y cinco estaciones sísmicas que han aportado 26096 lecturas de fases P y 17447 lecturas de fases S. Estas estaciones, tanto de banda ancha como de corto periodo, pertenecen en su mayoría al IAG, pero en zonas y para periodos con poca cobertura de estaciones sísmicas por parte del mencionado Centro, en especial para las series sísmicas recientes, se ha añadido información de estaciones pertenecientes al Instituto Geográfico Nacional (IGN), al Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) y a Geofon. Partiendo de los criterios iniciales impuestos al programa de localización *comploc.f* (como por ejemplo, un mínimo de cinco fases necesarias para el cálculo de la relocalización y una distancia máxima fuente-receptor igual a 100 km) finalmente se han relocalizado 2705 eventos, en su mayoría de la zona central de la Cordillera Bética y zona centro-norte del Mar de Alborán. En estas zonas se ha contado con un mayor número de estaciones en funcionamiento durante el periodo estudiado y, por tanto, un mayor número de eventos y de lecturas disponibles. En general, las localizaciones obtenidas muestran una mayor agrupación espacial de la sismicidad siendo además muy clara la identificación de la mayoría de las series sísmicas relevantes ocurridas durante esa década. Además, a partir de los términos de estación estáticos, se han podido distinguir en la zona más superficial bajo las estaciones sísmicas algunas anomalías de velocidad: negativas, por ejemplo, en la terminación occidental de la Cordillera Bética y en el campo de Gibraltar, y positivas en ciertos sectores alrededor de la Cuenca de

Granada. Tras la relocalización, los residuos han disminuido considerablemente y se ha obtenido una distribución de profundidades más realista. La relocalización relativa de la sismicidad regional indica que la mayoría de los terremotos son poco profundos ($h \leq 20$ km) y es destacable la existencia de un gradiente de profundidad que va desde eventos someros en la Cordillera Bética central, en la Depresión de Granada, a terremotos intermedios (entre 50 y 90 km) en el sur de la provincia de Málaga y zonas costeras del Mar de Alborán. Estas mejoras son también notables en la distribución espacial de los eventos de las series sísmicas relocalizadas, que se traducen en valores de profundidad menos dispersos: 8-18 km para el enjambre de 1998 (Iznájar), 0-10 km para la serie de 2000-2001 (Albuñol), 2-24 km para la de 2002 (Gérgal), 0-25 km para las de 2002 y 2005 (La Paca), 0-20 km para las de 2005 y 2006 (Cañete la Real) y un doble rango, 0-5 km y 20-40 km, para las dos series de 2007 (Morón de la Frontera), aunque el valor más realista de profundidad para estos terremotos es el más somero.

En el Capítulo 4 se presenta la metodología de localización relativa usando *correlación cruzada* de las formas de onda y considerando un *evento maestro*, así como su aplicación a la relocalización de las series sísmicas más recientes de las Béticas: la de 2005 de La Paca (Murcia) y las de enero y verano de 2007 de Morón de la Frontera (Sevilla). Los resultados de la primera serie han sido ya publicados en la revista *Physics of the Earth and Planetary Interiors* bajo el título "Spatial analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location and principal component analysis" (Ocaña *et al.*, 2008b; véase Apéndice C).

Básicamente, los pasos seguidos en la aplicación de esta metodología de localización relativa han sido los siguientes: localización individual con el programa *Hypocenter* (Lienert y Havskov, 1995) de los eventos de cada una de las series a partir de las formas de onda de estaciones sísmicas cercanas (IAG, IGN, Geofon y proyecto TOPOIBERIA) buscando conseguir en cada caso la mejor distribución posible de estaciones en torno a la zona epicentral; búsqueda de terremotos con formas de onda fuertemente coherentes dentro de cada serie mediante el análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo de las fases P y S entre pares de eventos; organización de los terremotos similares en familias de multipletes aplicando el algoritmo de equivalencia de clases de Maurer y Deichmann (1995); elección de un evento maestro representativo para cada familia; determinación de los retardos (diferencias de tiempos de llegada de las fases P y S entre el evento maestro y el resto

de multipletes incluidos en la familia) mediante análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo; localización relativa de los multipletes de cada familia en función del maestro utilizando los retardos estimados anteriormente y la técnica de inversión de descomposición en valores singulares.

Los posibles planos de fractura predominantes en las series determinados a partir de las localizaciones relativas se han comparado con los obtenidos mediante la caracterización espacio-temporal aplicando *Análisis de Componentes Principales* (ACP) y con la información de mecanismos focales disponibles para cada serie.

Para la serie de La Paca de 2005, con 262 eventos ($1.2 \leq m_d \leq 4.8$) ocurridos en tres semanas (29/01/2005-20/02/2005) se han obtenido dieciséis familias con entre 3 y 25 multipletes cada una, que incluyen a 118 de los terremotos seleccionados originalmente. Las localizaciones relativas determinadas tienen precisiones de varias centenas de metros en el plano horizontal, y de hasta varios kilómetros en profundidad por la falta de estaciones sísmicas a distancias cortas. En consecuencia los planos determinados son prácticamente verticales. El acimut de los planos obtenidos tiene un valor predominante $N145^\circ \pm 17^\circ E$ y existen otras dos tendencias $N6^\circ \pm 6^\circ E$ y $N40^\circ \pm 7^\circ E$, valores que concuerdan con los determinados mediante ACP ($N145^\circ \pm 3^\circ E$, $N42^\circ \pm 4^\circ E$ y $N14^\circ \pm 4^\circ E$) y con los obtenidos a partir de los planos nodales de los tensores momento sísmico de los eventos de mayor magnitud de la serie (Stich *et al.*, 2006; Benito *et al.*, 2007). Estos conjuntos de planos caracterizan fallas conjugadas. Estas fallas forman parte de un cinturón mayor de deformación de cizalla distribuida que se extiende desde el sureste de España a lo largo del Mar de Alborán. La orientación $N349^\circ E$ de eje de esfuerzos principal σ_1 en el cinturón de cizalla (Stich *et al.*, 2006) está próxima a la bisectriz del ángulo agudo que forman las direcciones de los planos de los multipletes $N145^\circ E$ y $N6^\circ E$, lo que representa una coincidencia entre la deformación local y las condiciones de esfuerzos regionales medias.

Para la serie de Morón de la Frontera de enero de 2007, con 157 eventos ($1.0 \leq m_d \leq 3.5$) en las tres semanas posteriores a la ocurrencia de los dos eventos principales (2 de enero, M_w 3.6), se han obtenido ocho familias de entre 3 y 27 multipletes cada una, que agrupan a 76 de los eventos de la serie. Los planos de mejor ajuste presentan buzamientos casi verticales y direcciones predominantes: $N49^\circ \pm 19^\circ E$, $N160^\circ \pm 10^\circ E$, $N5^\circ \pm 6^\circ E$ y $N29^\circ \pm 8^\circ E$. La dirección de la familia 1 ($N49^\circ E$), que incluye a uno de los

eventos principales de la serie, es similar a la orientación N44°E de uno de los planos nodales del mecanismo focal de dicho terremoto. La principal tendencia obtenida con ACP, presente a lo largo de toda la serie (N14°±6°E) así como otras dos tendencias adicionales (N159°E y N37°E) son similares a los planos definidos por los epicentros. Además, las direcciones N37°E y N29°E coinciden, aproximadamente, con la de un plano nodal del tensor momento sísmico del otro evento principal del 2 de enero (Stich 2008, comunicación personal). Por tanto, combinando la información obtenida de la localización relativa y del ACP se determinan los planos de falla de los dos eventos principales de la serie.

Para la segunda serie de 2007 compuesta por 309 eventos ($1.1 \leq m_a \leq 4.5$) ocurridos del 30 de junio al 30 de septiembre, se reconocen un total de catorce familias de 3 a 33 multipletes, que aglutinan a 87 de los eventos de la serie. Los errores en profundidad dificultan el análisis por el bajo buzamiento de los planos. Las principales tendencias obtenidas son: N42°±16°E, N107°±12°E, N138°±11°E y N175°±7°E, similares a dos de las calculadas con el análisis ACP: una tendencia inicial N110°±2°E (equivalente en la N107°±12°E) y otra final N129°±1°E (que se corresponde con la N138°±11°E). Estas tendencias, además, son similares a las de algunos de los mecanismos focales calculados para los eventos más grandes (Stich 2008, comunicación personal).

Finalmente, en el Capítulo 5 se recopilan las principales conclusiones obtenidas. Por un lado, se han determinado mejores localizaciones relativas entre eventos cercanos tras la aplicación de los *términos de estación específicos de la fuente* al corregir los sesgos en los tiempos de llegada de las fases debidos a heterogeneidades laterales en el modelo tridimensional de velocidad. Por otra parte, se ha seleccionado y aplicado una metodología de localización con *evento maestro y correlación cruzada* de formas de onda para identificar multipletes y obtener retardos precisos de las ondas P y S entre eventos maestro-esclavo de cada familia. Los nuevos parámetros hipocentrales relocalizados para las series de La Paca (2005) y las dos series de Morón (2007) tienen alta precisión, especialmente en el plano horizontal, y las familias relocalizadas tienen extensiones de decenas de metros o pocas centenas de metros. Se han determinado las tendencias espaciales predominantes que son, en las tres series estudiadas, próximas a las estimadas con técnicas ACP y a partir de los mecanismos focales de los terremotos principales de cada una de ellas.

EXTENDED ABSTRACT

The objective of this Thesis is the application of different techniques of joint earthquake location for the general characterization of recent seismic activity in southern Spain (decade 1998-2007), and of the spatial and temporal trends of certain recent seismic series in order to determine the dominant fractures responsible for this clustered seismic activity.

The precise location of earthquakes has been one of the main goals of Seismology ever since seismic data became available. With these locations we can obtain a preliminary view of the spatial distribution of the seismicity in a certain region (spatial seismicity), as well as images of particular faults as earthquake generating structures. Earthquake location from travel times is still an active research topic within Modern Seismology following the improvements achieved in the quality and the processing of the data. At present, efforts are focussed on improving the precision of locations through improved Earth models and by applying station corrections, travel time corrections, and improved location methods and algorithms.

Joint location techniques have been applied to seismicity in numerous studies all over the world. For the Iberian Peninsula the application of these recent techniques for relocating an entire seismic catalogue in a specific area or the seismicity occurred over

a long period of time in a wide region has been little used. An exception is the work of Mezcua and Rueda (1997), who used the joint hypocenter determination (JHD) technique to relocate the seismicity in the Alboran Sea and adjacent areas from 1950 to 1995. In addition, important efforts have been made to relocate with greater precision events occurring on a local scale over short periods of time, such as seismic series or earthquake swarms, particularly in the south of the Iberian Peninsula. On this question the work done by Mezcua and Rueda (1994), Stich *et al.* (2001), Saccorotti *et al.* (2002), Ocaña *et al.* (2008) and Carmona *et al.* (2008) is particularly worthy of note.

This Dissertation has been organized in five Chapters plus References and Appendices. In Chapter 1 we present the study area, southern Spain, and the geological and seismological context of the Betic Cordillera. This region is the most seismically active zone in Spain, and although it shows only a moderate level of seismicity at present, in the past it was the site of important damaging earthquakes. The most important occurred in the years 1431 (two earthquakes), 1522, 1680, 1804, 1829 and 1884, reaching intensity $I \geq IX$ (European Macroseismic Scale, EMS), and there were others in 1406, 1504, 1518, 1531, 1644, 1658, 1674, 1806, with intensities of $I \geq VIII$ (EMS).

A review of the historical and instrumental seismic activity in the Betics reveals that earthquakes in this area tend to group in space and time to form different types of seismic series, and for this reason these events should be considered as interrelated phenomena. The analysis of the principal seismic sequences in the south of Spain over the last ten years (1998-2007) shows that they consist of a mainshock followed by a number of aftershocks, although there are also series that must be considered as earthquake swarms due to the homogeneity of the magnitude of the earthquakes involved. The twelve most important seismic periods are the 1998 (Iznájar, Córdoba), 2000 (Loja, Granada), 2000-2001 (Albuñol, Granada) and 2005 (Cañete la Real, Malaga) seismic swarms, and the 1999 (Mula, Murcia), 2002 (Gérgal, Almeria), 2002 and 2005 (La Paca, Murcia) 2002 and 2007 (Moron de la Frontera, Sevilla) and 2006 (Cañete la Real, Malaga) seismic series. Two particularly striking aspects of these sequences should be noted. On the one hand, the fact that in the Murcia region three seismic series occurred over a short period of time (six years from February 1999 to January 2005), and on the other, the great importance, from a seismic point of view, attained by the Moron de la Frontera area, where activity has intensified in the last two years with

seismic series occurring in January and in summer 2007 and, again in October 2008, a series not included in our analysis period.

A comparative review of the different single and joint location techniques is presented in Chapter 2. Traditional *single location* techniques, based upon the linearization of the location problem proposed by Geiger (1912), are still widely used in the majority of Centres because of their independence, easy implementation and speed. However, these locations are often biased by the effects of approximate Earth models which do not correctly represent the real heterogeneity of the Earth. To reduce these biases, it is important to use different joint location methodologies which consider the information provided by nearby events in the location procedure. These techniques include the *double-difference* method, location with *station term corrections* and the *master event location technique*. Examples of the application of some of these joint location techniques to the seismicity in the south of the Iberian Peninsula can be found in Mezcuá and Rueda (1994), who applied a method based on S-P times estimation through a time-domain cross-correlation function to the 1989 Palenciana (Córdoba) series. The *double-difference* relocation algorithm was applied to the 2002 Górgal series by Gomis *et al.* (2008), to the 1993-1994 Adra-Berja series by Santoyo *et al.* (2008) and to the three series (1999, 2002 and 2005) in Murcia by Santoyo and Luzón (2008). *Cross-correlation* and *master event* location techniques were applied by Stich *et al.* (2001) for the relative location of the seismicity in the Adra-Alboran Sea region during the period 1993-1998. The same technique was applied for relocating the 1988-1989 Agrón series and the 1998 Iznájar swarm by Saccorotti *et al.* (2002) and Carmona *et al.* (2008), respectively.

In this Thesis we chose two of these joint location techniques for the relocation of the seismicity in the south of Spain at both a regional and a local scale. Firstly, the *source-specific station terms* method (Richards-Dinger and Shearer, 2000), which we chose because it compensates the biases in locations due to lateral variations in the velocity model and because it can be applied to large sets of earthquakes over an extended area. We applied this method for relocations of the relevant seismicity ($m_d \geq 2.5$) in the south of Spain in the decade 1998-2007 (Chapter 3). Secondly, for the detailed analysis of the recent seismic series in the study area, we chose the *time-domain cross-correlation* and *master event* technique, which allowed us to obtain clusters of similar events, correcting the arrival times by comparing pairs of events that have similar waveforms,

and, thanks to the more accurate timing, determining relative locations affected by smaller margins of error (Chapter 4).

In Chapter 3 we introduced the *station terms* approach which involves both static terms (fixed values for each station regardless of the event location) and source-specific terms (each station has a station correction function which varies depending on the source position). In certain cases, such as when the seismicity is strongly clustered within a small area compared to the source-receiver distance, or when errors in the velocity model are confined to large depths, the static station terms approach can be applied, by assigning a single correction term for each station. The more general approach is to use *source-specific* correction terms, i.e., assigning a function depending on source location, which improves relative locations among nearby events without the need to solve for the velocity model explicitly. This version can be applied to more general situations, such as the location of seismicity distributed over an extended region with significant lateral velocity heterogeneities.

The algorithms to determine both types of corrections are quite similar. First, static station terms are calculated from the residuals of all events at each station. The events are relocated considering these station terms. The new locations are used to calculate new station terms and so on (Shearer, 1997). Source-specific station terms however are not estimated by using the residuals from all events but by applying a spatial selection criterion to consider nearby earthquakes only (Astiz *et al.*, 2000; Richards-Dinger and Shearer, 2000; Lin and Shearer, 2005).

We applied this methodology to the last decade (1998-2007) of seismic activity in southern Spain. This period saw the deployment of the broadband seismic network of the Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), which improved regional station coverage and allowed a larger number of earthquakes to be recorded. We used the programmes in the COMPLOC computer package (Lin and Shearer, 2006) which calculate source-specific station terms using the methodology proposed by Lin and Shearer (2005), taking as neighbouring events those included in a sphere centred in the target event whose radius decreases with every iteration.

An initial data set of 4100 events with a duration magnitude $m_d \geq 2.5$ was selected, and records from a total of 55 seismic stations, which contribute with 26096 P-wave

readings and 17447 S-wave readings were used. These stations (some broadband and some short-period) belong mainly to the IAG, but for certain areas and certain periods of time with less station coverage from this Centre (especially for the recent seismic series), additional information from stations belonging to the Instituto Geográfico Nacional (IGN) and the Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA) was included. After imposing several selection criteria in the location programme *comploc.f* (for example: a minimum number of five arrival picks required to solve for the relocation and a maximum event-station distance of 100 km), 2705 events were finally relocated, mostly in the central part of the Betic Cordillera and Alboran Sea; we have more stations in these areas and, therefore, more events and phase readings. Generally, the resulting locations show a tighter spatial clustering of the seismicity, and most of the seismic series that occurred during this decade were clearly identified. In addition, from static station terms we were able to distinguish shallow velocity anomalies beneath some stations, which were negative for example in the westernmost part of the Betic Cordillera and the Gibraltar zone, and positive for certain stations surrounding the Granada Basin. After relocation, residuals decreased significantly and a more realistic depth distribution of events was obtained. The relative relocation of the regional seismicity indicates that most of the earthquakes were shallow ($h \leq 20$ km), and revealed the existence of a depth gradient from shallow events in the central Betic Cordillera, in the Granada Basin, towards intermediate earthquakes (between 50 and 90 km) in the southern Malaga province and shores of the Alboran Sea. These accuracy improvements were also notable in the spatial distribution of the relocated seismic series, especially in terms of the lower scattering of depth estimates: 8-18 km in the case of the 1998 swarm (Iznájar), 0-10 km for 2000-2001 series (Albuñol), 2-24 km for the 2002 series (Gérgal), 0-25 km for the 2002 and 2005 series (La Paca), 0-20 km for the 2005 and 2006 series (Cañete la Real) and a double range, 0-5 km and 20-40 km, for the two 2007 series (Morón de la Frontera), of which the shallower range is more realistic for this area.

In Chapter 4 the *master event* relative location methodology with waveform *cross-correlation* is introduced, as is its application to the relocation of the most recent seismic series in the Betics: The 2005 La Paca series and the January and Summer 2007 series near Moron de la Frontera. The results for the first series have already been published in the journal *Physics of the Earth and Planetary Interiors* entitled "Spatial

analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location and principal component analysis" (Ocaña *et al.*, 2008, see Appendix C).

The application of this relative location approach involved the following steps: single event location using waveforms from nearby stations (IAG, IGN, TOPOIBERIA project, ROA/UCM/Geofon) using the Hypocenter program (Lienert and Havskov, 1995); a search for pairs of events with highly coherent waveforms within each series using time-domain cross-correlation analysis for P and S-wave phases; the classification of similar events into *multiplet* families by applying the Maurer and Deichmann (1995) equivalence class algorithm; the selection of a master event representative of each family; the determination of the time lags (P and S arrival time differences between master event and the other multiplet events included in the family) through time-domain cross-correlation; master event relative location of multiplets within families, using the estimated time lags and solving the problem through single value decomposition.

The possible predominant fracture planes computed from relocated events are compared with the planes obtained from a spatiotemporal characterisation through *Principal Component Analysis* (PCA) and with the information from the focal mechanisms available for each series.

For the 2005 La Paca series, with 262 events ($1.2 \leq m_a \leq 4.8$) in a three week period (2005/01/29-2005/02/20), sixteen families with 3 to 25 multiplet events were obtained, including 118 of the initial selected events. Estimated relative locations are accurate to within several hundreds of meters on the horizontal plane and up to several kilometres in depth, due to the lack of stations at short epicentral distances; as a consequence the fitted planes are almost vertical. The azimuths of these planes show a predominant direction of $N145^\circ \pm 17^\circ E$, and there are two more trends of $N6^\circ \pm 6^\circ E$ and $N40^\circ \pm 7^\circ E$, in agreement with those determined through PCA ($N145^\circ \pm 3^\circ E$, $N42^\circ \pm 4^\circ E$ and $N14^\circ \pm 4^\circ E$) and with those indicated by the nodal planes of seismic moment tensors for the major event in the series (Stich *et al.*, 2006; Benito *et al.*, 2007). This set of planes characterizes conjugate faults included in a major belt of distributed shear deformation which extends from south-eastern Spain across the Alboran Sea. The orientation of $N349^\circ E$ of the maximum principal stress σ_1 in the shear belt (Stich *et al.*, 2006) is close to the bisecting line of the acute angle between the $N145^\circ E$ and the $N6^\circ E$

multiplet faults, which indicates a good coincidence between local deformation and average regional stress conditions.

For the January 2007 Moron de la Frontera seismic series, with 157 earthquakes ($1.0 \leq m_d \leq 3.5$) in the three weeks after the two mainshocks (M_w 3.6), eight families with 3 to 27 multiplets were obtained, including 76 of the events in the initial selection. The best fitting planes show almost vertical dips and predominant directions of $N49^\circ \pm 19^\circ E$, $N160^\circ \pm 10^\circ E$, $N5^\circ \pm 6^\circ E$ and $N29^\circ \pm 8^\circ E$. The strike for family 1, which includes one of the mainshocks of the series, is $N49^\circ E$, close to the $N44^\circ E$ orientation of one of the nodal planes of the focal mechanism for this earthquake. The main trend obtained through PCA is $N14^\circ \pm 6^\circ E$, persistent throughout the sequence, and two more trends of $N159^\circ E$ and $N37^\circ E$ are all similar to the planes defined by the relocated epicentres. Furthermore, the directions of $N37^\circ E$ and $N29^\circ E$ coincide approximately with the direction of one of the nodal planes of the seismic moment tensor of the second mainshock (Stich 2008, personal communication), which occurred on January 2nd. By combining the information obtained through relative location and PCA, we were able to determine the fault planes for the two mainshocks.

For the second series in 2007 in Moron de la Frontera, with 309 events ($1.1 \leq m_d \leq 4.5$) from 30 June to the end of September, we identified fourteen families with between 3 and 33 multiplets including 87 of the events. Here, the errors in depth made analysis difficult due to the low dip of the faults involved. The main trends determined are $N42^\circ \pm 16^\circ E$, $N107^\circ \pm 12^\circ E$, $N138^\circ \pm 11^\circ E$ and $N175^\circ \pm 7^\circ E$, similar to two of the directions calculated through PCA, an initial one $N110^\circ \pm 2^\circ E$ (equivalent to $N107^\circ \pm 12^\circ E$) and a final one $N129^\circ \pm 1^\circ E$ (related to $N138^\circ \pm 11^\circ E$), which in addition are similar to some of the focal mechanisms calculated for the largest events of the sequence (Stich 2008, personal communication).

Finally, in Chapter 5, we present a summary of the main conclusions of our research. Firstly, we obtained better relative locations among nearby events after applying *source-specific station terms* that compensate bias in arrival times due to lateral heterogeneities in Earth. Secondly, we selected and applied the cross-correlation master event location technique to identify multiplets and to obtain P and S-wave accurate lags between master and slaves within each family. The new hypocentral parameters for the 2005 La Paca series and both seismic series in Moron (2007) after

relocation are highly accurate, especially in the horizontal plane, and relocated families are very compact with lengths ranging from tens to a few hundred metres. Furthermore, a satisfactory agreement for the three series can be observed among seismic trends obtained from the relocated multiplets, from application of PCA and from the focal mechanisms for the largest earthquakes.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN A LA SISMICIDAD DEL SUR DE ESPAÑA: SERIES SÍSMICAS EN EL PERIODO 1998-2007	1
1. Introducción	1
2. Objetivos y esquema de la Tesis	2
3. Marco sismotectónico del sur de España	4
3.1. Marco tectónico	4
3.2. Sismicidad histórica e instrumental	7
4. Series sísmicas en el sur de España	10
4.1. Introducción	10
4.2. Análisis de las series sísmicas recientes	12
5. Comentarios finales	27
2. LOCALIZACIÓN INDIVIDUAL Y CONJUNTA DE TERREMOTOS	29
1. Introducción	29
2. Métodos no-lineales de localización	32
2.1. Solución probabilista completa del problema de localización	32
2.2. Métodos de búsqueda-directa	35
3. Linealización del problema de localización: el método de Geiger	37
4. Técnicas de localización conjunta de eventos	42
4.1. Localización mediante correcciones por términos de estación	42
4.2. Localización con evento maestro	52
4.3. Método de la doble diferencia	57
5. Comentarios finales	63
3. LOCALIZACIÓN DE LOS TERREMOTOS DEL SUR DE ESPAÑA CONSIDERANDO CORRECCIONES POR ESTACIÓN	67
1. Introducción	67
2. Localización de terremotos empleando términos de corrección por estación	69
2.1. Ecuaciones del problema de localización con términos de estación.	72
2.2. Términos de estación estáticos	75
2.3. Términos de estación dependientes de la fuente.	77
3. Aplicación de las correcciones de estación a la sismicidad del sur de España	79
3.1. Selección de datos y estaciones sísmicas	79
3.2. Proceso de los datos: el conjunto de programas <i>COMPLOC</i>	86
3.3. Resultados	91
4. Conclusiones	103
4. LOCALIZACIÓN RELATIVA PRECISA DE SERIES SÍSMICAS MEDIANTE CORRELACIÓN CRUZADA EN EL DOMINIO DEL TIEMPO Y EVENTO MAESTRO	105
1. Introducción	105
2. Estudio de la similitud entre formas de onda	111
2.1. Análisis de la correlación espectral en el dominio de la frecuencia	112

2.2. Análisis de la correlación cruzada en el dominio del tiempo	115
3. Agrupación de multipletes en familias	116
3.1. Búsqueda de familias	116
3.2. Selección del evento maestro	118
4. Determinación de los tiempos de llegada relativos	120
5. Localización relativa con evento maestro.	121
5.1. Sistema de ecuaciones	121
5.2. El problema de la inversión	123
5.3. Inversión por mínimos cuadrados	124
5.4. Errores de los parámetros del modelo	127
6. Aplicación a la serie sísmica de La Paca (Murcia) de 2005	128
6.1. Introducción: marco sísmico y tectónico	128
6.2. Descripción de la serie	132
6.3. Relocalización con evento maestro: resultados	138
7. Aplicación a la serie sísmica de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007	157
7.1. Introducción: marco sísmico y tectónico	157
7.2. Descripción de la serie	158
7.3. Relocalización con evento maestro: resultados	162
8. Aplicación a la serie sísmica de Morón de la Frontera (Sevilla) de junio-septiembre de 2007	176
8.1. Descripción de la serie	176
8.2. Relocalización con evento maestro: resultados	184
9. Conclusiones	200
5. CONCLUSIONES	209
5. CONCLUSIONS	215
6. REFERENCIAS	219
APÉNDICES	235
APÉNDICE A. Listado de series localizadas	235
A.1. Eventos pertenecientes a la serie de La Paca (Murcia) de 2005	235
A.2. Eventos pertenecientes a la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007	241
A.3. Eventos pertenecientes a la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de junio-septiembre de 2007	244
APÉNDICE B. Listado de familias relocalizadas	251
B.1. Familias de la serie de La Paca (Murcia) de 2005	251
B.2. Familias de la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007	254
B.3. Familias de la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de junio-septiembre de 2007	256
APÉNDICE C. Artículo: <i>“Spatial analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location and principal component analysis”</i> . Physics of the Earth and Planetary Interiors 166 (2008) 117-127	259

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN A LA SISMICIDAD DEL SUR DE ESPAÑA: SERIES SÍSMICAS EN EL PERÍODO 1998-2007

1. Introducción

La localización de un terremoto especifica el lugar y el momento en que se ha producido una liberación de energía, información que, junto con el tamaño del evento sísmico, ofrece una descripción concisa de las características más importantes del evento (Lomax *et al.*, 2009). La localización precisa de terremotos es un objetivo importante y una línea de investigación abierta dentro de la Sismología Moderna. Con ella se obtiene una visión de la distribución espacial de la sismicidad de una zona e, indirectamente, de las fallas o estructuras activas bajo la superficie.

El conocimiento de la ubicación de cada evento es necesario para la determinación del tamaño del mismo (magnitud, momento, etc.) y estos parámetros espaciales y energéticos son fundamentales para la notificación en tiempo “casi-real” y la

evaluación rápida de las consecuencias en terremotos potencialmente destructores. Asimismo, la fiabilidad de esos parámetros es esencial para los estudios posteriores de cinemática y dinámica de la fuente sísmica, de tendencias de fallas activas, de deformación litosférica, de modelos de sismicidad, de peligrosidad sísmica y para el desarrollo de modelos de subsuelo más precisos.

La localización de los terremotos es un problema de sensores remotos ya que debe inferirse indirectamente a partir de observaciones hechas sobre registros de estaciones sísmicas en, o cerca, de la superficie de la Tierra. Al ser un problema inverso de ajuste entre los tiempos de viaje observados y los predichos a partir de diferentes localizaciones hipotéticas usando un modelo de Tierra, para que esta inversión de una buena estimación de la localización verdadera (localización fiable que se consigue si se minimizan los errores) es necesario mejorar la distribución de estaciones sísmicas, la calidad de los datos, utilizar modelos de velocidad más realistas y usar métodos y algoritmos de inversión más sofisticados.

La *localización individual* de terremotos se perfeccionó en los años 60, empujada por la demanda política y social de identificar y cuantificar los experimentos nucleares de las superpotencias durante la guerra fría. Para superar algunas de las limitaciones intrínsecas de la localización individual, en la presente Tesis se exploran las técnicas de *determinación conjunta de hipocentros*, en las que se usa la información proporcionada por un conjunto de eventos cercanos, superando los sesgos introducidos por los modelos de velocidad que no reflejan todas las heterogeneidades y variaciones laterales existentes en la estructura de velocidad real.

2. Objetivos y esquema de la Tesis

En los últimos años se dispone de nuevas técnicas de localización y de un mayor número de estaciones sísmicas y de datos digitales de banda ancha de calidad en el sur de España lo que permite abordar la caracterización de la sismicidad de esta región. En este contexto se han planteado los siguientes objetivos:

- Seleccionar metodologías de localización conjunta de grupos de eventos que minimicen la influencia del modelo unidimensional de Tierra, considerando

indirectamente las heterogeneidades laterales en la localización relativa de eventos sísmicos en áreas extensas y en áreas reducidas.

- Caracterizar familias de eventos similares mediante técnicas de correlación cruzada de formas de onda y emplear técnicas de lecturas de fases sísmicas precisas, directas o relativas.
- Aplicar dichas técnicas a la localización tanto de la sismicidad relevante como de las series sísmicas recientes de la región y obtener tendencias espacio-temporales de esa actividad.
- Analizar y discutir los resultados en el marco complejo de las Béticas.

Para abordar estos objetivos la Tesis se ha organizado en cinco Capítulos más Referencias y Apéndices. En el presente Capítulo se presenta de manera general el marco sismotectónico en el que se engloba la zona estudiada, el sur de España, y las características de las series sísmicas relevantes en el periodo 1998-2007.

En el Capítulo 2 se hace una revisión comparativa de las diferentes técnicas de localización individual y conjunta.

En el Capítulo 3 se describe la técnica de localización conjunta considerando *términos correctores de estación estáticos* (que asignan un valor fijo para cada estación) y *dependientes de la fuente* (en los que la función correctora depende de la posición del foco sísmico). Esta técnica permite corregir los sesgos en las localizaciones debidos a las variaciones laterales en el modelo de velocidad y puede aplicarse a un conjunto grande de terremotos ocurrido en una zona extensa. En esta Tesis se aplica para la relocalización de la sismicidad relevante ($m_a \geq 2.5$) ocurrida en la zona de estudio durante la década 1998-2007. Se analiza si las relocalizaciones muestran una mayor agrupación espacial de la sismicidad y si, a partir de los términos de estación estáticos, se pueden identificar algunas anomalías de velocidad.

En el Capítulo 4 se presenta la metodología de localización relativa utilizando un *evento maestro* y corrigiendo los tiempos de llegada mediante la comparación de parejas con formas de onda similares aplicando *correlación cruzada en el dominio del tiempo*. Dicha técnica se aplica para el análisis y la relocalización de tres de las series

sísmicas recientes: La Paca 2005 y Morón 2007, enero y junio-septiembre. Al poder disponer de tiempos más precisos las localizaciones relativas tienen incertidumbres más pequeñas. Se comparan las tendencias de la distribución espacial de las familias relocalizadas, la evaluación estadística mediante *Análisis de Componentes Principales* y los mecanismos focales de los eventos principales.

Finalmente, en el Capítulo 5 se resumen las principales conclusiones de los trabajos de investigación realizados.

3. Marco sismotectónico del sur de España

3.1. Marco tectónico

La *Cordillera Bética*, localizada en el sur de España, y la Cordillera del Rif, en el norte de Marruecos, constituyen el extremo más occidental del conjunto de las cadenas de orogenia alpina y están situadas en la zona de contacto entre las placas tectónicas Africana y Euroasiática. Este arco se desarrolló como consecuencia de la convergencia de dichas placas desde el Mesozoico tardío al Cenozoico así como de la apertura progresiva de la cuenca Argelo-Balear durante el Oligoceno y el Mioceno temprano.

La Cordillera Bética es un relieve compuesto por numerosas sierras formadas por materiales de basamento separadas entre sí por cuencas sedimentarias de edad neógena y cuaternaria (Figura 1.1). La orientación preferida de la Cordillera (ENE-WSW) sufre un giro de casi 180° en su sector occidental formando el denominado Arco de Gibraltar, de manera que tanto las estructuras como las unidades sedimentarias observadas en las Béticas tienen sus equivalentes en el Rif marroquí, al otro lado del Mar de Alborán.

En las Béticas, así como en el Rif, se distinguen varios dominios tectónicos típicos: las Zonas Internas y Externas, las cuencas de sedimentación neógenas y las unidades de Flysch del Campo de Gibraltar (Martínez-Díaz, 1998). Esta división obedece a pronunciadas diferencias en desarrollo temporal, estilo de deformación y litología.

Las Zonas Internas afloran en la parte más meridional de la Cordillera Bética. Dentro de ellas pueden distinguirse tres unidades geológicas de rango mayor con

características tectosedimentarias diferentes: el complejo Nevalofilábride, el complejo Alpujárride (el que más aflora de los tres) y el complejo Maláguide. Los dos últimos, estructuralmente más altos, tienen sus equivalentes en el Rif (Sébtides y Ghomárides) mientras que el primero sólo aflora en la Cordillera Bética.

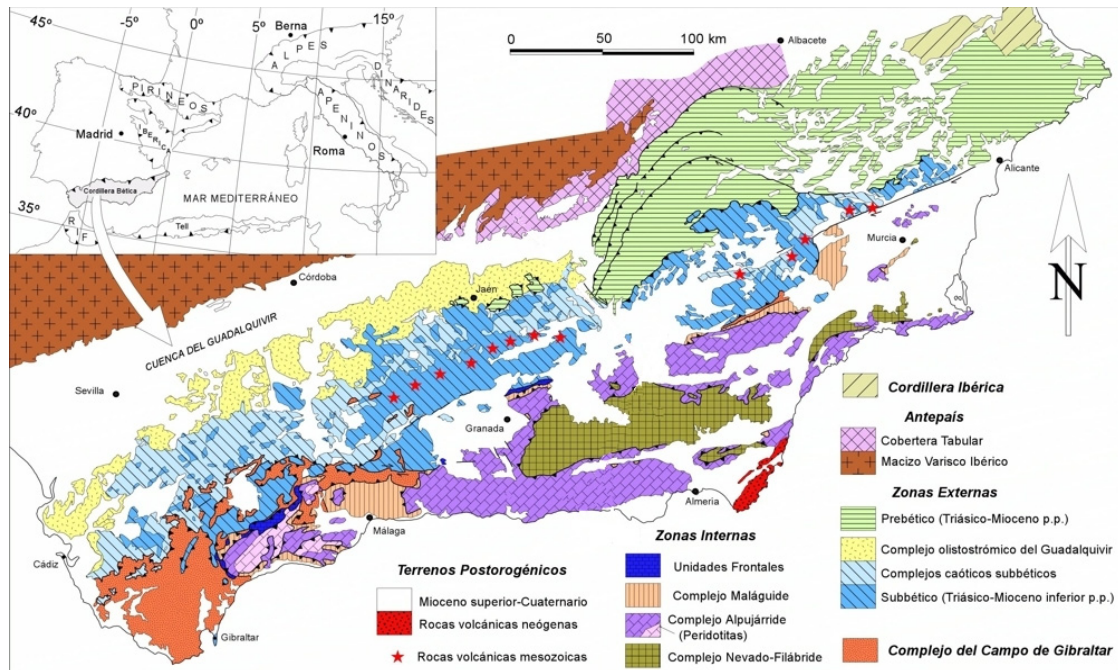


Figura 1.1. Mapa geológico de la Cordillera Bética en el que se muestra la extensión de los afloramientos de cada una de las unidades (modificado de Vera, 2004).

Figure 1.1. Betic Cordillera geological map where the extension of each unit outcrops is shown (modified from Vera, 2004).

Las Zonas Externas afloran en la parte más septentrional de la Cordillera Bética, en una banda alargada con dirección WSW-ENE y con una anchura media de 80-100 km (Vera, 1994). En la Cordillera Bética las Zonas Externas se diferencian en dos grandes unidades: el Prebético, al norte y de carácter más somero, y el Subbético hacia el sur y de carácter más profundo. El Prebético es la parte del margen continental adyacente al antiguo continente. En Andalucía aflora ampliamente en las sierras de Cazorla y Segura y más reducidamente en relieves próximos a Jaén. El Subbético sería la zona más alejada del continente durante el depósito, diferenciándose dentro de él un Subbético externo y otro interno (o Penibético).

Por otra parte las unidades de Flysch del Campo de Gibraltar situadas en la zona externa del Arco de Gibraltar, en el Rif y en el Tell, constituyen los restos de un

antiguo surco de Flysch que posiblemente se extendió a lo largo de todo el borde norte de la placa Africana desde Calabria hasta Gibraltar (Sanz de Galdeano, 1992).

Los depósitos neógenos y cuaternarios son las áreas que quedaron deprimidas después de la orogenia alpina en la que colisionaron las Zonas Internas y Externas, durante el Mioceno medio (Vera, 1994). Estos depósitos se disponen en forma de numerosas cuencas intramontañosas rellenando las depresiones existentes entre las sierras de basamentos formadas por materiales de las Zonas Internas. La mayoría de estas cuencas, incluida la del Guadalquivir, se encontraban sumergidas y conectadas entre sí por el mar durante la parte alta del Mioceno medio, para sufrir durante el Mioceno superior un progresivo proceso de somerización e individualización sedimentaria (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992).

En el Plioceno y el Cuaternario, movimientos de placas tomaron el control de la deformación en la región con un acortamiento NNW-SSE y desarrollo de fallas de desgarre (Calvert *et al.*, 2000), que coexistió con un modelo de esfuerzos extensional radial en la parte oeste de la Cuenca de Alborán. Durante el levantamiento de las Béticas, se desarrollaron a la vez varias cuencas. La más extensa de estas depresiones neógenas es la Cuenca o Depresión del Guadalquivir, que se localiza entre el macizo hercínico de la Meseta y el borde septentrional de la Cordillera Bética. Se trata de una cuenca de antepaís que se superpone al surco frontal que existiría al norte de la Cordillera a la vez que se iba formando. Tiene una marcada asimetría, pues el borde norte es tectónicamente inactivo mientras que el borde sur muestra evidencia de actividad pasada o reciente. Además de la Depresión del Guadalquivir existe un conjunto de pequeñas cuencas neógenas *pull-apart* (cuencas intramontañosas) ubicadas dentro de la Cordillera Bética, con importantes rellenos sedimentarios de materiales neógenos postorogénicos que se acomodaron a una fuerte deformación interna (las cuencas de Ronda, Granada, Guadix-Baza, Huércal-Overa, Almería y Sorbas).

La geometría y evolución neógeno-cuaternaria de estas cuencas está estrechamente ligada con la actividad de importantes zonas de falla con movimientos verticales y de desgarre que cruzan parte de la Cordillera Bética con orientaciones fundamentalmente E-W y NE-SW (Bousquet, 1979; Sanz de Galdeano, 1983; Montenat *et al.*, 1987). Una de esas zonas de falla, la falla de Carboneras, se prolonga hacia el SW a través del Mar de Alborán (Gràcia *et al.*, 2006) y parece conectar con las fallas de desgarre sinestrosas

NE-SW de la zona del Rif constituyendo la Zona de Cizalla Trans-Alborán (Larouzière *et al.*, 1987). En relación directa con la formación y evolución de estas cuencas neógenas se sitúan varios afloramientos volcánicos de edades que van del Mioceno inferior al Cuaternario, localizándose los más recientes en la zona oriental de Almería (Campo de Cartagena y Mazarrón).

Separando las Béticas del Rif se sitúa la depresión miocena del Mar de Alborán. Las cuencas neógenas antes citadas constituyen relictos elevados de un Mar de Alborán mioceno más extenso que el actual (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 1992). A grandes rasgos esta depresión se caracteriza por situarse sobre una corteza continental adelgazada cubierta por depósitos con edades desde el Burdigaliense hasta el Cuaternario (Comas y Jurado, 1990). Estructuralmente destaca la combinación compleja de mecanismos de deformación distensivos y compresivos desde el Mioceno medio hasta hoy (Comas *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992).

3.2. *Sismicidad histórica e instrumental*

El sur de la Península Ibérica presenta, junto con el Mar de Alborán, una actividad sísmica moderada asociada a la colisión continental entre las placas africana y euroasiática y distribuida sobre una amplia área. No obstante, la región de las Béticas-Alborán es la de mayor actividad sísmica de España. La energía sísmica se relaja predominantemente a través de pequeños terremotos ($M_w \leq 5.5$, Figura 1.2) y más raramente a través de sismos de magnitud moderada (Grimison y Chen, 1986). La mayoría de los eventos sísmicos tiene una profundidad superficial ($h < 40$ km), un número significativo tiene profundidad intermedia ($40 \text{ km} < h < 150$ km) y solo se tiene constancia de muy pocos y raros eventos de gran profundidad (≈ 630 km) (Vidal, 1986; Morales *et al.*, 1997; Buforn *et al.*, 2004).

En contraste con una sismicidad instrumental relativamente moderada, los registros históricos documentan la ocurrencia en el pasado de terremotos que tuvieron valores de intensidad elevados y que provocaron daños humanos y materiales de consideración en las zonas afectadas. El catálogo de terremotos del sur de la Península Ibérica es extenso y los eventos más antiguos de los que se tiene registro se remontan al año 500 a.C. (Galbis, 1932). No obstante, la documentación existente para los

terremotos anteriores al año 1400 es escasa (Vidal, 1986). A partir del siglo XV y hasta la fecha, se han producido en la zona sur de España una docena de terremotos con intensidades máximas mayores que VIII (escala EMS). Información referente a la magnitud, intensidad y localización de estos terremotos históricos, con datos recopilados de diferentes fuentes bibliográficas (Galbis, 1932, 1940; Poirier y Taher, 1980; Vidal, 1986, 1993; Martínez-Solares y Mezcua Rodríguez, 2002) aparece recogida en la Tabla 1.1.

Desde comienzos del siglo XX no han ocurrido terremotos de intensidad tan elevada en la zona de estudio, siendo la sismicidad instrumental que se ha detectado desde entonces de carácter moderado si se compara con la ocurrida en los siglos anteriores. En los últimos cien años sólo se han registrado en la zona sur de la Península Ibérica tres terremotos de magnitud mayor que 6.0: el terremoto de Adra (Almería) de 16 de junio de 1910 ($m_b = 6.2$, $M_w = 6.1$, Stich *et al.*, 2003), el terremoto profundo (≈ 630 km) ocurrido cerca de Granada el 29 de marzo de 1954 ($m_b = 7.0$, $M_w = 7.9$; Chung y Kanamori, 1976) y el evento del 15 de marzo de 1964 que se localizó en el Golfo de Cádiz ($m_b = 6.2$, $M_w = 6.6$), (Pondrelli *et al.*, 1999).

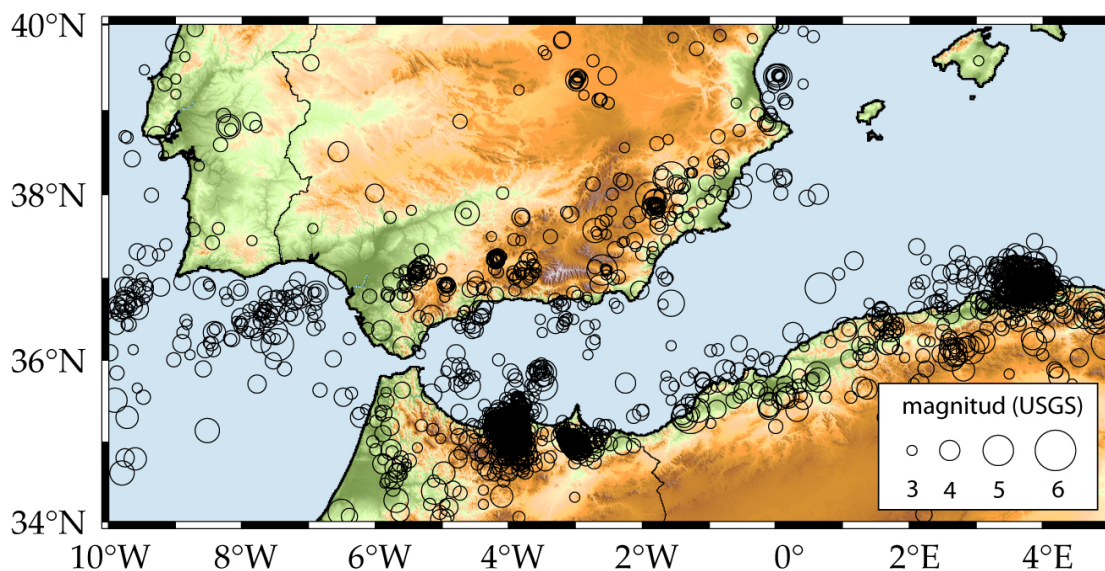


Figura 1.2. Mapa con los epicentros de los terremotos de magnitud ≥ 3.0 ocurridos en la zona Ibero-Magrebí en el periodo 1998-2007 (listado del USGS).

Figure 1.2. Map with the epicentres of earthquakes having magnitude ≥ 3.0 occurred in the Ibero-Maghreb zone during the period 1998-2007 (from USGS list).

Tabla 1.1. Principales terremotos históricos ($I_{max} > VIII$) ocurridos en el sur de España en los siglos XV-XX. (*) Magnitudes e intensidades aproximadas o epicentro dudoso.

Table 1.1. Summary of main historical earthquakes ($I_{max} > VIII$) occurred in the South of Spain during the XV-XX centuries. () Rough magnitudes and intensities or uncertain epicenter.*

Fecha	Magnitud	I_{max}	Epicentro	Zona
24/04/1431	6.5*	VIII-IX*	37.15N, 3.63W*	Sur de España
27/06/1431	6.8*	IX-X*	37.25N, 3.70W*	Atarfe (Granada)
01/11/1487	6.1	VIII-IX*	36.83N, 2.47W*	Almería
26/01/1494	6.5*	VIII- IX*	36.58N, 4.42W	Málaga
05/04/1504	6.2	VIII-IX	37.47N, 5.66W	Carmona (Sevilla)
09/11/1518	6.1	VIII-IX	37.23N, 1.87W	Vera (Almería)
22/09/1522	6.8 -7.2*	IX	36.83N, 2.50W*	Almería
30/09/1531	6.1	VIII-IX	37.53N, 2.75W	Baza (Granada)
28/08/1674	6.1	VIII-IX	37.68N, 1.70W	Lorca (Murcia)
09/10/1680	6.2*	VIII-IX	36.85N, 4.60W	Málaga
25/08/1804	6.2*	VIII-IX	36.80N, 2.83W	Dalías (Almería)
21/03/1829	6.6*	IX-X	38.08N, 0.72 W	Torre Vieja (Alicante)
25/12/1884	6.8*	IX-X	36.96N, 3.98W	Arenas del Rey (Granada)

Gracias a investigaciones recientes, se ha podido calcular también la magnitud de algunos terremotos históricos del sur de la Península del presente siglo. Por ejemplo, Stich *et al.* (2003) invirtieron los datos del terremoto de Adra de 1910 registrados por las escasas estaciones sísmicas mecánicas regionales de la época para determinar el tensor momento sísmico y la magnitud momento $M_w = 6.1$ de dicho evento. Udías *et al.* (2005) calcularon la magnitud M_s de los terremotos del 10 de marzo y 19 de mayo de 1951 (5.4 y 5.6, respectivamente) y Batlló *et al.* (2008) relocalizaron dichos eventos en Alcaudete (Jaén) con una profundidad de unos 20 km, obtuvieron sus mecanismos focales de fallamiento de desgarre y calcularon su magnitud momento (M_w 5.2 y 5.3, respectivamente). Recientemente Vidal *et al.* (2008) han obtenido a partir de datos macrosísmicos una $M_w > 7$ para el sismo de 1522 en la falla de Carboneras.

Además, estudios de paleosismicidad en la región (por ejemplo: Martínez-Díaz, 1998; Reicherter *et al.*, 2003; Masana *et al.*, 2004; Gràcia *et al.*, 2006; Reicherter y Hübscher, 2007) indican la potencialidad de algunas fallas, por ejemplo, las de Ventas de Zafarraya (Granada), Alhama de Murcia (Murcia), o Carboneras (Almería), para generar terremotos de magnitud momento $M_w > 6$.

4. Series sísmicas en el sur de España

4.1. Introducción

Una característica presente en las regiones sísmicamente activas es la tendencia de los hipocentros de los terremotos a agruparse espacial y temporalmente (por ejemplo: Kagan y Knopoff, 1978; Reasenberg, 1985; Ouchi y Uekawa, 1986; Pechmann y Thorbjarnardottir, 1990). Los terremotos se agrupan formando series sísmicas que se desarrollan a lo largo de un período de tiempo y en un lugar determinado (Torcal, 1998). Si uno de esos eventos tiene una magnitud mayor que el resto se habla de la ocurrencia de una serie sísmica con un terremoto principal y un conjunto de réplicas. En ocasiones se producen eventos que preceden al terremoto principal y que reciben el nombre de premonitores. Un tipo especial de series sísmicas es aquella en las que no se puede distinguir un terremoto principal debido a que el rango de magnitudes de todos los eventos involucrados es muy similar y ninguno destaca sobre el resto. Estas últimas series reciben comúnmente el nombre de enjambres sísmicos (Richter, 1958).

Mogi (1963) propuso una clasificación bastante extendida y aceptada de las distintas series de terremotos mencionadas anteriormente, que los organiza en tres categorías diferentes de acuerdo al tipo de material y a la distribución de tensiones (Udías y Mezcuca, 1986) (Figura 1.3).

➤ Tipo I.

El primer terremoto es el principal (no se producen premonitores) al que siguen un conjunto de terremotos de menor magnitud. Estas series se dan en materiales muy homogéneos en los que los esfuerzos acumulados no se liberan hasta que se exceden la resistencia de las rocas, produciéndose entonces el sismo principal. Las réplicas se producen por reajuste de los esfuerzos en el volumen que rodea a la fractura causante del evento principal.

➤ Tipo II.

Se producen premonitores cuyo número aumenta rápidamente antes del terremoto principal. La ocurrencia de estos premonitores está ligada a la presencia de heterogeneidades en los materiales. Antes de que se produzca el

sismo principal los esfuerzos acumulados se van relajando en forma de pequeños terremotos debido a la diferencia en la resistencia de los materiales.

➤ Tipo III.

Los eventos ocurren en forma de enjambre en el que no se distingue un terremoto principal. Este tipo de series se corresponde con zonas de materiales muy heterogéneos y distribuciones de esfuerzos muy concentrados y no uniformes.

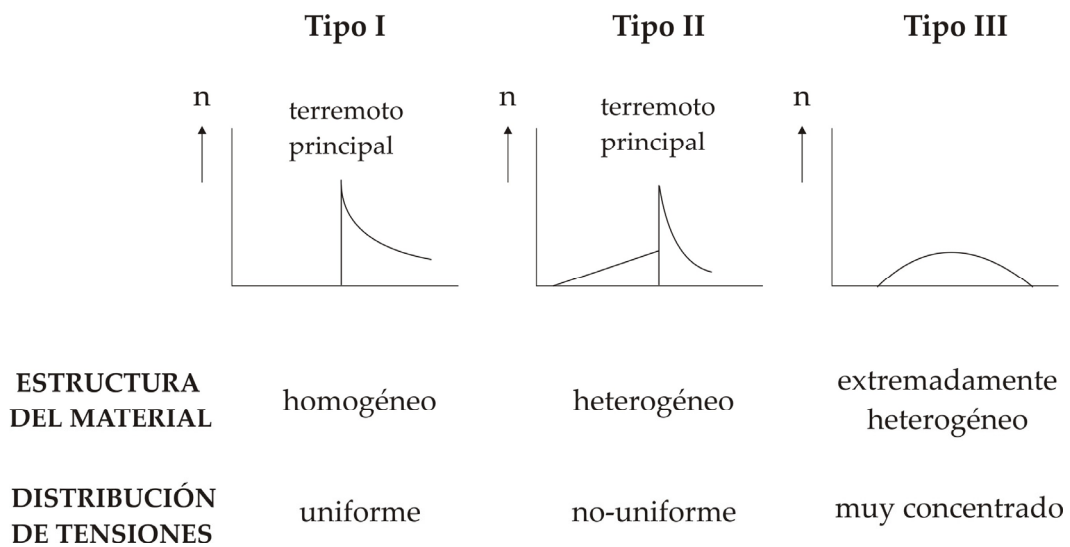


Figura 1.3 Esquema de la distribución de premonitores y de réplicas según los tres tipos de material y distribución de tensiones (Mogi, 1963; modificado de Udías y Mezcua, 1986).

Figure 1.3. Scheme of distribution of foreshocks and aftershocks according to the three types of material and distribution of stress (Mogi, 1963; modified from Udías and Mezcua, 1986).

La distribución temporal de los terremotos en el sur de la Península Ibérica no sigue plenamente la ley de Poisson de sucesos independientes ya que algunos de los eventos se encuentran agrupados en diversos tipos de secuencias sísmicas y, por tanto, deben considerarse como fenómenos interrelacionados (Martínez Solares, 2003). Las secuencias sísmicas se producen en esta zona de forma frecuente tanto durante la época histórica como durante la época instrumental. En la Tabla 1.2 se han listado secuencialmente las series más importantes con una duración total superior a los dos meses que han ocurrido en el sur de España (Martínez Solares y Mezcua, 2002). Son un total de catorce episodios sísmicos ocurridos entre los siglos XVII y XIX.

Tabla 1.2. Recopilación de las series sísmicas de más de dos meses de duración en el sur de España. El tipo de serie hace referencia a la clasificación dada por Mogi: I = terremoto principal y réplicas, II = evento premonitorio, principal y réplicas, III = enjambre de eventos.

Table 1.2. Summary of historical seismic series lasting for more than two months in the South of Spain. Type of seismic series according to the classification given by Mogi: I = mainshock-aftershocks, II=foreshock-mainshock-aftershocks, III=swarm of earthquakes.

Año	Localización	Duración (meses)	I_{max}	Nº eventos	Tipo Serie
1674	Lorca (Murcia)	2	VIII	5	II
1778	Granada	6	VI	26	III
1791-1792	Melilla	11	VI-VII	56	III
1804	Mar de Alborán	7	VII-VIII	17	I
1804	Dalias (Almería)	4	VIII-IX	51	II
1806-1807	Pinos Puente (Granada)	12	VIII	159	II
1826	Granada	8	VI	20	III
1829	Torrevieja (Alicante)	4	IX-X	42	II
1848	Melilla	2	VII	11	I
1861-1862	Torrevieja (Alicante)	12	IV	25	III
1862	Torrevieja (Alicante)	6	V	21	III
1863	Huercal-Overa (Almería)	4	VI-VII	42	III
1882-1883	Archena (Murcia)	4	VI-VII	35	III
1884-1886	Arenas del Rey (Granada)	31	IX-X	253	I

4.2. Análisis de las series sísmicas recientes

Tomando como referencia los datos incluidos en la base de datos de terremotos del Instituto Andaluz de Geofísica se ha representado la distribución temporal de la sismicidad en la zona Bético-Rifeña durante la década 1998-2007 (Figura 1.4). A pesar de que existen ciertos intervalos temporales para los cuales la base de datos de sismos no está localizada en su totalidad, en la distribución temporal de los eventos se pueden reconocer picos máximos de sismicidad que coinciden con la ocurrencia de algunas de las series y enjambres sísmicos en la zona. Es el caso de los enjambres de Iznájar (Córdoba, abril 1998) y Albuñol (Granada, máxima actividad en el mes de enero de 2001) o las series de La Paca (Murcia, agosto 2002 y enero - febrero 2005) y Morón de la Frontera (Sevilla, con un repunte importante de la actividad en septiembre 2007).

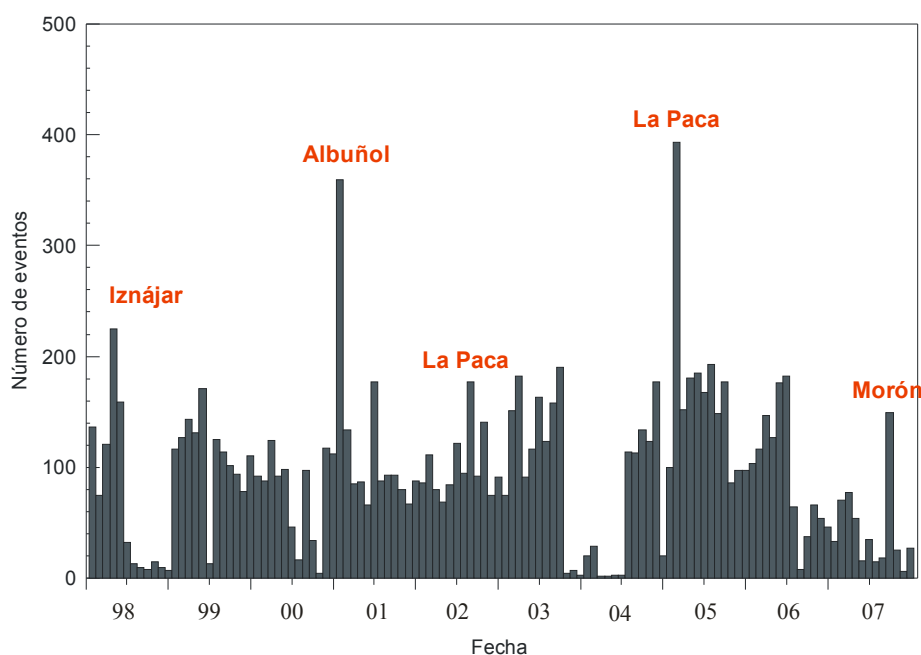


Figura 1.4. Distribución temporal de los terremotos localizados por el Instituto Andaluz de Geofísica en la zona Bético-Rifeña durante el periodo 1998-2007. Se indican las principales series sísmicas registradas en esos años.

Figure 1.4. Temporary distribution of the earthquakes located by Instituto Andaluz de Geofísica in the Betics-Rif area during the period 1998-2007. Main seismic series in those years are also indicated.

En total, en la década (1998-2007) se han contabilizado doce series sísmicas de cierta relevancia que se han secuenciado cronológicamente en la Tabla 1.3, indicándose la fecha y lugar en que se produjeron así como diferentes fuentes bibliográficas que hacen referencias a estudios que se han llevado a cabo sobre dichas series desde diferentes perspectivas y utilizando distintas metodologías. Siguiendo la clasificación de Mogi estas series se agruparían dentro de las tres categorías vistas anteriormente. En la categoría I, es decir, un terremoto principal seguidos de réplicas, se encontrarían, por ejemplo, las series de La Paca (Murcia) de 2002 y 2005. También existen episodios que se englobarían dentro de la categoría II, es decir premonitores más un evento principal y un conjunto de réplicas, como es el caso de la serie de Mula (Murcia) de 1999 o de la serie de Gérgal (Almería) de 2002. Además, existen otros periodos que se incluirían en la categoría III, es decir, una serie de eventos de magnitud relativamente uniforme sin que se distinga un terremoto principal, como ocurre con los enjambres de Iznájar (Córdoba) de 1998 o de Loja (Granada) de 2000.

Tabla 1.3. Principales series sísmicas en el Sur de España y clasificación de Mogi (1998-2007).
 Table 1.3. Main seismic sequences in the Southern Spain and Mogi classification (1998-2007).

Localidad	Año	Localiz.	Tipo	Referencias
Iznájar	1998	37.22°N 4.16°W	III	Carmona <i>et al.</i> (2008)
Mula	1999	38.11°N 1.49°W	II	Mancilla <i>et al.</i> (2002); Bufo y Sanz de Galdeano (2001); Martínez-Díaz <i>et al.</i> (2002); Bufo <i>et al.</i> (2005); Santoyo y Luzón (2008)
Albuñol	2000-2001	36.72°N 3.20°W	III	Página web IAG
Loja	2000	37.12°N 4.23°W	III	Página web IAG
Gérgal	2002	37.09°N 2.54°W	II	Béjar <i>et al.</i> (2002); Gomis <i>et al.</i> (2002)
La Paca	2002	37.91°N 1.82°W	I	Bufo <i>et al.</i> (2005); Santoyo y Luzón (2008)
Morón de la Frontera	2002	37.16°N 5.26°W	II	Ocaña <i>et al.</i> (2008a)
La Paca	2005	37.84°N 1.80°W	I	Bufo <i>et al.</i> (2006); Benito <i>et al.</i> (2007); Santoyo y Luzón (2008); Ocaña <i>et al.</i> (2008b)
Cañete la Real	2005 y 2006	36.89°N 4.95°W	III / II	Página web IAG
Morón de la Frontera	2007 (ene)	37.06°N 5.41°W	II	Ocaña <i>et al.</i> (2008a)
Morón de la Frontera	2007 (jun-sep)	37.04°N 5.37°W	I	Ocaña <i>et al.</i> (2008a)

La localización espacial de estas doce series se ha representado en un mismo mapa en la Figura 1.5. Estos doce periodos sísmicos (series y enjambres) tienen características muy diferentes los unos de los otros en lo que respecta a parámetros tales como la extensión temporal de ocurrencia de los terremotos, el rango de magnitudes involucrado y la distribución espacial de la sismicidad como se verá a continuación.

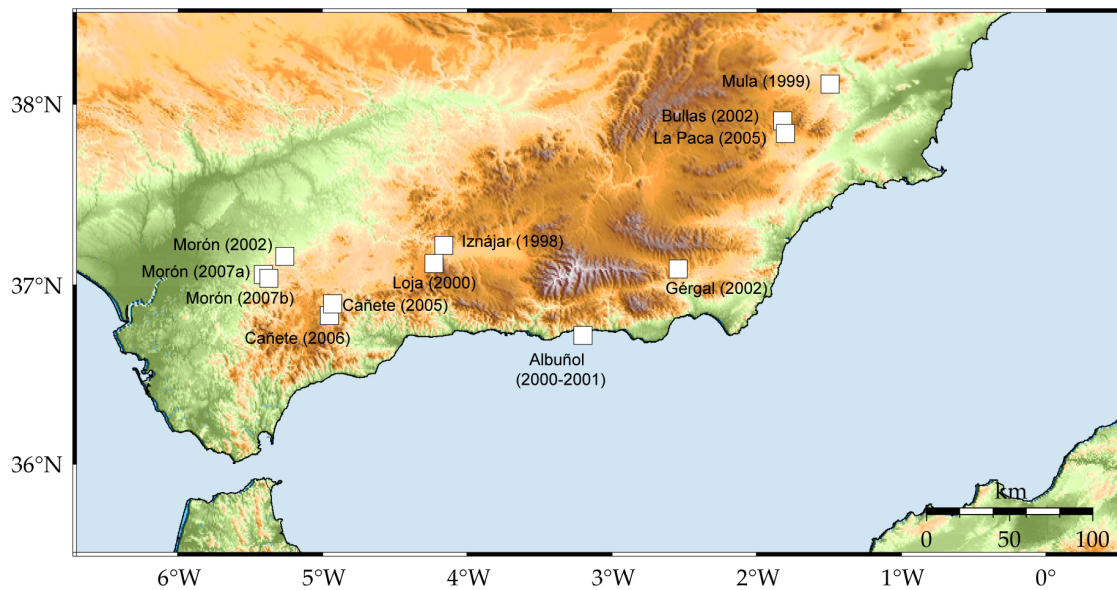


Figura 1.5. Localización de las principales series sísmicas ocurridas en el sur de España durante el periodo 1998-2007.

Figure 1.5. Location of the principal seismic series which have occurred in Southern Spain during period 1998-2007.

En la Figura 1.6 se ha representado la evolución temporal de la actividad sísmica durante cada uno de los periodos, indicándose el número de terremotos incluidos y la duración de cada uno de ellos. Nótese la diferente escala tanto en el eje horizontal como en el vertical para los distintos histogramas, consecuencia de la gran heterogeneidad de los episodios sísmicos involucrados (series que duran desde unos pocos días hasta un año, así como series muy numerosas, de varios centenares de eventos, frente a otras compuestas por varias decenas de terremotos). Se pueden destacar algunos aspectos significativos. Por una parte, cabe resaltar la gran concentración de eventos en el espacio de tiempo más corto para el enjambre de Iznájar de 1998 con casi 800 terremotos localizados (los representados en el histograma) en menos de un mes, pero con hasta 1800 eventos contabilizados (Carmona *et al.*, 2008), así como la ocurrencia de casi 200 eventos en un solo día también durante dicho enjambre. La serie de Mula de 1999 es menos numerosa (47 eventos) que las dos series ocurridas con posterioridad en la zona de Murcia (157 eventos para la serie de La Paca de 2002 y 262 para la serie de La Paca de 2005). El enjambre de Albuñol se extiende durante más de un año, desde verano de 2000 hasta verano de 2001. En el extremo opuesto estaría el enjambre de Loja de 2000, significativo por su corta duración (5 días y 53 eventos en total). Para los casos de

Iznájar, Mula, Gérgal, La Paca (2002 y 2005) y Morón (enero de 2007) prácticamente la totalidad de los terremotos se concentran en los primeros días de actividad. Destacan máximos de actividad, en torno a 70 eventos, para las series de La Paca de 2002 y 2005 y de Morón de 2007 que coinciden con la ocurrencia del sismo principal (o los sismos principales como en el caso de la serie de enero de 2007) o de alguna de las réplicas de mayor magnitud (por ejemplo, para la serie de La Paca de 2005).

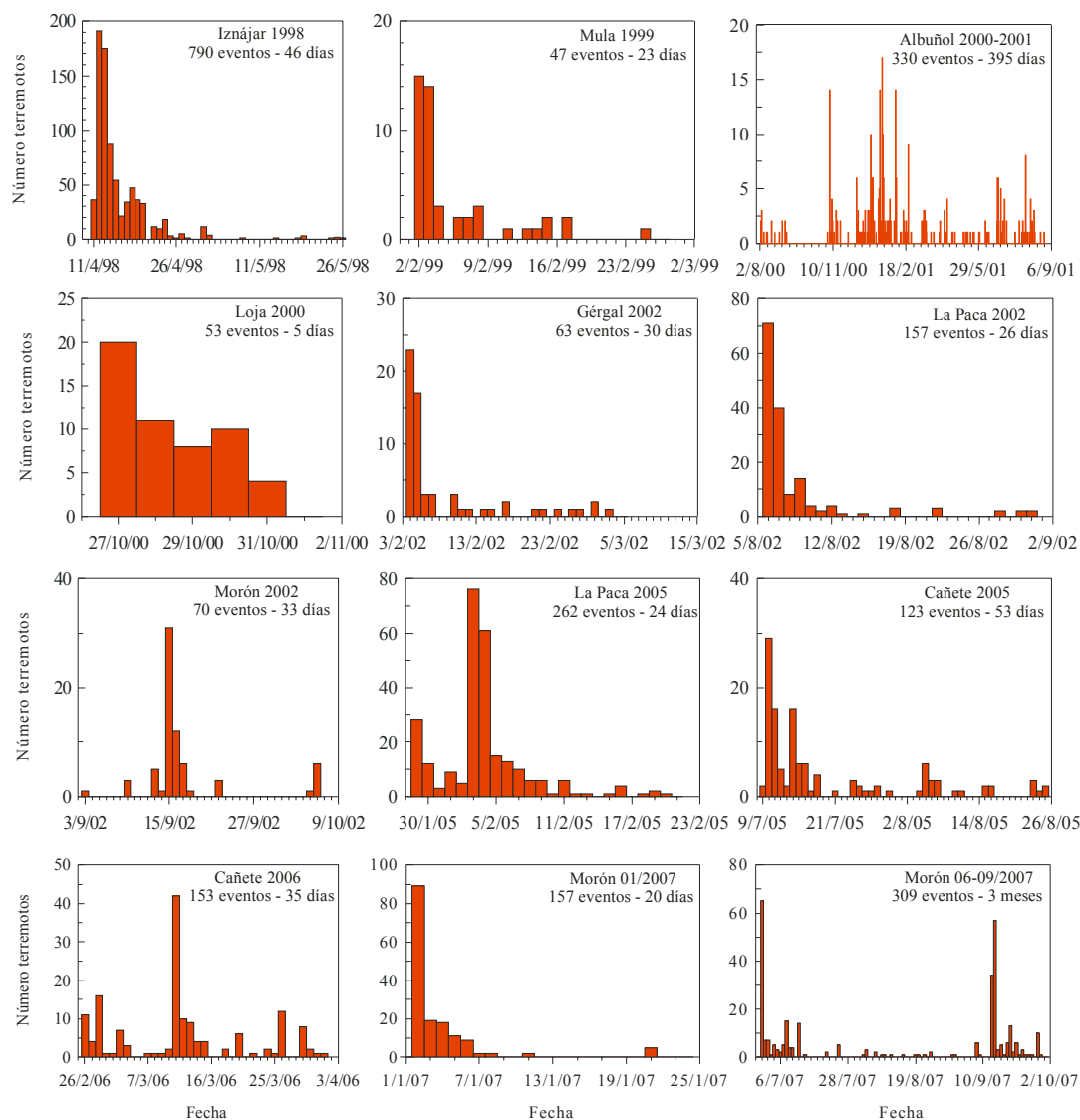


Figura 1.6. Evolución temporal del número de terremotos diario para los distintos periodos sísmicos ocurridos durante la década 1998-2007. Nótese las diferentes escalas tanto en el eje horizontal como en el eje vertical en cada caso.

Figure 1.6. Time evolution of daily number of earthquakes for the different seismic periods occurred during the decade 1998-2007. Note the different scales in x and y axis.

Por otro lado, en la Figura 1.7 se ha representado la evolución de la magnitud de los eventos que componen cada una de las series con el tiempo (de nuevo el eje horizontal tiene distinta escala para cada una de las gráficas).

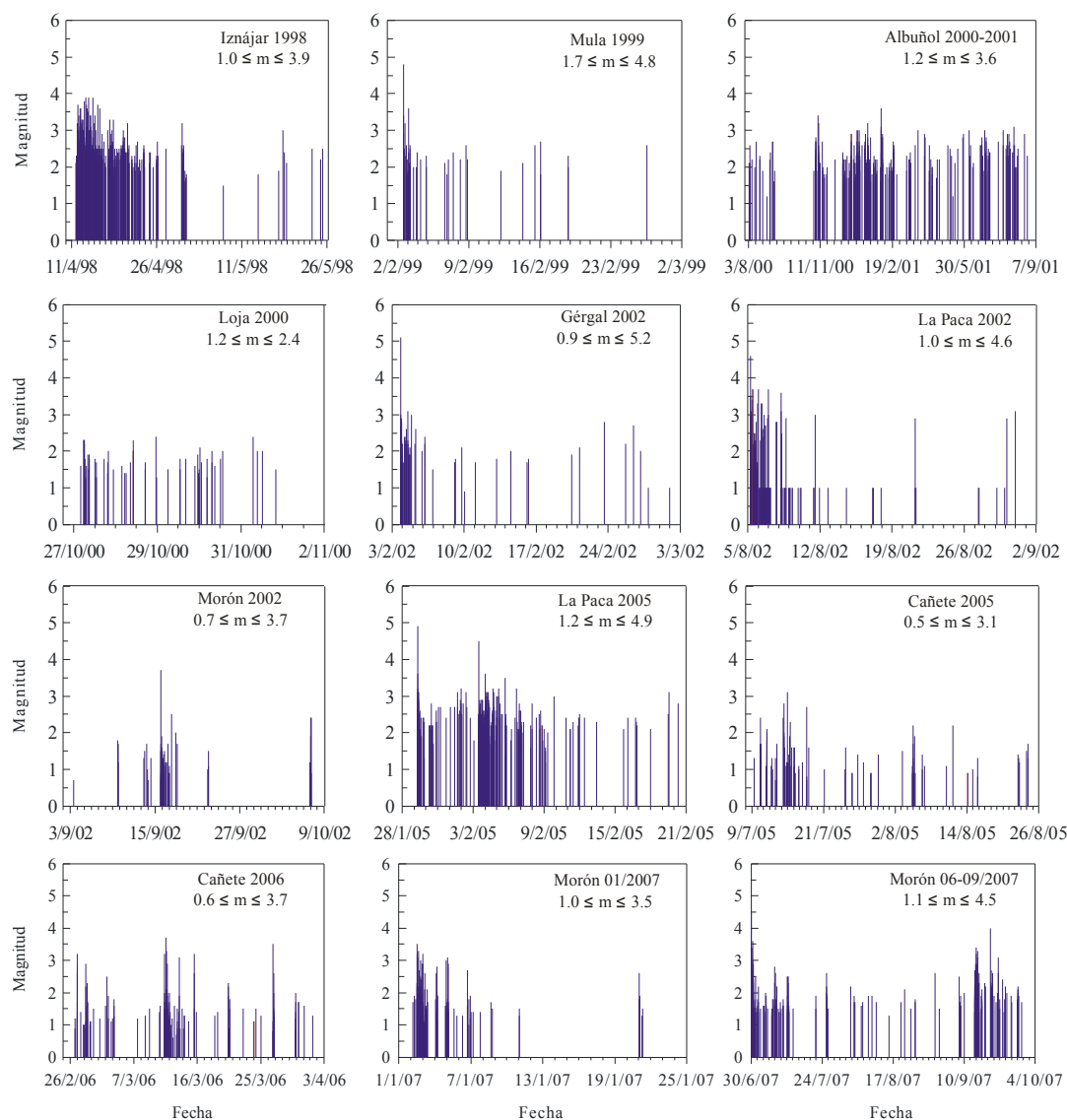


Figura 1.7. Evolución temporal de la magnitud de los eventos incluidos en los distintos periodos sísmicos estudiados. Nótese la diferente escala en el eje horizontal.

Figure 1.7. Time evolution of the event magnitude for the different seismic periods occurred during the studied period. Note the different scale in horizontal axis.

Con respecto a las magnitudes se pueden comentar algunos detalles significativos. Las series de Mula 1999, Gérgal 2002, La Paca 2002, La Paca 2005 y Morón 2007 (verano) tienen un terremoto principal de magnitud ≥ 4.5 . Para la serie de La Paca de 2005, una

de las réplicas tiene también magnitud 4.5. La serie de Morón de enero de 2007 se caracteriza por la ocurrencia de dos eventos principales de magnitud 3.5 el día 2 de enero, seguidos de cinco réplicas de magnitud ≥ 3.0 en las doce horas posteriores. El enjambre de Loja de 2000, por otro lado, lo componen terremotos de muy baja magnitud.

A continuación pueden verse las distribuciones de epicentros para cada uno de los periodos sísmicos anteriores. Los terremotos han sido representados en diferente color según su profundidad. Por un lado se han representado las series de Murcia y Morón de la Frontera (Figura 1.9) por su gran relevancia reciente y por ser motivo de estudio en el Capítulo 4 de esta Tesis. Por otro lado, se han representado el resto de series del periodo de estudio (Figura 1.10) con la excepción del enjambre de Albuñol que, por su gran extensión temporal, se ha representado secuencialmente en intervalos temporales en la Figura 1.11. Para este enjambre no se observa ninguna migración espacial clara de la sismicidad con el tiempo (en general, la mayoría de los eventos se localizan próximos a la localidad de Albuñol, entre las ciudades de Adra y Motril, con profundidades predominantes en el rango 0-10 km).

Santoyo y Luzón (2008) estudiaron la relación entre la sismicidad asociada a las tres series sísmicas recientes en Murcia y los cambios de esfuerzos cosísmicos producidos por los eventos más grandes. Tras su análisis concluyeron que el posible efecto de la serie de Mula de 1999 sobre las series de La Paca de 2002 y 2005 es muy bajo, siendo poco probable su influencia en el disparo de alguno de los eventos de estas series. Por contra, el sismo principal de 2002 pudo influenciar fuertemente el disparo de sus réplicas así como influir en la ocurrencia del sismo principal de 2005. Además, los esfuerzos producidos por las dos últimas series podrían haber generado una zona de acumulación de esfuerzos que no necesariamente habría roto.

La **serie de Mula de 1999** fue la primera de tres series sísmica ocurridas en la zona de Murcia en un periodo de seis años. La sismicidad de esta serie muestra una gran dispersión espacial, lo que puede deberse a una distribución de estaciones sísmica deficiente en las proximidades de la zona epicentral. No obstante, se aprecia una cierta orientación NW-SE de los eventos, para los que se estiman profundidades hipocentrales en el rango 0-11 km.

La serie de Mula ha sido ampliamente estudiada desde diversos puntos de vista:

- Buforn y Sanz de Galdeano (2001) y Buforn *et al.* (2005) obtuvieron mediante el método de las polaridades de las primeras llegadas de ondas P un mecanismo de tipo inverso para el terremoto principal.
- Mancilla *et al.* (2002) y Stich *et al.* (2003a) mediante la inversión del tensor momento determinaron un mecanismo de desgarre predominante. En todos los casos los mecanismos presentan un plano de orientación coincidente con la dirección de la falla de Crevillente, aunque con buzamientos contrarios y gran discrepancia en la profundidad.
- Martínez-Díaz *et al.* (2002) dedujeron a partir del estudio de pares interferométricos en la zona epicentral del terremoto de Mula que dicho evento no parecía haber causado deformación en superficie asociada a un movimiento inverso superficial. Estos hechos, junto con la estructura geológica de la zona apoyarían un mecanismo focal con una componente de desgarre importante (como los propuestos por Mancilla *et al.*, 2002 y Stich *et al.*, 2003a), con un foco somero (entre 0 y 10 km) apuntando definitivamente a la falla de Crevillente como fuente generadora más probable para la serie.

La **serie de La Paca de 2002** es generalmente conocida como la serie de Bullas de 2002. No obstante las localizaciones de los terremotos que componen esta serie están próximas a las pedanías de La Paca y Zarcilla de Ramos (cerca de la zona donde a comienzos de 2005 se produce una nueva serie sísmica). Aquí se ha escogido la denominación de La Paca 2002 para la serie, considerando la proximidad de dicha población a la zona epicentral. La profundidad de los terremotos se estima en un rango entre 0 y 7 km y la nube de réplicas tiene una elongación aproximada de unos 25 kilómetros y dirección NS. Macrosísmicamente, la intensidad máxima en las proximidades del epicentro fue de VI (EMS), ocasionando daños leves en las poblaciones más cercanas. El sismo también se sintió en las provincias de Granada, Almería y Jaén.

Sobre esta serie son numerosos los trabajos publicados:

- Los mecanismos calculados mediante las polaridades de las primeras llegadas para el evento principal y para dos de las réplicas más importantes de esta

serie corresponden a un movimiento de desgarre con planos verticales con orientación N-S y E-W (Buforn *et al.*, 2005).

- Mediante la inversión del tensor momento, Cesca *et al.* (2006) obtuvieron mecanismo similares relacionados con un movimiento de desgarre sinestroso.
- Benito *et al.* (2007) determinaron los mecanismos del terremoto principal y tres de las réplicas más importantes de la serie de 2002 obteniendo un movimiento de falla normal con planos nodales con dirección aproximada N-S y W-NW – E-SE.

La localización estimada para el sismo principal de la **serie de La Paca de 2005** (1.80°W, 37.84°N) se encuentra en las proximidades de La Paca y Zarcilla de Ramos. En esa zona el terremoto fue sentido con intensidad máxima VI-VII (EMS-98, Benito *et al.*, 2007) causando daños de cierta consideración, considerando que se trata de un sismo de magnitud relativamente moderada, en las localidades más próximas al epicentro. Los eventos de esta serie muestran un cierto alineamiento en dirección NW-SE, con una nube de réplicas que parece extenderse hacia Lorca.

Las investigaciones más relevantes sobre esta serie son diversas:

- Buforn *et al.* (2006) y Cesca *et al.* (2006) realizaron un estudio enfocado a la obtención de los mecanismos focales de los eventos más grandes (predominantemente mecanismos focales de falla de desgarre) y a la determinación de las intensidades macrosísmicas y la cuantificación de los daños materiales producidos por estos eventos, con costes de 4.4 millones de euros en la localidad de Zarcilla de Ramos y de 1.2 millones de euros en La Paca.
- Benito *et al.* (2007) llevaron a cabo un estudio general de la serie incluyendo aspectos sismotectónicos, de peligrosidad sísmica, efectos macrosísmicos, distribución de daños y análisis de fuente. El tensor momento sísmico estimado para el evento principal se corresponde con un movimiento de desgarre con una pequeña componente normal, componente que se hace más grande en los mecanismos de las réplicas mayores de la serie.

En lo referente a las **series de Morón de la Frontera** cabe recordar que en la zona han tenido lugar cuatro series sísmicas, la primera en 2002, dos más durante el año 2007 (en el mes de enero y en los meses de junio a septiembre) y una última que ha comenzado en octubre de 2008, quedando fuera del periodo de estudio de la presente Tesis. Las series de 2007 se localizan ligeramente al SW de la serie ocurrida en 2002. La sismicidad de enero de 2007 parece ser más dispersa que la de verano, cuando los eventos aparecen fuertemente agrupados en el espacio. La distribución de los epicentros de la primera de las series se ubica más al norte, mientras que la sismicidad ha migrado un par de kilómetros hacia el sur para el caso del segundo periodo sísmico. Con respecto a las profundidades, para los terremotos de la serie de enero de 2007 se han estimado dos rangos predominantes: 0-10 km y 25-45 km. El intervalo más realista de profundidades sería el más somero de los dos, conforme con las soluciones del tensor momento (Stich 2008, comunicación personal) y con las localizaciones de la serie de junio-septiembre. Los eventos más superficiales parecen localizarse al NE del grupo, mientras que las profundidades aumentarían hacia el SW. Los eventos del periodo junio-septiembre de 2007 son más superficiales, encontrándose la mayoría de las profundidades en el intervalo 0-5 km.

Información adicional sobre diferentes aspectos relacionados con los eventos de estas series puede extraerse de algunos trabajos:

- Stich *et al.* (2006) en su estudio general acerca de la cinemática en el contacto entre placas ibero-magrebí han estimado el mecanismo focal del terremoto principal de la serie de 2002 (M_w 4.1) de tipo inverso con componente de desgarre.
- Stich (2008, comunicación personal) ha calculado los tensores momento sísmico para las series de 2007. Los mecanismos de los terremotos de enero se asocian con mecanismos de desgarre NW-SE a profundidades entre 10 y 14 km, mientras que los mecanismos de los eventos de junio-septiembre revelan la existencia de fallas de tipo inverso NE-SW a profundidades entre 8 y 12 km.

Un estudio más detallado sobre la serie de La Paca de 2005 y las series de Morón de 2007 se presenta en el Capítulo 4, donde se muestran los resultados obtenidos tras la relocalización de estas series usando correlación cruzada y evento maestro.

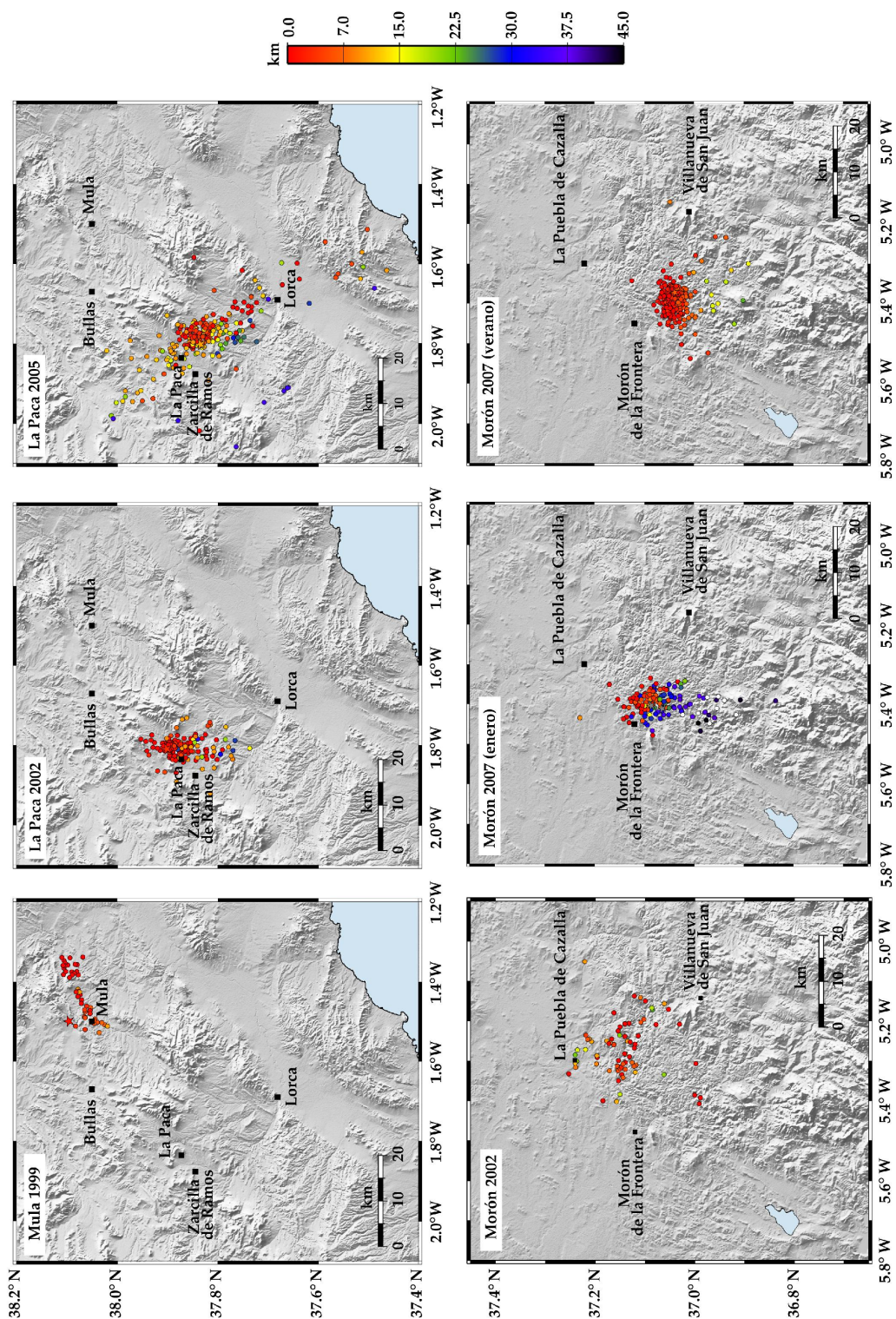


Figura 1.9. Epicentros (localizaciones calculadas para esta Tesis) de los eventos de las series de Murcia (1999, 2002 y 2005, primera fila) y Morón de la Frontera (2002 y 2007, segunda fila).

Figure 1.9. Epicenters (from locations performed for this Thesis) of the events included in Murcia series (1999, 2002 and 2005, first line) and Morón de la Frontera (2002 and 2007, second line).

En el **enjambre de Iznájar de 1998** puede observarse una cierta tendencia al alineamiento de los eventos con dirección W-E. La profundidad parece aumentar también siguiendo esa dirección, con los eventos más superficiales (0-8 km) al oeste y los más profundos (8-16 km) hacia el este. Gracias a la buena cobertura de estaciones sísmicas, por el despliegue de una red de estaciones portátiles en la zona epicentral, Carmona *et al.* (2008) han relocalizado con evento maestro este enjambre sísmico (estos resultados se encuentran en fase de publicación). Con respecto al enjambre de Iznájar, la localización del enjambre de Loja de 2000 se sitúa aproximadamente 10 km al sur, presentando la sismicidad en este caso también una cierta orientación W-E que, no obstante, podría ser un efecto de la geometría de la red. La profundidad estimada para los eventos del enjambre de Loja de 2000 es somera (mayoritariamente entre 0 y 10 km) y su distribución no parece seguir un patrón espacial como el detectado para el enjambre de Iznájar.

La distribución espacial de los epicentros de la **serie de Gérgal de 2002** parece indicar una cierta orientación NS de la sismicidad con la nube de terremotos extendiéndose aproximadamente unos 15 km hacia el sur de la mencionada localidad. Las profundidades estimadas para los eventos son, en su mayoría, superficiales (entre 0 y 7 km) existiendo un número menor de sismos más profundos (entre 7 y 16 km).

Son diversos los trabajos publicados sobre esta serie:

- Béjar *et al.* (2006) realizaron un estudio de esta serie consistente en una primera determinación de los hipocentros de los eventos utilizando formas de ondas de diferentes organismos y un modelo de velocidad específico para la zona que les permitió una relocalización de las réplicas en una nube sísmica más compacta. El mecanismo focal del terremoto principal, una componente de falla normal predominante, fue determinado utilizando las polaridades de las llegadas de las ondas P. Los datos interferométricos, como consecuencia del relieve y de la existencia de anomalías atmosféricas asociadas a dicha topografía, no fueron suficientes para poder cuantificar o descartar posibles deformaciones superficiales asociadas a este terremoto.

- Stich *et al.* (2003a) también determinaron un mecanismo normal para este terremoto, con planos nodales con acimut 166° - buzamiento 33° y acimut 348° - buzamiento 57° .
- Recientemente, Gomis *et al.* (2008) relocalizaron 39 réplicas asociadas a esta serie con la metodología denominada *doble-diferencia* y mediante un análisis de correlación cruzada en el dominio de la frecuencia determinaron dos familias de terremotos similares, compuestas por siete y seis eventos, respectivamente. Los retardos entre las parejas de eventos similares fueron empleados para relocalizar las familias y así determinar dos tendencias predominantes: una $N52^\circ E$ y otra prácticamente NS. Para ambas familias se determinó el mecanismo focal obteniéndose en ambos casos una solución de falla normal coincidente con los resultados publicados con anterioridad.

El **enjambre de Cañete la Real de 2005** y la **serie de 2006** se localizan aproximadamente a 5 km al SW de dicha localidad. El enjambre de julio-agosto de 2005 presenta una cierta alineación de los eventos con dirección NW-SE, con una nube de réplicas extensa (en torno a 20 km). La serie de febrero-marzo de 2006 parece más compacta y no puede identificarse una dirección predominante clara. Se identifican terremotos en su mayoría superficiales para el caso de la serie de 2005, mientras que para la de 2006 la profundidad de los focos sísmicos parece aumentar de norte a sur, con los terremotos más superficiales (hasta 5-7 km) al norte de la nube de réplicas, terremotos en torno a 7-12 km en la zona central de la nube y profundidades estimadas en un intervalo en torno a 13-25 km al sur del grupo de terremotos.

Sobre los eventos incluidos en la serie sísmica de 2006 cabe destacar otra información adicional:

- Stich, 2008 (comunicación personal) ha invertido el tensor momento sísmico de los eventos más grandes (M_w 3.9 y 3.7) de la serie de 2006 (para los eventos de 2005 esta inversión no ha podido llevarse a cabo por su baja magnitud) obteniendo, predominantemente, mecanismos focales de salto en dirección asociados a fallas profundas (entre 14 y 22 km).

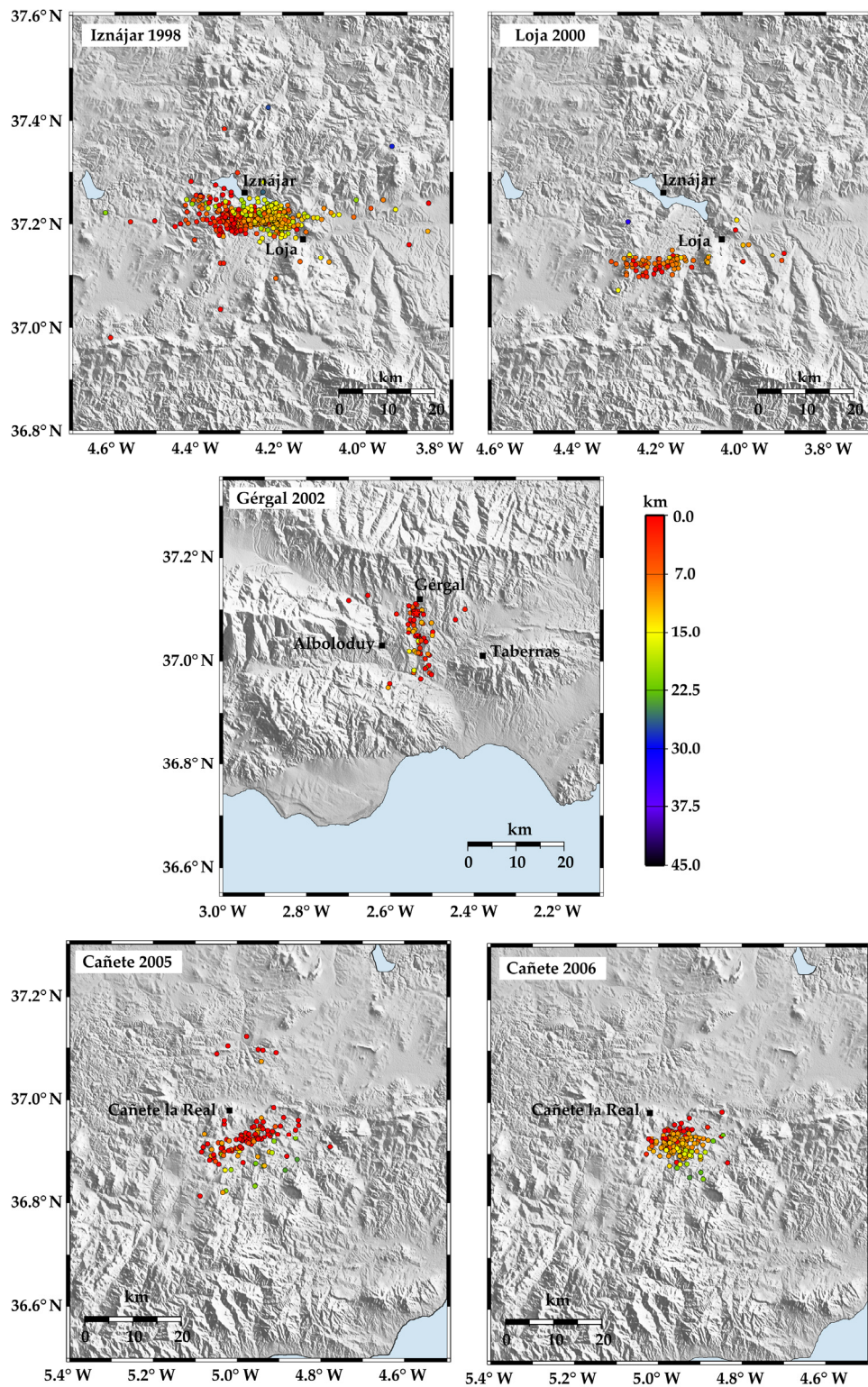


Figura 1.10. Epicentros de los eventos de los enjambres de Iznájar 1998 y Loja 2000 (arriba), de la serie de Gérgal 2002 (centro) y del enjambre de Cañete la Real 2005 y la serie de 2006 (abajo).
Figure 1.10. Epicenters of the events included in 1998 Iznájar and 2000 Loja swarms (top), Gérgal 2002 series (middle) and Cañete la Real 2005 swarm and 2006 series (bottom).

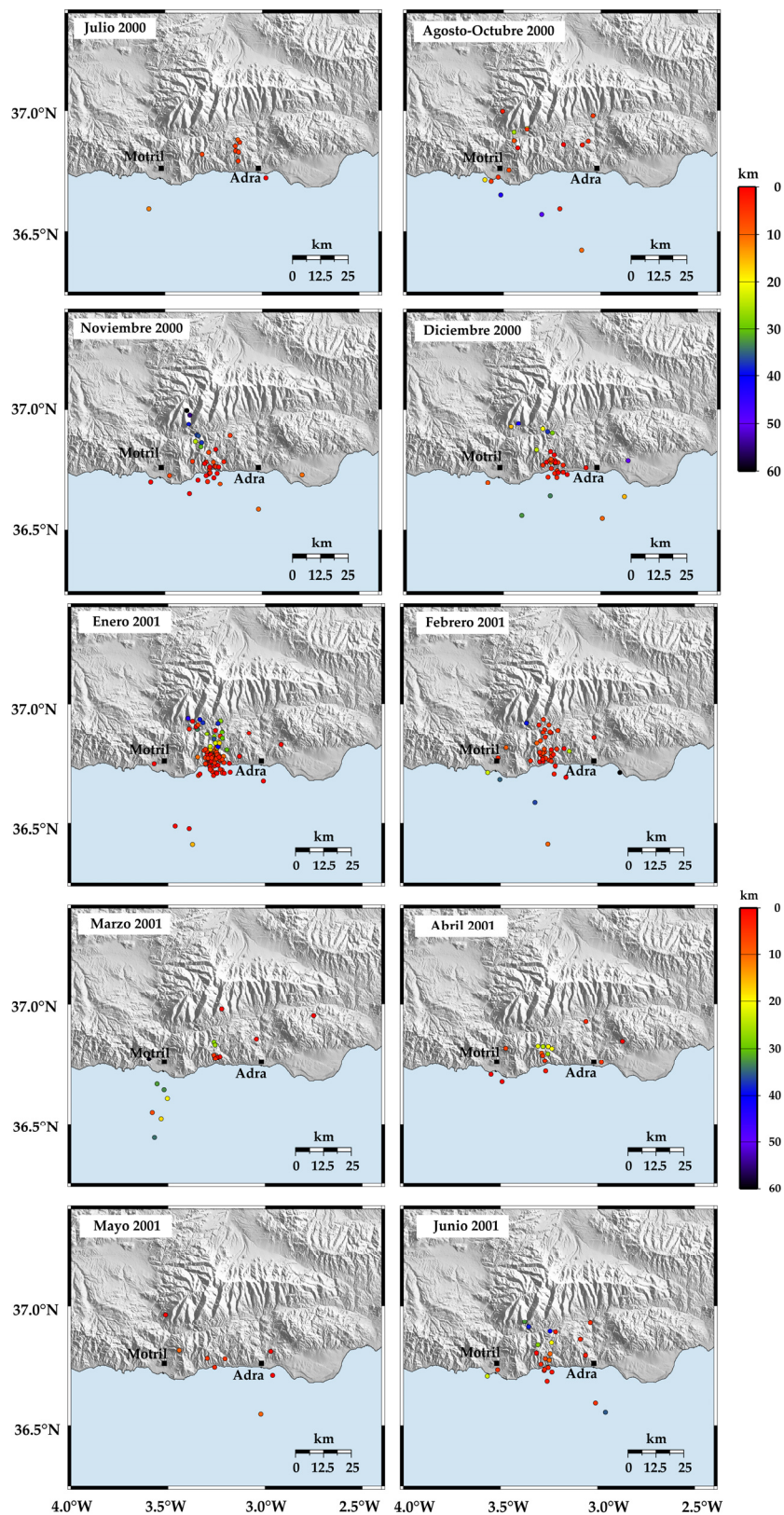


Figura 1.11. Evolución temporal de los eventos ocurridos en las proximidades de Albuñol de julio de 2000 a junio de 2001.

Figure 1.11. Time evolution of events in the vicinity of Albuñol from July 2000 to June 2001.

5. Comentarios finales

En el presente Capítulo se ha introducido la zona de estudio, el sur de la Península Ibérica, y en concreto la Cordillera Bética, haciendo un encuadre sísmico y tectónico de la misma. El marco geotectónico pone de relieve la gran complejidad y extensión, tanto geográfica como en profundidad, de la deformación producida por la colisión de las placas Africana y Europea.

Desde el punto de vista sísmico la zona puede considerarse de una sismicidad baja-moderada y ha estado relativamente tranquila en el último siglo. No obstante, el registro instrumental de tres terremotos con epicentro dentro del territorio de magnitud superior a 6 (uno de ellos, de M_w 7.9 a una profundidad aproximada de 630 km) y la ocurrencia en territorios aledaños de terremotos de magnitud superior a 7, pone de manifiesto la capacidad de generación de terremotos de magnitud elevada. Así mismo, a partir de registros históricos se tiene conocimiento de más de una docena de terremotos que tuvieron una intensidad máxima mayor que VIII (EMS) causando la muerte de muchas personas y provocando daños muy severos y cuantiosos en la zona, lo que, de nuevo, confirma la capacidad de generar eventos sísmicos de magnitud media y, por ende, originar una peligrosidad sísmica de suficiente relevancia para que el conocimiento de la sismicidad sea un tema importante.

Una de las características destacables de la sismicidad de la región estudiada es la ocurrencia frecuente de series sísmicas, agrupaciones espacio-temporales de los terremotos, principalmente de tipo evento principal y réplicas, aunque existen también enjambres de terremotos y eventos premonitores. El análisis de la distribución espacio-temporal de estas series así como su correlación con la fracturación dominante generadora de dicha actividad sísmica agrupada, es también un tema crucial que se aborda en esta Tesis.

Finalmente, para situar las series sísmicas recientes analizadas en esta Tesis se ha recopilado la información más importante sobre las series ocurridas en la última década (periodo 1998-2007) en el sur de España. Se destaca la existencia de dos zonas que cobran gran relevancia desde el punto de vista sísmico: la zona de Murcia, muy activa durante la época histórica al igual que durante la época instrumental y en donde ocurren tres series sísmicas importantes en seis años (1999, 2002 y 2005) y el

entorno de Morón de la Frontera, zona históricamente poco relevante desde un punto de vista sísmico pero que actualmente ha adquirido un gran protagonismo como consecuencia de las sucesivas series ocurridas allí en los dos últimos años: las series de enero y junio-septiembre de 2007 y la serie más reciente que ha comenzado en octubre de 2008.

CAPÍTULO 2

LOCALIZACIÓN INDIVIDUAL Y CONJUNTA DE TERREMOTOS

1. Introducción

Las primeras localizaciones formales que empleaban observaciones de tiempos de llegada de las fases sísmicas se basaban en métodos no-lineales de búsqueda directa tales como métodos gráficos (Milne, 1886) o búsquedas a partir de mallas (por ejemplo, Reid, 1910). Geiger (1912) propuso la linealización del problema de la localización, en principio no lineal, y esta metodología (que aplica el método de Gauss-Newton de ajuste de la solución por mínimos cuadrados) se generalizó con la aparición de los ordenadores, a partir de 1960, convirtiéndose en una potente herramienta para determinar las localizaciones de los sismos ya que implicaba un menor tiempo de cálculo respecto de los métodos de búsqueda directa. A partir de 1980 el aumento de la potencia de los ordenadores digitales ya sí permitió que las técnicas de búsqueda directa estocásticas o de malla a gran escala se pudiesen utilizar en la práctica para la localización rutinaria de terremotos (Sambridge y Kennett, 1986; Johnson *et al.*, 1994; Rabinowitz, 2000; Husen *et al.*, 2003; Husen y Smith, 2004; Presti *et*

al., 2004; Horiuchi *et al.*, 2005; Lomax, 2005, Lomax *et al.*, 2009). No obstante, la mayoría de las técnicas de localización que se emplean actualmente se basan en la linealización del problema planteada por Geiger (1912). La metodología básica es esencialmente la misma que aparece descrita en los trabajos de Bolt (1960), Flinn (1965) y Engdahl y Gunst (1966) (Thurber y Engdahl, 2000). Inicialmente, el problema de la localización es no lineal, pero puede linealizarse mediante el uso de métodos iterativos si se toman como localizaciones iniciales pequeñas variaciones de las localizaciones reales. Los tiempos de llegada a cada estación calculados para la localización inicial (hipocentro y tiempo origen) se determinan usando un modelo de velocidad, normalmente unidimensional. Los residuos de los tiempos de llegada (tiempos observados menos tiempos calculados) se pueden relacionar con las perturbaciones hipocentrales. De esta manera la localización del terremoto se va modificando hasta que se satisfaga algún criterio impuesto y la localización se considere satisfactoria, por ejemplo, porque la función de desajuste haya alcanzado un nivel especificado (Lin, 2006).

Los métodos clásicos de localización localizan individualmente cada evento usando modelos de velocidad unidimensionales debido al conocimiento incompleto de las variaciones laterales en la Tierra y al coste computacional para calcular tiempos de propagación en medios heterogéneos. A menudo estas localizaciones están sesgadas como consecuencia de inexactitudes y limitaciones en el modelo de velocidad empleado. Así, por ejemplo, si se tiene un modelo en el que una falla vertical separa la corteza en dos bloques con diferentes velocidades, los eventos que ocurran en esta falla tenderán a localizarse fuera de la misma dentro del bloque más rápido debido a un sesgo sistemático en los tiempos de viaje (Figura 2.1). Aunque se disponga de una buena cobertura azimutal de estaciones, los efectos de las heterogeneidades laterales no consideradas en el modelo de velocidad son la fuente de error dominante en las localizaciones de terremotos.

Posteriormente se desarrollaron diferentes algoritmos orientados a reducir los efectos de modelos de velocidad inexactos mediante la *localización conjunta* de muchos eventos simultáneamente, como por ejemplo la *determinación conjunta de hipocentros* o JHD (Douglas, 1967; Frohlich, 1979; Pujol, 1988) y, recientemente, el *método de los términos de estación específicos de la fuente* o SSST (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005) o el *método de la doble-diferencia* o DD (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Estos métodos corrigen los efectos en los tiempos de viaje correlacionados con una

estructura de velocidad tridimensional mediante la resolución, explícita o implícita, de las correcciones de estación a partir de los residuos.

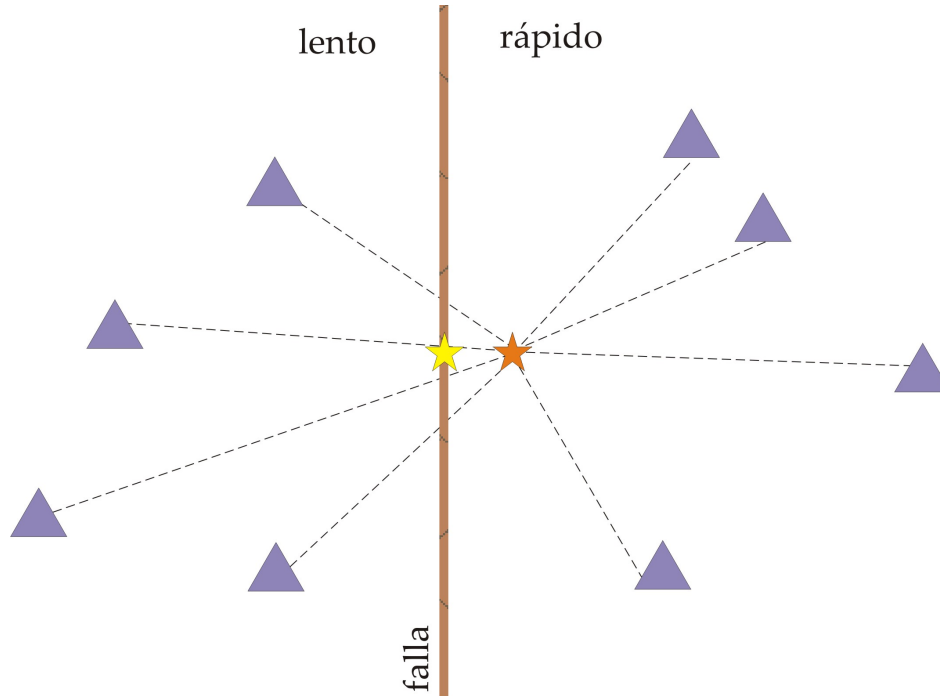


Figura 2.1. Esquema que muestra cómo un evento localizado en una falla (estrella amarilla) se localizará erróneamente (estrella naranja) si la velocidad a ambos lados de la falla cambia.

Figure 2.1. Cartoon illustrating how an earthquake located along a fault (yellow star) may be mislocated (orange star) if the seismic velocity changes across the fault.

En las últimas décadas se ha extendido el uso de los análisis de correlación cruzada entre formas de onda. Esta técnica constituye una importante herramienta para la mejora de las localizaciones relativas entre eventos cercanos ya que las diferencias de tiempo entre las formas de onda correlacionadas se pueden obtener con mucha precisión (Poupinet *et al.*, 1984; Ito, 1985; Fremont y Malone, 1987; Xie *et al.*, 1991; Deichmann y García-Fernández, 1992; Got *et al.*, 1994; Dodge *et al.*, 1995; Haase *et al.*, 1995; Nadeau *et al.*, 1995; Gillard *et al.*, 1996; Rubin *et al.*, 1999; Waldhauser *et al.*, 1999; Waldhauser y Ellsworth, 2000; Shearer, 2002). Mediante esta técnica se han relocalizado, por ejemplo, los catálogos de terremotos ocurridos en las dos últimas décadas en el sur de California (Hauksson y Shearer, 2005; Schaff y Waldhauser, 2005; Shearer *et al.*, 2005). Esas localizaciones de alta precisión se han utilizado después para el estudio del decaimiento del número de réplicas con la distancia (Felzer y Brodsky, 2006), para explorar la relación espacial entre los planos de ruptura del terremoto

principal y de sus réplicas (Liu *et al.*, 2003; Powers y Jordan, 2005), para analizar la dimensión fractal de la sismicidad (Kagan, 2006) o para valorar los mecanismos que provocan los enjambres sísmicos (Lohman y McGuire, 2007).

En el presente Capítulo se hace una revisión de los fundamentos del problema de la localización de sismos, desde la *localización individual* de eventos hasta las técnicas actuales de *localización conjunta* de terremotos. Se presenta una visión global de las técnicas que se han aplicado específicamente en esta Tesis para la localización de series sísmicas, aunque se ha dejado para siguientes Capítulos un desarrollo más profundo y detallado de las mismas: la localización considerando correcciones de estación se expone y aplica en el Capítulo 3 y la localización relativa precisa con evento maestro y correlación cruzada de formas de onda en el Capítulo 4.

2. Métodos no-lineales de localización

2.1. Solución probabilista completa del problema de localización

De manera general la localización de un terremoto se determina usando los tiempos de llegada de las ondas sísmicas observados en las estaciones, así como las incertidumbres que llevan asociados, y los tiempos de viaje calculados en un modelo de velocidad dado. Idealmente la localización determina una función de densidad de probabilidad, *pdf*, a posteriori o función de localización en cuatro dimensiones (espacio y tiempo) sobre todas las posibles soluciones (localizaciones hipocentrales y tiempos origen). Esta función cuantifica el grado de similitud entre los tiempos de llegada calculados y los observados en relación con todas las incertidumbres y constituye una solución probabilista completa. Esta representación de la localización mediante un hipervolumen puede incluir muchas soluciones óptimas y puede tener una forma irregular (Lomax *et al.*, 2000). En la práctica, no obstante, la localización de un terremoto suele venir indicada mediante alguna de las soluciones óptima (un punto en el espacio y en el tiempo) con su correspondiente incertidumbre. Autores como Calvert *et al.* (1997), Wittlinger *et al.* (1993) o Jones y Stewart (1997) han realizado estudios de sismicidad y sismotectónica haciendo uso explícito de representaciones probabilistas de las localizaciones de terremotos. También existen trabajos de

localización de sismicidad de tipo probabilista en ambientes volcánicos, como los de Vilaro *et al.* (1996) y Gresta *et al.* (1998) en el Monte Vesubio y en el Monte Etna, respectivamente.

El problema inverso no-lineal con un número finito de parámetros fue examinado por Tarantola y Valette (1982) quienes, para permitir la incorporación de cualquier información previa sobre los parámetros y cualquier distribución de datos (no solo de tipo Gaussiano), propusieron una formulación del problema mediante funciones de densidad de probabilidad a priori para los datos y los parámetros. El problema inverso no-lineal fue formulado como un problema de combinación de información: la información experimental sobre los datos, la información previa sobre los parámetros y la información teórica, obteniéndose una solución general consistente para el problema.

Siguiendo la notación de Lomax *et al* (2009), se considera el vector \mathbf{d}_{obs} de los datos observados (que toma valores dentro del espacio de los datos \mathbf{D}) y sea $p(\mathbf{d})$ la función de densidad de probabilidad, *pdf*, sobre \mathbf{D} que describe la incertidumbre de los datos \mathbf{d}_{obs} . Por otra parte, sea \mathbf{m} el vector de los parámetros de localización de la fuente (que toma valores en el espacio de los parámetros \mathbf{M}) y sea $p(\mathbf{m})$ la función de densidad de probabilidad *pdf* previa que representa toda la información disponible sobre la localización antes de incorporarse los datos \mathbf{d}_{obs} .

El problema directo (por ejemplo, el cálculo de los tiempos de viaje) relaciona \mathbf{m} con un vector de datos estimados (por ejemplo los tiempos de llegada) \mathbf{d}_{calc} y posee también sus incertidumbres que se deben, entre otros factores, a inexactitudes en el modelo de velocidad. Se utiliza $F(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ para denotar la función de densidad de probabilidad *pdf* que relaciona \mathbf{d}_{calc} y \mathbf{m} según fija el problema directo.

Como ejemplo de F comúnmente se asume que para cada \mathbf{m} particular el valor correspondiente de \mathbf{d}_{calc} viene dado por la función $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ con un error asociado insignificante. Por tanto, la función densidad de probabilidad *pdf* condicional $F(\mathbf{d} | \mathbf{m})$ (la función de probabilidad de \mathbf{d} cuando \mathbf{m} se fija a un valor particular) viene dada por:

$$F(\mathbf{d} | \mathbf{m}) = \delta[\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})] \quad (2.1)$$

A menudo se asume que el problema directo implica restricciones mínimas en los parámetros \mathbf{m} . La función densidad de probabilidad *pdf* que describe este estado de información sobre \mathbf{m} recibe el nombre de distribución homogénea y viene representada mediante $\mu(\mathbf{m})$. En este caso, el problema directo viene dado por (Tarantola y Valette, 1982; Tarantola, 2005):

$$F(\mathbf{d}, \mathbf{m}) = \delta[\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})] \mu(\mathbf{m}) \quad (2.2)$$

Una solución para esta ecuación puede encontrarse combinando la información en los datos observados $p(\mathbf{d})$, la función densidad de probabilidad previa, $p(\mathbf{m})$, y la capacidad del problema directo de predecir los datos observados $F(\mathbf{d}, \mathbf{m})$. Desde un punto de vista probabilista esta solución se consigue mediante la construcción de una función de densidad de probabilidad Q que describe el estado de información posterior mediante:

$$Q(\mathbf{d}, \mathbf{m}) = k \frac{p(\mathbf{d})F(\mathbf{d}, \mathbf{m})p(\mathbf{m})}{\mu(\mathbf{d}, \mathbf{m})} \quad (2.3)$$

con k la constante que normaliza Q y $\mu(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ la distribución homogénea sobre los datos \mathbf{d} y los parámetros \mathbf{m} . El estado final de información sobre la localización de los parámetros \mathbf{m} se obtiene integrando sobre los datos \mathbf{d} para obtener la función de densidad de probabilidad *pdf* marginal posterior:

$$Q(\mathbf{m}) = kp(\mathbf{m}) \int_{\mathcal{D}} \frac{p(\mathbf{d})F(\mathbf{d}, \mathbf{m})}{\mu(\mathbf{d}, \mathbf{m})} d\mathbf{d} \quad (2.4)$$

Esta es la solución general probabilista del problema inverso de localización de un terremoto, denominada también función de similitud o *likelihood* $L(\mathbf{m})$, y proporciona una medida acerca de la bondad de un modelo \mathbf{m} explicando los datos observados $p(\mathbf{d})$. Haciendo algunas simplificaciones, por ejemplo que la función $p(\mathbf{d})$ puede aproximarse por una distribución de tipo Gaussiano (descrita por la media \mathbf{d}_0 y la matriz de covarianza \mathbf{C}_d) o que \mathbf{d} y \mathbf{m} son independientes, y por tanto $\mu(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ puede escribirse como $\mu(\mathbf{d})\mu(\mathbf{m})$ (siendo generalmente el primero de los dos términos constante), la función $L(\mathbf{m})$ viene dada por:

$$L(\mathbf{m}) = \exp \left\{ -\frac{1}{2} [\mathbf{d}_0 - \mathbf{f}(\mathbf{m})]^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{d}_0 - \mathbf{f}(\mathbf{m})] \right\} \quad (2.5)$$

Con estas simplificaciones se puede determinar analíticamente un tiempo origen t_0 de máxima verosimilitud a partir de las medias ponderadas de los tiempos de llegada observados y estimados (p.e.: Tarantola y Valette, 1982):

$$L(\mathbf{x}) = \exp \left\{ -\frac{1}{2} \sum_i \frac{[T_i^o - T_i^c(\mathbf{x})]^2}{\sigma_i^2} \right\} \quad (2.6)$$

donde \mathbf{x} es la parte espacial de \mathbf{m} , T_i^o son los tiempos observados y T_i^c los tiempos de viaje calculados para la observación i , y σ_i agrupa la desviación estándar asociada a las incertidumbres de T_i^o y T_i^c .

Aunque no está normalizada, $L(\mathbf{x})$ es suficiente para proporcionar una probabilidad relativa de que una localización \mathbf{m} sea el mejor estimador de la localización del evento dados los datos de que se dispone. El producto de la función que contiene la información espacial previa sobre la localización $p(\mathbf{x})$ y la función $L(\mathbf{x})$, $p(\mathbf{x})L(\mathbf{x})$, se suele tomar como la función para la inversión en los algoritmos de localización mediante búsqueda directa, recibiendo el nombre de función densidad de probabilidad *pdf* de localización.

En el caso anterior se ha empleado la norma L2 para representar la función *pdf* de la variación de los errores de los datos, aunque pueden emplearse otras normas como, por ejemplo, la norma L1 (Shearer, 1997), la norma Lp (con $p < 2.0$) o la formulación del tiempo diferencial o *EDT* (Zhou, 1994; Font *et al.*, 2004; Lomax, 2005), especialmente apropiadas para los caso en que existan datos anómalos.

2.2. Métodos de localización de búsqueda directa

Las primeras metodologías para obtener localizaciones formales a partir de las observaciones de tiempos de llegada de las fases sísmicas eran de tipo no-lineal. Milne (1886) describió y aplicó varios *métodos gráficos* y *algebraicos* para determinar localizaciones de terremotos, entre los que se incluyen el *método del bisector perpendicular* para el caso de tres o más observaciones de tiempos de llegada

simultáneas (relacionado con el método actual del bisector o del orden de llegada), el *método de las hipérbolas*, basado en las diferencias en los tiempos de llegada a pares de estaciones (relacionado con el método actual del tiempo diferencial) y un método que utiliza las diferencias en los tiempos de llegada de las diferentes fases a estaciones individuales (una generalización del método de los círculos usando tiempos S-P). Reid (1910) localizó el hipocentro del terremoto de San Francisco de 1906 a través de una búsqueda sistemática sobre una malla de velocidades, la posición a lo largo de la falla responsable del terremoto y la profundidad, obteniendo la solución para el tiempo origen y la velocidad de las ondas en cada punto de la malla mediante mínimos cuadrados. El orden de llegada o método del bisector (Anderson, 1981; Nicholson *et al.*, 2004) es una técnica geométrica no-lineal que asume que si una fase llega antes a la estación A que a la estación B entonces el evento está más cerca de A que de B (es decir, el modelo de velocidad es tal que el orden de llegada implica el orden en distancia). Aplicando esa restricción a todos los pares de estaciones se determina una región que contiene la localización del evento.

La mayoría de métodos modernos de búsqueda directa de localización se basan en búsquedas deterministas o estocásticas que se usan para explorar las funciones de probabilidad. Los *métodos deterministas*, tales como búsquedas mediante mallas, mediante mallas anidadas y búsquedas estocásticas de tipo Monte-Carlo (por ejemplo: Hammersley y Handscomb, 1967; Wiggings, 1969; Sen y Stoffa, 1995; Sambridge y Mosegaard, 2002) usan un muestreo global bien distribuido del modelo del espacio con el que estimar la localización completa de la función densidad de probabilidad *pdf*. No obstante estos métodos son ineficientes para la resolución de problemas con muchas incógnitas, en las que los espacios de los parámetros sean muy grandes, o que requieran de mucho tiempo de cálculo directo, ya que el número de modelos que debe probarse puede ser muy grande. Estos métodos se han aplicado con éxito para la determinación de hipocentros (por ejemplo: Sambridge y Kennett, 1986; Kennett, 1992; Shearer, 1997; Dreger *et al.*, 1998) y para localizaciones probabilistas (como en los trabajos de Moser *et al.*, 1992; Wittlinger *et al.*, 1993; Calvert *et al.*, 1997; Lomax *et al.*, 2000), aunque con muchas limitaciones en el número de eventos y en el tamaño del volumen de búsqueda. Las *técnicas estocásticas* de búsqueda directa (Sen y Stoffa, 1995) incluyen métodos de búsqueda adaptativos globales, tales como algoritmos genéticos (Goldberg, 1989; Stoffa y Sen, 1991; Holland, 1992; Sambridge y Drijkoningen, 1992) o

la técnica conocida como *simulated annealing* (Kirkpatrick *et al.*, 1983; Rothman, 1985; Tarantola, 1987). La mayoría de estas metodologías se desarrollaron con la finalidad de optimizar, es decir, identificar las mejores soluciones (máximos locales o globales de la solución de la función de densidad de probabilidad). No obstante, aunque no se pueden aplicar para obtener la localización probabilista completa, o lo que es lo mismo, la estructura global de la función de densidad de probabilidad, sí son eficientes para la estimación no lineal de hipocentros (por ejemplo: Sambridge y Kennett, 1986; Sambridge y Gallagher, 1993; Billings, 1994; Rabinowitz, 2000).

3. Linealización del problema de localización: el método de Geiger.

La localización de un terremoto se define por su hipocentro $\mathbf{x} = (x, y, z)$ y su tiempo origen t , cuatro parámetros llamados parámetros del modelo y que definen el siguiente vector (Stein y Wysession, 2003):

$$\mathbf{m} = (m_1, m_2, m_3, m_4) = (x, y, z, t) \quad (2.7)$$

Si se tienen n estaciones sísmicas localizadas en $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i, z_i)$ que detectan el terremoto, los tiempos de llegada de una determinada fase a esas estaciones son d'_i y dependen del tiempo origen del terremoto t y de los tiempos de viaje entre la fuente y el receptor $T(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i)$:

$$d'_i = T(\mathbf{x}, \mathbf{x}_i) + t \quad (2.8)$$

Si la estructura de velocidad es conocida, el problema directo permite calcular el vector de datos \mathbf{d} que contiene los tiempos de llegada a las distintas estaciones a partir del vector del modelo \mathbf{m} visto anteriormente, bien en término de vectores:

$$\mathbf{d} = A(\mathbf{m}) \quad (2.9)$$

o bien a partir de sus componentes:

$$d_i = A(m_j) \quad (2.10)$$

Pero el problema de la localización es justo el inverso: dados unos tiempos de viaje observados en diferentes estaciones se desea encontrar el modelo (posición del hipocentro y tiempo origen) que los ajusta. Para resolver este problema se parte de un modelo inicial, \mathbf{m}^o , que es una estimación del modelo próximo a la solución que se busca, y a partir de él se obtienen unos datos observados $d_i^o = A(m_j^o)$. Pero esos datos no son los que realmente se observan, por tanto se tienen que hacer pequeñas variaciones, Δm_j , en el modelo inicial de manera que los datos calculados se acerquen paulatinamente a los datos observados:

$$m_j = m_j^o + \Delta m_j \quad (2.11)$$

En general los datos no dependen linealmente de los parámetros del modelo, así que el problema se linealiza expandiendo los datos en serie de Taylor en torno al modelo inicial \mathbf{m}^o y truncando la serie de modo que quede únicamente el término lineal o de primer orden:

$$d_i \approx d_i^o + \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}^o} \Delta m_j \quad (2.12)$$

Esta ecuación puede ser escrita en términos de los residuos, que son las diferencias entre los datos observados y los calculados:

$$\Delta d_i^o \equiv d_i' - d_i^o \approx \sum_j \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}^o} \Delta m_j \quad (2.13)$$

Por simplicidad se omiten los superíndices y se define la matriz de derivadas parciales:

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad (2.14)$$

Con lo que la ecuación se convierte en:

$$\Delta \mathbf{d} = G \Delta \mathbf{m} \quad (2.15)$$

o bien en:

$$\Delta d_i = \sum_{j=1}^n G_{ij} \Delta m_j \quad i = 1, \dots, n \quad j = 1, \dots, 4 \quad (2.16)$$

Se tiene así una ecuación matricial que representa un sistema de ecuaciones lineales simultáneas. Para resolverlo se buscan cambios en el modelo $\Delta \mathbf{m}$ que, multiplicados por la matriz de derivadas parciales conocida G , proporcionen los cambios requeridos en los datos $\Delta \mathbf{d}$.

En la localización comúnmente se tienen observaciones de tiempos de llegada a muchas estaciones sísmicas que se resuelven para solo cuatro parámetros del modelo. Como cada tiempo de llegada se corresponde con una ecuación y cada parámetro del modelo proporciona una incógnita, G tiene tantas filas como número de observaciones de tiempos de llegada (n) y tantas columnas como número de parámetros del modelo (4):

$$\begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \Delta d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{21} & G_{13} & G_{14} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_{n1} & G_{n2} & G_{n3} & G_{n4} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \Delta m_3 \\ \Delta m_4 \end{pmatrix} \quad (2.17)$$

El problema está por tanto sobredeterminado. Al ser el número de observaciones mayor que el número de incógnitas, G no es cuadrada y, por consiguiente, no tiene matriz inversa. En este punto se hace una aproximación: determinar el tiempo origen y la localización hipocentral que mejor resuelvan las ecuaciones. Para ello se miran las observaciones d'_i con sus errores (descritos por sus desviaciones estándar σ_i) y se busca el modelo que minimiza la función de desajuste.

Esta función de desajuste puede estimarse de acuerdo a diferentes criterios. El más usado es el de mínimos cuadrados y la norma L2, ya que permite utilizar la inversa generalizada. Esta aproximación da un resultado apropiado si las diferencias entre los tiempos observados y calculados vienen dadas por ruido aleatorio e incorrelacionado de tipo Gaussiano. No obstante en muchas ocasiones las fuentes de error son de tipo no-Gaussiano, en cuyo caso esta aproximación no es correcta ya que da mucho peso a los valores anómalos. Otra alternativa al cálculo del desajuste es la norma L1 que considera la suma de las diferencias y que es más robusta que la norma L2 (mínimos

cuadrados) cuando existe un gran número de valores anómalos en el conjunto de datos (Shearer, 1999).

En la búsqueda de la función de desajuste L2 se considera la suma normalizada del cuadrado de las diferencias entre los tiempos de llegada observados y aquellos estimados por el modelo (Stein y Wysession, 2003):

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma^2} \left(\Delta d_i - \sum_{j=1}^n G_{ij} \Delta m_j \right)^2 \quad (2.18)$$

La función de desajuste χ^2 que se quiere minimizar pesa los datos mediante la inversa de sus varianzas σ^2 de manera que las mayores incertidumbres tienen un efecto menor y viceversa. Para encontrar el mejor ajuste se toman las derivadas parciales del desajuste con respecto al cambio en los parámetros del modelo, Δm_k , y se igualan a cero, considerando el hecho de que los elementos del modelo son independientes, por lo que la derivada parcial del cambio en uno con respecto a los otros es nula:

$$\frac{\partial \chi^2}{\partial \Delta m_k} = \delta_{jk} \quad (2.19)$$

Las derivadas parciales del desajuste son:

$$\frac{\partial \chi^2}{\partial \Delta m_k} = 0 = 2 \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma^2} \left(\sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik} \quad (2.20)$$

o:

$$\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma^2} \Delta d_i G_{ik} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma^2} \left(\sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik} = 0 \quad (2.21)$$

Si las varianzas de los datos son iguales ($\sigma_i^2 = \sigma^2$) este término se puede sacar como factor común y se tiene:

$$\sum_{i=1}^n \Delta d_i G_{ik} = \sum_{i=1}^n \left(\sum_j G_{ij} \Delta m_j \right) G_{ik} \quad (2.22)$$

o en notación matricial:

$$G^T \Delta \mathbf{d} = G^T G \Delta \mathbf{m} \quad (2.23)$$

La ventaja de esta forma radica en que aunque G no es cuadrada, $G^T G$ sí lo es y por tanto sí puede invertirse. La ecuación anterior proporciona $\Delta \mathbf{m}$, la solución estándar por mínimos cuadrados para un conjunto de ecuaciones:

$$\Delta \mathbf{m} = (G^T G)^{-1} G^T \Delta \mathbf{d} = G^{-g} \Delta \mathbf{d} \quad (2.24)$$

o:

$$\Delta m_j = \sum_{i=1}^n G_{ji}^{-g} \Delta d_i \quad (2.25)$$

El operador $(G^T G)^{-1} G^T$ se llama generalizada inversa de G , y se escribe como G^{-g} . Al dar el menor cuadrado del desajuste, proporciona la mejor solución en el sentido de mínimos cuadrados. Es la inversa de una matriz que no es cuadrada y que, por lo tanto, no tiene una matriz inversa en el sentido más tradicional.

Para usar este método se comienza con un modelo inicial (foco y tiempo origen) \mathbf{m}^o y se calculan los valores esperados para los datos, $\mathbf{d}^o = A(\mathbf{m}^o)$. Después se forma el vector de los residuos que proporciona el desajuste de los datos: $\Delta \mathbf{d}^o \equiv \mathbf{d}' - \mathbf{d}^o$, y se evalúa la matriz de las derivadas parciales en el modelo inicial:

$$G_{ij} = \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}^o} \quad (2.26)$$

Se usa la *generalizada inversa* para encontrar $\Delta \mathbf{m}^o$, el cambio en el modelo inicial que proporciona el mejor ajuste a los datos. Por tanto el nuevo modelo sería: $\mathbf{m}^1 = \mathbf{m}^o + \Delta \mathbf{m}^o$, y los nuevos datos estimados: $\mathbf{d}^1 = A(\mathbf{m}^1)$, que deberían estar más próximos a los valores observados que las predicciones del modelo inicial. Esto puede medirse calculando la diferencia entre las observaciones y los datos calculados para el nuevo modelo, es decir: $\Delta \mathbf{d}^1 \equiv \mathbf{d}' - \mathbf{d}^1$ y examinado el desajuste cuadrado total:

$$\sum (\Delta d_i^1)^2 = \sum (d'_i - d_i^1)^2 \quad (2.27)$$

que debería ser menor que el correspondiente al modelo inicial: $\sum (\Delta d_i^o)^2$.

El método puede iterarse y una vez que el modelo ha cambiado se obtiene una nueva matriz de derivadas parciales al expandir la función que predice los datos sobre el nuevo modelo:

$$G_{ij} = \left. \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \right|_{\mathbf{m}^1} \quad (2.28)$$

El método de la *inversa generalizada* se usa para resolver la ecuación: $\Delta \mathbf{d}^1 = G \Delta \mathbf{m}^1$, para un cambio en el modelo $\Delta \mathbf{m}^1$ que reduce el desajuste remanente. Este proceso se repite hasta que iteraciones sucesivas produzcan pequeños cambios en el modelo y en el desajuste total de los datos, satisfaciendo algún criterio de convergencia.

4. Técnicas de localización conjunta de eventos

Las técnicas de localización conjunta de eventos permiten mejorar las localizaciones relativas entre eventos cercanos incluso cuando los tiempos de llegada están sesgados por los efectos debidos a heterogeneidades en el modelo de velocidad (Lin y Shearer, 2005). Dentro de estas técnicas se incluyen la *determinación conjunta de hipocentros* o JHD (por ejemplo: Douglas, 1967; Frohlich, 1979) y, más recientemente, se han desarrollado el *método de los términos de estación específicos de la fuente* o SSST (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005) y el *método de la doble-diferencia* o DD (Waldhauser y Ellsworth, 2000). La existencia de terremotos con formas de onda similares por tener su origen en una zona fuente común se ha aprovechado para determinar con mayor precisión las diferencias entre los tiempos de llegada de los eventos a las diferentes estaciones, que posteriormente pueden emplearse para obtener *localizaciones relativas precisas* entre eventos maestro y esclavos (Stich *et al.*, 2001; Saccorotti *et al.*, 2002; Ocaña *et al.*, 2008b).

4.1. Localización mediante correcciones por términos de estación

En la determinación de los hipocentros de terremotos locales generalmente se usa un modelo unidimensional de velocidad que consiste en varias capas plano-paralelas homogéneas de diferente espesor y velocidad. Pero la estructura real de la Tierra es mucho más compleja y tiene también heterogeneidades laterales de manera que al

aproximarla mediante un modelo 1D inevitablemente se están introduciendo errores en el proceso de localización. Esos errores asociados a los modelos 1D de velocidad pueden proceder de desviaciones del modelo en la zona próxima al hipocentro, en la zona cercana a la estación de registro o bien desviaciones a lo largo de los caminos de propagación de los rayos. Mediante la localización individual de los eventos no es posible discriminar entre estos tres efectos. Una manera de hacerlo es considerar una agrupación espacial de terremotos. En el caso de series sísmicas, para cada terremoto y en cada estación, el efecto de la desviación del modelo en la zona hipocentral será el mismo debido a la proximidad espacial entre los eventos, pudiendo, por ese motivo, ignorarse. Los otros dos efectos, que reflejan tanto los cambios en velocidad en torno a la estación como los cambios laterales en velocidad a lo largo de los distintos caminos, pueden unificarse en un solo término, denominado *corrección de estación* (Pujol, 1988). Las fluctuaciones en las correcciones de estación para eventos agrupados localizados en diferentes zonas fuente reflejan diferentes grados de discrepancia entre el modelo unidimensional utilizado y la estructura real por la que se propagan los rayos. Considerando más de un grupo de eventos se puede deducir la extensión de las heterogeneidades laterales mediante el análisis de los términos de estación obtenidos para cada grupo (Figura 2.2).

El uso de los términos de corrección por estación (para tener en cuenta la influencia de las diferentes condiciones en las proximidades de las estaciones, así como a lo largo del camino de propagación del rayo) puede considerarse una técnica eficiente para obtener mejores localizaciones relativas. Además, los propios patrones de los términos de estación, pueden proporcionar información relevante en relación con las variaciones laterales del modelo de velocidad (Kim *et al.*, 2005).

Dentro de los métodos para corregir los errores en las localizaciones directamente relacionados con la estructura tridimensional de la Tierra mediante la localización de muchos eventos al mismo tiempo y la determinación de los términos de estación se encuentran la *determinación conjunta de hipocentros* o JHD (Douglas, 1967; Frohlich, 1979) en sus diferentes aproximaciones (Jordan y Sverdrup, 1981; Pavlis y Booker, 1983; Pujol, 1988; Fehler *et al.*, 2000) o el uso de *términos de estación específicos de la fuente* (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005). Las primeras técnicas reducen los errores del modelo debido a anomalías en velocidad localizadas justo debajo del emplazamiento de la estación, mientras que la última técnica reduce los errores del

modelo debidos a anomalías en cualquier parte entre la zona fuente y la estación, calculando un factor correctivo para cada evento, cada fase y cada estación.

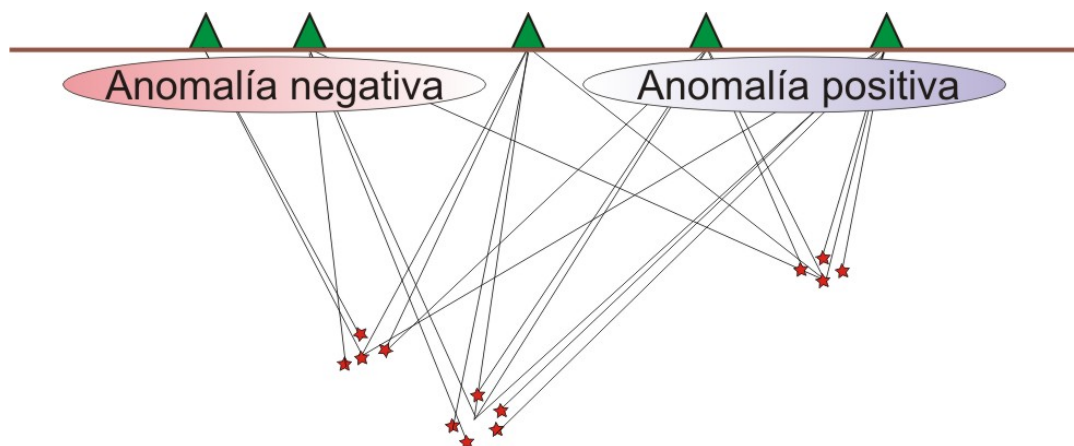


Figura 2.2. Esquema del trazado de los rayos desde las zonas fuente, donde se agrupan los eventos hasta las estaciones de registro. Los rayos que llegan a las estaciones desde zonas fuente diferentes comparten caminos similares únicamente en la parte superior de la corteza próxima a la estación. La consistencia en los patrones de las correcciones de estación, positivas o negativas, indican que la corteza superior, a través de la cual dos o más grupos de rayos han viajado, es la responsable de dichas anomalías (tomada de Kim *et al.*, 2005).

*Figure 2.2. Scheme of ray paths from the clustered earthquake to surface stations. Rays arriving at a station from different source zones share common travel paths only in the upper crust near the station. Consistent patterns of positive and negative station corrections indicate that the upper crust, where two or more clusters of rays have travelled through, is responsible for the station correction anomaly (taken from Kim *et al.*, 2005).*

Método de la determinación conjunta de hipocentros

La determinación conjunta de hipocentros fue propuesta con diferentes aproximaciones por Douglas (1967) y Freedman (1967) con la finalidad de minimizar los efectos que producen las anomalías en los tiempos de viaje en la determinación de las localizaciones de terremotos y explosiones. La determinación de las correcciones de estación permite obtener localizaciones relativas de mayor precisión porque se minimiza el efecto de las posibles ausencias de estaciones durante el proceso de localización (Frohlich, 1979). No obstante, la determinación conjunta de hipocentros y términos de estación es un problema que no tiene una solución única debido a la interrelación entre los tiempos de origen y las correcciones de estación (Douglas, 1967; Herrmann *et al.*, 1981). Por tanto, se tiene que imponer una condición adicional que suele venir representada por un evento maestro, es decir, un evento bien localizado

cuya localización permanece fija durante el proceso de inversión, bien por uno de los términos de estación que se fija a un valor determinado o bien mediante la asunción de que la suma de todas las correcciones es igual a cero (Pujol, 1988).

Douglas (1967) propuso la resolución del problema de la determinación conjunta de hipocentros mediante mínimos cuadrados, aproximación que resultaba problemática cuando se incluía un número muy grande de eventos ya que las matrices involucradas en la resolución eran de gran tamaño para los ordenadores de la época. La aproximación propuesta por Frohlich (1979) para la determinación conjunta de hipocentros y términos de estación se basaba en dos pasos: 1) localización convencional de los eventos usando alguna estimación inicial de los términos de estación, 2) estimación de una perturbación de los términos de estación a partir de la media de todos los residuos registrados en esa estación. Las nuevas correcciones por estación se usan para repetir los pasos (1) y (2) hasta que la corrección sea pequeña. Por su parte Herrmann *et al.* (1981) simplificaron las ecuaciones normales típicas de la resolución mediante mínimos cuadrados, de manera que el problema de las matrices de gran tamaño se reducía a la solución de un sistema 4×4 para cada terremoto más la solución de un sistema de ecuaciones correspondiente a las correcciones de estación.

Otra solución alternativa al problema de las matrices de gran tamaño fue propuesta independientemente por Jordan y Sverdrup (1981) basándose en la ortogonalidad de las matrices involucradas en la descomposición en valores singulares de una determinada matriz. Esta aproximación también ha recibido el nombre de *descomposición hipocentroidal*. Una aproximación similar fue propuesta por Pavlis y Booker (1983) quienes definieron el método denominado *localización múltiple de eventos progresiva (PMEL)* próximo al propuesto por Frohlich (1979) y, también, por Jordan y Sverdrup (1981). En él se estiman los hipocentros de cada terremoto individualmente acumulando después los residuos resultantes de una manera óptima tal que las correcciones por estación se puedan estimar a partir de ellos. El método se resume en tres pasos:

- 1) localización individual de los hipocentros usando alguna estimación inicial de los términos de estación.
- 2) formación de un conjunto de datos “anulado”, es decir, que no se encuentren sesgados por los errores de las localizaciones.

- 3) cálculo de las perturbaciones de los términos de estación a partir de una solución pseudoinversa del conjunto de datos anulado.

Se trata de un método que converge rápidamente, ya que es independiente del número de terremotos procesado y únicamente requiere una memoria proporcional a n^2 , frente a los $(4mn)^2$ que requiere el método JHD (con n el número de estaciones y m el número de eventos).

Hurukawa e Imoto (1990, 1992) propusieron una *modificación de la localización conjunta de hipocentros (MJHD)* que perseguía una mayor estabilidad del método cuando la cobertura de estaciones no es óptima. Una nueva condición se impone sobre los términos de estación que hace referencia a su independencia con respecto a la distancia y el azimut desde el centro de la zona fuente de estudio. Fehler *et al.* (2000) propusieron una aproximación al método JHD denominada *determinación conjunta de hipocentros por colapso* (Figura 2.3) que desplaza la localización de los hipocentros hacia el centro de masas de los terremotos incluidos en un determinado volumen en torno a la localización del evento, siempre que la función de desajuste entre los tiempos de llegada calculados y medidos no aumente sustancialmente.

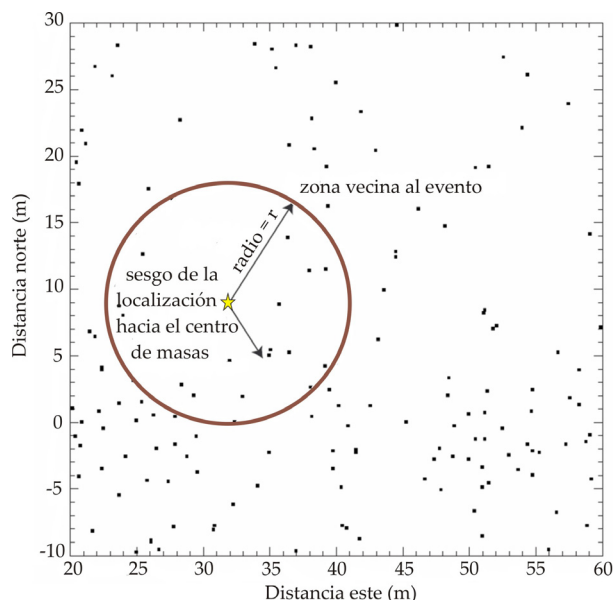


Figura 2.3. Condición impuesta en la localización de los eventos con *JHD de colapso*. La localización de cada evento se sesga hacia el centro de masas de los eventos cercanos.

Figure 2.3. Schematic of constraint applied to event location in JHD-collapsing analysis procedure. Each event location is biased towards the centre of the mass of the other events in its vicinity.

En la resolución numérica lo anterior se traduce en la inclusión de un término de colapso que se añade a la función típica del JHD que se tiene que minimizar. Este método permite obtener mejores localizaciones relativas de los terremotos dentro de una zona sísmica, siempre que se pueda asumir que en las zonas sismogénicas dominan las agrupaciones espaciales de los eventos.

Se ha visto que hay diferentes aproximaciones al problema de la determinación conjunta de hipocentros y a su resolución. De manera genérica, y para tener una visión del problema común a todas las aproximaciones, aquí se plantea la formulación del mismo siguiendo la notación de Pujol (1988, 2000). Si se considera el problema de determinar N correcciones de estación y los hipocentros de M terremotos registrados por todas las estaciones y se supone que sólo se emplean los tiempos de las primeras llegadas, para el j -ésimo terremoto y la i -ésima estación se tendría:

$$w_{ij}r_{ij} = w_{ij} \left(dT_j + \frac{\partial t}{\partial x} dx_j + \frac{\partial t}{\partial y} dy_j + \frac{\partial t}{\partial z} dz_j + ds_i \right) \quad i = 1, \dots, N; \quad j = 1, \dots, M \quad (2.29)$$

donde:

$$r_{ij} = t_{ij}^o - t_{ij} = t_{ij}^o - (T_j + \tau_{ij} + s_i) \quad (2.30)$$

t_{ij}^o es el tiempo de llegada observado, t_{ij} es el tiempo de llegada calculado, T_j y (x_j, y_j, z_j) son las estimaciones iniciales del tiempo origen y de las coordenadas hipocentrales, τ_{ij} es el tiempo de viaje calculado desde el terremoto j hasta la estación i , y s_i la corrección de estación. Los w_{ij} son pesos cualitativos (≤ 1). Si la estación no ha registrado el terremoto se asume que la ecuación (2.29) valdrá cero. Los dT_j, dx_j, dy_j, dz_j y ds_i son los términos de ajuste que se van a determinar.

Como ya se ha comentado, y como puede deducirse de la ecuación (2.30), existe una relación de interdependencia entre el tiempo origen y las correcciones por estación. Si se añade una constante a todos los T_j y la misma constante se resta a los s_i , el término entre paréntesis en (2.30) al igual que el valor de r_{ij} no cambian. Por tanto, la solución de la ecuación es intrínsecamente no única.

La ecuación (2.29) puede escribirse en forma matricial como:

$$\mathbf{W}_j \mathbf{r}_j = \mathbf{W}_j \mathbf{A}_j \mathbf{dx}_j + \mathbf{W}_j \mathbf{ds} \quad j = 1, \dots, M \quad (2.31)$$

donde \mathbf{r}_j es el vector de los residuos r_{ij} , \mathbf{A}_j es la matriz de las derivadas $N \times 4$, \mathbf{dx}_j es el vector del tiempo origen y de los hipocentros, \mathbf{W}_j es una matriz $N \times N$ con valores igual a uno para las estaciones que han registrado el terremoto y cero en otro caso y \mathbf{ds} es el vector de ajuste de los términos de estación s_i .

En el problema se pueden incorporar otros tipos de llegadas (hasta ahora el problema estaba siendo abordado utilizando únicamente primeras llegadas). Por ejemplo, asumiendo que N' estaciones han registrado llegadas de las ondas S, una manera eficiente de proceder es añadir los correspondientes residuos a la ecuación (2.29). Entonces la matriz $\mathbf{W}_j \mathbf{A}_j$ en la ecuación (2.31) sería $(N + N') \times 4$, \mathbf{W}_j sería $(N + N') \times (N + N')$ y \mathbf{ds} estaría compuesto por $N + N'$ elementos, los primeros N correspondientes a las correcciones de la onda P y los últimos N' correspondientes a las correcciones de la fase S. Cualquier otro tipo de llegadas podría incluirse de manera similar.

Las ecuaciones (2.29) y (2.31) representan el caso más general para la determinación conjunta de hipocentros. La ecuación (2.31) representa un sistema de M ecuaciones matriciales acopladas con $M + 1$ vectores de incógnitas: los \mathbf{dx}_j y los \mathbf{ds} (Noble y Daniel, 1977):

$$\begin{pmatrix} \mathbf{W}_1 \mathbf{A}_1 & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} & \mathbf{W}_1 \\ \mathbf{0} & \mathbf{W}_2 \mathbf{A}_2 & \dots & \mathbf{0} & \mathbf{W}_2 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{W}_M \mathbf{A}_M & \mathbf{W}_M \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{dx}_1 \\ \mathbf{dx}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{dx}_M \\ \mathbf{ds} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{W}_1 \mathbf{r}_1 \\ \mathbf{W}_2 \mathbf{r}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{W}_M \mathbf{r}_M \end{pmatrix} \quad (2.32)$$

Esta ecuación puede ser reescrita como:

$$\mathbf{Gy} = \mathbf{b} \quad (2.33)$$

Con \mathbf{G} la matriz pesada de las derivadas parciales, \mathbf{y} el vector pesado de las incógnitas y \mathbf{b} el vector pesado de los residuos. La matriz \mathbf{G} es $(MN) \times (4M + N)$, lo que significa que puede ser muy grande cuando se tienen un gran número de eventos

y de estaciones. No obstante, como ya se ha comentado, resolver el problema de la determinación conjunta de hipocentros no requiere el almacenamiento de la matriz \mathbf{G} completa, pues diversos autores han introducido técnicas para su resolución que logran reducciones significativas en el tamaño de la matriz más grande que debe almacenarse. La matriz anterior puede resolverse escribiendo las ecuaciones normales y resolviéndolas, por ejemplo, mediante mínimos cuadrados (Douglas, 1967), mediante la descomposición QR de Householder (Lawson y Hanson, 1974; Smith, 1982) o mediante la descomposición en valores singulares (Aki y Richards, 1980; Pavlis y Booker, 1983).

La metodología de la determinación conjunta de hipocentros en sus diferentes adaptaciones ha sido ampliamente usada para la relocalización de terremotos. Dewey (1972) empleó las correcciones por estación del método JHD para el estudio de la distribución de terremotos de profundidad intermedia en el oeste de Venezuela determinando las tendencias tectónicas en determinadas regiones geográficas occidentales del país. El mismo autor relocalizó la sismicidad del norte de la Península de Anatolia con JHD obteniendo las correcciones de estación para la zona, que serían utilizadas para localizar con métodos convencionales la sismicidad posterior (Dewey, 1976). Pavlis y Booker (1983) probaron con éxito su adaptación denominada *PMEL* para relocalizar parte de la sismicidad registrada en el monte Coso (California). Pujol *et al.*, (1989) relocalizaron un enjambre sísmico en Arkansas en 1987 mediante un array de cuarenta estaciones sísmicas de tres componentes, demostrando que la localización conjunta de eventos agrupados puede proporcionar información cualitativa sobre la estructura en velocidad de la zona, siempre que los eventos hayan sido registrados por una antena sísmica de gran apertura y pequeña separación entre estaciones. Pujol ha realizado otros trabajos aplicando JHD, por ejemplo, para la relocalización de la serie de Loma Prieta (California) de 1989, comparando sus resultados con los obtenidos mediante localizaciones individuales de los eventos (Pujol, 1995). El método de localización conjunta de hipocentros modificado de Hurokawa e Imoto (1990, 1992) fue utilizado para relocalizar el terremoto de Shikotan (Mw 6.8) y determinar su plano de falla (Hurokawa, 1995). Años más tarde, Hurokawa *et al.* (2003) relocalizaron el terremoto (Mw 7.0) de Papua Nueva Guinea de 1998 y sus réplicas utilizando JHD para discriminar el plano de falla de entre los dos planos nodales del terremoto principal. Mandal *et al.* (2006) relocalizaron con JHD la serie de 2001 en Buj (India)

cuyo evento principal tuvo una magnitud M_w 7.7. Los terremotos de Guam de 1993, 2001 y 2002 fueron interpretados como eventos entre bloques a partir de los resultados obtenidos con la relocalización simultánea de los terremotos principales, las réplicas y la sismicidad de fondo en la zona (Harada e Ishibashi, 2008).

En la Península Ibérica la metodología *JHD* ha sido aplicada por Mezcua y Rueda (1997) para relocalizar la sismicidad en el periodo 1950-1995 en la zona de contacto entre las placas Africana y Euroasiática en el sur de la Península Ibérica (Figura 2.4).

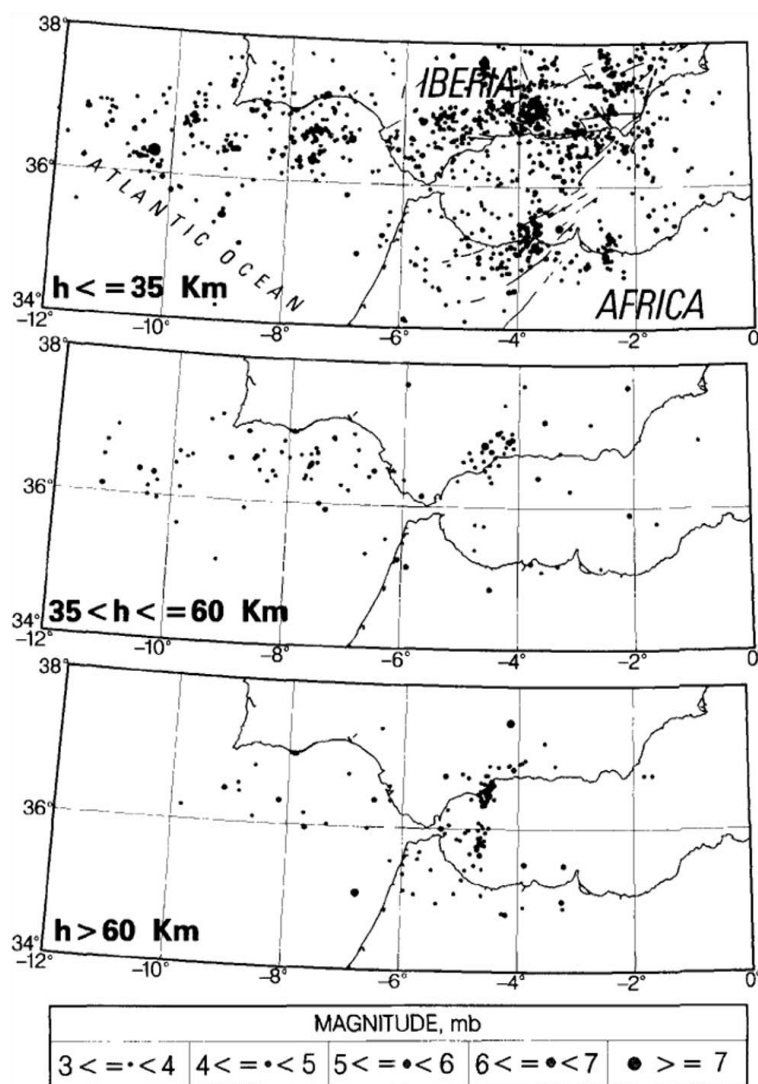


Figura 2.4. Relocalización de la sismicidad del periodo 1950-1995 en la zona meridional de la Península Ibérica en el área de contacto entre las placas Africana y Euroasiática (tomada de Mezcua y Rueda, 1997).

Figure 2.4. Relocated seismicity at the Africa-Eurasia plate contact in Southern Iberian Peninsula for the period 1950-1995 (taken from Mezcua and Rueda, 1997).

Para la relocalización dividieron la zona de estudio en seis zonas fuente para las cuales consideraron los veinticinco terremotos con mejores registros localizados a lo largo de cada una de ellas. De esta manera estimaron los residuos de estación para cada una de las zonas fuente que posteriormente fueron utilizados para cada una de las localizaciones individuales de cada evento. Los patrones de sismicidad obtenidos tras la relocalización y la información arrojada por los mecanismos focales disponibles para la zona llevaron a estos autores a proponer la posible existencia de un proceso de delaminación en la litosfera bajo el Mar de Alborán.

Método de las correcciones de estación específicas de la fuente

Los términos de estación obtenidos mediante la determinación conjunta de hipocentros asocian un determinado valor a cada estación. En ocasiones se hace referencia a ellos como *términos de estación estáticos* y, generalmente, dan buenos resultados en la localización cuando las diferencias entre los tiempos de viaje reales y los tiempos de viaje teóricos estimados a partir del modelo de velocidad son las mismas para todos los eventos. Pero esto no ocurre, por ejemplo, cuando la sismicidad abarca una región extensa en la que existen heterogeneidades laterales significativas en el modelo de velocidad. En este último caso es más conveniente utilizar una generalización de la aproximación de correcciones por estación, denominada *método de los términos de estación específicos de la fuente* o *SSST* (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005). Con este método la localización y el cálculo de los términos de estación se estima también de manera iterativa, pero con la diferencia de que los términos de estación ya no son una cantidad constante para cada estación y cada fase, sino que el término de estación viene dado por una función correctora que depende de la posición de la fuente para cada estación, lo que supone una mejor forma de considerar las heterogeneidades en zonas fuente extensas. En el caso de los términos de estación estáticos, los términos de corrección para una estación dada venían representados por la media (o por la mediana) de los residuos de todos los eventos a esa estación. En el caso de los términos de estación específicos de la fuente se calcula una corrección individual para cada pareja fuente-receptor a la estación dada usando únicamente los residuos de los eventos vecinos. Hay, por tanto, un valor diferente del vector de términos de estación para cada valor del vector de residuos. Esos valores son una versión suavizada de los residuos específicos de los eventos para cada estación.

Ese suavizado entre los eventos próximos se puede hacer de diferentes maneras. Richards-Dinger y Shearer (2000) al aplicar esta técnica a la relocalización de la sismicidad del sur de California determinaron el número de eventos próximos mediante una teselación de vecinos naturales. Lin y Shearer (2005) consideraron como eventos vecinos de un evento dado a aquellos incluidos en una esfera de radio r_{\max} con centro en dicho evento. El término de estación para ese evento viene dado por la media (o por la mediana) de los residuos de los eventos considerados como vecinos. Los resultados obtenidos van a depender del tamaño de la distancia de corte r_{\max} . Si ese valor se fija a una distancia muy grande, tal que se consideren todos los eventos incluidos en el estudio, entonces el método *SSST* dará los mismos resultados que el método con términos de estación estáticos. Por el contrario, si se toma un valor de la distancia r_{\max} muy pequeño el número de eventos vecinos podría no ser suficiente para obtener una estimación fiable del valor real del término de estación. La determinación de la distancia de corte es, por tanto, un factor clave a la hora de la aplicación del método. Se establece un proceso iterativo que comienza con una distancia de corte grande de manera que se incluyan todos los eventos del estudio que posteriormente se disminuye hasta un valor mínimo fijado para calcular los términos de estación usando sólo los eventos incluidos en ese caso. Esta aproximación fue probada en un conjunto de datos sintéticos (Lin y Shearer, 2005) y posteriormente aplicada a los catálogos de sismicidad del sur de California (Shearer *et al.*, 2005).

En el Capítulo 3 se describe con más detalle la metodología que considera los términos de estación específicos de fuente para la localización, su formulación, y se muestra su aplicación a la relocalización de la sismicidad ocurrida en el sur de España durante el periodo 1998-2007.

4.2. Localización con evento maestro

Los terremotos que presentan formas de onda similares en las distintas estaciones de registro reciben el nombre de *multiplètes*. La semejanza de los sismogramas de estos multiplètes se debe a que los terremotos se generan en una zona fuente común y presentan un mecanismo focal muy similar (Geller y Mueller, 1980), y por tanto, el patrón de radiación de la fuente y el camino de propagación a través de las heterogeneidades de la Tierra es el mismo para todos los eventos a cada una de las

estaciones, véase Figura 2.5 (Poupinet *et al.*, 1984; Deichmann y García-Fernández, 1992; Maurer y Deichmann 1995).

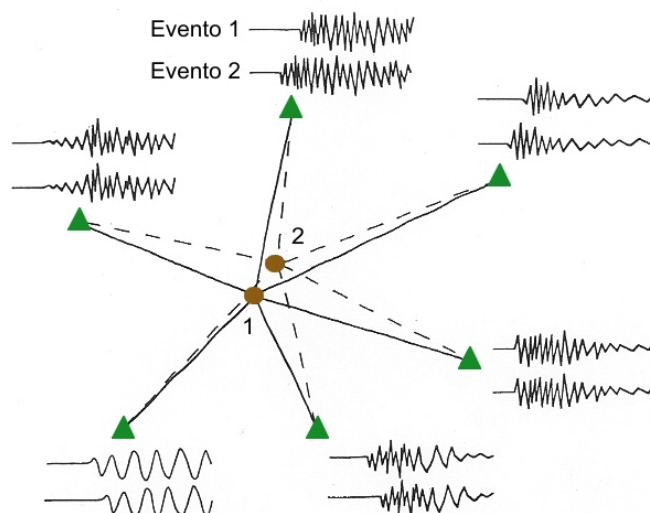


Figura 2.5. Ilustración que muestra cómo dos eventos próximos en el espacio a menudo originan formas de onda similares en cada una de las estaciones sísmicas, aunque las trazas entre las diferentes estaciones puedan variar sustancialmente debido a efectos de propagación y a efecto locales de sitio. Cuando las formas de onda son lo suficientemente similares, se pueden emplear técnicas de correlación cruzada para medir las diferencias de tiempo entre ambos eventos. Esos tiempos son más precisos que las lecturas de tiempos de llegada individuales y pueden usarse para precisar la localización relativa entre ambos eventos (modificada de Shearer, 1997).

Figure 2.5. Cartoon showing how two closely spaced earthquakes will often produce similar waveforms at individual seismic stations, even though the traces may vary substantially between different stations due to propagation or local site effects. When waveforms are similar enough, cross-correlation techniques can be employed to estimate time differences between both events. These times are more accurate than individual arrival time picks and can be used to constrain the relative location between the two events (modified from Shearer, 1997).

La alta similitud entre las formas de onda puede aprovecharse para obtener tiempos relativos precisos de las ondas P y S entre diferentes eventos mediante un análisis de correlación de las respectivas formas de onda, en el dominio del tiempo (p.e.: Console y Di Giovambattista, 1987; Maurer y Deichmann, 1995) o en el dominio de la frecuencia (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Frémont y Malone, 1987). Con esos tiempos precisos se procede a la localización relativa de los eventos en función de un evento elegido. Asumiendo que la separación hipocentral entre maestro y esclavo es pequeña comparada con la distancia evento-estación, todos los caminos del rayo entre el volumen de la fuente y un receptor común son similares y abandonan la fuente

prácticamente paralelos los unos a los otros (Figura 2.6). En ese caso, las diferencias entre los tiempos de viaje entre maestro y esclavo dependen linealmente de la separación espacial entre sus hipocentros y puede expresarse mediante la diferencia en el tiempo origen y la proyección del vector de relocalización \mathbf{f} en la dirección \mathbf{n} del rayo que abandona el foco mediante la ecuación: $\Delta t = \Delta T_0 - \frac{\mathbf{f} \cdot \mathbf{n}}{v}$ (2.34)

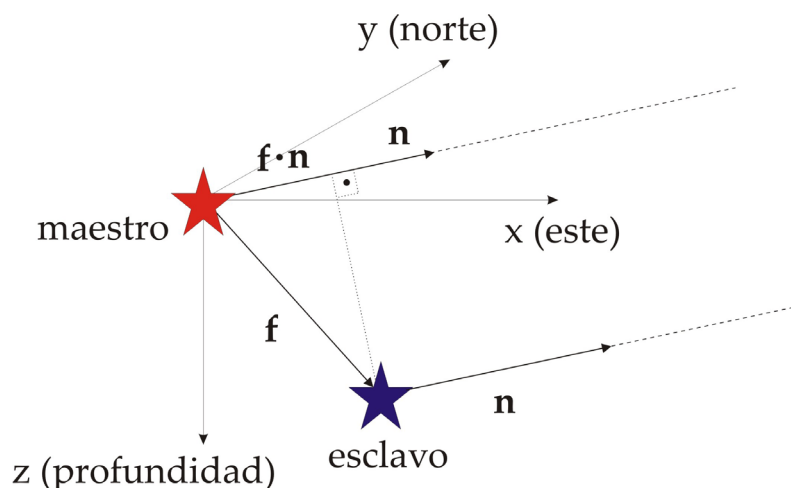


Figura 2.6. Esquema de la geometría de la técnica de localización con evento maestro. La estrella roja representa al maestro mientras que la estrella azul representa a un evento esclavo. \mathbf{n} es el vector unitario apuntando hacia la estación i y \mathbf{f} el vector de relocalización. Los caminos de propagación a la estación son paralelos.

Figure 2.6. Geometrical layout for the master event technique. The red star represents the master event while the blue star represents a slave event. \mathbf{n} is the unit vector pointing to station i and \mathbf{f} is the relocation vector. Ray paths to the station are parallel.

A partir de m diferencias de tiempos de llegada de P y S a las distintas estaciones se obtiene un sistema de m ecuaciones lineales con cuatro incógnitas: las tres componentes del vector de relocalización y la diferencia precisa en tiempo origen entre los eventos. Realizando la inversión de la matriz del problema, por ejemplo descomponiéndola en sus valores singulares (Aki y Richards, 1980) y describiendo los errores mediante la matriz de covarianza (p.e., Lay y Wallace, 1996), se obtienen finalmente los parámetros hipocentrales, siempre relativos a los del evento maestro con respecto al cual se ha localizado, con errores de tan solo varias decenas de metros. Ese aumento en la precisión de las localizaciones permite resolver con más detalle la estructura sismotectónica en zonas de sismicidad local intensa (p.e.: Scarfi *et al.*, 2003; Hauksson y Shearer, 2005; Kraft *et al.*, 2006).

En la Península Ibérica no son demasiado numerosos los trabajos en los que se haya utilizado la similitud entre las formas de onda para obtener tiempos de llegada más exactos de las fases, y con ellos, localizaciones hipocentrales más precisas. El primer trabajo al respecto lo realizaron Mezcuca y Rueda (1994), quienes propusieron un método para la determinación relativa de los epicentros utilizando la correlación cruzada en el dominio del tiempo de las formas de onda de un evento que se toma como referente y las del resto de eventos. A partir de la correlación se estiman lecturas precisas de las fases S para aquellos eventos para los cuales no se dispone de esta información y se determinaron diferencias de tiempo S-P, que se convierten en valores de distancia y posteriormente se suman a las del evento tomado como referente para así fijar la localización final. Este método fue aplicado a la serie de Palenciana (Córdoba) de 1989, obteniéndose localizaciones finales menos dispersas y con errores inferiores a los de las localizaciones iniciales.

Varios años después de esta primera aproximación, se encuentran otras aplicaciones de la técnica de correlación cruzada de formas de onda y localización con evento maestro en España. Stich *et al.* (2001) analizaron varios años de sismicidad ocurrida en el poniente almeriense tras los terremotos de Adra-Berja de finales de 1993 y comienzos de 1994. Aunque la localización de los eventos no pudo afinarse en profundidad, sí se obtuvieron mayores precisiones en el plano horizontal, de sólo varias decenas de metros, y se determinaron dos lineamientos compatibles con las direcciones de sistemas de falla conocidos y con los parámetros fuente de los tres terremotos más grandes de la serie (Figura 2.7).

Saccorotti *et al.* (2002) obtuvieron un total de cinco familias de eventos similares dentro del conjunto de terremotos pertenecientes al enjambre de Agrón de 1988-1989 (Figura 2.8). Para cada familia, ajustaron los tiempos de llegada de las fases en función de uno de los eventos tomado como maestro y con esos tiempos pudieron determinar las localizaciones relativas de los eventos con mayor precisión (errores de tan sólo varias decenas de metros), obteniendo dos agrupaciones significativas de terremotos a profundidades en torno a 7 km y a 10-15 km.

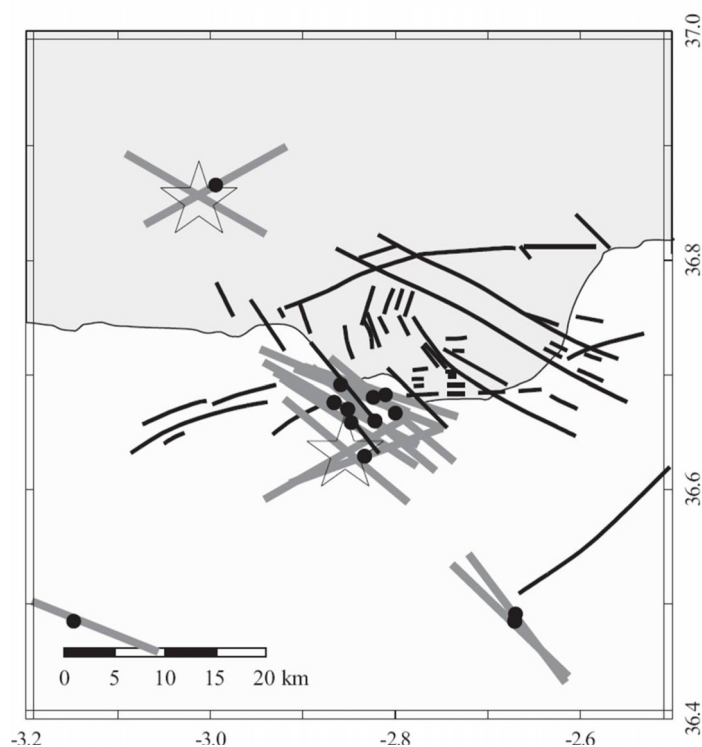


Figura 2.7. Comparación de los acimutes de las familias relocalizadas (líneas grises) y de los planos de los dos eventos mayores de la serie de Adra-Berja, junto con las posiciones y direcciones de las fallas neógenas en la zona (líneas negras) (tomada de Stich *et al.*, 2001).

*Figure 2.7. Comparison of the apparent strikes of the family relocations (grey lines) and the strike of the fault planes of the two major events in the Adra-Berja seismic series, together with positions and directions of neogene faults in the area (black lines) (taken from Stich *et al.*, 2001).*

Ruiz *et al.* (2006a) aplicaron la técnica para la relocalización de la serie ocurrida en 2002 al NW de Pamplona. La existencia de una red temporal portátil en la zona, y por tanto de una buena cobertura de estaciones y de un gran número de registros para la mayoría de terremotos (incluidos los de magnitud menor), les permitió usar esta metodología para restringir la zona epicentral de la serie a un área de 2 km de largo y 1 km de ancho, en la que la sismicidad se alinea en dirección aproximada E-W y en un rango de profundidad entre 1.5 y 2 km.

En el Capítulo 4 se describe detalladamente la metodología de localización relativa con evento maestro y su aplicación a diferentes series sísmicas ocurridas en el sur de España: la serie de La Paca (Murcia) de 2005 y las series de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero y junio-septiembre de 2007.

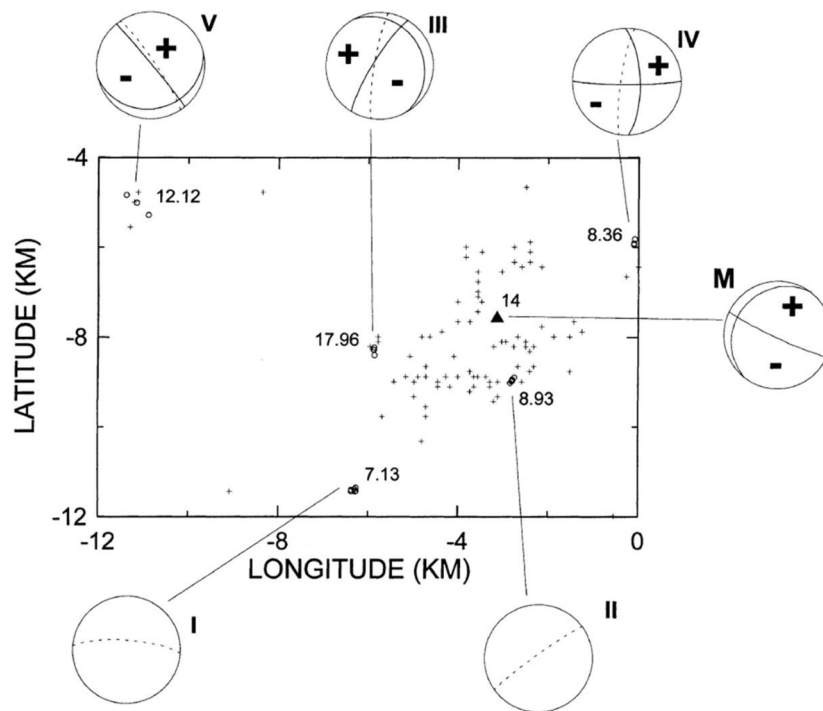


Figura 2.8. Mapa epicentral (triángulo, terremoto principal; cruces, localizaciones originales; círculos, localizaciones finales) y mecanismos focales (cuando estén disponibles, línea continua) comparados con los planos de falla obtenidos a partir del proceso de localización relativa (línea punteada) (tomada de Saccorotti *et al.*, 2002).

*Figure 2.8. Epicentral map (triangle, mainshock; crosses, original locations; circles, final locations) and focal mechanisms (when available, solid line) compared to the fault planes obtained from the relative location procedure (dashed line) (taken from Saccorotti *et al.*, 2002).*

4.3. Método de la doble diferencia

El algoritmo de *localización de la doble diferencia* (Waldhauser y Ellsworth, 2000, 2002) permite localizar simultáneamente un gran número de eventos dispersos en el espacio minimizando las diferencias de los residuos de los tiempos de viaje (también llamadas dobles diferencias) para parejas de terremotos a una determinada estación mediante el ajuste del vector diferencia entre sus hipocentros. Se parte de un conjunto de eventos previamente localizados con un método tradicional a partir de un modelo de velocidad unidimensional. Estas localizaciones contienen errores debidos a heterogeneidades no modeladas de la estructura en velocidad que aplicando el algoritmo de la doble diferencia son eliminadas, mejorándose con ello la localización relativa de los eventos. Los términos específicos de estación no son corregidos explícitamente y en los resultados finales se mantienen errores aleatorios presentes en

las localizaciones originales, por ejemplo, inexactitudes en la lectura de llegada de las fases. No obstante, como ya se ha dicho, las soluciones estarán libres de errores sistemáticos en los tiempos de viaje debidos a heterogeneidades en la velocidad. Con este método además se pueden combinar diferencias de tiempos de viaje obtenidas a partir de catálogos sísmicos con diferencias de tiempos de viaje obtenidas a partir de correlación de formas de onda.

El problema de la localización individual de un terremoto i para un tiempo observado en una estación k , puede linealizarse a partir de un desarrollo de Taylor de primer orden y escribirse como:

$$r_k^i = \Delta t_k^i = (t^{\text{obs}} - t^{\text{cal}})_k^i = \frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i + s_k^i \quad (2.35)$$

siendo s_k^i la corrección por anomalía de camino entre el evento i y la estación k . Esta ecuación relaciona linealmente el residuo r de los tiempos de viaje (tiempo observado menos tiempo calculado) para un evento i con el vector de perturbaciones del modelo $\Delta \mathbf{m}_i$, que contiene los cambios en los parámetros hipocentrales (x, y, z) y en el tiempo origen τ .

La ecuación anterior implica a un solo evento, pero en la localización mediante el algoritmo de la doble diferencia se busca la diferencia de residuos entre pares de eventos, i y j , a una estación k , es decir:

$$dr_k^{ij} = \Delta t_k^i - \Delta t_k^j = \frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i + s_k^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j - s_k^j \quad (2.36)$$

donde dr_k^{ij} es el residuo entre las diferencias de los tiempos de viaje observados y calculados para esa pareja de eventos, o lo que es lo mismo:

$$dr_k^{ij} = \Delta t_k^i - \Delta t_k^j = (t_k^i - t_k^j)^{\text{obs}} - (t_k^i - t_k^j)^{\text{cal}} \quad (2.37)$$

La anterior recibe el nombre de *ecuación de la doble diferencia* (Waldhauser y Ellsworth, 2000). Si los eventos están lo suficientemente próximos entre sí podemos hacer la aproximación $s_k^i = s_k^j$, por tanto las anomalías de camino se cancelan (véase Figura 2.9) y se tendría simplemente la siguiente ecuación:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial \mathbf{m}} \Delta \mathbf{m}^j \quad (2.38)$$

que desarrollada sería:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j + \Delta \tau^j \quad (2.39)$$

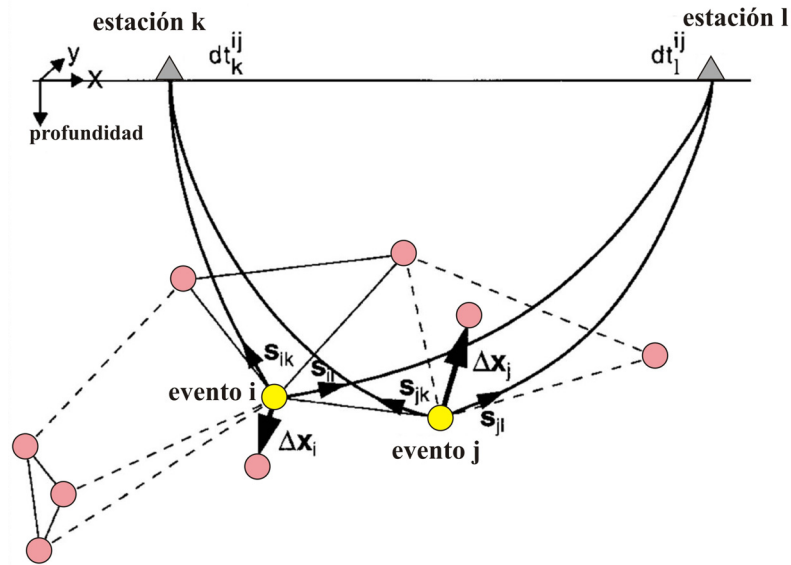


Figura 2.9. Algoritmo de relocalización de la doble-diferencia. Los círculos rosas y amarillos representan hipocentros de prueba ligados a eventos vecinos mediante correlación cruzada (línea continua) o mediante datos del catálogo (línea discontinua). Para dos eventos i y j , se muestran las localizaciones iniciales (círculos amarillos), los correspondientes vectores lentitud \mathbf{s} con respecto a dos estaciones k y l . Se indican los trazados del rayo desde las fuentes hasta las estaciones. Las flechas ($\Delta \mathbf{x}$) representan el vector de relocalización para los eventos i y j obtenido a partir del conjunto completo de ecuaciones (2.38) y dt es la diferencia de los tiempos de viaje entre los eventos i y j observados en la estación k y l , respectivamente (adaptada de Waldhauser y Ellsworth, 2000).

Figure 2.9. Double-difference earthquake relocation algorithm. Pink and yellow circles represent trial hypocenters that are linked to neighbouring events by cross-correlation (solid lines) or catalogue (dashed lines) data. For two events, i and j , the initial locations (yellow circles) and corresponding slowness vectors, \mathbf{s} , with respect to two stations, k and l , are shown. Ray paths from the sources to the stations are indicated. Thick arrows ($\Delta \mathbf{x}$) indicate the relocation vector for events i and j obtained from the full set of equations (2.38), and dt is the travel-time difference between the events i and j observed at station k and l , respectively (adapted from Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Combinando estas ecuaciones para cada una de las estaciones y para todos los pares de eventos posibles se obtiene un sistema lineal de ecuaciones de la forma:

$$\mathbf{Wd} = \mathbf{WG}\Delta\mathbf{m} \quad (2.40)$$

donde \mathbf{G} es una matriz de tamaño $M \times 4N$ (M es el número de observaciones de dobles diferencias y N el número de eventos) que contiene las derivadas parciales, $\Delta\mathbf{m}$ es un vector $4N$ que contiene los cambios en los parámetros del modelo de la localización hipocentral que se quieren determinar y \mathbf{d} es el vector de datos que contiene los tiempos de las dobles diferencias. Además, cada ecuación se pesa usando la matriz diagonal \mathbf{W} (Waldhauser y Ellsworth, 2000) que contiene los pesos asignados a priori según la calidad de las lecturas de los tiempos de llegada.

La resolución al problema propuesta por Waldhauser y Ellsworth (2000) consiste en la utilización de un sistema de ecuaciones normales para encontrar la solución por mínimos cuadrados pesada (por ejemplo, minimizando la norma L2 del vector de los residuos):

$$\hat{\mathbf{m}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W}^{-1} \mathbf{d} \quad (2.41)$$

donde $\hat{\mathbf{m}}$ denota la estimación por mínimos cuadrados de \mathbf{m} .

Para pequeños grupos de terremotos y sistemas bien condicionados, la ecuación anterior se puede resolver por el método de descomposición en valores singulares:

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T \mathbf{d} \quad (2.42)$$

Con \mathbf{U} y \mathbf{V} matrices que contienen los vectores singulares ortonormales de la matriz \mathbf{G} , y $\mathbf{\Lambda}$ la matriz diagonal que contiene los valores singulares de \mathbf{G} . Por el contrario, si el sistema de ecuaciones es muy grande, el método de descomposición en valores singulares no es eficiente y se emplea el algoritmo del gradiente conjugado LSQR de Paige y Saunders (1982).

El método de la doble diferencia permite distintos tipos de diferencias de tiempos de llegada así como selecciones de datos y peso de los mismos. Una de las ventajas es que se pueden incorporar fácilmente diferencias de tiempo obtenidas mediante correlación cruzada de formas de onda, o bien considerar únicamente datos de fases a partir de los

picados individuales de los eventos. Para conjuntos pequeños de terremotos con una fuerte agrupación espacial es práctico considerar la totalidad de los mismos mientras que para conjuntos grandes de eventos o bien cuando éstos están ampliamente distribuidos en el espacio es recomendable restringir las parejas de eventos a aquellas que no estén separadas más de una determinada distancia fijada. El algoritmo de Waldhauser (2001) permite seleccionar esa distancia de separación, así como pesar las diferencias de tiempos por la distancia e incluir datos de tiempos de llegada absolutos si se desea.

La metodología de la doble diferencia, a pesar de ser relativamente reciente, ha sido ya aplicada en un gran número de ocasiones para la relocalización de terremotos ocurridos en diferentes zonas del mundo.

En California, por ejemplo, el algoritmo de la doble diferencia se ha empleado para obtener una mejor definición de la sismicidad asociada a fallas activas en la zona. Waldhauser y Ellsworth (2000) relocalizaron la sismicidad asociada a la falla Hayward empleando tanto dobles diferencias obtenidas a partir del catálogo sísmico de la Red Sísmica del Norte de California, como la combinación de dichas diferencias con las obtenidas por la correlación de las formas de onda de los eventos. Los residuos obtenidos tras la relocalización fueron menores que los residuos iniciales de los eventos. Schaff *et al.* (2002) relocalizaron la sismicidad ocurrida en la falla de Calaveras desde el año 1984, obteniendo errores hipocentrales uno o dos órdenes de magnitud por debajo de los errores de las localizaciones rutinarias. Recientemente, Waldhauser y Schaff (2008) han realizado la relocalización de dos décadas (1984-2003) de los archivos sísmicos digitales de la Red Sísmica del Norte de California usando correlación cruzada de formas de onda y dobles-diferencias. En Japón la metodología también se ha aplicado, por ejemplo, para caracterizar el proceso de ruptura responsable de la serie sísmica de Miyagi de 2003 (M_w 6.4) (Okada *et al.*, 2003) y en Europa se ha utilizado, entre otros, para la caracterización espacial de agrupaciones de terremotos en Creta (Becker *et al.*, 2006) e Italia (Massa *et al.*, 2006).

En la Península Ibérica el algoritmo de la doble diferencia ha sido aplicado por Ruiz *et al.* (2006a, 2006b, 2006c) para caracterizar la sismicidad ocurrida en la zona de los Pirineos. Recientemente, Satoyo *et al.* (2008) han aplicado este algoritmo para la relocalización de la sismicidad de la serie de Adra-Berja de 1993-1994 y Santoyo y

Luzón (2008) lo han utilizado para la relocalización de las tres series sísmicas recientes ocurridas en Murcia: Mula 1999, La Paca 2002 (para los autores, serie de Bullas de 2002) y La Paca 2005 (llamada por los autores serie de Bullas-La Paca de 2005). El objetivo final de su trabajo era el estudio de la relación entre la sismicidad perteneciente a estas tres series y el cambio en los esfuerzos cosísmicos debidos a sus terremotos principales. La relocalización de la sismicidad como punto de partida para su estudio fue necesaria para mejorar las localizaciones iniciales de los eventos que llevaban asociadas importantes errores (Figura 2.10).

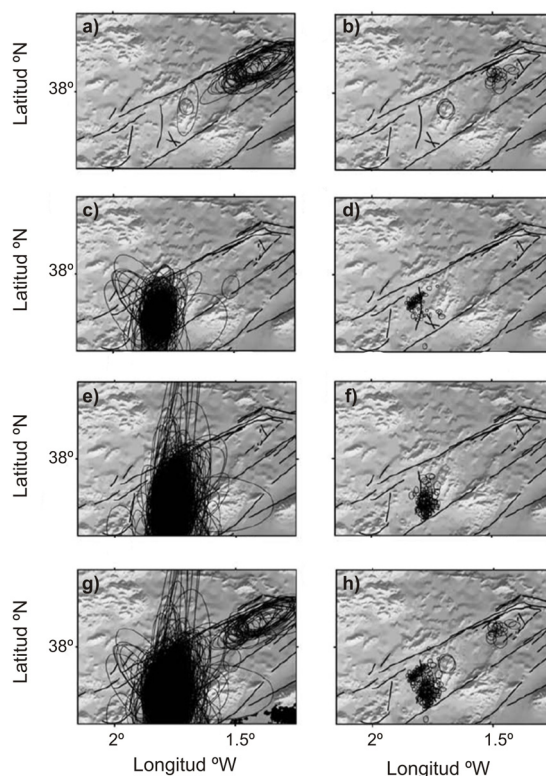


Figura 2.10. Elipses de error horizontal para las tres series sísmicas de la zona de Murcia. Mula 1999 antes (a) y después (b) de la relocalización. Bullas 2002 antes (c) y después (d) de la relocalización. Bullas-La Paca 2005 antes (e) y después (f) de la relocalización. Localizaciones para las tres series antes (g) y después (h) de la relocalización (tomada de Santoyo y Luzón, 2008)

Figure 2.10. Horizontal error ellipses for the three seismic series in the Murcia area. Mula 1999 before (a) and after (b) relocation. Bullas 2002 before (c) and after (d) relocation. Bullas-La Paca 2005 before (e) and after (f) relocation. Locations for the three series before (g) and after (h) relocation (taken from Santoyo y Luzón, 2008)

Los datos se extrajeron de los boletines del Instituto Geográfico Nacional y no se realizaron correlaciones entre las formas de onda de los sismos. Las diferencias entre

los tiempos de viaje se obtuvieron para todas las parejas de eventos separadas una distancia menor de 8 km y en estaciones localizadas en un radio de 250 km a partir del centroide del cluster, eliminándose los eventos registrados por menos de cuatro estaciones. Con esos criterios el volumen final de datos analizado fue 23 terremotos para la serie de Mula de 1999, 84 para la serie de Bullas de 2002 y 169 para la serie de Bullas-La Paca de 2005. Las series se relocalizaron independientemente, reduciéndose sustancialmente los errores en todos los casos con incertidumbres en profundidad menores de 3.5 km. También se obtuvo una importante disminución de los residuos (RMS).

5. Comentarios finales

En este Capítulo se ha realizado una revisión comparativa de las diferentes técnicas de localización. Se han mostrado las diferencias entre las *técnicas tradicionales*, en las que los eventos se localizan individualmente a través de las medidas de los tiempos de llegada de las diferentes fases y su interpretación en función de los tiempos de viaje predichos para un modelo de Tierra estándar dependiente de la profundidad, y las *técnicas de localización conjunta* de grupos de terremotos, en las que para la localización de un evento se considera también la información proporcionada por los terremotos vecinos.

El problema de la *localización individual* de un terremoto se ha abordado desde el punto de vista clásico propuesto por Geiger (1912). Los aspectos básicos de su metodología son prácticamente similares a los que se continúan empleando hoy día y consisten en la linealización del problema considerando una localización inicial ligeramente perturbada con respecto a la localización real. Los tiempos de viaje para esa localización inicial se estiman a partir de un modelo de velocidad de referencia unidimensional. Los residuos en los tiempos de llegada se asocian con las perturbaciones en el hipocentro, con lo que la localización del evento puede actualizarse hasta que se satisfaga algún criterio de ajuste. La ventaja del método Geiger es su sencillez por lo que su uso continua, con variaciones no sustanciales, en la localización ordinaria de eventos. El principal inconveniente es que no tiene en cuenta

anomalías en los tiempos de viaje por heterogeneidades laterales o por efectos locales en cada estación.

Se ha presentado la estimación de la localización de un terremoto sin linealizar las ecuaciones involucradas en el problema. Esta metodología permite obtener una *solución probabilista completa* mediante una función densidad de probabilidad o función de localización sobre todas las posibles soluciones (Lomax *et al.*, 2000).

Los diferentes algoritmos de *localización conjunta (JHD)* que aquí se han revisado (por ejemplo: Douglas, 1967; Jordan y Sverdrup, 1981 o Pujol, 1988) se desarrollaron con el fin de minimizar las imprecisiones en las localizaciones debidas a inexactitudes en el modelo de tiempos de viaje utilizado en la interpretación de los tiempos de llegada observados, que en la mayoría de los casos suponen la principal causa de error en las localizaciones. En la metodología *JHD* se determinan conjuntamente todos los hipocentros y se obtienen los términos de estación, obteniéndose localizaciones hipocentrales más precisas. Cada evento ejerce una influencia en la localización de los otros eventos a través de un *término corrector por estación* común. Las *correcciones de estación* calculadas se pueden relacionar con las variaciones laterales en el modelo de velocidad en la corteza superior (Kim *et al.*, 2005). La determinación de los *términos de estación específicos de la fuente* (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005) implica un avance más, puesto que para cada estación el término corrector que se obtiene depende de la posición concreta de la fuente, y ya no es un valor constante.

El *método de la doble diferencia* (Waldhauser y Ellsworth, 2000) liga cada evento a sus eventos cercanos a través de las diferencias en los tiempos de viaje observados en las distintas estaciones. Cada evento está ligado a sus eventos vecinos mediante medidas directas, y por eso en este caso, no se necesita determinar las correcciones de estación ya que las variaciones laterales no tenidas en cuenta en el modelo de velocidad, se eliminan directamente para cada pareja de eventos individualmente. Esta metodología tiene la ventaja de que se pueden utilizar datos procedentes de catálogos sísmicos y también diferencias de tiempos de viaje entre pares de eventos obtenidas mediante el análisis de correlación cruzada de formas de onda, mejorándose con ello la precisión de las lecturas de los tiempos, y por consiguiente, la localización de los terremotos.

La *localización relativa con evento maestro*, en la que uno de los terremotos se toma como referente y a partir de él se relocaliza la sismicidad restante (Console y Di Giovambattista, 1987; Maurer y Deichmann, 1995; Cattaneo *et al.*, 1997) es otra técnica que típicamente hace uso de las mejoras obtenidas en los tiempos de llegada determinados mediante correlación cruzada de las formas de onda en el dominio del tiempo o de la frecuencia. De esta manera se estiman localizaciones relativas de mayor precisión y, si se considera como evento maestro uno cuya localización esté bien determinada (por ejemplo el sismo principal), o sea conocida (por ejemplo una explosión), también se pueden obtener localizaciones absolutas más precisas.

CAPÍTULO 3

LOCALIZACIÓN DE LOS TERREMOTOS DEL SUR DE ESPAÑA CONSIDERANDO CORRECCIONES POR ESTACIÓN

1. Introducción

La localización precisa de terremotos es compleja por los factores ya mencionados en el Capítulo 2: el desconocimiento detallado de la distribución real tridimensional de velocidad de propagación (que desencadena sesgos en los tiempos de viaje en los recorridos fuente-receptor), las dificultades asociadas a la mala cobertura azimutal de estaciones sísmicas, la existencia de errores o de imprecisiones en las lecturas de los tiempos de llegada de las fases sísmicas, la dependencia no lineal entre los tiempos de viaje de las ondas y las localizaciones, etc.

Para mejorar la precisión de las localizaciones se utilizan técnicas de localización conjunta, como la *determinación conjunta de hipocentros* (por ejemplo, Douglas 1967; Frohlich, 1979), el *método de los términos de estación* (Richards-Dinger y Shearer, 2000;

Lin y Shearer, 2005; Shearer *et al.*, 2005) o el *método de la doble diferencia* (Waldhauser y Ellsworth, 2000, 2002; Hauksson y Shearer, 2005). Estos métodos determinan las *correcciones de estación* a partir de los residuos de los tiempos de llegada para así corregir los efectos que la estructura de velocidad tridimensional causa sobre los tiempos de viaje. Además, para mejorar las localizaciones relativas entre eventos cercanos, puede usarse, de manera complementaria, la *correlación entre formas de onda similares* para determinar con gran precisión los tiempos de llegada (Got *et al.*, 1994; Dodge *et al.*, 1995; Nadeau *et al.*, 1995; Gillard *et al.*, 1996; Rubin *et al.*, 1999; Waldhauser *et al.*, 1999; Waldhauser y Ellsworth, 2000; Shearer, 2002).

Algunas de esas metodologías de localización conjunta se han aplicado a la sismicidad de la Península Ibérica (es el caso de los trabajos de Mezcua y Rueda, 1994, 1997; Stich *et al.*, 2001; Saccorotti *et al.*, 2002; Ruiz *et al.*, 2006a, 2006b, 2006c; Carmona *et al.*, 2008; Gomis *et al.*, 2008; Santoyo y Luzón, 2008; Santoyo *et al.*, 2008).

En el Capítulo 4 se recogen varios ejemplos más de localizaciones relativas precisas determinados con la metodología del evento maestro para el caso de series sísmicas ocurridas en la Península Ibérica, en 2005 en La Paca (Murcia) y en 2007 en Morón de la Frontera (Sevilla). Por otro lado, en el presente Capítulo se presenta el método de localización que considera términos de estación y su aplicación para la relocalización de la sismicidad relevante ($m_d \geq 2.5$) en la Cordillera Bética mediante la *técnica de los términos correctores de estación*, tanto estáticos como específicos de la fuente (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005).

El principal objetivo de esta relocalización ha sido disminuir las incertidumbres en los parámetros hipocentrales (especialmente intentar obtener profundidades más realistas para la zona), obtener unas localizaciones más fiables y determinar los términos de estación asociados a cada fuente. Se han utilizado los programas incluidos en el paquete *COMPLOC* (Lin and Shearer, 2006) que aplica el método de los términos de estación específicos de la fuente para resolver las localizaciones de terremotos locales usando exclusivamente lecturas de llegadas de fases P y/o S y un modelo unidimensional de velocidad válido para la zona.

2. Localización de terremotos empleando términos de corrección por estación

El problema de la localización conjunta de terremotos se fundamenta en la observación de que entre los sesgos que contaminan los tiempos de viaje de un conjunto de eventos cercanos existe una fuerte correlación. En particular, el error que introducen las incorrecciones relacionadas con el modelo de Tierra tiene un valor aproximadamente constante para los tiempos de viaje medidos en una misma estación (Lin 2005). Como los sesgos de este tipo dominan las desviaciones estándar calculadas para las localizaciones individuales de eventos (por ejemplo, Freedman, 1967), la localización de eventos agrupados se puede mejorar si se tienen en consideración estas correlaciones.

En función de la distribución espacial de la sismicidad en una región podemos utilizar diferentes técnicas de relocalización. En la Figura 3.1. se han representado esquemáticamente tres situaciones diferentes que ilustran cómo se ven afectados los tiempos de viaje tanto por la estructura tridimensional de velocidad como por las distintas geometrías fuente-receptor.

- a) En el caso de un grupo compacto de eventos (cluster), los caminos del rayo a las distintas estaciones atraviesan aproximadamente la misma estructura de velocidad. Un término de corrección individual de los tiempos de viaje para cada estación (los llamados *términos de estación estáticos*) es suficiente para considerar los efectos de sesgo inducidos por la estructura tridimensional.
- b) En el caso de que la sismicidad sea dispersa, sin una tendencia fuerte al agrupamiento, los términos de estación estáticos entre diferentes eventos estarán sólo débilmente correlacionados, ya que los caminos de propagación fuente-receptor recorren diferentes partes de la estructura tridimensional de velocidad. No obstante, aunque estos términos de estación no puedan considerar completamente la estructura general tridimensional, sí proporcionan una estimación del sesgo de las anomalías de velocidad en profundidad localizadas justo debajo de las estaciones. Con ello se puede obtener alguna mejora en las localizaciones, en particular cuando las variaciones tridimensionales en profundidad son pequeñas comparadas con las

variaciones cerca de la superficie, es decir, cuando las variaciones laterales son relativamente someras.

- c) En el caso de sismicidad dispersa pero distribuida en agrupamientos dentro de una estructura general tridimensional, las correcciones de los tiempos de viaje a cada estación varían en función de la posición de la fuente, pero existe una fuerte correlación entre las correcciones de eventos próximos. En este caso se pueden usar métodos como el de los *términos de corrección específicos de la fuente* o el de la *doble diferencia* para mejorar las localizaciones.

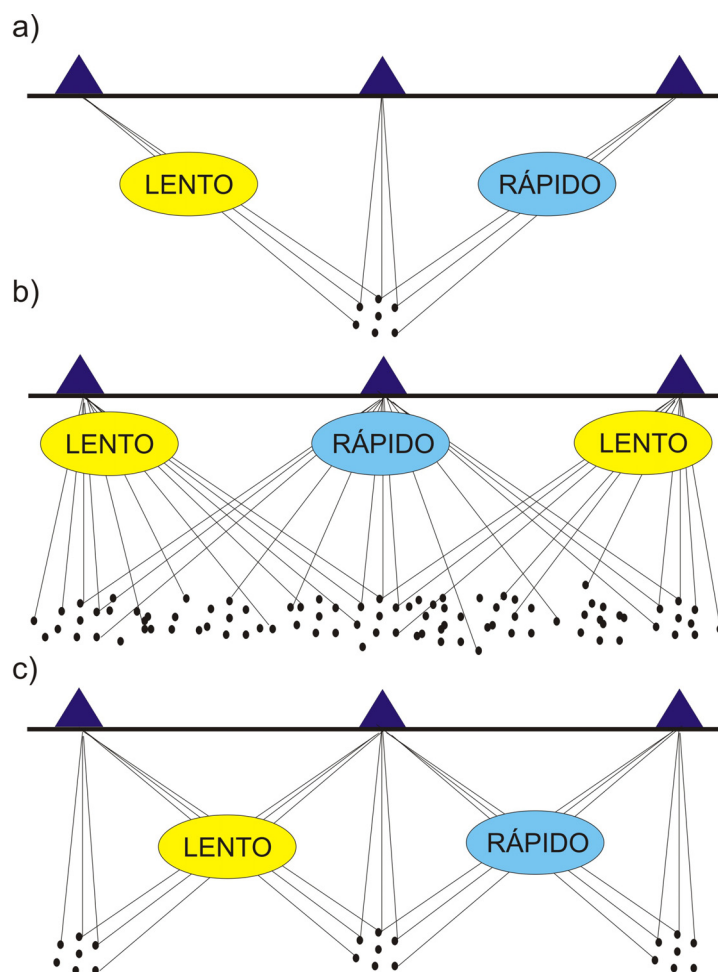


Figura 3.1. Esquema que representa cómo la estructura de velocidad tridimensional y las distintas geometrías fuente-receptor afectan a los tiempos de viaje y a los términos de estación. a) Caso de un cluster compacto de eventos. b) Caso de sismicidad dispersa. c) Caso de sismicidad dispersa pero agrupada en una estructura general tridimensional.

Figure 3.1. Diagram representing how travel times and station terms are affected by three-dimensional velocity structure and different source-receiver geometries. a) Case of a compact cluster of events. b) Case of distributed seismicity. c) Case of distributed but clustered seismicity in general 3D structure.

Dentro de las nuevas técnicas de localización conjunta de eventos, la más sencilla y comúnmente aplicada es aquella que introduce *términos correctores* debidos a las estaciones (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005). Para eventos fuertemente agrupados en el espacio en una región pequeña comparada con las distancias fuente-receptor, o bien cuando los errores en el modelo de velocidad empleado para la localización están confinados a grandes profundidades, pueden emplearse las *correcciones de estación estáticas*, que asignan un valor fijo para cada estación. Una generalización de este caso es el de las *correcciones de estación específicas de la fuente*, que puede aplicarse a situaciones más generales como, por ejemplo, la de la sismicidad en una región extensa que contiene heterogeneidades laterales significativas en el modelo de velocidad. En este caso, a cada estación ya no se le asigna un valor constante, sino una función dependiente de la fuente. Esta generalización de los términos de estación permite mejorar las localizaciones relativas entre eventos cercanos sin necesidad de resolver el modelo de velocidad.

Las primeras determinaciones de los términos de estación se hacían en función de las variaciones azimutales (p. e.: Spencer y Gubbins, 1980; Pavlis y Booker, 1980; Hawley *et al.*, 1981; Thurber, 1983; Eberhart Phillips, 1990) y, más adelante, en función de valores azimutales y de ángulos de salida (p. e.: Zhou y Wang, 1994; Robertson y Woodhouse, 1997). Una aproximación con más sentido, considerando que la finalidad que se persigue con estas correcciones es la de la localización de terremotos, es aquella que relaciona los términos de estación en función de la posición de la fuente, como propusieron Pavlis y Hokanson (1985) y resolvieron, con diferentes métodos, Seeber y Armbruster (1995), Cogbill y Steck (1997), Schultz *et al.* (1998), Richards-Dinger y Shearer (2000) y Lin y Shearer (2005).

La manera en que se plantea aquí la determinación de los términos de estación parte del planteamiento inicial de Frohlich (1979). En el caso de las *correcciones de estación estáticas*, el algoritmo determina en primer lugar los términos de estación de los residuos de todos los eventos a cada estación. Después se relocalizan los eventos considerando esos términos de estación previos. Con las nuevas localizaciones se calcula un nuevo conjunto de términos de estación y así, sucesivamente (Shearer, 1997; Astiz *et al.*, 2000). En el caso de *términos de estación específicos de la fuente*, el algoritmo sufre algunas variaciones encaminadas a la determinación del número N de eventos cercanos a partir de los cuales se estimarán los términos de estación, bien mediante

una teselación (p.e.: Richards-Dinger y Shearer, 2000 y Astiz *et al.*, 2000), o bien considerando aquellos eventos incluidos en una esfera centrada en el evento prueba (por ejemplo: Lin y Shearer, 2005). Básicamente los pasos seguidos son los siguientes:

- a) localización de los eventos usando los términos de estación estáticos determinados previamente.
- b) determinación del número N de eventos próximos que se considerarán para estimar los términos de estación específicos de la fuente
- c) cálculo, para cada par fuente-receptor para el que exista alguna lectura, del término de estación específico de la fuente a partir de la media (o a partir de la mediana) de los residuos de los N eventos próximos para los que haya lecturas en la estación en cuestión.
- d) relocalización de los eventos usando los términos de estación determinados en el paso anterior.
- e) repetición de los pasos b), c) y d) hasta que se satisfaga algún criterio de convergencia.

2.1. Ecuaciones del problema de localización con términos de estación

Siguiendo la notación de Wolfe (2002), sea un conjunto de P terremotos ($p = 1, 2, \dots, P$) con cada terremoto ligado por N_p observaciones de tiempos de viaje. Por simplicidad se describe la situación particular en la que se usan solamente llegadas de fases de ondas P a las que se les asigna un mismo peso, pero el método puede generalizarse a casos en que se consideren también lecturas de llegadas de ondas S o de otras fases con diferentes pesos asignados.

Dada una localización inicial \mathbf{x}_{p0} para un terremoto p , una estimación lineal sobre cómo responden los residuos de los tiempos de llegada a cambios pequeños en la localización y a las anomalías de camino puede escribirse como:

$$\mathbf{A}_p \Delta \mathbf{X}_p + \mathbf{s}_p = \Delta \mathbf{t}_p \quad (3.1)$$

donde $\Delta \mathbf{t}_p$ es un vector con N_p componentes que contiene los residuos de los tiempos de llegada, \mathbf{A}_p es una matriz $N_p \times 4$ que contiene las derivadas parciales calculadas

para la localización inicial estimada, \mathbf{x}_{p0} , $\Delta\mathbf{x}_p$ es un vector 4×1 que contiene los cambios en los parámetros hipocentrales de los terremotos que se quieren determinar (es decir, dx, dy, dz, dt) y \mathbf{s}_p es un vector con N_p componentes que contiene las anomalías del camino debidas a heterogeneidades de la velocidad a lo largo de cada trayecto del rayo desde la fuente al receptor. Las nuevas localizaciones se convierten entonces en: $\mathbf{x}_p = \mathbf{x}_{p0} + \Delta\mathbf{x}_p$. Las derivadas parciales se calculan con respecto a un modelo de velocidad sísmica de referencia y las correcciones de camino, \mathbf{s}_p , representan los efectos de los errores en dicho modelo de velocidad. Cuando la ecuación (3.1) se aplica en la localización individual de eventos, \mathbf{s}_p se fija a cero o a algún valor predeterminado, localizándose en este caso los eventos sin considerar información adicional de ningún otro evento.

Si se consideran los P terremotos como un sistema lineal la localización individual de eventos se convierte en:

$$\mathbf{A}\Delta\mathbf{X} + \mathbf{S} = \Delta\mathbf{t} \quad (3.2)$$

donde las localizaciones actualizadas son: $\mathbf{X} = \mathbf{X}_0 + \Delta\mathbf{X}$. En ese caso se define M_T como el número total de incógnitas de los parámetros de localización ($4P$) y N_T como el número total de tiempos de llegada observados. $\Delta\mathbf{X}$ es un vector $M_T \times 1$ en el que los vectores individuales $\Delta\mathbf{x}_p$ están ligados y \mathbf{S} y $\Delta\mathbf{T}$ son vectores $N_T \times 1$, con \mathbf{s}_p y $\Delta\mathbf{t}_p$ ligados, respectivamente. \mathbf{A} es una matriz $N_T \times M_T$ que contiene como componentes de su diagonal principal a las matrices de derivadas parciales individuales \mathbf{A}_p , es decir:

$$\begin{pmatrix} A_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & A_2 & & 0 \\ \vdots & & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \cdots & A_p \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x_1 \\ \Delta x_2 \\ \vdots \\ \Delta x_p \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta t_2 \\ \vdots \\ \Delta t_p \end{pmatrix} \quad (3.3)$$

Tal y como está escrita, esta ecuación permite la solución trivial $\Delta\mathbf{X} = 0$ y $\mathbf{S} = \Delta\mathbf{T}$, en la cual los términos de corrección por anomalías de camino individuales se fijan a los residuos de los tiempos de llegada para cada camino del rayo fuente-receptor. Para solucionar el problema es necesario reducir el número de parámetros libres, lo que se consigue aplicando ligaduras a los términos correctores, por ejemplo, asumir que esos

términos de estación están correlacionados para caminos del rayo próximos. La forma más sencilla de establecer estas ligaduras es considerar los terremotos en un cluster lo suficientemente compacto de manera que la anomalía de camino a cada estación sísmica sea constante.

En ese caso si K_T es el número de estaciones para las cuales se tiene observaciones del conjunto de eventos, entonces el vector \mathbf{S} de términos de corrección puede expresarse como:

$$\mathbf{S} = \mathbf{B}\mathbf{s} \quad (3.4)$$

donde el vector $K_T \times 1$ contiene los términos de cada estación y \mathbf{B} es una matriz $N_T \times K_T$ que asigna uno de estos términos K_T a cada uno de los residuos de tiempos de llegada N_T :

$$\mathbf{B}_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{para } \Delta T_i \text{ procedente de la estación } j \\ 0 & \text{en otro caso} \end{cases}$$

y con eso (3.2) se convierte en:

$$\mathbf{A}\Delta\mathbf{X} + \mathbf{B}\mathbf{s} = \Delta\mathbf{t} \quad (3.5)$$

Los valores de \mathbf{s} reciben el nombre de *términos de estación estáticos* indicando que esos valores son constantes para cada estación independientemente de la localización del evento. En contra, los *términos de estación específicos de la fuente* que más adelante se describen adquieren diferentes valores para las distintas localizaciones de la fuente. Es importante resaltar que para los $\Delta\mathbf{X}$ y \mathbf{s} de la ecuación (3.5) no existe una solución por mínimos cuadrados única, porque la proyección de los mismos en el espacio de los datos no es linealmente independiente. La no univocidad más obvia es la interdependencia entre la parte que representa el origen de tiempo en $\Delta\mathbf{X}$ y los términos de estación. Cualquier constante de tiempo podría añadirse a uno de ellos y restarse del otro. Esta ambigüedad se puede eliminar fácilmente imponiendo condiciones adicionales sobre \mathbf{s} , por ejemplo, forzando el término de estación medio a cero.

A pesar de todo, también existe interdependencia entre las localizaciones x , y y z de los eventos y los valores de \mathbf{s} . Por ejemplo, los retardos norte-sur en las localizaciones absolutas de los eventos pueden acomodarse sumando tiempos a los términos de

estación al norte del cluster de eventos y restando tiempos a los términos de estación al sur. Esta interdependencia entre términos de estación y localizaciones es completa si las derivadas parciales son idénticas para todos los eventos (por ejemplo, tomando la misma localización de referencia inicial \mathbf{x}_{p0} , Jordan y Sverdrup, 1981; Pavlis y Hokanson, 1985). En este caso la localización absoluta del cluster de eventos no está ligada siempre que sobre \mathbf{s} no se impongan ligaduras adicionales. Cuando las matrices de derivadas parciales de los distintos eventos son diferentes esta interdependencia se rompe, pudiéndose obtener en principio información sobre la localización absoluta. Pero en la práctica el sistema está mal condicionado (matriz casi singular) y las localizaciones absolutas no están ligadas significativamente hasta que la separación entre los eventos se hace muy grande (entonces la aproximación por términos de estación estáticos ya no es válida pues las anomalías de camino a cada estación varían de unos eventos a otros).

La mejora en la precisión de las localizaciones obtenida usando (3.5), se produce entre las localizaciones relativas de los eventos agrupados en un mismo cluster. Cabe preguntarse cómo se produce esta mejora, dado que las anomalías de camino son las mismas para todos los eventos y se podría esperar que produjesen el mismo efecto de sesgo sobre todas las localizaciones de los eventos. Las mejoras en las localizaciones vienen dadas por el hecho de que los tiempos de llegada para los eventos no son siempre registrados por el mismo conjunto de estaciones y, por tanto, las anomalías de camino producen sesgos sobre ellos de diferente valor. Además la solución por mínimos cuadrados tiende a dar mayor peso a los residuos más grandes y, por consiguiente, las soluciones estarán dominadas por el menor conjunto de estaciones con los mayores términos de estación.

2.2. *Términos de estación estáticos*

La metodología de los *términos de estación estáticos* es una de las más aplicadas para llevar a cabo la relocalización de eventos. El problema se resuelve iterativamente para un conjunto de correcciones temporales de estación (por ejemplo: Frohlich, 1979; Pujol, 1988).

Se parte de la ecuación (3.5) que puede escribirse en forma matricial como:

$$\begin{pmatrix} A_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & A_2 & & 0 \\ \vdots & & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \cdots & A_p \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta x_1 \\ \Delta x_2 \\ \vdots \\ \Delta x_p \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & 1 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & & 1 \\ \vdots & & \ddots & \vdots \\ 1 & 0 & \cdots & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta t_2 \\ \vdots \\ \Delta t_p \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

Se dispone, por tanto, de un sistema de ecuaciones acoplado para determinar los parámetros de la localización, $\Delta\mathbf{X}$, y los términos de estación, \mathbf{s} . El sistema se resuelve iterativamente y de manera alterna para cada vector dejando el otro fijo. En el primer paso las correcciones de estación \mathbf{s} se mantienen fijas (bien sea igualándolas a cero o a algún conjunto de valores obtenidos anteriormente) y $\Delta\mathbf{X}$ se calcula a partir de la ecuación:

$$\mathbf{A}\Delta\mathbf{X} = \Delta\mathbf{T} - \mathbf{B}\mathbf{s} \quad (3.7)$$

Es decir, los eventos se localizan con respecto a un conjunto corregido de tiempos de llegada. Ya que en este paso no hay ninguna ligadura o acople entre las localizaciones de los eventos, cada uno de ellos se localiza de manera independiente del resto. A continuación se resuelve el sistema para un conjunto nuevo de términos de estación mediante la ecuación:

$$\mathbf{B}\mathbf{s} = \Delta\mathbf{T} - \mathbf{A}\Delta\mathbf{X} \quad (3.8)$$

La parte derecha de la ecuación representa los residuos de los tiempos de viaje. La solución de \mathbf{s} por mínimos cuadrados (norma L2) fijará cada término de estación al residuo medio (o a la mediana si se usa la norma L1) de todos los eventos para dicha estación. El proceso se repite considerando en cada iteración los nuevos términos de estación hasta que se obtiene un conjunto estable tanto de localizaciones como de términos de estación. Lin y Shearer (2005) han demostrado que este algoritmo debe converger, y en la práctica comprobaron que la estabilidad se conseguía con un número bajo de iteraciones.

El método de los términos de estación estáticos descrito puede aplicarse incluso en el caso en que los eventos no formen agrupaciones compactas. Entonces los términos de estación a una misma estación entre los diferentes eventos estarían débilmente correlacionados porque los caminos fuente-receptor mostrarían diferentes partes de la

estructura tridimensional de la velocidad. No obstante, el método conduciría a algunas mejoras en la precisión de la localización porque las diferencias superficiales en la estructura en velocidad debajo de cada estación se estarían teniendo en cuenta por estos términos de estación. En este caso es posible obtener localizaciones absolutas más precisas dependiendo de los detalles de la estructura tridimensional de la velocidad que está sesgando los tiempos, la cobertura azimutal y el tamaño relativo de las perturbaciones de la velocidad.

2.3. *Términos de estación dependientes de la fuente*

Los términos de estación estáticos descritos anteriormente dan buenos resultados en la localización cuando las diferencias entre los tiempos de viaje reales y los tiempos de viaje teóricos estimados a partir del modelo de velocidad son las mismas para todos los eventos. Esto no ocurre, por ejemplo, cuando la sismicidad abarca una región extensa en la que existen heterogeneidades laterales significativas en el modelo de velocidad.

En este último caso es más conveniente utilizar una generalización de la aproximación de correcciones por estación, denominada *método de los términos de estación específicos de la fuente* (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005). En este método la localización y el cálculo de los términos de estación se estiman de manera iterativa, pero los términos de estación ya no son una constante para cada estación y cada fase, sino que para cada estación existe una función correctora que depende de la posición de la fuente.

En el caso de los términos de estación estáticos, los términos de corrección para una estación dada venían representados por la media (o por la mediana) de los residuos de todos los eventos a esa estación. En el caso de los términos de estación específicos según la fuente se calcula una corrección individual para cada pareja fuente-receptor a la estación dada usando únicamente los residuos de los eventos vecinos. Hay, por tanto, un valor diferente del vector de términos de estación \mathbf{S} para cada valor del vector de residuos $\Delta\mathbf{T}$; esos valores son una versión suavizada de los residuos específicos de los eventos para cada estación. Ese suavizado entre los eventos próximos se puede hacer de diferentes maneras. Richards-Dinger y Shearer (2000), al

aplicar esta técnica a la relocalización de la sismicidad del sur de California, determinaron mediante una teselación de vecinos naturales el número de eventos próximos incluidos (Figura 3.2).

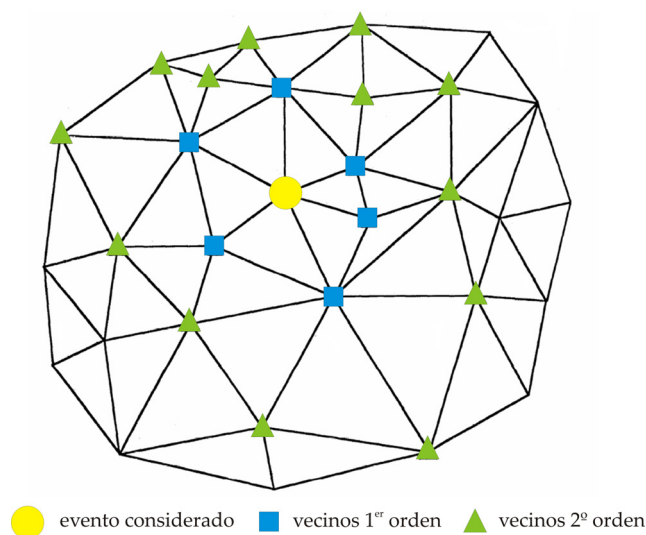


Figura 3.2. Ejemplo de teselación de Delaunay 2D para un conjunto de 31 eventos. El evento representado por un círculo es el evento en consideración, los cuadrados representan sus vecinos naturales de primer orden y los triángulos sus vecinos naturales de segundo orden.

Figure 3.2. An example of a 2D Delaunay tessellation for a set of 31 earthquakes. If the event denoted by a circle is the event under consideration, the squares would represent its first-order natural neighbours and the triangles its second-order natural neighbours.

Aquí se va a considerar el procedimiento establecido por Lin y Shearer (2005), que ha sido probado con un conjunto de datos sintéticos y posteriormente aplicado a los catálogos de sismicidad del sur de California. Esta aproximación considera como eventos vecinos de un evento dado a aquellos incluidos en una esfera de radio r_{\max} con centro en dicho evento. El término de estación para ese evento viene dado por la media (o por la mediana) de los residuos de los eventos considerados como vecinos. Los resultados obtenidos van a depender del tamaño de la distancia de corte r_{\max} . Si ese valor se fija a una distancia muy grande tal que se consideren todos los eventos incluidos en el estudio, entonces el método con términos de estación específicos según la fuente dará los mismos resultados que el método con términos de estación estáticos. Por el contrario, si se toma un valor de la distancia r_{\max} muy pequeño, el número de eventos vecinos podría no ser suficiente para obtener una estimación fiable del valor real del término de estación. La determinación de la distancia de corte es, por tanto, un factor clave a la hora de la aplicación del método. Se establece un proceso iterativo que

comienza con una distancia de corte grande de manera que se incluyan todos los eventos del estudio, valor que posteriormente se disminuye hasta un valor mínimo fijado para calcular los términos de estación usando sólo los eventos incluidos en ese caso.

3. Aplicación de las correcciones de estación a la sismicidad del sur de España

3.1. Selección de datos y estaciones sísmicas

Se han seleccionado los eventos incluidos en la base de datos del Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) ocurridos en el periodo comprendido entre enero de 1998 y diciembre de 2007. La zona de estudio se ha confinado, por las razones que más adelante se comentan, entre las coordenadas 36°N-38.25°N y 6°W-1°W. De esta manera se incluirán los terremotos con epicentro principalmente en la Cordillera Bética así como algunos eventos localizados en el norte del Mar de Alborán ocurridos en la última década, durante la cual se ha desplegado la red de Banda Ancha del IAG.

Tras esta selección espacio-temporal se dispone de un total de 11848 terremotos. Esos eventos han sido inicialmente localizados por un operador del IAG usando el programa *Hypocenter* (Lienert y Havskov, 1995) incluido en el paquete SeisAn (Havskov y Ottemöller, 1999). La magnitud que se les ha asignado está basada en la duración de los sismogramas (m_d) y se determina a partir de la fórmula establecida por De Miguel *et al.* (1988), quienes estimaron una magnitud basada en la duración para los terremotos ocurridos en el sur de España. El rango de magnitudes m_d del conjunto de eventos seleccionados oscila entre 0.3 y 5.3. Pero el conjunto de datos de que se dispone no es homogéneo. Debido al reducido número de estaciones sísmicas (especialmente en los primeros años del periodo de análisis que coincide con el comienzo del despliegue de las primeras estaciones de banda ancha) y debido también a que la distribución de las estaciones sísmicas de registro es en algunas zonas relativamente dispersa, muchos de los microterremotos que se producen en la zona Béticas-Mar de Alborán no se detectan, especialmente aquellos que se localizan en la parte suroeste de España, al este de la Cordillera Bética y en el Mar de Alborán (zonas

donde los dos factores antes mencionados - escaso número de estaciones y dispersión de las mismas - se acentúan). Buscando obtener de algún modo una homogeneización del conjunto de datos, se ha fijado una magnitud umbral igual a 2.5, por encima de la cual se considera que para los eventos que se están seleccionando las lecturas de que se dispone son de cierta calidad y que, además, dichos eventos se han registrado por un número suficiente de estaciones (no obstante, el propio programa desecha aquellos terremotos para los cuales no se dispone de más de cinco lecturas para llevar a cabo la relocalización). Fijando esa magnitud m_d umbral, el conjunto final es de 4100 terremotos, registrados en un total de cincuenta y cinco estaciones (Figura 3.3).

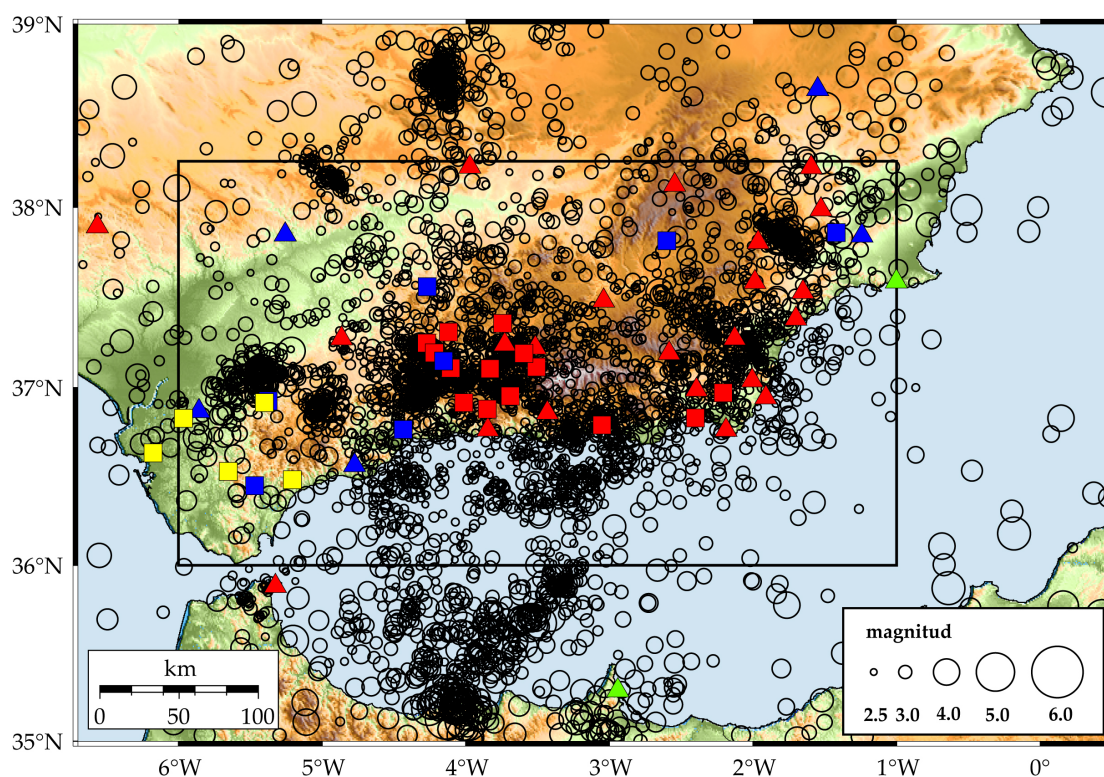


Figura 3.3. Mapa que muestra la sismicidad ($m_d \geq 2.5$) en el área Ibero-Magrebí durante el periodo de 1998 a 2007. La zona de estudio donde se ha realizado la relocalización es la enmarcada. Con triángulos se ha representado la localización de las estaciones de banda ancha y con cuadrados la localización de las estaciones de corto periodo empleadas en el análisis. Rojo = estaciones del IAG, azul = estaciones del IGN, verde = estaciones ROA/UCM/Geofon, amarillo = estaciones del ROA,

Figure 3.3. Map showing seismicity ($m_d \geq 2.5$) in the Iberian-Maghreb area during the period 1998-2007. The zone where relocation has been performed has been marked with a rectangle. The triangles indicate the location of broad band stations and the squares, the location of short period stations used in the analysis. Red = IAG stations, blue = IGN stations, green = ROA/UCM/Geofon stations, yellow = ROA station.

En las Figuras 3.4.A y 3.4.B se ha representado la distribución de la magnitud y de la profundidad de los eventos, respectivamente. Se observa que las magnitudes m_d oscilan entre 2.5 y 5.3 mientras que las profundidades varían desde 0 hasta 155 km. Con más detalle se ha representado la distribución de la sismicidad en los primeros 10 km (recuadro superior derecho de la Figura 3.4.B), ya que, del total de terremotos, 2732 (dos tercios del volumen inicial) son eventos superficiales que se localizan en el intervalo de profundidades de 0 a 10 km.

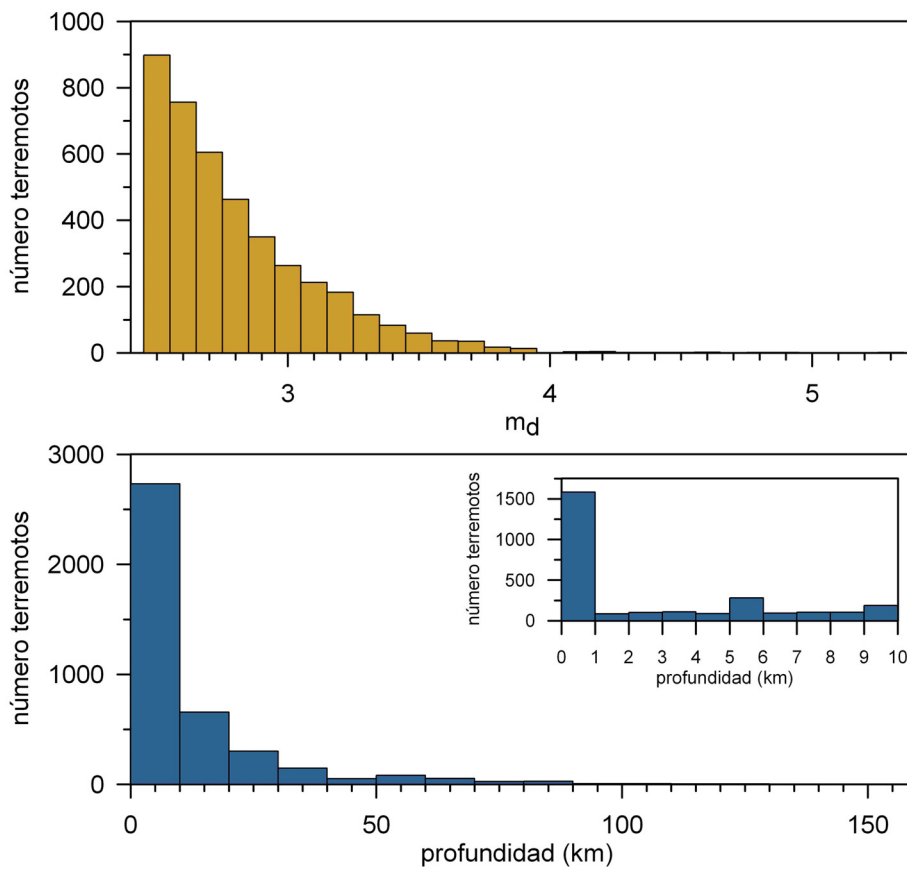


Figura 3.4. A) Histograma de magnitud y B) profundidad de los 4100 eventos ($m_d \geq 2.5$) incluidos en el análisis. Se muestra en detalle la distribución de profundidades entre 0 y 10 km.
Figure 3.4. A) Histograms of magnitude and B) depth for the 4100 earthquakes ($m_d \geq 2.5$) included in the analysis. A more detailed distribution of depths in the range 0-10 km is also shown.

Para aquellos terremotos ocurridos en zonas donde la cobertura de estaciones de la Red del IAG es menos favorable, especialmente los eventos de baja magnitud o que pertenecen a alguna serie sísmica, se han utilizado además lecturas procedentes de registros de estaciones estratégicamente ubicadas con respecto a esos terremotos pertenecientes a otros Organismos e Instituciones. Es el caso de las estaciones REAL y

SCRT (del Real Instituto y Observatorio de la Armada, ROA), MELI y CART (del ROA/UCM/Geofon) o de las estaciones EMIJ, EJIF, ENIJ, EALH, ETOB, EMUR, ESPR, ELUQ, ELOJ (del Instituto Geográfico Nacional, IGN). Cuando esos eventos han sido localizados de manera rutinaria se han considerado las lecturas aportadas por todas las estaciones disponibles y, de la misma manera, se han vuelto a considerar todas las lecturas incluidas en el catálogo del IAG para determinar la localización de los eventos con términos de estación. En la Tabla 3.1 se proporciona la información del conjunto de estaciones utilizadas en la relocalización. Se ha especificado: el nombre de la estación (en la primera columna), el lugar donde están emplazadas (segunda columna), la posición de la estación (latitud y longitud, en la tercera y cuarta, respectivamente), el tipo de estación (BA = Banda Ancha, CP = Corto Periodo, quinta columna), el periodo de funcionamiento de la estación (sexta columna): si la estación ha estado operativa durante todo el periodo de estudio se señala como completo, se indica la fecha de comienzo de funcionamiento si es posterior a enero de 1998 y la fecha en que ha dejado de estar operativa si es anterior a diciembre de 2007, el símbolo * indica que esa estación sólo aporta lecturas para ciertos terremotos; en la séptima columna se especifica el Organismo que gestiona la estación sísmica.

Tabla 3.1. Listado de las estaciones empleadas para la relocalización.

Table 3.1. List of stations employed for relocation.

Estación	Ubicación	Lat (°N)	Lon (°W)	Tipo	Periodo	Centro
AALM	Universidad Almería	36.830	2.401	CP	Hasta 02/02	IAG
AAPN	Arroyo Pinares (Granada)	37.307	4.120	CP	Completo	IAG
ACBG	Cabo de Gata (Almería)	36.768	2.193	BA	Desde 04/05	IAG
ACHM	Chimeneas (Granada)	37.105	3.829	CP	Completo	IAG
ACLR	Calar Alto (Granada)	37.189	2.582	CP-BA	Cambio a BA en 04/04	IAG
ADRA	Adra (Almería)	36.789	3.048	CP	Hasta 02/00	IAG
AFUE	Fuente Fría (Granada)	37.113	3.506	CP	Completo	IAG
ALHA	Srra. Alhamilla (Almería)	36.987	2.393	BA	Desde 05/06	IAG
ALJ	Srra. Aljibe (Cádiz)	36.5299	5.6494	CP	Completo (*)	ROA
ALOJ	Loja (Granada)	37.109	4.105	CP	Completo	IAG

CAPÍTULO 3. Localización de los terremotos del sur de España

ANER	Nerja (Málaga)	36.762	3.845	BA	Desde 11/99	IAG
APHE	Pico Herrero (Granada)	36.952	3.688	CP	Completo	IAG
ARAC	Aracena (Huelva)	37.892	6.564	BA	Desde 11/02	IAG
ASCB	Srra. Cabrera (Granada)	37.039	2.005	CP-BA	Cambio a BA en 11/03	IAG
ASMO	Srra. Morrones (Granada)	37.358	3.743	CP	Completo	IAG
ATEJ	Srra. Tejeda (Granada)	36.915	4.014	CP	Completo	IAG
CART	Cartagena (Murcia)	37.586	1.001	BA	Completo (*)	ROA/UCM Geofon
CEUT	Ceuta	35.883	5.326	BA	Desde 06/04	IAG
CRT	Cartuja (Granada)	37.191	3.594	CP	Completo	IAG
EALH	Alhama de Murcia (Murcia)	37.8582	1.4197	CP	Hasta 10/02 (*)	IGN
EJIF	Jimena de la Frontera (Cádiz)	36.4513	5.4688	CP	Completo (*)	IGN
EHUE	Huércar (Granada)	37.8148	2.5927	CP	Completo (*)	IGN
ELIJ	Srra. Líjar (Cádiz)	36.919	5.379	CP	Hasta 10/04 (*)	IGN
ELOJ	Loja (Granada)	37.1480	4.1530	CP	Completo (*)	IGN
ELUQ	Lucena (Córdoba)	37.5605	4.2668	CP	Completo (*)	IGN
EMAL	Presa Limonero (Málaga)	36.7620	4.428	CP	Completo (*)	IGN
EMIJ	Mijas (Málaga)	36.5645	4.7727	BA	Desde 07/04 (*)	IGN
EMUR	Murta (Murcia)	37.8422	1.2405	BA	Desde 10/02 (*)	IGN
ENIJ	Níjar (Almería)	36.9715	2.2070	CP	Completo (*)	IGN
ESPR	Espera (Sevilla)	36.8686	5.8562	BA	Desde 06/02 (*)	IGN
ESTP	Estepa (Sevilla)	37.271	4.866	BA	Desde 08/00	IAG
ETOB	Srra. Tobarra (Albacete)	38.6447	1.5478	BA	Desde 10/02 (*)	IGN
GEOD	Pulpí (Almería)	37.383	1.700	BA	Desde 04/06	IAG
GIBL	El Cuervo (Sevilla)	36.8301	5.9674	CP	Completo (*)	ROA
GORA	Gorafe (Granada)	37.480	3.039	BA	Desde 04/01	IAG

HORN	Hornachuelos (Córdoba)	37.846	5.258	BA	Desde 04/03	IAG
HSAN	Huétor Santillan (Granada)	37.220	3.515	BA	Desde 03/07	IAG
JAND	Jándula (Jaén)	38.221	3.970	BA	Desde 05/06	IAG
LIJA	Srra. Líjar (Cádiz)	36.9091	5.4038	CP	Completo (*)	ROA
MELI	Melilla	35.290	2.939	BA	Desde 12/99 (*)	ROA/UCM Geofon
MESA	Carboneras (Almería)	36.945	1.910	BA	Desde 06/06	IAG
MOLI	Los Molinos (Almería)	37.271	2.125	BA	Desde 03/06	IAG
MORA	Srra. Almenara (Murcia)	37.530	1.652	BA	Desde 04/06	IAG
ORGV	Órgiva (Granada)	36.857	3.432	BA	Hasta 08/00	IAG
PLIE	Pliego (Murcia)	37.985	1.527	BA	Desde 05/06	IAG
PLL	Iznájar (Córdoba)	37.192	4.219	CP	17-23/04/98	IAG
PVB	Iznájar (Córdoba)	37.248	4.271	CP	17-23/04/98	IAG
REAL	Sierra Bermeja (Málaga)	36.484	5.2078	CP	Completo (*)	ROA
RESI	La Resinera (Granada)	36.878	3.850	CP	Hasta 05/06	IAG
SCRT	Cerro San Cristobal (Cádiz)	36.635	6.175	CP	Completo (*)	ROA
SELV	Sierra Elvira (Granada)	37.238	3.727	BA	Desde 05/97	IAG
SESP	Santiago de la Espada (Jaén)	38.120	2.545	BA	Desde 08/02	IAG
VALD	Pantano de Valdeinfierno (Murcia)	37.805	1.963	BA	Desde 03/06	IAG
VELZ	Vélez Rubio (Almería)	37.583	1.988	BA	Desde 10/98	IAG
XIII	Alfonso XIII (Murcia)	38.219	1.595	BA	Desde 03/06	IAG

Para los 4100 terremotos se dispone de un total de 43.543 lecturas de fases, divididas en 26.096 fases P y 17.447 fases S, registradas en cincuenta y cinco estaciones. Para tener una idea más precisa de la contribución de lecturas por parte de cada una de las estaciones, se ha estimado el porcentaje de lecturas que cada una de ellas aporta con respecto al volumen final considerado (Figura 3.5).

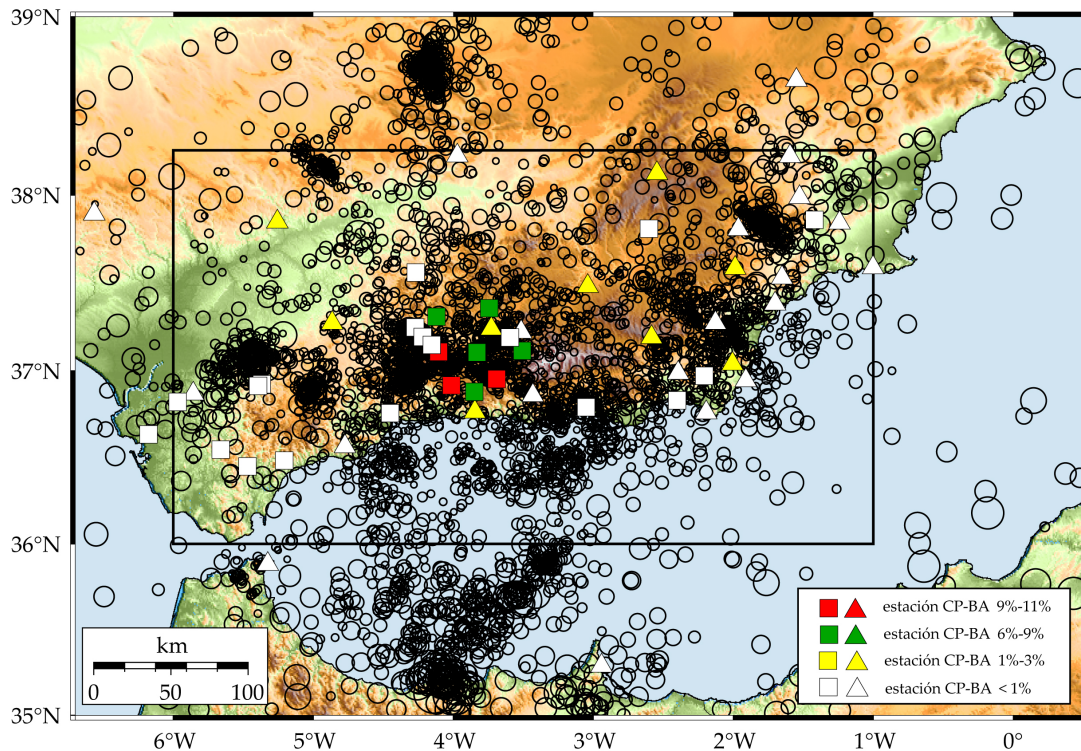


Figura 3.5. Mapa similar al de la Figura 3.3, pero donde las estaciones tienen diferente color según el porcentaje de lecturas de fases P y S que aportan al volumen total de datos.

Figure 3.5. Map similar to that of Figure 3.3 but now stations having different colours according to the percentage of P-wave and S-wave with respect to the whole dataset.

En cifras absolutas, las estaciones del IAG aportan en torno al 94% de las lecturas de P y S, como cabría esperar ya que es el catálogo sísmico de este Centro el que se ha considerado para llevar a cabo el estudio. Las lecturas del IGN y del ROA suponen un 4% y un 1%, respectivamente. A pesar de ser un porcentaje pequeño, la importancia de estas estaciones, como se ha comentado, radica en dos factores: su ubicación, cubriendo zonas donde la Red Sísmica del IAG no tiene estaciones sísmicas suficientes, y la inclusión de sus lecturas para ciertos periodos de actividad sísmica intensa en determinadas zonas del sur de España (por ejemplo, las series sísmicas en Murcia, en 1999, 2002 y 2005 o las series de Morón de la Frontera, en 2007). Otro dato a

destacar es que, a pesar de contar con un total de cincuenta y cinco estaciones sísmicas, sólo ocho de ellas tienen porcentajes comprendidos entre el 6 y el 11% del total de las formas de onda analizadas. En concreto tres estaciones han registrado entre un 9 y un 11% (ALoj, APHE, ATEJ, en color rojo en el mapa de la Figura 3.6) y cinco entre un 6 y un 9% (AAPN, ACHM, AFUE, ASMO, RESI, en color verde en el mapa de la Figura 3.5).

A la vista del porcentaje de lecturas aportado por cada estación se deduce que las zonas donde finalmente se relocalizará un mayor número de eventos son la parte central de la Cordillera Bética, donde hay un mayor volumen de estaciones con porcentajes altos de lecturas incluidas en el estudio, así como la zona más meridional de las provincias de Málaga y Granada y las zonas adyacentes del norte del Mar de Alborán.

3.2. Proceso de los datos: el conjunto de programas COMPLOC

El proceso de los datos para la obtención de las localizaciones de los eventos considerando las correcciones por estación se ha realizado con los programas incluidos en COMPLOC (<http://www.igpphome.ucsd.edu/~glin/COMPLOC/>), escritos para llevar a cabo la localización de terremotos locales y probados para eventos localizados en el sur de California (Lin y Shearer, 2006). Estos programas aplican el método de localización usando términos correctores para las estaciones (tanto estáticos como específicos según la posición de la fuente) a terremotos locales para los cuales existen lecturas de llegadas de las fases P y/o S. También se puede obtener una localización tradicional de la sismicidad, en la que los terremotos se localizan individualmente, sin considerar la información de los eventos cercanos.

COMPLOC necesita como ficheros de entrada un modelo unidimensional de velocidad P y S válido para la región de estudio (en caso de que no se disponga de un modelo de velocidad para las ondas de cizalla, será suficiente con conocer el valor de la razón V_P/V_S e introducirlo como dato de entrada), un listado con la localización de las estaciones sísmicas utilizadas en el estudio y un listado con lecturas de fases P y/o S de los eventos que se quieren relocalizar, así como una localización inicial de dichos eventos. El funcionamiento del paquete de programas es el siguiente:

- El programa *vzfillin.f* lee un fichero de entrada con los modelos de velocidad (z , V_P y V_S) y, mediante una interpolación lineal, obtiene los valores de velocidad P y S en intervalos de profundidad más pequeños. Si no existe modelo de velocidad para las ondas de cizalla, el programa lo genera como una fracción del modelo de velocidad de ondas P, a partir del valor V_P/V_S .
- El programa *deptable.f* calcula las tablas de tiempos de viaje, el ángulo y el parámetro del rayo y la lentitud vertical en la fuente, como una función de la fuente y de la distancia fuente-receptor.
- El programa *phase2bed3.f* convierte algunos de los formatos de lecturas de fases (por ejemplo, el formato usado por la Red Sísmica del Sur de California o el formato Hypoinverse) en el formato binario *bed3* que es el formato óptimo de lectura para el programa *comploc.f* específico para la localización. Para realizar el estudio aquí propuesto, el código fuente del programa *phase2bed3.f* se ha modificado de manera que lea el formato nórdico de salida de lecturas de fases que utiliza el programa SeisAn y lo convierta al forma *bed3*.
- El programa *comploc.f* implementa la metodología de la localización usando términos de estación estáticos y específicos de la fuente; también es posible una localización en el sentido clásico. Este programa controla parámetros como el valor máximo de la distancia de separación fuente-estación, el número mínimo de lecturas de fases para considerar una localización, el valor de r_{\max} que controla el número de eventos vecinos, el número de iteraciones en el proceso de cálculo de los términos de estación, etc., como se describirá más adelante.

Como se ha comentado, uno de los requerimientos iniciales es un modelo de velocidad unidimensional para la zona de estudio. Los modelos 1D no tienen en cuenta las variaciones laterales en la estructura a lo largo de la zona, por tanto la precisión de las localizaciones absolutas, especialmente en lo referente a la profundidad, es limitada. En nuestro caso, la zona de estudio es extensa y tectónicamente compleja (por ejemplo, en la zona del Mar de Alborán existe un adelgazamiento cortical mientras que en las Zonas Internas de la Cordillera Bética se produce un engrosamiento de la corteza: García-Dueñas *et al.*, 1994; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997; Gurría y Mezcua, 2000; Torné *et al.*, 2000 o González-Fernández *et al.*, 2001, entre otros), y los sesgos en la profundidad van a ser más acusados en aquellas regiones en las que la estructura local de velocidad difiera sustancialmente de la indicada por el modelo de velocidad

propuesto. El modelo de velocidad que se ha utilizado (Tabla 3.2) está compuesto por tres gradientes lineales de velocidad y una discontinuidad. Es una versión suavizada del modelo empleado por el IAG con velocidades menores en la superficie y un gradiente de velocidad con una pendiente menor para el caso de la corteza y ligeramente mayor para el caso del manto. Como modelo de velocidad para las ondas S se ha tomado una versión escalada del modelo de velocidad de las ondas P, con una razón $V_P/V_S = 1.73$. Al usar un modelo de velocidad suavizado las curvas de tiempo de viaje se pueden interpolar fácilmente sin que se generen anomalías debidas a los efectos de borde (Shearer, 1997; Astiz y Shearer, 2000). El modelo aquí empleado se determinó haciendo diversas pruebas de localización de la sismicidad en una zona con buena cobertura sísmica utilizando el programa *comploc*. Se tomó como punto de partida el modelo de velocidad del IAG sobre el que se hicieron hechas pequeñas variaciones hasta encontrar un modelo con el cual la profundidad de los eventos no cambiara sustancialmente al aumentar la distancia de separación evento-estación.

Tabla 3.2. Modelo de velocidad empleado para el estudio para el sur de la Península Ibérica.
Table 3.2. South Iberian Peninsula velocity model employed for the analysis.

Depth (km)	V_P (km/s)
0.0	4.0
10.0	6.1
40.0	6.3
40.0	7.8
100.0	8.1

A partir de ese modelo se han calculado las tablas de tiempos de viaje de las ondas P y S en intervalos de 1 km, en función de la profundidad de la fuente y de la distancia fuente-receptor. Se ha preparado un listado con las estaciones en el formato que requiere el programa *comploc.f*. El archivo con los datos de las localizaciones preliminares de los terremotos y con las lecturas de las fases se ha convertido al formato binario *bed3* empleado por el programa, utilizando el programa *phase2bed3.f* adaptado al formato SeisAn.

En el proceso de localización se ha tomado una distancia de corte epicentro-estación igual a 100 km, de manera que datos de fases procedentes de estaciones por encima de este valor máximo no se han incluido en el estudio. Considerar una distancia epicentral de corte menor limitaría las fases involucradas en la localización, al

considerar únicamente a las estaciones más cercanas, y en este caso, donde la distribución de estaciones no es especialmente densa, implicaría que para muchos eventos no se dispondría del número mínimo de fases necesario para llevar a cabo la localización. Por otro lado, una distancia de corte mayor podría conducir a lecturas menos fiables de algunas de las fases (por ejemplo, por ambigüedad en la determinación del tipo de llegada de la fase P, que podría ser directa, P_g, o difractada, P_n).

Por el propio planteamiento del problema para llevar a cabo la localización se requiere un mínimo de cuatro lecturas de fases P y/o S. En este estudio se ha fijado un número mínimo de cinco fases ya que un número mayor habría limitado la relocalización sólo a los terremotos registrados por un gran número de estaciones sísmicas, surgiendo de nuevo el problema de la baja densidad de estaciones en algunas regiones de la zona de estudio, donde solo sería posible localizar los sismos de mayor magnitud.

El método de localización es iterativo y se basa en una malla tridimensional de búsqueda en puntos en torno a un cubo de 20 km centrado en la localización inicial del evento. Los puntos están separados 10 km entre sí, resultando un total de $3^3 = 27$ puntos en la malla, por tanto, en cada iteración se comprueban veintisiete localizaciones alrededor de la mejor localización correspondiente en ese momento. La localización con el residuo menor se convierte entonces en la nueva localización y el cubo se disminuye en una fracción especificada en el programa (0.67 en este caso).

El programa de localización permite elegir la manera en que se calcula el residuo menor, ya sea mediante la norma L1, la norma L2 o la media robusta (norma L2 sin considerar los valores extremos o atípicos). En los procesos de localización rutinarios, la práctica más común es usar la norma L2 que minimiza la suma de los cuadrados de los residuos y que, en una dimensión, está asociada a la media aritmética. Esta norma es apropiada cuando las lecturas de las fases están contaminadas por ruido Gaussiano, aleatorio y no correlacionado y los errores de los residuos se ajustan a una distribución normal con una media igual a cero. No obstante, estas suposiciones se violan en la estructura real de Tierra donde la distribución de los residuos de los tiempos de viaje raramente es Gaussiana, con colas más largas que las de las distribuciones normales (Jeffreys, 1932; Freedman, 1966; Buland, 1984; Pulliam *et al.*, 1993; Billings *et al.*, 1994). La norma L2 puede dar entonces resultados espurios al asignar un peso excesivo a los

valores anómalos no Gaussianos presentes en el conjunto de los datos. La resolución por mínimos cuadrados proporciona, por tanto, el estimador de máxima verosimilitud para errores normalmente distribuidos pero no es robusta cuando existen desviaciones respecto de la distribución normal. Por su parte, la norma L1 o norma de Laplace, minimiza la suma absoluta de los residuos y, en problemas unidimensionales, está asociada con la mediana. Esta norma pesa de manera más igualitaria los residuos en la inversión y se considera más robusta en lo que respecta a observaciones que se salen fuera de la norma. De esta manera proporciona el estimador de máxima verosimilitud si la distribución de errores es doble exponencial o de Laplace, paga un pequeño coste de eficiencia si la distribución es Gaussiana, y es más eficiente que la norma L2 para distribuciones con colas mayores que la de la distribución Gaussiana (Huber, 1981). Shearer (1997) comparó las localizaciones de terremotos locales en California con correcciones de estación utilizando ambas normas, observando que la dispersión de las localizaciones de los eventos era menor al considerar la norma L1. Trabajos posteriores (Astiz *et al.*, 2000; Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005; Lin *et al.*, 2007) han adoptado la norma L1, más robusta frente a observaciones anómalas y menos sensible a malas lecturas de llegadas de las fases y a errores de tiempo de las estaciones. Siguiendo la línea de estos últimos trabajos, y por razones similares, aquí se ha escogido la norma L1.

Habiendo considerado todos los requerimientos anteriores, a partir de este punto se realizan dos tipos de localizaciones con el programa *comploc*: una localización con *términos correctores de estación estáticos* y una localización con *términos correctores de estación específicos de la fuente*:

- La *localización con términos de estación estáticos* resuelve iterativamente el problema de la localización para un conjunto de correcciones de tiempo para cada estación. A cada una de las estaciones se le asigna un valor para cada fase. Esos valores son independientes de la posición de la fuente y representan la mediana (se ha tomado la norma L1) de los residuos de cada estación.
- La *localización con términos de estación dependientes de la fuente* asigna para cada estación una función correctora que es dependiente de la posición de la fuente. Por tanto, para cada estación, cada evento y cada fase habrá un factor corrector. El método calcula un término corrector para cada pareja fuente-estación usando los residuos de los eventos cercanos. Estos términos se pueden calcular de

diferentes maneras. Richards-Dinger and Shearer (2000) usaron una teselación de Delaunay para determinar los eventos más próximos y calcularon una primera localización con términos de estación estáticos. Los términos de estación obtenidos fueron usados como el punto de partida para la determinación de la localización con términos de estación dinámicos. En este trabajo se ha considerado la aproximación dada por Lin y Shearer (2005), que obtuvieron los mejores resultados resolviendo en primer lugar los términos de estación estáticos y después calculando los términos de estación específicos de la fuente disminuyendo progresivamente la distancia de corte en cada iteración. Se toman como eventos cercanos aquellos que se incluyen en una esfera de radio r_{\max} en torno al evento que se está localizando, y el término de estación se calcula como la mediana de los residuos de esos eventos. Primero se comienza con un valor de r_{\max} grande de manera que se incluya un gran número de eventos en el cálculo de las correcciones por estación y, progresivamente, se va disminuyendo ese tamaño para calcular los términos de estación solamente con los eventos más cercanos.

En este estudio se han realizado cinco iteraciones para determinar los términos de estación estáticos y diez más para calcular los términos de estación específicos de la fuente (valores similares a los usados por Lin, 2007). En cada una de las iteraciones los términos se han determinado suavizando los residuos correspondientes al número de eventos cercanos que se localizan a una distancia determinada del evento en cuestión. En la primera iteración se imponen condiciones para que se consideren hasta un máximo de mil eventos en un radio de 20 km a partir del evento prueba, mientras que en la última iteración el número de eventos vecinos se reduce a veinte y la distancia del evento prueba a 5 km.

3.3. Resultados

Las condiciones impuestas para realizar la localización de los terremotos en la zona de estudio (un mínimo de cinco fases, distancia fuente-receptor máxima igual a 100 km, etc.) implican que, al final, se han podido relocalizar solo 2705 de los eventos considerados originalmente (lo que representa casi dos tercios del volumen inicial de 4100 terremotos con $m_d \geq 2.5$). Dada la contribución de cada una de las estaciones en lo

referente al número de fases (Figura 3.5), la zona con un mayor número de eventos relocalizados es la zona central de la Cordillera Bética y el norte del Mar de Alborán (costas de las provincias de Málaga y Granada), y, por el contrario, en los extremos occidental y oriental es donde se han descartado un mayor número de eventos durante el proceso, por no tener fases de un número suficiente de estaciones cercanas a dichos terremotos, incluso después de haber añadido lecturas de estaciones de otros Centros para completar la información del catálogo del IAG.

La profundidad es uno de los parámetros que lleva siempre asociado una mayor incertidumbre debido a la falta de estaciones cercanas a la zona epicentral de los terremotos. Determinar la precisión de las profundidades individuales calculadas para cada uno de los eventos no es sencillo, pero si se observa el conjunto de todas las profundidades, es decir, la distribución de profundidades de todo el catálogo de eventos localizados, se pueden sacar algunas conclusiones sobre la fiabilidad de un método de localización (Richards-Dinger y Shearer, 2000). Con ese propósito en la Figura 3.6 se han representado los histogramas de profundidades del catálogo del Instituto Andaluz de Geofísica (A) y del Instituto Geográfico Nacional (B) para la sismicidad con magnitud mayor o igual a 2.5 en la zona de estudio en el periodo 1998-2007, junto con las profundidades obtenidas con la relocalización con términos de estación específicos de fuente (C). La distribución de profundidades tras la relocalización es más suave que la de los catálogos originales. Todos los histogramas muestran un pico entre 0-1 km, debido principalmente al hecho de que algunos eventos tienden a localizarse en superficie, quedando entonces su profundidad fijada en 0 km. Para el catálogo del IAG el pico es muy pronunciado, con un 38.8% de los eventos en ese rango (en total, 1584 eventos). El catálogo del IGN contiene un 26.6% de los terremotos (438 eventos) en ese intervalo, y se observa además un segundo pico importante a 10 km, que incluye a un 14.2% (234 eventos). El pico en el rango entre 0-1 km es menor en el caso de las relocalizaciones con términos de estación específicos de la fuente, localizándose sólo un 11.4% de los terremotos (308 eventos) en ese intervalo de profundidades. Además, prácticamente la totalidad del conjunto de los terremotos se localizan a profundidades que no superan los 30 km, y casi dos tercios de la sismicidad (el 65%) se localizan en el rango 1-15 km.

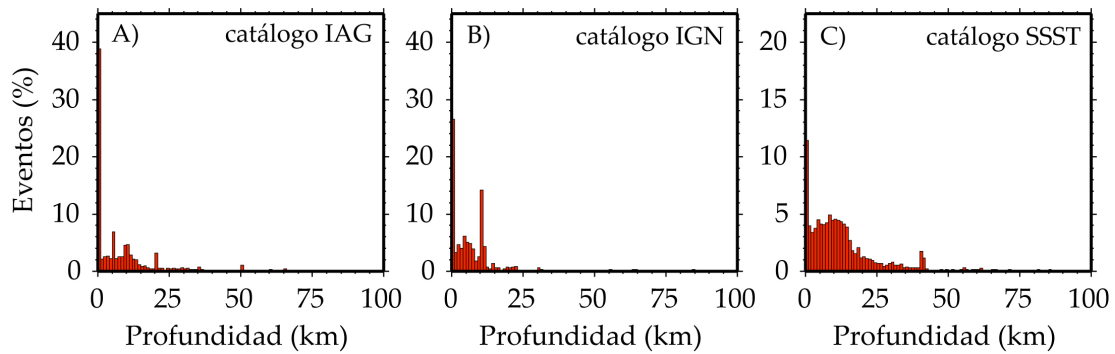


Figura 3.6. Histogramas de profundidad para los terremotos del periodo 1998-2007, A) catálogo del IAG ($m_d \geq 2.5$), B) catálogo del IGN ($m_b \geq 2.5$) y C) localizaciones obtenidas con términos de estación específicos de fuente – SSST ($m_d \geq 2.5$).

Figure 3.6. Histograms of depth for earthquakes of the 1998-2007 period A) IAG catalogue locations, ($m_d \geq 2.5$), B) IGN catalogue locations ($m_b \geq 2.5$) and C) relocations obtained through source-specific station terms - SSST ($m_d \geq 2.5$).

Para evaluar los resultados obtenidos tras la localización en la Figura 3.7 se han representado los histogramas de los residuos de los tiempos de viaje tanto para las localizaciones originales del catálogo del IAG como para las relocalizaciones con términos de estación estáticos y términos de estación específicos de la fuente. Estos dos últimos casos presentan picos muy acentuados en cero, resultado típico que se obtiene cuando los residuos se determinan a partir de inversiones en las que se aplica la norma L1. La mediana de la desviación absoluta escalada ($MADe$), que sería el equivalente de la desviación estándar para una distribución Gaussiana, es un estimador robusto de la dispersión de los residuos. En cada una de las gráficas se ha indicado el valor del estimador $MADe$ que cuantifica la calidad de las relocalizaciones obtenidas. Para los residuos de la onda P este valor decrece desde 0.148 s hasta 0.102 s, mientras que para la onda S, la reducción de ese parámetro es aún más significativa, disminuyendo de 0.297 s hasta 0.065 s.

A continuación se presentan con más detalle los resultados obtenidos al aplicar el programa *comploc* (Lin y Shearer, 2006) en dos de sus vertientes: localización con términos de estación estáticos y localización con términos de estación específicos de la fuente, al conjunto de terremotos ocurrido en el sur de España en el periodo de diez años comprendido entre enero de 1998 y diciembre de 2007.

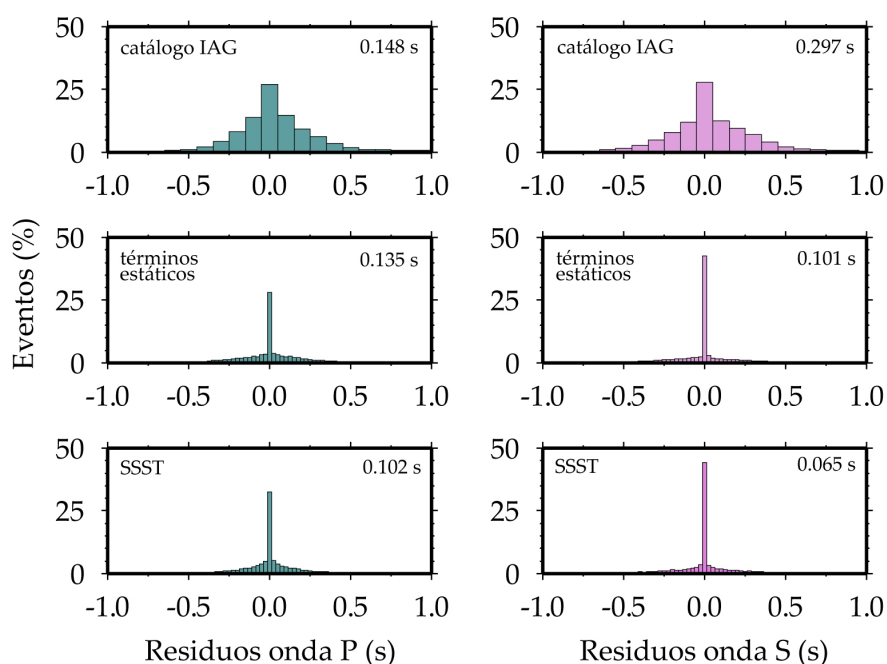


Figura 3.7. Histogramas de los residuos de las localizaciones. Arriba: residuos del catálogo del IAG. Centro: residuos de las localizaciones con términos de estación estáticos. Abajo: residuos de las localizaciones con términos de estación específicos de la fuente. Izquierda: fase P y derecha fase S. En los gráficos se indica la mediana de la desviación absoluta escalada (MADe) de cada distribución.

Figure 3.7. Histograms of location residuals. (Top) Instituto Andaluz de Geofísica catalogue residuals, (middle) residuals from locations using static station terms, (bottom) residuals from final locations using source-specific station terms. (Left) P residuals and (right) S residuals. The SMAD of each distribution is indicated on each plot.

Localización con términos de estación estáticos

En la Figura 3.8 se muestran los epicentros de los 2705 eventos relocados: A) los correspondientes a la localización original (tomada del catálogo del IAG) y B) los localizados usando términos de estación estáticos. Los eventos relocados muestran una mayor tendencia al agrupamiento, con lineamientos más definidos, en general, en toda la zona. Con respecto a la profundidad, como ya se anticipó en la Figura 3.6, la mayoría de los eventos se localizan en el rango 0-10 km, especialmente en la Cordillera Bética central, en la cuenca de Granada. En la zona sur y en la costa de la provincia de Málaga, las profundidades son mayores, en torno a los 25-60 km. La zona norte del mar de Alborán presenta eventos con profundidades variables, más superficiales en el centro y más profundas al oeste.

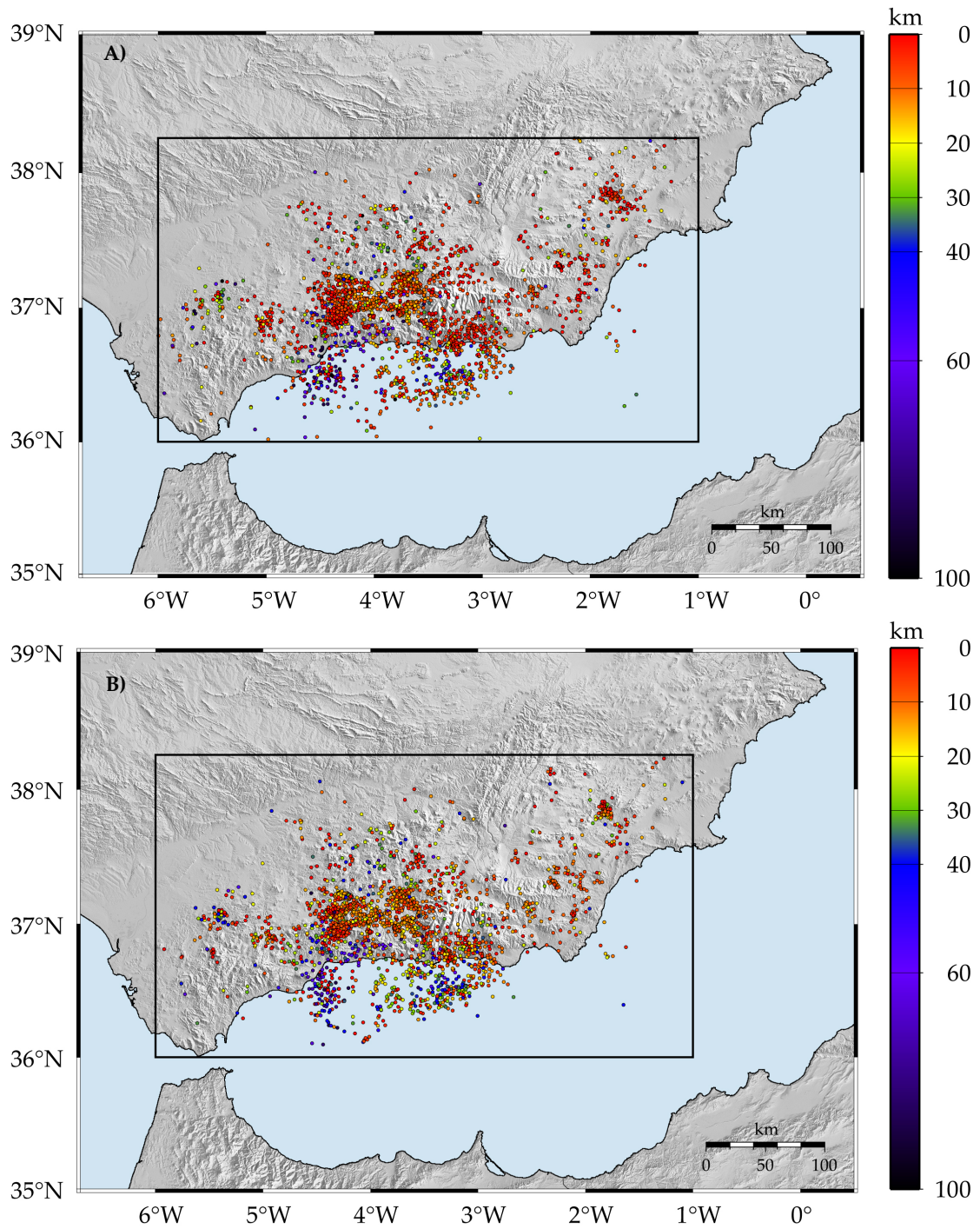


Figura 3.8. A) Localización inicial (catálogo del Instituto Andaluz de Geofísica) de los 2705 terremotos finalmente relocados utilizando el programa COMPLOC. B) Localización de dichos terremotos considerando términos de estación estáticos.

Figure 3.8. A) Initial location (Instituto Andaluz de Geofísica catalogue) of the 2705 earthquakes finally relocated using COMPLOC programme. B) Static station term location of these earthquakes.

En la relocalización, los términos de estación estáticos permiten tener en consideración las diferencias existentes en las zonas próximas a la superficie entre el modelo de velocidad real y el modelo de velocidad considerado justo debajo de cada una de las estaciones. Una manera óptima de estimar estos términos de estación estáticos es a partir de un conjunto de eventos uniformemente distribuido a lo largo de toda la zona de estudio, para los que exista un gran número de lecturas procedentes de diferentes estaciones, y con al menos una llegada de la onda S en una estación localizada dentro de los 25 km desde el epicentro (Richards-Dinger y Shearer, 2000). En este caso, como ya se ha comentado, la distribución de la sismicidad, no es especialmente uniforme, y los terremotos se concentran principalmente en la parte central de la Cordillera Bética y del Mar de Alborán (donde, durante el periodo de estudio, la densidad de estaciones ha sido mayor), siendo menos numerosos en los extremos oriental y occidental de la zona de estudio. Además, en la mayoría de los casos, al no existir estaciones sísmicas en la propia zona epicentral, no se dispone de lecturas de la fase S a distancias inferiores a 25 km. Por estos motivos, para el presente estudio los términos de estación estáticos se han calculado utilizando todo el conjunto de terremotos disponible.

En la Figura 3.9 se han representado los términos de estación estáticos para las fases P y S en cada uno de los emplazamientos de las estaciones empleadas para el análisis. Como ya se ha explicado, los términos de estación estáticos representan la mediana de los residuos de cada estación. Los círculos indican términos de estación estáticos negativos (fases que llegarían con adelanto a dicha estación) y las cruces, términos de estación positivos (fases que llegarían con retraso a dicha estación). Las correcciones de estación estáticas de la onda P varían desde -0.4453 s a 1.2609 s mientras que las de la onda S varían desde -0.5449 s a 4.0988 s. En general, las correcciones de ambas fases, P y S, están correlacionadas, con los términos de la onda S siendo, en la mayoría de los casos, ligeramente superiores a los de la onda P. Al haber algunas estaciones (especialmente las del IGN y las del ROA) que sólo han aportado lecturas para un número reducido de terremotos ocurridos en zonas muy concretas, los términos de estación estáticos obtenidos son relativamente altos, y poco significativos. No obstante, en líneas muy generales, el resultado más evidente es la existencia de términos de estación positivos en las estaciones próximas al Estrecho de Gibraltar, lo cual se correspondería con una zona de baja velocidad en la terminación oeste de la Cordillera Bética y en las unidades de Flysch del Campo de Gibraltar. Esta anomalía se encuentra

ampliamente documentada en estudios de tomografía sísmica (p.e.: Blanco y Spakman, 1993; Gurría *et al.*, 1997; Dañobeitia *et al.*, 1998; Calvert *et al.*, 2000), en mapas de velocidades de fase (Villaseñor *et al.*, 2007) y en estudios de sísmica de refracción (p.e.: Medialdea *et al.*, 1986) y podría estar causada por la combinación de varios factores: una cubierta sedimentaria gruesa de baja velocidad extendiéndose desde la costa hacia el extremo suroeste de la Cordillera Bética (Dañobeitia *et al.*, 1998), una deformación significativa de la corteza en la región de los Flysch (Calvert *et al.*, 2000) y el predominio de depósitos de origen marino en la región (Villaseñor *et al.*, 2007). En los alrededores de la cuenca de Granada se observan términos de estación negativos, que se corresponderían con una ligera anomalía positiva en la zona. En consonancia con este resultado, Dañobeitia *et al.* (1998) encontraron dos zonas de muy alta velocidad al noreste y suroeste de la cuenca de Granada, revelando una tendencia NW-SE en ambos contactos entre las zonas Internas y Externas. También Serrano *et al.* (1998) detectaron una anomalía de alta velocidad visible desde la superficie hasta los 15 km en el extremo occidental de la Cuenca de Granada.

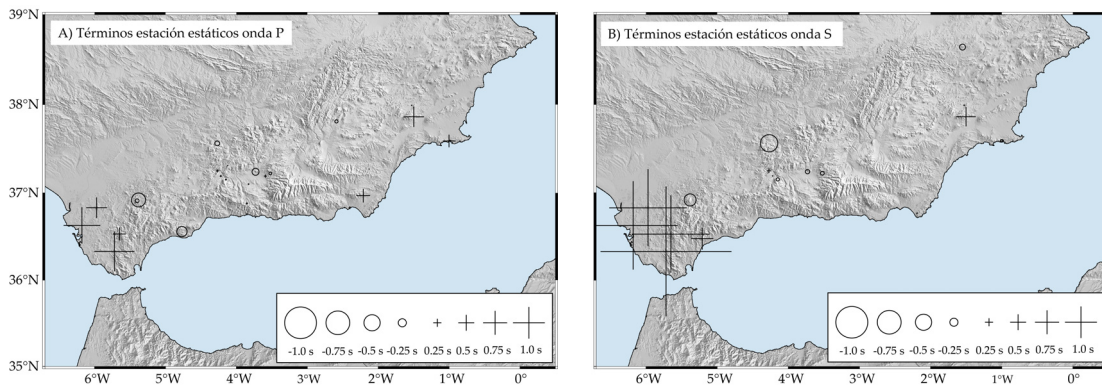


Figura 3.9. Términos de estación estáticos de las fases P (A) y S (B) para cada una de las estaciones y representados en la localización de cada una de esas estaciones.

Figure 3.9. P-wave (A) and S-wave (B) static station terms plotted at every station locations where they have been calculated.

Localización con términos de estación específicos de la fuente

Las localizaciones con términos de estación específicos según la fuente se han representado en la Figura 3.10, junto con un corte de la sismicidad en profundidad tomado en dirección SW-NE. Se observan de nuevo agrupaciones de la sismicidad y lineamientos más definidos que en las localizaciones originales tomadas del catálogo

del IAG. En líneas generales los terremotos se localizan en su mayoría a profundidades comprendidas dentro del rango 0 - 20 km.

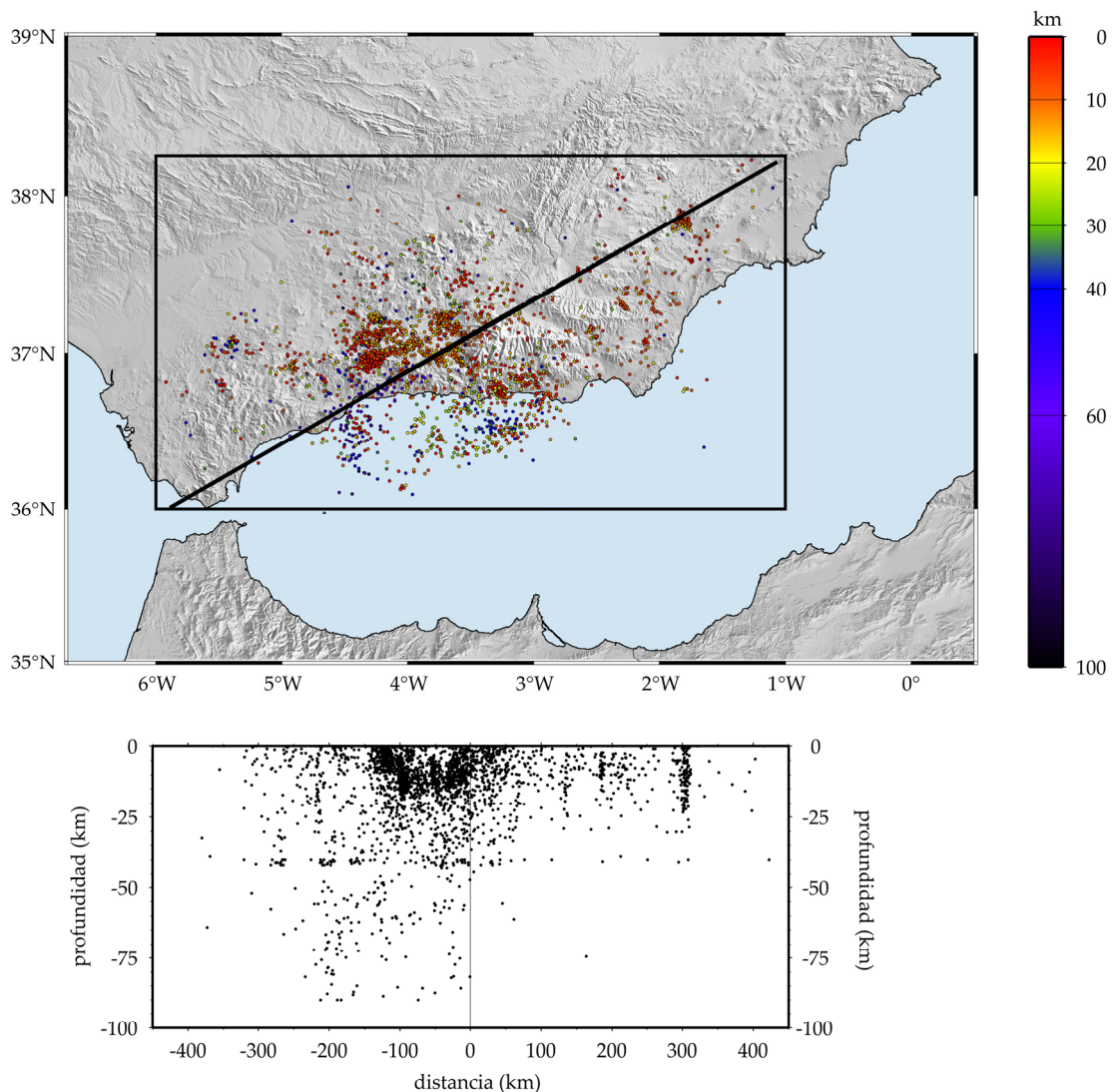


Figura 3.10. Localización de los terremotos considerando términos de estación específicos de la fuente. En la parte inferior, se ha representado un corte vertical con dirección SW-NE que muestra la distribución de los hipocentros en la zona de estudio.

Figure 3.10. Earthquake locations with source-specific station terms. On bottom, a SW-NE cross-section which shows the hypocenter depth distribution in the study area is shown.

La distribución en profundidad de los hipocentros (representada con un corte con dirección SW-NE) muestra un fuerte gradiente de este parámetro, con terremotos que van desde profundidades intermedias (entre 50 y 90 km mayoritariamente) en la zona noroeste del Mar de Alborán, principalmente frente a la costa de la provincia de Málaga, hasta terremotos superficiales (generalmente, $h \leq 20$ km) en el interior,

especialmente en la cuenca de Granada. Estos resultados coinciden con las profundidades obtenidas por Vidal (1986) y Morales *et al.* (1997) empleando la técnica independiente de los diagramas de Wadati. En el litoral de la provincia de Granada los terremotos se distribuyen en un amplio rango de profundidades, encontrándose desde eventos superficiales en la zona costera hasta eventos más profundos (en torno a 40 km) al adentrarse en el mar de Alborán. En los extremos de la zona de estudio, las partes occidental y oriental de la Cordillera Bética, el volumen de datos disponibles es menor al existir una distribución de estaciones menos favorable. A pesar de ese inconveniente, los eventos existentes en la zona este tienen profundidades entre 0 y 15 km mientras que la sismicidad en la zona oeste se localiza en un rango de profundidades más disperso.

Para las localizaciones con términos de estación dependientes de la fuente se ha hecho un estudio más detallado de la profundidad en aquellas zonas en las que han ocurrido series sísmicas durante el periodo temporal considerado. En el mapa de la Figura 3.11 se ha representado la sismicidad relocalizada con términos de estación específicos de la fuente en diferente color según el año de ocurrencia.

Algunas de las series sísmicas descritas en el Capítulo 1 se diferencian claramente al aparecer como grupos compactos de eventos de un mismo color. Es el caso de A) el enjambre de Iznájar de 1998, B) el enjambre de Albuñol de 2000-2001, C) la serie de Gérgal de 2002, D) las series de La Paca de 2002 y 2005, E) el enjambre de Cañete la Real de 2005 y la serie de 2006 o F) las series de Morón de la Frontera (enero y junio-septiembre de 2007). Las otras series no se han podido relocalizar por motivos diferentes. Por ejemplo, para la serie de Mula de 1999 no se han obtenido localizaciones por encontrarse la zona epicentral en el extremo oriental de la zona de estudio y, debido a ello, existir pocas lecturas de estaciones próximas a los eventos. Para el enjambre de Loja de 2000 la ausencia de localizaciones se debe a la baja magnitud ($m_d \leq 2.4$) de los microterremotos que lo componen (recuérdese que sólo se han tomando eventos con $m_d \geq 2.5$ para el presente análisis con correcciones de estación). Por esa misma razón tampoco se ha relocalizado la serie de Morón de 2002, compuesta mayoritariamente por réplicas de baja magnitud ($0.4 \leq m_b \leq 2.5$).

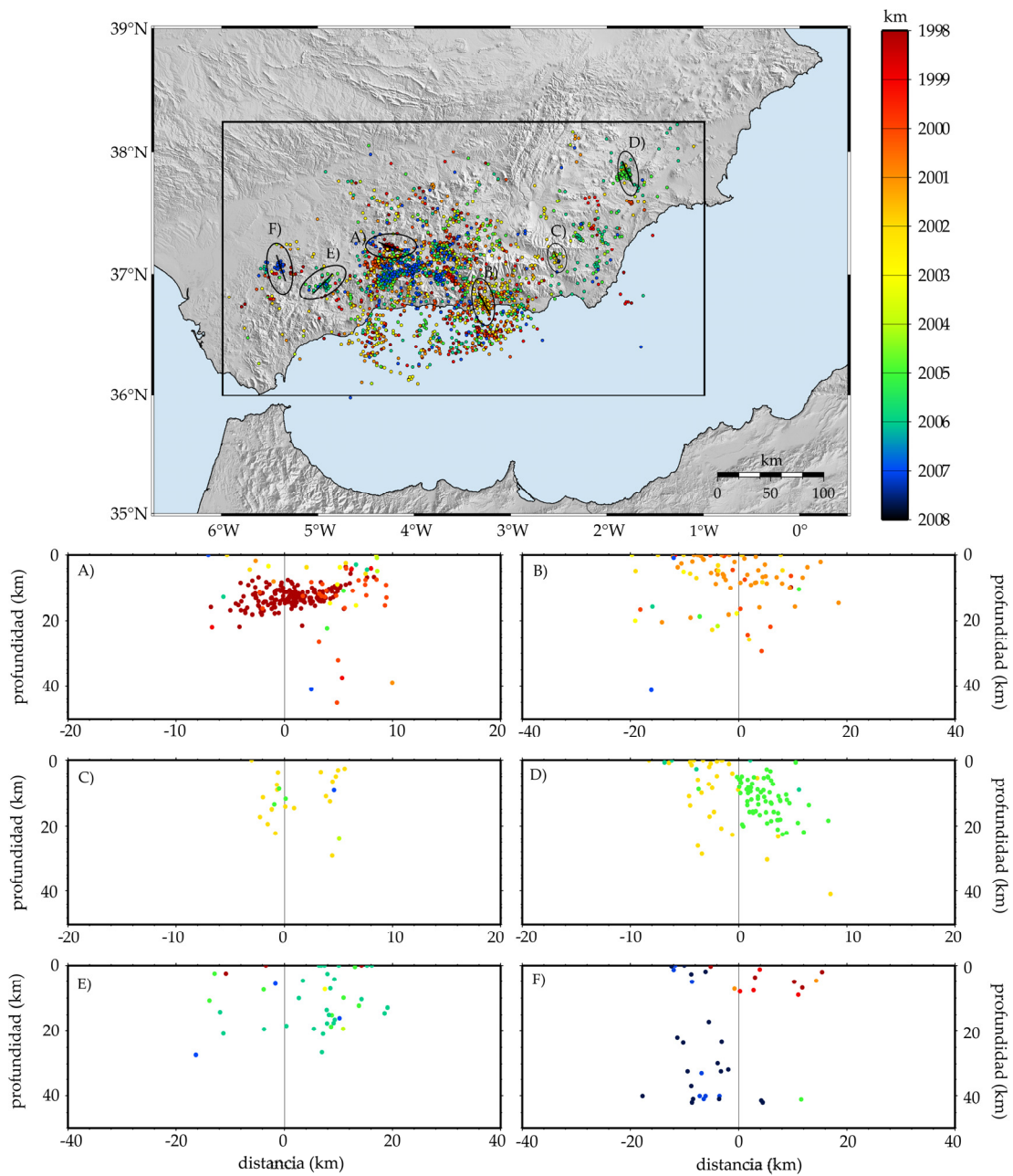


Figura 3.11. Localización de los terremotos con términos de estación específicos de la fuente (arriba). Los eventos se han coloreado según su año de ocurrencia. (Abajo) Cortes verticales de la sismicidad en las proximidades de las zonas donde ocurrieron las series de A) Iznájar (1998), B) Albuñol (2000-2001), C) Gérgal (2002), D) La Paca (2002 y 2005), E) Cañete la Real (2005 y 2006) y F) Morón de la Frontera (enero y verano 2007).

Figure 3.11. Earthquake locations with source-specific station terms (top). Events have been coloured according to the date of occurrence. (Bottom) Cross-sections of the seismicity in the vicinity of the areas where seismic series have occurred: A) Iznájar (1998), B) Albuñol (2000-2001), C) Gergal (2002), D) La Paca (2002-2005), E) Cañete la Real (2005-2006) and F) Moron de la Frontera (January and summer 2007).

Se han representado cortes verticales de esas zonas para disponer de una mejor visualización de la distribución en profundidad. La sismicidad asociada a la serie sísmica de Iznájar de 1998 se localiza principalmente entre 8 y 18 km de profundidad, resultado similar al obtenido por Carmona *et al.* (2008). La mayoría de los terremotos ocurridos en las proximidades de Albuñol en los años 2000-2001 tienen profundidades en el rango 0-10 km. Los eventos ocurridos durante la serie de Gérgal en 2002 se localizan entre 2 y 24 km. En la relocalización de esta misma serie a partir de formas de onda y empleando la metodología de la doble diferencia, Gomis *et al.* (2008) obtuvieron dos familias que agrupaban un total de trece eventos, con profundidades comprendidas entre 5.6 y 10.4 km. La profundidad de los eventos de las series de La Paca de 2002 y 2005 se extiende desde 0 a 25 km. Se observa además como la sismicidad migra ligeramente de 2002 a 2005 en dirección SE, siendo los terremotos de este último periodo menos superficiales que los de la serie de 2002. En el caso de las series ocurridas próximas a Cañete la Real en los años 2005 y 2006, los eventos presentan profundidades que se extienden desde 0 hasta 20 km. Los terremotos incluidos tanto en la serie sísmica de Morón de la Frontera de enero de 2007 como en la serie ocurrida desde junio a septiembre de ese mismo año, se localizan en dos rangos de profundidades, uno más superficial (0-5 km) y otro más profundo (20-40 km). La profundidad preferida para los eventos de los dos periodos sísmicos de 2007 en Morón de la Frontera, basándose en los resultados que se han obtenido en el Capítulo 4 y apoyándose en la estimación de ese parámetro al calcular los mecanismos focales de los eventos de mayor magnitud de ambas series (Stich 2008, comunicación personal), es la incluida en el rango más somero, es decir, serían eventos localizados en la corteza superior.

Por último, en la Figura 3.12 se muestran ejemplos de los residuos y los términos de estación específicos de la fuente para las estaciones ALOJ (Loja, Granada) y RESI (La Resinera, Granada) representados en la localización de cada uno de los eventos. Como se ha comentado, los términos de estación específicos de la fuente se calculan para cada pareja fuente-receptor a partir de los residuos de los terremotos más cercanos. En general, se puede apreciar que el patrón de los términos de estación específicos de la fuente, tanto para la onda P como para la S, es una versión suavizada del patrón de los residuos.

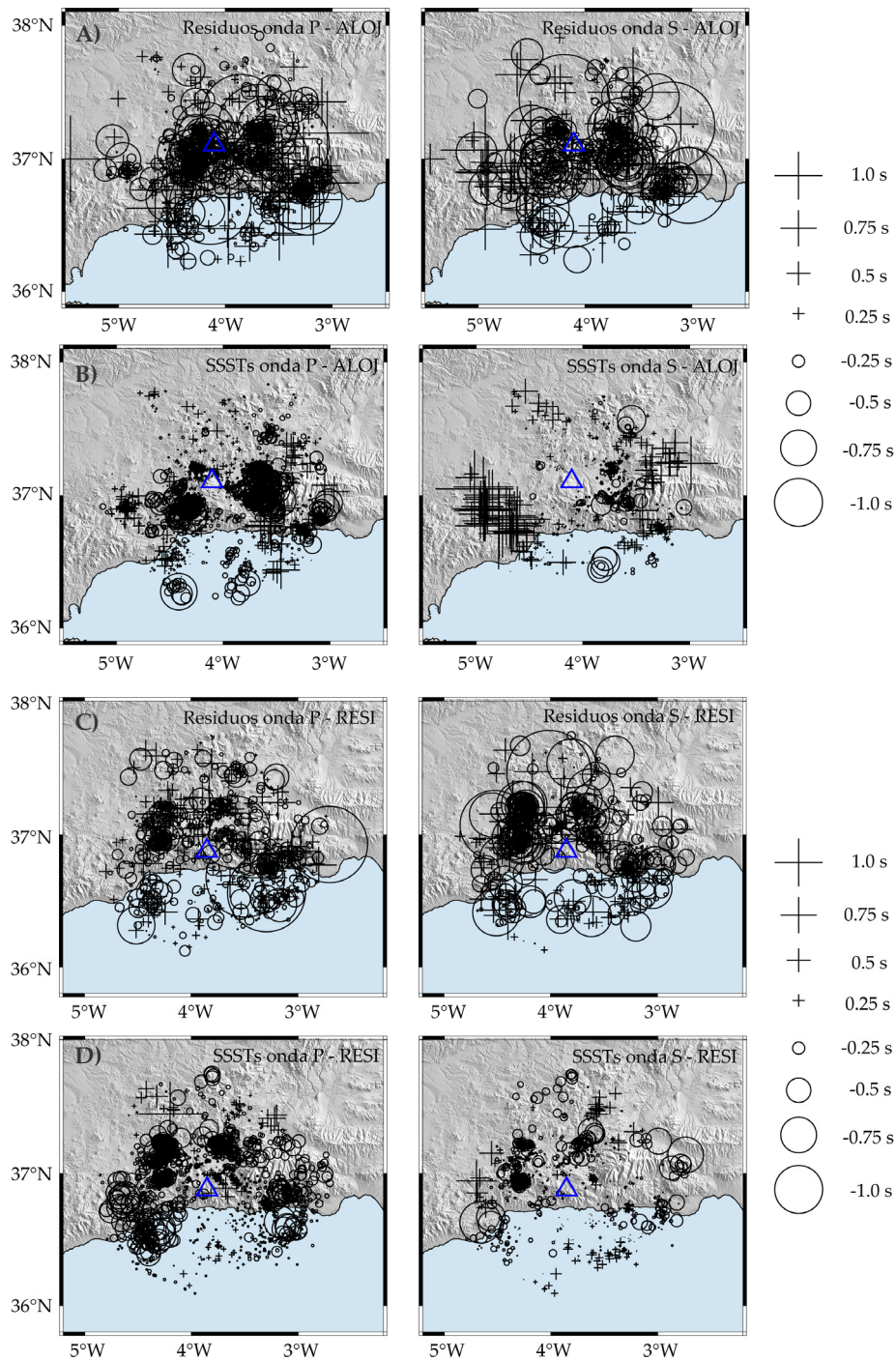


Figura 3.12. Residuos para todos los eventos registrados por las estaciones (triángulos azules) ALOJ (A) y RESI (C) representados en las localizaciones de dichos eventos. La corrección de estación estática ya ha sido aplicada. Términos de estación específicos de la fuente para la estación ALOJ (B) y RESI (D) calculados a partir de los residuos anteriores.

Figure 3.12. Residuals for all events recorded by stations (blue triangles) ALOJ (A) and RESI (C) plotted at the event locations. The static station correction has already been applied. SSST for stations ALOJ (B) and RESI (D) calculated from the previous residuals.

4. Conclusiones

La metodología para la localización de terremotos empleando *términos de estación en función de la posición de la fuente* (Richards-Dinger y Shearer, 2000; Lin y Shearer, 2005) mejora la localización relativa entre eventos cercanos utilizando únicamente tiempos de llegada de las fases. Las desviaciones sistemáticas en estos tiempos causadas por heterogeneidades laterales en el modelo tridimensional de velocidad se corrigen sin necesidad de resolver la estructura en velocidad. Las correcciones por estación en una estación dada se han calculado para las fases P y S y para cada pareja evento-estación usando los residuos de los eventos cercanos localizados hasta una determinada distancia de corte, de modo que las correcciones dependen de la posición de la fuente.

La principal ventaja del método de localización con términos de estación es que puede aplicarse para la relocalización de áreas extensas en las que la sismicidad aparece dispersa, alcanzándose la mejor localización relativa posible entre agrupaciones locales de eventos. Además, sólo se necesitan lecturas de llegadas de fases P y S y un modelo unidimensional de velocidad y no es necesario revisar los picados de las fases pues se puede aplicar la norma L1 que es más robusta frente a posibles lecturas erróneas y datos anómalos (Richards-Dinger y Shearer, 2000).

Aunque para obtener localizaciones absolutas de gran precisión sería necesario considerar las variaciones laterales en la estructura en velocidad de un modelo tridimensional apropiado para la zona, mediante la estimación de los términos de estación específicos de la fuente se han podido corregir localmente los efectos de esas variaciones en el modelo de velocidad y mejorar la precisión de las localizaciones relativas entre eventos cercanos.

Gracias al análisis realizado se han relocalizado un total de 2705 de los 4100 eventos seleccionados originalmente ($m_d \geq 2.5$) en la zona sur de España en el periodo 1998-2007 corrigiéndose los sesgos en los tiempos de llegada mediante la determinación de los términos de estación específicos de la fuente. Se han empleado cincuenta y cinco estaciones, en su mayoría pertenecientes al IAG, completando el catálogo de lecturas para ciertos periodos sísmicos en ciertas regiones, con llegadas de estaciones del IGN, del ROA y del ROA/UCM/Geofon cuyos emplazamientos mejoran la cobertura de estaciones sísmicas próximas.

En líneas generales las localizaciones obtenidas presentan una mayor agrupación espacial de la sismicidad y una mejor definición de algunos lineamientos. Las profundidades mejoran las de los catálogos sísmicos del IAG o del IGN, disminuyendo considerablemente el número de eventos cuya profundidad se fija a 0 km (Figura 3.6). También es significativa la reducción de los residuos al aplicar correcciones estáticas y específicas de la fuente (Figura 3.7).

Se han determinado las localizaciones considerando términos de estación estáticos (Figura 3.8). Estos términos se han estimado para cada estación a partir de la mediana de los residuos de los eventos e informan sobre la estructura en velocidad justo debajo de la estación, y sobre cómo se adecua el modelo de velocidad empleado con el modelo de velocidad real en esa zona. Los resultados obtenidos han permitido discernir una anomalía de baja velocidad en el extremo oeste de la Cordillera Bética y en la región de Flysch del Campo de Gibraltar, así como anomalías positivas en ciertos sectores alrededor de la Cuenca de Granada (Figura 3.9).

A partir de las localizaciones obtenidas considerando correcciones de estación específicas de la fuente se han podido determinar las profundidades predominantes en la zona sur de España (Figura 3.10), donde principalmente ocurren terremotos superficiales ($h \leq 20$ km). No obstante se observa un gradiente de profundidad, que va desde eventos poco profundos en la Cordillera Bética central (zona de la cuenca de Granada) a terremotos intermedios (entre 50 y 90 km) en el sur de la provincia de Málaga y la parte correspondiente del Mar de Alborán. En los extremos de la Cordillera el número de eventos relocalizados es inferior y sus profundidades oscilan entre 0-15 km en la zona oriental, presentando una mayor dispersión en la occidental.

Se ha analizado en concreto la sismicidad asociada a diferentes series sísmicas ocurridas en el sur de España en el periodo de estudio. Tras la relocalización las profundidades presentan menos dispersión, obteniéndose los siguientes valores: enjambre de Iznájar de 1998: 8-18 km, enjambre de Albuñol de 2000-2001: 0-10 km, serie de Gérgal de 2002: 2-24 km, series de La Paca de 2002 y 2005: 0-25 km (con la sismicidad migrando hacia el SE del año 2002 al 2005), enjambre de Cañete la Real de 2005 y serie de 2006: 0-20 km y series de Morón de la Frontera de 2007 (enero y verano): 0-5 km y 20-40 km (prefiriéndose el rango de profundidad más superficial).

CAPÍTULO 4

LOCALIZACIÓN RELATIVA PRECISA DE SERIES SÍSMICAS RECIENTES MEDIANTE CORRELACIÓN CRUZADA EN EL DOMINIO DEL TIEMPO Y EVENTO MAESTRO

1. Introducción

A menudo en el conjunto de terremotos que componen una serie sísmica se detecta la existencia de eventos que presentan formas de onda similares en los registros de una misma estación sísmica. Esos eventos con sismogramas casi idénticos reciben comúnmente el nombre de *dobletes*, si se trata de parejas de eventos similares, o *multipletes*, si hay más de dos eventos semejantes. Los conjuntos de multipletes similares se agrupan en familias de terremotos, así denominados por Tsujiura (1983a, 1983b), quien propuso que cada uno de estos grupos de terremotos suponía una forma de relajación de energía mediante deslizamientos sucesivos sobre la misma falla durante la serie sísmica.

La semejanza de los sismogramas de estos multipletes se debe a que los terremotos se generan en una zona fuente común y presentan un mecanismo focal muy similar

(Geller y Mueller, 1980), y por tanto, el patrón de radiación de la fuente y el camino de propagación a través de las heterogeneidades de la Tierra es el mismo para todos los eventos a cada una de las estaciones (Poupinet *et al.*, 1984; Deichmann y García-Fernández, 1992; Maurer y Deichmann 1995).

Los multipletes se han asociado tanto a actividad tectónica (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Ito, 1985; Scherbaum y Wendler, 1986, Console y Di Giovambattista, 1987) como a actividad volcánica (p.e.: Frémont y Malone, 1987; Got *et al.*, 1994). En volcanes como el Utsu y el Suwanose-jima (Japón) se han detectado eventos con formas de onda similares (Okada *et al.*, 1981; Okada, 1983; Nishimur *et al.*, 1985), lo mismo que antes y durante la erupción del Monte Etna (Italia) de 1991-1993 (Brancato y Gresta, 2003). En el Monte Santa Helena, durante la erupción de mayo-junio de 1985, los multipletes se interpretaron como la ruptura reiterada o el desplazamiento de un volumen relativamente pequeño debido a tasas de deformación elevadas en torno al conducto magmático (Frémont y Malone, 1987).

Desde el punto de vista sismológico son numerosas las aplicaciones de estos grupos de terremotos con sismogramas fuertemente coherentes. Una de las más extendidas, y en la que se centra este Capítulo, es la obtención de localizaciones relativas de gran precisión con técnicas que aunque se utilizan desde hace varias décadas sólo recientemente se han aplicado a un conjunto grande de terremotos (Tabla 4.1).

La gran similitud entre las formas de onda de los eventos puede aprovecharse para obtener tiempos relativos precisos de las ondas P y S entre diferentes terremotos mediante un análisis de *correlación cruzada* en el dominio del tiempo de las respectivas formas de onda (p.e.: Console y Di Giovambattista, 1987; Pechmann y Thorbjarnardottir, 1990; Maurer y Deichmann, 1995; Cattaneo *et al.*, 1999; Schaff y Richards, 2004a, 2004b) o bien mediante un análisis de *espectros cruzados* en el dominio de la frecuencia (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Scherbaum y Wendler, 1986; Frémont y Malone, 1987; Got *et al.*, 1994; Waldhauser y Ellsworth, 2000). Con esos retardos ajustados se pueden determinar las localizaciones relativas de los terremotos con más precisión, alcanzando los parámetros hipocentrales errores de tan solo varias decenas de metros. Estos resultados son frecuentemente utilizados para resolver con más detalle la estructura sismotectónica en zonas de sismicidad local intensa, como puede verse en estudios recientes (p.e.: Alparone y Gambino, 2003; Hemmann *et al.*, 2003;

Hurukawa *et al.*, 2003; Moriya *et al.*, 2003; Scarfi *et al.*, 2003; Schaff y Richards, 2004; Hauksson y Shearer, 2005; Kraft *et al.*, 2006; Mandal *et al.*, 2006; Massa *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2006a).

Tabla 4.1. Ejemplos de aplicación de las técnicas de relocalización relativa basadas en la correlación de formas de onda a lo largo de los años.

Table 4.1. Examples of application of correlation-based relative relocation techniques over the years.

Región	Nº eventos relocalizados	Referencia
Dobletes en los Alpes y en la falla Calaveras (California)	~2	Poupinet <i>et al.</i> (1984)
Falla del flanco sur en Big Island, Hawai	~200	Got <i>et al.</i> (1994)
Sección deslizante de la falla de San Andrés	~3200	Rubin <i>et al.</i> (1999)
California (fallas Hayward, Calaveras, San Andrés, Landers)	~30000	Schaff <i>et al.</i> , (2002), Waldhauser y Ellsworth (2002) y Waldhauser <i>et al.</i> , (2004)
Catálogo completo del norte de California (1984-2003)	~250000	Schaff y Waldhauser (2005) y Waldhauser y Schaff (2008)
Catálogo completo del sur de California (1984-2002)	~340000	Shearer <i>et al.</i> (2005) y Hauksson y Shearer (2005)

Las localizaciones de gran precisión también se han aprovechado en ambientes volcánicos para determinar, por ejemplo, la relación entre actividad sísmica y propagación del magma en el volcán Kilauea, en Hawai (Gillard *et al.*, 1996; Rubin *et al.*, 1998; Almendros *et al.*, 2002). La localización de gran precisión mediante correlación cruzada de los terremotos volcano-tectónicos previos a la erupción del Monte Pinatubo (Filipinas) de junio de 1991 permitió a Jones *et al.* (2001) definir dos grupos de eventos: uno poco profundo bajo el cráter y otro al NW interpretado como una falla reactivada por la actividad magmática. Recientemente, en el Observatorio Vulcanológico Hawaiano se ha desarrollado un procedimiento en tiempo real para la localización relativa de multipletes (Got *et al.*, 2002).

Además de para obtener localizaciones precisas, y las diferentes aplicaciones que de ellas se derivan, la alta similitud de los multipletes también se ha aprovechado con otras finalidades (Aster y Scott, 1993; Almendros *et al.*, 2004) tales como:

- Evaluación de la función temporal de la fuente, características de la ruptura y escalado espectral a través de la deconvolución de pseudofunciones de Green (p.e.: Hartzell, 1978; Frankel y Kanamori, 1983; Mueller, 1985; Frankel *et al.*, 1986; Frankel y Wennerberg, 1989; Mori y Frankel, 1990).
- Identificación de posibles asperezas en regiones de alta deformación sísmica (p.e.: Ishida y Kanamori, 1978, 1980; Pechmann y Kanamori, 1982; Frankel, 1982; Mori y Jones, 1992).
- Caracterización de funciones de Green y de sus derivadas espaciales (p.e.: Geller y Mueller, 1980; Ito, 1985; Hutchings y Wu, 1990).
- Interpolación espacial de sismogramas y simulación de señales de grandes eventos (p.e.: Spudich y Miller, 1990; Huthings, 1991).
- Procesado multifuente y multireceptor de la estructura de la Tierra (p.e.: Spudich y Bostwick, 1987; James y Savage, 1990).
- Estimación de las derivadas temporales de la función de Green (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Got *et al.*, 1990; Got y Fréchet, 1993).
- Variaciones temporales de la velocidad en ambientes tectónicos (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Haase *et al.*, 1995) y volcánicos (p.e.: Ratdomopurbo y Poupinet, 1995).
- Estudios del origen de la coda (p.e.: Antolik *et al.*, 1996; Aster *et al.*, 1996; Got y Coutant, 1997).
- Estudio de la rotación del núcleo interno terrestre (p.e.: Song y Richards, 1996; Poupinet *et al.*, 2000).

En Europa, autores como Console y Di Giovambattista (1987) localizaron relativamente tomando un evento maestro dos series sísmicas ocurridas en el centro de Italia en los meses de abril y mayo de 1984. Gracias a la obtención de localizaciones hipocentrales de gran precisión, Deichmann y García-Fernández (1992) estudiaron la geometría de la ruptura de la falla responsable de dos secuencias de microterremotos en el norte de Suiza en el año 1987. Maurer y Deichmann (1995) crearon un algoritmo de selección automático de agrupaciones de eventos similares que aplicaron a la zona oeste de los Alpes suizos, donde relocalizaron dos clusters de terremotos. Mediante la localización precisa con evento maestro de una serie sísmica ocurrida en 1990 en el oeste de Liguria (Alpes Marítimos italianos), Augliera *et al.* (1995) pudieron diferenciar el plano de falla del plano auxiliar de la solución del mecanismo focal del evento

principal de la serie. Cattaneo *et al.* (1997) investigaron la distribución espacial de tres enjambres de terremotos ocurridos en la misma zona italiana de Liguria durante el periodo 1990-1993 mediante el análisis de multipletes y su localización relativa. Alparone y Gambino (2003) reconstruyeron la geometría del plano de falla asociado a un conjunto de multipletes ocurridos durante un periodo de ocho años (de 1995 a 2001) en el flanco sureste del Monte Etna (Italia).

Los trabajos de relocalización de multipletes con correlación de formas de onda y seleccionando un evento maestro aplicados a la sismicidad de la Península Ibérica no son muy numerosos. En primer lugar podemos mencionar la localización por Stich *et al.* (2001) de la serie de Adra-Berja (Almería) de 1993-1994 así como de la sismicidad posterior ocurrida en la zona hasta el año 1998. La relocalización puso de manifiesto la presencia de dos alineamientos de dirección coincidente con sistemas de fallas conocidos. Por otra parte, la localización relativa precisa con evento maestro de la serie de Agrón (Granada) de 1988-1989 (Saccorotti *et al.*, 2002) permitió determinar los posibles planos de falla asociados con la ruptura causante del terremoto principal de la serie. Recientemente esta técnica se ha aplicado para la localización precisa de la serie de réplicas que siguió al terremoto ocurrido el 21 de febrero de 2002 al noroeste de Pamplona, en el extremo oeste de los Pirineos (Ruiz *et al.*, 2006) y a la serie de Iznájar (Córdoba) de 1998 (Carmona *et al.*, 2008). Los resultados obtenidos aplicando esta metodología a la serie de La Paca (Murcia) ocurrida en 2005 han sido también publicados (Ocaña *et al.*, 2008b; consúltase Apéndice C) y se incluyen en el presente Capítulo.

En este Capítulo se presenta la metodología para calcular localizaciones relativas precisas aprovechando la similitud de los sismogramas de los multipletes para determinar los retardos entre eventos maestro-esclavo mediante correlación cruzada de las formas de onda en el dominio del tiempo. Además se presenta la aplicación concreta de dicha metodología a tres series sísmicas recientes ocurridas del sur de España: la serie de La Paca (Murcia) de 2005 y las series de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero y junio-septiembre de 2007, mostrándose las nuevas localizaciones de la sismicidad asociada a dichas series.

Los pasos que se han seguido son los siguientes:

- a) Recopilación de las formas de onda de las series sísmicas registradas en las estaciones más próximas a la zona epicentral, buscando tener la mejor cobertura azimutal posible en función de la disponibilidad de datos.
- b) Lectura de las fases P y S de los eventos que componen la serie en las diferentes estaciones y picado de la coda para obtener la magnitud duración según la fórmula de De Miguel (1988).
- c) Localización tradicional de los eventos, aplicando el programa de cómputo *Hypocenter* (Lienert y Havskov, 1995) incluido en el paquete SeisAn (Havskov y Ottemöller, 1999).
- d) Búsqueda de multipletes (terremotos con formas de onda fuertemente coherentes por tener su origen en una zona fuente común) dentro de la serie mediante el análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo de las llegadas de las fases P y S entre pares de eventos para una estación de control seleccionada.
- e) Organización de los multipletes en familias aplicando el algoritmo de selección de Maurer y Deichmann (1995).
- f) Selección del evento maestro para cada familia, que será aquel que haya sido registrado en el mayor número de estaciones y que además presente una buena relación señal/ruido.
- g) Determinación de las diferencias de tiempo de llegada entre el maestro y el resto de multipletes a todas las estaciones mediante análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo de las llegadas de las fases P y S.
- h) Localización relativa de los multipletes en función del maestro de su familia, utilizando los retardos estimados anteriormente. Esto se realiza mediante una inversión en la que la matriz se descompone en sus valores singulares.
- i) Determinación de los planos de ruptura dominantes definidos por los eventos relocalizados, ajustando la norma L1 de las distancias del conjunto de los miembros de cada familia al plano (Stich *et al.*, 2001).
- j) Estudio espacio-temporal de la serie, independiente y complementario al llevado a cabo con la metodología del evento maestro, mediante la técnica estadística conocida como *Análisis de Componentes Principales*.

2. Estudio de la similitud entre formas de onda

La determinación de tiempos relativos precisos de llegada mediante correlación cruzada requiere una búsqueda inicial de multipletes o terremotos con formas de onda muy similares. La coherencia entre dos eventos se debe a que los procesos que involucran a la fuente de ambos, tanto hipocentro como mecanismo focal, son prácticamente idénticos, los caminos de propagación son similares y las propiedades del medio (velocidad, atenuación, etc.) permanecen invariantes (Poupinet *et al.*, 1984).

Geller y Mueller (1980) concluyeron que los eventos con formas de onda casi similares representan la ruptura repetida de la misma asperidad en la que el esfuerzo se está concentrando y relajando continuamente y que, quizá como sitio donde se repiten pequeños eventos, pueda ser punto de nucleación de un terremoto mayor en el futuro. Tsujiura (1983a, 1983b) propuso que estos multipletes con formas de onda similares pueden agruparse en familias y se deben al deslizamiento repetido sobre el mismo plano de falla.

Estudios de la coherencia entre formas de onda (por ejemplo, Geller y Mueller, 1980; Thorbjarnardottir y Pechmann, 1987) sugieren que la búsqueda de eventos que presenten sismogramas casi idénticos no debe hacerse entre parejas de terremotos cuyas separaciones inter-hipocentrales sean mayores que $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda máxima (la mayor longitud de onda de interés en la zona fuente). Trabajos posteriores (Hutchings y Wu, 1990 o Harris, 1991) indicaron que el umbral de $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda es en algunos casos demasiado restrictivo, ya que para separaciones interhipocentrales de hasta varias veces la longitud de onda puede encontrarse una coherencia apreciable entre las formas de onda. Además, estas separaciones o distancias inter-hipocentrales pueden verse sensiblemente reducidas después de la localización relativa. Autores como Aster y Scott (1993) han utilizado la longitud de onda máxima como un criterio inicial para definir, de entre todo un conjunto amplio de eventos, aquellas parejas de terremotos candidatas a presentar formas de onda similares teniendo en cuenta la distancia entre sus hipocentros.

En los últimos años se han desarrollado muchos algoritmos para la caracterización de los multipletes (Cattaneo *et al.*, 1999), entre los que se podrían citar algoritmos basados en una *aproximación fractal* (Smalley *et al.*, 1987), en esquemas de *reconocimiento de*

patrones sintéticos (Zhizhin *et al.*, 1992; Zhizhin *et al.*, 1994) o en patrones de reconocimiento (Joswig, 1995). Pero sin duda, las técnicas más empleadas en la identificación de parejas de eventos similares son aquellas que se llevan a cabo en el dominio de la frecuencia mediante *análisis espectral cruzado* (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Ito, 1985, 1990; Scherbaum y Wendler, 1986; Fremont y Malone, 1987; Got y Coutant, 1997; Lees, 1998) y en el dominio del tiempo mediante *análisis de correlación cruzada* entre formas de onda (p.e.: Mezcua y Rueda, 1994; Shearer, 1997; Stich *et al.*, 2001; Saccorotti *et al.*, 2002; Kraft *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2006a).

Ninguna de las dos metodologías (análisis en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia) se ha impuesto a lo largo de los años, pues las ventajas e inconvenientes de una sobre otra no son determinantes. La elección de una de las dos aproximaciones depende del grado de similitud de las formas de onda, del contenido en frecuencia de las señales y de la razón señal-ruido (Almendros *et al.*, 2004). La correlación cruzada en el dominio del tiempo se ha visto más robusta y fiable en situaciones en las que las señales tienen una razón señal-ruido pequeña y además es muy efectiva en la determinación de grandes retardos (Schaff *et al.*, 2004). La coherencia tiene una fuerte dependencia con la presencia de ruido en la señal y disminuye rápidamente para las altas frecuencias, por tanto, la correlación espectral será, en general, más efectiva para señales a baja frecuencia muy coherentes, mientras que su aplicación en trazas ruidosas o que no son completamente similares resultará más crítica e inestable (Augliera *et al.*, 1995; Cattaneo, 1997).

2.1. Análisis de la correlación espectral en el dominio de la frecuencia

Sean dos señales A y B referidas a dos eventos sísmicos que vienen dadas en forma de series temporales discretas $f_a(t)$ y $f_b(t)$, respectivamente. El espectro cruzado $Sc(f)$ de A y B fue definido por Hino (1977) como:

$$Sc(f) = \frac{F_a(f) \cdot F_b(f)^*}{T} = K(f) - iQ(f) \quad (4.1)$$

donde $F_a(f)$ y $F_b(f)$ representan la transformada de Fourier de $f_a(t)$ y $f_b(t)$, respectivamente, * denota el complejo conjugado, T es la longitud de la ventana

temporal y $K(f)$ y $Q(f)$ son la parte real e imaginaria del espectro cruzado. La coherencia $\text{Coh}^2(f)$ y la fase del espectro $\phi(f)$ se pueden calcular a partir de:

$$\text{Coh}^2(f) = \frac{|Sc(f)|^2}{S_a(f) \cdot S_b(f)} \quad (4.2)$$

$$\phi(f) = -\tan^{-1}\left(\frac{Q(f)}{K(f)}\right) \quad (4.3)$$

donde $S_a(f)$ y $S_b(f)$ representan el espectro de A y B, respectivamente. Si las dos señales tienen formas de onda idénticas pero diferentes amplitudes y un retardo τ , $f_b(t)$ puede escribirse en función de $f_a(t)$ mediante una constante k como:

$$f_b(t) = kf_a(t + \tau) \quad (4.4)$$

en cuyo caso se tendría:

$$\text{Coh}^2(f) = 1 \quad (4.5)$$

$$\phi(f) = 2\pi f\tau \quad (4.6)$$

Por tanto, la pendiente de la fase del espectro $\phi(f)$ frente a la frecuencia proporciona la diferencia de tiempo τ entre las señales A y B (Figura 4.1) que se calcula normalmente para ventanas temporales en torno a las fases P y S.

En el caso de señales que no son perfectamente idénticas (como son las de los terremotos) suponiendo una función $n(t)$ que incluye las diferencias de ruido ambiental y las de los propios sismogramas como consecuencia de hipocentros y mecanismos ligeramente diferentes, la relación entre ambas señales sería:

$$f_b(t) = kf_a(t + \tau) + n(t) \quad (4.7)$$

y se obtendría:

$$\text{Coh}^{2'}(f) = \frac{k^2 S_a(f)^2}{S_a(f) \cdot [k^2 S_a(f) + S_n(f)]} \quad (4.8)$$

$$\phi'(f) = 2\pi f\tau \quad (4.9)$$

donde $S_n(f)$ es el espectro del ruido $n(t)$. La fase del espectro tiene la misma dependencia de la frecuencia que en el caso previo en el que no se había introducido la función ruido, por tanto, la diferencia de tiempo τ entre A y B puede estimarse en cualquier caso de la forma descrita anteriormente (Ito, 1985).

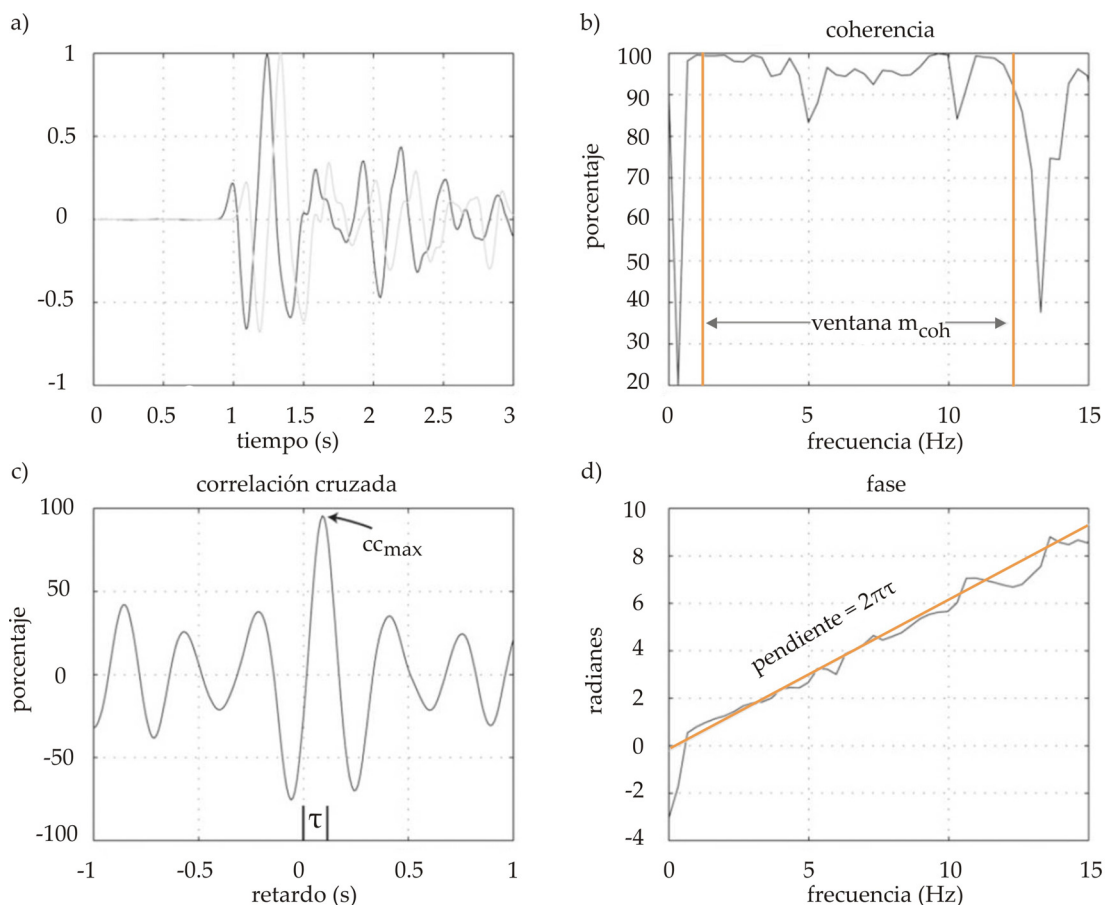


Figura 4.1. Esquema que muestra a) el retardo τ entre dos sismogramas similares y c) su estimación mediante el análisis de la correlación cruzada en el dominio del tiempo. b) y d) representan el análisis espectral cruzado. Las medidas de la similitud vienen dadas por el valor del máximo de la función de correlación cruzada cc_{max} y por la coherencia media m_{coh} . (Schaff *et al.*, 2004).

Figure 4.1. a) Principle of delay estimation τ for two similar traces using c) time-domain cross-correlation and b) and d) the cross spectral approach. Similarity measures are cross correlation coefficient cc_{max} and mean coherence m_{coh} . (Schaff *et al.*, 2004).

2.2. Análisis de la correlación cruzada en el dominio del tiempo

En el dominio del tiempo se emplea comúnmente la correlación cruzada entre formas de onda. La similitud entre dos formas de onda se cuantifica como el valor del máximo $cc_{abk} = cc_{abk}(\tau_{\max})$ de la función de correlación cruzada:

$$cc_{abk} = \frac{\Phi_{abk}(\tau)}{\sqrt{\Phi_{aak}(0) \cdot \Phi_{bbk}(0)}} \quad (4.10)$$

donde $\Phi_{abk}(\tau)$ representa el valor de la función de correlación cruzada de los terremotos a y b a una determinada estación k para los sismogramas separados por una distancia τ , y $\Phi_{aak}(0)$ y $\Phi_{bbk}(0)$ son los valores de autocorrelación de los sismogramas en $\tau = 0$ para normalizar el valor del coeficiente de correlación. Los valores del máximo de la correlación cruzada se determinan mediante ventanas deslizantes en torno a las llegadas de las fases P y S.

Al trabajar con señales digitales se pueden tener problemas debidos a las ventanas seleccionadas y al muestreo de la señal, que limitan la precisión con que se determina el pico máximo de la función de correlación. Estas limitaciones se superan interpolando la función de correlación cruzada en torno al valor del máximo, a partir de una función seno en una ventana centrada en torno al máximo (p.e.: Augliera *et al.*, 1995), a través de polinomios de distinto grado (p.e.: un polinomio de quinto orden, Stich *et al.*, 2001), mediante splines cúbicos (p.e.: Saccorotti *et al.*, 2002 o Almendros *et al.*, 2004), etc. En cualquier caso, el máximo de la función de correlación interpolada es mejor estimador del retardo temporal real que la muestra correspondiente al valor máximo de la función de correlación sin interpolar.

Los resultados de correlación más altos se obtienen para los eventos cuyas señales guardan mayor parecido, aunque en presencia de ruido a altas o bajas frecuencias, las señales pueden mejorarse aplicando un filtro pasobanda común a todas ellas.

Como se vio en la Figura 4.1., ambas metodologías (análisis espectral y correlación cruzada) difieren sustancialmente en la manera en que se determinan los retardos de dos trazas similares. En el análisis en el dominio del tiempo se selecciona el máximo de la función de correlación cruzada y en el dominio de la frecuencia se calcula la coherencia y la fase, a partir de cuya pendiente se obtiene el retardo.

3. Agrupación de multipletes en familias

3.1. *Búsqueda de familias*

Cuando el número de terremotos es pequeño, por ejemplo, porque se trata de una serie sísmica con pocos eventos, las agrupaciones de terremotos similares pueden hacerse de manera cualitativa mediante una simple inspección visual de las formas de onda, como se hace, en los trabajos de Ito (1985) o Augliera *et al.* (1995), por mencionar algunos. No obstante, si se maneja un volumen de datos muy grande, si se quiere buscar agrupaciones de eventos similares en un catálogo completo o si se desea automatizar el proceso, la inspección visual resulta ineficaz e inviable y el problema ha de abordarse desde un punto de vista más formal recurriendo a técnicas de *análisis de clusters* que emplean algoritmos para la detección de familias. El valor del máximo de la función de correlación cruzada de las fases P y S entre pares de eventos para una estación proporciona una medida de la similitud entre las parejas de terremotos. Éste suele ser el punto de partida para identificar familias existiendo una gran variedad de metodologías que pueden emplearse con esa finalidad.

La *agrupación jerárquica* (Israelsson, 1990; Kraft *et al.*, 2006) opera sobre la matriz de correlación de parejas de eventos y consiste en una serie de fusiones de eventos dentro de grupos. Se parte de grupos formados por un solo terremoto y en cada paso del proceso los eventos o grupos de eventos más similares se fusionan. Conforme el agrupamiento avanza, los grupos se fusionan de acuerdo con aquellos miembros que tienen los mayores valores de correlación. La correlación entre grupos viene dada por la mayor correlación entre sus miembros. De esta manera se obtienen los *dendrogramas* o estructuras de grupos en forma de árbol (Israelsson, 1990; Schulte-Theis, 1996; Rowe *et al.*, 2002).

El *método de equivalencia de clases* descrito en Press *et al.* (1988) ha sido ampliamente utilizado y en él se basa la *técnica de evento puente* empleada, por ejemplo, por Aster y Scott (1993) o Cattaneo *et al.* (1995, 1997). Esta técnica considera que si dos parejas de eventos (A,B) y (B,C) que exceden dos determinados umbrales de correlación (uno para la onda P y otro para la onda S) tienen un evento en común (B), entonces los tres terremotos (A, B, C) pertenecerán a una misma familia, incluso si las correlaciones P y

S de la pareja (A,C) está por debajo de los umbrales establecidos. Es decir, (A) y (C) pertenecen a la misma familia por la existencia de ese evento puente (B) que actúa de nexo. El algoritmo de selección basado en esta técnica es muy rápido, pero presenta una desventaja, ya que en ocasiones provoca el colapso de familias al tratar como eventos similares a eventos que pertenecen a clusters diferentes, dando como resultando final un cluster grande que contiene a ambos grupos de eventos.

Para romper esa conexión establecida por el evento puente y para evitar el colapso anterior, Maurer y Deichmann (1995) introdujeron una nueva condición de equivalencia que han de satisfacer los elementos para agruparse en una misma familia, obteniéndose una asociación de clusters más fiable e inequívoca. Se parte del hecho de que las filas de la matriz de correlación de los eventos pertenecientes a una misma familia han de tener un patrón igual o muy similar. Para realzar esa similitud y eliminar aquellos elementos que accidentalmente actúan como evento puente, se define una matriz de correlación modificada mcc que considera los productos escalares normalizados de los valores cc_{ij} , es decir:

$$mcc_{ij} = \frac{\sum_{q=1}^n cc_{iq} cc_{jq}}{\sqrt{\sum_{q=1}^n cc_{iq}^2 \sum_{q=1}^n cc_{jq}^2}} \quad (4.11)$$

A continuación se introduce un umbral de separación U_{SP} , de manera que a los valores de mcc por encima de ese umbral se les asigna un valor 1 y al resto 0. En definitiva, la inclusión de los eventos en una determinada familia se hace según el siguiente procedimiento:

- 1) se toma la primera fila de la matriz mcc y se calcula el producto escalar de ella con el resto de las filas.
- 2) si el producto escalar es mayor que un umbral de asociación de evento, U_A , se detecta un evento asociado con ese primer evento. Si se fija un umbral de separación U_{SP} adecuado, entonces U_A puede fijarse a 1.
- 3) se almacena el número de fila del evento asociado y se elimina dicha fila.
- 4) se toman las filas 2, 3 ... (q-1) y se repite el proceso.

Ferreti *et al.* (2005) establecen una metodología para la detección de familias que se basa en tres pasos:

- 1) establecimiento de un umbral de correlación para cada estación y para cada componente (vertical y horizontales), a partir del valor en que el número de parejas de eventos en función del coeficiente de correlación deja de comportarse como una distribución normal.
- 2) elección para cada estación del valor del coeficiente de correlación que permita elegir el número de familias más similar posible, con un número de eventos lo más semejante, para las tres componentes.
- 3) dentro de un área pequeña en el que las estaciones sísmicas no se encuentren muy distantes, confirmación de cada familia obtenida por más de una sola estación, para así aumentar su certeza.

Otro criterio utilizado (Evangelidis *et al.*, 2008) es incluir en un mismo cluster eventos fuertemente agrupados en el espacio cuyo coeficiente de correlación de P y/o S supere en un cierto número de estaciones un umbral determinado.

Aquí se ha empleado el algoritmo de Maurer y Deichmann (1995), que determina la existencia de familias estableciendo criterios conmutativos de similitud entre parejas de eventos, de manera que aquellas que los satisfagan se asignan directamente a una misma familia. En concreto se fijan tres umbrales, uno para el valor de la similitud de la onda P, otro para el de la onda S y un umbral de separación referido al producto escalar normalizado de las correspondientes filas de la matriz de correlación de la onda S, gracias al cual se eliminan aquellas parejas de eventos que presentan formas de onda similares entre sí, pero cuyo comportamiento no coincide con el del resto de los eventos seleccionados del catálogo, es decir, ya no se permiten familias abiertas, pues para que (A), (B) y (C) pertenezcan a una misma familia, las tres parejas (A,B), (B,C) y (A,C) han de satisfacer los umbrales impuestos.

3.2. Selección del evento maestro

Una vez definidas las familias de eventos similares se elige un evento representativo de la misma, al que se denomina *evento maestro* o evento patrón, con respecto al cual se

calculan las diferencias en los tiempos de llegada que después se emplearán para determinar las localizaciones del resto de los eventos incluidos en la familia.

En principio cualquier evento podría ser escogido como patrón y en trabajos de relocalización en los que se han hecho pruebas tomando eventos diferentes como evento maestro (por ejemplo: Lees, 1998) los resultados obtenidos considerando diferentes maestros eran consistentes, apreciándose sólo pequeñas diferencias que, en general, preservaban las orientaciones espaciales de unos eventos con respecto a otros. No obstante, y desde la consideración de que la forma de onda del evento maestro va a ser correlacionada con los sismogramas del resto de los multipletes de la familia con el objetivo de determinar los tiempos de llegada relativos respecto a él, la elección del evento patrón sí es, en cierta manera, determinante. Es importante que la forma de onda y las llegadas del patrón sean claras y que, a ser posible, el evento haya sido registrado en todas o la mayoría de las estaciones involucradas en el estudio, para así invertir un mayor número de diferencias de tiempos de llegada en el proceso de la determinación de las localizaciones relativas.

Los criterios encontrados en la bibliografía para la elección del evento maestro son muy variados. Uno de ellos es tomar el terremoto cuyas llegadas de la fase P a las distintas estaciones puedan leerse con más claridad (Nishigami, 1987) o aquel que tenga la mayor razón señal-ruido (Moriya *et al.*, 2003). La magnitud también es un parámetro que se ha tomado como criterio, escogiéndose como maestro al evento de mayor magnitud (Xie *et al.*, 1997; Kraft *et al.*, 2006) o bien a un evento con magnitud intermedia para que así su contenido en frecuencia y su sismograma sean lo más similares al resto (Delacou *et al.*, 2005). Otros autores (p.e., Scarfi *et al.*, 2003), han seleccionado como evento maestro al que presenta la máxima similitud, es decir, el valor más alto del coeficiente de correlación, con respecto al mayor número de esclavos dentro de su familia.

Uno de los criterios más extendidos es, sin duda, el de considerar como evento maestro de una familia a aquel terremoto que ha sido registrado por el mayor número de estaciones (Saccorotti *et al.*, 2002) y, dentro de este supuesto, considerar también la calidad de los sismogramas de ese evento en cada una de las estaciones. De esta manera se garantiza el disponer del mayor número de diferencias de tiempo maestro-esclavo posibles. Aquí se ha escogido este criterio, de manera que el maestro para cada

familia es el evento que, habiendo sido registrado por el mayor número de estaciones, presente registros de calidad con llegadas claras de las fases.

4. Determinación de los tiempos de llegada relativos

Si dos eventos están localizados exactamente en el mismo lugar y si las propiedades de la corteza se mantienen invariantes, entonces los retardos en las lecturas de las fases serían iguales en todas las estaciones, representando las diferencias en los tiempos de origen. Las diferencias en los tiempos de llegada de una estación a otra se deben a pequeñas variaciones en la posición de los hipocentros de los dos eventos, así como a pequeños cambios en el modelo de velocidad. Suponiendo un modelo de velocidad uniforme en la zona fuente, la información acerca de la localización relativa de los dos eventos puede extraerse de las pequeñas variaciones de sus tiempos de llegada a las diferentes estaciones.

Algunos autores describen una localización relativa precisa de eventos similares obteniendo los tiempos relativos mediante una correlación cruzada en el dominio de la frecuencia (p.e.: Poupinet *et al.*, 1984; Scherbaum y Wandler, 1986; Frémont y Malone, 1987; Got *et al.*, 1994; Waldhauser y Ellsworth, 2000) o en el dominio del tiempo (p.e.: Console y Di Giovambattista, 1987; Pechmann y Thorbjarnardottir, 1990; Maurer y Deichmann, 1995; Cattaneo *et al.*, 1999; Schaff y Richards, 2004a, 2004b). Ambas metodologías ya se han descrito en los apartados 2.1 y 2.2.

En este caso, para determinar las diferencias entre los tiempos de llegada en el dominio del tiempo se ha utilizado un procedimiento similar al empleado para la detección de multipletes, es decir: se ha correlacionado en el dominio del tiempo cada esclavo de una familia con el evento maestro de la misma, calculándose el retardo de uno respecto al otro a partir del máximo de la función de correlación cruzada. De manera muy general, el procedimiento seguido ha sido el siguiente:

- Dada una familia, para cada estación se ha buscado la máxima correlación de cada uno de sus eventos con respecto al maestro.
- Obtenidas las matrices de correlación cruzada, se ha fijado un cierto umbral del valor del máximo de la correlación. Para el estudio se han eliminado aquellos

eventos cuyo coeficiente estuviese por debajo de dicho umbral, lo que no significa que esos eventos no pertenezcan a la familia (las familias se han determinado previamente con el algoritmo de Maurer y Deichmann, 1995), sino que esas diferencias de tiempo entre ese esclavo y el maestro no se tienen en cuenta en la relocalización.

- En la elección del umbral la inspección visual de las formas de onda del maestro y de los esclavos juega un papel muy importante, y en ocasiones se han debido eliminar terremotos que, a priori y por el valor del máximo de la correlación, se habrían incluido en la inversión.
- Finalmente se han obtenido para cada estación las diferencias de tiempo esclavos-maestro en función de la máxima correlación y de la lectura original de cada evento, con una precisión incrementada en un orden de magnitud, por la interpolación con splines cúbicos llevada a cabo en el proceso de correlación (Press *et al.*, 1992; Saccorotti *et al.*, 2002).

5. Localización relativa con evento maestro.

5.1. *Sistema de ecuaciones*

La *localización con evento maestro*, como todas las técnicas de localización conjunta de eventos, asume que si la separación hipocentral entre un conjunto de terremotos es pequeña comparada con la distancia evento-estación y con la escala de longitud de las heterogeneidades, entonces los caminos de propagación del rayo entre una zona fuente y una determinada estación son similares y los errores debidos a la estructura de velocidad tienen un valor aproximadamente constante para tiempos medidos en dicha estación (Kraft *et al.*, 2006).

Las diferencias de tiempos de llegada entre el evento maestro y los esclavos de una cierta familia se explican por la diferencia en el tiempo origen y también por la diferencia en los tiempos de viaje, esta última debida a caminos de propagación de diferente longitud y marcada por la posición relativa entre ambos eventos.

El problema de la localización relativa puede tratarse adecuadamente mediante una aproximación lineal gracias a que la longitud de la distribución espacial de cada familia es del mismo orden que las longitudes de onda involucradas en el estudio. Esta aproximación lineal implica las siguientes asunciones para cada familia:

- ✓ velocidad de propagación de las ondas constante en el volumen hipocentral.
- ✓ caminos de propagación paralelos de los rayos de todos los terremotos respecto a una estación (Figura 4.2.)
- ✓ variaciones temporales despreciables del campo de propagación de la velocidad entre eventos (Poupinet *et al.*, 1984; Haase *et al.*, 1995).

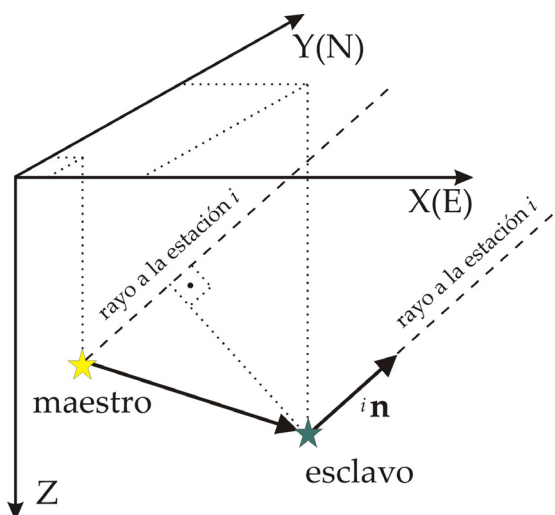


Figura 4.2. Geometría del problema de localización relativa. Se ha representado el trazado del rayo del evento maestro y de uno de los esclavos de la familia a una determinada estación. Los caminos de propagación a la estación son paralelos.

Figure 4.2. Geometry of the relative location problem. For a family, rays from the master and one of the slave events to a station have been represented. Ray paths to the station are parallel.

La ecuación que gobierna la localización con evento maestro puede deducirse de la Figura 4.2 en la que se muestra un esquema con la geometría del problema. La diferencia de tiempos de llegada para una fase entre el evento maestro y el esclavo a una determinada estación viene dada por la diferencia de tiempo origen y la proyección del vector de relocalización \mathbf{f} en el camino del rayo \mathbf{n} , siendo v la velocidad de propagación de la fase (P o S):

$$\Delta t = T_0 - \frac{\mathbf{f} \cdot \mathbf{n}}{v} \quad (4.12)$$

A partir de m diferencias de tiempo, Δt_i , determinadas por las llegadas de las fases P y S a las diferentes estaciones consideradas, se obtiene un sistema de m ecuaciones lineales con cuatro incógnitas: las tres componentes del vector de relocalización Δx , Δy , Δz y la diferencia de tiempo origen ΔT_0 . Este sistema se escribe en forma de una matriz \mathbf{G} , $m \times 4$.

$$\begin{pmatrix} \Delta t_{P,sta1} \\ \Delta t_{S,sta1} \\ \Delta t_{P,sta2} \\ \Delta t_{S,sta2} \\ \dots \\ \Delta t_{P,sta k} \\ \Delta t_{S,sta k} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & -\frac{n_{sta1,x}}{V_P} & -\frac{n_{sta1,y}}{V_P} & -\frac{n_{sta1,z}}{V_P} \\ 1 & -\frac{n_{sta1,x}}{V_S} & -\frac{n_{sta1,y}}{V_S} & -\frac{n_{sta1,z}}{V_S} \\ 1 & -\frac{n_{sta2,x}}{V_P} & -\frac{n_{sta2,y}}{V_P} & -\frac{n_{sta2,z}}{V_P} \\ 1 & -\frac{n_{sta2,x}}{V_S} & -\frac{n_{sta2,y}}{V_S} & -\frac{n_{sta2,z}}{V_S} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & -\frac{n_{sta k,x}}{V_P} & -\frac{n_{sta k,y}}{V_P} & -\frac{n_{sta k,z}}{V_P} \\ 1 & -\frac{n_{sta k,x}}{V_S} & -\frac{n_{sta k,y}}{V_S} & -\frac{n_{sta k,z}}{V_S} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \Delta T_0 \\ \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{pmatrix} \quad (4.13)$$

Es decir, resulta una matriz \mathbf{G} que conecta los datos \mathbf{d} y el modelo \mathbf{m} :

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} \quad (4.14)$$

Los elementos de la matriz \mathbf{G} dependen del modelo de velocidad del terreno, de la localización absoluta de las familias y de la geometría de la red de estaciones. \mathbf{n} viene dado como el vector normalizado que va desde el evento a la estación.

5.2. El problema de la inversión

En Geofísica, el problema de la inversión puede verse como el intento por ajustar la respuesta matemática de un modelo específico terrestre con una serie finita de observaciones obtenidas de la naturaleza. El fin último de la inversión es la obtención de una estimación de los valores de los parámetros del modelo establecido a través de

un proceso iterativo que concluye cuando se consigue un ajuste satisfactorio entre la respuesta del modelo y los datos observados (Lines y Treitel, 1984).

El principio fundamental del que parte el problema inverso es que los parámetros del modelo y los datos están relacionados. Precisamente la relación que los vincula es lo que se conoce como *modelo*. En problemas reales la relación entre parámetros y datos suele ser complicada, sin embargo, en términos generales la relación que guardan puede expresarse a partir de las L ecuaciones necesarias para representar al modelo:

$$\begin{aligned} \mathbf{f}_1 &= (\mathbf{d}, \mathbf{m}) = 0 \\ \mathbf{f}_2 &= (\mathbf{d}, \mathbf{m}) = 0 \\ &\dots \\ \mathbf{f}_L &= (\mathbf{d}, \mathbf{m}) = 0 \end{aligned} \tag{4.15}$$

O bien, en forma más compacta, como el vector de ecuaciones:

$$\mathbf{f}(\mathbf{d}, \mathbf{m}) = 0 \tag{4.16}$$

Los problemas de inversión simples pueden expresarse a través de la ecuación lineal explícita $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$, con \mathbf{d} el vector de datos, \mathbf{G} la matriz denominada núcleo de los datos y \mathbf{m} el vector de parámetros del modelo. Ese es precisamente el tipo de ecuación que se debe resolver para obtener las localizaciones relativas de los eventos de cada familia en función del evento maestro.

5.3. *Inversión por mínimos cuadrados*

El método para resolver el problema inverso se basa en las medidas de la dispersión que hay entre los datos observados, \mathbf{d}^{obs} , y los datos sintéticos, \mathbf{d}^{sin} , a partir de un conjunto de parámetros estimados, \mathbf{m}^{est} :

$$\mathbf{d}^{\text{sin}} = \mathbf{Gm}^{\text{est}} \tag{4.17}$$

Se buscan, por tanto, los valores de los parámetros que hacen que los datos sintéticos sean lo más parecidos a los observados. Para evaluar este parecido se define la función error que determina la diferencia existente entre los pares de datos:

$$\mathbf{e}_i = \mathbf{d}_i^{\text{obs}} - \mathbf{d}_i^{\text{sin}} \quad (4.18)$$

El mejor ajuste lo proporciona el conjunto de datos que hace que la función longitud euclidiana de \mathbf{e} adquiera el valor mínimo:

$$\mathbf{E} = \sum_{i=1}^N \mathbf{e}_i^2 \quad (4.19)$$

En concreto se toma la función norma L2, que se define como:

$$L2 = \left[\sum_i |\mathbf{e}_i|^2 \right]^{1/2} \quad (4.20)$$

Aunque, como ya se ha comentado, la norma L2 es más sensible ante la presencia de datos dispersos o anómalos y requiere formalmente de una distribución de errores gaussiana, por contra facilita la resolución del problema inverso usando, por ejemplo, la *descomposición en valores singulares*, que se explicará más adelante.

Siguiendo con la solución por mínimos cuadrados la diferencia que define \mathbf{e} puede expresarse como:

$$\mathbf{e} = \mathbf{G} \mathbf{m}^{\text{est}} - \mathbf{d}^{\text{obs}} \quad (4.21)$$

de manera que la norma L2 expresada a través del producto interior de \mathbf{e} quedaría como:

$$\mathbf{E} = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^T (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) \quad (4.22)$$

Para encontrar el valor de los parámetros que hagan mínima esta función ha de cumplirse que:

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial \mathbf{m}} = 0 \quad (4.23)$$

o lo que es lo mismo:

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{m}} (\mathbf{m}^T \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} - \mathbf{d}^T \mathbf{G} \mathbf{m} - \mathbf{m}^T \mathbf{G}^T \mathbf{d} + \mathbf{d}^T \mathbf{d}) = 0 \quad (4.24)$$

Efectuando la diferenciación llegamos a la *ecuación normal*:

$$\mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{m} = \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (4.25)$$

pudiéndose obtener \mathbf{m} a través de la inversa de $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$:

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (4.26)$$

Hay diferentes técnicas matemáticas para resolver esta ecuación. Aquí se ha empleado el método de *descomposición de la matriz G en sus valores singulares*, utilizado por diversos autores (p.e.: Aki y Richards; 1980, Lee y Stewart, 1981; Lines y Treitel; 1984, Lay y Wallace; 1996) al describir la técnica de inversión por mínimos cuadrados y la manera en que ésta se aplica a diversos problema de Geofísica.

Este método parte del teorema del algebra lineal que dice que cualquier matriz rectangular \mathbf{G} $m \times n$ ($m \geq n$) puede descomponerse en el producto de tres matrices: una matriz columna $m \times n$ ortogonal (\mathbf{U}), una matriz $n \times n$ diagonal (\mathbf{A}) cuyos elementos en la diagonal principal son los valores singulares (las raíces cuadradas positivas de los autovalores) de \mathbf{G} , y una tercera matriz que es la traspuesta de una matriz \mathbf{V} $n \times n$ y ortogonal.

$$\mathbf{G} = \mathbf{U} \mathbf{A} \mathbf{V}^T \quad (4.27)$$

Para estas matrices se cumple que:

$$\mathbf{U}^T \mathbf{U} = \mathbf{V}^T \mathbf{V} = \mathbf{V} \mathbf{V}^T = \mathbf{1} \quad (4.28)$$

Si \mathbf{G} es una matriz cuadrada y no singular, la matriz inversa \mathbf{G}^{-1} puede calcularse fácilmente mediante:

$$\mathbf{G}^{-1} = \mathbf{V} \mathbf{A}^{-1} \mathbf{U}^T \quad (4.29)$$

En el caso de una matriz \mathbf{G} sobredeterminada y no singular, \mathbf{G}^{-1} puede definirse como indica la ecuación (4.29), recibiendo el nombre de *inversa generalizada*.

Sustituyendo los resultados anteriores en la ecuación normal (4.25) se obtiene:

$$\begin{aligned}\mathbf{m} &= (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} = (\mathbf{V} \mathbf{A} \mathbf{U}^T \mathbf{U} \mathbf{A} \mathbf{V}^T)^{-1} \mathbf{V} \mathbf{A} \mathbf{U}^T \mathbf{d} = \\ &= (\mathbf{V} \mathbf{A}^2 \mathbf{V}^T)^{-1} \mathbf{V} \mathbf{A} \mathbf{U}^T \mathbf{d} = \mathbf{V} \mathbf{A}^{-2} \mathbf{V}^T \mathbf{V} \mathbf{A} \mathbf{U}^T \mathbf{d}\end{aligned}\quad (4.30)$$

y aplicando (4.28) se llega finalmente a la solución buscada:

$$\mathbf{m} = \mathbf{V} \mathbf{A}^{-1} \mathbf{U}^T \mathbf{d} \quad (4.31)$$

5.4. Errores de los parámetros del modelo

La insuficiencia de datos reales implica una serie de limitaciones en la precisión de la inversión de los resultados. La ecuación (4.31) puede reescribirse como:

$$\mathbf{m} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\mathbf{u}_i \cdot \mathbf{d}}{\lambda_i} \right) \mathbf{v}_i \quad (4.32)$$

con λ_i los elementos de la diagonal principal de \mathbf{A} (raíces cuadradas positivas de los autovalores de \mathbf{G}), \mathbf{u}_i los vectores de \mathbf{U} (autovectores de \mathbf{G}) y \mathbf{v}_i los vectores de \mathbf{V} .

Si se incluyen los *errores de los datos*, $\delta \mathbf{d}$, en la ecuación anterior quedaría como:

$$\mathbf{m} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\mathbf{u}_i \cdot \mathbf{d}}{\lambda_i} \right) \mathbf{v}_i \pm \left(\frac{\mathbf{u}_1 \cdot \delta \mathbf{d}}{\lambda_1} \right) \mathbf{v}_1 \pm \dots \pm \left(\frac{\mathbf{u}_n \cdot \delta \mathbf{d}}{\lambda_n} \right) \mathbf{v}_n \quad (4.33)$$

Los *ejes principales del elipsoide de error* vienen dados por los vectores columna \mathbf{v}_i de la matriz de descomposición. La longitud de los ejes de error depende de los valores propios y de los errores de los datos. Las desviaciones estándar de los vectores de datos tienen que ser pesadas mediante su proyección en los vectores columna \mathbf{u}_i , para así tener en cuenta la contribución variable de los valores de los datos a la solución. Los \mathbf{v}_i son linealmente independientes y los errores pueden ser añadidos a través de la raíz cuadrada del error cuadrático medio, lo cual conduce a la matriz de covarianza diagonal del modelo, $\text{cov}' \mathbf{m}$, definida por Lay y Wallace (1996) como:

$$\text{cov}' \mathbf{m} = \mathbf{D}^{-2} \cdot \mathbf{U}^T \cdot \text{cov} \mathbf{d} \cdot \mathbf{U} \quad (4.34)$$

La matriz de covarianza de los datos, $\text{cov} \mathbf{d}$, contiene en su diagonal principal el cuadrado de las desviaciones estándar de los datos.

La matriz de covarianza en coordenadas cartesianas es (Lay y Wallace, 1996):

$$\text{cov } \mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1} \cdot \text{cov } \mathbf{d} \cdot (\mathbf{G}^{-1})^T \quad (4.35)$$

En general, los ejes principales del elipsoide de error no coinciden con los ejes de coordenadas cartesianas y $\text{cov } \mathbf{m}$ no es diagonal. Usando (4.29) se puede demostrar que la transformación de coordenadas \mathbf{V} proporciona la matriz $\text{cov}' \mathbf{m}$ (4.34):

$$\begin{aligned} \text{cov } \mathbf{m} &= \mathbf{V} \mathbf{D}^{-1} \mathbf{U}^T \cdot \text{cov } \mathbf{d} \cdot (\mathbf{V} \mathbf{D}^{-1} \mathbf{U}^T)^T \\ &= \mathbf{V} \mathbf{D}^{-1} \mathbf{U}^T \cdot \text{cov } \mathbf{d} \cdot \mathbf{U} \mathbf{D}^{-1} \mathbf{V}^T \\ &= \mathbf{V} (\mathbf{D}^{-2} \cdot \mathbf{U}^T \cdot \text{cov } \mathbf{d} \cdot \mathbf{U}) \mathbf{V}^T \\ &= \mathbf{V} \cdot \text{cov}' \mathbf{m} \cdot \mathbf{V}^{-1} \end{aligned} \quad (4.36)$$

Los coeficientes de (4.33) o las raíces cuadradas de los elementos de la diagonal principal de la matriz de covarianza dan la longitud de los ejes principales del elipsoide de error.

6. Aplicación a la serie sísmica de La Paca (Murcia) de 2005.

6.1. Introducción: marco sísmico y tectónico

La Región de Murcia se localiza en el extremo oriental de la Cordillera Bética, la cual se divide en dos grandes zonas, las Zonas Internas y las Zonas Externas, cuyo contacto es tectónicamente complejo y está formado por sistemas de fallas de diferentes direcciones. Uno de los principales sistemas entre ambas estructuras es la falla de Crevillente (FCR) o de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1990; Buforn *et al.*, 2005), que básicamente se comporta desde el Tortoniense-Messiniense (Mioceno tardío 11.6–7.2 Ma) como una zona de fallas de desgarre sinestrosa con dirección NE-SW (60°–90°) (Sanz de Galdeano, 1990). En la zona de Mula-Bullas el régimen de cizalla parece estar dominado por un régimen de esfuerzos con una dirección principal σ_1 que varía desde prácticamente N-S (p.e.: Mancilla *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2003a, 2006) hasta NNW-SSE (p.e.: Vidal, 1986; Sanz de Galdeano y Buforn, 2005). La sismicidad en la zona se ha asociado con los diferentes sistemas de falla, incluyendo la FCR. Dicha actividad está

caracterizada por mecanismos focales que son principalmente de desgarre (Stich *et al.*, 2003a; 2006). La región estaría afectada por, al menos, tres grandes sistemas de fallas, que de norte a sur serían: la falla de Crevillente (FCR), la falla Norbética (FNB) y la falla de Alhama de Murcia (FAM). Además también se encuentran diferentes subsistemas de fallas paralelas y transversales de menor dimensión, presentando estas últimas generalmente alineación en dirección NNW-SSE (Santoyo y Luzón, 2008, Figura 4.3).

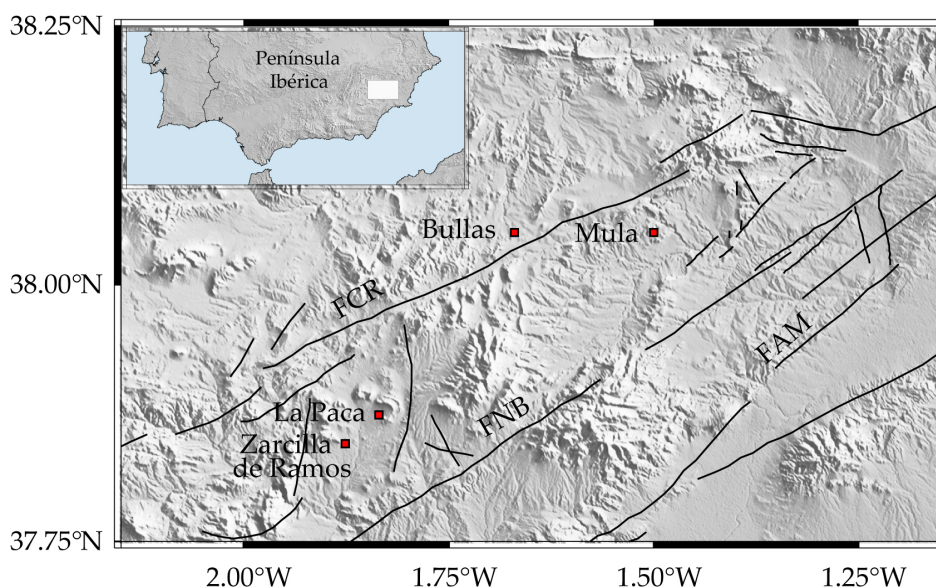


Figura 4.3. Marco tectónico de la zona de estudio. Se indican las trazas de las principales fallas: FCR (falla de Crevillente), FNB (falla Norbética) y FAM (falla de Alhama de Murcia). Además se han señalado las localidades próximas a las tres series sísmicas recientes (véase texto). En el marco superior izquierdo se representa la localización de la zona de estudio (recuadro blanco) dentro de la Península Ibérica. (Adaptada de Santoyo y Luzón, 2008).

Figure 4.3. Tectonic setting of the study area. The traces of the main faults are plotted: FCR (Crevillente fault), FNB (Norbetic fault) and FAM (Alhama de Murcia fault). Villages close to the location of the three seismic series (see text) are also indicated. In the left upper corner the location of the study area (white coloured box) in the Iberian Peninsula is represented. (Adapted from Santoyo y Luzon, 2008).

Desde un punto de vista sísmico, el extremo oriental de la Cordillera Bética se caracteriza por un nivel de actividad moderado. Durante la época instrumental la Región de Murcia se ha visto afectada por una docena de terremotos de magnitud mayor o igual a 4.0 y en los registros históricos se encuentran un gran número de terremotos históricos relevantes que provocaron importantes daños (Figura 4.4.). El más notable de todos ellos fue el terremoto de 1829, que aunque tuvo su epicentro en Torrevieja (Alicante), con una intensidad máxima $I_{\max} = IX-X$ en la zona epicentral y

una magnitud estimada $M_s = 6.9$ (Muñoz y Udías, 1991) fue sentido ampliamente en la Región de Murcia con grado VII (por ejemplo: Murcia, Lorquí), VI (por ejemplo: Ceutí, Cartagena) o V (Totana, Mula, Jumilla, Fortuna, etc.) (Vidal, 1986). En 1674 comenzó una serie sísmica en Lorca (Murcia) cuyo terremoto principal tuvo una intensidad $I=VIII$ (MSK). Dieciocho días antes en la misma zona había tenido lugar un terremoto de intensidad VII (MSK). Martínez-Díaz (1998) interpreta esos dos terremotos como terremotos compuestos (Scholz, 1990) que se explicarían por la interacción entre fallas activas próximas. En 1911 dos terremotos con epicentros cercanos, uno cerca de Torres de Cotillas y otro próximo a Lorquí (magnitudes estimadas $M_s = 5.7$ y 5.3 , respectivamente, Bufo *et al.*, 2005) alcanzaron una intensidad máxima de VII-VIII, la misma intensidad que alcanzó otro terremoto en el año 1948 localizado en Cehegín. La sismicidad ocurrida en la Región de Murcia durante los cincuenta años posteriores al sismo de 1948 fue poco relevante (a excepción de la serie de Lorca de 1977, m_b 4.2) hasta el año 1999 en el cual se inició la primera de tres series sísmicas consecutivas ocurridas en zonas muy próximas en un período de seis años (febrero de 1999 a enero de 2005).

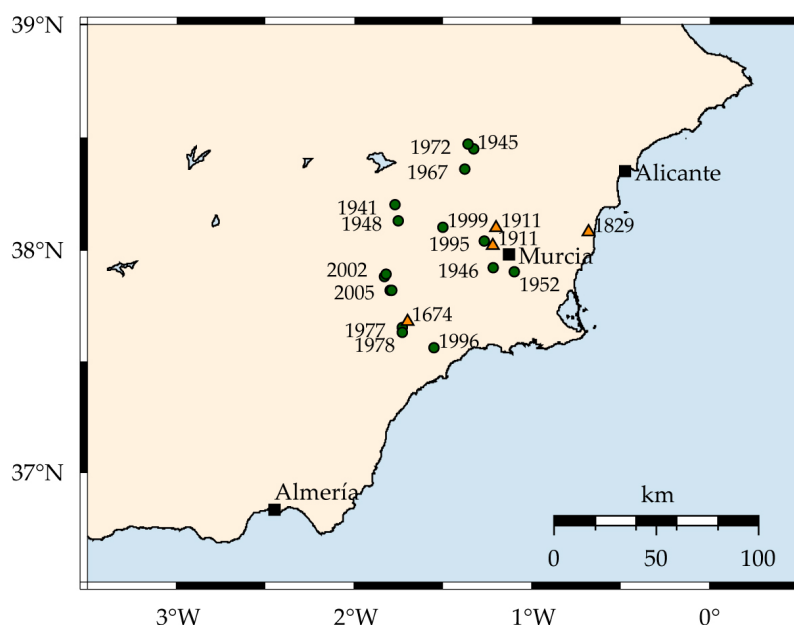


Figura 4.4. Mapa con las localizaciones de los principales terremotos históricos ($I_{max} \geq VIII$) – representados por triángulos – y de los eventos con magnitud ≥ 4.0 registrados durante la época instrumental – representados por círculos – que han afectado a la Región de Murcia.

Figure 4.4. Map with locations of the main historical events ($I_{max} \geq VIII$) – represented by triangles – and of the instrumental events with magnitude ≥ 4.0 – represented by circles – that have affected the Region of Murcia.

La primera de las series comenzó el 2 de febrero de 1999 con un terremoto principal de magnitud M_w 4.8 localizado cerca de Mula. La segunda empezó el 6 de agosto de 2002 al noreste de La Paca y su terremoto principal tuvo magnitud M_w igual a 5.0. Finalmente, el 29 de enero de 2005 comenzó la tercera serie sísmica, al sureste de La Paca, con un evento de magnitud M_w igual a 4.8. Los tres terremotos principales de estas series tienen focos poco profundos y sus mecanismos focales son predominantemente de fallas de desgarre (Mancilla *et al.*, 2002; Martínez-Díaz *et al.*, 2002; Stich *et al.*, 2003a, 2006; Buforn *et al.*, 2006; Cesca *et al.*, 2006; Benito *et al.*, 2007). En el mapa de la Figura 4.5 se han representado los epicentros preliminares de los terremotos incluidos en cada una de las series.

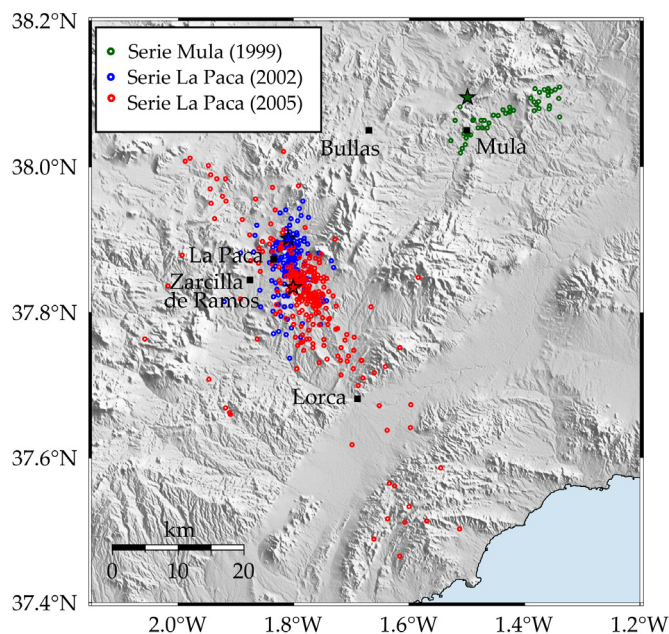


Figura 4.5. Localizaciones de las tres series ocurridas en la Región de Murcia en la última década: Mula 1999 (círculos verdes), La Paca 2002 (círculos azules) y 2005 (círculos rojos). Los sismos principales de las series se indican mediante estrellas en los colores respectivos.

Figure 4.5. Locations of the three seismic series occurred in Murcia Region during the last decade: Mula 1999 (green circles), La Paca 2002 (blue circles) and La Paca 2005 (red circles). Mainshocks of the three series have been represented by coloured stars.

En el caso de la serie de Mula de 1999 las coordenadas epicentrales se han tomado del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional disponible en su página web (<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp>). Por otra parte las localizaciones de los terremotos de las series de La Paca de 2002 y de 2005 se han obtenido a partir de las formas de onda registradas por estaciones tanto del IAG, del IGN y del ROA y la

Universidad Complutense de Madrid incluidas dentro de la red mundial de Geofon. Esas formas de onda fueron solicitadas a través del correo electrónico mediante pedido automáticos en formato *breqfast* y posteriormente obtenidas vía ftp para el caso de las estaciones integradas en Geofon, y facilitadas por el propio IGN, quien puso a nuestra disposición los registros de sus estaciones. Como se observa en la Figura 4.5, la serie de Mula de 1999 se localiza a unos 40 km al noreste de la zona de ocurrencia de las otras dos series, próximas a la localidad de La Paca. Los epicentros de las series de 2002 y 2005 están muy próximos en el espacio, localizándose el sismo principal de la serie de 2002 al noreste de La Paca y el de la serie de 2005 al sureste de dicha población. La serie de 2002 se denominó inicialmente serie de Bullas, aunque a la vista de la localización epicentral, alejada de dicha población, y cercana a La Paca, que fue la que sufrió mayores daños (IGN, 2002), en este trabajo se ha denominado serie de La Paca de 2002.

Santoyo y Luzón (2008) han estudiado la relación entre la sismicidad asociada a las tres series sísmicas recientes en Murcia y los cambios de esfuerzos cosísmicos producidos por los eventos más grandes, concluyendo que el efecto de la serie de Mula de 1999 sobre las series de La Paca de 2002 y 2005 es muy bajo, siendo poco probable su influencia en el disparo de los terremotos de estas series. Por contra, el sismo principal de 2002 si pudo influenciar fuertemente el disparo de sus réplicas y la ocurrencia del evento principal de 2005. Los cambios de esfuerzos producidos por las dos últimas series podrían haber generado una zona de acumulación de esfuerzos que no necesariamente ya se han relajado.

6.2. Descripción de la serie de 2005.

Esta tercera serie sísmica en seis años en la Región de Murcia comenzó en la mañana del 29 de enero de 2005 con un terremoto de M_w 4.8 a las 07:41:31. Este sismo fue sentido con una intensidad máxima de VII y VI-VII (EMS-98) en las pedanías de La Paca y Zarcilla de Ramos próximas al epicentro, causando sorprendentemente daños de consideración para un evento de esta magnitud (Buforn *et al.*, 2006; Benito *et al.*, 2007). Varias réplicas fueron sentidas por la población: el 29 de enero a las 08:10:57 (M_w 3.6), el 3 de febrero a las 11:40:33 (M_w 4.2) y el 4 de febrero a las 01:09:41 (M_w 3.9). La actividad sísmica disminuyó desde el 29 de enero hasta el 3 de febrero, cuando un

nuevo terremoto de M_w 4.2 disparó la tasa de actividad, con 76 eventos registrados ese día y 61 el día 4 de febrero, seguidos de un número considerable de réplicas (Ocaña *et al.*, 2008b). Aunque la evolución total de la serie parece compleja, cada uno de los dos máximos de actividad considerados de manera independiente satisface la ley de Omori del decaimiento temporal de la actividad y la relación de Gutenberg-Richter de magnitud-frecuencia, arrojando valores del parámetro b iguales a 0.64 y 0.9, respectivamente (Benito *et al.*, 2007).

La serie de 2005 ha sido objeto de estudio en esta Tesis ya que para ella se dispone de un número suficiente de datos digitales de buena calidad para poder realizar su análisis.

Selección de terremotos

Para llevar a cabo la selección de los eventos pertenecientes a la serie se ha partido del catálogo de terremotos del IAG al que se le han aplicado sendas ventanas de búsqueda espacial (longitud 2.4° W – 1.2° W y latitud 37.3° N – 38.3° N) y temporal (del 29-01-2005 al 20-02-2005, época de mayor actividad de la serie). Estas coordenadas espaciales abarcan aproximadamente 60 km en torno al epicentro del terremoto principal, localizado entre los núcleos de La Paca y Zarcilla de Ramos, por lo que dentro de esa área estarían incluidos todos los eventos pertenecientes a la serie. Al no haber ocurrido en los días anteriores ningún evento premonitorio, la fecha de inicio de la serie viene fijada por la ocurrencia del terremoto principal (en la Figura 4.6.A se observa que el catálogo sólo incluye un terremoto ocurrido dos semanas antes del inicio de la serie con epicentro en la zona pero lejano a la distribución de réplicas). El conjunto de eventos de la serie lo componen los terremotos ocurridos desde el principio de la misma hasta la fecha en que se ha observado una drástica disminución en la tasa de crecimiento de la actividad sísmica respecto a la de semanas anteriores (Figura 4.6.B). Aunque después del 20 de febrero siguieron produciéndose sismos dispersos en el tiempo que por su localización espacial podrían pertenecer a la serie, se han dejado fuera del análisis por tener una dependencia temporal más débil que los eventos seleccionados.

Un primer análisis temporal de la serie (Figura 4.6) pone de manifiesto que el sismo principal del 29 de enero de 2005 fue seguido por un número importante de réplicas. La más importante ($M_w = 4.2$), ocurrida el 3 de febrero de 2005, pudo suceder por un cambio en la situación de esfuerzos, que tuvo como consecuencia la reactivación de la sismicidad en la zona, hasta aproximadamente el 11 de febrero, cuando la actividad empieza a decaer volviéndose un poco más dispersa en relación a los días anteriores.

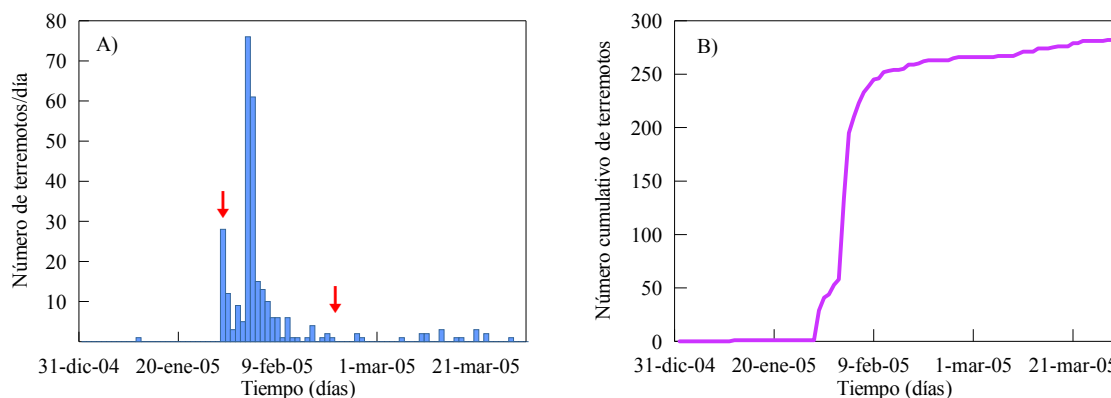


Figura. 4.6. A) Histograma del número de terremotos por día en función del tiempo (las flechas marcan el principio y el final de la serie considerados en este estudio). Los días de mayor actividad coinciden con el día de comienzo de la serie (28 eventos) y con los días en que ocurrieron las dos réplicas más importantes (3 de febrero y 4 de febrero con 76 y 61 eventos, respectivamente). B) Curva que representa el número acumulativo de terremotos en función del tiempo. Los aumentos más fuertes de la actividad se observan igualmente los días 29 de enero, 3 y 4 de febrero.

Figure 4.6.A) Histogram of the daily number of earthquakes versus time (arrows indicate the beginning and the end of the sequence considered in this study). Days of greater activity coincide with the date of beginning of the sequence (28 events) and with the date when the two most important aftershocks occurred (3 February and 4 February, with 76 y 61 events, respectively). B) Line representing the cumulative number of earthquakes as a function of time. The greater increments of activity are also observed on days 29 January, 3 and 4 February.

Tras la selección de eventos aplicando los criterios señalados anteriormente, el volumen final de datos obtenido ha sido de 262 terremotos con magnitudes m_a entre 1.2 y 4.9 (Figura 4.7.A) y con profundidades en su mayoría localizadas en el rango que se extiende de 0 a 15 km, es decir, terremotos que ocurren en la corteza superior (Figura 4.7.B).

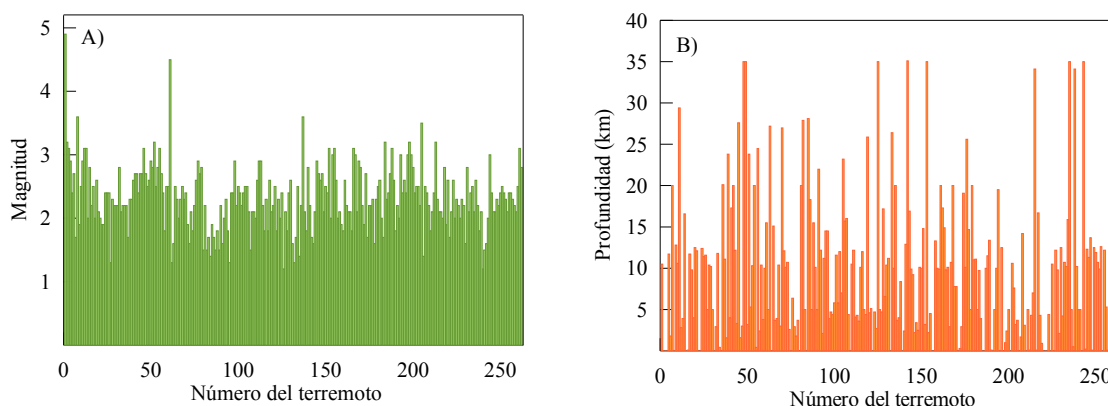


Figura 4.7. Diagramas de barras que muestran la evolución temporal de la magnitud (A) y de la profundidad (B) de los eventos durante la serie. El eje horizontal representa el número asignado a cada evento en el catálogo en orden cronológico.

Figure 4.7 Bar diagrams showing time evolution of magnitude (A) and depth (B) of the events during the sequence. The horizontal axis represents the number assigned to each event in chronological order according to the catalogue.

Estaciones sísmicas

La Red Sísmica del IAG posee en la franja oeste de la zona epicentral, a una distancia de entre 30-100 km, cuatro estaciones de banda ancha (VELZ, SESP, ASCB y ACLR). Para poder disponer de una mejor cobertura de estaciones de la zona de estudio, se han incorporado también los registros de estaciones localizadas al este de la zona epicentral, en concreto de las estaciones EMUR y ETOB (de la Red Sísmica Nacional del IGN) y de la estación CART (estación perteneciente al ROA y a la Universidad Complutense, integrada en la red mundial de estaciones Geofon). El tiempo de estas estaciones es individual e independiente y se obtiene mediante un receptor GPS. En la Tabla 4.2 se recoge información referente a las siete estaciones sísmicas, cuya localización se ha representado en la Figura 4.8.

Las formas de onda de los eventos registrados por esas tres estaciones ajenas a la Red del IAG se han obtenido de diferente manera. El propio IGN facilitó el acceso a toda la información de la serie existente en sus oficinas en Madrid, en concreto los datos de las estaciones EMUR y ETOB. Esas formas de onda, en formato CSS se han transformado a formato SeisAn. En el caso de la estación CART, las formas de onda se han solicitado mediante pedidos automáticos en formato *breqfast* (Geofon) a los correspondientes servidores informáticos y posteriormente se han descargado mediante ftp. El formato original de los registros de esta estación, *mseed*, se ha convertido también a formato

SeisAn para su posterior análisis. Para la mayoría de los eventos se dispone de las trazas de las siete estaciones, aunque la calidad de los registros para algunos de los terremotos de magnitud más pequeña no es lo suficientemente buena. Con todas las formas de onda de las siete estaciones se ha creado una base de datos específica de la serie de La Paca de 2005.

Tabla 4.2. Listado de las estaciones utilizadas para la localización relativa de la serie de La Paca de 2005.

Table 4.2. List of the stations used for the relative location of 2005 La Paca seismic sequence.

Nombre	Muestreo (Hz)	Centro	Lon (°)	Lat (°)	Altitud (m)	Localización
ACLR	50	IAG	-2.582	37.189	1495	Calar Alto (Almería)
ASCB	50	IAG	-2.005	37.039	550	Sierra Cabrera (Almería)
CART	20	ROA/UCM /Geofon	-1.001	37.586	65	Cartagena (Murcia)
EMUR	100	IGN	-1.240	37.842	574	Murta (Murcia)
ETOB	100	IGN	-1.547	38.644	855	Tobarra (Albacete)
SESP	50	IAG	-2.545	38.120	1528	Santiago de la Espada (Jaén)
VELZ	50	IAG	-1.988	37.583	1000	Vélez Rubio (Almería)

Localización inicial

Como punto de partida para nuestro análisis se ha realizado una localización individual de los eventos en el sentido tradicional, integrando la información disponible de las estaciones sísmicas de los diferentes Centros. Para todos los eventos se han marcado las llegadas de las fases P y S y se les ha asignado un peso en función de la calidad y la claridad del picado. También se ha marcado la coda, para obtener a partir de su duración la magnitud del evento, según la fórmula de De Miguel *et al.* (1988). Se ha procedido entonces a la localización individual de cada uno de los eventos usando el programa *Hypocenter* (Lienert y Havskov, 1995) incluido en el paquete SeisAn. La distribución espacial de los epicentros así calculados se muestra en la Figura 4.8.

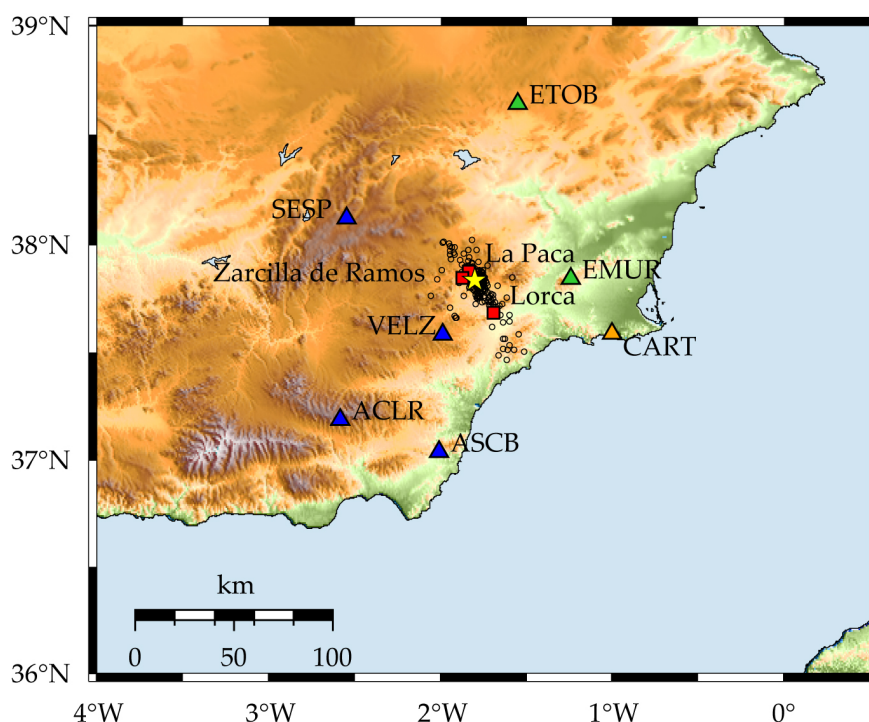


Figura 4.8. Mapa con la localización individual de los 262 terremotos de la serie sísmica de La Paca desde el 29 de enero al 20 de febrero de 2005 (círculos, la estrella indica la localización del sismo principal). Los triángulos señalan la posición de las estaciones usadas (azul, estaciones IAG; verde, IGN; naranja, ROA-UCM). Los cuadrados indican algunas poblaciones próximas a la zona epicentral.

Figure 4.8. Single earthquake locations for the 262 earthquakes of the La Paca seismic sequence from 29 January to 20 February 2005 (circles, the location of the mainshock is marked by a star). Stations are represented by triangles (blue triangles, IAG stations; green, IAG stations; orange, ROA-UCM stations). Squares indicate some villages near the epicentral area.

Las nuevas localizaciones individuales agrupan la mayor parte de la sismicidad muy próxima al evento principal, con la mayoría de los eventos localizados en la corteza superior y presentando una tendencia a alinearse aproximadamente en dirección NW-SE. El terremoto principal (37.84°N , 1.80°W) se ha localizado aproximadamente a 5.5 km del epicentro inicial dado por el Instituto Geográfico Nacional (37.88°N , 1.78°W) y muy próximo a las pedanías de La Paca y Zarcilla de Ramos, siendo consistente con las mayores intensidades macrosísmicas observadas en la zona (Ocaña *et al.*, 2008b). Un listado con la localización de estos 262 terremotos incluidos en la serie puede verse en el Apéndice A.

6.3. Relocalización con evento maestro: resultados

Búsqueda de multipletes

La cuantificación del grado de similitud de formas de onda entre eventos se ha realizado mediante el análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo a través de una ventana móvil normalizada (Stich *et al.*, 2001; Saccorotti *et al.*, 2002; Kraft *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2006a). Aunque los multipletes deben exhibir formas de onda similares en todas las estaciones, se ha decidido basar la búsqueda de estos eventos similares en los registros de una única estación de control (VELZ, la más cercana a la zona epicentral) pues es la que proporciona claramente la mejor razón señal-ruido para todos los eventos del estudio, incluidos aquellos de magnitud más pequeña. La correlación de la fase P se ha medido en la traza vertical y la de la onda S en las trazas horizontales. Se han usado ventanas de longitud igual a 2 s, comenzando 0.5 s antes de los tiempos picados para las fases P y S, de manera que se incluyen varios ciclos posteriores a la fase, pero sin contaminarse por la posible llegada de la onda S y de la coda. A las señales se les ha aplicado un filtro pasobanda de tres polos Butterworth en el intervalo 1-15 Hz. El resultado del proceso de análisis de correlación cruzada entre pares de eventos se muestra en forma de matrices de correlación para la onda P y para la onda S (Figura 4.9).

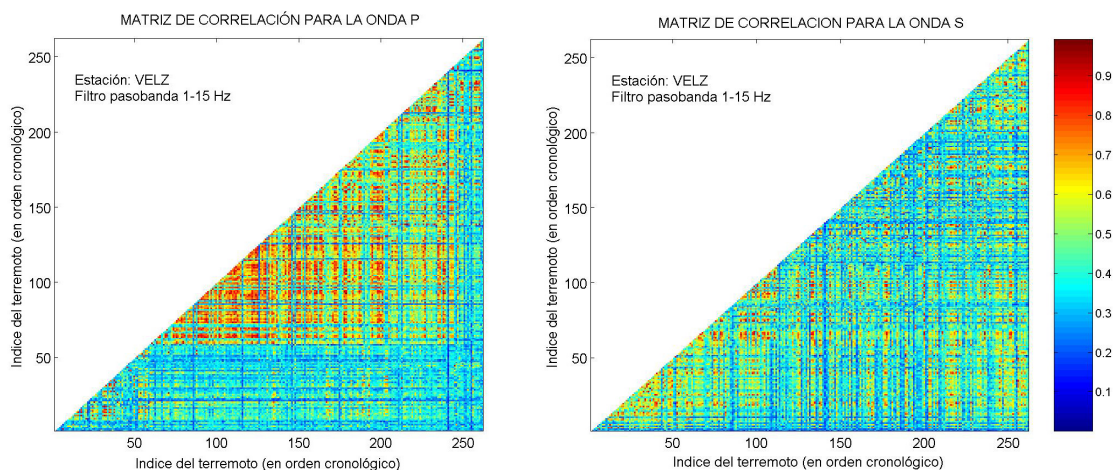


Figura 4.9. Matriz de correlación para la onda P (izquierda) y para la onda S (derecha), de los 262 eventos registrados por la estación VELZ.

Figure 4.9. P-wave (left) and S-wave (right) correlation matrix for the 262 earthquakes recorded by VELZ station.

Determinación de familias y selección de los eventos maestros

Conocido el valor máximo de la función de correlación cruzada entre eventos para la estación VELZ, el siguiente paso ha sido la agrupación de los multiplètes en familias, para lo que se ha usado el algoritmo de selección de Maurer y Deichmann (1995) también aplicado por Stich *et al.* (2001), Saccorotti *et al.* (2002), Ruiz *et al.* (2006a) y Carmona *et al.* (2008). Cabe recordar que la existencia de familias se determina estableciendo criterios conmutativos de similitud entre pares de eventos, de manera que las parejas que los cumplen son asignadas a una misma familia. En concreto, este algoritmo de selección considera que una pareja de eventos pertenece a un mismo grupo si ambos eventos exceden tres umbrales, uno referido al valor de la similitud de la onda P, otro al de la onda S y el último al producto escalar normalizado de las correspondientes filas de la matriz de correlación de la onda S. Este último umbral, denominado umbral de separación de las familias, elimina aquellas parejas de eventos que presentan formas de onda similares entre sí, pero cuyo comportamiento no coincide con el del resto de los eventos seleccionados del catálogo.

Para la detección de familias se han probado distintos umbrales hasta encontrar un compromiso razonable entre el número de familias obtenidas, el número de eventos agrupados y una alta similitud de las formas de onda de los eventos en cada una de las familias (véase Tabla 4.3). Los valores finalmente seleccionados han sido: $U_P = 0.7$, $U_S = 0.8$, y $U_{SP} = 0.5$, que, por otra parte, son valores bastante próximos a los empleados en otros trabajos sobre localización relativa que utilizan este algoritmo (por ejemplo, Maurer y Deichmann, 1995 o Stich *et al.*, 2001).

A continuación se repasan las características más relevantes de las familias obtenidas:

- La familia 3, con una extensión temporal de seis días, está formada por siete multiplètes. El primer evento ocurre el día 29 de enero y el último, el día 4 de febrero. La magnitud máxima es de 2.5 mientras que la mínima es de 1.9.
- La familia 4, formada por tres eventos, tiene una duración temporal de seis días, con un primer evento el 29 de enero y el último el 3 de febrero. El rango de magnitudes de esta familia va desde 2.0 a 2.9.

Tabla 4.3. Resultados obtenidos usando diferentes umbrales de correlación P, S y de separación. Se indica el número de familias obtenidas, el tamaño mínimo y máximo de las familias, el número total (y el %) de eventos agrupados, el número de dobletes (no incluidos en la relocalización), el número total (y el %) de eventos usados para la relocalización.

Table 4.3. Results obtained using different thresholds for P and S cross correlation and cluster separation. The number of families, the minimum and maximum size of the families, the total number (and %) of multiplets clustered, the number of doublets (not included in relocation), the total number (and %) of events used for relocation.

U_P	U_S	U_{SP}	Nº familias	Tamaño	Total eventos	%	Nº dobletes	Eventos usados	% usado
0.7	0.9	0.5	21	2 – 11	63	24	15	33	13
0.7	0.8	0.6	42	2 – 20	155	59	23	109	42
0.7	0.8	0.5	37	2 – 25	160	61	21	118	45
0.7	0.8	0.4	33	2 – 32	161	61	19	123	47
0.7	0.7	0.6	29	2 – 39	178	68	11	156	60
0.7	0.7	0.5	20	2 – 55	186	71	7	172	66
0.7	0.7	0.4	19	2 – 88	194	74	8	178	68
0.7	0.6	0.5	21	2 – 84	201	77	9	183	70
0.9	0.8	0.5	27	2 – 11	88	34	15	58	22
0.8	0.8	0.5	33	2 – 24	138	53	20	98	37
0.6	0.8	0.6	42	2 – 40	168	64	24	120	46
0.6	0.8	0.5	39	2 – 50	172	66	22	128	49
0.6	0.8	0.4	31	2 – 62	172	66	18	136	52

- La familia 5 la componen siete terremotos, con magnitudes entre 1.3 y 3.1. La extensión en el tiempo de la familia es de seis días, el primer evento de fecha 29 de enero y el último 4 de febrero.
- La familia 7 está compuesta por tres eventos y tiene una duración temporal de cinco días, desde el 29 de enero hasta el 3 de febrero. La magnitud máxima y mínima es 2.4 y 1.3, respectivamente.
- La familia 8 la componen cuatro eventos, el primero de ellos con fecha 29 de enero y el último con fecha 4 de febrero, extendiéndose la actividad de esta familia durante un periodo de seis días. Las magnitudes de los multipletes de esta familia oscilan entre 2.3 y 4.5. Destacar en esta familia la inclusión de dos de las réplicas más importantes dentro de la serie.
- La familia 9 está formada por diez eventos y es la tercera más numerosa de la serie sísmica. Tiene una extensión temporal de dieciocho días, con un primer

evento el 29 de enero y el último el día 16 de febrero. El rango de magnitudes de los terremotos que la componen va desde 2.2 hasta 2.6.

- La familia 13 la forman tres eventos, el primero con fecha 1 de febrero y el último con fecha 9 de febrero, siendo la extensión temporal del periodo de actividad de esta familia igual a nueve días. La magnitud máxima y mínima de los terremotos incluidos en la familia es, respectivamente, 3.0 y 2.2.
- La familia 17 es la más populosa de las familias obtenidas, con veinticinco terremotos. Su extensión temporal es igual a cinco días, del 3 al 8 de febrero. Con respecto a las magnitudes, oscilan entre 1.5 y 3.1.
- La familia 20 está compuesta por nueve terremotos, con magnitudes entre 1.5 y 3.2. El primero de ellos ocurre el día 3 de febrero y el último el día 5 de febrero, siendo su duración de menos de cuarenta y ocho horas.
- La familia 21 incluye cuatro multipletes y tiene una duración de cuatro días: del 3 al 7 de febrero. El rango de magnitudes de esta familia va de 1.7 a 2.2.
- La familia 23 es la segunda familia en tamaño, con veintitrés terremotos con magnitudes entre 1.7 y 3.2. Su extensión temporal es de quince días, comenzando el 3 de febrero y concluyendo el 18 de febrero.
- La familia 28 está compuesta por tres eventos que ocurren en tan solo cinco horas (del 3 al 4 de febrero). Las magnitudes máxima y mínima son 2.7 y 1.8, respectivamente.
- La familia 31 agrupa a siete multipletes y tiene una extensión temporal de poco más de veinticuatro horas, comenzando el 3 de febrero y concluyendo recién comenzado el día 5. El rango de magnitudes oscila entre 1.6 y 3.0.
- La familia 32 es la más corta en extensión con tres eventos ocurridos el 4 de febrero en un periodo de cuatro horas. Las magnitudes van desde 1.9 hasta 2.6.
- La familia 35 la componen tres multipletes ocurridos en un periodo de veinticinco horas, del 6 al 7 de febrero. Las magnitudes máxima y mínima tienen valores muy semejantes, 2.3 y 2.1, respectivamente.
- La familia 36 está formada por cuatro terremotos, el primero con fecha 6 de febrero y el último 9 de febrero. La magnitud máxima es 2.0 y la mínima 1.6.

En el Apéndice B se ha recopilado toda la información referente a cada una de las familias y a los eventos que las componen. En las Figuras 4.10 y 4.11 puede verse una distribución del tamaño de las familias.

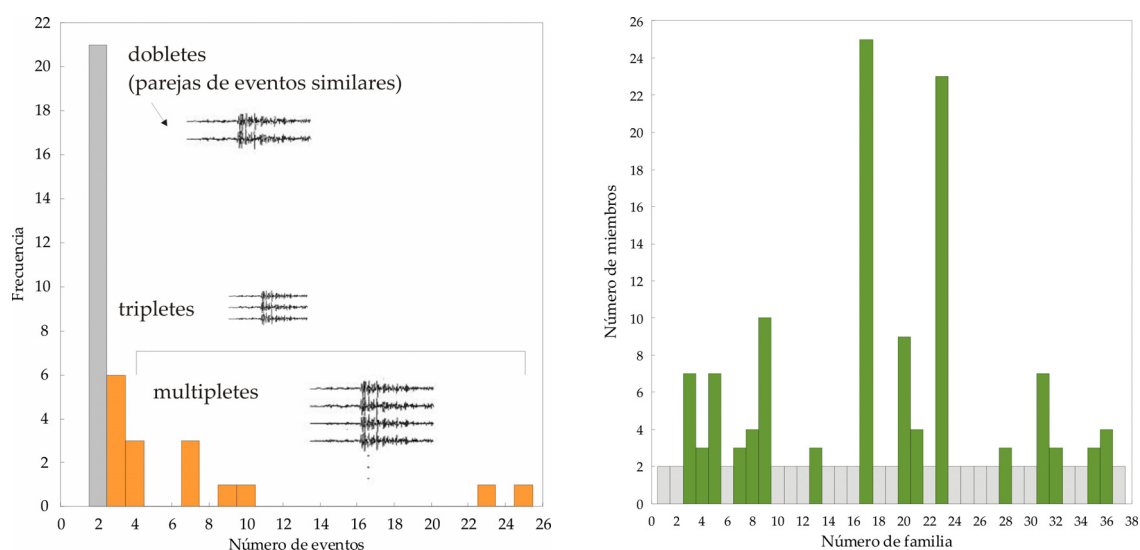


Figura 4.10. A) Histograma del tamaño de las familias (un total de 37 agrupaciones y 21 dobletes). B) Número de miembros por familia. (En ambos casos los dobletes, que no se usan para la relocalización, se han representado en color gris).

Figure 4.10. A) Histogram of the size of families (a total of 37 clusters and 21 doublets). B) Number of members per family. (In both cases doublets, not considered for relocation purposes, are grey coloured).

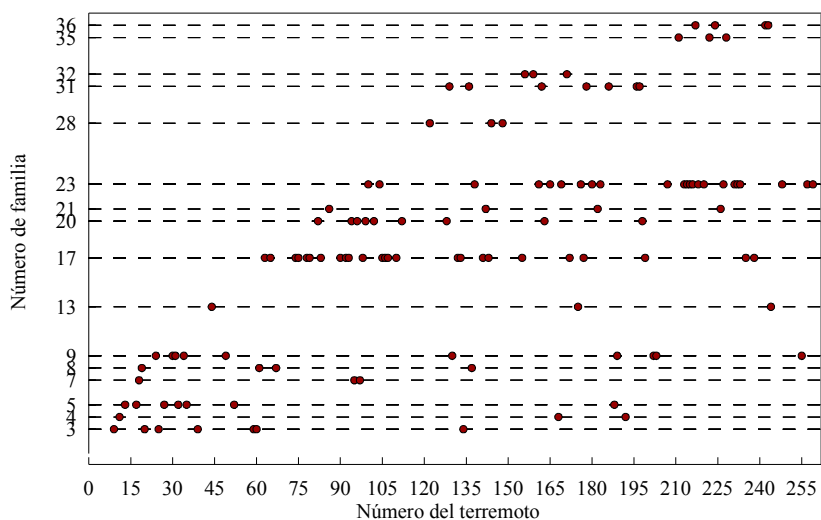


Figura 4.11. Clasificación de los 118 terremotos similares (un 45% de la selección inicial) en 16 familias con un mínimo de 3 elementos.

Figure 4.11. Classification of 118 multiplétes (45% of the initial dataset) into 16 clusters with a minimum number of 3 members.

Como ejemplo de similitud de formas de onda dentro de una familia se han representado los sismogramas de los eventos incluidos en algunas de las familias determinadas (Figura 4.12).

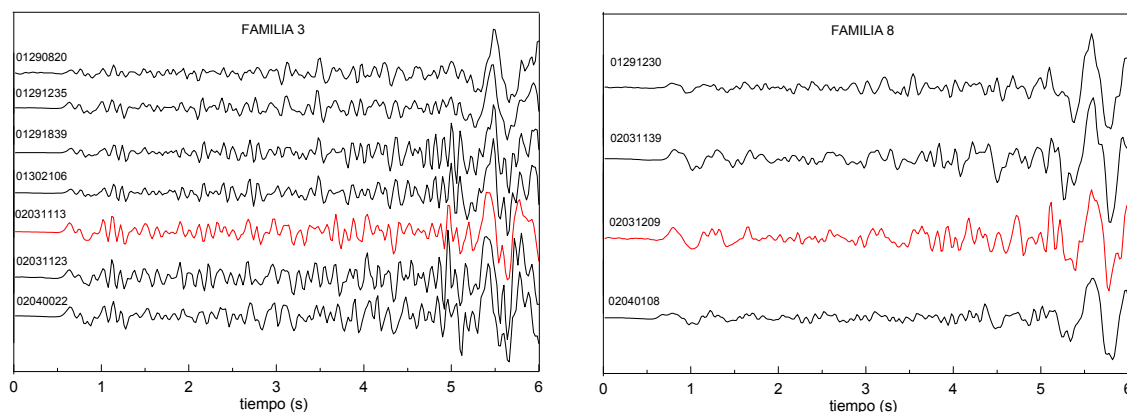


Figura 4.12. Ejemplos de la similitud entre las formas de onda de los terremotos que componen varias de las familias obtenidas (sismogramas normalizados para la estación VELZ) mostrando las llegadas de las fases P y S. En rojo se indica la traza del maestro.

Figure 4.12. Example of the waveform similarity within the waveforms of earthquakes composing several of the families (normalized seismograms at VELZ station) showing P- and S-arrivals. The master event seismogram is shown in red colour.

Para analizar la ocurrencia temporal de las familias (Figura 4.13) se ha escalado el eje horizontal de la Figura 4.11 de acuerdo con la fecha de ocurrencia de los multipletes. La tasa de actividad sísmica de las familias sigue el patrón de intensidad de la actividad sísmica total que ya se puso de manifiesto en la Figura 4.6.B. Se observa que los días de máxima ocurrencia de multipletes se corresponden con el inicio de la serie, principalmente los días 29 de enero, 3, 4, 5 y 6 de febrero, fechas en que también ocurrieron los sismos de mayor magnitud ($m_d \geq 3.5$) asociados a la serie. Casi todos los eventos agrupados ocurrieron en los primeros diez días de la serie. Las primeras seis familias de más de tres eventos empezaron en las veinticuatro horas posteriores al terremoto principal. Un segundo repunte de la actividad, que comprende siete familias, empieza dentro de las veinticuatro horas posteriores al segundo gran terremoto (M_w 4.2) del 3 de febrero. En él se agrupa a un mayor número de eventos y se incluyen las macrofamilias número 17 y 23 (con veinticinco y veintitrés eventos, respectivamente). Las dos réplicas mayores de los días 3 y 4 de febrero presentan formas de onda muy similares (valores del coeficiente de correlación para la P, $cc_P = 0.783$ y para la S, $cc_S = 0.923$, en la estación de referencia, VELZ) y se agrupan dentro de una misma familia, la número 8, que comienza poco después del evento principal. Al aproximarnos a la fecha fijada como final de la serie la presencia de multipletes agrupados en alguna de las familias es más dispersa y sólo aparecen algunos eventos incluidos en las familias 9 y 23.

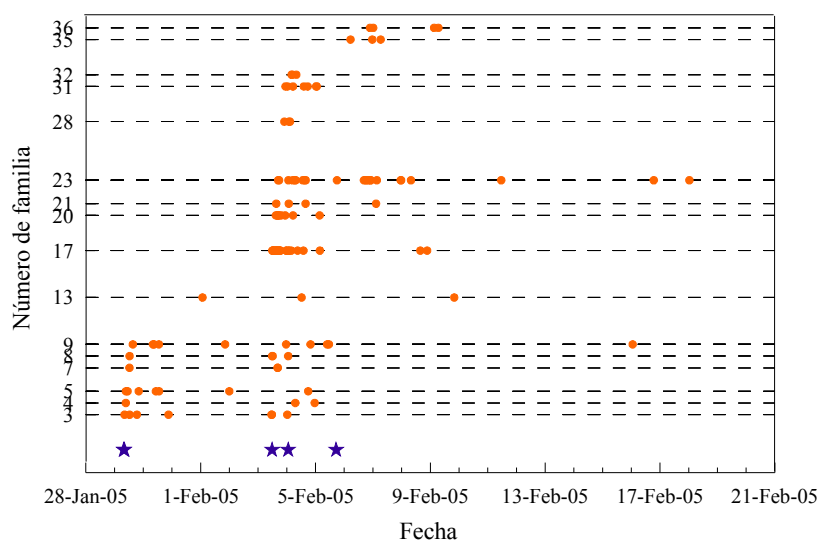


Figura 4.13. Distribución temporal de los multipletes agrupados en familias. En la parte inferior de la gráfica las estrellas azules indican la ocurrencia de eventos con $m_a \geq 3.5$.

Figure 4.13. Temporal distribution of multiplets clustered in some of the families. In the bottom part of the plot, earthquakes having $m_a \geq 3.5$ are indicated with blue stars.

Cada una de las familias obtenidas se ha localizado absolutamente en un intento más por obtener una mejor caracterización espacial de la serie, y como referencia para la posterior localización relativa. Si se asume que la extensión espacial de las familias es pequeña comparada con los errores de las localizaciones iniciales, entonces la localización absoluta de las familias se puede obtener como la localización media calculada a partir de las localizaciones de los multipletes que la componen, promediándose los errores aleatorios de las localizaciones originales (Tabla 4.4).

Con estos datos se ha representado la localización del centroide de cada una de las familias junto con todos los multipletes, 118 en total, incluidos en alguna de ellas (Figura 4.14.A). Junto a ella se muestra una representación con más detalle de la localización absoluta de esas familias y del terremoto principal (Figura 4.14.B). Se observa un mayor agrupamiento de las familias en torno al evento principal: más de la mitad se localizan a menos de 5 km, entre ellas las dos macrofamilias obtenidas (familias número 17 y 23, con 25 y 23 eventos, respectivamente) y la familia número 8, que incluye a las dos réplicas más importantes de la serie. El resto de familias se localiza un poco más alejada del sismo principal, siendo la máxima distancia de separación la correspondiente a las familias 21 y 35 (unos 15 km aproximadamente).

Tabla 4.4. Localización absoluta de los centroides de las familias y errores medios.

Table 4.4. Absolute location of the centroids of families and mean errors.

Familia	Longitud (°)	Δx (km)	Latitud (°)	Δy (km)	Prof (km)	Δz (km)
3	-1.773	4.0	37.812	2.2	12	4.1
4	-1.789	2.5	37.841	1.2	18	5.0
5	-1.765	5.7	37.810	3.1	6	5.5
7	-1.809	9.2	37.843	5.3	9	2.5
8	-1.794	3.3	37.841	2.5	4	6.8
9	-1.752	6.4	37.828	5.7	11	7.6
13	-1.779	4.7	37.869	2.9	5	6.7
17	-1.809	8.1	37.822	4.9	12	7.6
20	-1.818	6.5	37.851	4.5	11	18.1
21	-1.891	3.8	37.738	4.1	15	15.2
23	-1.780	6.6	37.816	4.8	9	8.7
28	-1.802	6.1	37.826	4.0	4	3.6
31	-1.805	6.7	37.846	4.1	6	3.3
32	-1.803	6.7	37.807	5.5	3	7.0
35	-1.727	7.0	37.730	6.5	5	6.0
36	-1.826	6.9	37.801	4.8	13	13.2

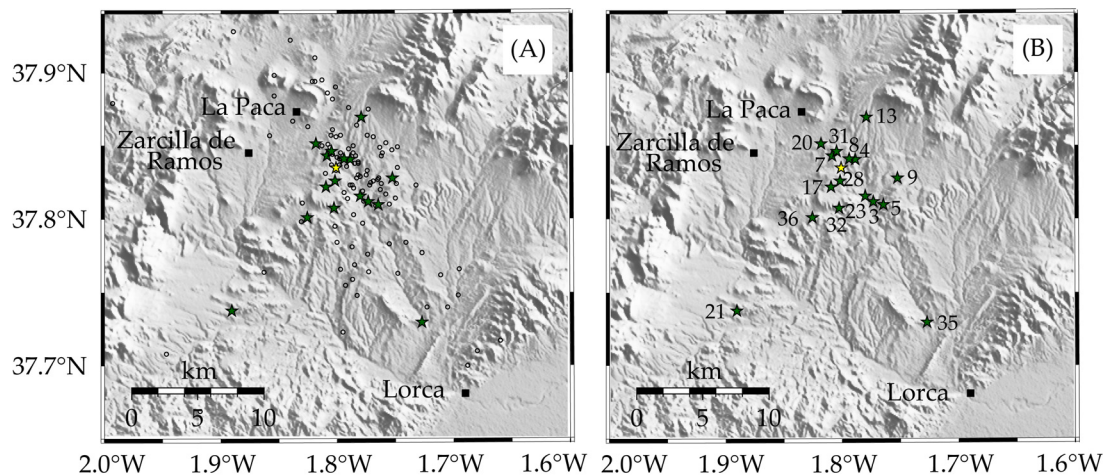


Figura 4.14. A) Mapa con los epicentros de los 118 terremotos pertenecientes a alguna de las familias obtenidas. La estrella amarilla marca la localización del terremoto principal y las estrellas verdes la localización absoluta de las familias (Tabla 4.4). B) Mapa con la localización absoluta y la numeración de las familias obtenidas (el evento principal de la serie de nuevo se representa mediante una estrella amarilla).

Figure 4.14. A) Map with epicentral locations of the 118 earthquakes belonging to any of the clusters. The yellow star shows the mainshock location and green stars show absolute location of the families (Table 4.4). B) Map with the absolute location and the numbers of the families (mainshock is again plotted as a yellow star).

Como ya se ha visto, para la elección del maestro dentro de una familia existen distintos criterios (p.e.: escoger el evento de mayor magnitud, el que presente un mayor valor del coeficiente de correlación cruzada con el resto de eventos dentro de la familia, etc.). Dado que el objetivo que se persigue es obtener el mayor número posible de diferencias de tiempo corregidas maestro-esclavo, aquí se va a considerar como evento patrón aquel que satisfaga dos criterios: haber sido registrado por el mayor número de estaciones y que además dichos registros sean de calidad, presentando una razón señal-ruido elevada. En la Tabla 4.5 se recoge información sobre el evento patrón para cada una de las familias (para más información, véase Apéndice B)

Tabla 4.5. Información acerca del evento escogido como evento patrón para cada una de las familias: índice dentro del conjunto total de datos, posición dentro de la familia (número total de eventos que la componen) y magnitud m_d .

Table 4.5. Information about the master event chosen for every family: index within the whole dataset, position within the family (total number of events composing the family) and magnitude m_d .

Familia	Maestro		m_d
	Índice del terremoto	Posición familia (total)	
3	59	5 (7)	2.5
4	11	1 (3)	2.9
5	13	1 (7)	3.1
7	97	3 (3)	2.4
8	67	3 (4)	2.3
9	31	3 (10)	2.2
13	44	1 (3)	2.7
17	74	3 (25)	1.8
20	99	4 (9)	2.2
21	86	1 (4)	1.7
23	100	1 (23)	2.5
28	148	3 (3)	2.7
31	136	2 (7)	2.2
32	156	1 (3)	2.6
35	222	2 (3)	2.1
36	217	1 (4)	2.0

Localización relativa

Como se ha comentado al principio del Capítulo, si se asume que la separación hipocentral entre los multiplétes es pequeña, comparada con las distancia evento-estación, todos los caminos del rayo entre el volumen de la fuente y un determinado

receptor serán similares y abandonarán la fuente prácticamente paralelos los unos a los otros. Para rayos paralelos, la diferencia de los tiempos de viaje a una estación concreta entre el evento maestro y cualquiera de los esclavos depende linealmente de la separación espacial entre las dos fuentes y puede expresarse mediante la diferencia en el tiempo origen y la proyección del vector de relocalización \mathbf{f} en la dirección del rayo \mathbf{n} que abandona la fuente, según se vio en la ecuación (4.12):

$$\Delta t = T_0 - \frac{\mathbf{f} \cdot \mathbf{n}}{V}$$

donde, recordemos, \mathbf{n} es el vector unitario en la dirección del rayo a una estación dada y V es la velocidad de la fase (P o S) en la localización de la familia. En este punto, cabe recordar la asunción de que la velocidad de las ondas P y S se mantiene constante en el volumen de la fuente de cada familia durante todo el periodo de ocurrencia de los multipletes incluidos en ella. Estrictamente hablando, es posible que los cambios en el campo de esfuerzos modifiquen el campo de velocidad durante la observación, pero en otros lugares se ha demostrado que esas variaciones son pequeñas (Poupinet *et al.*, 1984 y Haase *et al.*, 1995).

Las diferencias de tiempos de viaje entre el maestro y los esclavos de su familia a cada una de las estaciones se calculan mediante correlación cruzada en el dominio del tiempo y utilizando un interpolador de splines cúbico. No todos los retardos de todos los esclavos a todas las estaciones son utilizados en el proceso de determinación de las localizaciones, sino que se fija un umbral de la correlación cruzada entre las formas de onda maestro-esclavo y además se realiza una inspección visual de las mismas para descartar aquellos retardos afectados de alguna manera por ruido que dificulta el que las llegadas se alineen óptimamente.

Conocidos los retardos, se tienen todos los elementos necesarios para la inversión y estimación del vector de relocalización. Los ángulos de salida y los vectores del rayo \mathbf{n} se han calculado a través del trazado del rayo en un modelo de velocidad sencillo, compuesto por una capa de 2 km de espesor con velocidad constante tanto de las ondas P (5.4 km/s) como de las ondas S (3.1 km/s) sobre un semiespacio, con V_P igual a 6.1 km/s y V_S igual a 3.5 km/s. \mathbf{n} viene dado como el vector normalizado que va desde el evento a la estación. Las localizaciones absolutas de las familias son las recogidas en

la Tabla 4.4 y la posición de las estaciones se encuentra en la Tabla 4.2. Los coeficientes de la ecuación (4.33), que son las raíces cuadradas de los elementos de la diagonal principal de la matriz de covarianza, dan la longitud de los ejes principales del elipsoide de error. Como errores asociados a los retardos se han tomado valores constantes de 5 ms, que en la mayoría de los casos resultan cantidades relativamente conservadoras a la vista de cómo se alinean los simogramas en torno a las llegadas.

En la Figura 4.15 se muestra gráficamente la localización relativa de los multipletes incluidos en las familias y los planos horizontales de error (las localizaciones relativas de todos los multipletes y sus errores se recogen en el Apéndice B).

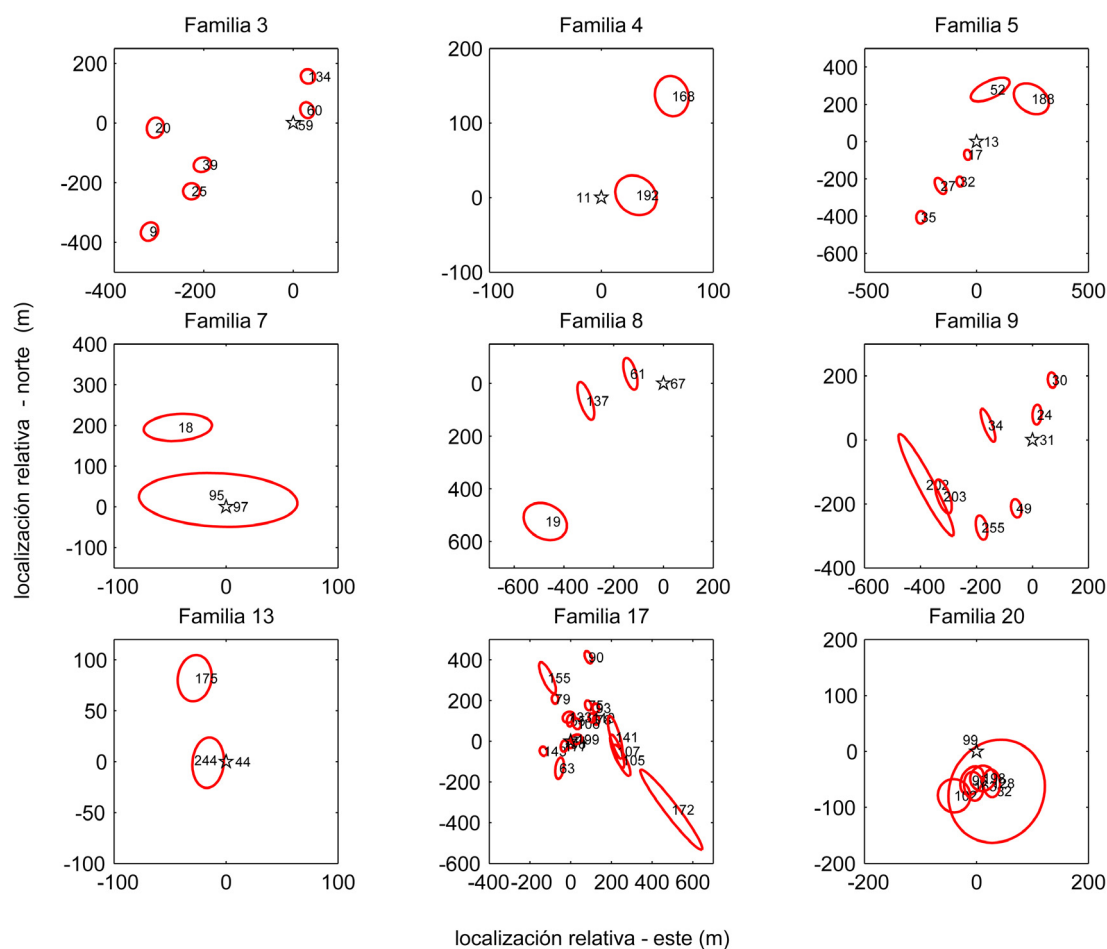


Figura 4.15. Localización relativa respecto al evento maestro de los multipletes incluidos en las diferentes familias. Los eventos aparecen numerados cronológicamente, de acuerdo con el Apéndice A. Las coordenadas relativas del maestro (estrella) son [0; 0; 0].

Figure 4.15. Relative master event location of multiplets in the different families. Multiplets are numbered chronologically in accordance with Appendix A. Relative master coordinates (star) are [0; 0; 0].

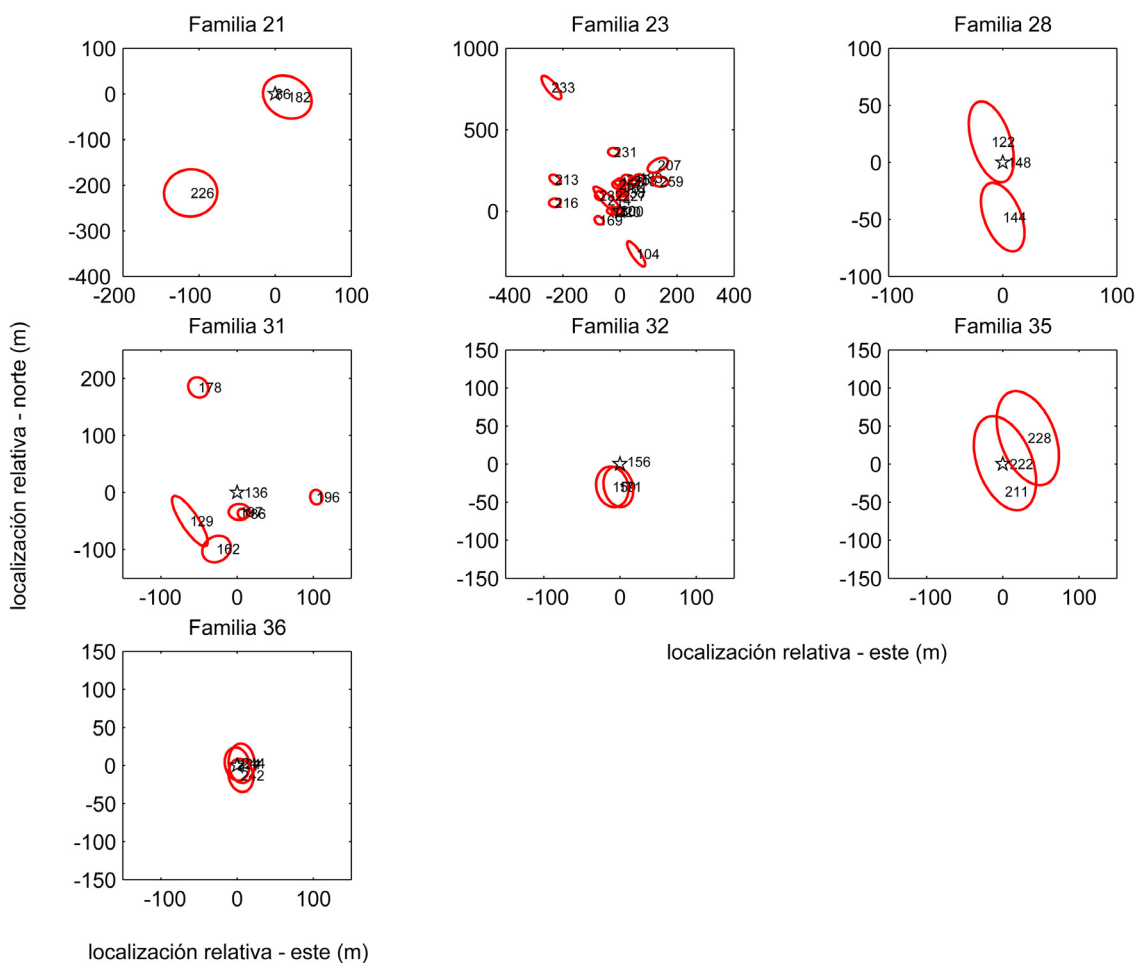


Figura 4.15. Localización relativa respecto al evento maestro de los multipletes incluidos en las diferentes familias (continuación).

Figure 4.15. Relative master event location of multiplets in the different families (continued).

Las distribuciones de multipletes tienen una extensión de varios centenares de metros (inferior incluso en algunos casos). En general, los errores en el plano horizontal son menores que los errores en profundidad (varias decenas de metros frente a errores de hasta varios kilómetros en el plano vertical). Las grandes incertidumbres en profundidad se deben al hecho de que para estaciones sísmicas a distancias mayores que 2-3 veces la profundidad del foco, los rayos salen prácticamente horizontales y no proporcionan información sobre la coordenada z .

En la Figura 4.16 se han representado las nuevas localizaciones obtenidas para todos los multipletes incluidos en alguna de las familias (B) junto con las localizaciones originales de esos mismos eventos (A). Como puede observarse, existe una menor dispersión de la sismicidad tras la relocalización, los eventos aparecen más agrupados

en el espacio, con la mayoría de los terremotos ocupando una zona de aproximadamente 25 km² en torno al núcleo epicentral. La alineación NW-SE observada en la localización inicial de los 262 eventos pertenecientes a la serie se sigue observando en los multipletes que forman parte de las familias, tanto antes como después de su relocalización.

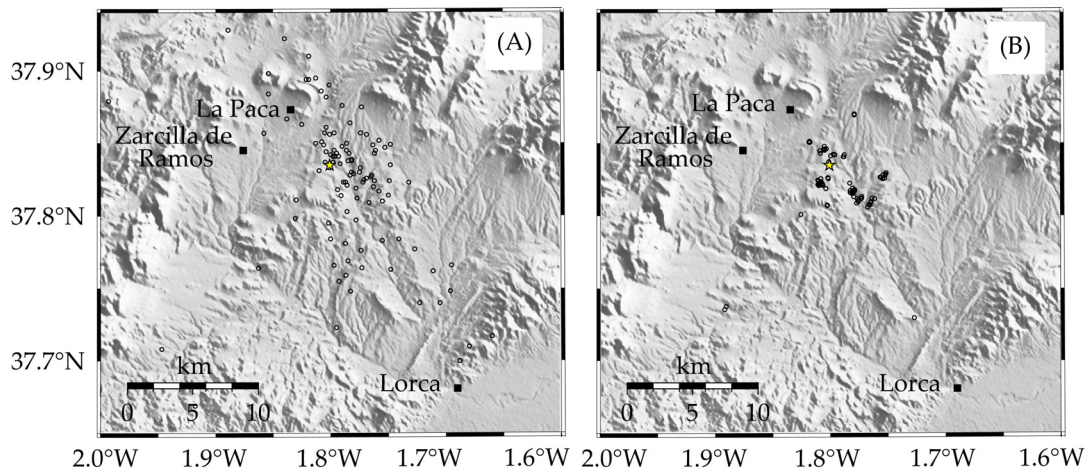


Figura 4.16. A) Localización inicial de los multipletes incluidos en alguna de las familias. B) Nueva localización de los multipletes incluidos en alguna de las familias, usando correlación cruzada con el evento maestro.

Figure 4.16. A) Initial location of multiplets included in any of the families. B) New location of the multiplets included in any of the families, using cross correlation with the master event.

Determinación de planos de falla

La coherencia entre las formas de onda de los eventos incluidos en cada familia indica que pueden tener un plano de falla común (Geller y Mueller, 1980). La dirección local de esas fallas puede determinarse ajustando un plano a los hipocentros relocalizados de los multipletes dentro de cada familia. Se escoge como plano de mejor ajuste aquel que minimiza la suma de las distancias de los hipocentros relocalizados de los eventos a dicho plano (Stich *et al.*, 2001). El plano atraviesa el punto medio \mathbf{M} de la familia, por tanto las distancias vendrán dadas por el producto escalar del vector normal al plano \mathbf{n} y el vector que va del punto medio de la familia a cada multiplete $(\mathbf{M} - \mathbf{X})$. Con ello la suma resulta:

$$\sum_{\text{elementosfamilias}} |\mathbf{n} \cdot (\mathbf{M} - \mathbf{X})| \quad (4.37)$$

El mínimo de la ecuación anterior se ha calculado mediante una malla de búsqueda a lo largo de todos los valores de acimut y buzamiento posibles para el plano. Los errores para los planos se han determinado realizando una serie de simulaciones Monte Carlo para variaciones de la distribución de multipletes en relación a los elipsoides de error de sus localizaciones individuales. Los planos de mejor ajuste a las familias se han listado en la Tabla 4.6 y una proyección equiareal de los mismos se ha representado en la Figura 4.17.

Tabla 4.6. Planos de mejor ajuste a las familias. Se indica el número de la familia, el número total de multipletes que la componen, el acimut del plano, su buzamiento y los errores asociados.

Tabla 4.6. Best-fitting planes to the families. The number of the family, the total number of multiplets included, the azimuth and the dip of the plane as well as the associated errors are indicated.

Familia	Multipletes	Acimut (°)			Buzamiento (°)		
3	7	46	±	6	83	±	4
4	3	44	±	29	83	±	8
5	7	30	±	3	88	±	1
7	3	153	±	42	89	±	4
8	4	6	±	7	87	±	1
9	10	12	±	12	86	±	1
13	3	114	±	34	86	±	2
17	25	126	±	4	87	±	1
20	9	64	±	41	88	±	1
21	4	177	±	36	87	±	3
23	23	163	±	2	86	±	1
28	3	177	±	28	88	±	5
31	7	155	±	6	86	±	1
32	3	7	±	28	88	±	13
35	3	40	±	52	87	±	8
36	4	144	±	61	89	±	2

Los buzamientos obtenidos son prácticamente verticales (próximos a los 90°) aunque ese resultado es consecuencia de una prolongación artificial y poco realista de las familias en la dirección vertical debido a la gran dispersión en profundidad de los eventos relocalizados. Por otra parte, los valores de acimut revelan una tendencia predominante con una dirección media igual a N145°±17°E que, aproximadamente, se corresponde con los lineamientos definidos por las familias número 7, 17, 23, 31 y 36. Esta tendencia puede considerarse la más importante ya que representa al 53% de los multipletes relocalizados. Además existen dos grupos secundarios de alineación de

epicentros con direcciones aproximadas $N6^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ (familias número 8, 9, 21 y 28, que incluyen al 20% de los multipletes relocalizados) y $N40^{\circ}\pm 7^{\circ}E$ (familias número 3, 4, 5 y 35, que incluyen al 17% de los multipletes relocalizados) (Tabla 4.6 y Figura 4.17). Se observa también que dos familias, la número 17 y la número 23 (Figura 4.15), aparentemente muestran dos subtendencias con dirección NW-SE y SE-NW, lo que podría sugerir que representan la intersección de ambos sistemas de fallas.

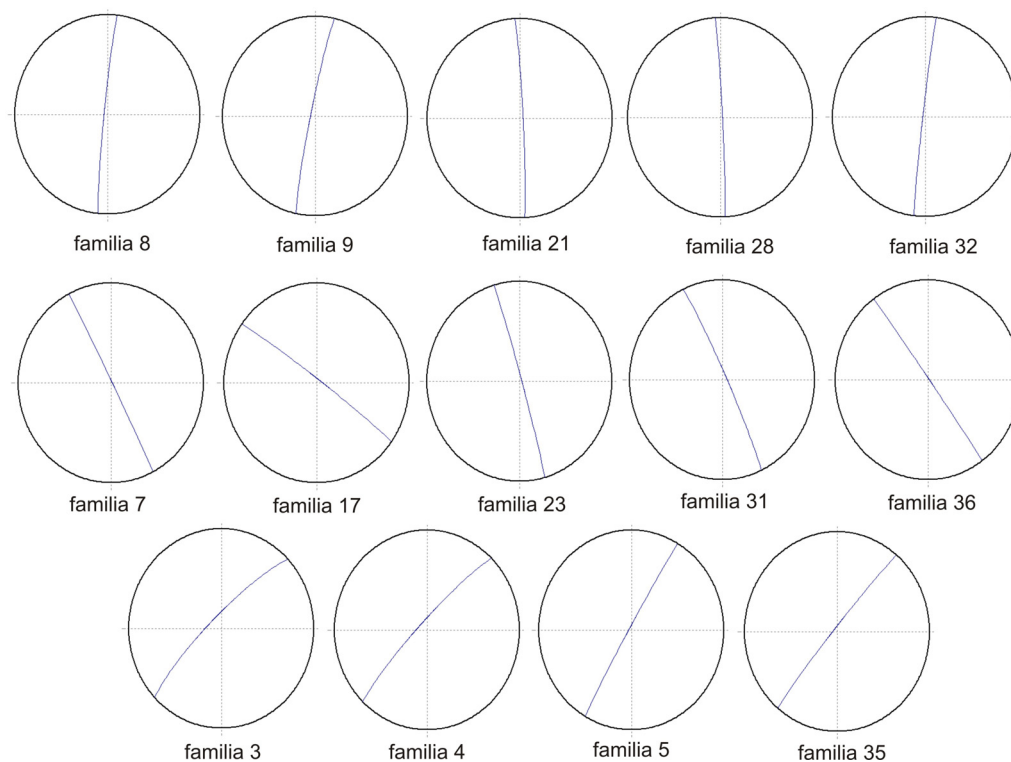


Figura 4.17. Proyección equiareal de los planos de mejor ajuste a las familias de multipletes relocalizados. Los epicentros de las familias número 7, 17, 23, 31 y 36 se alinean en una dirección promedio $N145^{\circ}\pm 17^{\circ}E$. Existen otros dos lineamientos secundarios con direcciones aproximadas $N6^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ y $N40^{\circ}\pm 7^{\circ}E$, correspondientes, respectivamente, a las familias 8, 9, 21, 28 y 32 y a las familias 3, 4, 5 y 35.

Figure 4.17. Equiareal projections of the best-fitting planes through relocated multiplet families. Family numbers 7, 17, 23, 31 and 36 show epicentre lineaments with an average direction $N145^{\circ}\pm 17^{\circ}E$. There are also two secondary lineaments (approximate directions $N6^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ and $N40^{\circ}\pm 7^{\circ}E$) which correspond, respectively, to families 8, 9, 21, 28, 32 and families 3, 4, 5, 35.

Si se recuperan los mapas de la Figura 4.14 y se representan sobre los epicentros de cada una de las familias las tendencias determinadas (Figura 4.18), se detecta que, tomando como punto de referencia el evento principal, las familias con orientaciones

NW-SE se localizan en su mayoría al oeste del mismo, mientras que las familias con orientaciones SW-NE se localizan casi en su totalidad al este.

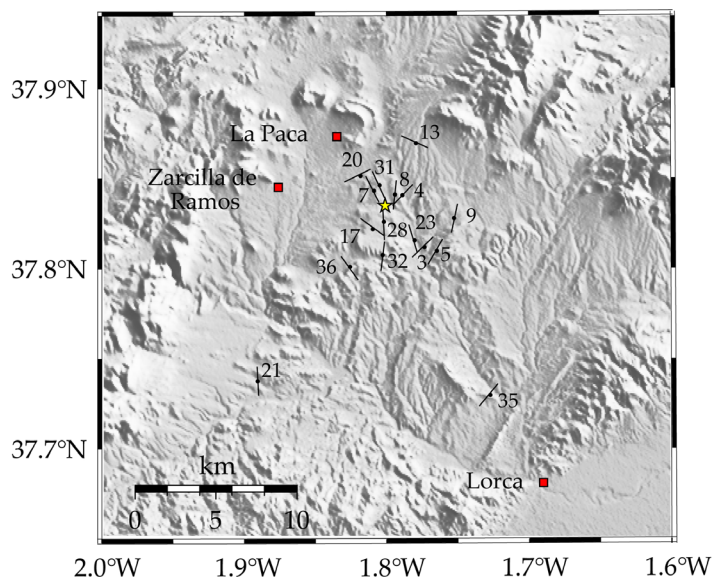


Figura 4.18. Mapa donde se presentan las tendencias de los planos de mejor ajuste a las familias relocadas en los epicentros de cada una de las familias.

Figure 4.18. Map showing the trends of planes fitted to the relocated families represented in the epicentres of every family.

Análisis de Componentes Principales

Como análisis complementario en la búsqueda de la caracterización espacial de la serie, se ha aplicado la técnica estadística multivariante denominada *Método de las Componentes Principales* al conjunto de los hipocentros relocados, buscando determinar el elipsoide local de ruptura así como los planos principales sobre los que los terremotos ocurren (Michelini y Bolt, 1986; Posadas, 1991; Posadas *et al.*, 1993). El Análisis de Componentes Principales supone una aproximación más general hacia la identificación y cuantificación de las tendencias espaciales y difiere de nuestra interpretación previa en otros dos aspectos. Primero, este análisis considera la ocurrencia temporal de los eventos y su proximidad en el tiempo. Segundo, el análisis se ha aplicado al conjunto completo de multipletes relocados en lugar de a cada familia individualmente, por tanto se está considerando la distribución de los multipletes dentro de las familias así como la localización relativa entre las familias, que fue obtenida mediante el colapso de las localizaciones individuales de los eventos a su valor medio. Por tanto se mezclan dos tipos de localizaciones relativas de

hipocentros con diferente precisión, hecho que se debe tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados.

El punto de partida del Análisis de Componentes Principales es un conjunto de N eventos escritos en forma de matriz, cuyas filas son los terremotos y cuyas columnas contienen la información hipocentral relativa a dichos eventos. Las coordenadas de los hipocentros definen la matriz de dispersión S (Cooley y Lohnes, 1971):

$$S_{im} = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K (x_{ji} - X_{0i})(x_{jm} - X_{0m}) \quad i, m = 1, 2, 3 \quad (4.38)$$

donde j es el número de evento y x representa las coordenadas hipocentrales, con los subíndices (i, m) tomando valores 1, 2 y 3 (longitud, latitud y profundidad, respectivamente). Los X_0 , que representan la media aritmética de las tres coordenadas cartesianas del hipocentro, se calculan mediante:

$$X_{0m} = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K x_{jm} \quad m = 1, 2, 3 \quad (4.39)$$

La matriz de dispersión se diagonaliza, dando como autovectores los ejes del elipsoide de mejor ajuste a la nube original de hipocentros y viniendo indicada la longitud de esos ejes como la raíz cuadrada positiva de los autovalores λ_m . Como este elipsoide determina el plano de fractura asociados a los terremotos, Michelini y Bolt (1986) lo denominaron Elipsoide Local de Ruptura. Si la razón entre el mayor y el menor autovalor es inferior a 2.5, el Elipsoide Local de Ruptura se considerará volumétrico y será rechazado (Posadas, 1991).

Para inferir la evolución temporal del proceso de ruptura, la matriz de dispersión S_{im} se construye usando subconjuntos de K eventos en orden cronológico. Se toma una ventana móvil de K terremotos y se desplaza a lo largo de todo el conjunto de datos, empezando por el primero e incluyendo los $K - 1$ restantes, por lo que habría un total de $N - K + 1$ Elipsoides Locales de Ruptura disponibles. El valor de K óptimo es el que hace constante la función $Q(N, K)$ (Ebblin y Michelini, 1986):

$$Q(N, K) = (N - K + 1)^{-1} \sum_{q=1}^{N-K+1} \frac{\lambda_2^q(K)}{\lambda_3^q(K)} \quad (4.40)$$

donde q es el número de la ventana y $\lambda_2^q(K)$ y $\lambda_3^q(K)$ son el autovalor medio y el autovalor más pequeño, respectivamente.

Para el caso de la serie de La Paca de 2005, la longitud óptima de la ventana temporal móvil de sismos K , a la vista de la Figura 4.19, se escogió igual a 31.

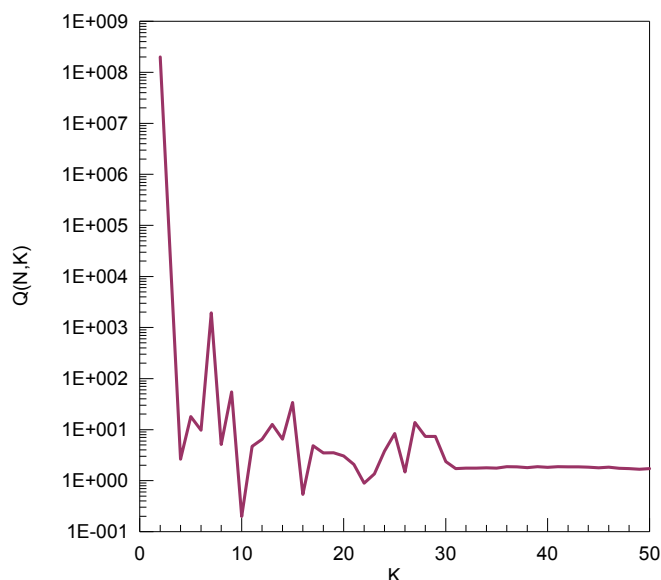


Figura 4.19. Representación de la función $Q(N, K)$ en función de la longitud K de la ventana móvil de sismos para el Análisis de Componentes Principales espacio-temporal. La curva se hace prácticamente constante para valores de K próximos a 30. En este estudio se ha tomado una ventana móvil K igual a 31 eventos.

Figure 4.19. Plot of function $Q(N, K)$ versus the length K of the sliding window for the spatio-temporal Principal Component Analysis. The curve becomes near-constant for values of K close to 30, and a sliding window of K equal to 31 events was selected in this study.

A partir de aquí es posible buscar la información referente al número de Elipsoides Locales de Ruptura construidos a partir de K terremotos consecutivos en el tiempo que tengan una estructura planar dominante, según el criterio especificado con anterioridad (Posadas, 1991). Los planos más relevantes obtenidos de nuestro análisis espacio-temporal del proceso de ruptura se presentan secuencialmente en la Tabla 4.7 y su proyección estereográfica en la Figura 4.20. Se observa que el proceso presenta una evolución de la ruptura caracterizada por tres tendencias, que permanecerían activas durante toda la serie: $N145^\circ \pm 3^\circ E$ (proyecciones a, d y k), $N42^\circ \pm 4^\circ E$ (proyecciones b, e y f) y $N14^\circ \pm 4^\circ E$ (proyecciones c, g, h, i, l y m).

Tabla 4.7. Planos que caracterizan la evolución espacio-temporal del proceso de ruptura según el Análisis de Componentes Principales aplicado a los multipletes relocalizados. La columna NCP indica el número de planos individuales consecutivos en el tiempo con que se ha construido el plano promedio y da una idea de la importancia relativa del mismo. Resto de columnas: acimut, buzamiento y localización espacial del elipsoide considerado.

Table 4.7. Planes characterizing spatio-temporal evolution of the rupture process according to the Principal Component Analysis applied to the set of relocated multiplets. NCP column indicates the number of time-consecutive individually planes used for the estimation of the average plane, giving an idea about its relative importance. Other columns are the ellipsoid azimuth, dip and spatial location

Planos	NCP	Acimut (°)	Buzamiento (°)	Lon (°)	Lat (°)	Prof (km)
a	2	144	60	-1.785	37.821	10.0
b	2	44	70	-1.790	37.823	10.2
c	4	11	44	-1.792	37.824	10.1
d	5	147	35	-1.797	37.825	10.3
e	2	39	73	-1.807	37.827	10.5
f	5	49	84	-1.807	37.827	10.4
g	2	6	80	-1.807	37.827	10.0
h	2	9	89	-1.806	37.825	9.5
i	2	13	11	-1.803	37.829	9.3
j	4	173	88	-1.802	37.828	9.3
k	3	141	88	-1.799	37.827	8.9
l	12	17	90	-1.799	37.825	8.7
m	4	13	76	-1.793	37.822	8.4

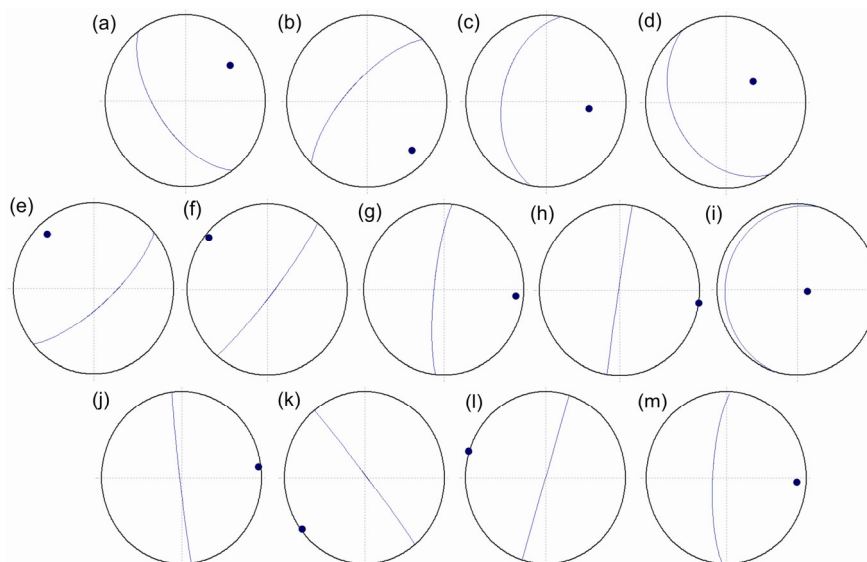


Figura 4.20. Evolución temporal del proceso de ruptura. Las proyecciones equiareales de los planos se presentan consecutivas en el tiempo.

Figure 4.20. Rupture process temporal evolution. Equiareal plane projections are consecutive in time plotted.

7. Aplicación a la serie sísmica de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007

7.1. Introducción: marco sísmico y tectónico

La provincia de Sevilla se ha visto afectada por numerosos terremotos locales y regionales (p.e., el terremoto de Lisboa de 1755) a lo largo de la historia (Figura 4.21). El más importante de los terremotos locales fue el ocurrido en Carmona en 1504, de intensidad $I=VIII$ (EMS), aunque localmente podría haber alcanzado hasta VIII-IX (Espinar *et al.*, 2006). El sismo afectó a una parte extensa de Andalucía (las provincias de Sevilla, Córdoba, Málaga y Granada principalmente) y se sintió en Castilla, el sur de Portugal e incluso el norte de Marruecos y Murcia (Bretón, 1997).

La población de Morón de la Frontera, al sureste de la provincia de Sevilla, se sitúa en el borde superior del dominio Subbético, dentro de las Zonas Externas. En los últimos años en las proximidades de esta localidad han tenido lugar varios episodios de actividad sísmica intensa. Ejemplo de ello serían el período de septiembre-octubre de 2002 (72 eventos, $m < 3.7$), el de enero de 2007 (171 eventos, $m < 3.5$) y el de junio-septiembre de 2007 (311 eventos, $m < 4.5$).

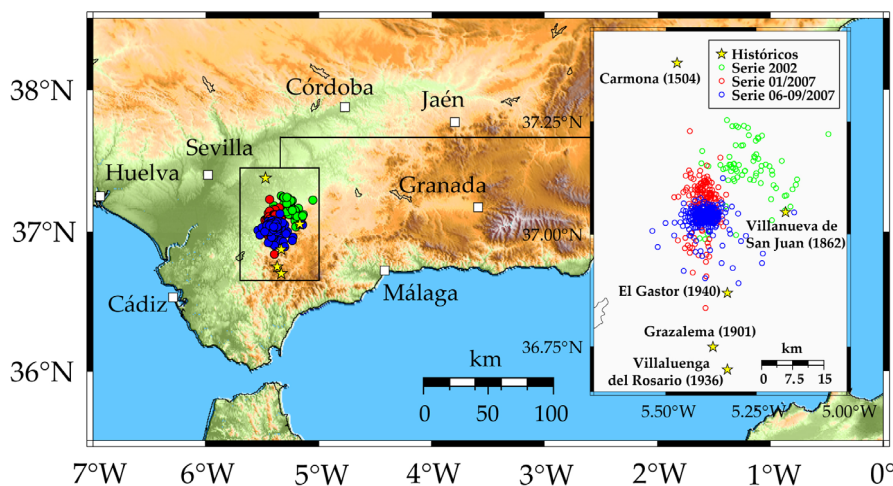


Figura 4.21. Mapa con las localizaciones de las series recientes ocurridas en el entorno de Morón de la Frontera, así como la de los terremotos históricos con $I \geq VII$ (estrellas amarillas). En el recuadro de la derecha, la zona de estudio se ha representado con más detalle.

Figure 4.21. Map showing the locations of the most recent seismic sequences in the proximity of Moron de la Frontera, as well as the main historical earthquakes with $I \geq VI$ (yellow stars). A more detailed representation of the study area is included in the box at the right.

En la Figura 4.21 se han representado estas series recientes, junto con los terremotos históricos de la zona con $I \geq VII$ (Feriche y Botari, 2002). La localización de los terremotos pertenecientes a la serie de 2002 se ha tomado del catálogo del IGN, mientras que la localización de las series de 2007 ha sido calculada combinando registros de estaciones sísmicas de diferentes organismos, como se explicará más adelante. En general se observa que la serie de 2002 presenta una cierta orientación NW-SE y se localiza al noreste de la zona donde han tenido lugar las series de 2007.

7.2. Descripción de la serie

La primera serie sísmica ocurrida en 2007 en la zona de Morón de la Frontera comenzó el día 2 de enero. Tres terremotos de magnitud comprendida entre 1.7 y 1.9 precedieron a uno de los terremotos principales de esta serie de M_w 3.6 ($m_d = 3.5$) e intensidad $I = II$ (EMS), ocurrido a las 12:19:26.0. Ese mismo día, menos de tres horas después, se produce un nuevo terremoto de magnitud M_w 3.6 ($m_d = 3.3$) a las 15:00:47.6 sintiéndose con intensidad $I = II$ (EMS) en la zona epicentral. Durante ese mes se contabilizaron más de 150 eventos de magnitud media-baja (entre 3.5 y 1.0), concentrados la mayoría en la primera semana del año.

En esta sección de la Tesis se ha realizado un análisis en profundidad del período sísmico ocurrido a principios del año 2007 en Morón de la Frontera, con el objetivo de detectar agrupamientos de terremotos similares y llevar a cabo una localización relativa precisa de los mismos. En la sección siguiente se analizará la serie ocurrida en la misma zona durante los meses de junio-septiembre de 2007

Selección de terremotos

Para la caracterización de la serie se ha realizado la selección de eventos incluidos en la misma. Para ello se ha tomado la base de datos de sismos del IAG y en ella se han realizado sendas búsquedas espacial y temporal. Para la búsqueda espacial se han tomado las coordenadas: $6^\circ W - 5^\circ W$ y $36.5^\circ N - 37.5^\circ N$, mientras que el periodo de tiempo considerado ha sido del 2 al 21 de enero de 2007. Definidos el área y el periodo de interés, la serie queda formada por un total de 157 eventos. Las coordenadas espaciales abarcan aproximadamente 100 km en torno al núcleo de la zona epicentral,

localizada al SE de Morón de la Frontera, por tanto dentro de esa área van a estar incluidos todos los eventos que pertenezcan a esta serie. En las horas previas a los eventos principales se registraron eventos premonitores (Figura 4.22.A) pero no así en los días anteriores, por lo que la fecha de inicio de la serie viene fijada por la ocurrencia de los terremotos principales. La fecha final de análisis de la serie ha venido determinada por el cese de actividad tras el día 21 de enero, aunque no obstante, ya desde una semana antes se produce una disminución drástica de la actividad sísmica, existiendo incluso días de inactividad (Figura 4.22.A y 4.22.B).

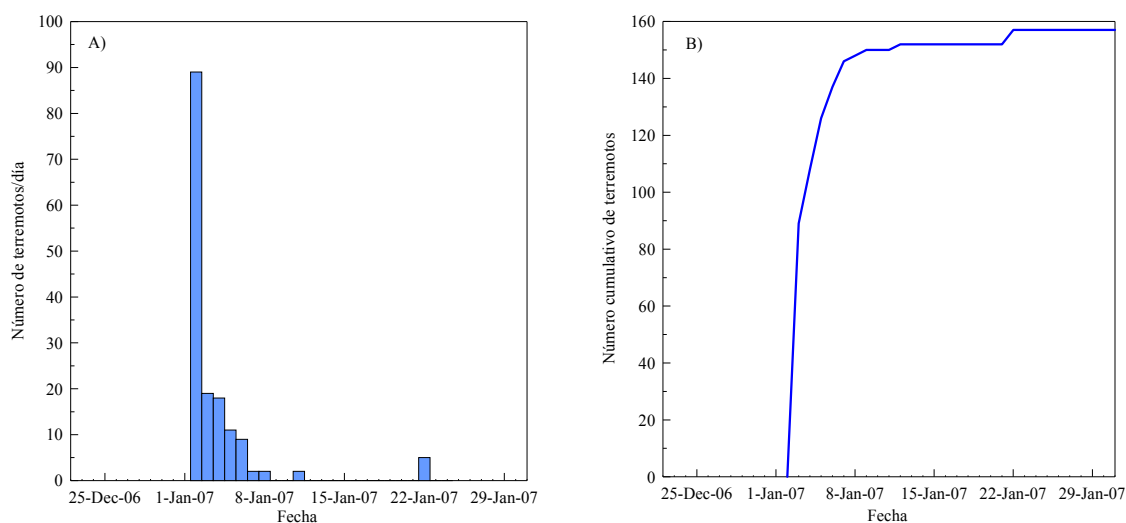


Figura 4.24. A) Histograma del número de terremotos por día en función del tiempo. En la primera semana se produce casi la totalidad de los eventos, con un máximo el día que comienza la serie (2 de enero, 89 eventos). B) Número acumulativo de terremotos en función del tiempo. El aumento más fuerte de la actividad ocurre el día 2 de enero.

Figure 4.24. A) Histogram of the daily number of earthquakes versus time. Almost all the earthquakes occur during the first week of the sequence, with a maximum the day when the series begins (January 2, 89 events). B) Line representing the cumulative number of earthquakes as a function of time. The greatest increment of activity takes place on January 2nd.

Como se ha dicho el volumen final de datos con que se va a trabajar es 157 terremotos, con magnitudes entre 1.0 y 3.5 (Figura 4.23.A). Se trata por tanto de eventos de magnitud pequeña, habiendo sólo ocho terremotos con magnitud $m_d \geq 3.0$. En lo que respecta a las profundidades, la mayoría de los eventos se localiza en uno de los siguientes rangos: 0 – 10 km o 25 – 40 km (Figura 4.23.B).

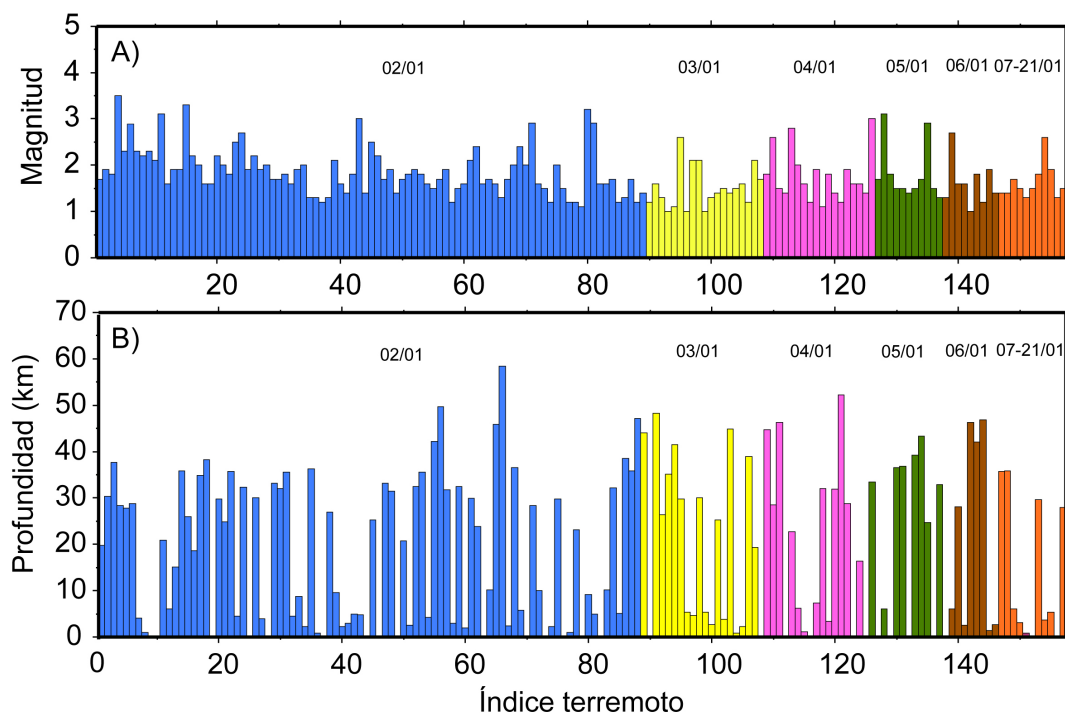


Figura 4.23. A) y B) Evolución temporal de la magnitud y la profundidad de los eventos durante la serie. El eje horizontal representa el número asignado a cada evento en el catálogo, en orden cronológico.

Figure 4.23. A) and B) Temporal evolution of magnitude and depth of the events during the sequence. The horizontal axis represents the number assigned to each event in the catalogue, in chronological order.

Estaciones sísmicas

La Red Sísmica del IAG posee cuatro estaciones de banda ancha: ESTP, HORN y ARAC, localizadas a una distancia de entre 50 y 135 km de la zona epicentral. Para poder disponer de una mejor cobertura de estaciones de la zona de estudio, se han incorporado del IGN, en concreto de las estaciones EADA, EJIF, ELOJ, EMIJ, EMIN y ESPR. Así, finalmente se puede disponer de nueve estaciones con distancias epicentrales aproximadamente entre 45 y 150 km. En la Tabla 4.8 se recoge información sobre las estaciones, cuya localización se ha representado en la Figura 4.24.

El IGN puso a nuestra disposición los registros de sus estaciones referidos a esta serie. De este modo para la mayoría de los eventos se dispone de trazas de las nueve estaciones, aunque para ciertos terremotos, la calidad de los registros no es demasiado buena (especialmente para aquellos eventos con magnitud pequeña). Las formas de

onda del IGN (originalmente en formato CSS y que fueron transformadas mediante un script a formato SeisAn) y las de estaciones del IAG se han incorporado a una única base de datos de terremotos de la serie de Morón de la Frontera de enero de 2007, que de esta manera integra toda la información disponible procedente de las nueve estaciones seleccionadas.

Tabla 4.8. Listado de las estaciones usadas en la localización relativa de los eventos de la serie de enero de 2007 de Morón de la Frontera (* indican estaciones de corto periodo).

*Table 4.8. List of the stations employed in the relative location of earthquakes belonging to January 2007 Moron de la Frontera seismic sequence (* indicate short period stations).*

Nombre	Muestreo (Hz)	Centro	Lon (°)	Lat (°)	Altitud (m)	Localización
ARAC	50	IAG	-6.564	37.892	675	Aracena (Huelva)
EADA	100	IGN	-4.577	38.167	565	Adamuz (Córdoba)
EJIF*	50	IGN	-5.469	36.451	260	Jimena de la Frontera (Cádiz)
ELOJ*	50	IGN	-4.153	37.148	998	Sierra de Loja (Granada)
EMIJ	100	IGN	-4.773	36.565	470	Mijas (Málaga)
EMIN	100	IGN	-6.672	37.768	240	Mina Concepción (Huelva)
ESPR	100	IGN	-5.856	36.869	135	Espera (Cádiz)
ESTP	50	IAG	-4.866	37.271	893	Estepa (Sevilla)
HORN	50	IAG	-5.258	37.846	268	S. Hornachuelos (Córdoba)

Localización inicial

Como se hizo para la serie de La Paca de 2005, los eventos de la serie se han localizado de manera individual utilizando el programa *Hypocenter* (Lienert y Havskov, 1995) incluido en SeisAn y la magnitud ha sido asignada en función de la duración, siguiendo la fórmula de De Miguel *et al.* (1988). Los epicentros de los 157 terremotos de la serie se muestran en la Figura 4.24. El núcleo de la serie se localiza al SE de Morón de la Frontera y la sismicidad presenta una cierta dispersión con orientación N-S entre las poblaciones de Morón de la Frontera y Villanueva de San Juan. Un listado con la localización de los 157 eventos de la serie puede consultarse en el Apéndice A.

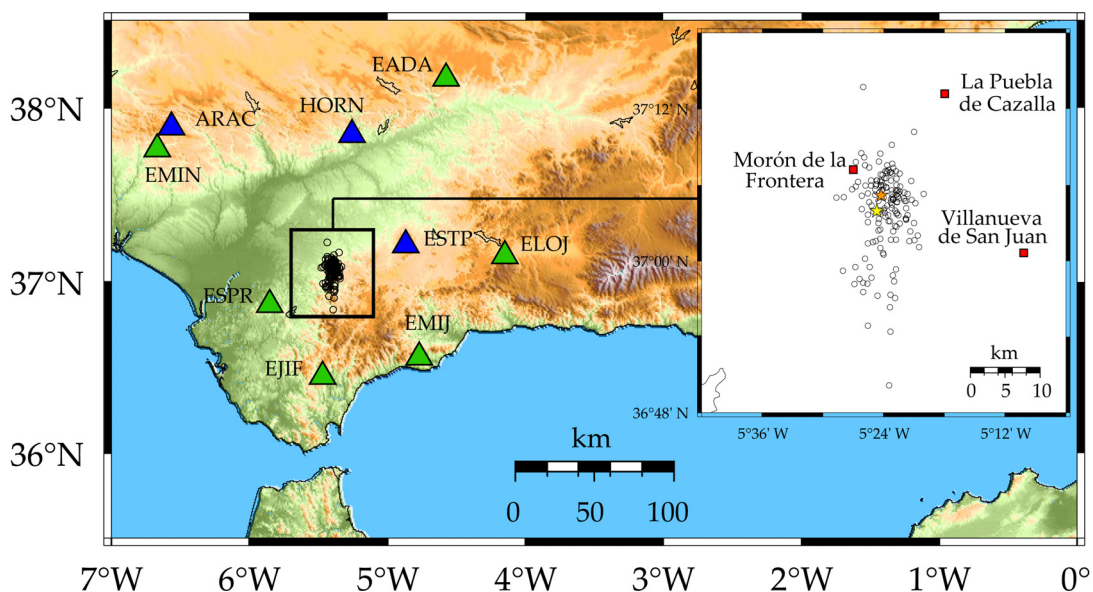


Figura 4.24. Mapa con la localización de los 157 terremotos de la serie sísmica de Morón de la Frontera desde el 2 hasta el 21 de enero de 2007. Los triángulos señalan la posición de las estaciones usadas: en azul, estaciones pertenecientes al IAG y en verde, al IGN. En el recuadro de la derecha se muestra con más detalle la zona epicentral donde el primer terremoto principal (12:19:26) se ha representado mediante una estrella amarilla y el segundo (15:00:47) mediante una estrella naranja.

Figure 4.24. Single earthquake locations for the 157 earthquakes of the Moron de la Frontera seismic sequence from 2 to 21 January 2007. Stations are represented by triangles: blue triangles are IAG stations, green are IGN stations. The box at the right is a more detailed plot of the epicentral area where the first main shock (12:19:26) has been represented by a yellow star and the second main shock (15:00:47) by an orange star.

7.3. *Relocalización con evento maestro: resultados.*

Búsqueda de multipletes

Para la identificación de aquellos terremotos con formas de onda fuertemente coherentes en una determinada estación se realiza, como se hizo en la serie anterior, un análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo mediante una ventana móvil que se desplaza a lo largo de las formas de onda. El análisis se ha realizado para los registros de las llegadas de las fases P y S en la estación de control HORN, en la traza vertical y horizontal, respectivamente. Se ha escogido esta estación, a pesar de no ser la más cercana a la zona epicentral, por ser la que ofrece registros menos complejos comparados con las estaciones en el dominio Bético y una mejor razón señal-ruido. Las señales se han filtrado entre 1-15 Hz, y se ha seleccionado una ventana de análisis

que comienza 0.5 s antes de la llegada de las fases P y S y una duración total de 2 s. De este análisis se ha obtenido el grado de correlación entre todas las parejas de eventos que constituyen la serie (Figura 4.25)

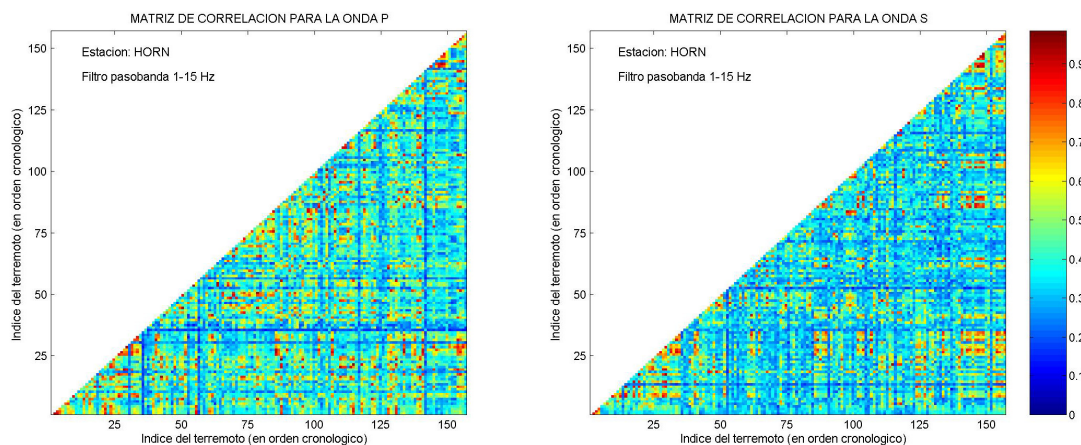


Figura 4.25. Matriz de correlación para la onda P (izquierda) y para la onda S (derecha), de los 157 eventos registrados por la estación HORN.

Figure 4.25. P-wave (left) and S-wave (right) correlation matrix for 157 events recorded by HORN.

Determinación de familias y selección de los eventos maestros

A partir del máximo de la función de correlación cruzada entre parejas de eventos se ha procedido al agrupamiento de los multipletes en familias. La metodología empleada de nuevo es la propuesta por Maurer y Deichmann (1995) y usada anteriormente en el análisis de la serie de La Paca de 2005. La existencia de agrupamientos de terremotos se determina estableciendo tres umbrales mínimos para los valores del máximo de la función de correlación cruzada: uno para la fase P, otro para la S y un tercer umbral de separación. Los valores de esos umbrales se determinan tras haber considerado diferentes combinaciones de los mismos, y en función tanto del número de familias obtenidas, como del número de multipletes que componen cada una de ellas y del número final de eventos útiles para la relocalización (Tabla 4.9). Para esta serie el mejor compromiso entre los factores mencionados se ha conseguido con el triplete de valores $U_P = 0.65$, $U_S = 0.75$ y $U_{SP} = 0.5$, tratándose en el caso de las llegadas de las ondas P y S, de umbrales un poco más permisivos que los correspondientes utilizados en la serie de La Paca de 2005. El número de familias obtenidas ha sido quince, que aglutinan a un total de 89 terremotos, lo que representa el 57% de los eventos incluidos en la serie.

Si se eliminan los dobles o parejas de eventos similares (en total siete) permaneciendo únicamente las familias compuestas por tres o más miembros (que son las que se localizarán relativamente) habría un total de ocho familias, que agrupan a 75 de los 157 eventos seleccionados (48% del volumen de datos inicial) (Figuras 4.26 y 4.27). Reduciendo el umbral de U_s hasta 0.6 habríamos obtenido un porcentaje de eventos útil mayor (hasta el 66%) pero a expensas de obtener familias más numerosas (de hasta 50 multiplétes) en las que muchos de los eventos no presentarían la similitud suficiente entre sus formas de onda para explotar los retardos de la correlación en una localización relativa, motivo por el cual se ha optado por ser más exigentes con dicho umbral para así obtener familias, dentro de lo posible, más similares.

Tabla 4.9. Resultados obtenidos usando diferentes umbrales de correlación P , S y de separación. Se indica el número de familias obtenidas, el tamaño mínimo y máximo de las familias, el número total (y el %) de eventos agrupados, el número de dobles (no incluidos en la relocalización), el número total (y el %) de eventos usados para la relocalización.

Table 4.9. Results obtained using different thresholds for P and S cross correlation and cluster separation. The number of families, the minimum and maximum size of the families, the total number (and %) of multiplétes clustered, the number of doublets (not included in relocation), the total number (and %) of events used for relocation.

U_P	U_S	U_{SP}	Nº familias	Tamaño	Total eventos	%	Nº dobles	Eventos usados	% usado
0.65	0.9	0.5	8	2 – 4	20	13	5	10	6
0.65	0.8	0.5	17	2 – 16	73	46	7	59	38
0.65	0.75	0.6	21	2 – 15	97	62	7	83	53
0.65	0.75	0.5	15	2 – 27	89	57	7	75	48
0.65	0.75	0.4	12	2 – 43	90	57	6	78	50
0.65	0.7	0.5	12	2 – 44	101	64	7	87	55
0.65	0.6	0.5	13	2 – 50	117	75	7	103	66
0.9	0.75	0.5	8	2	16	10	8	0	0
0.8	0.75	0.5	14	2 – 13	51	32	6	39	25
0.7	0.75	0.6	17	2 – 19	79	50	5	69	44
0.7	0.75	0.5	15	2 – 25	79	50	5	69	44
0.7	0.75	0.4	13	2 – 34	80	51	5	70	45
0.6	0.75	0.5	13	2 – 44	92	59	6	80	51

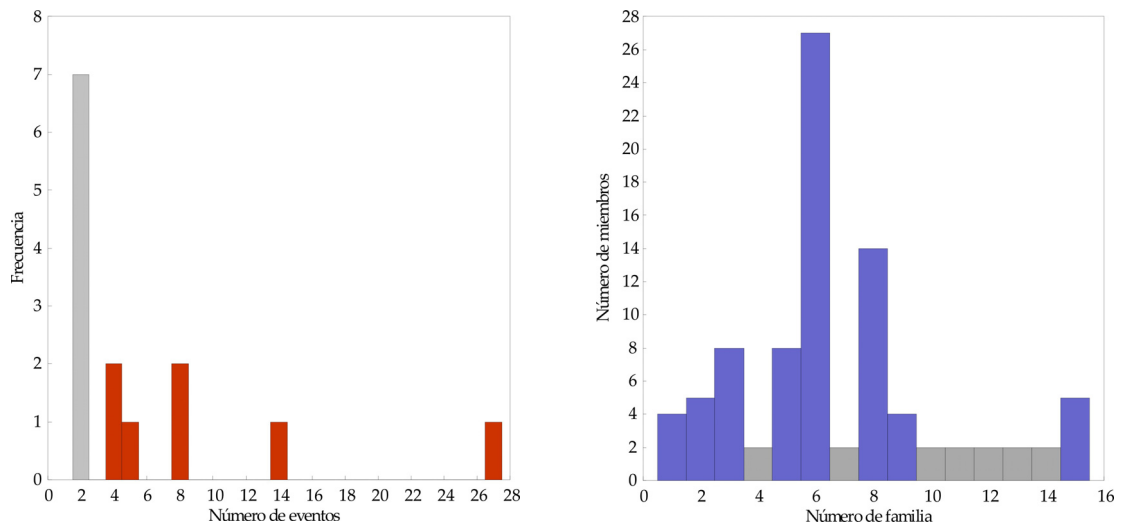


Figura 4.26. A) Histograma del tamaño de las familias (un total de 15, con 7 dobletes). B) Número de miembros por familia. (En ambos casos los dobletes, que no se usan para la relocalización, se han representado en color gris).

Figure 4.26. A) Histogram of the size of families (a total of 15 and 7 doublets). B) Number of members per family. (In both cases diplets, that are not considered for relocation purposes, are represented in grey).

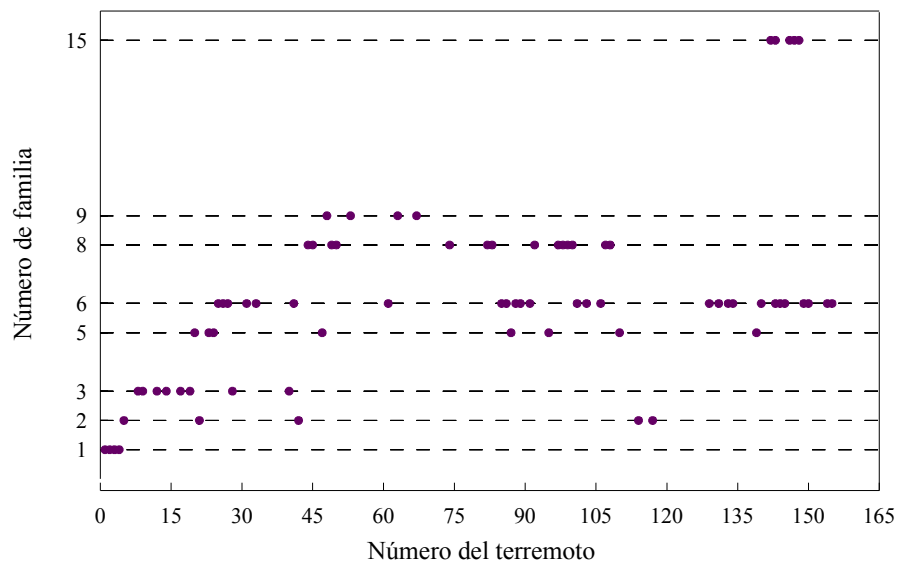


Figura 4.27. Clasificación de los 75 terremotos similares (un 48% de la selección inicial) en 8 familias con un mínimo de 3 elementos.

Figure 4.27. Classification of 75 multiplets (48% of the initial dataset) into 8 clusters with a minimum number of 3 members.

A continuación se describirán brevemente algunas características de las familias obtenidas (en el Apéndice B puede consultarse toda la información referente a cada una de las familias y a los multipletes que las componen):

- La familia 1 está formada por los cuatro primeros eventos de la serie sísmica, los tres premonitorios y el primer evento principal. Todos ellos ocurren el día 2 de enero, día de comienzo de la serie, en un intervalo de menos de ocho horas (el primero a las 4 AM y el último a las 12 PM). En esta familia se incluye el evento de mayor magnitud de la serie ($m_d=3.5$) y la magnitud mínima de los eventos agrupados es 1.7.
- La familia 2 la componen cinco eventos que ocurren entre el 2 y el 4 de enero. El rango de magnitudes de esta familia va desde 1.8 a 2.3.
- La familia 3 la componen ocho terremotos que ocurren el día 2 de enero en un periodo de seis horas (desde las 12PM a las 18PM). Las magnitudes de estos eventos oscilan entre 1.6 y 2.3.
- La familia 5 está compuesta por ocho eventos y tiene una duración temporal de cuatro días, desde el 2 al 6 de enero. El rango de magnitudes va de 1.7 a 2.7.
- La familia 6, con veintisiete miembros, es la más numerosa de todas las familias obtenidas. También es la más extensa desde el punto de vista temporal y tiene una duración igual a la del período de estudio, con un primer evento el día 2 de enero y un último evento el día 21 del mismo mes. Las magnitudes de los multipletes de esta familia oscilan entre 1.2 y 2.6.
- La familia 8 la forman catorce eventos, el primero con fecha 2 de enero y el último con fecha 4 de enero, siendo la extensión temporal del periodo de actividad de esta familia igual a treinta y cuatro horas. Esta es la segunda familia más numerosa obtenida. La magnitud máxima y mínima de los terremotos incluidos en la familia es, respectivamente, 2.5 y 1.1.
- La familia 9 está compuesta por cuatro terremotos con magnitudes pequeñas y muy uniformes (entre 1.6 y 1.9). Todos ocurren el día 2 de enero, en un intervalo de tiempo aproximado de setenta y dos minutos.
- La familia 15 incluye cinco multipletes y tiene una duración de veinticuatro horas: del 6 al 7 de enero. Es la única familia que no comienza el día 2 de enero, día en el que se inicia la serie. Los terremotos tienen magnitudes pequeñas, que van de 1.0 a 1.8.

Como ejemplos de similitud entre los eventos que componen las familias, se han representado los multipletes incluidos en las familias 1 y 2 (Figura 4.28).

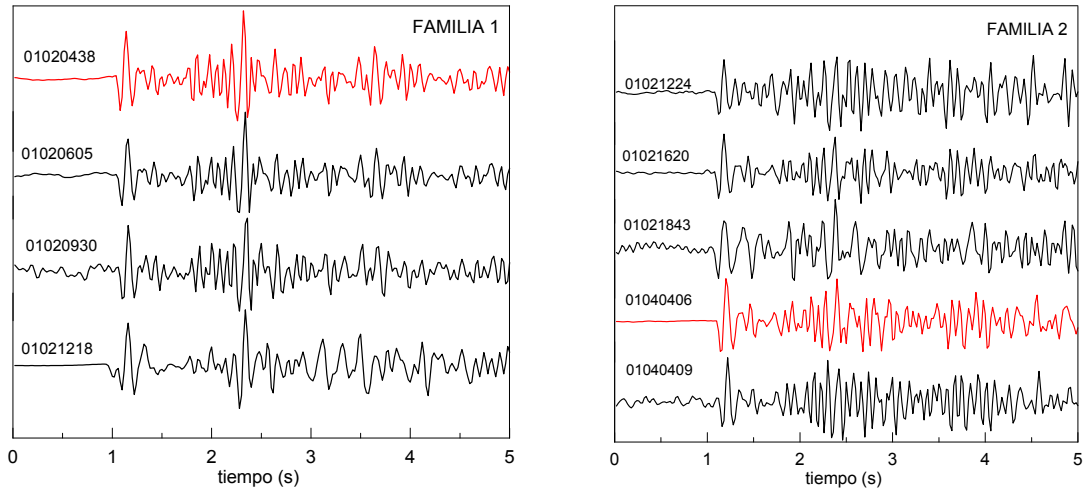


Figura 4.28. Sismogramas normalizados de los multipletes incluidos en varias de las familias obtenidas (estación HORN). En rojo se ha representado la traza del evento maestro.

Figure 4.28. Normalized seismograms of the multiplets included in several of the families obtained (HORN station). Master event seismogram is shown in red colour.

Para determinar las características temporales de las familias se ha escalado el eje horizontal de la Figura 4.27 considerando la fecha de ocurrencia de los multipletes (Figura 4.29).

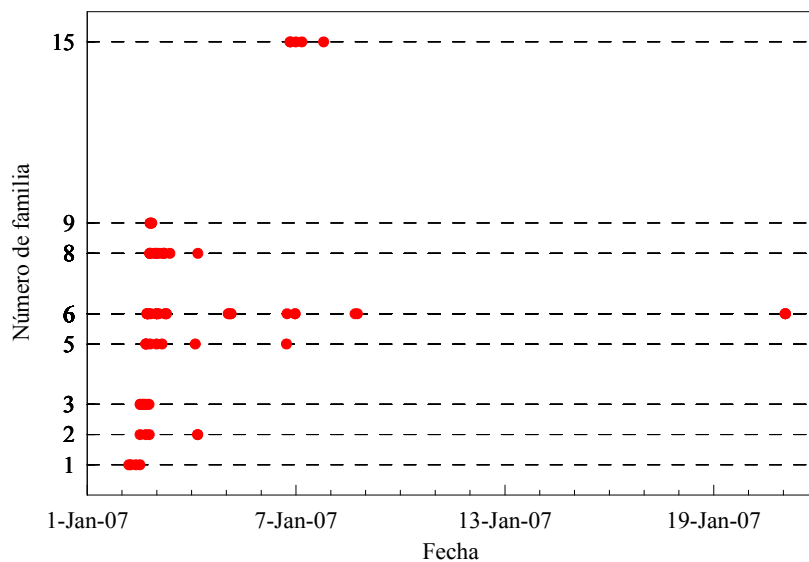


Figura 4.29. Distribución temporal de los multipletes agrupados en familias. Casi la totalidad de los mismos ocurre en los primeros siete días de la serie.

Figure 4.29. Temporal distribution of multiplets clustered in some of the families. Almost the whole set of multiplets occurred during the first seven days of the sequence.

Muchos de los eventos incluidos en alguna de las familias ocurren el día 2 de enero, día de comienzo de la serie. Además, en ese primer día se inician todas las familias con excepción de la familia 15, que lo hace el día 6 de enero. Excepto la macrofamilia 6, que incluye un evento lejano en el tiempo (21 de enero), el resto de los terremotos tienen fecha anterior al 8 de enero, es decir, la actividad de las familias, como la de la serie, se concentra principalmente en la primera semana del año.

La localización absoluta de las familias se calcula a partir de las localizaciones de los multipletes que las componen, promediando los errores aleatorios de las localizaciones originales (Tabla 4.10). Cabe recordar que para ello se está asumiendo que la extensión de las familias es pequeña comparada con los errores de las localizaciones iniciales.

Tabla 4.10. Localizaciones absolutas de los centroides de las familias y errores medios.

Table 4.10. Absolute locations of the centroids of family and mean errors.

Familia	Longitud (°)	Δx (km)	Latitud (°)	Δy (km)	Prof (km)	Δz (km)
1	-5.392	3.9	37.068	2.5	29	5.3
2	-5.398	1.7	37.081	2.1	14	7.1
3	-5.399	3.0	37.092	2.3	13	6.0
5	-5.391	3.1	37.060	2.4	25	6.4
6	-5.398	2.9	37.043	2.6	24	6.6
8	-5.381	2.3	37.081	2.4	13	8.4
9	-5.405	3.7	37.076	2.5	17	6.1
15	-5.410	2.9	37.031	2.0	33	5.6

A continuación se ha representado la localización del centroide de cada una de las familias junto con todos los multipletes incluidos en alguna de ellas (Figura 4.30, en cuyo interior se han representado con más detalle las familias). Se pone de manifiesto un cierto alineamiento de las familias al este del primer evento principal en dirección NS. La extensión total que ocupan los centroides de las familias es de 5.5 km, aproximadamente.

Para la selección del evento maestro dentro de cada familia se han considerado dos criterios: el número de estaciones que han registrado el evento y la calidad de los sismogramas en cada estación. En la Tabla 4.11 se muestra información relativa al

evento maestro de cada una de las familias (información más extensa sobre cada uno de los miembros que componen cada familia, puede verse en el Apéndice B).

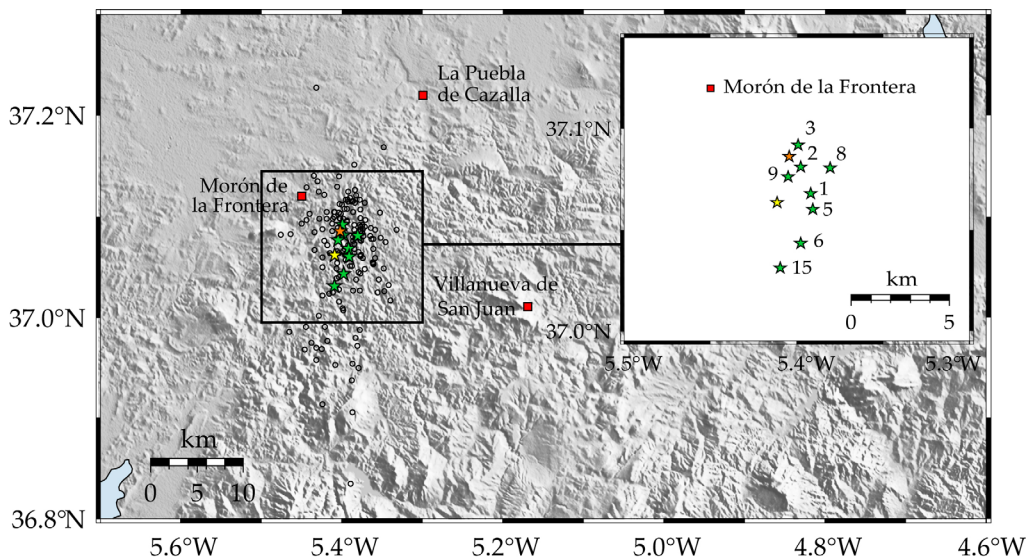


Figura 4.30. Mapa con los epicentros de los 75 terremotos incluidos en alguna de las ocho familias obtenidas. Las estrellas verdes marcan la localización de las familias (véase Tabla 4.10). En el recuadro de la derecha se ha representado con más detalle la localización de las familias, que aparecen numeradas. En ambas figuras el primero de los terremotos principales ha sido representado mediante una estrella amarilla y el ocurrido en segundo lugar mediante una estrella naranja.

Figure 4.30. Map with the epicentral locations of the 75 earthquakes included in any of the eight families obtained. The green stars show the absolute location of the families (see Table 4.10). In the box at the right a more detailed plot of the location and numbering of the families is represented. In both figures, the first main shock has been represented by a yellow star and the one happening later by an orange star.

Tabla 4.11. Información sobre el evento maestro de cada familia: índice dentro del conjunto de datos, orden dentro de la familia (número total de eventos que la componen) y magnitud m_a .
 Table 4.11. Information about the master event chosen for every family: index within the whole dataset, position within the family (total number of events composing the family) and magnitude m_a .

Familia	Maestro		m_a
	Número terremoto	posición familia (total)	
1	1	1 (4)	1.7
2	114	4 (5)	2.8
3	9	2 (8)	2.3
5	23	2 (8)	2.5
6	61	7 (27)	2.1
8	97	9 (14)	2.1
9	53	2 (4)	1.8
15	143	2 (5)	1.8

Localización relativa

Tomando el modelo de velocidad descrito para la serie de La Paca, y la información referente a las localizaciones absolutas de las familias (Tabla 4.10) y de las estaciones (Tabla 4.8), conocidas las diferencias de tiempos de viaje entre el maestro y los esclavos de su familia en cada una de las estaciones (determinadas en el dominio del tiempo mediante los retardos correspondientes al máximo de la función de correlación cruzada), se procede a realizar la inversión para estimar el vector de relocalización, mediante la ecuación (4.12). Las localizaciones obtenidas, así como sus errores en el plano horizontal se muestran en la Figura 4.31 (para más información, consúltese el Apéndice B).

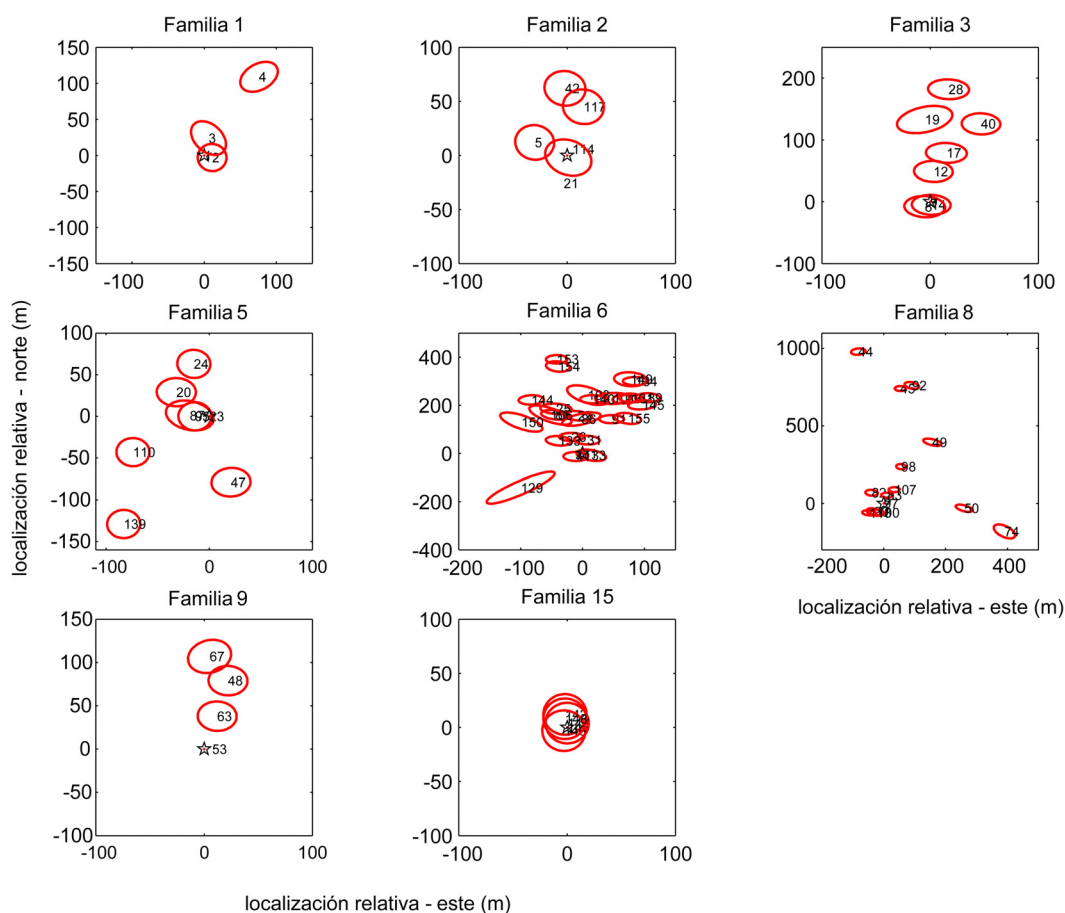


Figura 4.31. Localización relativa respecto al evento maestro de los multipletes dentro de cada familia. Los eventos se han numerado cronológicamente, de acuerdo con el Apéndice A. Las coordenadas relativas del maestro, representado por una estrella, son [0; 0; 0].

Figure 4.31. Relative master event location of multiplets included in the different families. Multiplets are numbered chronologically in accordance with Appendix A. Relative master coordinates, represented by a star, are [0; 0; 0].

Las familias tienen una extensión espacial promedio en torno a los 100 - 150 m. Con respecto a los errores, debido a la distribución de las estaciones con la más cercana situada a ~50 km, las incertidumbres de las localizaciones en profundidad llegan a ser del orden de varias centenas de metros. En el plano horizontal se han obtenido precisiones mayores, con errores promedio de sólo decenas de metro.

En un mapa se ha representado la localización obtenida para todos los multipletes incluidos en alguna de las familias, mostrándose a la derecha con mayor detalle la relocalización final de dichos eventos (Figura 4.32). Puede observarse una mayor agrupación de la sismicidad comparada con la localización inicial. Como ya se detectó al representar la localización de los centroides de las familias, el conjunto de los multipletes relocalizados se alinea con dirección aproximada N0°E a N°30E.

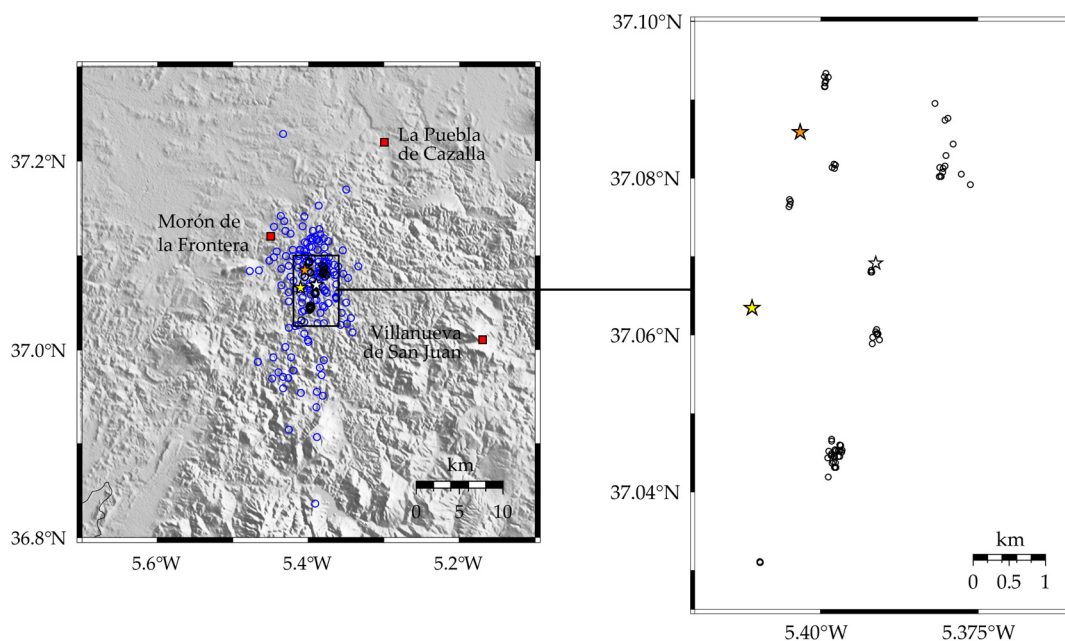


Figura 4.32. Localización inicial de los multipletes incluidos en alguna de las familias (círculos azules) junto con la relocalización final de los mismos usando correlación cruzada y evento maestro (círculos negros). La estrella amarilla indica la localización original del primer evento principal de la serie (incluido en la familia 1), mientras que la estrella blanca muestra su relocalización. La estrella naranja representa el segundo evento principal de la serie. A la derecha, se muestra con más detalle la relocalización de los multipletes.

Figure 4.32. A) Initial location of multiplets included in any of the families (blue circles) together with the final relocations of those multiplets using cross correlation and master event (black circles). Yellow star indicates the first mainshock (included in family 1) original location while whit star indicates the mainshock relocation. Orange star indicates the second main shock event of the series. At the right a more detailed plot of relocated multiplets is shown.

Determinación de planos de falla

Como ya se ha comentado, la similitud entre las forma de onda de los eventos incluidos en cada una de las familias tiene su explicación en un plano de falla común para todos esos terremotos. Para determinar la dirección local de esas fallas ajustaremos un plano a los hipocentros relocalizados de los multipletes dentro de cada familia, como ya se hizo con la serie de La Paca. De nuevo, se escoge como plano de mejor ajuste aquel que minimiza la suma de las distancias de los hipocentros relocalizados de los eventos a dicho plano (Stich *et al.*, 2001). Los planos de mejor ajuste para las familias obtenidas se muestran en la Tabla 4.12 y una proyección equiareal de los mismos en la Figura 4.33.

Tabla 4.12. Planos de mejor ajuste a las familias. Se indica número de la familia, número total de multipletes que la compone, acimut y buzamiento del plano y los errores asociados.

Tabla 4.12. Best-fitting planes to the families. The number of the family, the total number of multiplets included, the azimuth and the dip of the plane and their errors are indicated.

Familia	Multipletes	Acimut (°)			Buzamiento (°)		
1	4	49	±	19	74	±	13
2	5	168	±	16	88	±	2
3	8	11	±	4	88	±	1
5	8	29	±	8	81	±	4
6	27	1	±	3	84	±	1
8	14	151	±	3	87	±	1
9	4	19	±	15	82	±	9
15	5	174	±	22	88	±	4

De nuevo se obtienen buzamientos muy próximos a los 90°, ya que los terremotos relocalizados presentan una gran dispersión en profundidad responsable del gran alargamiento de las familias en el eje vertical. Los valores de acimut revelan varias tendencias predominantes. Una de ellas tiene una dirección media igual a N49°±19°E, y es la correspondiente al alineamiento definido por la familia 1. Si bien esta familia no es muy numerosa (sólo contiene cuatro multipletes), uno de ellos es el evento principal de la serie, de magnitud 3.5, ocurrido el día 2 de enero, razón por la cual es importante considerar esta tendencia a la hora de determinar el posible plano de falla. Otras alineaciones que encontramos tienen direcciones medias aproximadas: N160°±10°E

(familias 2, 8 y 15, 32% de los eventos relocalizados), $N5^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ (familias 3, 6 y 9, 52% de los eventos relocalizados) y $N29^{\circ}\pm 8^{\circ}E$ (familia 5, 11% de los eventos relocalizados) (Tabla 4.12 y Figuras 4.33 y 4.34).

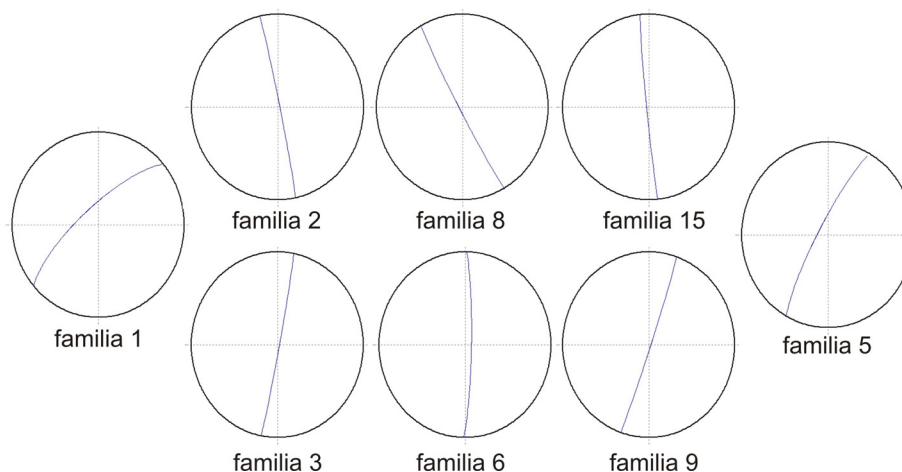


Figure 4.33. Proyección equiareal de los planos de mayor ajuste a las familias de multipletes relocalizados. Se han detectado cuatro lineamientos principales: $N49^{\circ}\pm 19^{\circ}E$, $N160^{\circ}\pm 10^{\circ}E$, $N5^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ y $N29^{\circ}\pm 8^{\circ}E$.

Figure 4.33. Equiareal projections of the best-fitting planes through relocated multiplet families. Four main lineaments have been detected: $N49^{\circ}\pm 19^{\circ}E$, $N160^{\circ}\pm 10^{\circ}E$, $N5^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ and $N29^{\circ}\pm 8^{\circ}E$.

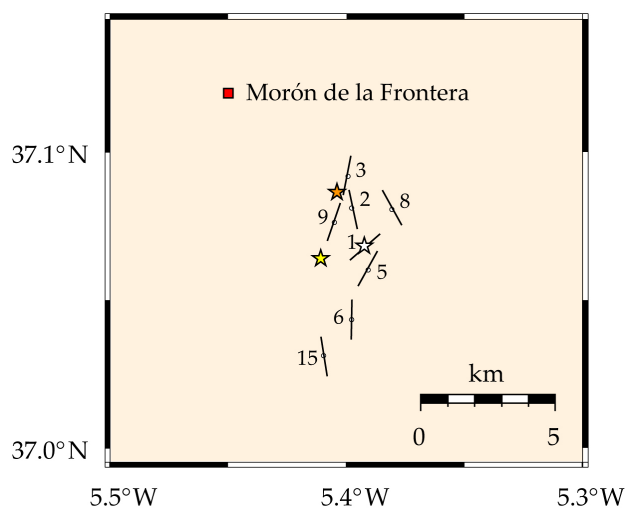


Figura 4.34. Mapa donde se presentan las orientaciones de los planos de mejor ajuste a las distintas familias relocalizadas. Se han determinado tres tendencias principales: $N160^{\circ}E$, $N5^{\circ}E$ y $N29^{\circ}E$. Además la familia 1, que incluye al terremoto principal (localización inicial, estrella amarilla, relocalización estrella blanca), tiene orientación $N49^{\circ}E$.

Figure 4.34. Map showing the orientations of planes fitted to the different relocated families. Three main trends have been determined: $N160^{\circ}E$, $N5^{\circ}E$ y $N29^{\circ}E$. Furthermore, family 1 which includes the main shock (initial location, yellow star, relocation orange star), has orientation $N49^{\circ}E$.

Análisis de Componentes Principales

A continuación, como ya se hizo con la serie de La Paca, se ha aplicado el Análisis de Componentes Principales al conjunto de los hipocentros relocalizados, con el fin de determinar el elipsoide local de ruptura así como los planos principales sobre los que los terremotos ocurren (Michellini y Bolt, 1986; Posadas, 1991; Posadas *et al.*, 1993). Cabe recordar que con este análisis se considera la ocurrencia temporal de los eventos y su proximidad en el tiempo.

La representación de la función $Q(N, K)$ permite determinar el valor óptimo de la ventana móvil que, en este caso, es $K = 22$ (Figura 4.35) y conocido ese valor se determina el número de Elipsoides Locales de Ruptura construidos a partir de esos K terremotos consecutivos en el tiempo que tienen una estructura planar dominante. Los planos más relevantes obtenidos del análisis espacio-temporal del proceso de ruptura se presentan secuencialmente en la Tabla 4.13.

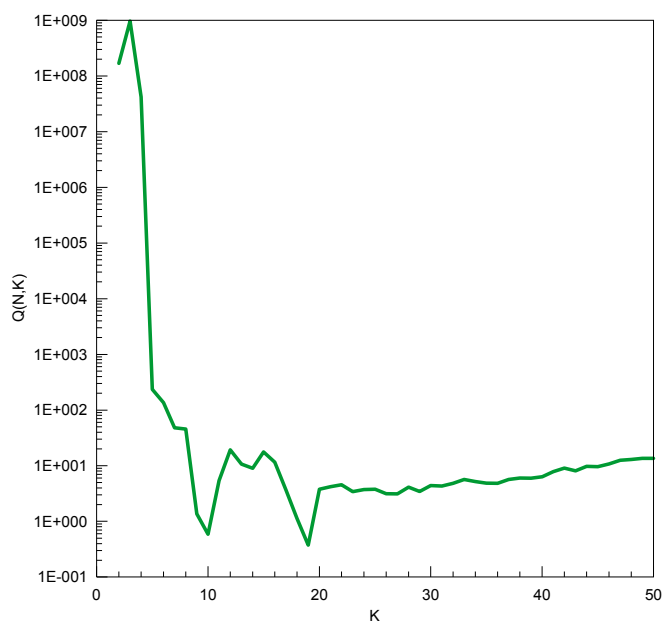


Figura 4.35. Representación de la función $Q(N, K)$ en función de la longitud K de la ventana móvil de sismos para el Análisis de Componentes Principales espacio-temporal. El valor de la ventana móvil de sismos K se ha tomado igual a 22.

Figure 4.35. Plot of function $Q(N, K)$ versus sliding window length K for the spatio-temporal Principal Component Analysis. The value of the sliding window K has been taken equal to 22.

Tabla 4.13. Planos que caracterizan la evolución temporal del proceso de ruptura según el Análisis de Componentes Principales aplicado al conjunto de multipletes relocalizados. La columna NCP indica el número de planos individuales consecutivos en el tiempo con los que se ha construido el plano promedio, dando una idea de su importancia relativa. El resto de las columnas son el acimut, buzamiento y localización espacial del elipsoide considerado.

Table 4.13. Planes characterizing temporal evolution of the rupture process according the Principal Component Analysis applied to the set of relocated multiplets. NCP column indicates the number of time-consecutive individually planes used for the estimation of the average plane, giving an idea about its relative importance. The other columns are the ellipsoid azimuth, dip and spatial location

Planos	NCP	Acimut (°)	Buzamiento (°)	Lon (°)	Lat (°)	Profundidad (km)
a	3	15	88	-5.396	37.071	19.5
b	7	37	82	-5.394	37.068	18.1
c	4	6	89	-5.393	37.069	17.1
d	4	20	88	-5.392	37.068	17.5
e	32	159	80	-5.392	37.060	19.9

A partir de la tabla anterior y de la proyección estereográfica de los planos (Figura 4.36), se observa que el proceso presenta una evolución de la ruptura caracterizada por tres tendencias. La primera de ellas permanece activa prácticamente durante toda la serie y tiene una dirección media aproximada $N14^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ (correspondiente a las proyecciones a, c, y d). Además se encuentra un lineamiento con dirección $N37^{\circ}E$ (proyección b) y, al final de la serie, otro con dirección $N159^{\circ}E$ (proyección e).

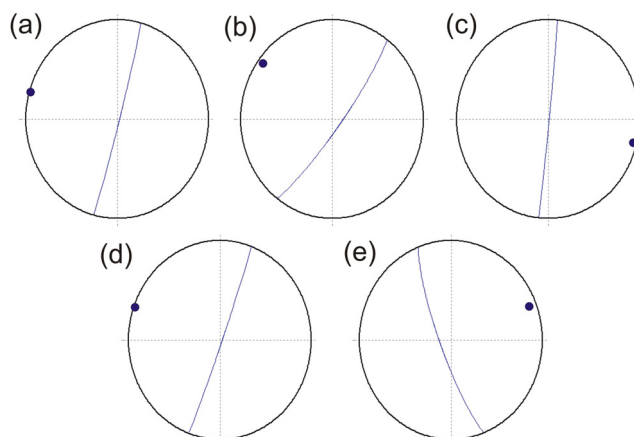


Figura 4.36. Evolución temporal del proceso de ruptura obtenido mediante Análisis de Componentes Principales. Las proyecciones equiareales de los planos se representan consecutivas en el tiempo. Se han encontrado tres direcciones principales: $N14^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ (proyecciones a, c y d), $N37^{\circ}E$ (proyección b) y $N159^{\circ}E$ (proyección e).

Figure 4.36. Temporal evolution of the rupture process modelled by Principal Component Analysis. Equiareal projections of the planes are represented in temporal order. Three principal directions have been found: $N14^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ (projections a, c and d), $N37^{\circ}E$ (projection b) and $N159^{\circ}E$ (projection e).

8. Aplicación a la serie sísmica de Morón de la Frontera (Sevilla) de junio-septiembre de 2007

8.1. Descripción de la serie

Tras el periodo sísmico que se inicia a principios de 2007 en las proximidades de Morón de la Frontera, la actividad cesa prácticamente por completo produciéndose un nuevo repunte el día 30 de junio. Durante dos semanas se produce un número considerable de terremotos por día, número que después disminuye de manera significativa hasta mediados de septiembre, cuando se produce un nuevo episodio sísmico, que comienza el día 13 y se prolonga hasta finales de ese mes, fecha a partir de la cual podemos considerar este nuevo repunte prácticamente concluido (Figura 4.37). Por tanto, se pueden distinguir tres periodos de actividad sísmica intensa en la zona de Morón de la Frontera durante el año 2007, el primero en enero, el segundo a finales de junio-principios de julio, y el tercero a mediados de septiembre. El comportamiento sísmico entre los periodos es bien distinto, mientras entre el primero y el segundo se puede decir que la actividad sísmica prácticamente cesa, no ocurre lo mismo entre el segundo y el tercero, motivo por el cual se ha decidido considerar esos dos periodos (junio-julio y septiembre), como una única serie sísmica de mayor duración: desde junio hasta septiembre de 2007.

La serie sísmica que comienza en la zona de Morón de la Frontera el día 30 de junio se prolonga durante tres meses. La serie da inicio a las 03:53:45.9 con un terremoto de magnitud M_w 4.4 que fue sentido con intensidad V (EMS) en la zona epicentral. A este terremoto le siguieron más de 60 réplicas ese mismo día, la más importante a las 11:29:35.3 con magnitud M_w 3.6 e intensidad I = II. Durante los días siguientes continua la actividad sísmica, con eventos con magnitud por debajo de 2.8, si bien el número diario de terremotos va decreciendo. A partir del 21 de julio la actividad se vuelve más dispersa produciéndose un nuevo repunte el día 13 de septiembre. Durante ese día se producen más de 30 terremotos, todos con magnitud $m_d \leq 2.9$, tres de los cuales fueron sentidos con I = II (EMS) en la zona de Morón de la Frontera. El día 14 de septiembre la actividad sísmica continúa en aumento, con alrededor de 50 eventos registrados ese día. Los más importantes tuvieron magnitud M_w 3.6 y ocurrieron en un lapso muy corto de tiempo, el primero a las 03:45:05.0 y el segundo a

las 03:45:47.8. Estos terremotos fueron sentidos con una intensidad $I=IV$ (EMS) en la zona epicentral. Otro terremoto de mayor magnitud ($M_w 3.9$, $I=IV$) ocurre el día 18 de septiembre a las 23:20:43.3, y provoca un ligero incremento en la actividad sísmica durante ese día y los posteriores, manteniéndose en niveles relativamente altos hasta el final del mes.

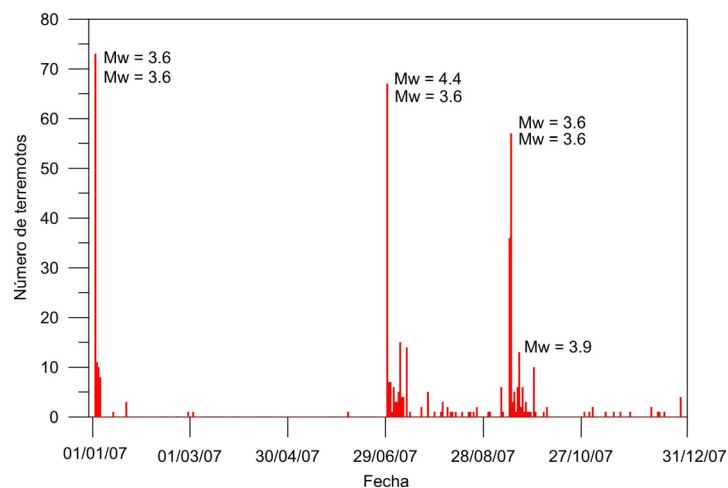


Figura 4.37. Número de terremotos por día durante el año 2007 en las proximidades de Morón de la Frontera (catálogo sísmico del IGN). Se observan tres periodos de actividad sísmica importante: enero, fin junio - principios julio y septiembre. Entre el primer y el segundo periodo la actividad cesa casi por completo. No ocurre así entre el segundo y el tercer periodo (por este motivo ambos periodos se han considerado como una única serie sísmica). Para los terremotos más grandes se indica la magnitud momento.

Figure 4.37. Daily number of earthquakes during 2007 in the vicinity of Morón de la Frontera (IGN seismic catalogue). Three periods of important seismic activity can be observed in January, last June-early July and September. Between the first and the second period the activity nearly ceases, something that does not happen between the second and the third period (for that reason both periods have been considered as a unique seismic series). For the largest earthquakes, moment magnitude is indicated.

Selección de terremotos

Para el estudio de la serie de Morón de la Frontera de junio-septiembre de 2007 se han tomado los eventos incluidos en la base de datos de terremotos del IAG y, para acotar la zona de interés, se han realizado sendas búsquedas espacial y temporal. Espacialmente se va a considerar la zona delimitada por las coordenadas $36.5^{\circ}N - 37.5^{\circ}N$ y $6^{\circ}W - 5^{\circ}W$ (similar a la zona estudiada en la serie de enero de ese mismo año). Por su parte, el intervalo temporal abarca tres meses, desde el 30 de junio hasta el 30 de septiembre de 2007. Aplicando esos criterios de búsqueda se seleccionan 309 eventos pertenecientes a esta serie.

Las coordenadas espaciales abarcan aproximadamente 100 km en torno al núcleo de la zona epicentral, localizada entre las poblaciones de Morón de la Frontera y Villanueva de San Juan, por lo que se considera que dentro de esa área están incluidos todos los eventos que pertenecen a la serie. La extensión temporal de la serie es grande y viene marcada por dos periodos de incremento en la actividad sísmica: el primero el día 30 de junio (se comprobó que no existieron eventos precursoros en las semanas anteriores) y el segundo ocurrido los días 13 y 14 de septiembre (Figura 4.38.A y 4.38.B). En el periodo comprendido entre esas dos fechas (julio, agosto y primeros días de septiembre) siguieron produciéndose eventos que, aunque menos numerosos y más dispersos en el tiempo, hicieron que la tasa de actividad se mantuviera dentro de unos valores considerables para la zona. Por este motivo, y como ya se ha comentado, no se ha considerado la sismicidad de esos dos periodos (junio y septiembre) como dos series sísmicas independientes, sino como una única serie de mayor duración.

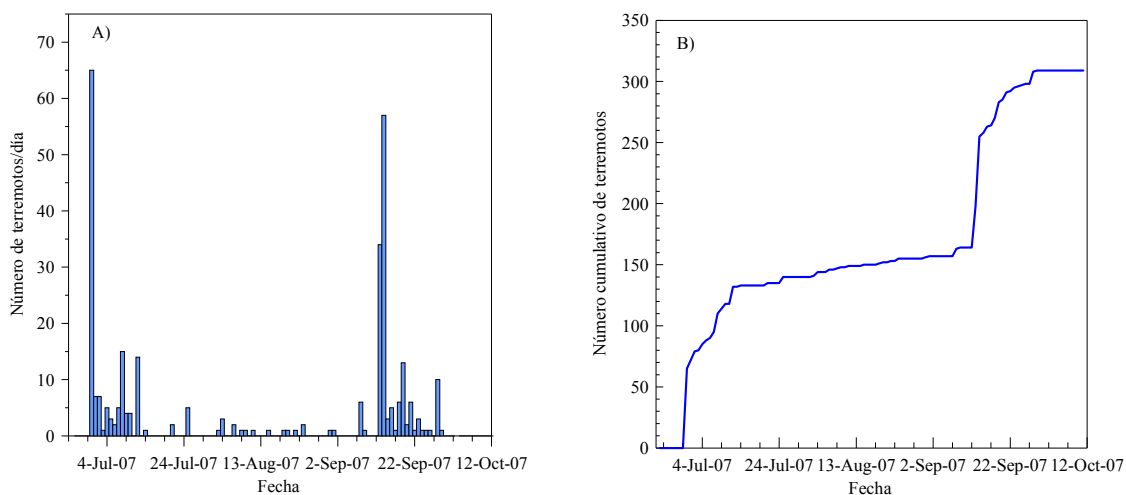


Figura 4.38. A) Histograma del número de terremotos por día en función del tiempo. Los días de mayor actividad son el día de comienzo de la serie (30 junio, 65 eventos) y los días 13 y 14 de septiembre (34 y 57 eventos, respectivamente). B) Número acumulativo de terremotos en función del tiempo. Los aumentos más pronunciados de la actividad se observan igualmente los días 30 de junio, 13 y 14 de septiembre.

Figure 4.38. A) Histogram of the daily number of earthquakes versus time. Days of greater activity coincide with the date of beginning of the sequence (30 June, 65 events) and with the date 13 and 14 September, when a sudden increase of activity takes place (34 and 57 events, respectively). B) Line representing the cumulative number of earthquakes as a function of time. The largest increments of activity are also observed on 30 June, 13 and 14 September.

El volumen final de datos con que se va a trabajar, 309 terremotos en total, tiene magnitudes oscilando entre 1.1 y 4.5 (Figura 4.39.A) y profundidades hipocentrales en su mayoría localizadas en el intervalo 0-10 km (Figura 4.39.B).

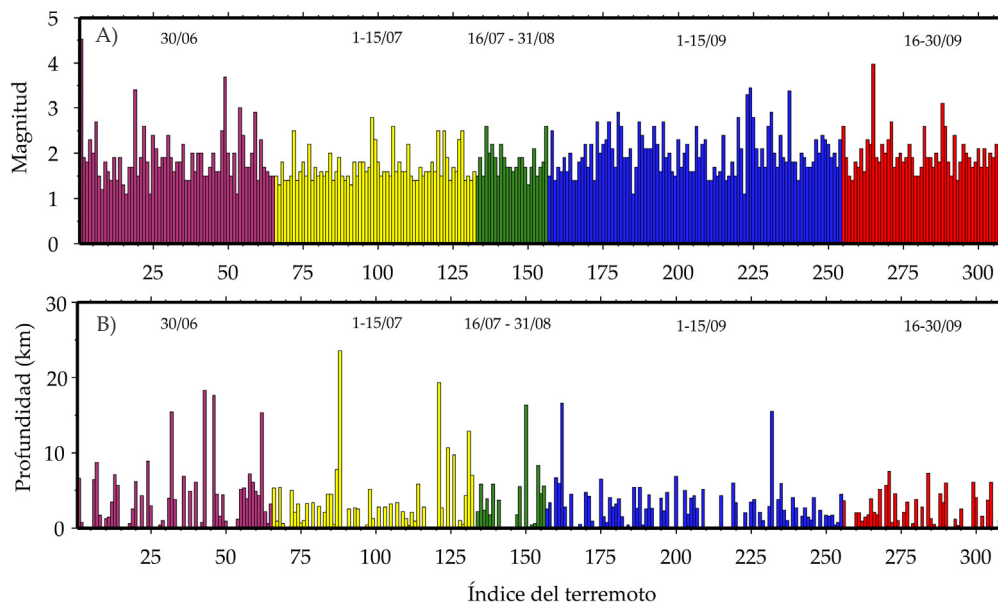


Figura 4.39. A) y B) Diagramas de barras que muestran la evolución temporal de la magnitud y la profundidad, respectivamente, durante la serie. El eje horizontal representa el número asignado a cada evento en el catálogo en orden cronológico.

Figure 4.39 .A) and B). Bar diagrams showing time evolution of magnitude and depth, respectively, during the series. The horizontal axe represents the number assigned to each event in the catalogue.

Estaciones sísmicas

El conjunto de las estaciones sísmicas utilizado para el análisis del periodo sísmico de junio-septiembre de 2007 se ha podido incrementar considerablemente con respecto al utilizado en enero (compuesto por las estaciones ARAC, ESTP y HORN, pertenecientes a la Red Sísmica del IAG y EADA, EJIF, ELOJ, EMIJ, EMIN y ESPR, del IGN). En esta ocasión se han podido integrar datos de algunas estaciones adicionales pertenecientes al IGN (como es el caso de las estaciones ECAB y ELUQ), y además de estaciones del proyecto TOPOIBERIA ubicadas en la zona occidental de Andalucía (ALJ, E001, E002, E021 y LIJA), mejorándose así la cobertura en torno a la zona epicentral. Por tanto, para este periodo sísmico en la zona de Morón de la Frontera se han utilizado registros de un total de dieciséis estaciones, con distancias epicentrales entre 15 y 150 km (Tabla 4.14 y Figura 4.40).

Tabla 4.14. Listado de las estaciones utilizadas para la localización relativa de la serie de junio-septiembre de 2007 en Morón de la Frontera. (* estaciones de corto periodo)

Table 4.14. List of the stations employed in the June-September 2007 Moron de la Frontera seismic sequence relative location. (* indicate short period stations).

Nombre	Muestreo (Hz)	Centro	Lon (°)	Lat (°)	Altitud (m)	Localización
ALJ	100	TOPOIB.	-5.649	36.530	477	Pico Aljibe (Cádiz)
ARAC	50	IAG	-6.564	37.892	675	Aracena (Huelva)
EADA	100	IGN	-4.577	38.167	565	Adamuz (Córdoba)
ECAB	100	IGN	-5.419	38.075	520	El Cabril (Córdoba)
EJIF*	50	IGN	-5.469	36.451	260	Jimena de la Frontera (Cádiz)
ELOJ*	50	IGN	-4.153	37.148	998	Sierra de Loja (Granada)
ELUQ*	50	IGN	-4.267	37.561	703	Luque (Córdoba)
EMIJ	100	IGN	-4.773	36.565	470	Mijas (Málaga)
EMIN	100	IGN	-6.672	37.768	240	Mina Concepción (Huelva)
ESPR	100	IGN	-5.856	36.869	135	Espera (Cádiz)
ESTP	50	IAG	-4.866	37.271	893	Estepa (Sevilla)
E001	100	TOPOIB.	-5.839	36.174	346	Barbate (Huelva)
E002	100	TOPOIB.	-5.517	36.061	388	Algeciras (Cádiz)
E021	100	TOPOIB.	-4.916	38.006	609	Villaviciosa de Córdoba (Córdoba)
HORN	50	IAG	-5.258	37.846	268	S.Hornachuelos (Córdoba)
LIJA	100	TOPOIB.	-5.404	36.906	1003	La Muela (Cádiz)

Como ya ocurrió con las series anteriores, el IGN facilitó el acceso a su base de datos de terremotos y a los registros de las formas de onda de sus estaciones. También se contó con la colaboración del personal del IAG vinculado al proyecto TOPOIBERIA

para poder disponer de las formas de onda de las estaciones de dicho proyecto. Tras la unificación en los formatos de las formas de onda (de CSS a SeisAn para el caso de estaciones del IGN, y de SAC a SeisAn para las estaciones del proyecto TOPOIBERIA), el conjunto de las formas de onda se incorporó en una única base de datos para la serie de Morón de la Frontera de junio-septiembre de 2007, que integra toda la información disponible procedente de las dieciséis estaciones. Para la mayoría de los eventos se dispone de formas de onda de todas las estaciones del IGN y del IAG. Para el caso de las estaciones de TOPOIBERIA, la disponibilidad depende del periodo de instalación de las estaciones, que comenzó en febrero de 2007 en la zona occidental de Andalucía continuando en los meses posteriores. En la Tabla 4.15 puede consultarse la fecha de instalación de las estaciones del proyecto TOPOIBERIA. Se observa que ALJ, LIJA y E001 estuvieron operativas durante todo el periodo sísmico que ahora se estudia, mientras que E002 entró en funcionamiento en julio, y E021 no comenzó a registrar hasta mediados del mes de septiembre, fecha en que la mayor parte de la actividad sísmica que se está considerando había tenido ya lugar.

Tabla 4.15. Información sobre la fecha de instalación de las estaciones TOPOIBERIA.

Table 4.15. Information about installation date for TOPOIBERIA stations used for the analysis.

Nombre	Fecha instalación
ALJ	21/02/2007
E001	28/06/2007
E002	10/07/2007
E021	15/09/2007
LIJA	22/02/2007

Localización inicial

A partir de la información contenida en la nueva base de datos de la serie se han localizado los eventos de manera individual mediante el programa *Hypocenter* (Lienert y Havskov, 1995). Los epicentros de los sismos, así como la posición de las estaciones empleadas, se muestran en la Figura 4.40 (un listado con la localización de los 309 terremotos puede consultarse en el Apéndice A). Se observa la existencia de un gran agrupamiento de la sismicidad entre las poblaciones de Morón de la Frontera y Villanueva de San Juan sin, aparentemente, ninguna tendencia espacial.

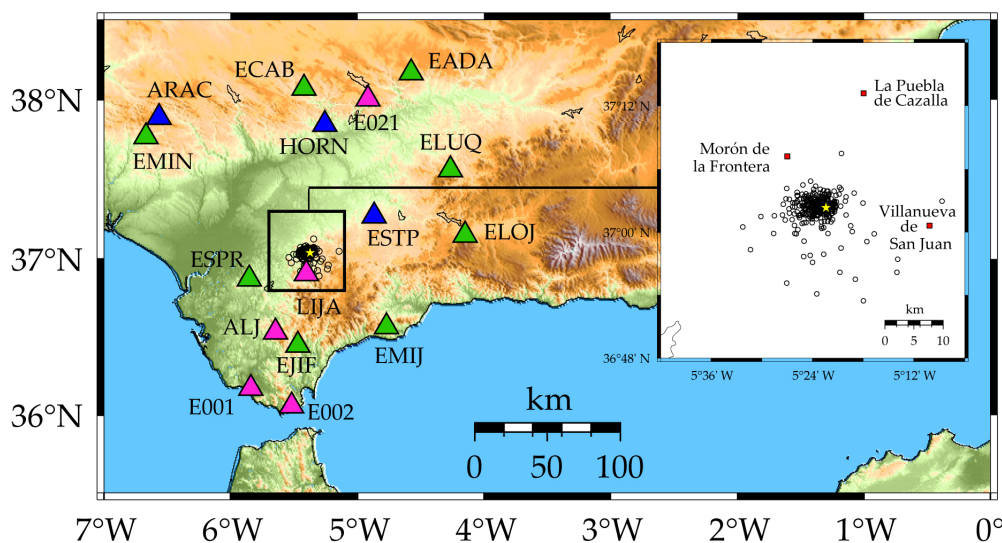


Figura 4.40. Mapa con la localización de los 309 terremotos de la serie sísmica de Morón de la Frontera desde el 30 de junio hasta el 30 de septiembre de 2007 (la estrella amarilla representa al terremoto principal). Los triángulos señalan la posición de las estaciones usadas: azul, estaciones del IAG, verde, del IGN y rosa del proyecto TOPOIBERIA. En el recuadro de la derecha se muestra con más detalle la zona epicentral.

Figure 4.40. Single earthquake locations for the 309 events included in Moron de la Frontera seismic series from 30 June to 30 September 2007 (yellow star represents the main shock). Stations are indicated by triangles: blue, IAG stations; green, IGN stations; pink, TOPIBERIA stations. The box at the right shows a more detailed plot of the epicentral area.

Debido a la larga duración en el tiempo de la serie se va a representar temporalmente, por meses, la localización de los 309 eventos (Figura 4.41) para intentar identificar alguna tendencia espacio-temporal. En todas las ventanas temporales se ha representado la localización del evento principal del 30 de junio para mantenerla como referencia. A la vista de las localizaciones mensuales no se puede discernir una migración clara de la sismicidad. En los cuatro meses representados los eventos aparecen distribuidos como un núcleo compacto en torno al terremoto principal. Sin embargo, si se representan conjuntamente los eventos pertenecientes a ambas series (Figura 4.42.A) sí puede observarse una migración de la sismicidad pues la actividad se ha desplazado hacia el sur en la serie de junio-septiembre, localizándose la mayoría de los eventos de la serie de enero más hacia el norte, muy cerca de Morón de la Frontera. El núcleo de la serie de verano de 2007 es más compacto que el de la serie de enero de ese mismo año (debido a la existencia de un mayor número de estaciones sísmicas disponibles y a la obtención de localizaciones con errores menores), y se localiza ligeramente al sur de la misma (unos 6 km).

Para comprobar que la migración de la sismicidad hacia el sur no es consecuencia del uso de un mayor número de estaciones sísmicas para la localización de la serie de verano con respecto a la de enero, se ha procedido a la localización de esta serie de junio-septiembre utilizando las mismas estaciones que se emplearon para la localización de la serie de enero (es decir, se han suprimido las estaciones del proyecto TOPOIBERIA así como las estaciones ECAB y ELUQ del IGN). Los resultados de esta localización reduciendo el número de estaciones son semejantes a los obtenidos usando el total de estaciones disponibles en verano y pueden verse en la Figura 4.42.B.

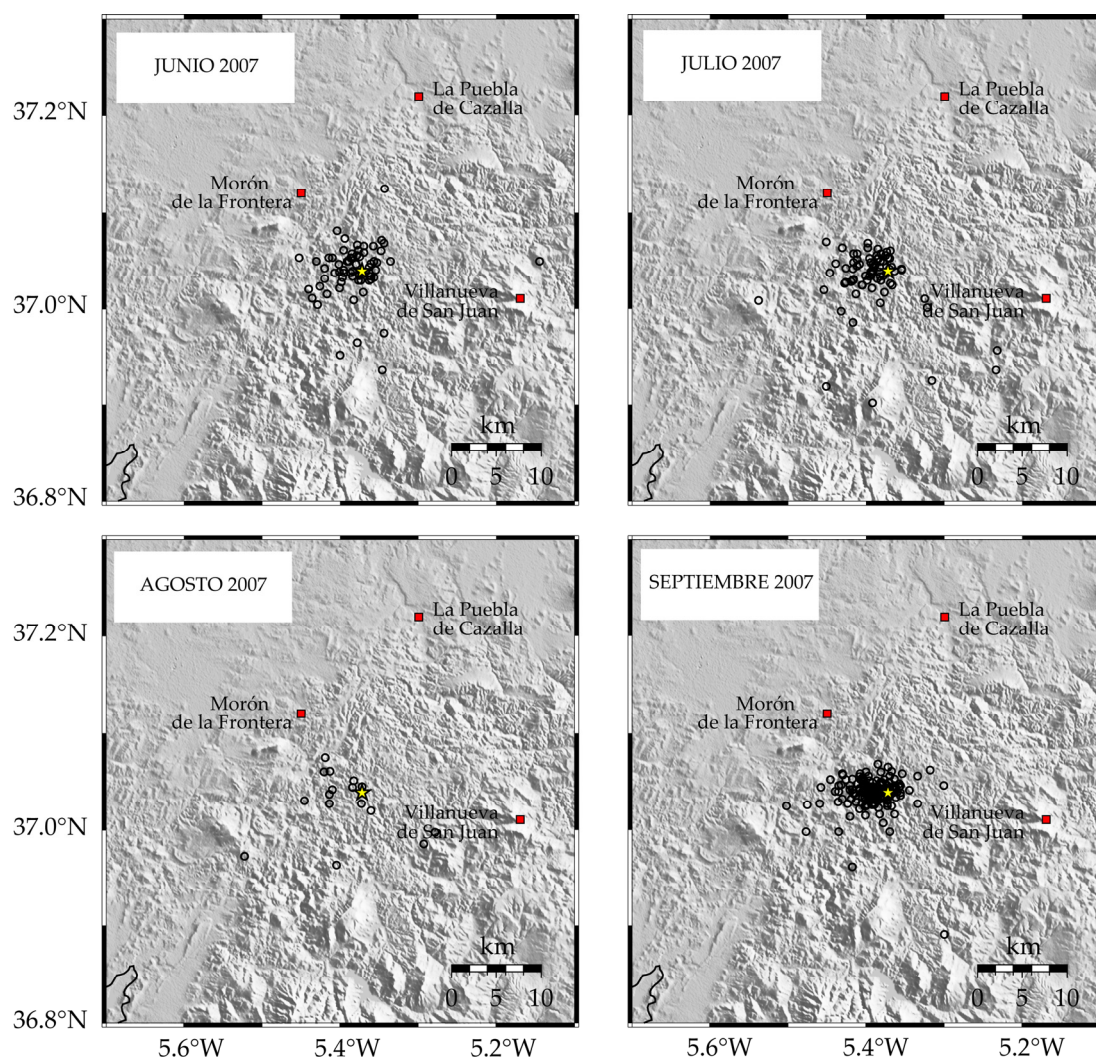


Figura 4.41. Localización de los 309 terremotos de la serie sísmica de Morón de la Frontera representados temporalmente por meses: junio, julio, agosto y septiembre de 2007. La estrella amarilla indica el evento principal del 30 de junio.

Figure 4.41. Monthly locations for the 309 earthquakes included in Moron de la Frontera series: June, July, August and September. Yellow star represents June 30th main shock.

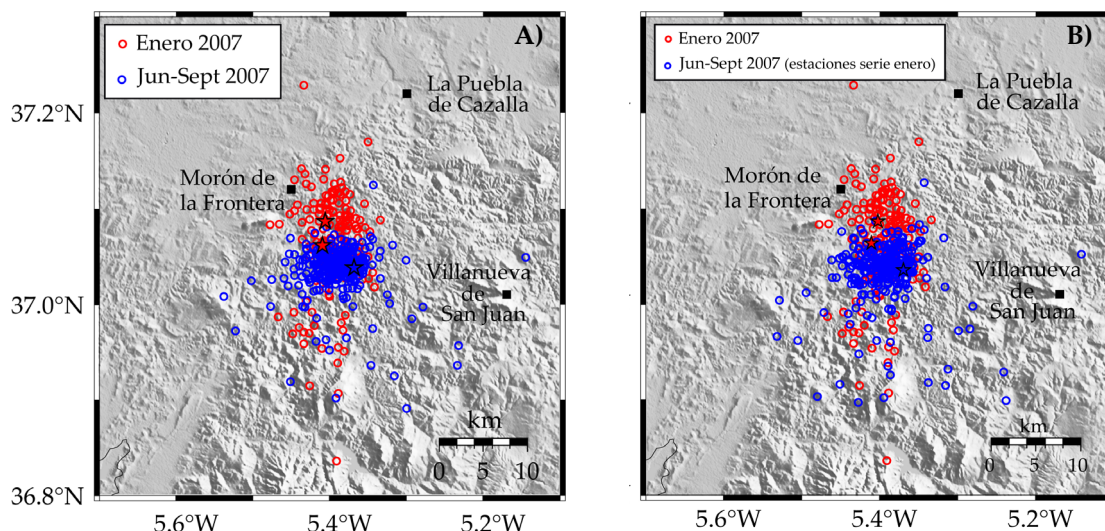


Figura 4.42. A) Mapa con las localizaciones de los terremotos de las serie sísmicas de Morón de la Frontera de enero de 2007 (círculos rojos) y de junio-septiembre de 2007 (círculos azules). B) Igual que en A), pero las localizaciones de la serie de junio-septiembre se han realizado excluyendo las estaciones ECAB y ELUQ (ambas del IGN) y las estaciones del proyecto TOPOIBERIA.

Figure 4.42. A) Earthquake locations of the earthquakes from the January 2007 (red circles) and June-September 2007 (blue circles) Moron de la Frontera seismic sequences. B) Similar than A) except for the fact than the June-September locations have been calculated excluding stations ECAB and ELUQ (both from IGN) and TOPOIBERIA project stations.

8.2. Relocalización con evento maestro: resultados.

Búsqueda de multipletes

Como en los casos anteriores, la búsqueda de multipletes se realiza en el dominio del tiempo mediante un análisis de correlación cruzada de las fases P y S. Se toma una ventana móvil centrada en torno a la llegada de las fases que se desplaza un determinado número de muestras a lo largo del registro. Las señales se han filtrado entre 1-15 Hz, y se ha seleccionado una ventana de análisis que comienza 0.5 s antes de la llegada de las fases P y S y con una duración total de 2 s. Se han considerado los sismogramas registrados en la estación de control HORN, que como en la serie de enero se ha seleccionado por ofrecer los mejores registros y la mejor razón señal-ruido. Como ya se ha visto, el grado de similitud entre dos trazas se cuantifica a partir del valor máximo de la función de correlación cruzada, y gracias a este análisis se obtiene

un indicador de la correlación entre todas las parejas de eventos que constituyen la serie (Figura 4.43).

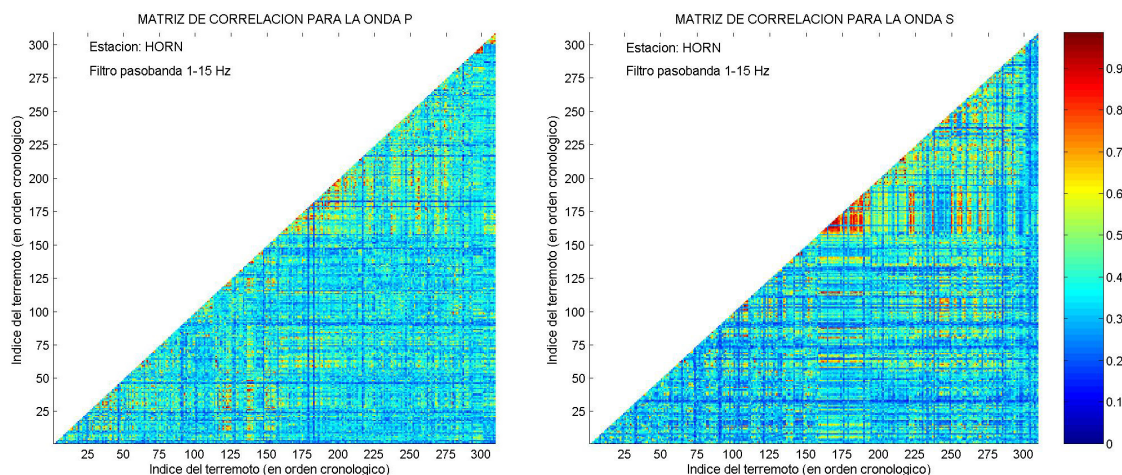


Figura 4.43. Matriz de correlación para la onda P (izquierda) y para la onda S (derecha), de los 309 eventos registrados por la estación HORN.

Figure 4.43. P-wave (left) and S-wave (right) correlation matrix for the 309 events recorded by HORN.

Determinación de familias y selección de los eventos maestros

El máximo de la función de correlación cruzada entre parejas de eventos es el punto de partida para la obtención de familias de eventos similares. Utilizando el algoritmo de selección de Maurer y Deichmann (1995) ya empleado en las otras dos series, se realizan pruebas con diferentes valores de los umbrales U_P , U_S y U_{SP} (Tabla 4.16).

En esta ocasión los umbrales se establecen en los siguientes valores: $U_P = 0.65$, $U_S = 0.75$ y $U_{SP} = 0.5$, obteniéndose un total de 27 familias. De esas familia 13 son dobles y el resto, 14 familias, contienen entre 3 y 33 eventos y agrupan a 87 terremotos (el 28% del conjunto total de eventos que compone la serie) (Figuras 4.44 y 4.45). De nuevo se ha buscado el compromiso entre el número total de eventos agrupados y la similitud de los mismos, ya que con otras combinaciones de los umbrales se habría podido disponer de un mayor número de eventos útiles para la relocalización, aunque en esos casos la semejanza de algunas formas de onda de algunas de las familias obtenidas, especialmente las más numerosas, era muy baja.

Tabla 4.16. Resultados obtenidos usando diferentes umbrales de correlación P, S y de separación. Se indica el número de familias obtenidas, el tamaño mínimo y máximo de las familias, el número total (y el %) de eventos agrupados, el número de dobletes (no incluidos en la relocalización), el número total (y el %) de eventos usados para la relocalización.

Table 4.16. Results obtained using different thresholds for P and S cross correlation and cluster separation. The number of families, the minimum and maximum size of the families, the total number (and %) of multiplets clustered, the number of doublets (not included in relocation), the total number (and %) of events used for relocation.

U_P	U_S	U_{SP}	Nº familias	Tamaño	Total eventos	%	Nº dobletes	Eventos usados	% usado
0.9	0.75	0.5	7	2 – 4	16	5	6	4	1
0.8	0.75	0.5	18	2 – 14	66	21	8	50	16
0.7	0.75	0.6	32	2 – 25	112	36	16	80	26
0.7	0.75	0.5	28	2 – 32	114	37	15	84	27
0.7	0.75	0.4	27	2 – 36	115	37	15	85	28
0.6	0.75	0.5	30	2 – 41	135	44	14	107	35
0.65	0.9	0.5	17	2 – 6	44	14	12	20	6
0.65	0.8	0.6	32	2 – 8	98	32	18	62	20
0.65	0.8	0.5	27	2 – 28	104	34	15	74	24
0.65	0.8	0.4	27	2 – 30	106	34	15	76	25
0.65	0.75	0.6	33	2 – 18	126	41	14	98	32
0.65	0.75	0.5	27	2 – 33	113	37	13	87	28
0.65	0.75	0.4	25	2 – 42	124	40	12	100	32
0.65	0.7	0.5	29	2 – 45	146	47	13	120	39
0.65	0.6	0.5	27	2 – 45	175	57	10	155	50

Brevemente, se van a mencionar las características principales de las familias obtenidas (para más información sobre cada una de las familias y sobre los multipletes que las componen, consúltese el Apéndice B):

- La familia 2 está formada por cuatro eventos, los dos primeros con fecha 30 de junio y los dos restantes con fecha 25 de julio. El rango de magnitudes de los eventos va desde 1.9 hasta 2.6.
- La familia 3 incluye siete terremotos con magnitudes entre 1.4 y 3.0. Temporalmente se extiende desde el 20 de junio hasta el 11 de agosto.
- La familia seis es la más numerosa, con diferencia, de todas las familias obtenidas, al estar compuesta por 33 eventos, con magnitudes en el rango 1.1 - 2.9. Temporalmente es también muy extensa, comenzando el día 30 de junio y concluyendo el día 19 de septiembre.

- La familia 7 incluye cuatro multipletes. El primero de ellos ocurre el día 1 de julio y el último el 20 de agosto. La magnitud máxima y mínima de estos eventos es 2.1 y 1.4, respectivamente.
- La familia 8, compuesta por seis miembros con magnitud en el rango 1.5 - 1.8, se extiende a lo largo de cuatro días, desde el 4 al 8 de julio.
- La familia 10 incluye tres eventos con magnitudes máxima y mínima igual a 2.6 y 1.5, respectivamente. Temporalmente se extienden desde el día 8 de julio hasta el 19 de septiembre.
- La familia 12 la componen cuatro terremotos que suceden en un intervalo temporal de setenta y dos horas, entre el 3 y el 6 de agosto. El rango de magnitudes es pequeño, entre 1.7 y 1.9.
- La familia 14 es la más corta en duración de todas las familias obtenidas. Sus tres miembros ocurren el día 13 de septiembre en un periodo de trece minutos, y tienen magnitudes iguales a 2.7, 2.0 y 1.6.
- La familia 15 está compuesta por ocho terremotos que ocurren en un periodo de ciento veinte horas, entre el 13 y el 19 de septiembre. Las magnitudes máxima y mínima son 2.7 y 1.4, respectivamente.
- La familia 17 está formada por tres eventos ocurridos el día 14 de septiembre en un intervalo de cuarenta minutos de duración. Las magnitudes de los terremotos son 1.5, 1.6 y 2.4
- La familia 20 incluye tres eventos (magnitudes 2.4, 1.7 y 2.0) ocurridos el día 14 de septiembre, en un intervalo inferior a ocho horas.
- La familia 21 se extiende desde el 14 al 19 de septiembre. Los tres miembros que la componen tienen magnitudes uniformes, entre 1.8 y 1.9.
- La familia 22 está formada por cuatro miembros, con magnitudes en el intervalo 1.8-2.0. Su duración es corta, todos ocurren el día 14 de septiembre en un periodo de tiempo de veintitrés minutos.
- La familia 25 incluye tres eventos, el primero con fecha 19 de septiembre y el último con fecha 21 de septiembre. El rango de magnitudes de esos terremotos va desde 2.2 hasta 3.1.

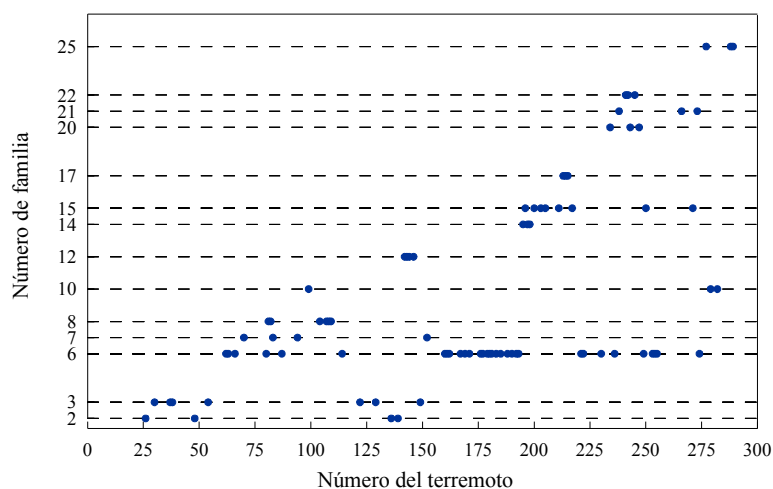


Figura 4.44. Clasificación de los 87 terremotos similares (un 28% de la selección inicial) en 14 familias con un mínimo de 3 elementos.

Figure 4.44. Classification of 87 multiplets (28% of the initial dataset) into 14 clusters with a minimum number of 3 members.

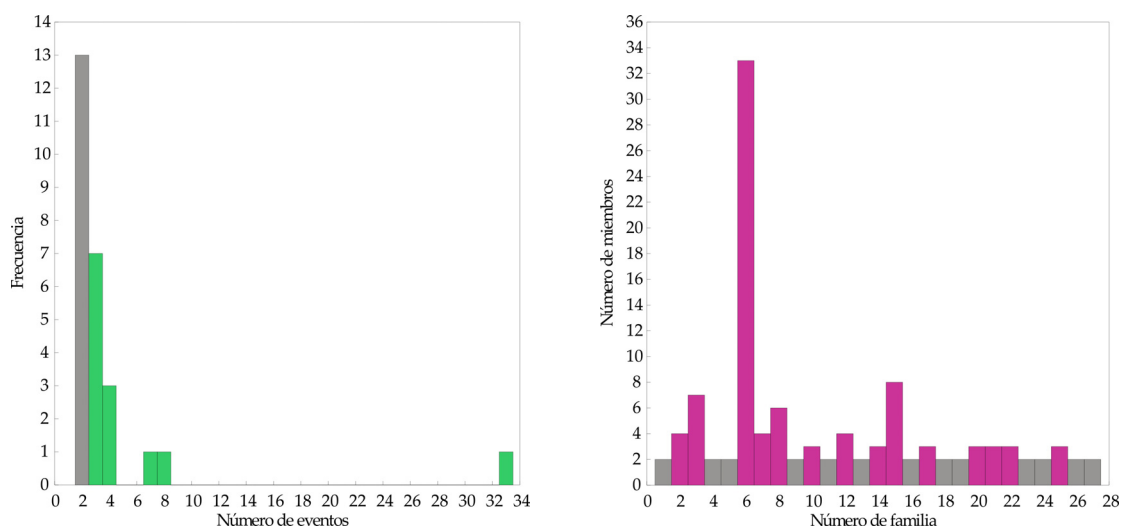


Figura 4.45. A) Histograma del tamaño de las familias (un total de 14 agrupaciones y 13 dobles). B) Número de miembros por familia. (En ambos casos los dobles, que no se usan para la relocalización, se han representado en color gris).

Figure 4.45. A) Histogram of the size of families (a total of 14 clusters and 13 diplets). B) Number of members per family. (In both cases doublets, that are not considered for relocation purposes, are represented in grey).

Varios ejemplos de las familias obtenidas (familia 3 y 22) se han representado en la Figura 4.46, donde puede apreciarse la similitud de los sismogramas de los multipletes que las componen.

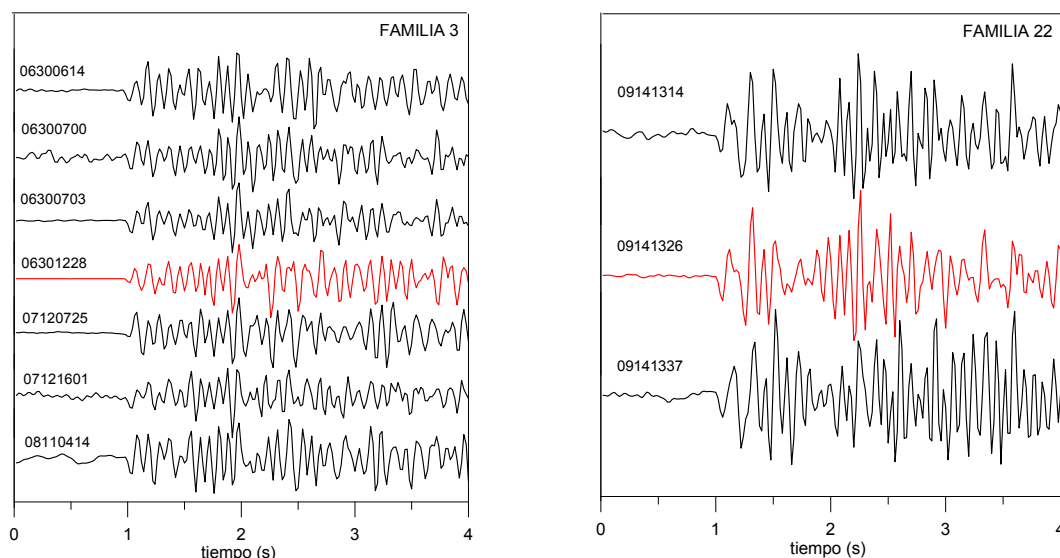


Figura 4.46. Ejemplos de la similitud entre las formas de onda de los terremotos que componen varias de las familias obtenidas (sismogramas normalizados para la estación HORN) mostrando las llegadas de las fases P y S. En rojo se indica la traza del maestro.

Figure 4.46. Example of the waveform similarity within the waveforms of earthquakes composing several of the families (normalized seismograms at HORN station) showing P- and S-arrivals. The master event seismogram is shown in red colour.

Un estudio temporal de las familias (Figura 4.47) revela que la mayoría de los multipletes que las componen ocurrieron en dos periodos principalmente: del 30 de junio al 13 de julio y del 8 al 22 de septiembre; esas fechas coinciden con los periodos de máxima actividad de la serie, como se vio en la Figura 4.38. Los multipletes restantes sucedieron en el intervalo de tiempo que va desde el 14 de julio al 7 de septiembre. Sólo existen dos familias, la número 10 y la macrofamilia 6, que incluyen eventos ocurridos durante la primera y la segunda fase de máxima actividad sísmica. El resto de las familias se extiende bien durante las primeras semanas de la serie (como es el caso de las familias 2, 3, 7 y 8) o bien durante las últimas semanas (como sucede con las familias 14, 15, 17, 20, 21, 22 y 25). Por tanto, aunque la sismicidad en el periodo junio-septiembre no parecía mostrar ninguna tendencia espacio-temporal especial, con los epicentros de los terremotos distribuidos en los tres meses prácticamente en la misma zona epicentral (recuérdese Figura 4.41), la distribución temporal de los multipletes y de las familias parece indicar una cierta independencia de la sismicidad en ambos periodos en lo referente a la similitud de sus formas de onda y a la agrupación en familias.

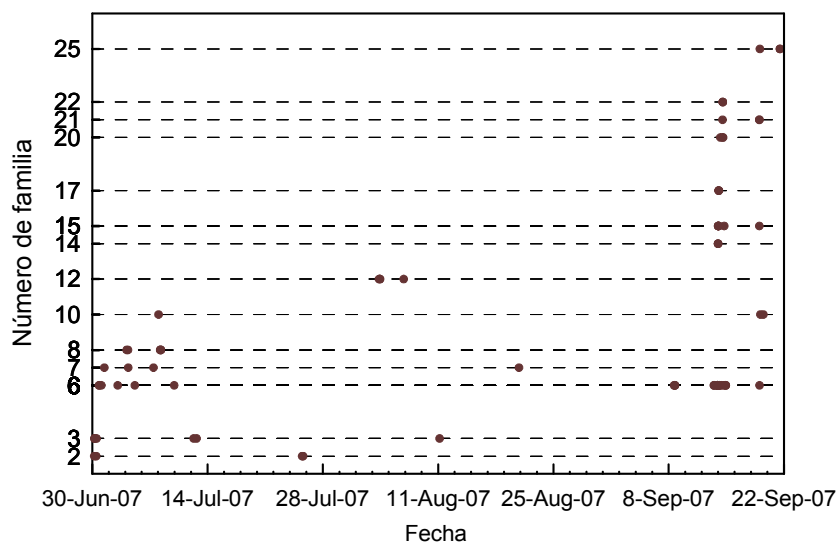


Figura 4.47. Distribución temporal de los multiplètes agrupados en familias. De los eventos agrupados, la mayor parte ocurre durante las dos primeras semanas de la serie (del 20 de junio al 13 de julio) y durante las dos últimas semanas de la serie (del 8 al 22 de septiembre).

Figure 4.47. Temporal distribution of multiplètes clustered in some of the families. Most of the clustered events occur during the first and the last two weeks of the series (from 20 June to 13 July and from 8 to 22 September, respectively).

Las familias obtenidas se localizan absolutamente como en las series anteriores. Si se asume que la extensión de las familias es pequeña comparada con los errores de las localizaciones iniciales, entonces la localización absoluta de las familias se puede obtener como la localización media calculada a partir de las localizaciones de los multiplètes que la componen, promediándose los errores aleatorios de las localizaciones originales (Tabla 4.17). Con estos datos se ha representado la localización del centroide de cada una de las familias junto con todos los multiplètes incluidos en alguna de ellas; además, se muestra una representación con más detalle de la localización absoluta de esas familias junto con la del terremoto principal (Figura 4.48). Se observa que las familias se localizan al oeste del evento principal, a una distancia inferior a 4 km.

Dentro de cada familia, el evento maestro se ha escogido atendiendo a los dos criterios empleados anteriormente, el número de estaciones que han registrado el evento y la calidad de los sismogramas en cada estación. En la Tabla 4.18 se muestra información relativa al evento maestro de cada una de las familias (información más extensa sobre cada una de las familias, puede verse en el Apéndice B).

Tabla 4.17. Localizaciones absolutas de los puntos medios de las familias y errores medios.
Table 4.17. Absolute locations of the centroids of families and mean errors.

Familia	Longitud (°)	Δx (km)	Latitud (°)	Δy (km)	Prof (km)	Δz (km)
2	-5.374	1.6	37.047	2.0	3	3.4
3	-5.388	1.8	37.042	2.1	2	4.1
6	-5.385	1.9	37.035	2.5	5	4.6
7	-5.397	1.9	37.062	2.3	2	4.7
8	-5.406	2.0	37.035	2.5	3	5.1
10	-5.391	2.0	37.046	2.2	2	4.6
12	-5.396	2.1	37.044	2.2	7	4.9
14	-5.390	1.8	37.033	2.4	4	4.3
15	-5.390	1.6	37.038	2.0	5	3.7
17	-5.392	1.7	37.039	2.1	2	4.2
20	-5.413	2.0	37.042	2.2	3	4.6
21	-5.390	1.6	37.038	1.9	2	3.7
22	-5.398	1.8	37.041	2.0	1	4.5
25	-5.397	1.9	37.037	2.2	4	3.7

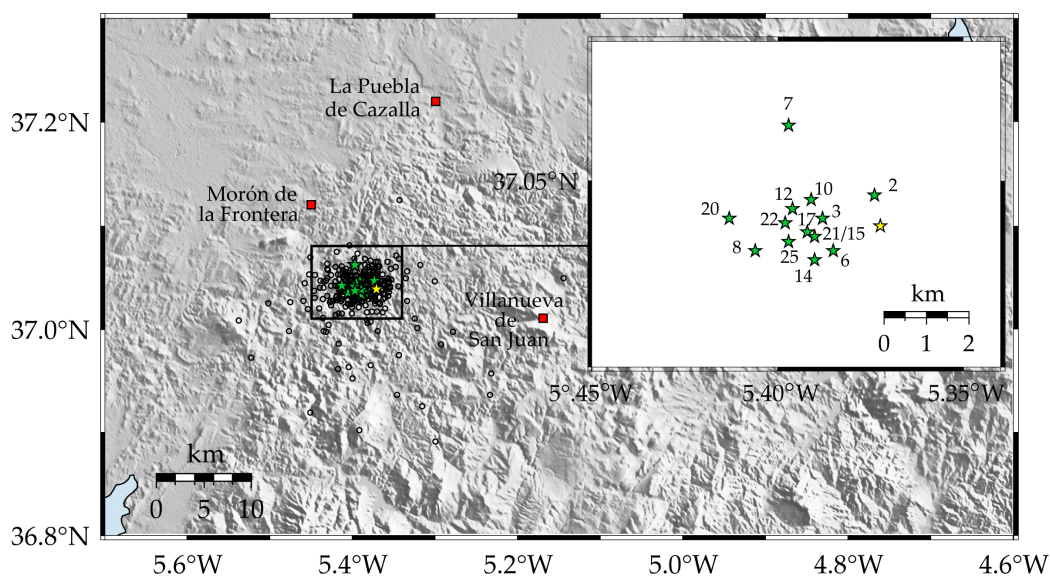


Figura 4.48. Mapa con los epicentros de los 87 terremotos incluidos en alguna de las 14 familias. Las estrellas verdes marcan la localización de las familias (de acuerdo a la Tabla 4.17) y la estrella amarilla representa el terremoto principal. En el recuadro de la derecha se ha representado con más detalle la localización de las familias, que aparecen numeradas.

Figure 4.48. Map with the epicentral locations of the 87 earthquakes included in any of the 14 families. The green stars show the absolute location of the families (according with Table 4.17) and the yellow star represents the main shock. In the box at the right a more detailed plot of the location and numbering of the families is represented.

Tabla 4.18. Información acerca del evento maestro escogido para cada familia: índice dentro del conjunto total de datos, posición dentro de la familia (número total de eventos que la componen) y magnitud m_d .

Table 4.18. Information about the master chosen for every family: index within the whole dataset, position within the family (total number of events composing the family) and magnitude m_d

Familia	Maestro		m_d
	Número terremoto	posición familia (total)	
2	26	1 (4)	2.1
3	54	4 (7)	3.0
6	171	13 (33)	2.2
7	94	3 (4)	1.8
8	109	6 (6)	1.6
10	99	1 (3)	2.3
12	146	4 (4)	1.7
14	195	1 (3)	2.7
15	200	2 (8)	2.3
17	215	3 (3)	2.4
20	247	3 (3)	2.0
21	273	3 (3)	1.9
22	242	2 (3)	1.9
25	289	3 (3)	2.6

Localización relativa

A partir de las ecuaciones (4.12) y (4.33) se estiman el vector de relocalización y los errores asociados, de manera similar a como se ha realizado para la serie de enero y para la serie de La Paca. La información necesaria, como la localización absoluta de las familias y la posición de las estaciones, se extrae de las Tablas 4.17 y 4.14, respectivamente. Las localizaciones obtenidas y sus errores se recogen en el Apéndice B.

En la Figura 4.49 se ha representado la relocalización de todas las familias junto con los errores vistos desde planta. La extensión espacial de las familias es variada: desde pocas decenas de metros hasta casi 800 m, y además en este caso, la distribución de los epicentros relocalizados no parece resolver de manera tan clara las tendencias activas en la zona, como se verá más adelante. Como puede apreciarse, los errores en el eje horizontal son, salvo alguna excepción, de sólo varias decenas de metros. Los errores en profundidad, por otra parte, son más elevados, llegando a alcanzar incluso varios kilómetros.

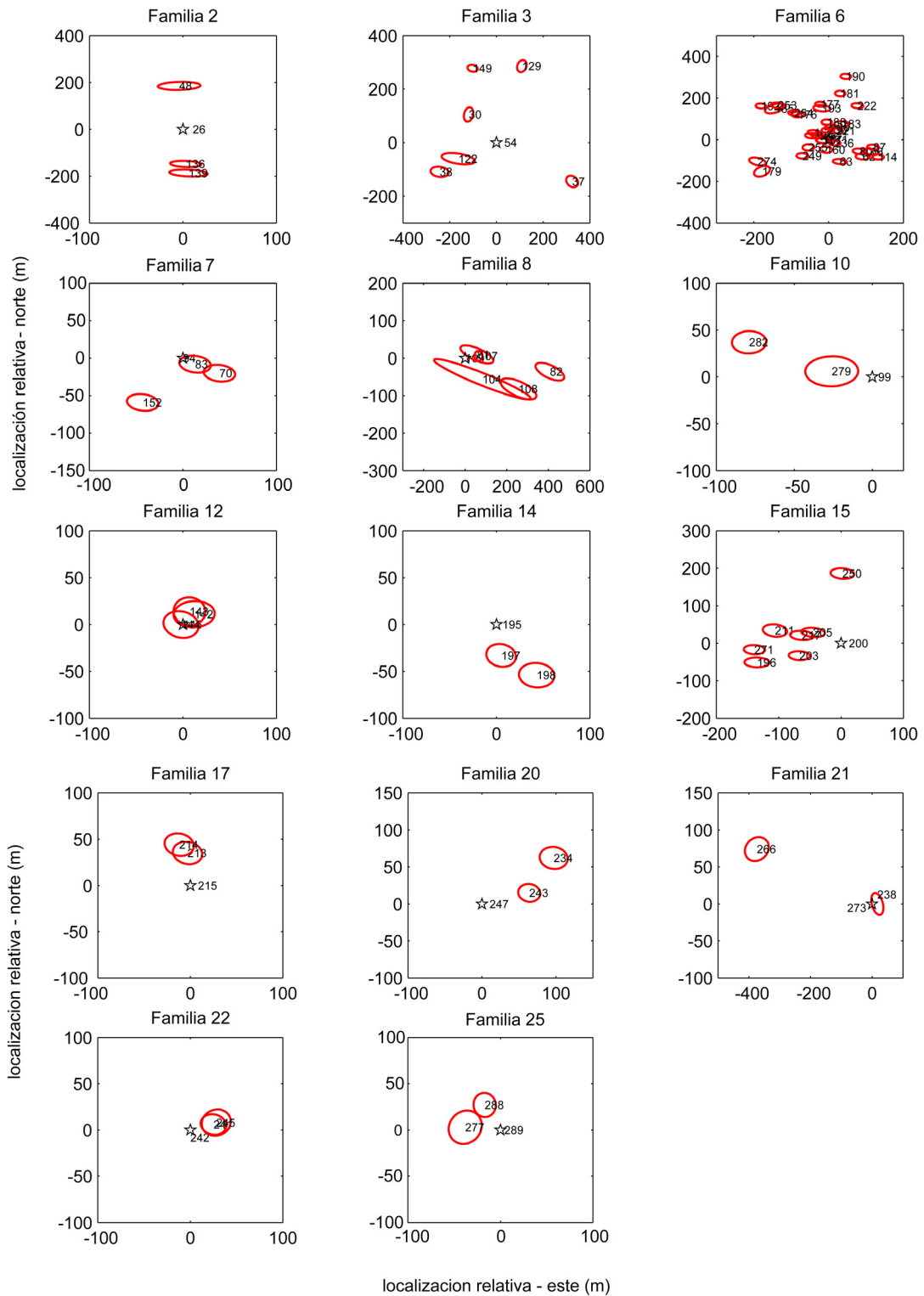


Figura 4.49. Localización relativa respecto al evento maestro de los multipletes incluidos en las diferentes familias. Los eventos aparecen numerados temporalmente según el Apéndice A. Las coordenadas relativas del maestro (estrella) son [0; 0; 0].

Figure 4.49. Master event relative location of multiplets included in families. Multiplets are temporary numbered according to Appendix A. Master (star) relative coordinates are [0; 0; 0].

A continuación se muestra la localización obtenida para los multipletes incluidos en algunas de las familias (Figura 4.50). En el mapa de la izquierda se ha representado la localización final de los multipletes (círculos negros) junto con su localización inicial (círculos azules). Por otro lado, en el mapa de la derecha se muestra con más detalle la distribución de los eventos relocados. Tras la relocalización, la dispersión de la sismicidad es significativamente menor, con los eventos más agrupados y situados a una distancia entre 1.5 y 3.5 km al oeste del evento principal.

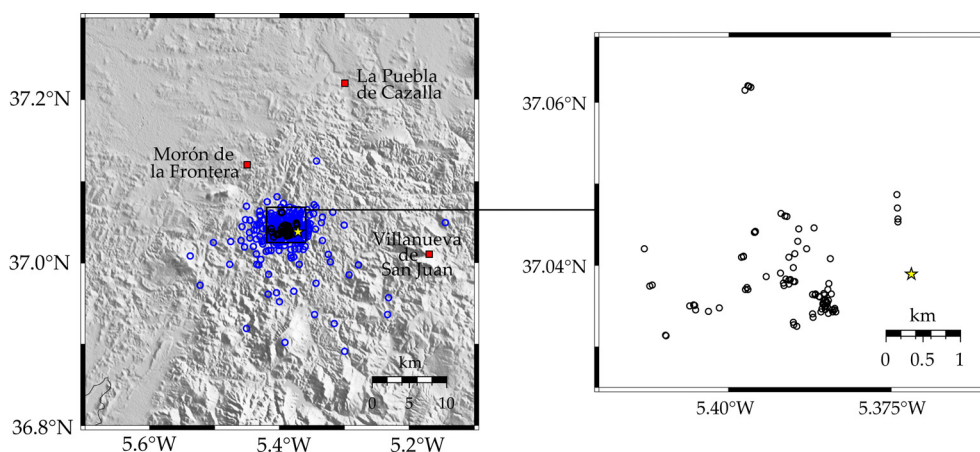


Figura 4.50. Localización inicial de los multipletes incluidos en alguna de las familias (círculos azules) junto con la relocalización final de los mismos usando correlación cruzada y evento maestro (círculos negros). La estrella amarilla representa el terremoto principal de la serie. A la derecha, se muestra con más detalle la relocalización de los multipletes.

Figure 4.50. A) Initial location (blue circles) of multiplets included in any of the families together with final relocations (black circles) of those multiplets using cross-correlation and master event. Yellow star represents the mainshock. At the right a more detailed plot of the relocated multiplets is shown.

Una vez conocida la relocalización de los eventos de la serie de junio-septiembre de 2007 en Morón de la Frontera, se puede realizar un análisis comparativo de esta serie junto con la serie de enero ocurrida en la misma zona. En la Figura 4.51 aparecen sendos mapas en los cuales se ha representado la sismicidad asociada a ambas series. En concreto, en el mapa de la izquierda, se muestra la localización inicial de los terremotos pertenecientes a ambas series (en color rojo, la serie de enero y en azul, la serie de junio-septiembre) junto con la relocalización final de esos multipletes (todos representados en color negro, independientemente de la serie a la que pertenezcan). Los eventos principales de ambas series se han indicado también mediante estrellas del color correspondiente. En el mapa de la derecha se ha representado con más detalle la zona donde se relocalizan los multipletes de ambas series, esta vez

distinguiendo con el mismo criterio de colores comentado antes los multipletes de una serie con respecto de los de la otra. Los eventos principales de las series se indican de nuevo con estrellas del color correspondiente, aunque en este caso, al estar incluido uno de los terremotos principales de la serie de enero en una de las familias obtenidas (la familia 1) se ha relocalizado también, señalándose su nueva posición con una estrella blanca. Como se observa en la Figura 4.51, el grueso de los multipletes pertenecientes a ambas series se ubica entre las poblaciones de Morón de la Frontera y Villanueva de San Juan. La sismicidad ocurrida en enero es más dispersa, extendiéndose a lo largo de un área mayor y localizándose ligeramente más al norte que la sismicidad asociada a la serie de junio-septiembre. El comportamiento de los multipletes tras la relocalización es similar: los multipletes incluidos en la serie de enero abarcan un área mayor mientras que los incluidos en la serie de los meses estivales ocupan un área más reducida y localizada hacia el sur.

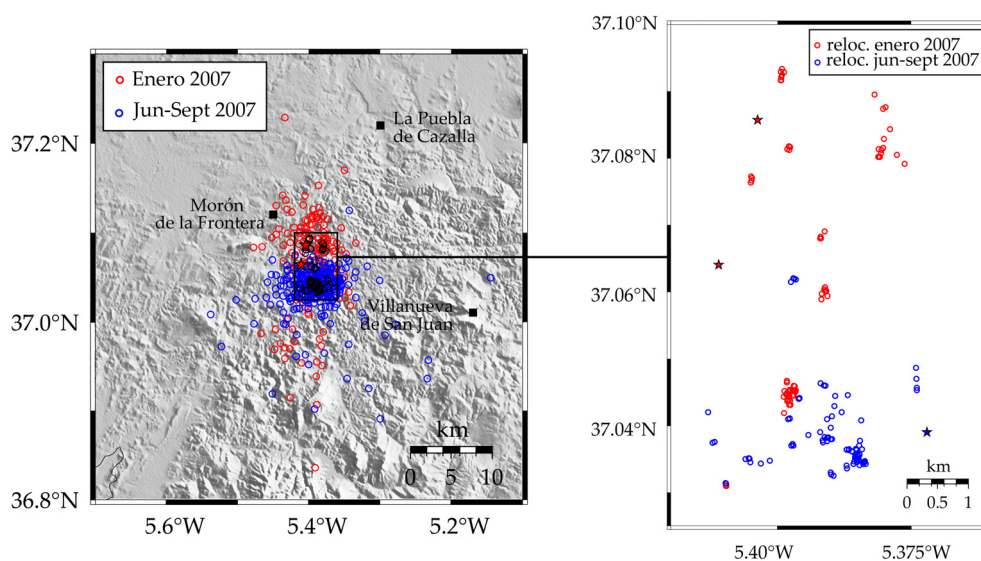


Figura 4.51. Mapa con la localización inicial de los eventos de las series de Morón de la Frontera de 2007 (enero, círculos rojos y junio-septiembre, círculos azules). Los círculos negros representan los multipletes de ambas series tras la relocalización. A la derecha, se muestra con más detalle la relocalización de los multipletes (rojo, enero y azul, junio-septiembre). En ambos mapas las estrellas rojas representan las localizaciones originales de los dos eventos principales de enero y la azul la del evento principal de junio-septiembre.

Figure 4.51. Map showing initial locations of events included in 2007 Moron de la Frontera seismic sequences (January, red circles and June-September, blue circles). Black circles represent multiplets after relocation. At the right, a more detailed plot of the relocated multiplets (red, January and blue, June-September) is shown. In both maps red stars represent the two January main shock original locations and blue star represents June-September main shock location.

Determinación de planos de falla

A diferencia de los resultados obtenidos para las series analizadas anteriormente, en este caso la distribución de las localizaciones relativas (véase Figura 4.49) no parece mostrar de manera tan clara los planos activos. Los planos de mejor ajuste a los hipocentros relocalizados son muy inestables debido a que la distribución de los mismos es de bajo buzamiento pero de gran error en profundidad. Por esta razón, para esta serie se ha ajustado una línea a los epicentros de los multipletes de cada familia obteniéndose únicamente acimutes representativos de cada una de ellas (Tabla 4.19). En esta ocasión se encuentran diferentes tendencias presentes en los tres meses de duración de la serie sísmica. Se identifican un conjunto de direcciones similares correspondientes a diferentes familias, como es el caso de las orientaciones aproximadas: $N42^{\circ}\pm 16^{\circ}E$ (familia 3, 7, 12, 15, 20 y 22, un tercio de los multipletes), $N107^{\circ}\pm 12^{\circ}E$ (familias 8, 10, 21 y 25), $N138^{\circ}\pm 11^{\circ}E$ (familias 6 y 14, 41% multipletes), $N175^{\circ}\pm 7^{\circ}E$ (familias 2 y 17). Gráficamente, estas líneas se han representado en la Figura 4.52, mientras que las tendencias sobre un mapa se muestran en la Figura 4.53.

Tabla 4.19. Líneas de mejor ajuste a las familias. Se indica el número de la familia, el número de multipletes que la componen y el acimut.

Tabla 4.19. Best-fitting lines to the families. The number of the family, the number of multiplets included in every family and the azimuth are indicated.

Familia	Multipletes	Acimut (°)
2	4	179 ± 2
3	7	31 ± 6
6	33	138 ± 11
7	4	51 ± 19
8	6	100 ± 5
10	3	117 ± 6
12	4	45 ± 30
14	3	133 ± 19
15	8	24 ± 10
17	3	169 ± 14
20	3	64 ± 11
21	3	101 ± 3
22	3	75 ± 35
25	3	118 ± 43

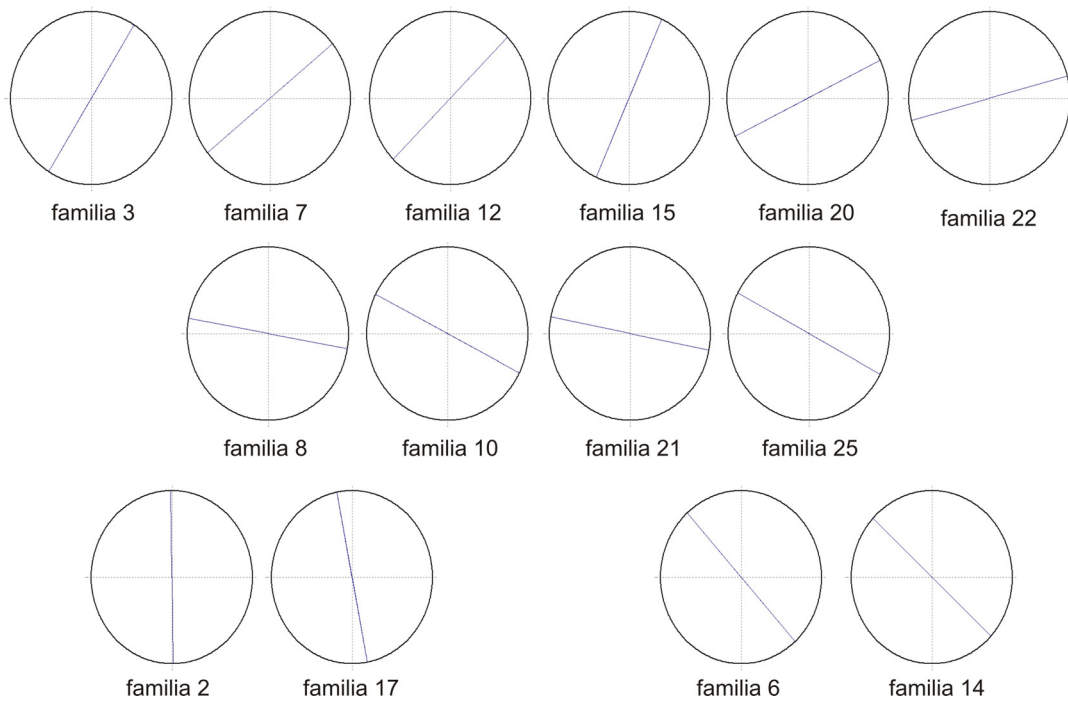


Figure 4.52. Representación de las líneas de mejor ajuste a las familias de multipletes relocados, donde se pueden distinguir cuatro alineaciones promedio: $N42^{\circ}\pm 16^{\circ}E$, $N107^{\circ}\pm 12^{\circ}E$, $N138^{\circ}\pm 11^{\circ}E$ y $N175^{\circ}\pm 7^{\circ}E$.

Figure 4.52. Best-fitting lines through relocated multiplet families. Four average lineaments can be distinguished: $N42^{\circ}\pm 16^{\circ}E$, $N107^{\circ}\pm 12^{\circ}E$, $N138^{\circ}\pm 11^{\circ}E$ and $N175^{\circ}\pm 7^{\circ}E$.

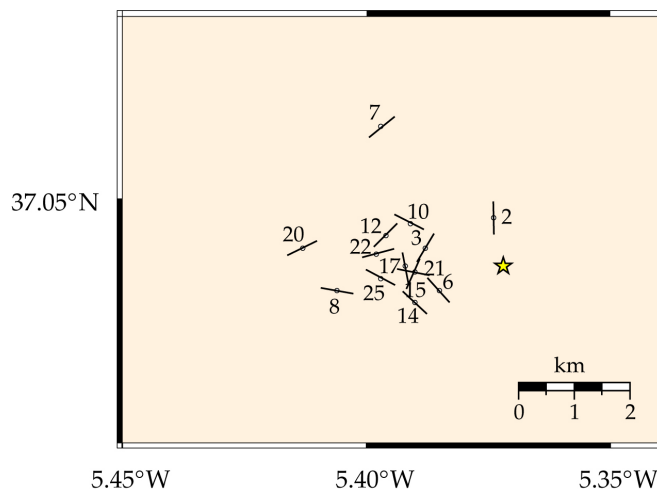


Figura 4.53. Mapa que muestra las tendencias de las líneas de mejor ajuste a las familias relocadas. Las orientaciones predominantes son: $N42^{\circ}E$, $N107^{\circ}E$, $N138^{\circ}E$ y $N175^{\circ}E$.

Figure 4.53. Map showing the trends of lines fitted to the relocated families. Predominant orientations are: $N42^{\circ}E$, $N107^{\circ}E$, $N138^{\circ}E$ and $N175^{\circ}E$.

Análisis de Componentes Principales

El Análisis de Componentes Principales se ha aplicado también a la serie de Morón de junio-septiembre de 2007. En este caso el valor óptimo de la ventana temporal móvil de sismos, K , se ha fijado en 30 (Figura 4.54).

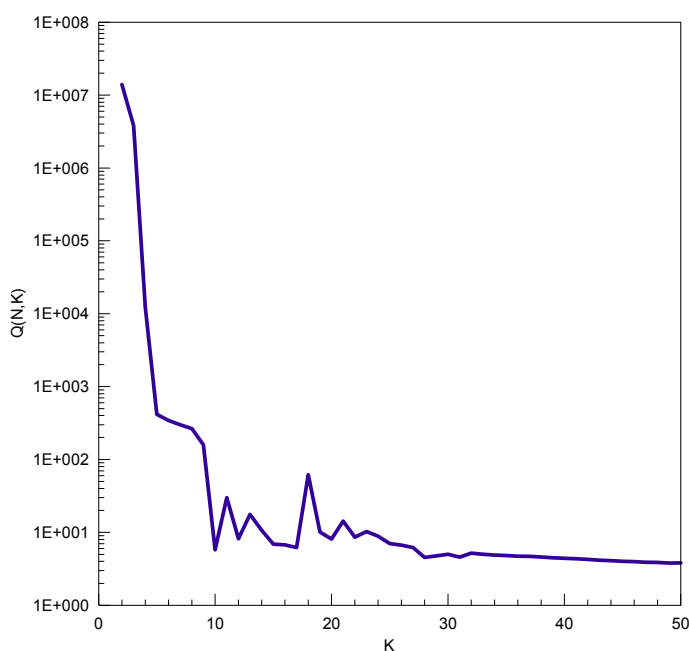


Figura 4.54. Representación de la función $Q(N, K)$ en función de la longitud K de la ventana móvil de sismos. La curva se hace prácticamente constante para valores de K próximos a 28. En este estudio se ha tomado una ventana móvil K igual a 30 eventos.

Figure 4.54. Plot of function $Q(N, K)$ versus the sliding Windows length K . The curve becomes near-constant for values of $K \sim 28$ and a sliding window of $K = 30$ events was selected in this study.

A continuación, y conocido dicho valor, se va a determinar el número de Elipsoides Locales de Ruptura que, teniendo una estructura planar dominante, pueden construirse a partir de esos 30 terremotos consecutivos en el tiempo. Este análisis espacio-temporal del proceso de ruptura ha permitido determinar tres tendencias (Tabla 4.20 y Figura 4.55). La primera, y más relevante, se produce al comienzo de la serie, y su dirección es $N110^{\circ} \pm 2^{\circ} E$ (planos a, b y c) mientras que la evolución de la ruptura continuaría con una sucesión de planos con acimut $N81^{\circ} E$ (plano d) para terminar con una última tendencia también muy numerosa con dirección $N129^{\circ} \pm 1^{\circ} E$ (planos e y f).

Tabla 4.20. Planos que caracterizan la evolución temporal del proceso de ruptura según el Análisis de Componentes Principales aplicado al conjunto de multipletes relocalizados. La columna NCP indica el número de planos individuales consecutivos en el tiempo con los que se ha construido el plano promedio, dando una idea de su importancia relativa. Las otras columnas son el acimut, buzamiento y localización espacial del elipsoide considerado.

Table 4.20. Planes characterizing the temporal evolution of the rupture process according the Principal Component Analysis applied to the set of relocated multiplets. NCP column indicates the number of time-consecutive individual planes used for the estimation of the average plane, giving an idea about its relative importance. The other columns are the ellipsoid azimuth, dip and spatial location

Planos	NCP	Acimut (°)	Buzamiento (°)	Lon (°)	Lat (°)	Profundidad (km)
A	11	109	83	-5.391	37.041	6.1
B	4	114	88	-5.390	37.040	5.6
C	14	109	89	-5.388	37.038	6.0
D	9	81	86	-5.389	37.035	4.5
E	9	129	86	-5.392	37.036	4.0
F	7	128	88	-5.393	37.037	3.8

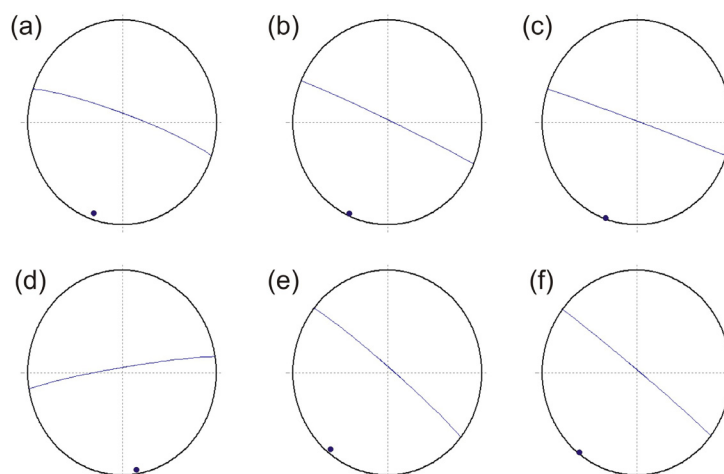


Figura 4.55. Evolución temporal del proceso de ruptura obtenido mediante Análisis de Componentes Principales. Las proyecciones equiareales de los planos se representan consecutivas en el tiempo. Se han encontrado tres direcciones principales: una al principio de la serie: N110°±2°E (proyecciones a, b y c), otra intermedia: N81°E (proyección d), y finalmente la dirección N129°±1°E (proyección e y f).

Figure 4.55. Temporal evolution of the rupture process modelled by Principal Component Analysis. Equiareal projections of the planes are represented consecutive in time. Three principal directions have been found: one at the beginning of the series: N110°±2°E (projections a, b and c), one more in the middle: N81°E (projection d) and finally the direction N129°±1°E (projections e and f).

9. Conclusiones

La Paca 2005

- Se han analizado un total de 262 terremotos pertenecientes a la serie sísmica de La Paca de 2005 ocurridos dentro de las tres semanas posteriores al evento principal, de magnitud M_w 4.8, con fecha 29 de enero.
- Los eventos seleccionados tienen magnitudes entre 1.2 y 4.8 y las profundidades determinadas mediante la localización individual de los mismos se encuentran principalmente en el rango 0 – 15 km.
- Se han detectados eventos similares, denominados multipletes, mediante análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo de las formas de onda registradas por la estación VELZ. El valor del máximo de la función de correlación cruzada se ha empleado para cuantificar la similitud entre los eventos.
- Se han empleado tres umbrales para la detección de familias a través de un algoritmo de equivalencia de clases, un umbral para la onda P ($U_P = 0.7$), otro para la S ($U_S = 0.8$), y un tercer umbral de separación ($U_{SP} = 0.5$).
- Sin contabilizar los dobletes, o familias de dos terremotos, se han detectado dieciséis familias de entre 3 y 25 eventos, que incluyen a casi la mitad de los terremotos involucrados en el análisis.
- Se ha determinado la localización relativa en función de un evento maestro de los multipletes dentro de cada familia, mediante la inversión de los tiempos de llegada precisos de las fases que han sido obtenidos del análisis de correlación cruzada.
- Los epicentros relativos se han obtenido con una precisión inferior a las varias centenas de metros, mientras que la profundidad muestra una mayor incertidumbre con errores de hasta varios kilómetros, debido a la falta de estaciones a distancias epicentrales pequeñas.
- Como consecuencia de lo anterior, los valores de buzamiento de la distribución de hipocentros se aproximan a los 90° y restringen la interpretación de los resultados a la distribución de los epicentros y a las tendencias laterales de la sismicidad.
- La clara elongación de algunas de las familias de multipletes (Figura 4.15) sugiere de hecho que la mayor parte de la sismicidad ocurre a lo largo de planos con buzamientos algo elevados.

- Los planos de mejor ajuste a las relocalizaciones precisas de los multipletes dentro de cada familia han revelado una tendencia principal $N145^{\circ}\pm 17^{\circ}E$, y dos grupos de familias con tendencias $N6^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ y $N40^{\circ}\pm 7^{\circ}E$ (Tabla 4.6 y Figuras 4.17 y 4.18).
- El Análisis de Componentes Principales aplicado al conjunto completo de eventos relocalizados ha permitido inferir tres tendencias con acimut $N145^{\circ}\pm 3^{\circ}E$, $N42^{\circ}\pm 4^{\circ}E$ y $N14^{\circ}\pm 4^{\circ}E$ (Tabla 4.7 y Figura 4.20)
- Las tendencias dominantes obtenidas mediante el Análisis de Componentes Principales son coherentes con las tres orientaciones, $N145^{\circ}E$, $N40^{\circ}E$ y $N6^{\circ}E$, deducidas a partir de los planos de mejor ajuste de los multipletes individuales de cada familia.
- Por otra parte se dispone de información adicional e independiente proporcionada por los tensores momentos sísmicos de los terremotos más importantes ocurridos durante la serie sísmica (Tabla 4.21), que fueron calculados mediante la inversión de los sismogramas de tres componentes a periodos intermedios registrados por un total de doce estaciones regionales (Stich *et al.*, 2006; Benito *et al.*, 2007). Las tres direcciones de los planos de mejor ajuste ($N145^{\circ}E$, $N6^{\circ}E$ y $N40^{\circ}E$) están presentes en los mecanismos focales de los tres terremotos más grandes, que presentan planos nodales con orientación $N132^{\circ}E$, $N15^{\circ}E$, $N11^{\circ}E$ y $N40^{\circ}E$ (Figura 4.56)
- Aunque no sea posible identificar el plano de falla del terremoto principal, ya que ambos planos nodales están presentes en las direcciones de los multipletes, el excelente grado de concordancia entre ambos tipos de análisis permite asociar las familias de multipletes de dirección $N145^{\circ}E$, $N6^{\circ}E$ y $N40^{\circ}E$ con fallas de desgarre dextrosas y sinestrosas, respectivamente
- Estos conjuntos de planos incluyen ángulos agudos hacia el norte y el sur y una cinemática que implica sentidos opuestos de cizalla, lo que los caracterizaría como fallas conjugadas. Estas fallas forman parte de un cinturón mayor de deformación de cizalla distribuida que se extiende desde el sureste de España a lo largo del Mar de Alborán. La orientación $N349^{\circ}E$ de eje de esfuerzos principal σ_1 en el cinturón de cizalla (Stich *et al.*, 2006) está próxima a la bisectriz del ángulo agudo que forman las direcciones de los planos de los multipletes $N145^{\circ}E$ y $N6^{\circ}E$, lo que representa una coincidencia entre la deformación local y las condiciones de esfuerzos regionales medias (Figura 4.56).

Tabla 4.21. Soluciones del tensor momento sísmico para el terremoto principal y las réplicas más importantes de la serie de La Paca de 2005.

Table 4.21. Moment tensor Solutions for the 2005 La Paca seismic series mainshock and principal aftershocks.

Fecha	Hora	Parámetros del ángulo de falla (°) (acimut/ buzamiento/cabeceo)	CLVD (%)	M ₀ (N·m)	M _w
29/01/2005	07:41:31	132/85/-153	40/63/-5	3 · 10 ¹⁶	4.8
03/02/2005	11:40:33	110/84/-136	15/46/-7	2.44 · 10 ¹⁵	4.2
04/02/2005	01:09:41	109/82/-136	11/47/-10	8.65 · 10 ¹⁴	3.9

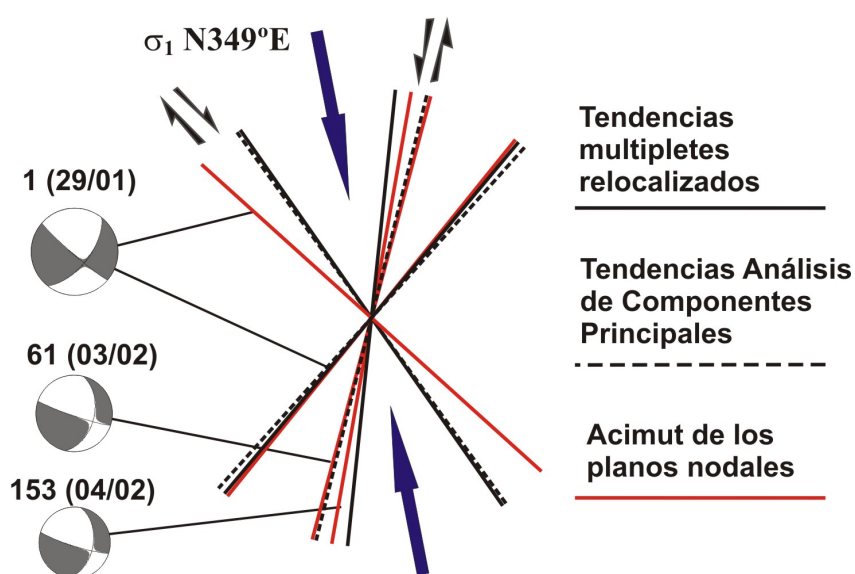


Figura 4.56. Comparación de las tendencias de la sismicidad obtenidas a partir del análisis de los multipletes (líneas negras continuas), del Análisis de Componentes Principales (líneas negras discontinuas) y las tendencias de los planos nodales de los tensores momento sísmico (de Benito *et al.*, 2007; líneas rojas continuas) se concentran a lo largo de direcciones aproximadas N10°E, N40°E y N140°E, con sentido de deslizamiento opuesto, mostrando la actividad simultánea de fallas conjugadas de desgarre. La dirección regional de stress máximo (flechas azules, de Stich *et al.*, 2006) es consistente con la deformación local.

Figure 4.56. Comparison among trends of seismicity from multiplet analysis (black solid lines), from Principal Component Analysis (black dotted lines) and from nodal planes of moment tensor mechanisms (red lines, from Benito *et al.*, 2007) concentrate along N10°E, N40°E and N140°E approximate directions, with opposite sense of slip, showing the simultaneous activity of conjugate strike-slip faults. The regional maximum stress deformation (blue arrows, from Stich *et al.*, 2006) is consistent with local deformation.

Morón de la Frontera (enero 2007)

- Un total de 157 terremotos pertenecientes a la serie sísmica de Morón de la Frontera de enero de 2007 han sido analizados. Esos eventos han ocurrido dentro de las tres semanas posteriores a los eventos principales, de magnitud M_w 3.6, ocurridos el día 2 de enero en un intervalo de menos de tres horas.
- Los eventos seleccionados tienen magnitudes pequeñas, entre 1.0 y 3.5. Las profundidades determinadas mediante la localización individual de los mismos se encuentran principalmente en dos rangos: 0 – 10 km y 25 – 40 km. De estos dos rangos, se puede considerar el primero de ellos como el más realista para la zona, a la vista de los resultados de mecanismos focales en la zona (con profundidades calculadas en el rango 10 – 14 km, Stich 2008, comunicación personal), así como los resultados de la relocalización de la serie de junio-septiembre (con profundidades entre 0 – 10 km), para la que se dispone de una estación más cercana a la zona epicentral (LIJA, aproximadamente a 15 km).
- Realizando un análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo de las formas de onda registradas por la estación HORN se han detectado multipletes dentro del conjunto de terremotos que compone la serie. El valor del máximo de la función de correlación cruzada se ha empleado para cuantificar la similitud entre parejas de eventos.
- Se han utilizado tres umbrales ($U_P = 0.65$, $U_S = 0.75$ y $U_{SP} = 0.5$) para la detección de familias mediante un algoritmo de equivalencia de clases.
- En total se han obtenido ocho familias de entre 3 y 27 eventos que agrupan casi el 50% de los terremotos involucrados en el análisis.
- Mediante la inversión de los tiempos de llegada de las fases P y S a las diferentes estaciones se ha determinado la localización relativa de los multipletes, considerando para cada familia un evento maestro. Esos tiempos de llegada han sido obtenidos con gran precisión previamente gracias al análisis de correlación cruzada llevado a cabo.
- Los epicentros relativos se han obtenido con una precisión del orden de varias decenas de metros. La incertidumbre en la profundidad es un poco mayor llegando a alcanzar varios centenares de metros en algunos casos.
- La incertidumbre en la profundidad es la responsable de que los buzamientos de la distribución de hipocentros de las familias sean prácticamente verticales.

- Los planos de mejor ajuste a los multipletes relocalizados han arrojado varias tendencias: $N49^{\circ}\pm 19^{\circ}E$, $N160^{\circ}\pm 10^{\circ}E$, $N5^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ y $N29^{\circ}\pm 8^{\circ}E$ (Tabla 4.12 y Figuras 4.33 y 4.34).
- El Análisis de Componentes Principales aplicado al conjunto completo de eventos relocalizados ha permitido inferir tres tendencias, una inicial presente durante toda la serie con dirección $N14^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ y dos tendencias más con dirección $N37^{\circ}E$ y $N159^{\circ}E$ (Tabla 4.13 y Figura 4.36).
- Las tendencias dominantes obtenidas mediante el Análisis de Componentes Principales son similares o bien se aproximan a algunas de las orientaciones deducidas a partir de los planos de mejor ajuste de los multipletes individuales de cada familia.
- Los tensores momentos sísmicos de los terremotos principales de la serie sísmica (Tabla 4.22 y Figura 4.57) han sido calculados por Stich 2008 (comunicación personal). La dirección de la familia 1 ($N49^{\circ}E$), en la que recordemos se incluye el primer evento principal de la serie, está presente en el mecanismo focal de dicho terremoto, cuyo plano nodal tiene una orientación $N44^{\circ}E$. Además, la dirección del plano $N37^{\circ}E$ obtenida mediante el Análisis de Componentes Principales, y, aproximadamente la dirección $N29^{\circ}E$ del plano de mejor ajuste, coinciden con la del plano nodal del tensor momento sísmico del siguiente evento principal ocurrido el mismo día 2 de enero. Por tanto, y gracias a la información obtenida de ambos análisis (la localización relativa precisa y el método de Análisis de Componentes Principales), se pueden determinar los planos de falla de los dos eventos principales de la serie de Morón de la Frontera de enero de 2007, que se corresponden con la segunda de las soluciones mostrada en la Tabla 4.22 (véase también Figura 4.57), es decir, se trata de fallas de desgarre sinestrosas.

Tabla 4.22. Soluciones del tensor momento sísmico para los terremotos principales dentro de la serie de enero de 2007 de Morón de la Frontera.

Table 4.22. Moment tensor solutions for the 2007 January Moron de la Frontera seismic series principal earthquakes.

Fecha	Hora	Parámetros del ángulo de falla ($^{\circ}$) (acimut/ buzamiento/cabeceo)	CLVD (%)	M_0 (N·m)	M_w	
02/01/2007	12:19:26	135/79/-174	44/84/-10	19	$2.98 \cdot 10^{14}$	3.6
02/01/2007	15:00:47	136/71/-152	37/64/-21	22	$3.24 \cdot 10^{14}$	3.6

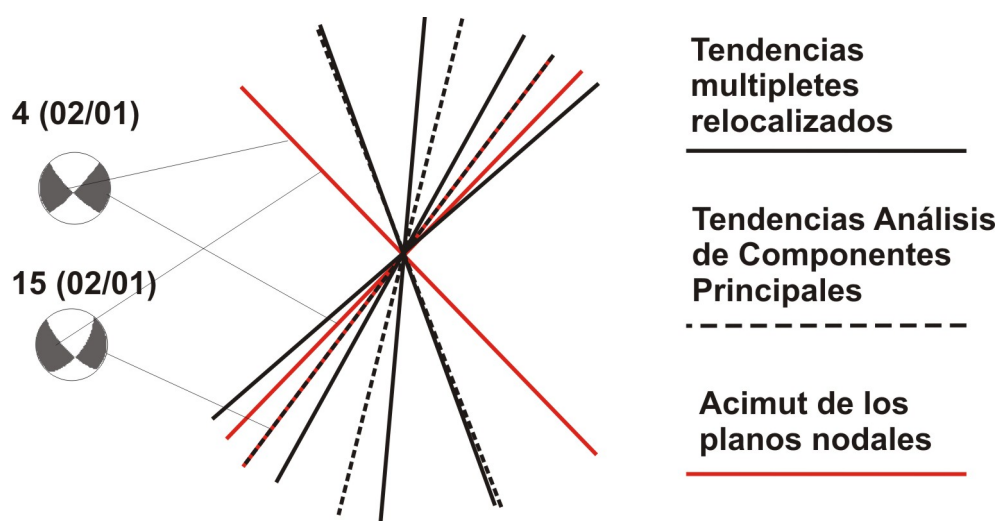


Figura 4.57. Comparación de las tendencias de la sismicidad obtenidas a partir del análisis de los multipletes (líneas negras continuas), del Análisis de Componentes Principales (líneas negras discontinuas) y las tendencias de los planos nodales de los tensores momento sísmico (líneas rojas continuas; Stich 2008, comunicación personal) se concentran a lo largo de direcciones aproximadas N10°E, N40°E y N160°E.

Figure 4.57. Comparison among trends of seismicity from multiplet analysis (black solid lines), from Principal Component Analysis (black dotted lines) and from nodal planes of moment tensor mechanisms (red lines; Stich 2008, personal communication) concentrate along N10°E, N40°E and N160°E approximate directions.

Morón de la Frontera (junio-septiembre 2007)

- Para la caracterización de la serie sísmica de Morón de la Frontera de junio-septiembre de 2007 se han considerado 309 terremotos ocurridos entre el 30 de junio y el 30 de septiembre.
- No se observa un desplazamiento relevante de la sismicidad en el espacio a lo largo del periodo de tres meses considerado. Los eventos durante todo ese tiempo se distribuyen uniformemente en un área reducida en torno al evento principal del 30 de junio (Figura 4.41).
- Con respecto a la serie sísmica de enero, las localizaciones iniciales de los terremotos de la serie de junio-septiembre se localizan al sur y en un área de extensión más reducida (Figura 4.42), poniéndose de manifiesto una migración de la sismicidad en esa dirección.
- Los 309 terremotos seleccionados para el estudio de la serie de Morón de verano de 2007 tienen magnitudes comprendidas entre 1.1 y 4.5. Las profundidades,

determinadas a partir de la localización inicial individual de los eventos, se extienden en el rango 0 – 10 km, valores coherentes con los estimados mediante el cálculo de los mecanismos focales (8 – 12 km, Stich 2008, comunicación personal).

- Las formas de onda registradas por la estación de HORN se han utilizado para llevar a cabo una correlación cruzada en el dominio del tiempo que ha permitido cuantificar el grado de similitud entre parejas de eventos y detectar multipletes dentro del conjunto de terremotos que compone la serie.
- Un algoritmo de equivalencia de clases ha sido aplicado para detectar familias de terremotos similares. Se han considerado los siguientes umbrales: $U_P = 0.65$, $U_S = 0.75$ y $U_{SP} = 0.5$.
- En total se han obtenido catorce familias de entre 3 y 33 multipletes, que aglutinan al 28% de los terremotos involucrados en el análisis.
- El análisis de correlación cruzada entre pares de eventos ha permitido obtener las llegadas de las fases P y S con gran precisión. Esas llegadas precisas se han invertido y de esta manera se ha determinado la localización relativa de los multipletes en función del evento maestro correspondiente a su familia.
- Los epicentros relativos se han obtenido con una precisión del orden de varias decenas de metros, mientras que la profundidad muestra una mayor incertidumbre, con errores de hasta un par de kilómetros, a pesar de contar para esta serie con una estación más cercana (15 km) a la zona epicentral.
- La comparación de las relocalizaciones finales para esta serie y la serie de enero, vuelve a indicar una mayor compacidad en la serie de junio-septiembre, cuyos multipletes se relocalizan al sur de los multipletes de la serie de enero.
- Para esta serie la distribución de las localizaciones relativas (véase Figura 4.49) no muestra de manera tan clara los posibles planos activos. Además, la determinación de los planos de mejor ajuste a los hipocentros relocalizados no ha dado resultados satisfactorios, por lo que en este caso se ha ajustado una línea a los epicentros de los multipletes de cada familia, determinándose únicamente acimutes representativos de cada una de ellas.
- Las líneas de mejor ajuste a las relocalizaciones precisas de los multipletes dentro de cada familia han revelado tendencias principales $N42^\circ \pm 16^\circ E$, $N107^\circ \pm 12^\circ E$, $N138^\circ \pm 11^\circ E$ y $N175^\circ \pm 7^\circ E$ (Tabla 4.19 y Figuras 4.52 y 4.53).
- De la aplicación del Análisis de Componentes Principales espacio-temporal al conjunto completo de eventos relocalizados, tomando una ventana móvil de

sismos igual a 30, se han obtenido dos tendencias principales, una al principio de la serie $N110^{\circ}\pm 2^{\circ}E$ otra al final de la serie $N129^{\circ}\pm 1^{\circ}E$ y una tendencia puente intermedia con acimut $N81^{\circ}E$ (Tabla 4.20 y Figura 4.55).

- De las tres tendencias dominantes obtenidas mediante el Análisis de Componentes Principales la primera de ellas, $N110^{\circ}\pm 2^{\circ}E$, se corresponde con una de las orientaciones promedio estimada a partir de la línea de mejor ajuste a las familias, $N107^{\circ}\pm 12^{\circ}E$, mientras que la tendencia final $N129^{\circ}\pm 1^{\circ}E$ tiene su correspondencia en la tendencia $N138^{\circ}\pm 11^{\circ}E$.
- Los tensores momentos sísmicos de los terremotos más importantes ocurridos durante la serie sísmica (Stich 2008, comunicación personal) se presentan en la Tabla 4.23 y gráficamente en la Figura 4.58.

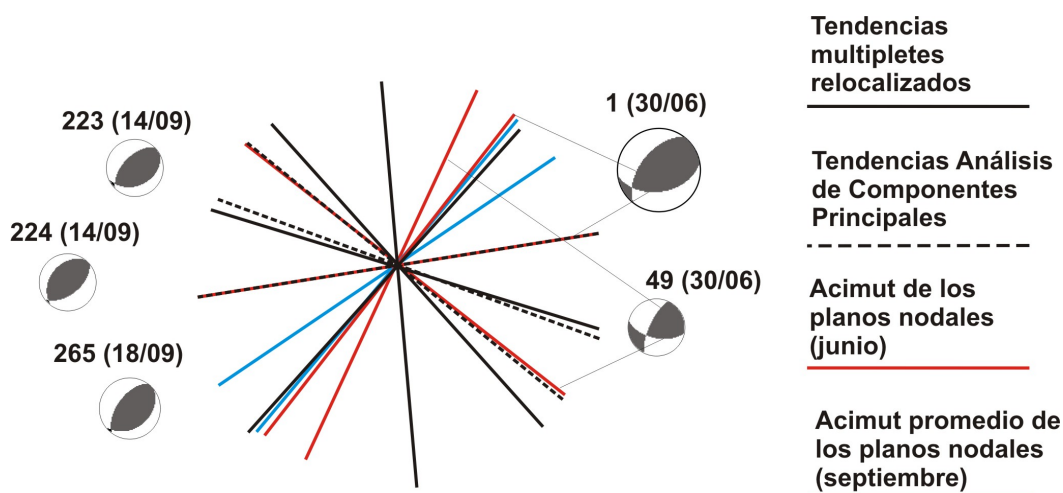


Figura 4.58. Comparación de las tendencias de la sismicidad obtenidas a partir del análisis de los multipletes (líneas negras continuas), del Análisis de Componentes Principales (líneas negras discontinuas) y tendencias de los planos nodales de los tensores momento sísmico (líneas rojas, mecanismos de junio y línea azul, promedio de los mecanismos de septiembre).

Figure 4.58. Comparison among trends of seismicity from multiplet analysis (black solid lines), from Principal Component Analysis (black dotted lines) and trends from moment tensor mechanisms nodal planes (red lines, June mechanisms and blue line, average September mechanisms).

- Se observa que la tendencia puente obtenida mediante el Análisis de Componentes Principales es similar a una de las soluciones del mecanismo focal del terremoto principal del 30 de junio ($N81^{\circ}E$). Por otro lado, la tendencia $N107-110^{\circ}E$ (obtenida tanto mediante el ajuste de una línea a los hipocentros relocalizados como mediante el Análisis de Componentes Principales) coincide con el acimut de uno de los planos nodales ($N103^{\circ}E$) presente en el mecanismo focal del segundo

terremoto de mayor magnitud ocurrido el día 30 de junio. Finalmente, la tendencia con dirección $N42^{\circ}\pm 16^{\circ}E$ que se ajusta a varias de las familias, es compatible con el acimut de los dos planos nodales de las réplicas del 14 y 18 de septiembre.

Tabla 4.23. Soluciones del tensor momento sísmico para los terremotos principales dentro de la serie de enero de 2007 de Morón de la Frontera.

Table 4.23. Moment tensor solutions for the 2007 January Moron de la Frontera seismic series principal earthquakes.

Nº	Fecha	Hora	Parámetros del ángulo de falla (°)		CLVD (%)	M ₀ (N·m)	M _w
			(acimut/ buzamiento/cabeceo)				
1	30/06/2007	03:53:45	81/45/123	218/53/61	6	$3.88 \cdot 10^{15}$	4.4
49	30/06/2007	11:29:35	103/58/158	205/71/34	13	$3.06 \cdot 10^{14}$	3.6
223	14/09/2007	03:45:06	65/35/107	224/56/78	15	$2.39 \cdot 10^{14}$	3.6
224	14/09/2007	03:45:49	51/54/97	220/36/81	3	$2.67 \cdot 10^{14}$	3.6
265	18/09/2007	23:20:42	52/34/103	217/57/82	3	$8.57 \cdot 10^{14}$	3.9

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

En este último Capítulo se presentan las conclusiones más importantes que se desprenden, por un lado, de la revisión teórica y de la metodología empleada, y por otro, del análisis de los resultados obtenidos tras la aplicación de diferentes técnicas de localización conjunta a la sismicidad relevante y a las series sísmicas ocurridas en el sur de España durante la década 1998-2007.

Conclusiones referentes a la metodología empleada

Para analizar los factores que afectan a las localizaciones, minimizar los errores y aumentar la precisión de los parámetros hipocentrales, se ha hecho una revisión y estudio comparativo de las técnicas tradicionales de *localización individual* y las técnicas más recientes de *localización conjunta* de grupos de terremotos simultáneamente. Este análisis ha puesto de manifiesto que las primeras son vulnerables a errores no aleatorios debidos a insuficiencias de los modelos de Tierra involucrados (bien por heterogeneidades laterales o por efectos locales en cada estación), mientras que las segundas reducen los errores de localización relativa entre terremotos cercanos porque

minimizan el impacto de las imprecisiones en el modelo inicial de tiempos de viaje al considerar la información proporcionada por los eventos vecinos.

La técnica de *localización conjunta usando correcciones de estación estáticas*, que asigna un valor corrector fijo para cada estación, es adecuada cuando las diferencias entre los tiempos de viaje reales y teóricos son las mismas para todos los eventos y puede aplicarse cuando la sismicidad aparece fuertemente agrupada en el espacio en una región pequeña comparada con las distancias fuente-receptor o cuando los errores en el modelo de velocidad se localizan a grandes profundidades. Aquí se ha usado como paso preliminar para ver cómo se adecua el modelo de velocidad empleado con la estructura de velocidad real en la zona de las estaciones sísmicas.

La metodología de *localización conjunta empleando correcciones de estación específicas de la fuente*, que es una generalización de la anterior, asigna una función dependiente de la fuente, que corrige las desviaciones sistemáticas entre los tiempos de viaje reales y teóricos causadas por las heterogeneidades laterales de la distribución tridimensional de velocidad. Esta técnica se ha usado para el estudio de la sismicidad relevante ($m_d \geq 2.5$) reciente del Sur de España (década 1998-2007) usando el conjunto de programas incluido en el paquete *COMPLOC* lo que ha permitido mejorar las localizaciones relativas entre eventos cercanos en esta región extensa sin la necesidad de resolver el modelo de velocidad. Esta es la primera vez que se aplica esta técnica a una región extensa de la Península Ibérica.

La búsqueda de *multiplétes* (terremotos que presentan sismogramas similares) dentro de cada serie sísmica se puede llevar a cabo mediante el análisis de correlación cruzada en el dominio de la frecuencia o en el dominio del tiempo (como aquí se ha realizado) de las fases P y S entre pares de eventos. Para la organización de los multiplétes en familias se ha aplicado un algoritmo de equivalencia de clases que establece criterios conmutativos de similitud entre parejas de eventos y selecciona de forma más fiable e inequívoca los que pertenecen a una misma familia, fijando tres valores umbrales de similitud: uno para la onda P, otro para la onda S y otro umbral de separación referido al producto escalar normalizado de las correspondientes filas de la matriz de correlación de la onda S.

La técnica de *localización con evento maestro* (o evento patrón) usando los retardos precisos de las ondas P y S entre parejas maestro-esclavo dentro de cada familia estimados mediante correlación cruzada, permite obtener epicentros relativos con una precisión de centenas de metros.

La localización precisa de multipletes permite, por ejemplo, estudiar las características de la ruptura de sistemas de fallas, su geometría, la identificación de posibles asperezas, estimar variaciones temporales de la velocidad en ambientes tectónicos, etc. Aquí, la determinación de los planos de ruptura dominantes definidos por los eventos relocalizados de cada serie sísmica se ha hecho ajustando un plano al conjunto de los miembros de cada familia, minimizando la norma L1 de las distancias de los eventos individuales. Estas tendencias se han comparado con las obtenidas con un estudio espacio-temporal de las series sísmicas mediante la técnica estadística conocida como *Análisis de Componentes Principales* (ACP), que cuantifica de forma independiente esas tendencias espaciales, y también con las dadas por los tensores momentos sísmicos de los terremotos más importantes ocurridos durante cada serie sísmica.

Conclusiones referentes a los resultados obtenidos

La sismicidad instrumental del sur de España, y también la histórica, se caracteriza por tener un carácter moderado y por la agrupación espacio-temporal de los eventos en forma de series sísmicas, bien del tipo evento principal y réplicas (en ocasiones también se dan eventos premonitorios), o bien en forma de enjambres sísmicos. En el periodo 1998-2007 se han producido doce series sísmicas en la zona de estudio, destacando la sismicidad reciente en la Región de Murcia con tres series importantes en tan solo seis años (Mula 1999 y La Paca 2002 y 2005) y la actividad prácticamente incesante en Morón de la Frontera desde principios de 2007 con dos series en ese año, y una nueva que ha comenzado en octubre de 2008.

La relocalización de 2705 terremotos relevantes ($m_a \geq 2.5$) en el sur de España (década 1998-2007), seleccionados de un conjunto inicial de 4100 eventos, con datos de cincuenta y cinco estaciones sísmicas y empleando términos de estación en función de la posición de la fuente (metodología de Lin y Shearer, 2005) ha proporcionado una reducción significativa de los residuos, una distribución epicentral y en profundidad

más robusta, un mayor anidamiento espacial de la sismicidad y una clara identificación de la mayoría de las series sísmicas. La sismicidad regional relocalizada indica que los terremotos son mayoritariamente poco profundos ($h \leq 20$ km) y que existe un gradiente de profundidad en la distribución hipocentral, que va desde eventos someros en la Cordillera Bética central a terremotos intermedios (entre 50 y 90 km) en el sur de la provincia de Málaga y zonas costeras del Mar de Alborán.

A partir de los *términos de estación estáticos* se ha corroborado la existencia de una anomalía de baja velocidad en la zona oeste de la Cordillera Bética y en la región de los Flysch de Gibraltar, y de anomalías positivas en ciertos sectores alrededor de la Cuenca de Granada.

La *localización relativa con evento maestro*, empleando diferencias más precisas de los tiempos de llegada de fases P y S entre eventos maestro-esclavo mediante la correlación cruzada entre formas de onda similares aplicada a eventos de las series sísmicas recientes de La Paca (2005) y Morón de la Frontera (enero y junio-septiembre de 2007) ha permitido reducir considerablemente la extensión espacial y la dispersión hipocentral en cada una de las familias. Los epicentros relativos se han obtenido con una precisión inferior a las centenas de metros, aunque la profundidad muestra una mayor incertidumbre con errores de kilómetros debido a la escasez de estaciones en la zona epicentral. Estos resultados han permitido interpretar la distribución de los epicentros, las tendencias laterales de la sismicidad y la migración espacio-temporal de las series.

Las tendencias predominantes obtenidas para la serie de La Paca de 2005 ($N6^\circ \pm 6^\circ E$, $N40^\circ \pm 7^\circ E$ y $N145^\circ \pm 17^\circ E$) tienen un excelente grado de concordancia con las derivadas del análisis ACP y se corresponden con las direcciones de planos nodales de los mecanismos focales de los terremotos más grandes de la serie.

Los lineamientos obtenidos para la serie de Morón de la Frontera de enero de 2007 ($N49^\circ \pm 19^\circ E$, $N160^\circ \pm 10^\circ E$, $N5^\circ \pm 6^\circ E$ y $N29^\circ \pm 8^\circ E$) y de junio-septiembre de 2007 ($N42^\circ \pm 16^\circ E$, $N107^\circ \pm 12^\circ E$, $N138^\circ \pm 11^\circ E$ y $N175^\circ \pm 7^\circ E$) son próximas a las estimadas en ambas series con ACP y con mecanismos focales de sus terremotos principales.

Un resultado relevante ha sido la migración espacio-temporal de series próximas, como es el caso de las series de Morón de la Frontera de 2007, donde los eventos

migran hacia el sur en la serie de junio-septiembre con respecto de la de enero. Esa migración también se ha observado en otras series revisadas como, por ejemplo, la migración hacia el sur de los eventos del enjambre de Loja de 2000 en relación con los de Iznájar de 1998.

Perspectivas de trabajos futuros

Finalmente, se quiere concluir la presente Memoria, reseñando algunas perspectivas de futuros trabajos:

Por un lado la relocalización de las dos nuevas series ocurridas en los últimos meses en el sur de la Península: la serie de Alborán y la de Morón de la Frontera. Esta última serie, que comenzó el 2 de octubre de 2008 (M_w 4.9) y en la que después de dos meses aún continúan produciéndose réplicas (por ejemplo, la del 23 de noviembre de 2008, $m_d = 3.4$) tiene especial interés para conocer cómo evoluciona la sismicidad en la zona, pues aquí se ha indicado la existencia de una pequeña migración espacial hacia el sur de la serie de enero a la de verano de 2007. De la misma manera sería interesante poder corroborar las profundidades superficiales de los eventos de la zona de Morón así como las tendencias generales de fracturación, etc.

Por otro lado, también se quieren comparar los resultados obtenidos utilizando las técnicas de localización conjunta de la presente Tesis con los resultados que se puedan obtener aplicando otras técnicas de localización conjunta muy extendidas, como, por ejemplo, el algoritmo de localización de la *doble-diferencia* o la localización probabilista del algoritmo *NonLinLoc*.

CHAPTER 5

CONCLUSIONS

This Chapter contains the most important conclusions obtained, on one hand, from the theoretical review of the methodologies used, and on the other hand, of the results achieved after using joint-event location to study the relevant seismicity and seismic series in the south of Spain during the decade 1998-2007. The most significant results are then summarized and the main conclusions are presented.

Conclusions regarding the various methodologies used

In order to analyze the factors that affect the location of seismic events, to minimize errors and to improve the accuracy of hypocenter parameters, we carried out a review and a comparative study of traditional single-event and modern joint-event location techniques. This analysis revealed that the former are vulnerable to non-random errors due to insufficiencies in the Earth models involved (because of lateral heterogeneities or local effects in each station), whereas the latter reduce relative location errors among nearby events, as they minimize the impact of inaccuracies in the initial travel time model by considering information obtained from neighbouring earthquakes.

Static station term location technique, which assigns a constant correction value to each station, can be applied when differences between real and theoretical travel times are the same for all events and when seismicity is strongly clustered within a small spatial area compared to the source-receiver distance, or when errors in the velocity model are confined to large depths. This approach has been used here as a preliminary step to check how consistent the velocity model and the real structure are in the zones beneath the seismic station.

Source-specific station term location technique, which is a generalization of the above approach, assigns a function according to the source position that corrects systematic deviations between real and theoretical travel times caused by lateral heterogeneities in the three-dimensional velocity model. This technique has been applied for the study of the relevant seismicity ($m_a \geq 2.5$) in the south of Spain (1998-2007) and has enabled us to improve the relative locations among nearby events in this extended region without solving for the velocity model itself. This is the first time that this approach has been applied to seismicity over an extended region in Spain.

The search for **multiplets** (events showing similar seismograms) within each seismic series can be performed through a cross correlation (as has been done here) or through a cross spectral analysis of P and S phases between pairs of events. The organization of multiplets in families was obtained by applying an equivalence class algorithm which imposes thresholds for P-wave, S-wave and for the normalized scalar product of the corresponding rows in the S-wave correlation matrix.

The **master event location technique** using accurate P and S lags between pairs of events through cross-correlation allows us to obtain highly accurate relative epicentres.

Precise location of multiplets is important, for example, for the study of the characteristics of the fault systems responsible for rupture, their geometry, the identification of possible asperities, the estimation of temporal velocity variations in tectonic settings, etc. Here, we calculated the dominant planes of rupture defined by the relocated events by fitting a plane to each member of a family and minimizing the L1 norm. These trends were compared with those determined through a spatio-temporal study of the seismic series using *Principal Component Analysis* (PCA), which

quantifies these spatial trends in a completely different way, as well as with the trends deduced from seismic moment tensors of the larger earthquakes in each series.

Conclusions on the results obtained

Both instrumental and historical records show that seismicity in southern Spain tends to be moderate and can be characterized by the spatio-temporal clustering of the events in seismic series either of the mainshock-aftershocks type (sometimes with foreshocks) or as seismic swarms. Twelve seismic periods have been identified for the period 1998-2007, of which the most noteworthy are the recent spate of seismic activity in the Murcia Region, with three important seismic series in six years (Mula 1999 and La Paca 2002 and 2005) and the almost continuous activity in the vicinity of Moron de la Frontera since the beginning of 2007, with two seismic series that year and another that started in October 2008.

The relocation of 2705 relevant earthquakes ($m_d \geq 2.5$) in the south of Spain (decade 1998-2007), selected from an initial dataset of 4100 events and 55 seismic stations, using the source-specific station term approach has provided a significant reduction of residuals, a more robust epicentral and depth distribution, a tighter clustering of the seismicity and a clear identification of most of the seismic series that occurred in that period. The relocation of regional seismicity indicates that events are mainly shallow ($h \leq 20$ km) and that there is a depth gradient in the hypocentral distribution, from shallow events in the central Betic Cordillera to intermediate ones (between 50 and 90 km) in southern parts of the Province of Malaga and the shores of the Alboran Sea.

Using **static station terms** we confirmed the existence of a slow velocity anomaly beneath the western part of the Betic Cordillera and the Gibraltar Flysch, as well as positive anomalies in some areas around the Granada Basin.

Master event relative location using more accurate P and S-wave arrival times between master and slave through cross-correlation was applied to the recent seismic series in La Paca (2005) and Moron de la Frontera (January and June-September 2007) and enabled us to reduce significantly the spatial extent and hypocentral dispersion of each family. Relative epicentres have been estimated to within less than a hundred meters, although calculations of depth are less precise with errors in the order of 1

kilometre due to the lack of stations in the epicentral zone. These results have been used to determine the distribution of epicentres, the lateral seismicity trends and the spatio-temporal movement of the seismicity within each sequence.

Predominant trends for the 2005 La Paca series ($N6^{\circ}\pm 6^{\circ}E$, $N40^{\circ}\pm 7^{\circ}E$ and $N145^{\circ}\pm 17^{\circ}E$) are excellently in line with the trends derived from PCA and correspond to the nodal plane directions of the focal mechanisms for the largest events in the sequence.

Lineaments obtained for the January 2007 Moron de la Frontera series ($N49^{\circ}\pm 19^{\circ}E$, $N160^{\circ}\pm 10^{\circ}E$, $N5^{\circ}\pm 6^{\circ}E$ and $N29^{\circ}\pm 8^{\circ}E$) and June-September series ($N42^{\circ}\pm 16^{\circ}E$, $N107^{\circ}\pm 12^{\circ}E$, $N138^{\circ}\pm 11^{\circ}E$ and $N175^{\circ}\pm 7^{\circ}E$) are close to the trends estimated for these series using PCA and by analysing the focal mechanisms for the largest earthquakes.

A significant result obtained was the spatio-temporal migration between close series, as in the case of the 2007 Moron de la Frontera sequences, where the June-September series of events occurred to the south of the January series. This behaviour was also observed in other series we reviewed, for example, the southward migration of the events in the 2000 Loja swarm, when compared to the 1998 Iznajar swarm.

Perspectives for future research

This Dissertation concludes with some possible lines for future research:

Firstly, the relocation of the two new series occurred in recent months in the south of the Iberian Peninsula: the Alboran series and the Moron de la Frontera series. The latter began on October 2nd 2008 (M_w 4.9) and more than two months later activity still continues (for example an $m_d = 3.4$ event occurred on November 23 2008). This work is of particular importance as it would allow us to see how the seismicity progresses, as we have already detected a small southward movement of seismic activity. It would also be interesting to be able to confirm the shallow depths of the events in the vicinity of Moron as well as general fracture trends.

Another line of research would be to compare the results obtained here using certain joint location techniques with the results obtained using other multiple location approaches, for example the *double-difference* approach or the probabilistic *NonLinLoc* algorithms.

CAPÍTULO 6

REFERENCIAS

- Aki, K. (1979). Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.*, 84, 6140-6148.
- Aki, K. y Richards, P. (1980). *Quantitative seismology. Theory and methods. Vol. 2*, W.H. Freeman Co. San Francisco.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *J. Geophys. Res.*, 89, 5867-5872.
- Almendros, J., Chouet, B., Dawson, P. y Bond, T. (2002). Identifying elements of the plumbing system beneath Kilauea Volcano, Hawaii, from the source locations of very-long-period signals. *Geophys. J. Int.*, 148, 303-312.
- Almendros, J., Carmona, E. e Ibañez, J.M. (2004). Precise determination of the relative wave propagation parameters of similar events using a small-aperture seismic array. *J. Geophys. Res.*, 109, B11308, doi:10.1029/2003JB002930.
- Alparone, S. y Gambino, S. (2003). High precision locations of multiplets on south-eastern flank of Mt. Etna (Italy), reconstruction of fault plane geometry. *Phys. Earth Planet. Int.*, 135, 281-289.
- Anderson, K. (1981). Epicentral location using arrival time order. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 541-545.
- Antolik, M., Nadeau, R.M., Aster, R.C. y McEvilly, T.V. (1996). Differential analysis of coda Q using similar microearthquakes in seismic gaps, part 2, Application to seismograms recorded by the Parkfield high resolution seismic network. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 890-910.
- Aster, R.C. y Scott, J. (1993). Comprehensive characterization of waveform similarity in microearthquake datasets. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 4, 1307-1314.
- Aster, R.C., Slad, G., Henton, J. y Antolik, M. (1996). Differential analysis of coda Q using similar microearthquakes in seismic gaps, part 1, Techniques and application to seismograms recorded in the Anza seismic gap. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 868-889.
- Astiz, L. y Shearer, P.M. (2000). Earthquake locations in the inner continental borderland, offshore southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 425-449.

- Astiz L., Shearer, P.M. y Agnew D.C. (2000). Precise relocations and stress change calculations for the Upland earthquake sequence in southern California. *J. Geophys. Res.*, 105, 2937-2953.
- Augliera, P. Cattaneo, M. y Eva, C. (1995). Seismic multiplet analysis and its implication in seismotectonics. *Tectonophysics*, 248, 219-234.
- Batló, J., Stich, D., Palombo, B., Macia, R. y Morales, J. (2008). The 1951 Mw 5.2 and Mw 5.3 Jaen, southern Spain, earthquake doublet revisited. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 1535-1545.
- Becker, D., Meier, T., Rische, M., Bohnhoff, M. y Harjes, H.P. (2006). Spatio-temporal microseismicity clustering in the Cretan region. *Tectonophysics*, 423, 3-16.
- Béjar, M., Herráiz, E., Martínez-Díaz, J.J., López, C., Capote, R. y Tsige, M. (2006). Interpretación sismotectónica de la serie sísmica de Gérgal (2002, Mw 4.8) mediante datos sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR). *Geogaceta*, 39, 67-70.
- Benito, B., Capote R., Murphy P., Gaspar-Escribano, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Stich, D., García-Mayordomo, J., García Rodríguez, M.J., Jiménez, M.E., Insúa-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A. y Canora, C. (2007). An overview of the damaging and low magnitude Mw 4.8 La Paca earthquake on 29 January 2005: Context, seismotectonics and seismic risk implications for Southeast Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 671-690.
- Billings, S.D. (1994). Simulated annealing for earthquake location. *Geophys. J. Int.*, 118, 680-692.
- Billings, S.D., Sambridge, M.S. y Kennett, B.L.N. (1994). Error in hypocenter location, picking, model and magnitude dependence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1978-1990.
- Blanco, M.J. y Spakman, W. (1993). The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula, Evidence for a subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221, 13-34.
- Bolt, B.A. (1960). The revision of earthquake epicenters, focal depths and origin times using a high-speed computer. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 3, 433-440.
- Bousquet, J.C. (1969). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Brancato, A. y Gresta, S. (2003). High precision relocation of microearthquakes at Mt. Etna (1991-1993 eruption onset), a tool for better understanding the volcano seismicity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 124, 219-239.
- Bretón, M. (1997). *Los terremotos en la Edad Media y sus efectos en el patrimonio histórico (siglos IX-XVI). Precisiones sobre sismicidad histórica.* Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 745 pp.
- Bufo, E. y Sanz de Galdeano, C. (2001). Focal mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of February 2, 1999. *J. Seism.*, 5, 277-280.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. y Pro, C. (2004). Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure appl. Geophys.*, 161, 623-646.
- Bufo, E., Benito, B. Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C. Muñoz, D. y Rodríguez, I. (2005). Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999 and 2002 in the Murcia, southeastern Spain, region, Seismotectonic and seismic-risk implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 549-567.
- Bufo, E., Cesca, S., Goded, T., del Fresno, C. y Muñoz, D. (2006). The Bullas (Murcia, SE Spain) January 29, 2005 earthquake. *J. Seism.*, 10, 65-72.
- Buland, R. (1984). Residual statistics. *Terra Cognita*, 4, 268.
- Calvert, A. Gómez, F. Seber, D., Barazangi, M., Jabour, N., Ibebrahim, A. y Demnati, A. (1997). An integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 637-651.

- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000). Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean, Constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 105, 10871-10898.
- Carmona, E., Stich, D., Saccorotti, G., Ocaña E. e Ibáñez, J.M. (2008). Localización relativa de la serie de Iznájar (Granada) en abril de 1998. *Resúmenes de la 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 347-348.
- Cattaneo, M., Augliera, P., Spallarossa, D. y Eva, C. (1997). Reconstruction of seismogenetic structures by multiplet analysis, an example of western Liguria, Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 4, 971-986.
- Cattaneo, M., Augliera, P., Spallarossa, D. y Lanza, V. (1999). A waveform similarity approach to investigate seismicity patterns. *Natural Hazard*, 19, 123-138.
- Cesca, S., Buforn, E. y Dahm, T. (2006). Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain. *Geophys. J. Int.*, 166, 839-854
- Chen, Y.T. y Knopoff, L. (1987). Simulation of earthquake sequences. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 693-709.
- Chung, W.-Y. y Kanamori, H. (1976). Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of March 29, 1954. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 85-96.
- Comas, M.C. y Jurado, M.J. (1990). The sedimentary record of the Iberian Alboran margin. *IX Regional Comitee Mediterranean Néogène Stratigraphy Congress*. Barcelona. Abstracts, 105.
- Comas, M.C., García Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992). Néogène extensional tectonic evolution of the Alboran Basin from MSC data. *Geo-Marine Lett.*, 12, 157-164.
- Console, R. y Di Giovambattista, R. (1987). Local earthquake relative location by digital records. *Phys. Earth Plan. Int.*, 47, 43-49.
- Cooley, W.W. y Lohnes, P.P. (1971). *Multivariate data analysis*. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Dañoibeitia, J.J., Sallarès, V. y Gallart, J. (1998). Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain). *Earth Planet Sci. Lett.*, 160, 225-239.
- De Miguel, F., Alguacil, G. y Vidal, F. (1988). Una escala de magnitud a partir de la duración para terremotos del Sur de España. *Revista de Geofísica*, 44, 75-86
- Deichmann, N. y García-Fernández, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.*, 110, 201-517.
- Delacou, B., Deichmann, N., Sue, C., Thouvenot, F., Champagnac, J.D. y Burkhard, M. (2005). Active strike-slip faulting in the Chablais (NW Alps) from earthquake focal mechanisms and relative locations. *Eclogae Geol. Helv.*, 98, 189-199.
- Deschamps, A. y King, G. (1984). Aftershocks of the Campania-Lucania (Italy) earthquake of 23 November 1980. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 2483-2517.
- Dewey, J.W. (1972). Seismicity and tectonics of western Venezuela. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, 1711-1751.
- Dewey, J.W. (1976). Seismicity of northern Anatolia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 843-868.
- Dodge, D.A., Beroza, G.C. y Ellsworth, W.L. (1995). Foreshock sequence of the 1922 Landers, California, earthquake and its implication for earthquake nucleation. *J. Geophys. Res.*, 100, 9865-9880.
- Douglas, A. (1967). Joint epicentre determination. *Nature*, 215, 47-48.
- Dreger, D., Uhrhammer, R., Pasyanos, M., Frank, J. y Romanowicz, B. (1998). Regional and far-regional earthquake locations and source parameters using sparse broadband networks, A test on the Ridgecrest sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 1353-1362.
- Ebblin, C. y Michelini, A. (1986). A principal parameters analysis of the aftershock sequences applied to the 1977 Friuli, Italy, sequence. *Ann. Geophys.*, 4, 473-480.

- Eberhart-Phillips, D. (1990). Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California. *J. Geophys. Res.*, 95, 15343-15363.
- Engdahl, E.R. y Gunst, R.H. (1966). Use of a high speed computer for the preliminary determination of earthquake hypocenters. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56, 325-336.
- Espinar, M., Vidal, F., Esquivel, J.A., Ocaña, E. y Navarro, M. (2006). Daños sísmicos del terremoto de Carmona de 1504. *Resúmenes de la V Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*.
- Evangelidis, C.P., Konstantinou, K. I., Melis, N.S., Charalambakis, M. y Stavrakakis, G. N. (2008). Waveform relocation and focal mechanism analysis of an earthquake swarm in Trichonis Lake, Western Greece. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 804-811.
- Felzer, K.R. y Brodsky, E.E. (2006). Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress. *Nature*, 441, 735-738.
- Feriche, M. y Botari, C. (2002). Bases de datos macrosísmicos. *Resúmenes 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 536-537.
- Ferretti, G., Massa, M. y Solarino, S. (2005). An improved method for the recognition of seismic families, application to the Garfagnana-Lunigiana area, Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 1903-1915.
- Fitch, T.J. (1975). Compressional velocity in source regions of deep earthquakes, an application of the master event technique. *Earth planet. Sci. Lett.*, 135, 156-166.
- Flinn, E.A. (1965). Confidence regions and error determination for seismic event location. *Rev. Geophys.*, 3, 157-185.
- Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S. y Chiao, L.-Y. (2004). Hypocentral determination offshore Eastern Taiwan using the Maximum Intersection method. *Geophys. J. Int.*, 158, 655-675.
- Frankel, A. (1982). Precursors to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands, spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanisms, and earthquake doublets. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1277-1294.
- Frankel, A. y Kanamori, H. (1983). Determination of rupture duration and stress drop from earthquakes in southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1527-1551.
- Frankel, A., Fletcher, J., Vernon, F.L., Haar, L., Berger, J., Hanks, T. y Brune, J. (1986). Rupture characteristics and tomographic source imaging of $M_L \approx 3$ earthquakes near Anza, southern California. *J. Geophys. Res.*, 91, 12633-12650.
- Frankel, A. y Wennerberg, L. (1989). Microearthquake spectra from the Anza, California, seismic network, site response and source scaling. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 581-609.
- Freedman, H. (1966). The "little variable factor", A statistical discussion of the reading of seismograms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56, 593-604.
- Freedman, H.W. (1967). A statistical discussion of P residuals from explosions. Part II. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 57, 545-561.
- Fremont, M.J. y Malone, S.D. (1987). High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, 92, 10223-10236.
- Frohlich, C. (1979). An efficient method for joint hypocenter determination for large groups of earthquakes. *Computer & Geosciences*, 5, 387-389.
- Frohlich, C. y Davis, S.D. (1985). Identification of aftershocks of deep earthquakes by a new ratios method. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 713-716.
- Frohlich, C. (1987). Aftershocks and temporal clustering of deep earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 92, 13944-13956.
- Frohlich, C. y Davis, S.D. (1990). Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues. *Geophys. J. Int.*, 100, 19-32.
- Galbis, J. (1932). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5E y 20W y paralelos 45N y 25N. Tomo I. Inst. Geog. Cat.*, 807 pp.

- Galbis, J. (1940). *Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5E y 20W y paralelos 45N y 25N. Tomo II.* Inst. Geog. Cat., 277 pp.
- Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997). Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 18-37.
- Galindo-Zaldivar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F. y Torcal, F. (1999). Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras), example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18, 686-702
- García-Dueñas, V., Banda, E., Torné, M., Córdoba, D. y ESCI-Béticas Working Group (1994). A deep seismic reflection survey across the Betic chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- Gasperini, P. y Mulargia, F. (1989). A statistical analysis of seismicity in Italy, the clustering properties. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 973-988.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 60-71.
- Geller, R.J. y Mueller, C.S. (1980). Four similar earthquakes in Central California. *Geophys. Res. Lett.*, 7, 821-824.
- Gillard, D., Rubin, A.M. y Okubo, P. (1996). Highly concentrated seismicity caused by deformation of Kilauea's deep magma system. *Nature*, 384, 343-346.
- Goldberg, D.E. (1989). *Genetic Algorithms in Search, Optimization and Machine Learning.* Addison-Wesley, Reading, MA.
- Gomis, A., Buforn, E. y Lyon-Caen, H. (2008). Localización hipocentral de la serie de Gérgal (Almería) a partir de formas de onda. *Resúmenes de la 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 171-172.
- González-Fernández, A., Córdoba, D., Matias, L.M. y Torné, M. (2001). Seismic crustal structure in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Mar. Geophys. Res.*, 22, 207-223.
- Got, J.L., Poupinet, G. y Fréchet, J. (1990). Changes in source and site effects compared to coda Q^{-1} temporal variations using microearthquake doublets in California. *PAGEOPH* 134, 195-228.
- Got, J.L. y Fréchet, J. (1993). Origins of amplitude variations in seismic doublets, source or attenuation process ?. *Geophys. J. Int.*, 114, 325-340.
- Got, J.L., Fréchet, J. y Klein, F.W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *J. Geophys. Res.*, 99, 15375-15386.
- Got, J.L. y Coutant, O. (1997). Anisotropic scattering and travel time delay analysis in Kilauea volcano, Hawaii, earthquake coda waves. *J. Geophys. Res.*, 102, 8397-8410.
- Gràcia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M. y Dañobeitia, J. (2006). Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734-749.
- Gresta, S., Peruzza, L., Slejko, D. y Distefano, G. (1998). Interferences on the main volcano-tectonic structures at Mt. Etna (Sicily) from a probabilistic seismological approach. *J. Seism.*, 2, 105-116.
- Grimison, N. y Chen, W.P. (1986). The Azores-Gibraltar plate Boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91(B2), 2029-2047.
- Gurría, E. y Mezcua, J. (2000). Seismic tomography of the crust and lithospheric mantle in the Betic Cordillera and Alboran Sea. *Tectonophysics*, 329, 99-119.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- Haase, J.S., Shearer, P.M. y Aster, C. (1995). Constraints on temporal variations in velocity near Anza, California, from analysis of similar event pairs. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85, 194-206.

- Hammersley, J.M. y Handscomb, D.C. (1967). *Monte Carlo Methods*. Methuen, London.
- Harada, T. e Ishibashi, K. (2008). Interpretation of the 1993, 2001 and 2002 Guam earthquakes as intraslab events by simultaneous relocation of the mainshocks, aftershocks, and background earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 1581-1587.
- Harris, D.B. (1991). A wave-form correlation method for identifying quarry explosions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2395-2418.
- Hartzell, S. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- Havskov, J. y Ottemöller, L. (1999). SeisAn earthquake analysis software. *Seism. Res. Lett.*, 70, 532-534.
- Hauksson, E., Jones, L.M. y Hutton, K. (2002). The 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake Sequence, Complex Conjugate Strike-Slip Faulting. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 1154-1170.
- Hauksson, E. y Shearer, P.M. (2005). Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, Part 1, results using the double-difference method. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 896-903.
- Hawley, B., Zandt, G. y Smith, R. (1981). Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations, an iterative solution with a layered model. *J. Geophys. Res.*, 86, 7073-7086.
- Hemann, A., Meier, T., Jentzsch, G. y Ziegert, A. (2003). Similarity of waveforms and relative relocalisation of the earthquake swarm 1997/1998 near Werda. *J. Geodyn.*, 35, 191-208.
- Herrmann, R.B., Park, S.-K. y Wang, C.-Y. (1981). The Denver earthquakes of 1967-1968. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 731-745.
- Hino, M. (1977). *Spectral Analysis*. Asakura (en japonés).
- Holland, J.H. (1992). *Adaptation in natural and artificial systems*. MIT Press, Cambridge, MA, 211 pp.
- Horiuchi, S., Negishi, H., Abe, K., Kamimura, A. y Fujinawa, Y. (2005). An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 708-718.
- Huber, P. (1981). *Robust statistics*. John Wiley, New York.
- Hurukawa, N. e Imoto, M. (1990). Fine structure of an underground boundary between the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto district, Japan. *Zisin, (J. Seismol. Soc. Jpn.)*, 43, 413-429 (en japonés, con resumen en inglés).
- Hurukawa, N. e Imoto, M. (1992). Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone-normal compression in the Kanto district. *Geophys. J. Int.*, 109, 639-652.
- Hurukawa, N. (1995). Quick aftershock relocation of the 1994 Shikotan earthquake and its fault planes. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3159-3162.
- Hurukawa, N., Tsuji, Y. y Waluyo, B. (2003). The 1998 Papua New Guinea earthquake y its fault plane estimated from relocated aftershocks. *Pure Appl. Geophys.*, 160, 1829-1841.
- Husen, S., Kissling, E., Deichmann, N., Wiemer, S., Giardini, D. y Baer, M. (2003). Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models, application to Switzerland. *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2077, doi:10.1029/2002JB001778.
- Husen, S. y Smith, R.B. (2004). Probabilistic earthquake relocation in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park region, Wyoming. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 880-896.
- Hutchings, L. y Wu, F. (1990). Empirical Green's functions from small earthquakes, a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake. *J. Geophys. Res.*, 95, 1187-1214.
- Hutchings, L. (1991). "Prediction" of strong ground motion from the 1989 Loma Prieta earthquake using empirical Green's functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 1813-1837.
- IGN (2002). *Boletín informativo del Instituto Geográfico Nacional*, 12, 5.

- Ishida, M. y Kanamori, H. (1978). The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 1265-1279.
- Israelsson, H. (1990). Correlation of waveforms from closely spaced regional events. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 2177-2193.
- Ito, A. (1985). High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method. *J. Phys. Earth*, 33, 279-294.
- Ito, A. (1990). Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters, clustering of microearthquakes. *Tectonophysics*, 175, 47-66.
- James, D. y Savage, M. (1990). A search for seismic reflections from the top of the oceanic crust beneath Hawaii. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 675-701.
- Jeffreys, H. (1932). An alternative to the rejection of observations. *Proc. R. Soc. (London)*, Ser. A, 137, 78-87.
- Johnson, C.E., Lindh, A. y Hirshorn, B. (1994). Robust regional phase association. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-621.
- Jones, R.H. y Stewart, R.C. (1997). A method for determining significant structures in a cloud of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 102, 8245-8254.
- Jones, J.P., Thurber, C.H. y Lutter, W.J. (2001). High-precision location of pre-eruption seismicity at Mount Pinatubo, Philippines, 30 May - 3 June, 1991. *Phys. Earth Planet. Int.*, 123, 221-232.
- Jordan, T.H. y Sverdrup, K.A. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1105-1130.
- Kagan, Y. y Knopoff, L. (1976). Statistical search for non-random features of the seismicity of strong earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 12, 291-318.
- Kagan, Y. y Knopoff, L. (1978). Statistical study of the occurrence of shallow earthquakes. *J. R. Astr. Soc.*, 55, 67-86.
- Kagan, Y.Y. (2006). Earthquake spatial distribution, the correlation dimension. *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03251.x.
- Kanamori, H. (1981). *The nature of seismicity patterns before large earthquakes, en Earthquake Prediction, An International Review*, Maurice Ewing Series, vol 4. D.W. Simpson y P.G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington D.C., 1-19.
- Kennett, B.L.N. (1992). Locating oceanic earthquakes – the influence of regional models and location criteria. *Geophys. J. Int.*, 108, 848-854.
- Kim, K.-H., Chiu, J.-M., Pujol, J. y Chen, K.-C. (2005). Earthquake relocations, fault zone geometry and constraints on lateral velocity variations using the joint hypocenter determination method in the Taiwan area. *Earth Planets Space*, 57, 809-823.
- King, G. (1983). The accommodation of large strain in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems, the geometrical origin of b-value. *Pure Appl. Geophys.*, 121, 761-815.
- King, G. (1986). Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. *Pure Appl. Geophys.*, 124, 567-585.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C.D. y Vecchi, M.P. (1983). Optimization by simulated annealing. *Science*, 220, 671-680.
- Kraft, T., Wassermann, J. e Igel, H. (2006). High-precision relocation and focal mechanisms of the 2002 rain-triggered earthquake swarms at Mt Hochstaufen, SE Germany. *Geophys. J. Int.*, 167, 1513-1528.
- Larouzière, D., Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Griveau, P. (1987). Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarron Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1-11.
- Lawson, C. y Hanson, R. (1974). *Solving least square problems*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Lay, T. y Wallace, T.C. (1996). *Modern global seismology*. Academic Press, San Diego.

- Lee, W. H. K. y Stewart, S. (1981). *Principles of Microearthquake Networks*. Academic Press, New York.
- Lees, J. M. (1998). Multiplet analysis at Coso geothermal. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 1127-1143.
- Lienert, B.R. y Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett.*, 66, 26-36.
- Lin, G. y Shearer, P. (2005). Test of relative earthquake location techniques using synthetic data. *J. Geophys. Res.*, 110, B04304, doi:10.1029/2004JB003380.
- Lin, G. y Shearer, P. (2006). The COMLOC Earthquake Location Package. *Seism. Res. Letters*, 77, 440-444.
- Lin, G. (2007). *Earthquake locations and seismic velocity models for Southern California*. Tesis Doctoral. Scripps Institution of Oceanography. University of California, San Diego, 154 pp.
- Lines, L.R. y Treitel, S. (1984). Tutorial, A review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Liu, J.K., Sieh, K. y Hauksson, E. (2003). A structural interpretation of the aftershock "cloud" of the 1992 Mw 7.3 Landers Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1333-1344.
- Lohman, R.B. y McGuire, J.J. (2007). Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *J. Geophys. Res.*, 112, B04405, doi:10.1029/2006JB004596.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P. y Berge, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3D layered models, Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations. En *Advances in seismic event location*, Thurber C. y N. Rabinowitz Eds. Kluwer Academic Publishers, 101-134.
- Lomax, A. (2005). A reanalysis of the hypocentral location and relocated observations for the great 1906 California earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 861-877.
- Lomax, A., Michelini, A. y Curtis, A. (2009). Earthquake Location, Nonlinear. En *Encyclopedia of Complexity and System Science (Section: Complexity in earthquakes, tsunamis, and volcanoes, and forecasting and early warning of their hazards)*. W.H.K. Lee, Ed. Springer. *En prensa*.
- Loneragan, L. y White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, 504-522.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995). The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248, 277-292.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Molina Palacios, S. y Henares Romero, J. (2001). The structure of the Alboran Sea, an interpretation from seismological and geological data. *Tectonophysics*, 338, 79-95.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992). Alboran Sea late cenozoic tectonics and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Lett.*, 12, 179-186.
- Mancilla, F., Ammon, C.J., Herrmann, R.B. y Morales, J. (2002). Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 354, 139-155.
- Mandal, P., Narsaiah, R., Sairam, B., Satyamurty, C. y Raju, I.P. (2006). Relocation of early and late aftershocks of the 2001 Bhuj Earthquake using Joint Hypocentral Determination (JHD) technique, implication toward the continued aftershock activity for more than four years. *Pure Appl. Geophys.*, 163, 1561-1581.
- Martínez-Díaz, J.J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centrooccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 466 pp.
- Martínez-Díaz, J.J., Rigo, A., Louis, L., Capote, R., Hernández-Henrile, J., Carreño, E. y Tsige, M. (2002). Caracterización geológica y sismotectónica del terremoto de Mula (Febrero 1999, Mb 4.8) mediante la utilización de datos geológicos, sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR). *Geogaceta*, 31, 157-160.

- Martínez Solares, J.M. (2003). Sismicidad histórica de la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, 15, 13-28.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2004). The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate Boundary, seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *J. Geophys. Res.*, 109, B01301, doi:10.29/2002JB002359.
- Massa, M., Eva, E., Spallarossa, D. y Eva, C. (2006). Detection of earthquake clusters on the basis of waveform similarity, an application in the monferrato region (Piedmont, Italy). *J. Seism.*, 10, 1-22.
- Maurer, H. y Deichmann, N. (1995). Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.* 123, 588-600.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. y Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) y Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138.
- Medialdea, T., Suriñach, E., Vegas, R., Banda, E. y Ansorge J. (1986). Crustal structure under the western end of the Betic cordillera (Spain). *Ann. Geophys.*, 4, 457-464.
- Mezcua, J. y Rueda, J. (1994). Earthquake relative location based on waveform similarity. *Tectonophysics*, 233, 253-263.
- Mezcua, J. y Rueda, J. (1997). Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. *Geophys. J. Int.*, 129, F1-F8.
- Michelini, A. y Bolt, B.A. (1986). Application of the principal parameters method to the Coalinga, California, aftershock sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 409-420.
- Mikumo, T. y Miyatake, T. (1983). Numerical modelling of space and time variations of seismic activity before major earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 74, 559-583.
- Milne, J. (1886). *Earthquakes and other earth movements*. Appeltan, New York.
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms – the fracture of a semi finite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 41, 615-658.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987) Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine*, 11, 1-22.
- Morales, J., Serrano, I., Vidal, F. y Torcal, F. (1997). The depth of the earthquake activity in the Central Betics (southern Spain). *Geophys. Res. Lett.*, 24, 3289-3292.
- Mori, J. y Frankel, A. (1990). Source parameters for small events associated with the 1986 North Palm Springs, California, earthquake determined using empirical Green functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 278-295.
- Moriya, H., Niitsuma, H. y Baria, R. (2003). Multiplet-clustering analysis reveals structural details within the seismic cloud at the Soultz geothermal field, France. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1606-1620.
- Moser, T.J., Van Eck, T. y Nolet, G. (1992). Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. *J. Geophys. Res.*, 97, 6563-6572.
- Mueller, C. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 33-36.
- Muñoz, D. y Udías, A. (1991). Three large historical earthquakes in southern Spain. En, *Seismicity, Seismotectonics y Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 175-182.
- Nadeau, R.M., Foxall, W. y McEvilly, T.V. (1995). Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas Fault at Parkfield, California. *Science*, 267, 503-507.
- Nicholson, T., Gudmundsson, Ó. y Sambridge, M. (2004). Constraints on earthquake epicentres independent of seismic velocity models. *Geophys. J. Int.*, 156, 307-328.

- Nishimura, Y., Okada, H., Maekawa, T. y Nishi, K. (1985). Earthquake family with low-frequency nature observed at volcano Suwanose-jima, Tokara islands, south of Kyushu, Japan. En, Kamo, K. (Ed.). Informe en: *Joint Geophysical and Geochemical Observation of Suwanose-jima in 1984*. Universidad de Tokyo, Tokyo (en japonés).
- Noble, B. y Daniel, J. (1977). *Applied linear algebra*. Prentice Hall.
- Ocaña, E., Stich, D., Vidal, F., Carmona, E. y Feriche, M. (2008a). Localización relativa con evento maestro de la serie sísmica de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007. *Resúmenes de la 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 353-354.
- Ocaña, E., Stich, D., Carmona, E., Vidal, F., Bretón, M., Navarro, M. y García-Jérez, A. (2008b). Spatial analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location of multiplets and principal component analysis. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 166, 117-127.
- Okada, T., Umino, N. y Hasegawa, A. (2003). Rupture process of the July 2003 northern Miyagi earthquake sequence, NE Japan, estimated from double-difference hypocenter locations. *Earth Planets Space*, 55, 741-750.
- Okada, H., Watanabe, H., Yamashita, H. y Yokohama, I. (1981). Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 311-334.
- Okada, H. (1983). Comparative study of earthquake swarms associated with major volcanic activities. En, Shimozuru, D., Yokoyama, I. (Eds), *Arc Volcanism, Physics and Tectonics*. Terra Scientific, Tokyo, pp 43-61.
- Ouchi, T. y Uekawa, T. (1986). Statistical analysis of the spatial distribution of earthquakes – variation of the spatial distribution of earthquakes before and after large earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 44, 211-225.
- Paige, C.C. y Saunders, M.A. (1982). LSQR, Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8/2, 195-209.
- Pavlis, G.L. y Booker, J.R. (1980). The mixed discrete-continuous inverse problem, application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *J. Geophys. Res.*, 85, 4801-4810.
- Pavlis, G.L. y Booker, J.R. (1983). Progressive multiple event location. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1753-1777.
- Pavlis, G. L. y Hokanson, N.B. (1985). Separated earthquake location. *J. Geophys. Res.*, 90, 12777-12789.
- Pechmann, J. Y Kanamori, H. (1982). Waveforms and spectra of preshocks and aftershocks of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, evidence for fault heterogeneity?. *J. Geophys. Res.*, 87, 10579-10597.
- Pechmann, J.C. y Thorbjarnardottir, B.S. (1990). Waveform analysis of two preshock-mainshock-aftershock sequences in Utah. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 519-550.
- Pondrelli, S., Ekström, G., Morelli, A. y Primerano, S. (1999), Study of source geometry for tsunamigenic events of the Euro-Mediterranean area, en *International Conference on Tsunamis*, pp. 297 – 307, UNESCO Books, Paris.
- Posadas, A.M. (1991). *Análisis espacio-temporal de series sísmicas. Aplicación a las Béticas centrales*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 480 pp.
- Posadas, A.M., Vidal, F., Morales, J., Peña, J.A., Ibáñez, J.M. y Luzón, F. (1993b). Spatial and temporal analysis series using a new version of the three point method, application to the 1989 Antequera (Spain) earthquakes. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 80, 159-168.
- Poupinet, G. Ellsworth, W. y Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets, An application to the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.*, 89, 5719-5731.
- Poupinet, G., Souriau, A. y Coutant, O. (2000). The existence of an inner core super-rotation questioned by teleseismic doublets. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 118, 77-88.

- Powers, P. y Jordan, T. (2005). Seismicity rate vs. Distance from strike-slip faults in southern California. *Eos Trans. AGU*, 86, S13B-0199.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. y Vetterling, W.T. (1988). *Numerical Recipes in C - The Art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. y Flannery, B.P. (1992). *Numerical recipes, The Art of Scientific Computing, 2nd Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Presti, D., Troise, C. y De Natale, G. (2004). Probabilistic location of seismic sequences in heterogeneous media. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 2239-2253.
- Pujol, J. (1988). Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1179-1189.
- Pujol, J. (2000). Joint event location - The JHD technique and applications to data from local seismic networks. En, *Advances in seismic event location*, Thurber C. y N. Rabinowitz, Eds. Kluwer Academic Publishers, 163-204.
- Pulliam, R.J., Vasco, D.W. y Johnson, L.R. (1993). Tomographic inversions from mantle-P wave velocity structure based on the minimization of L2 and L1 norms of international seismological center travel time residuals. *J. Geophys. Res.*, 98, 699-734.
- Rabinowitz, N. (2000). Hypocenter location using a constrained nonlinear simplex minimization method. En, *Advances in seismic event location*, Thurber C. y N. Rabinowitz, Eds. Kluwer Academic Publishers, 23-49.
- Ratdomopurbo, A. y Poupinet, G. (1995). Monitoring a temporal change of seismicity velocity in a volcano, application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophys. Res. Lett.*, 22, 775-778.
- Reasenberg, P. (1985). Second-order moment of Central California seismicity, 1969-1982. *J. Geophys. Res.*, 90, 5479-5495.
- Reasenberg, P. (1999). Foreshock occurrence before large earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 104, 4755-4768.
- Reicherter, K.R. y Hubscher, C. (2007). Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almeria earthquake ?. *J. Seism.*, 11, 15-26.
- Reicherter, K.R., Galindo-Zaldívar, J. Ruano, P., Becker-Heidmann, P., Morales, J. y González-Lodeiro, F. (2003). Repeated paleoseismic activity of the Ventas de Zafarraya fault (S. Spain) and its relation with the 1884 Andalusian earthquake. *Int. J. Earth Sci.*, 93, 912-922.
- Reid, H.F. (1910). *The mechanics of the earthquake. Vol. II of the Californian Earthquake of April 18, 1906*. Report of the State Earthquake Investigation Commission, A.C. Lawson, Chairman, Carnegie Institution of Washington Publication 87 (reprinted 1969).
- Richards-Dinger, K.B. y Shearer, P.M. (2000). Earthquake locations in southern California obtained using source-specific station terms. *J. Geophys. Res.*, 105, 10939-10960.
- Richins, W.D., Pechamnn, J.C., Smith, R.B., Langer, C.J., Goter, S.K., Zollweg, J.E. y King, J.J. (1987). The 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake and its aftershocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 694-723.
- Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992). Onshore néogène stratigraphy in the north of the Alboran sea (Betic Internal Zones), Paleographic implications. En, A. Maldonado Ed., The Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 123-128.
- Rothman, D.H. (1985). Nonlinear inversion, statistical mechanics, and residual statics estimation. *Geophysics*, 50, 2784-2796.
- Rowe, C.A., Aster, R.C., Phillips, W.S., Jones, R.H., Borchers, B. y Fehler, M.C. (2002). Using automated, high-precision repicking to improve delineation of microseismic structures at the Soultz geothermal reservoir. *Pure Appl. Geophys.*, 159, 563-596.
- Rubin, A.M., Gillard, D. (1998). Dike-induced earthquakes, theoretical considerations. *J. Geophys. Res.*, 103, 10017-10030.

- Rubin, A.M., Gillard, D. y Got, J.L. (1999). Streaks of microearthquakes along creeping faults. *Nature*, 400, 635-641.
- Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J.A., González-Cortina, J.M. y López, C. (2006a). Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees, aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake. *Geophys. J. Int.*, 166, 238-252
- Ruiz, M., Gallart, J., Díaz, J., Olivera, C., Pedreira, D., López, C., González-Cortina, J.M. y Pulgar, J.A. (2006b). Seismic activity at the western Pyrenean edge. *Tectonophysics*, 412, 217-235.
- Ruiz, M., Gaspà, O., Gallart, J., Díaz, J., Pulgar, J.A., García-Sansegundo, J., López-Fernández, C. y González-Cortina, J.M. (2006c). Aftershocks series monitoring of the September 18, 2004 M=4.6 earthquake at the western Pyrenees, A case of reservoir-triggered seismicity?. *Tectonophysics*, 424, 223-243.
- Saccorotti, G., Carmona, E., Ibáñez J.M. y Del Pezzo, E. (2002). Spatial characterization of Agron, southern Spain, 1988-1989 seismic series. *Phys. Earth Planet. Int.*, 129, 13-29.
- Sambridge, M. y Drijkoningen, G. (1992). Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, 109, 323-342.
- Sambridge, M. y Gallagher, K. (1993). Earthquake hypocenter location using genetic algorithms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 1467-1491.
- Sambridge, M. y Kennett, B.L.N. (1986). A novel method of hypocentre location. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 679-697.
- Sambridge, M. y Mosegaard, K. (2002). Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Rev. Geophys.*, 40(3), 1009, doi:10.1029/2000RG000089.
- Santoyo, M.A. y Luzón F. (2008). Stress relations in three recent seismic series in the Murcia region, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 457, 86-95.
- Santoyo, M.A., González, P. J., Fernández, J. y Luzón, F. (2008). Relación de esfuerzos y deformación en la serie sísmica de Adra de 1993-1994, en el sur de España. *Resúmenes de la 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 443-444.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 59, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to Present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1992). Algunos problemas geológicos de la Cordillera Bética y del Rif (y discusión sobre varios modelos geotécnicos propuestos). *Física de la Tierra*, 4, 11-40. Editorial Complutense, Madrid.
- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995). Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. *Tectonophysics*, 248, 293-302.
- Sanz de Galdeano, C. y Buforn, E. (2005). From strike-slip to reverse reactivation, the Crevillente Fault System and seismicity in the Bullas-Mula area (Betic Cordillera, SE Spain). *Geologica Acta*, 3, 3, 241-250.
- Scarfi, L., Langer, H. y Gresta, S. (2003). High-precision relative locations of two microearthquakes clusters in Southeastern Sicily, Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 1479-1497.
- Schaff, D.P., Bokelmann, G.H.R., Beroza, G.C., Waldhauser, F. y Ellsworth, W.L. (2002). High-resolution image of Calaveras Fault seismicity. *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2186, doi:10.1029/2001JB000633.
- Schaff, D.P. y Richards, P.G. (2004a). Lg-wave cross correlation y double-difference location, application to the 1999 Xiuyan, China, sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 867-879.
- Schaff, D.P. y Richards, P.G. (2004b). Repeating seismic events in China. *Science*, 303, 1176-1178.
- Schaff, D.P. y Waldhauser, F. (2005). Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the Northern California Seismic Network. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 2446-2461.

- Scherbakov, R., Van Aalsburg, J., Rundle, J.B. y Turcotte, D.L. (2006). Correlations in aftershock and seismicity patterns. *Tectonophysics*, 413, 53-62.
- Scherbaum, F. y Wendler, J. (1986). Cross spectral analysis of Swabian Jura (SW Germany) three-component microearthquake recordings. *J. Geophys.*, 60, 157-166.
- Scholz, C.H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge Univ. Press., 471 pp.
- Schulte-Theis, H. (1996). *Cluster analysis of European seismicity*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, Gran-Duché de Luxembourg, 12, 201-223.
- Sen, M.K. y Stoffa, P.L. (1995). *Global optimization methods in geophysical inversion*. Elsevier, Amsterdam, 281 pp.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. y Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms y GPS data. *Geophys. J. Int.*, 169, 1180-1200.
- Serrano, I., Morales, J., Zhao, D., Torcal, F. y Vidal, F. (1998). P-wave tomography images in the Central Betics-Alboran sea (South Spain) using local earthquakes, contribution for a continental collision. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4031-4034.
- Shearer, P.M. (1997). Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation, Application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 102, 8269-8283.
- Shearer, P.M. (1999). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press. 260 pp.
- Shearer, P.M. (2002). Parallel fault strands at 9-km depth resolved on the Imperial Fault, Southern California. *Geophys. Res. Lett.*, 29(14), 1674, doi:10.1029/2002GL015302.
- Shearer, P.M., Hauksson, E. y Lin, G. (2005). Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, Part 2, results using source-specific stations terms and cluster analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 904-915.
- Smith, E. (1982). An efficient algorithm for routine joint hypocentre determination. *Phys. Earth Plan. Int.*, 30, 135-144.
- Smith, K.D. y Priestley K.F. (1988). The foreshock sequence of the 1986 Chalfant, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 172-187.
- Smith, K.D. y Priestley, K.F. (2000). Faulting in the 1986 Chalfant, California, Sequence, Local Tectonics y Earthquake Source Parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 813-831.
- Song, X. y Richards, P.G. (1996). Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core. *Nature*, 382, 221-224.
- Spencer, C. y Gubbins, D. (1980). Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 63, 95-116.
- Spudich, P. y Bostwick, T. (1987). Studies of the seismic coda using an earthquake cluster as a deeply buried seismograph array. *J. Geophys. Res.*, 92, 5719-5731.
- Spudich, P. y Miller, D. (1990). Seismic site effects and the spatial interpolation of earthquake seismograms, results using aftershocks of the 1986 North Palm Springs, California, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1504-1532.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and Earth structure*. Blackwell Publishing, 498 pp.
- Stich, D., Alguacil, G. y Morales, J. (2001). The relative location of the multiplets in the vicinity of the Western Almeria (Southern Spain) earthquake series 1993-1994. *Geophys. J. Int.*, 416, 801-812.
- Stich, D., Ammon, C. y Morales, J. (2003a). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108(B3), 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., Batlló, J., Morales, J., Maciá, R. y Dineva, S. (2003b). Source parameters of the Mw = 6.1, 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophys. J. Int.*, 155, 539-546.

- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. y Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295-317.
- Stoffa, P.L. y Sen, M.K. (1991). Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms, Inversion of plane-wave seismograms. *Geophysics* 56, 1794-1810.
- Tarantola, A. y Valette, B. (1982). Inverse problems = quest for information. *J. Geophys.*, 50, 159-170.
- Tarantola, A. (1987). *Inverse problem theory, Methods for data fitting and model parameter estimation*. Elsevier, Amsterdam, 613 pp.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM Philadelphia.
- Thorbjarnardottir, B.S. y Pechmann, J.C. (1987). Constraints on relative earthquake locations from cross-correlation of waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 1626-1634.
- Thurber, C.H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Thurber, C.H. y Engdahl, E.R. (2000). Advances in global seismic event location. En, *Advances in seismic event location*, Thurber C. y N. Rabinowitz, Eds. Kluwer Academic Publishers, 163-204.
- Torcal, F. (1998). Simulación probabilística, energética y temporal, de series sísmicas. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 239 pp.
- Torné, M., Fernández, M., Comas, M.C. y Soto, J.I. (2000). Lithospheric transition from continental to oceanic in the West Iberia Atlantic Margin, en *Rifted Ocean-Continental Boundaries*. E. Banda, Torné, M. y talwani, M., Eds: pp. 247-263, Kluwer Ac. Pub., Dordrecht.
- Tosi, P., De Rubies, V., Loreto, V. y Pietronero, L. (2008). Space-time correlation of earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 173, 932-941.
- Tsujiura, M. (1983a). Characteristics frequencies for earthquake families and their tectonic implications, evidence from earthquake swarms in the Kanto District, Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 4, 573-600.
- Tsujiura, M. (1983b). Waveform and spectral features of earthquake swarms and foreshocks in special reference to earthquake prediction. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 58, 65-134.
- Udías, A. y Mézcua, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica*. Ed. Alhambra Universidad, 419 pp.
- Udías, A., Muñoz, D., Buforn, E., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C. y Rodríguez, I. (2005). Reevaluation of the earthquakes of 10 March and 19 May 1951 in southern Spain. *J. Seism.*, 9, 99-110.
- Utsu, T. (1972). Aftershocks and earthquake statistics (IV) analysis of the distribution of earthquakes in magnitude, time, and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (2). *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser.*, 7, 4, 1-42.
- Vera, J.A. (1994). Geología de Andalucía. *Enseñanza de las ciencias de la tierra*, 2, 306-315.
- Vera, J.A. (ed.) (2004). *Geología de España*. Madrid, Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España.
- Vidal, F. (1986). *Sismotectónica de la Región Béticas-Mar de Alborán*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 450 pp.
- Vidal, F. (1993). *Terremotos relevantes y su impacto en Andalucía*. Curso sobre Prevención Sísmica, Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Geofísica. 24 pp.
- Vidal, F., Espinar, M., Navarro, M. y Vidal, L. (2008). Reappraisal of four Betics earthquakes of the XVI Century. *Proceeding of the 31st General Assembly of the European Seismological Commission ESC 2008*, 8 pp.
- Vilardo, G., De Natale, G., Milano, G. y Coppa, U. (1996). The seismicity of Mt. Vesuvius. *Tectonophysics*, 261, 127-138.
- Villaseñor, A., Yang, Y., Ritzwoller, M.H. y Gallart, J. (2007). Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: implications for shallow seismic structure. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L11304, doi: 10.1029/2007GL030164.

- Wadati, K. (1933). On the travel time of earthquake wave. Part II. *Geophys. Mag.* 7, 101-111.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L. y Cole, A. (1999). Slip-parallel seismic lineations on the northern Hayward Fault, California. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3525-3528.
- Waldhauser, F. y Ellsworth, W.L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm, method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD, A program to compute double-difference hypocenter locations (hypoDD version 1.0, 03/2001). *U. S. Geol. Surv. open-File Rept.*, 01-113.
- Waldhauser, F. y Ellsworth, W.L. (2002). Fault structure and mechanisms of the Hayward fault, California, from double-difference earthquake locations. *J. Geophys. Res.*, 107(B3), doi, 10.1029/2000JB000084.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., Schaff, D.P. y Cole, A. (2004). Streaks, multiplets, and holes, High-resolution spatio-temporal behavior of Parkfield seismicity. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18608, doi,10.1029/2004GL020649.
- Waldhauser, F. y Schaff, D.P. (2008). Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods. *J. Geophys. Res.*, 113, B08311, doi,10.1029/2007JB005479.
- Wiggins, R.A. (1969). Monte Carlo inversion of body wave observations. *J. Geophys. Res.*, 74, 3171-3181.
- Wittlinger, G., Herquel, G. y Nakache, T. (1993). Earthquake location in strongly heterogeneous media. *Geophys. J. Int.*, 115, 759-777.
- Xie, J., Liu, Z., Hermann, R.B. y Cranswick, E. (1991). Source processes of three aftershocks of the 1983 Goodnow, New York, earthquake, high resolution images of small symmetric ruptures. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 818-843.
- Xie, J., Liu, Z., Cong, L., Herrmann, R.B. y Chiu, J.-M (1997). Rupture properties of clustered microearthquakes near intersecting intraplate faults of New Madrid seismic zone, implications for fault weakening. *J. Geophys. Res.*, 102, 8187-8202.
- Zhou, H. (1994). Rapid 3-D hypocentral determination using master station method. *J. Geophys. Res.*, 99, 15439-15455.

APÉNDICE A

LISTADO DE SERIES LOCALIZADAS

A.1. Eventos pertenecientes a la serie de La Paca (Murcia) de 2005

- Índice dentro de la serie (según orden cronológico).
- Fecha.
- Hora.
- Localización inicial (3 columnas): longitud (°), latitud (°) y profundidad (km).
- Magnitud duración.

Índice	Fecha	Hora	Localización inicial			md
1	29/01/05	07:41:31.3	-1.765	37.844	10.5	4.9
2	29/01/05	07:48:29.4	-1.773	37.857	0.0	3.2
3	29/01/05	07:52:28.9	-1.764	37.861	0.0	3.1
4	29/01/05	07:54:32.8	-1.739	37.829	0.0	2.9
5	29/01/05	07:56:02.1	-1.641	37.726	11.7	2.4
6	29/01/05	08:06:35.5	-1.726	37.809	1.8	2.7
7	29/01/05	08:08:29.4	-1.608	37.511	20.0	1.7
8	29/01/05	08:10:57.1	-1.780	37.870	0.0	3.6
9	29/01/05	08:22:13.0	-1.680	37.810	12.8	1.9
10	29/01/05	09:01:59.8	-1.837	37.972	10.6	2.5
11	29/01/05	09:25:00.1	-1.785	37.769	29.4	2.9

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

12	29/01/05	09:29:28.2	-1.764	37.855	2.8	3.1
13	29/01/05	09:31:50.6	1.763	37.849	3.9	3.1
14	29/01/05	09:43:57.9	-1.842	37.894	16.6	2.0
15	29/01/05	09:52:01.4	-1.775	37.864	0.0	2.8
16	29/01/05	10:10:39.4	-1.708	37.770	0.1	2.2
17	29/01/05	10:55:21.3	-1.889	37.928	11.7	2.6
18	29/01/05	12:27:48.4	-1.804	37.882	9.8	2.0
19	29/01/05	12:31:55.0	-1.786	37.850	4.0	2.6
20	29/01/05	12:36:27.8	-1.772	37.823	12.5	2.1
21	29/01/05	12:37:24.1	-1.729	37.901	12.1	2.0
22	29/01/05	13:31:07.9	-1.762	37.875	0.0	1.9
23	29/01/05	15:03:08.2	-1.707	37.733	0.0	1.9
24	29/01/05	15:18:16.2	-1.866	37.956	12.4	2.4
25	29/01/05	18:40:36.1	-1.801	37.890	11.4	2.4
26	29/01/05	19:43:47.3	-1.786	37.856	11.6	2.4
27	29/01/05	20:14:02.4	-1.600	37.553	5.0	1.4
28	29/01/05	20:14:13.9	-1.570	37.513	10.4	2.3
29	30/01/05	06:12:48.4	-1.743	37.847	10.2	2.2
30	30/01/05	08:05:40.8	-1.748	37.835	5.0	2.2
31	30/01/05	09:03:11.5	-1.783	37.864	0.0	2.2
32	30/01/05	10:36:10.6	-1.769	37.856	2.9	2.8
33	30/01/05	10:55:58.3	-1.755	37.869	11.8	2.1
34	30/01/05	13:04:33.5	-1.784	37.843	0.4	2.2
35	30/01/05	13:12:06.6	-1.774	37.833	0.0	2.2
36	30/01/05	14:32:47.1	-1.799	37.839	20.1	2.2
37	30/01/05	16:06:09.9	-1.637	37.516	11.1	1.7
38	30/01/05	20:50:38.9	-1.772	37.856	1.6	2.3
39	30/01/05	21:07:45.7	-1.800	37.784	23.8	2.3
40	30/01/05	21:12:48.0	-1.802	37.849	4.0	2.6
41	31/01/05	01:17:30.0	-1.766	37.818	17.3	2.7
42	31/01/05	05:25:40.0	-1.762	37.805	20.0	2.7
43	31/01/05	16:48:06.8	-1.767	37.752	12.2	2.4
44	01/02/05	01:32:35.2	-1.774	37.857	3.3	2.7
45	01/02/05	10:09:31.9	-1.742	37.736	27.6	2.7
46	01/02/05	16:00:46.0	-1.781	37.854	1.6	3.1
47	01/02/05	16:07:47.0	-1.765	37.850	3.0	2.7
48	01/02/05	17:13:25.4	-1.661	37.488	35.0	2.5
49	01/02/05	20:24:57.0	-1.688	37.700	35.0	2.6
50	01/02/05	22:38:09.2	-1.751	37.826	3.2	2.9
51	01/02/05	23:20:25.2	-1.774	37.790	23.8	2.8
52	01/02/05	23:53:55.7	-1.793	37.841	5.3	3.3
53	02/02/05	00:34:42.0	-1.616	37.464	10.3	2.5
54	02/02/05	04:26:12.0	-1.980	38.012	20.0	2.8
55	02/02/05	08:58:35.5	-1.778	37.846	0.4	3.1
56	02/02/05	10:35:03.0	-1.767	37.757	24.5	2.7
57	02/02/05	18:38:48.4	-1.803	37.866	2.4	2.4
58	03/02/05	01:42:18.2	-1.945	37.970	10.4	1.8
59	03/02/05	11:14:34.3	-1.785	37.838	3.8	2.5
60	03/02/05	11:24:58.4	-1.778	37.797	10.0	2.5
61	03/02/05	11:40:33.3	-1.810	37.831	15.5	4.5
62	03/02/05	11:53:27.1	-1.666	37.808	5.0	1.3
63	03/02/05	11:54:38.6	-1.797	37.766	27.2	1.6

APÉNDICE A. *Listado de series localizadas*

64	03/02/05	11:56:52.3	-1.778	37.831	0.0	2.5
65	03/02/05	11:58:57.8	-1.748	37.763	15.1	2.3
66	03/02/05	12:08:40.3	-1.793	37.844	3.7	2.0
67	03/02/05	12:11:12.0	-1.782	37.838	3.9	2.3
68	03/02/05	12:21:27.7	-1.860	37.888	10.4	2.5
69	03/02/05	12:31:14.7	-1.794	37.853	3.0	2.3
70	03/02/05	12:33:27.5	-1.777	37.764	27.0	2.4
71	03/02/05	12:34:27.7	-1.818	38.021	12.1	1.9
72	03/02/05	12:35:05.3	-1.792	37.974	10.1	1.6
73	03/02/05	12:39:55.2	-1.757	37.800	10.7	2.1
74	03/02/05	12:42:17.8	-1.813	37.850	2.6	1.8
75	03/02/05	12:45:50.8	-1.805	37.857	0.0	2.2
76	03/02/05	12:53:09.8	-1.797	37.827	6.4	2.6
77	03/02/05	13:40:36.6	-1.770	37.861	2.9	2.9
78	03/02/05	13:43:46.5	-1.795	37.843	1.8	2.7
79	03/02/05	14:21:34.9	-1.780	37.829	3.7	2.8
80	03/02/05	14:23:00.8	-1.616	37.752	0.0	1.5
81	03/02/05	14:23:50.9	-1.933	37.984	20.0	2.4
82	03/02/05	14:51:49.1	-1.699	37.618	27.9	1.5
83	03/02/05	14:52:15.3	-1.863	37.764	5.0	1.7
84	03/02/05	15:00:42.3	-1.598	37.642	0.0	1.4
85	03/02/05	15:03:27.9	-1.824	37.801	28.1	1.9
86	03/02/05	15:08:28.2	-1.787	37.759	18.3	1.7
87	03/02/05	15:14:34.9	-1.876	37.907	5.0	1.5
88	03/02/05	15:24:59.9	-1.836	37.900	15.5	1.8
89	03/02/05	15:25:57.2	-1.861	37.868	10.1	1.5
90	03/02/05	15:32:42.0	-1.789	37.823	5.0	2.2
91	03/02/05	15:34:43.8	-1.813	37.792	22.0	1.6
92	03/02/05	15:42:23.7	-1.821	37.894	12.2	2.0
93	03/02/05	16:18:04.7	-1.775	37.830	2.1	2.3
94	03/02/05	16:19:16.1	-1.923	37.960	11.2	1.8
95	03/02/05	16:20:22.9	-1.830	37.811	14.5	1.3
96	03/02/05	16:20:43.1	-1.854	37.898	14.5	2.4
97	03/02/05	16:23:03.2	-1.792	37.836	3.9	2.4
98	03/02/05	16:35:42.2	-1.786	37.845	4.7	2.9
99	03/02/05	16:37:35.3	-1.790	37.848	4.4	2.2
100	03/02/05	16:43:14.3	-1.801	37.833	5.8	2.5
101	03/02/05	17:08:49.5	-1.875	37.871	11.6	2.4
102	03/02/05	17:27:46.2	-1.787	37.823	5.8	2.2
103	03/02/05	17:28:40.6	-1.778	37.828	12.0	2.4
104	03/02/05	17:32:04.7	-1.783	37.828	7.0	2.5
105	03/02/05	17:43:40.4	-1.793	37.755	23.2	2.5
106	03/02/05	17:53:24.3	-1.798	37.837	15.7	2.1
107	03/02/05	18:04:28.8	-1.838	37.867	16.0	1.5
108	03/02/05	18:16:20.9	-1.797	37.847	4.4	2.1
109	03/02/05	18:23:37.1	-1.806	37.852	0.0	2.1
110	03/02/05	18:46:42.4	-1.813	37.895	10.5	2.0
111	03/02/05	19:13:37.8	-1.808	37.827	12.2	2.6
112	03/02/05	19:16:20.9	-1.782	37.839	4.1	2.9
113	03/02/05	19:32:11.7	-1.756	37.873	4.3	2.9
114	03/02/05	19:37:41.3	-1.803	37.840	3.6	2.2
115	03/02/05	19:39:51.3	-1.892	37.819	10.1	1.8

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

116	03/02/05	19:43:25.1	-1.805	37.831	12.0	2.3
117	03/02/05	20:25:34.8	-1.937	37.929	5.0	1.8
118	03/02/05	20:28:05.9	-1.805	37.837	4.4	2.6
119	03/02/05	20:37:43.5	-1.784	37.760	25.9	2.1
120	03/02/05	21:11:17.6	-1.786	37.816	4.6	2.2
121	03/02/05	21:52:59.8	-1.770	37.815	5.1	2.5
122	03/02/05	21:55:39.0	-1.773	37.764	0.0	1.8
123	03/02/05	22:05:10.0	-1.792	37.842	4.7	2.3
124	03/02/05	22:12:34.1	-1.795	37.850	2.7	2.0
125	03/02/05	22:13:27.3	-1.988	38.008	35.0	2.5
126	03/02/05	22:23:28.4	-1.513	37.502	5.0	1.2
127	03/02/05	22:27:33.8	-1.800	37.832	4.7	2.1
128	03/02/05	22:40:53.7	-1.948	38.002	17.2	1.8
129	03/02/05	22:55:39.9	-1.805	37.837	6.6	2.4
130	03/02/05	23:23:39.6	-1.732	37.823	10.4	2.6
131	03/02/05	23:32:19.2	-1.761	37.799	11.2	1.6
132	03/02/05	23:34:46.0	-1.695	37.766	0.0	1.3
133	03/02/05	23:35:25.7	-1.795	37.723	26.4	1.7
134	04/02/05	00:23:45.4	-1.798	37.841	10.0	2.5
135	04/02/05	00:26:25.4	-1.750	37.793	20.0	1.4
136	04/02/05	00:37:13.0	-1.800	37.842	3.7	2.2
137	04/02/05	01:09:40.9	-1.797	37.845	4.0	3.6
138	04/02/05	01:20:47.5	-1.791	37.814	8.4	2.1
139	04/02/05	01:30:2.2	-1.756	37.731	0.0	1.8
140	04/02/05	01:32:42.5	-1.790	37.818	2.4	2.8
141	04/02/05	01:35:24.6	-1.944	37.989	12.9	2.2
142	04/02/05	01:36:13.2	-2.058	37.764	20.0	1.6
143	04/02/05	01:43:10.1	-1.774	37.776	16.9	1.6
144	04/02/05	01:44:17.1	-1.825	37.863	9.9	2.1
145	04/02/05	02:04:47.2	-1.770	37.863	9.2	2.9
146	04/02/05	02:18:40.6	-1.782	37.845	2.2	2.7
147	04/02/05	02:28:34.1	-1.763	37.823	3.4	2.6
148	04/02/05	02:38:18.7	-1.808	37.851	2.5	2.7
149	04/02/05	02:50:51.7	-1.828	37.829	10.1	2.1
150	04/02/05	03:01:36.0	-1.817	37.914	10.0	2.5
151	04/02/05	03:04:26.6	-1.795	37.810	14.8	2.4
152	04/02/05	03:14:40.7	-1.789	37.851	3.2	3.1
153	04/02/05	03:26:36.9	-1.910	37.660	35.0	4.2
154	04/02/05	03:33:21.1	-1.782	37.847	2.2	3.0
155	04/02/05	03:38:14.9	-1.749	37.824	4.5	3.1
156	04/02/05	03:58:54.8	-1.854	37.884	0.0	2.6
157	04/02/05	04:24:21.3	-1.757	37.829	0.0	2.0
158	04/02/05	04:25:42.5	-1.821	37.889	13.3	2.1
159	04/02/05	04:35:41.5	-1.831	37.798	10.0	1.9
160	04/02/05	04:36:50.5	-1.823	37.887	9.9	1.8
161	04/02/05	04:53:56.1	-1.802	37.795	20.0	2.6
162	04/02/05	05:07:18.0	-1.804	37.844	17.3	2.2
163	04/02/05	05:08:25.7	-1.777	37.812	14.9	2.1
164	04/02/05	05:38:10.0	-1.837	37.884	9.8	2.1
165	04/02/05	06:40:34.9	-1.808	37.886	10.1	1.8
166	04/02/05	06:52:02.6	-1.765	37.855	2.9	3.1
167	04/02/05	06:56:05.3	-1.759	37.816	10.7	3.0

APÉNDICE A. *Listado de series localizadas*

168	04/02/05	07:05:54.3	-1.819	37.910	20.0	2.1
169	04/02/05	07:20:51.3	-1.755	37.783	7.8	2.9
170	04/02/05	07:31:34.3	-1.766	37.811	7.8	2.8
171	04/02/05	07:58:20.9	-1.723	37.740	0.0	2.2
172	04/02/05	08:59:29.8	-1.786	37.821	0.3	1.9
173	04/02/05	09:17:17.7	-1.796	37.856	2.9	2.7
174	04/02/05	09:36:19.2	-1.597	37.673	19.1	1.7
175	04/02/05	12:22:23.2	-1.773	37.875	10.1	2.2
176	04/02/05	13:19:46.0	-1.783	37.748	25.6	2.2
177	04/02/05	13:52:32.7	-1.762	37.824	14.7	2.3
178	04/02/05	14:14:07.9	-1.787	37.781	5.0	1.6
179	04/02/05	14:36:13.3	-1.718	37.714	20.0	2.3
180	04/02/05	14:53:42.0	-1.727	37.777	11.0	2.5
181	04/02/05	15:15:17.6	-1.752	37.880	11.1	2.6
182	04/02/05	15:40:53.7	-1.943	37.950	5.0	2.0
183	04/02/05	15:46:00.8	-1.797	37.857	9.7	1.7
184	04/02/05	15:46:35.7	-1.774	37.822	3.9	3.2
185	04/02/05	16:59:43.5	-1.748	37.755	0.0	2.3
186	04/02/05	17:23:15.8	-1.796	37.841	0.0	2.4
187	04/02/05	17:31:58.3	-1.758	37.809	10.0	2.7
188	04/02/05	17:51:09.1	-1.764	37.828	11.5	3.1
189	04/02/05	19:49:20.1	-1.748	37.849	13.4	2.6
190	04/02/05	19:51:35.1	-1.718	37.752	0.1	1.8
191	04/02/05	22:47:19.5	-1.682	37.734	0.0	2.2
192	04/02/05	23:16:50.1	-1.762	37.843	5.0	2.1
193	04/02/05	23:44:49.3	-1.724	37.778	10.0	3.0
194	04/02/05	23:50:44.4	-1.825	37.844	19.5	2.4
195	05/02/05	00:08:37.9	-1.739	37.791	0.0	2.6
196	05/02/05	00:32:11.5	-1.840	37.922	12.5	2.4
197	05/02/05	01:03:51.6	-1.801	37.856	0.0	3.0
198	05/02/05	03:25:21.4	-1.804	37.861	1.0	3.2
199	05/02/05	03:39:18.2	-1.778	37.819	2.4	3.0
200	05/02/05	06:24:30.5	-1.771	37.825	5.0	2.8
201	05/02/05	06:46:04.1	-1.697	37.723	0.0	2.4
202	05/02/05	09:41:58.5	-1.761	37.845	10.6	2.5
203	05/02/05	11:11:29.6	-1.753	37.847	7.6	2.5
204	05/02/05	16:30:28.4	-1.773	37.837	3.2	2.2
205	05/02/05	17:16:08.8	-1.767	37.844	3.7	3.5
206	05/02/05	17:28:50.5	-1.638	37.638	0.0	1.4
207	05/02/05	17:57:41.2	-1.806	37.849	1.7	2.5
208	05/02/05	18:01:10.8	-1.801	37.851	14.2	2.4
209	05/02/05	20:26:46.6	-1.758	37.812	3.1	2.2
210	06/02/05	04:41:01.8	-1.652	37.672	0.0	1.8
211	06/02/05	05:15:25.2	-1.625	37.561	5.0	2.1
212	06/02/05	13:21:02.4	-1.772	37.879	0.1	2.4
213	06/02/05	16:27:31.3	-1.758	37.817	4.3	3.2
214	06/02/05	17:42:42.9	-1.750	37.814	7.0	2.3
215	06/02/05	18:58:34.1	-1.911	37.662	50.0	2.1
216	06/02/05	20:16:44.0	-1.705	37.740	0.1	2.1
217	06/02/05	21:32:25.4	-1.858	37.857	16.7	2.0
218	06/02/05	21:56:16.4	-1.763	37.820	4.3	2.8
219	06/02/05	22:01:56.0	-1.760	37.815	0.9	1.9

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

220	06/02/05	22:07:19.7	-1.741	37.784	0.0	2.6
221	06/02/05	22:52:31.9	-1.719	37.734	0.0	1.7
222	06/02/05	23:24:39.9	-1.786	37.803	0.0	2.1
223	07/02/05	00:11:44.8	-1.754	37.822	4.4	2.6
224	07/02/05	00:16:20.4	-1.769	37.826	0.0	2.0
225	07/02/05	01:14:49.8	-1.824	37.890	10.5	2.3
226	07/02/05	02:35:37.3	-1.711	37.762	0.0	2.2
227	07/02/05	03:14:32.3	-1.767	37.809	12.2	2.0
228	07/02/05	06:25:26.6	-1.771	37.825	9.8	2.3
229	07/02/05	20:57:22.6	-1.774	37.820	2.1	2.2
230	07/02/05	20:59:20.3	-1.917	37.953	12.5	1.6
231	07/02/05	23:14:28.1	-1.782	37.830	4.2	2.8
232	07/02/05	23:32:58.9	-1.819	37.894	10.7	2.1
233	08/02/05	07:45:56.6	-1.794	37.818	10.2	2.4
234	08/02/05	13:46:43.6	-1.790	37.800	15.9	2.5
235	08/02/05	15:38:04.5	-1.947	37.708	35.0	2.1
236	08/02/05	16:26:03.6	-1.770	37.823	5.0	2.6
237	08/02/05	20:16:31.1	-1.738	37.792	0.5	2.2
238	08/02/05	21:16:32.0	-1.993	37.879	34.1	1.8
239	09/02/05	00:32:32.1	-1.796	37.849	10.2	2.1
240	09/02/05	03:07:08.9	-1.545	37.586	5.0	1.2
241	09/02/05	03:07:46.1	-1.634	37.565	5.0	1.5
242	09/02/05	03:08:7.7	-1.758	37.852	0.0	1.6
243	09/02/05	06:38:24.3	-1.918	37.669	35.0	2.0
244	09/02/05	19:56:51.6	-1.790	37.876	0.2	3.0
245	10/02/05	21:02:44.7	-1.744	37.806	12.3	2.4
246	11/02/05	04:42:15.5	-1.840	37.902	11.3	2.1
247	11/02/05	05:04:05.1	-1.767	37.784	13.7	2.1
248	11/02/05	11:13:38.7	-1.755	37.810	0.1	2.3
249	11/02/05	20:55:03.4	-1.823	37.841	12.5	2.2
250	11/02/05	22:28:01.0	-1.811	37.863	11.9	2.4
251	11/02/05	23:28:45.0	-1.918	37.984	10.7	2.5
252	12/02/05	10:34:54.1	-1.832	37.941	9.9	2.4
253	13/02/05	09:50:49.8	-1.770	37.795	12.6	2.3
254	15/02/05	17:07:24.3	-2.018	37.837	0.0	2.1
255	16/02/05	01:04:00.8	-1.660	37.717	12.2	2.4
256	16/02/05	17:16:39.4	-1.683	37.734	5.3	2.4
257	16/02/05	18:43:03.4	-1.696	37.748	0.1	2.3
258	16/02/05	21:10:33.2	-1.749	37.843	0.0	2.2
259	18/02/05	00:30:05.2	-1.765	37.827	13.4	2.1
260	19/02/05	11:55:11.0	-1.780	37.917	10.1	2.5
261	19/02/05	13:14:37.1	-1.584	37.848	0.0	3.1
262	20/02/05	07:33:51.5	-1.761	37.825	4.0	2.8

A.2. Eventos pertenecientes a la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007

- Índice dentro de la serie (según orden cronológico)
- Fecha.
- Hora.
- Localización inicial (3 columnas): longitud (°), latitud (°) y profundidad (km).
- Magnitud duración

Índice	Fecha	Hora	Localización inicial			md
1	02/01/07	04:39:28.9	-5.399	37.109	19.7	1.7
2	02/01/07	06:06:45.7	-5.379	37.108	30.3	1.9
3	02/01/07	09:31:35.4	-5.380	36.989	37.7	1.8
4	02/01/07	12:19:26.0	-5.411	37.064	28.3	3.5
5	02/01/07	12:25:54.3	-5.407	37.090	27.8	2.3
6	02/01/07	12:29:21.2	-5.421	37.099	28.8	2.9
7	02/01/07	12:30:32.1	-5.379	37.087	4.1	2.3
8	02/01/07	12:33:05.9	-5.424	37.123	1.0	2.2
9	02/01/07	12:33:32.4	-5.374	37.115	0.0	2.3
10	02/01/07	13:37:40.3	-5.396	37.096	0.0	2.1
11	02/01/07	13:39:38.4	-5.392	37.052	20.9	3.1
12	02/01/07	13:52:46.3	-5.394	37.073	6.0	1.6
13	02/01/07	14:18:38.8	-5.426	37.089	15.1	1.9
14	02/01/07	14:34:47.7	-5.426	37.061	35.9	1.9
15	02/01/07	15:00:47.6	-5.404	37.086	25.9	3.3
16	02/01/07	15:12:12.8	-5.412	37.101	18.6	2.2
17	02/01/07	15:21:58.3	-5.379	37.045	34.9	2.0
18	02/01/07	15:40:39.7	-5.406	37.017	38.3	1.6
19	02/01/07	16:02:40.7	-5.394	37.116	0.1	1.6
20	02/01/07	16:18:25.4	-5.414	37.087	29.8	2.2
21	02/01/07	16:21:16.1	-5.409	37.079	24.8	2.0
22	02/01/07	16:22:45.8	-5.420	37.073	35.7	1.8
23	02/01/07	16:38:17.9	-5.384	37.080	4.5	2.5
24	02/01/07	16:42:21.0	-5.350	37.050	32.3	2.7
25	02/01/07	17:06:42.9	-5.350	37.170	0.2	1.9
26	02/01/07	17:12:08.7	-5.378	37.063	30.0	2.2
27	02/01/07	17:21:02.5	-5.414	37.094	4.0	1.9
28	02/01/07	17:33:55.7	-5.386	37.128	0.0	2.0
29	02/01/07	17:46:39.3	-5.417	37.065	33.2	1.7
30	02/01/07	17:45:30.7	-5.354	37.080	32.0	1.7
31	02/01/07	17:54:06.8	-5.401	37.010	35.5	1.8
32	02/01/07	17:55:41.5	-5.390	37.052	4.5	1.6
33	02/01/07	17:58:10.3	-5.396	37.109	8.7	1.9
34	02/01/07	18:08:22.6	-5.377	37.085	2.3	2.0
35	02/01/07	18:12:30.6	-5.356	37.039	36.3	1.3
36	02/01/07	18:16:49.6	-5.361	37.088	0.8	1.3
37	02/01/07	18:17:37.0	-5.386	37.084	0.0	1.2
38	02/01/07	18:30:08.9	-5.406	37.065	26.9	1.3
39	02/01/07	18:35:16.2	-5.434	37.229	9.6	2.1

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

40	02/01/07	18:37:28.0	-5.400	37.099	2.2	1.6
41	02/01/07	18:38:57.2	-5.387	37.074	2.9	1.4
42	02/01/07	18:44:49.5	-5.387	37.093	4.9	1.8
43	02/01/07	19:02:27.3	-5.363	37.079	4.8	3.0
44	02/01/07	19:05:24.8	-5.344	37.033	0.0	1.4
45	02/01/07	19:16:32.3	-5.412	37.106	25.3	2.5
46	02/01/07	19:11:04.8	-5.478	37.083	0.0	2.2
47	02/01/07	19:17:31.8	-5.426	37.051	33.1	1.7
48	02/01/07	19:18:51.6	-5.424	37.077	31.4	1.9
49	02/01/07	19:20:12.3	-5.405	37.114	0.1	1.4
50	02/01/07	19:25:37.2	-5.342	37.018	20.8	1.7
51	02/01/07	19:27:26.4	-5.388	37.081	2.6	1.8
52	02/01/07	19:27:37.1	-5.431	37.126	32.4	1.9
53	02/01/07	19:29:51.6	-5.400	37.008	35.6	1.8
54	02/01/07	19:32:53.6	-5.405	37.100	4.2	1.6
55	02/01/07	19:34:22.3	-5.389	36.955	42.2	1.5
56	02/01/07	19:39:31.1	-5.381	36.951	49.7	1.7
57	02/01/07	19:44:09.6	-5.430	37.099	31.7	1.9
58	02/01/07	19:46:43.1	-5.406	37.105	3.0	1.2
59	02/01/07	19:50:18.2	-5.436	37.068	32.5	1.5
60	02/01/07	19:50:47.4	-5.413	37.099	2.0	1.6
61	02/01/07	19:56:37.9	-5.379	37.062	29.9	2.1
62	02/01/07	19:57:23.5	-5.363	37.055	23.9	2.4
63	02/01/07	20:00:06.8	-5.402	37.094	0.1	1.6
64	02/01/07	20:02:56.6	-5.403	37.093	10.2	1.7
65	02/01/07	20:09:47.2	-5.434	36.971	45.8	1.6
66	02/01/07	20:12:24.7	-5.426	36.915	58.4	1.3
67	02/01/07	20:31:00.6	-5.394	37.126	2.4	1.7
68	02/01/07	20:58:11.5	-5.466	37.084	36.6	2.0
69	02/01/07	21:19:10.2	-5.388	37.077	5.8	2.4
70	02/01/07	21:32:03.9	-5.348	37.076	0.2	2.0
71	02/01/07	22:04:54.5	-5.381	37.066	28.4	2.9
72	02/01/07	22:04:07.8	-5.378	37.078	10.0	1.6
73	02/01/07	22:23:55.9	-5.402	37.113	0.0	1.5
74	02/01/07	22:27:26.8	-5.374	37.091	2.2	1.2
75	02/01/07	22:46:21.0	-5.365	37.079	29.8	2.0
76	02/01/07	22:47:30.1	-5.373	37.098	0.0	1.5
77	02/01/07	22:52:09.1	-5.379	37.091	1.0	1.2
78	02/01/07	23:02:44.3	-5.349	37.027	23.2	1.2
79	02/01/07	23:09:38.5	-5.411	37.106	0.1	1.1
80	02/01/07	23:26:25.4	-5.387	37.088	9.2	3.2
81	02/01/07	23:31:10.3	-5.363	37.069	5.0	1.9
82	02/01/07	23:33:40.2	-5.406	37.141	0.2	1.6
83	02/01/07	23:36:04.9	-5.375	37.082	10.2	1.6
84	02/01/07	23:38:14.3	-5.384	37.039	32.2	1.7
85	02/01/07	23:47:17.8	-5.398	37.063	5.1	1.2
86	02/01/07	23:49:44.8	-5.434	37.959	38.5	1.3
87	02/01/07	23:53:30.6	-5.380	37.028	35.8	1.7
88	02/01/07	23:58:31.8	-5.410	36.954	47.2	1.2
89	02/01/07	23:59:11.0	-5.389	36.907	44.0	1.4
90	03/01/07	00:01:31.9	-5.392	37.120	0.0	1.2
91	03/01/07	01:18:30.4	-5.423	36.992	48.2	1.6

APÉNDICE A. *Listado de series localizadas*

92	03/01/07	01:40:19.8	-5.358	37.026	26.4	1.3
93	03/01/07	02.:12:33.2	-5.385	36.981	35.1	1.0
94	03/01/07	02:40:27.6	-5.391	36.836	41.5	1.1
95	03/01/07	03:32:30.2	-5.374	37.049	29.8	2.6
96	03/01/07	04:09:40.6	-5.408	37.131	5.3	0.9
97	03/01/07	04:40:47.5	-5.366	37.090	4.7	2.1
98	03/01/07	04:44:54.5	-5.363	37.054	30.0	2.1
99	03/01/07	04:49:11.2	-5.388	37.106	5.4	1.0
100	03/01/07	04:54:18.8	-5.367	37.082	2.7	1.3
101	03/01/07	05:27:23.9	-5.397	37.058	25.2	1.4
102	03/01/07	05:52:59.1	-5.396	37.097	3.8	1.5
103	03/01/07	06:22:59.4	-5.447	36.992	44.9	1.4
104	03/01/07	06:26:45.8	-5.388	37.117	0.9	1.5
105	03/01/07	06:36:09.5	-5.380	37.118	2.3	1.6
106	03/01/07	06:37:48.1	-5.388	37.028	38.9	1.2
107	03/01/07	08:58:26.0	-5.377	37.093	19.3	2.1
108	03/01/07	09:49:20.3	-5.387	37.153	0.1	1.7
109	04/01/07	02:09:07.5	-5.440	39.976	44.7	1.8
110	04/01/07	02:29:51.6	-5.400	37.067	28.5	2.6
111	04/01/04	02:40:48.1	-5.448	36.969	46.3	1.5
112	04/01/07	02:45:52.4	-5.432	37.136	0.0	1.4
113	04/01/07	03:59:01.5	-5.387	37.069	22.7	2.8
114	04/01/07	04:07:31.5	-5.378	37.077	6.2	2.0
115	04/01/07	04:08:40.2	-5.355	37.105	1.1	1.6
116	04/01/07	04:09:26.0	-5.361	37.060	0.0	1.2
117	04/01/07	04:10:08.7	-5.408	37.067	7.4	1.9
118	04/01/07	04:16:39.8	-5.452	37.094	32.0	1.1
119	04/01/07	04:21:28.6	-5.379	37.100	3.4	1.8
120	04/01/07	04:24:01.1	-5.446	37.098	31.9	1.4
121	04/01/07	04:26:41.8	-5.390	36.939	52.2	1.2
122	04/01/07	05:04:38.8	-5.393	37.060	28.8	1.9
123	04/01/07	21:19:52.7	-5.390	37.116	0.0	1.6
124	04/01/07	22:00:10.6	-5.404	37.099	16.3	1.6
125	04/01/07	22:48:42.4	-5.384	37.122	0.0	1.4
126	04/01/07	23:12:55.8	-5.406	37.041	33.4	3.0
127	05/01/07	00:33:45.9	-5.446	37.130	0.0	1.7
128	05/01/07	01:09:08.7	-5.408	37.055	6.0	3.1
129	05/01/07	01:14:43.4	-5.334	37.088	0.0	1.8
130	05/01/07	01:22:12.6	-5.420	36.978	36.5	1.5
131	05/01/07	01:47:19.6	-5.431	37.003	36.9	1.5
132	05/01/07	02:16:41.7	-5.421	37.106	0.0	1.4
133	05/01/07	02:52:47.6	-5.413	37.026	39.2	1.5
134	05/01/07	03:14:28.5	-5.467	36.987	43.3	1.7
135	05/01/07	03:26:14.8	-5.409	37.050	24.7	2.9
136	05/01/07	14:10:23.0	-5.384	37.082	0.0	1.5
137	05/01/07	19:32:25.0	-5.418	37.025	32.9	1.3
138	06/01/07	08:07:07.4	-5.437	37.142	0.3	1.3
139	06/01/07	17:25:15.7	-5.399	37.069	6.1	2.7
140	06/01/07	17:47:09.1	-5.376	37.060	28.1	1.6
141	06/01/07	17:47:36.1	-5.400	37.083	2.5	1.6
142	06/01/07	19:48:18.7	-5.426	37.023	46.3	1.0
143	06/01/07	20:11:40.7	-5.427	36.970	42.0	1.8

144	06/01/07	23:11:49.7	-5.383	36.973	46.9	1.2
145	06/01/07	23:23:22.6	-5.364	37.056	1.4	1.9
146	06/01/07	23:47:20.3	-5.390	37.093	2.7	1.4
147	07/01/07	04:00:27.6	-5.406	37.029	35.7	1.4
148	07/01/07	09:01:01.4	-5.409	37.040	35.8	1.4
149	08/01/07	16:45:44.9	-5.442	37.104	6.0	1.7
150	08/01/07	18:15:57.6	-5.385	37.081	3.1	1.5
151	11/01/07	00:13:38.6	-5.403	37.104	0.9	1.3
152	11/01/07	00:43:21.8	-5.397	37.118	0.0	1.5
153	21/01/07	01:15:38.8	-5.381	37.046	29.7	1.8
154	21/01/07	01:16:08.9	-5.376	37.089	3.6	2.6
155	21/01/07	01:37:01.7	-5.395	37.118	5.4	1.9
156	21/01/07	05:48:42.3	-5.386	37.115	0.0	1.3
157	21/01/07	08:21:06.2	-5.436	37.086	28.0	1.5

A.3. Eventos pertenecientes a la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de junio-septiembre de 2007

- Índice dentro de la serie (según orden cronológico)
- Fecha.
- Hora.
- Localización inicial (3 columnas): longitud (°), latitud (°) y profundidad (km).
- Magnitud duración

Índice	Fecha	Hora	Localización inicial			md
1	30/06/07	03:53:45.9	-5.372	37.039	6.6	4.5
2	30/06/07	04:01:32.5	-5.431	37.049	0.8	1.9
3	30/06/07	04:02:21.5	-5.453	37.053	0.0	1.8
4	30/06/07	04:03:43.8	-5.343	37.125	0.0	2.3
5	30/06/07	04:07:24.9	-5.391	37.049	0.0	2.0
6	30/06/07	04:08:41.1	-5.396	37.037	6.4	2.7
7	30/06/07	04:10:57.8	-5.145	37.049	8.7	1.4
8	30/06/07	04:12:15.9	-5.394	37.073	1.7	1.2
9	30/06/07	04:13:35.0	-5.410	37.053	0.0	1.8
10	30/06/07	04:15:09.1	-5.372	37.035	1.3	1.6
11	30/06/07	04:16:23.4	-5.387	37.037	1.4	1.4
12	30/06/07	04:16:45.4	-5.397	37.032	3.5	1.9
13	30/06/07	04:19:50.4	-5.429	37.004	7.1	1.4
14	30/06/07	04:21:47.5	-5.371	37.017	5.7	1.9
15	30/06/07	04:25:33.4	-5.384	37.039	0.2	1.3
16	30/06/07	04:27:19.6	-5.404	37.081	0.0	1.1
17	30/06/07	04:27:55.8	-5.401	37.038	0.0	1.7
18	30/06/07	04:29:59.8	-5.426	37.023	0.6	1.7
19	30/06/07	04:41:39.0	-5.378	37.066	2.5	3.4
20	30/06/07	04:43:53.0	-5.441	37.020	6.2	1.5
21	30/06/07	04:53:21.1	-5.389	37.049	0.0	1.9

APÉNDICE A. Listado de series localizadas

22	30/06/07	04:55:56.3	-5.361	37.047	4.3	2.6
23	30/06/07	05:03:55.4	-5.420	37.042	0.0	1.8
24	30/06/07	05:04:25.5	-5.363	37.034	8.9	1.1
25	30/06/07	05:09:34.7	-5.377	37.061	3.0	2.4
26	30/06/07	05:45:17.4	-5.375	37.054	0.0	2.1
27	30/06/07	04:53:40.9	-5.358	37.065	0.0	1.7
28	30/06/07	05:57:41.4	-5.380	37.046	0.4	1.9
29	30/06/07	06:09:49.7	-5.361	37.033	1.0	1.9
30	30/06/07	06:15:10.1	-5.385	37.052	0.0	2.2
31	30/06/07	06:20:39.5	-5.357	37.049	4.0	1.9
32	30/06/07	06:28:09.6	-5.378	36.965	15.4	1.6
33	30/06/07	06:40:58.3	-5.368	37.033	3.8	1.8
34	30/06/07	06:54:34.2	-5.348	37.060	0.0	1.8
35	30/06/07	06:59:18.0	-5.415	37.053	0.0	2.2
36	30/06/07	07:00:55.2	-5.417	37.015	6.9	1.4
37	30/06/07	07:01:30.0	-5.336	37.049	0.0	1.4
38	30/06/07	07:04:03.6	-5.383	37.009	4.9	2.0
39	30/06/07	07:29:15.8	-5.379	37.055	0.0	1.6
40	30/06/07	07:37:42.6	-5.377	37.029	6.1	2.0
41	30/06/07	07:46:26.7	-5.402	37.046	0.0	2.0
42	30/06/07	07:53:58.7	-5.353	37.048	0.8	1.5
43	30/06/07	08:04:55.6	-5.344	36.975	18.3	1.5
44	30/06/07	08:16:48.2	-5.385	37.057	0.0	1.7
45	30/06/07	10:25:11.5	-5.344	37.068	0.0	2.0
46	30/06/07	10:49:48.8	-5.346	36.936	17.6	1.6
47	30/06/07	10:51:17.2	-5.399	37.027	4.5	1.6
48	30/06/07	11:29:03.2	-5.370	37.058	1.6	2.5
49	30/06/07	11:29:35.3	-5.363	37.043	4.4	3.6
50	30/06/07	11:36:38.8	-5.370	37.065	0.9	2.0
51	30/06/07	11:44:55.4	-5.347	37.071	0.1	1.5
52	30/06/07	12:16:58.4	-5.407	37.037	0.0	2.0
53	30/06/07	12:29:12.0	-5.396	37.061	0.0	1.1
54	30/06/07	12:29:59.4	-5.387	37.053	1.2	3.0
55	30/06/07	15:00:19.1	-5.376	37.034	5.2	2.4
56	30/06/07	15:02:46.4	-5.401	37.021	5.3	1.7
57	30/06/07	15:24:10.8	-5.361	37.030	3.9	1.7
58	30/06/07	15:35:59.2	-5.436	37.011	7.2	2.0
59	30/06/07	16:43:23.6	-5.374	37.029	6.1	2.9
60	30/06/07	16:48:52.6	-5.363	37.029	4.9	1.4
61	30/06/07	16:51:16.9	-5.396	37.040	4.3	2.3
62	30/06/07	19:25:38.3	-5.400	36.952	15.3	1.7
63	30/06/07	20:20:33.3	-5.357	37.032	2.2	1.6
64	30/06/07	21:14:03.0	-5.355	37.040	0.6	1.5
65	30/06/07	21:26:09.2	-5.420	37.031	3.2	1.5
66	01/07/07	02:30:13.1	-5.325	37.010	5.3	1.5
67	01/07/07	03:35:42.3	-5.401	37.034	0.9	1.3
68	01/07/07	06:29:12.2	-5.413	37.015	5.4	1.8
69	01/07/07	11:02:57.9	-5.368	37.043	0.6	1.4
70	01/07/07	11:04:38.2	-5.372	37.053	0.0	1.4
71	01/07/07	11:12:29.7	-5.431	37.063	0.0	1.5
72	01/07/07	12:50:30.8	-5.381	37.029	5.0	2.5
73	02/07/07	02:33:28.9	-5.364	37.039	2.1	1.3

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

74	02/07/07	02:34:44.3	-5.374	37.059	3.2	1.6
75	02/07/07	02:35:56.1	-5.538	37.008	0.7	1.8
76	02/07/07	02:44:41.1	-5.389	37.044	1.0	1.5
77	02/07/07	08:21:27.5	-5.393	37.021	3.3	2.2
78	02/07/07	08:24:00.6	-5.406	37.024	0.0	1.4
79	02/07/07	08:51:01.7	-5.382	37.033	3.4	1.6
80	03/07/07	02:07:22.0	-5.387	37.055	0.0	1.5
81	04/07/07	04:07:23.5	-5.428	37.026	2.9	1.6
82	04/07/07	08:01:00.0	-5.389	37.045	0.0	1.5
83	04/07/07	08:47:11.0	-5.385	37.062	2.1	1.6
84	04/07/07	19:06:27.2	-5.393	37.036	4.5	2.0
85	04/07/07	20:02:19.5	-5.454	37.019	4.5	1.3
86	05/07/07	00:15:00.5	-5.398	37.068	0.5	1.6
87	05/07/07	03:55:27.1	-5.432	36.997	7.8	1.9
88	05/07/07	12:08:32.5	-5.392	36.902	23.5	1.5
89	06/07/07	22:15:39.5	-5.412	37.044	0.0	1.4
90	06/07/07	23:10:38.9	-5.355	37.040	0.0	1.5
91	07/07/07	00:21:42.4	-5.396	37.052	2.5	1.3
92	07/07/07	02:44:54.3	-5.417	37.029	0.0	1.8
93	07/07/07	03:13:56.1	-5.369	37.060	2.7	1.5
94	07/07/07	10:18:40.4	-5.412	37.057	2.5	1.8
95	07/07/07	21:48:52.8	-5.369	37.026	0.1	1.8
96	08/07/07	00:50:26.0	-5.370	37.052	0.0	1.6
97	08/07/07	00:51:00.6	-5.405	37.024	0.4	1.7
98	08/07/07	01:07:30.2	-5.396	37.033	5.2	2.8
99	08/07/07	01:09:15.0	-5.391	37.047	1.3	2.3
100	08/07/07	05:34:40.5	-5.375	37.055	0.0	1.8
101	08/07/07	05:39:27.4	-5.392	37.039	2.8	1.5
102	08/07/07	05:52:07.9	-5.386	37.031	0.0	1.6
103	08/07/07	05:53:08.1	-5.447	37.037	2.8	1.6
104	08/07/07	06:00:03.5	-5.416	37.048	0.0	1.5
105	08/07/07	06:08:55.2	-5.409	37.046	3.2	2.6
106	08/07/07	06:13:17.2	-5.419	37.028	0.0	1.5
107	08/07/07	06:32:59.3	-5.426	37.002	3.4	1.8
108	08/07/07	07:38:09.0	-5.378	37.034	0.0	1.5
109	08/07/07	07:56:21.3	-5.399	37.029	2.2	1.6
110	08/07/07	16:36:01.0	-5.391	37.043	1.3	2.2
111	09/07/07	01:52:32.0	-5.439	37.047	0.3	1.5
112	09/07/07	08:06:28.4	-5.355	37.041	2.1	1.3
113	09/07/07	20:34:53.1	-5.394	37.048	0.9	1.4
114	09/07/07	22:44:58.3	-5.372	37.037	2.8	1.7
115	10/07/07	01:25:08.1	-5.416	37.057	0.0	1.5
116	10/07/07	17:07:12.7	-5.378	37.049	2.8	1.6
117	10/07/07	20:53:21.9	-5.417	37.041	0.0	1.6
118	10/07/07	21:37:34.4	-5.412	37.051	0.0	1.8
119	12/07/07	07:21:13.4	-5.398	37.063	0.0	1.6
120	12/07/07	07:21:44.7	-5.394	37.038	0.0	2.5
121	12/07/07	07:23:35.0	-5.451	36.919	19.3	1.5
122	12/07/07	07:26:15.0	-5.382	37.049	2.7	2.5
123	12/07/07	07:27:39.0	-5.372	37.039	0.0	1.9
124	12/07/07	08:06:13.2	-5.322	37.001	10.7	1.3
125	12/07/07	09:01:18.6	-5.416	37.030	0.0	1.7

APÉNDICE A. *Listado de series localizadas*

126	12/07/07	12:28:17.2	-5.417	36.986	9.7	1.6
127	12/07/07	12:28:40.1	-5.391	37.039	0.0	2.3
128	12/07/07	13:10:51.0	-5.371	37.041	1.0	2.5
129	12/07/07	16:02:13.5	-5.426	37.042	0.5	1.4
130	12/07/07	19:51:28.7	-5.232	36.957	4.3	1.5
131	12/07/07	19:53:40.5	-5.316	36.925	12.9	1.4
132	12/07/07	19:58:52.7	-5.234	36.936	7.0	1.6
133	14/07/07	01:54:25.9	-5.451	37.069	0.0	1.5
134	21/07/07	21:21:52.6	-5.383	37.043	2.2	1.9
135	21/07/07	22:46:06.1	-5.382	37.006	5.8	1.5
136	25/07/07	11:40:11.0	-5.385	37.052	2.4	2.6
137	25/07/07	11:42:17.0	-5.377	37.017	3.9	2.0
138	25/07/07	11:53:01.6	-5.381	37.057	1.8	2.2
139	25/07/07	14:25:20.2	-5.367	37.024	5.8	1.9
140	25/07/07	21:15:58.5	-5.384	37.052	0.0	1.5
141	02/08/07	17:42:21.7	-5.523	36.972	3.7	2.2
142	03/08/07	19:33:02.3	-5.414	37.027	0.0	1.9
143	03/08/07	21:51:45.5	-5.384	37.044	0.0	1.7
144	03/08/07	22:54:32.7	-5.413	37.061	0.0	1.7
145	06/08/07	05:08:21.1	-5.421	37.060	0.0	1.6
146	06/08/07	19:33:27.0	-5.372	37.045	0.0	1.7
147	08/08/07	11:57:18.2	-5.279	36.997	1.8	1.9
148	09/08/07	19:35:46.0	-5.361	37.020	5.5	1.9
149	11/08/07	04:15:29.5	-5.414	37.037	0.0	1.7
150	15/08/07	13:11:04.9	-5.405	36.963	16.3	1.3
151	19/08/07	16:31:39.5	-5.446	37.030	0.0	1.7
152	20/08/07	19:27:27.6	-5.419	37.075	0.4	2.1
153	22/08/07	21:11:38.9	-5.383	37.051	0.6	1.5
154	24/08/07	12:51:29.5	-5.293	36.985	8.3	1.7
155	24/08/07	12:52:24.0	-5.373	37.027	4.6	1.8
156	31/08/07	02:01:36.1	-5.410	37.042	5.6	2.6
157	01/09/07	12:10:39.1	-5.476	37.026	2.5	1.5
158	08/09/07	08:22:03.0	-5.403	37.041	3.4	2.5
159	08/09/07	13:54:18.6	-5.400	37.060	0.0	1.4
160	08/09/07	15:34:35.3	-5.383	37.016	6.7	1.7
161	08/09/07	17:39:06.1	-5.421	37.014	5.9	1.5
162	08/09/07	07:52:23.2	-5.418	36.961	16.6	1.9
163	08/09/07	18:04:04.5	-5.360	37.040	2.8	1.4
164	09/09/07	22:46:51.4	-5.417	37.038	0.0	2.0
165	13/09/07	11:26:39.2	-5.399	37.026	4.5	1.4
166	13/09/07	11:29:31.1	-5.431	37.058	0.0	1.4
167	13/09/07	11:29:52.5	-5.407	37.052	0.0	1.8
168	13/09/07	11:34:39.9	-5.502	37.025	0.5	1.9
169	13/09/07	12:14:15.4	-5.345	37.041	0.0	2.2
170	13/09/07	12:36:11.7	-5.368	37.025	4.7	1.7
171	13/09/07	13:10:47.4	-5.392	37.034	4.2	2.2
172	13/09/07	13:15:57.4	-5.301	37.046	0.9	1.4
173	13/09/07	13:19:30.9	-5.408	37.058	0.0	2.7
174	13/09/07	14:35:05.0	-5.392	37.049	0.0	2.0
175	13/09/07	18:34:44.5	-5.378	37.007	6.5	2.2
176	13/09/07	22:36:01.8	-5.370	37.056	1.5	2.3
177	13/09/07	22:43:05.5	-5.403	37.051	0.8	2.7

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

178	13/09/07	22:43:31.1	-5.370	36.998	4.1	2.1
179	13/09/07	22:48:43.3	-5.403	37.042	2.8	1.7
180	13/09/07	22:49:13.7	-5.403	37.052	3.2	2.9
181	13/09/07	22:51:46.0	-5.397	37.056	3.9	2.6
182	13/09/07	22:53:14.1	-5.405	37.054	1.5	1.9
183	13/09/07	22:54:11.2	-5.396	37.051	0.0	1.9
184	13/09/07	22:56:17.2	-5.381	37.047	0.4	2.1
185	13/09/07	22:58:15.3	-5.389	37.044	0.0	1.1
186	13/09/07	22:58:59.8	-5.373	37.025	5.4	1.7
187	13/09/07	23:01:00.0	-5.418	37.053	2.6	2.7
188	13/09/07	23:05:43.3	-5.386	37.030	5.4	2.4
189	13/09/07	23:06:47.2	-5.370	37.044	0.4	2.1
190	13/09/07	23:13:05.6	-5.396	37.039	2.5	2.1
191	13/09/07	23:14:20.2	-5.392	37.028	4.4	2.1
192	13/09/07	23:20:25.8	-5.394	37.038	2.6	2.6
193	13/09/07	23:32:03.5	-5.384	37.038	0.0	2.2
194	13/09/07	23:38:46.3	-5.370	37.035	0.0	1.6
195	13/09/07	23:41:13.4	-5.390	37.034	4.0	2.7
196	13/09/07	23:43:04.8	-5.358	37.045	2.3	1.9
197	13/09/07	23:45:31.7	-5.409	37.022	4.7	2.0
198	13/09/07	23:54:19.6	-5.371	37.042	0.0	1.6
199	14/09/07	00:11:43.5	-5.421	37.046	0.0	1.5
200	14/09/07	00:15:23.5	-5.405	37.034	6.9	2.3
201	14/09/07	00:17:39.1	-5.356	37.039	0.0	1.7
202	14/09/07	00:20:39.6	-5.400	37.025	0.0	2.0
203	14/09/07	00:24:49.3	-5.396	37.035	5.0	2.2
204	14/09/07	00:27:54.5	-5.375	37.038	1.9	1.6
205	14/09/07	00:32:56.3	-5.373	37.027	4.0	1.6
206	14/09/07	00:43:23.8	-5.402	37.048	4.3	2.6
207	14/09/07	00:43:56.3	-5.390	37.026	2.6	1.9
208	14/09/07	00:44:54.6	-5.435	37.046	0.0	2.2
209	14/09/07	00:46:48.3	-5.384	37.023	5.2	2.3
210	14/09/07	00:52:18.2	-5.404	37.048	0.0	1.4
211	14/09/07	00:55:22.3	-5.404	37.039	0.0	1.4
212	14/09/07	01:00:44.5	-5.358	37.048	0.0	1.7
213	14/09/07	01:29:38.0	-5.432	37.047	0.2	1.5
214	14/09/07	01:31:32.2	-5.334	37.027	0.1	1.6
215	14/09/07	02:10:03.3	-5.409	37.043	4.3	2.4
216	14/09/07	02:11:22.6	-5.334	37.056	0.0	1.4
217	14/09/07	02:32:06.0	-5.421	37.042	0.0	1.5
218	14/09/07	02:44:04.5	-5.380	37.049	0.0	1.8
219	14/09/07	03:31:18.0	-5.364	37.016	6.0	1.5
220	14/09/07	03:34:18.6	-5.384	37.031	3.4	2.8
221	14/09/07	03:35:02.0	-5.394	37.033	0.0	2.1
222	14/09/07	03:41:54.0	-5.384	37.040	0.0	1.1
223	14/09/07	03:45:05.0	-5.419	37.032	2.0	3.2
224	14/09/07	03:45:47.8	-5.399	37.040	0.0	3.4
225	14/09/07	03:48:02.4	-5.413	37.029	3.5	2.8
226	14/09/07	03:49:53.5	-5.395	37.030	3.8	2.1
227	14/09/07	03:55:10.2	-5.390	37.040	0.2	1.7
228	14/09/07	04:08:15.4	-5.393	37.045	2.1	2.1
229	14/09/07	04:12:40.4	-5.415	37.038	1.0	1.7

APÉNDICE A. Listado de series localizadas

230	14/09/07	04:18:44.0	-5.381	37.042	0.0	2.6
231	14/09/07	05:14:01.5	-5.387	37.033	2.9	2.9
232	14/09/07	05:24:49.8	-5.300	36.891	15.5	2.0
233	14/09/07	06:12:58.6	-5.385	37.034	0.0	1.7
234	14/09/07	06:26:45.5	-5.394	37.035	3.8	2.4
235	14/09/07	10:20:30.4	-5.384	37.036	5.9	1.9
236	14/09/07	10:25:34.3	-5.383	37.048	2.4	1.8
237	14/09/07	12:46:51.2	-5.401	37.047	1.0	3.3
238	14/09/07	12:51:31.7	-5.408	37.042	0.1	1.8
239	14/09/07	12:56:22.1	-5.40.6	37.028	4.1	1.8
240	14/09/07	12:58:39.8	-5.383	37.042	2.7	1.4
241	14/09/07	13:15:36.5	-5.409	37.055	0.0	2.0
242	14/09/07	13:27:55.6	-5.384	37.044	1.6	1.9
243	14/09/07	13:35:16.2	-5.446	37.052	2.7	1.7
244	14/09/07	13:35:53.4	-5.424	37.027	1.4	1.7
245	14/09/07	13:38:14.2	-5.402	37.024	1.1	1.8
246	14/09/07	13:51:02.1	-5.436	37.029	4.1	2.3
247	14/09/07	14:11:06.7	-5.400	37.039	0.0	2.0
248	14/09/07	15:36:52.5	-5.373	37.030	2.4	2.4
249	14/09/07	17:15:34.1	-5.368	37.061	0.0	2.3
250	14/09/07	17:48:28.2	-5.370	37.042	1.7	2.2
251	14/09/07	17:55:28.9	-5.413	37.036	1.6	1.9
252	14/09/07	21:54:43.4	-5.389	37.038	1.7	2.0
253	14/09/07	22:01:06.9	-5.374	37.047	0.4	1.7
254	14/09/07	22:09:06.7	-5.356	37.046	0.8	2.3
255	14/09/07	22:12:50.2	-5.388	37.031	4.5	2.6
256	15/09/07	02:44:42.2	-5.365	37.039	3.6	1.9
257	15/09/07	19:42:26.8	-5.387	37.051	0.0	1.5
258	15/09/07	20:01:33.0	-5.418	37.042	0.0	1.4
259	16/09/07	00:07:34.4	-5.381	37.060	0.0	1.8
260	16/09/07	00:51:13.1	-5.379	37.048	2.0	1.7
261	16/09/07	01:10:07.2	-5.362	37.042	2.0	2.1
262	16/09/07	01:18:19.0	-5.391	37.039	0.9	1.6
263	16/09/07	20:28:11.5	-5.405	37.040	1.4	2.3
264	17/09/07	03:46:19.0	-5.371	37.050	1.8	2.2
265	18/09/07	23:20:43.5	-5.398	37.041	3.9	4.0
266	18/09/07	23:40:17.9	-5.389	37.038	2.1	1.9
267	18/09/07	23:45:21.6	-5.364	37.053	1.8	1.8
268	18/09/07	23:47:45.3	-5.362	37.034	5.2	2.2
269	18/09/07	23:49:05.1	-5.379	37.034	0.0	2.0
270	18/09/07	23:56:44.7	-5.460	37.027	5.7	2.3
271	19/09/07	00:04:27.2	-5.392	37.040	7.5	2.7
272	19/09/07	00:09:39.4	-5.376	37.041	0.8	1.7
273	19/09/07	00:26:35.5	-5.373	37.034	4.6	1.9
274	19/09/07	00:36:40.8	-5.354	37.058	1.0	2.0
275	19/09/07	00:39:23.6	-5.377	37.052	0.0	1.8
276	19/09/07	01:11:22.7	-5.358	37.044	2.1	1.9
277	19/09/07	01:40:11.5	-5.393	37.036	3.5	2.2
278	19/09/07	02:59:03.3	-5.430	37.057	0.0	1.9
279	19/09/07	03:14:50.9	-5.396	37.045	0.6	1.5
280	19/09/07	03:39:41.2	-5.440	37.040	3.8	1.5
281	19/09/07	09:00:42.2	-5.387	37.042	0.0	1.7

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

282	19/09/07	11:50:04.0	-5.385	37.045	2.8	2.6
283	19/09/07	15:19:21.4	-5.411	37.048	0.0	1.9
284	20/09/07	04:10:52.7	-5.435	36.998	7.3	1.9
285	20/09/07	21:15:57.4	-5.393	37.026	1.3	1.7
286	21/09/07	04:00:50.7	-5.395	37.038	0.5	2.0
287	21/09/07	04:12:29.7	-5.431	37.032	0.0	1.7
288	21/09/07	12:01:38.6	-5.402	37.033	4.6	3.1
289	21/09/07	12:05:30.8	-5.396	37.041	3.4	2.6
290	21/09/07	23:03:28.4	-5.401	37.015	6.0	1.8
291	21/09/07	23:21:04.1	-5.385	37.068	0.0	1.4
292	22/09/07	22:21:04.8	-5.426	37.052	0.0	2.4
293	23/09/07	10:29:11.6	-5.356	37.036	1.2	1.4
294	23/09/07	15:52:13.6	-5.400	37.043	0.3	1.8
295	23/09/07	22:49:46.4	-5.364	37.046	2.5	2.2
296	24/09/07	08:19:24.7	-5.362	37.044	0.0	2.0
297	25/09/07	18:01:04.9	-5.364	37.043	0.0	1.9
298	26/09/07	03:07:23.8	-5.318	37.062	0.0	1.7
299	28/09/07	00:08:21.1	-5.401	37.030	6.1	1.8
300	28/09/07	05:49:15.8	-5.389	37.027	4.1	2.1
301	28/09/07	05:52:07.9	-5.377	37.032	0.0	1.7
302	28/09/07	06:10:25.5	-5.458	37.044	1.6	2.1
303	28/09/07	06:21:32.3	-5.372	37.065	0.0	1.7
304	28/09/07	06:24:52.2	-5.387	37.038	3.7	2.0
305	28/09/07	08:08:13.6	-5.477	36.998	6.1	1.8
306	28/09/07	08:13:40.9	-5.381	37.050	0.0	2.2
307	28/09/07	08:16:50.0	-5.435	37.040	0.0	1.6
308	28/09/07	09:08:59.3	-5.372	37.034	1.0	1.9
309	29/09/07	10:23:58.7	-5.397	37.032	6.3	1.7

APÉNDICE B

LISTADO DE FAMILIAS RELOCALIZADAS

B.1. Familias de la serie de La Paca (Murcia) de 2005

- Evento (3 columnas): número de familia, posición dentro de ella, número de evento.
- Fecha (dd/mm/aa).
- Hora (hh:mm:ss.s).
- Magnitud duración.
- Multipletes relocalizados (5 columnas): localización relativa este (m), localización relativa norte (m), localización relativa en profundidad (m), eje menor (m) y eje mayor (m) de los elipsoides del 68% de confianza. Se han señalado el evento maestro (localización relativa [0, 0, 0]) y aquellos eventos cuya localización relativa no ha podido calcularse al no existir un número suficiente de lecturas de fases P y S en las diferentes estaciones para llevar a cabo la inversión.

Evento			Fecha	Hora	md	Localización relativa (m)				
						x	y	z	δ_{\min}	δ_{\max}
Localización absoluta: 1.770°W, 37.812°N, 12 km										
3	1	9	29/01/05	08:22:13.0	1.9	-321	-364	623	19	584
3	2	20	29/01/05	12:36:27.8	2.1	-308	-16	-734	19	1203
3	3	25	29/01/05	18:40:36.1	2.4	-227	-229	161	19	486
3	4	39	30/01/05	21:07:45.7	2.3	-203	-140	767	19	436
3	5	59	03/02/05	11:14:34.3	2.5			maestro		
3	6	60	03/02/05	11:24:58.4	2.5	31	43	58	15	445

3	7	134	04/02/05	00:23:45.4	2.5	33	156	263	16	413
Localización absoluta: 1.789°W, 37.841°N, 18 km										
4	1	11	29/01/05	09:25:00.1	2.9				maestro	
4	2	168	04/02/05	07:05:54.3	2.1	63	136	402	15	435
4	3	192	04/02/05	23:16:50.1	2.0	31	3	-171	18	478
Localización absoluta: 1.765°W, 37.810°N, 6 km										
5	1	13	29/01/05	09:31:50.6	3.1				maestro	
5	2	17	29/01/05	10:55:21.3	2.5	-40	-71	-1500	15	710
5	3	27	29/01/05	20:14:02.4	1.3	-161	-238	-1475	21	2048
5	4	32	30/01/05	10:36:10.6	2.8	-74	-214	198	15	710
5	5	35	30/01/05	13:12:06.6	2.2	-249	-406	269	20	1023
5	6	52	01/02/05	23:53:55.7	3.2	61	279	2248	44	1454
5	7	188	04/02/05	17:51:09.1	3.1	245	230	-1511	68	2239
Localización absoluta: 1.809°W, 37.843°N, 9 km										
7	1	18	29/01/05	12:27:48.4	2.0	-43	195	-2756	29	908
7	2	95	03/02/05	16:20:22.9	1.3	-7	17	0	66	247
7	3	97	03/02/05	16:23:03.2	2.4				maestro	
Localización absoluta: 1.794°W, 37.841°N, 4 km										
8	1	19	29/01/05	12:31:55.0	2.6	-475	-524	8151	66	1383
8	2	61	03/02/05	11:40:33.3	4.5	-133	37	4032	23	856
8	3	67	03/02/05	12:11:12.0	2.3				maestro	
8	4	137	04/02/05	01:09:40.9	3.6	-312	-66	5102	24	1360
Localización absoluta: 1.752°W, 37.828°N, 11 km										
9	1	24	29/01/05	15:18:16.2	2.4	16	79	-2487	16	2080
9	2	30	30/01/05	08:05:40.8	2.2	70	187	1354	15	1231
9	3	31	30/01/05	09:03:11.5	2.2				maestro	
9	4	34	30/01/05	13:04:33.5	2.2	-159	46	-716	15	1185
9	5	49	01/02/05	20:24:57.0	2.6	-58	-214	42	18	1418
9	6	130	03/02/05	23:23:39.6	2.6				no localizado	
9	7	189	04/02/05	19:49:20.1	2.6				no localizado	
9	8	202	05/02/05	09:41:58.5	2.5	-380	-141	-3282	27	3506
9	9	203	05/02/05	11:11:29.6	2.5	-318	-177	-3696	22	1576
9	10	255	16/02/05	01:04:00.8	2.4	-182	-274	-2130	19	1862
Localización absoluta: 1.779°W, 37.869°N, 5 km										
13	1	44	01/02/05	01:32:35.2	2.7				maestro	
13	2	175	04/02/05	12:22:23.2	2.2	-28	82	-934	15	508
13	3	244	09/02/05	19:56:51.6	3.0	-16	-1	57	14	486
Localización absoluta: 1.809°W, 37.822°N, 12 km										
17	1	63	03/02/05	11:54:38.6	1.6	-55	-132	-3580	20	1065
17	2	65	03/02/05	11:58:57.8	2.3	-3	102	132	16	430
17	3	74	03/02/05	12:42:17.8	1.8				maestro	
17	4	75	03/02/05	12:45:50.8	2.2	86	176	27	15	260
17	5	78	03/02/05	13:43:46.5	2.7	125	105	-529	16	263
17	6	79	03/02/05	14:21:34.9	2.8	-77	208	758	16	263
17	7	83	03/02/05	14:52:15.3	1.7				no localizado	
17	8	90	03/02/05	15:32:42.0	2.2	87	413	-430	16	300
17	9	92	03/02/05	15:42:23.7	2.0				no localizado	
17	10	93	03/02/05	16:18:04.7	2.3	123	163	66	16	265
17	11	98	03/02/05	16:35:42.2	2.9	-1	-11	-190	15	257
17	12	105	03/02/05	17:43:40.4	2.5	252	-94	-416	21	585
17	13	106	03/02/05	17:53:24.3	2.1	30	86	-598	19	375
17	14	107	03/02/05	18:04:28.8	1.5	228	-49	858	20	388

APÉNDICE B. Listado de familias realocizadas

17	15	110	03/02/05	18:46:42.4	2.0	104	115	-462	16	257
17	16	132	03/02/05	23:34:46.0	1.3			no localizado		
17	17	133	03/02/05	23:35:25.7	1.7	-10	118	-239	26	385
17	18	141	04/02/05	01:35:24.6	2.2	219	20	-204	23	600
17	19	143	04/02/05	01:43:10.1	1.6	-134	-49	-3482	18	272
17	20	155	04/02/05	03:38:14.9	3.1	-114	312	2183	24	884
17	21	172	04/02/05	08:59:29.8	1.9	494	-336	-1530	32	421
17	22	177	04/02/05	13:52:32.7	2.3	-32	-24	458	17	312
17	23	199	05/02/05	03:39:18.2	3.0	27	9	-193	23	294
17	24	235	08/02/05	15:38:04.5	2.1	208	-99	-743	24	446
17	25	238	08/02/05	21:16:32.0	1.8			no localizado		
Localización absoluta: 1.818°W, 37.850°N, 11 km										
20	1	82	03/02/05	14:51:49.1	1.5	36	-71	-1282	84	391
20	2	94	03/02/05	16:19:16.1	1.8			no localizado		
20	3	96	03/02/05	16:20:43.1	2.4	-8	-52	-144	19	326
20	4	99	03/02/05	16:37:35.3	2.2			maestro		
20	5	102	03/02/05	17:27:46.2	2.2	-40	-79	-511	29	448
20	6	112	03/02/05	19:16:20.9	2.9			no localizado		
20	7	128	03/02/05	22:40:53.7	1.8	27	-57	-400	15	287
20	8	163	04/02/05	05:08:25.7	2.1	-5	-62	-114	17	320
20	9	198	05/02/05	03:25:21.4	3.2	11	-48	-152	22	312
Localización absoluta: 1.809°W, 37.740°N, 15 km										
21	1	86	03/02/05	15:08:28.2	1.7			maestro		
21	2	142	04/02/05	01:36:13.2	1.7			no localizado		
21	3	182	04/02/05	15:40:53.7	2.0	16	-7	-308	31	612
21	4	226	07/02/05	02:35:37.3	2.2	-111	-217	2344	35	1635
Localización absoluta: 1.780°W, 37.816°N, 9 km										
23	1	100	03/02/05	16:43:14.3	2.5			maestro		
23	2	104	03/02/05	17:32:04.7	2.5	57	-262	-280	17	777
23	3	138	04/02/05	01:20:47.5	2.1	5	114	280	15	416
23	4	161	04/02/05	04:53:56.1	2.6	13	142	189	20	1112
23	5	165	04/02/05	06:40:34.9	1.8			no localizado		
23	6	169	04/02/05	07:20:51.3	2.9	-73	-56	-464	15	437
23	7	176	04/02/05	13:19:46.0	2.2	1	178	616	19	498
23	8	180	04/02/05	14:53:42.2	2.5	-26	3	-10	19	462
23	9	183	04/02/05	15:46:00.8	1.7	67	204	30	17	492
23	10	207	05/02/05	17:57:41.2	2.5	133	282	793	28	1019
23	11	213	06/02/05	16:27:31.3	3.2	-227	194	210	17	430
23	12	214	06/02/05	17:42:42.9	2.3	-43	67	-460	21	492
23	13	215	06/02/05	18:58:34.1	2.1	24	194	1178	19	484
23	14	216	06/02/05	20:16:44.0	2.1	-228	52	-1742	20	490
23	15	218	06/02/05	21:56:16.4	2.8	47	185	538	15	425
23	16	220	06/02/05	22:07:19.7	2.6	-10	-3	-100	18	431
23	17	227	07/02/05	03:14:32.3	2.0	9	94	1162	18	501
23	18	231	07/02/05	23:14:28.1	2.8	-22	363	2079	19	481
23	19	232	07/02/05	23:32:58.9	2.1	-72	95	534	15	489
23	20	233	08/02/05	07:45:56.6	2.4	-240	759	-47	20	592
23	21	248	11/02/05	11:13:38.7	2.3			no localizado		
23	22	257	16/02/05	18:43:03.4	2.3	-4	162	617	22	526
23	23	259	18/02/05	00:30:05.2	2.1	140	182	1191	28	541
Localización absoluta: 1.802°W, 37.826°N, 4 km										
28	1	122	03/02/05	21:55:39.0	1.8	-10	18	-327	17	888

28	2	144	04/02/05	01:44:17.1	2.1	0	-48	-121	16	683
28	3	148	04/02/05	02:38:18.7	2.7				maestro	
Localización absoluta: 1.805°W, 37.846°N, 6 km										
31	1	129	03/02/05	22:55:39.9	2.4	-62	-50	1129	12	456
31	2	136	04/02/05	00:37:13.0	2.2				maestro	
31	3	162	04/02/05	05:07:18.0	2.2	-27	-99	539	18	467
31	4	178	04/02/05	14:14:07.9	1.6	-51	184	-501	13	429
31	5	186	04/02/05	17:23:15.8	2.4	7	-37	-16	6	191
31	6	196	05/02/05	00:32:11.5	2.4	104	-8	-586	8	294
31	7	197	05/02/05	01:03:51.6	3.0	3	-34	-86	14	308
Localización absoluta: 1.803°W, 37.807°N, 3 km										
32	1	156	04/02/05	03:58:54.8	2.6				maestro	
32	2	159	04/02/05	04:35:41.5	1.9	-10	-30	-178	21	242
32	3	171	04/02/05	07:58:20.9	2.2	-2	-30	41	19	228
Localización absoluta: 1.727°W, 37.730°N, 5 km										
35	1	211	06/02/05	05:15:25.2	2.1	3	1	60	36	386
35	2	222	06/02/05	23:24:39.9	2.1				maestro	
35	3	228	07/02/05	06:25:26.6	2.3	33	34	-48	36	386
Localización absoluta: 1.826°W, 37.801°N, 13 km										
36	1	217	06/02/05	21:32:25.4	2.0				maestro	
36	2	224	07/02/05	00:16:20.4	2.0	0	2	-213	16	419
36	3	242	09/02/05	03:08:07.7	1.6	5	-13	148	16	394
36	4	243	09/02/05	06:38:24.3	2.0	6	3	-409	17	455

B.2. Familias de la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de enero de 2007

- Evento (3 columnas): número de familia, posición dentro de ella, número de evento.
- Fecha (dd/mm/aa).
- Hora (hh:mm:ss.s).
- Magnitud duración.
- Multiplétes relocalizados (5 columnas): localización relativa este (m), localización relativa norte (m), localización relativa en profundidad (m), eje menor (m) y eje mayor (m) de los elipsoides del 68% de confianza. Se han señalado el evento maestro (localización relativa [0, 0, 0]) y aquellos eventos cuya localización relativa no ha podido calcularse al no existir un número suficiente de lecturas de fases P y S en las diferentes estaciones para llevar a cabo la inversión.

Evento	Fecha	Hora	md	Localización relativa (m)						
				x	y	z	δ_{\min}	δ_{\max}		
Localización absoluta: 5.392°W, 37.068°N, 29 km										
1	1	1	02/01/07	04:39:28.9	1.7				maestro	
1	2	2	02/01/07	06:06:45.7	1.9	11	-3	-4	19	110
1	3	3	02/01/07	09:31:35.4	1.8	6	24	-66	19	112
1	4	4	02/01/07	12:19:26.0	3.5	76	109	-169	18	155
Localización absoluta: 5.398°W, 37.081°N, 14 km										

APÉNDICE B. *Listado de familias relocalizadas*

2	1	5	02/01/07	12:25:54.3	2.3	-30	12	448	16	203
2	2	21	02/01/07	16:21:16.1	2.0	1	-2	69	16	211
2	3	42	02/01/07	18:44:49.5	1.8	-2	62	-375	16	207
2	4	114	04/01/07	04:07:31.5	2.0			maestro		
2	5	117	04/01/07	04:10:08.7	1.9	15	45	13	16	207
Localización absoluta: 5.399°W, 37.092°N, 13 km										
3	1	8	02/01/07	12:33:05.9	2.2	-5	-8	-226	17	249
3	2	9	02/01/07	12:33:32.4	2.3			maestro		
3	3	12	02/01/07	13:52:46.3	1.6	3	49	-280	17	243
3	4	14	02/01/07	14:34:47.7	1.9	1	-5	-25	16	234
3	5	17	02/01/07	15:21:58.3	2.0	15	79	-97	16	237
3	6	19	02/01/07	16:02:40.7	1.6	-5	133	-908	19	414
3	7	28	02/01/07	17:33:55.7	2.0	17	182	-390	16	237
3	8	40	02/01/07	18:37:28.0	1.6	47	126	86	17	243
Localización absoluta: 5.391°W, 37.060°N, 25 km										
5	1	20	02/01/07	16:18:25.4	2.2	-32	29	-110	17	116
5	2	23	02/01/07	16:38:17.9	2.5			maestro		
5	3	24	02/01/07	16:42:21.0	2.7	-15	63	184	16	89
5	4	47	02/01/07	19:17:31.8	1.7	21	-79	12	17	117
5	5	87	02/01/07	23:53:30.6	1.7	-19	1	80	17	149
5	6	95	03/01/07	03:32:30.2	2.6	-14	0	-18	16	82
5	7	110	04/01/07	02:29:51.6	2.6	-74	-43	233	16	82
5	8	139	06/01/07	17:25:15.7	2.7	-83	-129	-16	16	85
Localización absoluta: 5.398°W, 37.043°N, 24 km										
6	1	25	02/01/07	17:06:42.9	1.9	-43	185	22	21	130
6	2	26	02/01/07	17:12:08.7	2.2	-18	68	-48	17	121
6	3	27	02/01/07	17:21:02.5	1.9	-8	156	-35	18	126
6	4	31	02/01/07	17:54:06.8	1.8	7	55	-85	18	125
6	5	33	02/01/07	17:58:10.3	1.9	14	-8	73	19	129
6	6	41	02/01/07	18:38:57.2	1.4	-11	-13	15	19	127
6	7	61	02/01/07	19:56:37.9	2.1			maestro		
6	8	85	02/01/07	23:47:17.8	1.2	-44	160	-130	18	126
6	9	86	02/01/07	23:49:44.8	1.3	-2	142	-433	19	212
6	10	88	02/01/07	23:58:31.8	1.2	71	228	-89	19	185
6	11	89	02/01/07	23:59:11.0	1.4	105	231	-165	19	127
6	12	91	03/01/07	01:18:30.4	1.6	47	142	-29	17	121
6	13	101	03/01/07	05:27:23.9	1.4	49	228	448	23	204
6	14	103	03/01/07	06:22:59.4	1.4	8	242	171	24	204
6	15	106	03/01/07	06:37:48.1	1.2	-52	159	-113	21	139
6	16	129	05/01/07	01:14:43.4	1.8	-100	-142	-885	20	398
6	17	131	05/01/07	01:47:19.6	1.5	79	229	155	17	121
6	18	133	05/01/07	02:52:47.6	1.5	-39	52	-11	18	126
6	19	134	05/01/07	03:14:28.5	1.7	85	300	60	17	121
6	20	140	06/01/07	17:47:09.1	1.6	16	225	-273	17	121
6	21	144	06/01/07	23:11:49.7	1.2	-83	222	-823	19	128
6	22	145	06/01/07	23:23:22.6	1.9	96	201	345	18	185
6	23	149	08/01/07	16:45:44.9	1.7	77	308	-85	26	213
6	24	150	08/01/07	18:15:57.6	1.5	-99	130	-630	21	139
6	25	153	21/01/07	01:15:38.8	1.8	-42	391	-504	17	115
6	26	154	21/01/07	01:16:08.9	2.6	-40	361	416	18	115
6	27	155	21/01/07	01:37:01.7	1.9	73	145	614	19	128
Localización absoluta: 5.381°W, 37.081°N, 13 km										

8	1	44	02/01/07	19:05:24.8	1.4	-82	980	-3838	20	388
8	2	45	02/01/07	19:06:32.3	2.5	54	741	-1228	16	232
8	3	49	02/01/07	19:20:12.3	1.4	157	394	-5383	18	255
8	4	50	02/01/07	19:25:37.2	1.7	260	-31	-1014	17	247
8	5	74	02/01/07	22:27:26.8	1.2	390	-181	-2655	26	836
8	6	82	02/01/07	23:33:40.2	1.6	-39	69	-3	18	263
8	7	83	02/01/07	23:36:04.9	1.6	11	54	-145	16	236
8	8	92	03/01/07	01:40:19.8	1.3	91	761	-7083	18	252
8	9	97	03/01/07	04:40:47.5	2.1			maestro		
8	10	98	03/01/07	04:44:54.5	2.1	56	236	-382	15	161
8	11	99	03/01/07	04:49:11.2	1.0	-32	-54	20	18	252
8	12	100	03/01/07	04:54:18.8	1.3	-21	-60	176	20	283
8	13	107	03/01/07	08:58:26.0	2.1	34	89	-303	16	232
8	14	118	04/01/07	04:16:39.8	1.1	-47	-61	180	16	244
Localización absoluta: 5.405°W, 37.076°N, 17 km										
9	1	48	02/01/07	19:18:51.6	1.9	22	79	-107	18	163
9	2	53	02/01/07	19:29:51.6	1.8			maestro		
9	3	63	02/01/07	20:00:06.8	1.6	12	38	-6	17	163
9	4	67	02/01/07	20:31:00.6	1.7	5	107	-136	18	169
Localización absoluta: 5.410°W, 37.031°N, 33 km										
15	1	142	06/01/07	19:48:18.7	1.0	-2	12	-14	19	98
15	2	143	06/01/07	20:11:40.7	1.8			maestro		
15	3	146	06/01/07	23:47:20.3	1.4	-3	-3	-1	19	98
15	4	147	07/01/07	04:00:27.6	1.4	0	4	-25	19	98
15	5	148	07/01/07	19:01:01.4	1.4	-2	8	7	19	98

B.3. Familias de la serie de Morón de la Frontera (Sevilla) de junio-septiembre de 2007

- Evento (3 columnas): número de familia, posición dentro de ella, número de evento.
- Fecha (dd/mm/aa).
- Hora (hh:mm:ss.s).
- Magnitud duración.
- Multiplétes relocalizados (5 columnas): localización relativa este (m), localización relativa norte (m), localización relativa en profundidad (m), eje menor (m) y eje mayor (m) de los elipsoides del 68% de confianza. Se han señalado el evento maestro (localización relativa [0, 0, 0]) y aquellos eventos cuya localización relativa no ha podido calcularse al no existir un número suficiente de lecturas de fases P y S en las diferentes estaciones para llevar a cabo la inversión.

Evento	Fecha	Hora	md	Localización relativa (m)						
				x	y	z	δmin	δmax		
Localización absoluta: 5.374°W, 37.047°N, 3 km										
2	1	26	30/06/07	05:45:17.4	2.1			maestro		
2	2	48	30/06/07	11:29:03.2	2.5	-4	185	7077	17	1344
2	3	136	25/07/07	11:40:11.0	2.6	3	-148	1798	13	1410
2	4	139	25/07/07	14:25:20.2	1.9	6	-187	1546	14	1521

APÉNDICE B. Listado de familias realocizadas

Localización absoluta: 5.388°W, 37.042°N, 2 km										
3	1	30	30/06/07	06:15:10.1	2.2	-119	105	11397	19	7729
3	2	37	30/06/07	07:01:30.0	1.4	324	-145	27981	20	10648
3	3	38	30/06/07	07:04:03.6	2.0	-243	-109	10326	19	16973
3	4	54	30/06/07	12:29:59.4	3.0			maestro		
3	5	122	12/07/07	07:26:15.0	2.5	-163	-60	8423	19	16571
3	6	129	12/07/07	16:02:13.5	1.4	109	286	8162	19	14844
3	7	149	11/08/07	04:15:29.5	1.7	-102	278	22676	13	7311
Localización absoluta: 5.385°W, 37.035°N, 5 km										
6	1	62	30/06/07	19:25:38.3	1.7	91	-81	3704	14	853
6	2	63	30/06/07	20:20:33.3	1.6	30	-105	2782	12	850
6	3	66	01/07/07	02:30:13.1	1.5	112	-58	2555	13	871
6	4	80	03/07/07	02:07:22.0	1.5	83	-56	2857	13	981
6	5	87	05/07/07	03:55:27.1	1.9	119	-36	1048	12	735
6	6	114	09/07/07	22:44:58.3	1.7	132	-83	2128	12	726
6	7	160	08/09/07	15:34:35.3	1.7	-7	-48	864	15	750
6	8	161	08/09/07	17:39:06.1	1.5	-17	-5	151	12	735
6	9	162	08/09/07	17:52:23.2	1.9	-44	19	-131	13	878
6	10	163	08/09/07	18:04:04.5	1.4	-30	20	-30	12	735
6	11	167	13/09/07	11:29:52.5	1.8	-15	0	49	16	950
6	12	169	13/09/07	12:14:15.4	2.2	-39	34	-239	12	831
6	13	171	13/09/07	13:10:47.4	2.2			maestro		
6	14	176	13/09/07	22:36:01.8	2.3	-82	121	-249	14	770
6	15	177	13/09/07	22:43:05.5	2.7	-22	170	-1670	12	615
6	16	179	13/09/07	22:48:43.3	1.7	-178	-152	4058	18	1445
6	17	180	13/09/07	22:49:13.7	2.9	5	60	-1268	12	619
6	18	181	13/09/07	22:51:46.0	2.6	31	222	-807	13	622
6	19	183	13/09/07	22:54:11.2	1.9	35	76	-1372	12	858
6	20	185	13/09/07	22:58:15.3	1.1	-144	150	4308	18	2177
6	21	188	13/09/07	23:05:43.3	2.4	-5	84	2316	13	611
6	22	190	13/09/07	23:13:05.6	2.1	46	304	-487	12	607
6	23	192	13/09/07	23:20:25.8	2.6	-181	162	6012	12	584
6	24	193	13/09/07	23:32:03.5	2.2	-18	151	-671	15	856
6	25	221	14/09/07	03:35:02.0	2.1	20	43	-1085	12	850
6	26	222	14/09/07	03:41:54.0	1.1	77	163	-2718	12	735
6	27	230	14/09/07	04:18:44.0	2.6	-2	46	1872	13	860
6	28	236	14/09/07	10:25:34.3	1.8	16	-16	-1910	12	735
6	29	249	14/09/07	17:15:34.1	2.3	-70	-78	1451	13	769
6	30	253	14/09/07	22:01:06.9	1.7	-136	165	-1810	13	891
6	31	254	14/09/07	22:09:06.7	2.3	-92	129	-2526	13	756
6	32	255	14/09/07	22:12:50.2	2.6	-54	-37	1520	15	874
6	33	274	19/09/07	00:36:40.8	2.0	-190	-105	3183	16	894
Localización absoluta: 5.397°W, 37.062°N, 2 km										
7	1	70	01/07/07	11:04:38.2	1.4	39	-20	1149	11	1037
7	2	83	04/07/07	08:47:01.0	1.6	13	-8	1105	11	1109
7	3	94	07/07/07	10:18:40.4	1.8			maestro		
7	4	152	20/08/07	19:27:27.6	2.1	-43	-59	1183	11	1037
Localización absoluta: 5.406°W, 37.035°N, 3 km										
8	1	81	04/07/07	04:07:23.5	1.6	56	10	-767	17	4895
8	2	82	04/07/07	08:01:00.0	1.5	407	-36	5220	18	6356
8	3	104	08/07/07	06:00:03.5	1.5	82	-56	3675	17	4909
8	4	107	08/07/07	06:32:59.3	1.8	64	6	493	13	2621

Análisis espacial de la actividad sísmica reciente del sur de España

8	5	108	08/07/07	07:38:09.0	1.5	256	-82	-293	21	9912
8	6	109	08/07/07	07:56:21.3	1.6			maestro		
Localización absoluta: 5.391°W, 37.046°N, 2 km										
10	1	99	08/07/07	01:09:15.0	2.3			maestro		
10	2	279	19/09/07	03:14:50.9	1.5	-26	6	597	16	1388
10	3	282	19/09/07	11:50:04.0	2.6	-79	37	-127	11	641
Localización absoluta: 5.396°W, 37.044°N, 7 km										
12	1	142	03/08/07	19:33:02.3	1.9	12	11	-576	14	657
12	2	143	03/08/07	21:51:45.5	1.7	7	14	97	15	480
12	3	144	03/08/07	22:54:32.7	1.7	-2	0	39	14	506
12	4	146	06/08/07	19:33:27.0	1.7			maestro		
Localización absoluta: 5.390°W, 37.033°N, 4 km										
14	1	195	13/09/07	23:41:13.4	2.7			maestro		
14	2	197	13/09/07	23:45:31.7	2.0	5	-33	928	12	622
14	3	198	13/09/07	23:54:19.6	1.6	43	-54	1949	13	909
Localización absoluta: 5.390°W, 37.038°N, 5 km										
15	1	196	13/09/07	23:43:04.8	1.9	-135	-51	2779	13	857
15	2	200	14/09/07	00:15:23.5	2.3			maestro		
15	3	203	14/09/07	00:24:49.3	2.2	-67	-33	1154	12	789
15	4	205	14/09/07	00:32:56.3	1.6	-45	29	202	12	829
15	5	211	14/09/07	00:55:22.3	1.4	-106	34	1087	16	888
15	6	217	14/09/07	02:32:06.0	1.5	-63	21	507	12	842
15	7	250	14/09/07	17:48:28.2	2.2	2	186	-585	14	902
15	8	271	19/09/07	00:04:27.2	2.7	-139	-17	1262	12	728
Localización absoluta: 5.392°W, 37.039°N, 2 km										
17	1	213	14/09/07	01:29:38.0	1.5	-3	35	-758	12	1230
17	2	214	14/09/07	01:31:32.2	1.6	-12	44	-334	12	1230
17	3	215	14/09/07	02:10:03.3	2.4			maestro		
Localización absoluta: 5.413°W, 37.042°N, 3 km										
20	1	234	14/09/07	06:26:45.5	2.4	97	62	-2127	15	1667
20	2	243	14/09/07	13:35:16.2	1.7	64	15	-449	12	1354
20	3	247	14/09/07	14:11:06.7	2.0			maestro		
Localización absoluta: 5.390°W, 37.038°N, 2 km										
21	1	238	14/09/07	12:51:31.7	1.8	17	0	-859	13	6410
21	2	266	18/09/07	23:40:17.9	1.9	-374	74	-147	16	12683
21	3	273	19/09/07	00:26:35.5	1.9			maestro		
Localización absoluta: 5.398°W, 37.041°N, 1 km										
22	1	241	14/09/07	13:15:36.5	2.0	25	6	-216	11	1050
22	2	242	14/09/07	13:27:55.6	1.9			maestro		
22	3	245	14/09/07	13:38:14.2	1.8	28	8	-97	14	1724
Localización absoluta: 5.397°W, 37.037°N, 4 km										
25	1	277	19/09/07	01:40:11.5	2.2	-38	3	672	17	1104
25	2	288	21/09/07	12:01:38.6	3.1	-17	27	-19	12	787
25	3	289	21/09/07	12:05:30.8	2.6			maestro		

APÉNDICE C

ARTÍCULO

*SPATIAL ANALYSIS OF THE LA PACA, SE SPAIN, 2005 SEISMIC SERIES THROUGH THE
RELATIVE LOCATION AND PRINCIPAL COMPONENTE ANALYSIS*

Physics of the Earth and Planetary Interiors 166 (2008) 117-127



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com



Physics of the Earth and Planetary Interiors 166 (2008) 117–127

PHYSICS
OF THE EARTH
AND PLANETARY
INTERIORS

www.elsevier.com/locate/pepi

Spatial analysis of the La Paca, SE Spain, 2005 seismic series through the relative location of multiplets and principal component analysis

E. Ocaña^{a,*}, D. Stich^{b,1}, E. Carmona^a, F. Vidal^{a,c}, M. Bretón^d,
M. Navarro^{a,e}, A. García-Jerez^e

^a Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain

^b Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna, 40128 Bologna, Italy

^c Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain

^d Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima, 28045 Colima, Mexico

^e Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, 04120 Almería, Spain

Received 7 June 2007; received in revised form 28 September 2007; accepted 3 December 2007

Abstract

On 29 January 2005, a M_w 4.8, I_{max} VI–VII, earthquake occurred near the village of La Paca, SE Spain. The aftershock sequence shows distinct heterogeneity, manifested in a non-uniform temporal decay of activity and different source mechanisms for the main shock and the largest aftershocks. We analysed 262 earthquakes of the seismic series in order to characterize the active seismic structures. Moving-window cross-correlation of the P- and S-waveforms recorded at local broad-band stations and the application of a selection algorithm have allowed to identify events with similar waveforms (multiplets) and to classify them into 16 clusters of 3–25 earthquakes each. In each multiplet cluster, events have been relocated with respect to a master event by the linear inversion of cross-correlation time lags for P- and S-waves. Clusters show epicentral alignments with a predominant direction N145°E and two secondary directions: N6°E and N40°E. Spatio-temporal patterns of the seismicity have been analysed using principal component analysis (PCA), upon the relocated epicentre distribution and we have obtained three trends, N42°E, N14°E and N145°E, present during all the sequence. These directions inferred from relative location and PCA are coincident with nodal planes of moment tensor solutions for the larger events within the series. They can be interpreted as the simultaneous activity of conjugate strike-slip faults under a N160°–170°E orientation of the principal compressive stress σ_1 .

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Seismic series; Multiplet analysis; Master-event relative location; Principal component analysis

1. Introduction

Retrieving the precise spatial distribution of tightly clustered earthquakes within a seismic series can help to image fault zone geometry and to associate seismic activity to a particular tectonic structure. Such results may provide important constraints to understand regional seismotectonics, and resolve the ambiguity between fault and auxiliary plane for point-source focal mechanisms. When the inter-spacing between clustered events is of the same order or less than single event location errors, the

spatial distribution cannot be resolved by routine location procedures anymore. However, a more accurate location of them can be achieved through a relative location approach, such as joint hypocentre determination (Douglas, 1967), the double difference technique (Waldhauser and Ellsworth, 2000) or the master event technique (e.g. Fitch, 1975). Furthermore, events originated along a single fault patch commonly generate similar ground motion at a seismic recording station, as they have similar source radiation patterns and nearby propagation paths through the heterogeneous earth (Geller and Mueller, 1980; Deichmann and García-Fernández, 1992). Those events with nearly identical waveforms are commonly referred to as doublets (if there is a pair of events) or multiplets (if there are more than two similar events). For seismic multiplets, we can exploit the waveform similarity to obtain an accurate relative timing of P- and

* Corresponding author. Fax: +34 958 160907.

E-mail address: elena@iag.ugr.es (E. Ocaña).

¹ Now at Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, Spain.

S-phases between the different earthquakes by waveform cross-correlation or cross-spectral analysis of the respective arrivals (e.g. Scherbaum and Wendler, 1986), permitting a precise relative location with standard errors often in the range of a few tens of metres only. Such approaches are now frequently applied to resolve the seismotectonic fine structure in areas of intense local seismicity (recent studies, e.g. by Scarfi et al., 2003; Alparone and Gambino, 2003; Hemmann et al., 2003; Huruksawa et al., 2003; Schaff and Richards, 2004; Hauksson and Shearer, 2005; Mandal et al., 2006; Kraft et al., 2006; Massa et al., 2006; Ruiz et al., 2006).

Southern Spain shows a moderate level of seismicity in the context of oblique Eurasian–Nubian plate convergence at a rate of ~ 5 mm/year (McClusky et al., 2003; Serpelloni et al., 2007) as well as coeval extensional tectonics related to the formation of the Alboran Basin and Neogene intramountain basins in the Betic Cordillera (Lonergan and White, 1997; Galindo-Zaldívar et al., 1999). The complicated geodynamic setting is reflected in a widespread, diffuse distribution of earthquakes (Fig. 1) and heterogeneous patterns in the orientation and faulting style of earthquake source mechanisms (Vidal, 1986; Buforn et al., 2004; Stich et al., 2006). An important portion of the seismic activity occurs within seismic series, including both (foreshock) mainshock–aftershock sequences and extensive seismic swarms without a single dominating mainshock. Examples include the 1979 seismic series in the Granada basin, with 55 felt earthquakes with magnitude m_d up to 4.8, which lasted almost a year (Vidal, 1986), the 1985 seismic swarms near the town of Loja (~ 1500 earthquakes, $m \leq 3.9$, Posadas, 1991), the 1988–1989 Agrón seismic swarm (~ 400 earthquakes, $m \leq 4.0$, Saccorotti et al., 2002), the swarm occurred in the town of Antequera in June 1989 (Posadas et al., 1993) containing 158 earthquakes with magnitudes between 2.5 and 3.4, or the extensive aftershock sequence of the 1993–1994, M_w 4.8 and 4.9 Adra–Berja earthquakes with ~ 500 events (Stich et al., 2001).

Here, we analyse a seismic series in January and February 2005 near the town of Lorca, Murcia Province, SE Spain. Following the M_w 4.8 mainshock on January 29 (Buforn et al., 2006; Cesca et al., 2006; Benito et al., 2007), important aftershock activity with more than 400 earthquakes was lasting for more than 2 weeks. We are interested in identifying the fault responsible for the main shock, which caused significant damage in the epicentral area, and to investigate apparent heterogeneity in the aftershock sequence, where a non-uniform temporal decay of the activity and differences between the source mechanisms for the main shock and the largest aftershocks suggest that two different rupture processes are involved (Benito et al., 2007). We use data from seven three-component broad-band stations out to ~ 100 km epicentral distance to perform (a) traditional single event relocation of the series, (b) cross-correlation of P- and S-waveforms between events to identify similar earthquakes in the series, (c) cluster analysis (Maurer and Deichmann, 1995) to classify those similar earthquakes into groups or families of multiplet events, and (d) relocation of each multiplet cluster relative to a master event, based on the arrival time differences to each station between master and slaves as obtained from cross-correlation. Multiplet relocations are interpreted directly, as well as through a statistical analysis of their spatial and temporal distribution based on the principal component analysis (PCA) (Michelini and Bolt, 1986; Posadas, 1991; Posadas et al., 1993; Saccorotti et al., 2002). Results are finally compared to the focal mechanisms for the larger earthquakes of the sequence and interpreted and discussed in the light of active tectonics in the area.

2. The 2005 La Paca earthquake series

The eastern termination of the Betic Cordilleras in SE Spain is characterized by moderate seismic activity (Fig. 2). Historical records contain a number of relevant earthquakes that caused

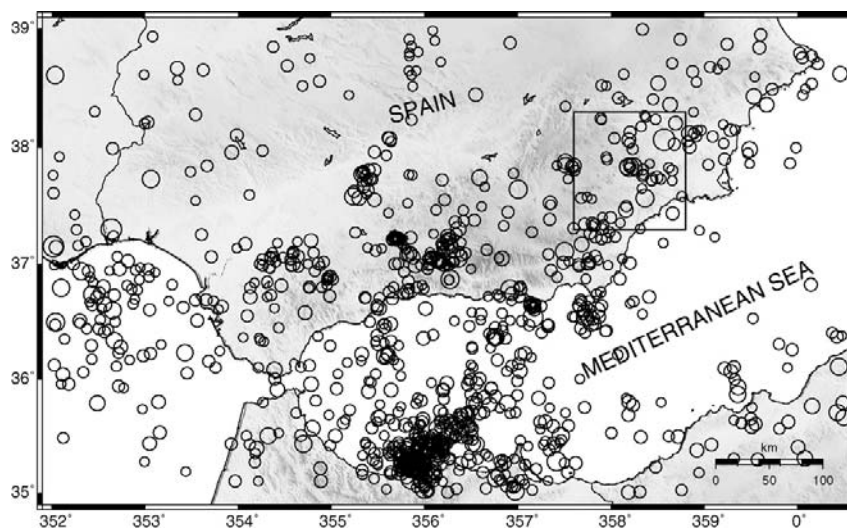


Fig. 1. Seismicity of S-Spain and surrounding area 1983–2007 ($m \geq 3.5$, Instituto Andaluz de Geofísica). The box in SE Spain marks the study area where the 2005 sequence occurred.

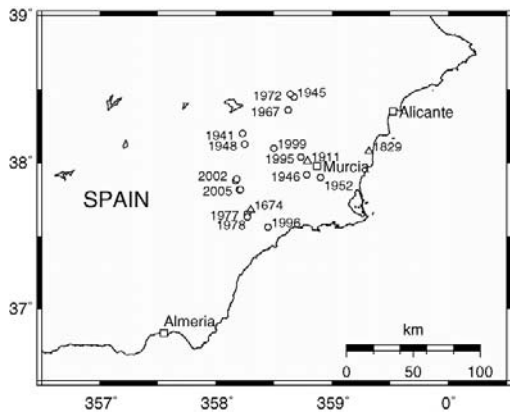


Fig. 2. Map with locations of the main historical events ($I_{max} > VIII$), triangles and instrumental events with magnitude >4 , circles that affected the region of Murcia.

serious damage, most notably the 1829 Torrevieja earthquake in the Province of Alicante ($I_{max} = IX-X$, estimated magnitude $M_s = 6.9$, Muñoz and Udías, 1991). The region of Murcia experienced a dozen earthquakes with magnitude larger than four during instrumental times. Maximum intensity of VIII was reached for two earthquakes in 1911 (near Torres de Cotillas and Lorquí, estimated magnitudes M_s of 5.7 and 5.3, Buforn et al., 2005) and for the 1948 earthquake near Cehegin. The following 50 years produced less significant earthquakes, but in the recent 8 years the region has experienced a notable succession of three seismic series: the first of them began on 2 February 1999 and had a main shock of M_W 4.8 located near the village of Mula, the second one started on 6 August 2002 close to the village of Bullas with a M_W 5.0 event, and the third one occurred on 29 January 2005, M_W 4.8, close to the village of La Paca. The three shocks had shallow foci and predominately strike-slip focal mechanisms (Mancilla et al., 2002; Martínez-Díaz et al., 2002; Stich et al., 2003, 2006; Buforn et al., 2005, 2006; Cesca et al., 2006; Benito et al., 2007).

The M_W 4.8 earthquake on 29 January 2005 (07:41:31) marked the beginning of the seismic series studied. The main shock was felt with a maximum intensity of VII and VI–VII (EMS 98) in La Paca and Zarcilla de Ramos close to the epicentre, causing surprisingly high damage for an event of this magnitude (Buforn et al., 2006; Benito et al., 2007). Several aftershocks were also felt by the population (29 January (08:10:57, M_W 3.6), 3 February (11:40:33, M_W 4.2) and 4 February (01:09:41, M_W 3.9)). The seismic activity decreased from 29 January until 3 February, when the M_W 4.2 shock drove up the rate of activity with 76 events recorded that day and 61 recorded on 4 February (Fig. 3), followed by a large number of aftershocks. While the overall evolution of the series appears complex, each of the two peaks alone satisfies Omori's law for the temporal decay of activity and the Gutenberg–Richter relation for the magnitude–frequency distribution, yielding b -value-estimates of 0.64 and 0.9, respectively (Benito et al., 2007). The duplication of patterns in the aftershock sequence and different moment tensor mechanisms for the main shock and

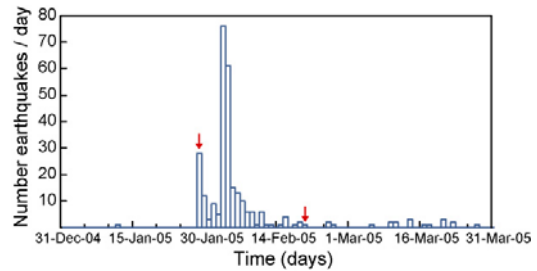


Fig. 3. Time–frequency distribution of the 2005 La Paca seismic series. Arrows indicate the initial and final date for analysis in this study (29 January–20 February).

largest aftershocks (Fig. 4) suggest that (at least) two different rupture processes are active during the seismic series.

For our study, we selected events that occurred between longitude $2.4^\circ-1.2^\circ W$ and latitude $37.3^\circ-38.3^\circ N$, during the 3-week period (from 29 January to 20 February) of maximum activity in the series, from the seismic catalogue of the Instituto Andaluz de Geofísica. The initial date of our analysis coincides with the day when series started whereas the final date, 20 February, was fixed taking into account that from that day the seismic activity clearly decreases and only sparse events occur (Fig. 3). With these criteria, 262 earthquakes were selected, with magnitudes between 1.2 and 4.8. For these earthquakes, we collected waveforms from seven seismic stations close to the epicentral area ($\sim 30-100$ km distance, Fig. 4), which were operating during the sequence (ACLR, ASCB, SESP and VELZ from Instituto Andaluz de Geofísica, EMUR and ETOB from Instituto Geográfico Nacional, and CART from GEOFON/Real Observatorio de la Armada/Universidad Complutense). All of them are three-component broad-band stations and they offer a good Azimuthal coverage of the earthquakes. We carefully hand-picked P- and S-arrivals in the seismograms, and obtained first hypocentral determinations for the 2005 series from single-event relocation (Hypocentre, Lienert and Haskov, 1995). The

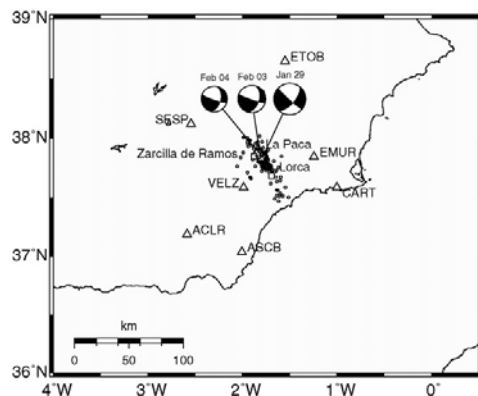


Fig. 4. Single earthquake relocations for 262 earthquakes of the La Paca sequence from 29 January 2005 to 20 February 2005 (circles, the location of the mainshock is marked by a star). Stations considered for the waveform analysis are represented by triangles while squares indicate the location of some of the villages near the epicentral area.

new locations group most of the seismicity very close to the main shock (Fig. 4), with most of the events located in the upper crust and showing a tendency to line up in approximately NW–SE direction. The main shock (37.84°N, 1.80°W) was relocated 5.5 km from the epicentre given by the Instituto Geográfico Nacional (37.88°N, 1.78°W) in the immediate proximity of Zarcilla de Ramos and La Paca, consistent with the highest macroseismic intensities observed there (Buforn et al., 2006; Benito et al., 2007). The difference in both locations reflects the different coverage of stations and velocity model used in our study.

3. Multiplet detection

Events with very similar waveforms at the same recording station are expected to be tightly clustered (Geller and Mueller, 1980), and are suitable for the relocation approach adopted in this study. In order to identify pairs of closely spaced earthquakes, a normalized moving-window cross-correlation analysis between pairs of seismograms was performed (Stich et al., 2001; Saccorotti et al., 2002; Kraft et al., 2006; Ruiz et al., 2006). The similarity between two waveforms was quantified as the maximum value of the cross-correlation coefficient, and the corresponding time lag of the traces was stored to obtain relative locations later on. Though multiplets should exhibit waveform similarity at all stations of a network, we decided to base multiplet detection in the single station VELZ, the closest one to the epicentral area, because it provides clearly the best signal-to-noise ratio for the smaller earthquakes of the series. We used time windows of length 2 s starting 0.5 s before our picked P and S onsets, and applied a bandpass filter between 1 and 15 Hz. P-wave correlations were measured on the vertical component, and S-wave correlations on the horizontal components. Window length and filter band were adjusted by trial and error by evaluating the performance in the following cluster analysis.

To classify similar earthquakes into clusters or families of multiplets, we use equivalence class sorting (Press et al., 1992). It achieves its purpose by establishing that if element A is similar to B and B is similar to C, then all the three elements A, B and C are assigned to the same cluster. Aster and Scott (1993) introduced the method to multiplet detection, regarding as similar elements two earthquakes that exceed two chosen threshold values imposed to the P-wave similarity (T_P) and to the S-wave similarity (T_S). A shortcoming of equivalence class sorting is that a single pair of similar elements is sufficient to collapse two formerly independent clusters into a single large one, even if other elements in the cluster show little similarity, which makes the fine-tuning of threshold values critical. We use the algorithm developed by Maurer and Deichmann (1995), which introduces a third threshold value named the cluster separation threshold (T_{SP}), to stabilize the cluster classification. It is imposed to the normalized scalar product of the corresponding rows of the S-wave cross-correlation matrix, thus assuring that similar elements show similar trends in their cross-correlations with all other events inside and outside the cluster, and that a high level of similarity throughout the different elements of the same family is maintained.

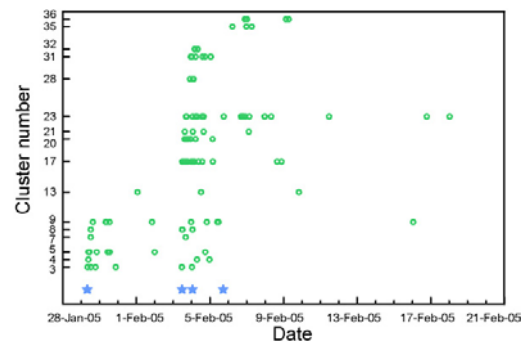


Fig. 5. Organization of 118 multiplets (45% of the initial data set) into 16 clusters with a minimum of 3 members. Further, 20 doublets were obtained but they have not been included in the master relative location procedure.

We tested different values of these thresholds until finding a reasonable compromise ($T_P = 0.7$, $T_S = 0.8$, $T_{SP} = 0.5$) between a possibly large number of clustered events and a high waveform similarity within all individual clusters. Not counting doublets, we obtained 16 clusters, composed of 3–25 multiplets (Fig. 5). They include a total of 118 earthquakes, 45% of the initial data set. Nearly all the clustered earthquakes occurred in the first 10 days after the mainshock, following the evolution of activity over the seismic series. The first six clusters initiate within 24 h after the first earthquake. A second phase of activity of seven clusters, starting within 24 h after the second largest earthquake ($M_W 4.2$) on 3 February, groups a higher number of earthquakes and contains the largest cluster nos. 17 and 23 (25 and 23 events, respectively). The two largest aftershocks on 3 and 4 February show very similar waveform and are grouped together in cluster no. 8, starting shortly after the mainshock. At this stage, we also define absolute cluster locations, as a reference for the relative location procedure, and to make another step towards a better spatial characterization of the series. Assuming that cluster extensions are small compared to the single-event location errors, we calculate absolute locations as the mean location of all multiplet events included in each cluster, thus averaging out random errors of the single locations (Fig. 6). Clusters group tightly around the mainshock and more than half of them are located less than 5 km away. An example for waveform similarity in a multiplet cluster (no. 3) is shown in Fig. 7.

4. Relative location of multiplets

Relative location of two events can be determined by P- and S-wave arrival-time differences to a given station, which are explained by origin time difference and travel-times differences as waves travel along different length propagation paths. For each cluster, a master event has been chosen based on the signal-to-noise ratio of waveforms, and all other events (slaves) are located relative to it. For a pair of master–slave events with very similar waveforms, we can take advantage of that similarity to define highly accurate relative time delays from the time lag of their cross-correlation maxima. A polynomial interpolator was applied to resample the cross-correlation function for

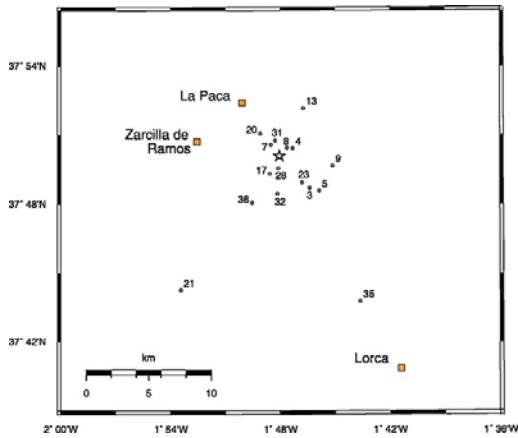


Fig. 6. Map showing the location of the 16 families with more than 3 members (circles); family numbers according to Fig. 5 have been labelled. Locations have been calculated as the mean location of all individual multiplets included in each of them. The depths of families are in the range 3–18 km. The main shock of the seismic series has been represented by a star.

waveforms with different sampling rate (100 s^{-1} at ETOB and EMUR, 50 s^{-1} at ACLR, ASCB, SESP and VELZ and 20 s^{-1} at CART), which allows estimating the position of the maximum with a formal precision about one order of magnitude beyond the original sampling rates. To obtain a common base line for all relative arrival times for a master–slave pair, the time lags were referenced to the zero-lag position of the correlation windows and the GPS times of the first samples in the seismograms.

Assuming that the hypocentral separation between multiplet earthquakes is small compared to the event–station distance, all ray-paths between the source volume and a common receiver are similar and leave the source volume practically parallel to each other. For parallel rays, arrival-time differences between master and slave at a given station depend linearly on the spatial offset between the two sources, and can be expressed by the origin time difference and the projection of relocation vector \mathbf{f} on the direction \mathbf{n} of the ray leaving the source volume:

$$\Delta t = \Delta T_0 - \frac{\mathbf{f} \cdot \mathbf{n}}{V} \quad (1)$$

where \mathbf{n} is the unit vector in the direction of the ray to the given station and V is the phase velocity at the cluster location of either P- or S-wave. This further implies the assumptions that P- and S-wave velocities are constant in the entire source volume of the cluster and during the period of occurrence of the multiplets. Strictly spoken, the changes in the stress field will probably change the velocity fields during observation, but such variations have been found to be small elsewhere (velocity variations and multiplets are treated in Poupinet et al., 1984; Haase et al., 1995). From m available time differences of P- and S-phases to different stations, a system of m linear equations is set up, and four unknowns can be determined: the three components of the relocation vector (Δx , Δy , Δz) and the difference in origin time. The elements of the forward matrix connecting data and model parameters depend on the velocity model, cluster location and station geometry. Take-off angles and ray vectors \mathbf{n} were computed through ray tracing in a simple velocity model, consisting of a 2-km thick layer ($v_p = 5.4 \text{ km/s}$, $v_s = 3.1 \text{ km/s}$) over a half space ($v_p = 6.1 \text{ km/s}$, $v_s = 3.5 \text{ km/s}$). The problem of matrix inversion and model parameter determination was solved in a least-square sense by singular value decomposition (Press et al., 1992). Errors of model parameters are described by the model covariance matrix that – in its diagonal form – gives us the orientation and the lengths of the principal error axes of the square standard deviations of the data (e.g. Lay and Wallace, 1996).

Examples of relocation of multiplets (cluster nos. 17, 9 and 5) are plotted in Fig. 8. The by far largest axis of the error ellipsoid coincides approximately with the z -direction, representing vertical relocation error. Due to the recording geometry (the closest station is 32 km from the main shock) depth resolution is low (errors reach the order of kilometres) and will not be interpreted in this study. Relocated multiplets show very tight clustering of the epicentre distributions with typical horizontal dimension of about 500 m. Evidently, multiplet relocations collapse strongly in the vicinity of the average cluster location, compared to the distribution of the same earthquakes before being relocated, as shown in panels (a) and (b) of Fig. 9, respectively.

Multiplets within a cluster are commonly expected to originate on the same fault plane to explain the coherency of seismograms. The local directions of those faults can be determined by fitting a plane to the relocated multiplet hypocentres within each cluster. The best-fitting planes were defined to minimise the L1-norm of distances of the relocated events to that plane (Stich et al., 2001). Dip directions are practically vertical (near 90°) but this is an artificial and unrealistic prolongation of the clusters in vertical direction due to the large scatter of the relocated events in depth. Azimuth values reveal a predominant trend with an average direction of $N145 \pm 17^\circ E$ which approximately corresponds to lineaments defined by clusters number 7, 17, 23, 31 and 36. This trend is considered the most important one as it represents 53% of the relocated multiplets. There are also two secondary groups of epicentre lineaments with approximate directions $N6 \pm 6^\circ E$ (cluster nos. 8, 9, 21 and 28, which

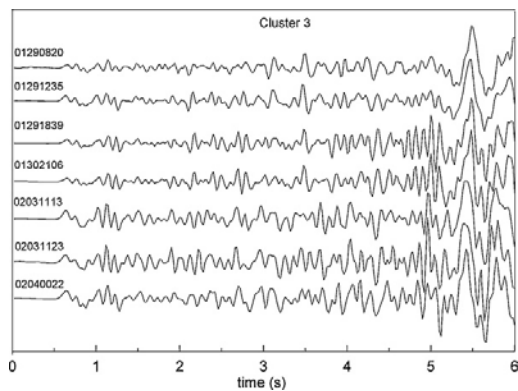


Fig. 7. Example for waveform similarity within a multiplet family (normalized seismograms for cluster no. 3 at station VELZ) showing P- and S-arrivals.

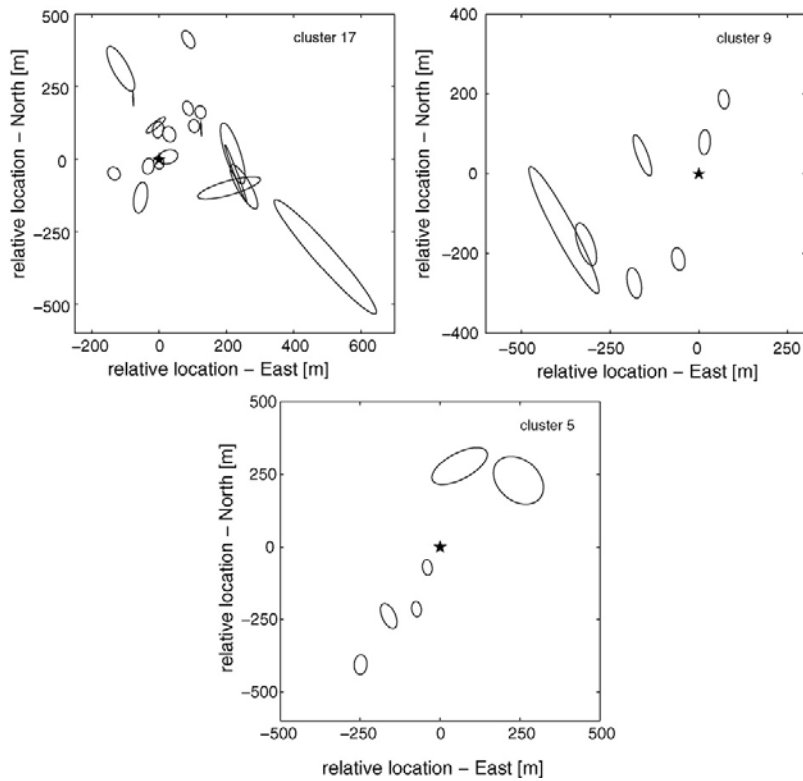


Fig. 8. Precise relative locations of multiplets within three clusters. The corresponding master events are represented by a star at relative coordinates (0, 0). Horizontal planes of the 68.3% confidence ellipsoids have been plotted. The chosen examples show predominant average directions of epicentre distributions, of about N145°E (cluster no. 17), N6°E (cluster no. 9) and N40°E (cluster no. 5).

include 20% of the relocated multiplets) and N40 ± 7°E (cluster nos. 3–5 and 35, which include 17% of the relocated multiplets) (Table 1 and Fig. 10). Two of the clusters (no. 17 – Fig. 8 – and no. 23) appear to show both NW–SE and SE–NW subtrends, suggesting that they image intersections of both fault systems.

5. Principal component analysis

Principal component analysis is a multivariate statistical method for reducing multidimensionality of a data set to a lower

dimension. PCA has been applied here to the characterization of a system of active faults from our relocated hypocentres of earthquakes, in order to determine the local rupture ellipsoid and to retrieve the main planes along which earthquakes occurred (Michelini and Bolt, 1986; Posadas, 1991; Posadas et al., 1993). PCA represents a more general approach towards the identification and quantification of spatial trends, and differs from our previous interpretation in two other aspects. First, it takes into account the temporal occurrence of events and their proximity in time. Second, it was applied to the entire set of relocated

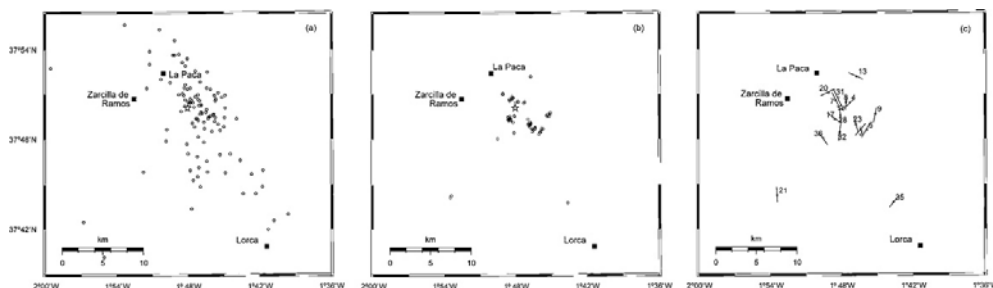


Fig. 9. Map showing the location of the 118 multiplets included in some of the clusters (a) before being relocated and (b) after master relative location. A higher concentration of relocated seismicity can be observed. In both cases main shock has been represented by a star and the locations of some of the main villages near the epicentral area have been indicated by triangles. (c) Map showing the trends of planes fitted to the relocated clusters, with predominant orientations around N145°E and N6°E and N40°E.

Table 1
Best fitting planes through relocated multiplet clusters

Cluster number	Number of events	Azimuth (°)	Dip (°)
3	7	41	83
4	3	44	83
5	7	30	88
7	3	153	89
8	4	6	87
9	10	12	86
13	3	114	86
17	25	126	87
20	9	64	88
21	4	177	87
23	23	163	86
28	3	177	88
31	7	155	86
32	3	7	88
35	3	40	87
36	4	144	89

multiplets instead of single clusters only, that is, it considers the multiplet distribution within clusters as well as the relative locations between clusters (Fig. 9b), which were obtained by collapsing the single event locations to their mean value (see above). It thus merges two types of relative hypocentre locations with different accuracies, which we have to keep in mind when interpreting the results.

The point of departure for PCA is a set of N events written in a matrix form, whose rows are the earthquakes and whose columns contain hypocentral information relative to those earthquakes. The coordinates of hypocentres are used to define a scatter matrix

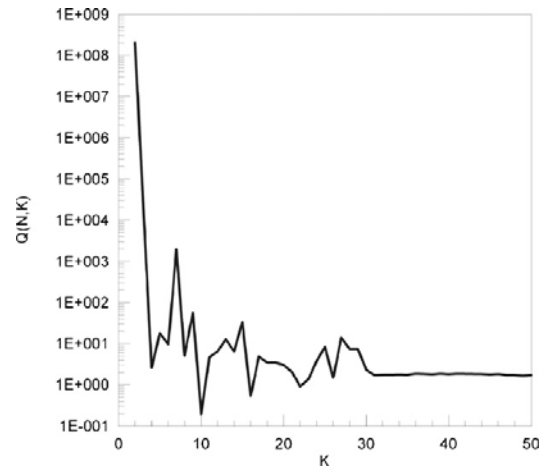


Fig. 11. Plot of function $Q(N, K)$ vs. the sliding window length K for the spatio-temporal PCA. The curve becomes near-constant for values of K around 30, and a sliding window of $K=31$ events was selected in this study.

S , whose elements are given by Cooley and Lohnes (1971):

$$S_{im} = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K (x_{ji} - X_{0i})(x_{jm} - X_{0m}), \quad i, m = 1, 2, 3 \quad (3)$$

where j is the event number, and x are the spatial coordinates of the hypocentres with the subscripts (i, m) taking values of 1, 2 and 3 corresponding to longitude, latitude and depth, respectively. X_0 are calculated by

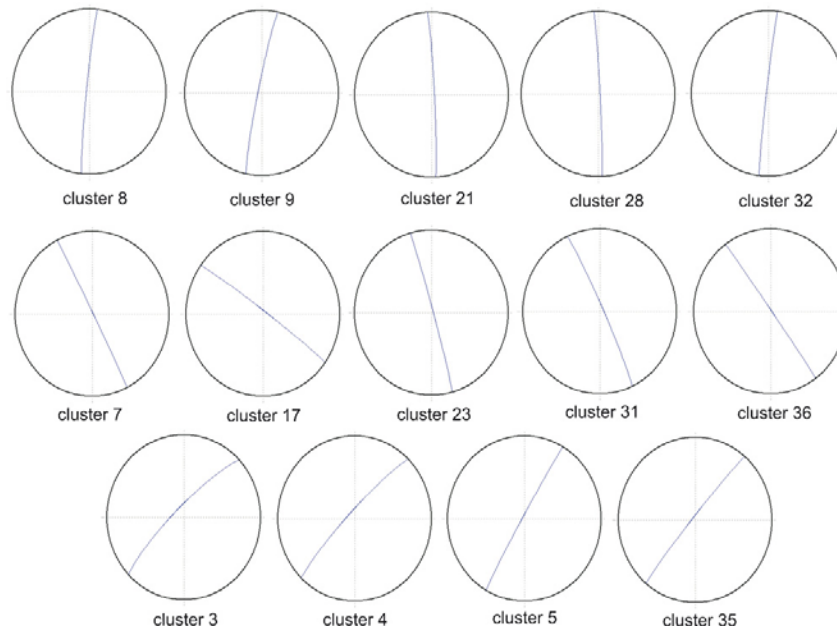


Fig. 10. Equiareal projections of the best-fitting planes through relocated multiplet clusters. Cluster numbers 7, 17, 23, 31 and 36 show epicentre lineaments with an average direction of $N145 \pm 17^\circ E$. There are also two secondary epicentre lineaments with approximate directions $N6 \pm 6^\circ E$ and $N40 \pm 7^\circ E$, which correspond, respectively, to cluster numbers 8, 9, 21, 28 and 32 and cluster numbers 3–5 and 35.

Table 2
Planes characterizing temporal evolution of rupture process

PCA						
Plane	NCP	Azimuth (°)	Dip (°)	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)
(a)	2	144	60	−1.785	37.821	10.0
(b)	2	44	70	−1.790	37.823	10.2
(c)	4	11	44	−1.792	37.824	10.1
(d)	5	147	35	−1.797	37.825	10.3
(e)	2	49	73	−1.807	37.827	10.5
(f)	5	39	84	−1.807	37.827	10.4
(g)	2	6	80	−1.807	37.827	10.0
(h)	2	9	89	−1.806	37.825	9.5
(i)	2	16	11	−1.803	37.829	9.3
(j)	4	173	88	−1.802	37.828	9.3
(k)	3	141	88	−1.799	37.827	8.9
(l)	12	17	90	−1.799	37.825	8.7
(m)	4	13	76	−1.793	37.822	8.4

NCP indicates the number of time consecutive planes used in the construction of the average plane and gives an idea of its relative importance. Other columns represent azimuth and dip values of the plane as well as spatial location (longitude, latitude and depth) of the ellipsoid.

$$X_{0m} = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K x_{jm}, \quad m = 1, 2, 3 \quad (4)$$

and represent the arithmetic average of the three Cartesian coordinates of the hypocentre. The scatter matrix is diagonalized, giving as eigenvectors the axes of an ellipsoid which best least-square fits the original cloud of hypocentres, and the length of these axes as the positive square roots of the eigenvalues λ_m . As this ellipsoid determines the fracture planes associated to earthquakes, Michelini and Bolt (1986) called it local rupture ellipsoid (LRE). If the ratio between the largest and the smallest eigenvalue is less than 2.5, the LRE will be considered volumetric and will be rejected, else the two largest eigenvalues are assumed to define the rupture plane (Posadas, 1991).

To infer the evolution of the rupture process in time, the scatter matrix (S_{im}) is constructed by using subsets of K earthquakes, in temporal order of their occurrence. A sliding window of K events is displaced along the whole set of earthquakes. We begin with the first one and take the following $K - 1$, so if there is a set of N events, a total of $N - K + 1$ LRE's will be available. The optimal value of K is that which makes the function $Q(N, K)$ constant (Ebbelin and Michelini, 1986).

$$Q(N, K) = (N - K + 1)^{-1} \sum_{q=1}^{N-K+1} \frac{\lambda_2^q(K)}{\lambda_3^q(K)} \quad (5)$$

where q is the number of the window and λ_2^q and λ_3^q are the average and the smallest eigenvalues, respectively. Here, the optimal

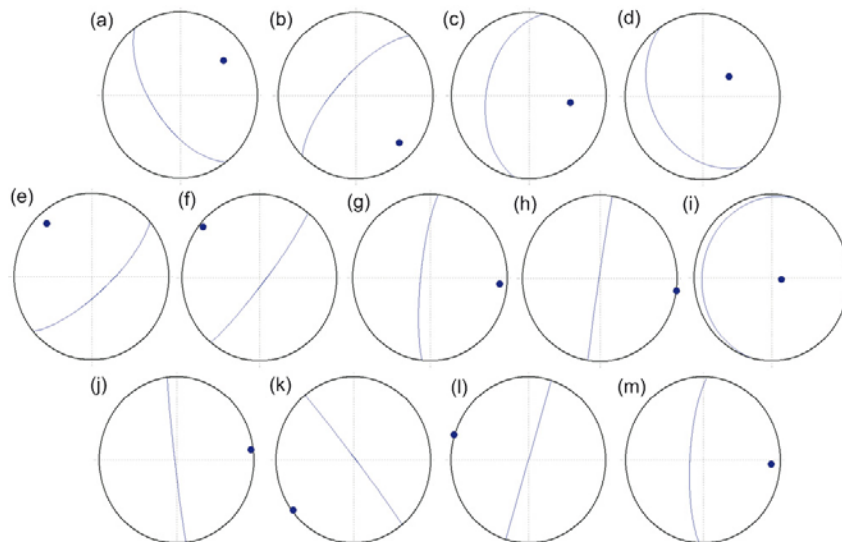


Fig. 12. Temporal evolution of the rupture process modelled by PCA. Equiareal projections of the planes are represented consecutive in time. Three principal directions are found: N145 ± 3°E (projections (a), (d) and (k)), N42 ± 4°E (projections (b), (e) and (f)) and N14 ± 4°E (projections (c), (g)–(i), (l) and (m)).

Table 3

Moment tensor solutions for the 2005 La Paca earthquake and the two largest aftershocks (from Stich et al., 2006; Benito et al., 2007)

Date (y/m/d)	Time	Fault angle parameters (strike/dip/rake)	CLVD (%)	M_0 (Nm)	M_W
2005/01/29	07:41:31	132/85/−153; 40/63/−5	3	1.62×10^{16}	4.8
2005/02/03	11:40:33	110/84/−136; 15/46/−7	6	2.44×10^{15}	4.2
2005/02/04	01:09:41	109/82/−136; 11/47/−10	3	8.65×10^{14}	3.9

The double-couple component is represented by fault angle parameters for the two nodal planes. The non-double-couple reminder (CLVD) is given in percent. M_0 is the seismic moment and M_W the moment magnitude.

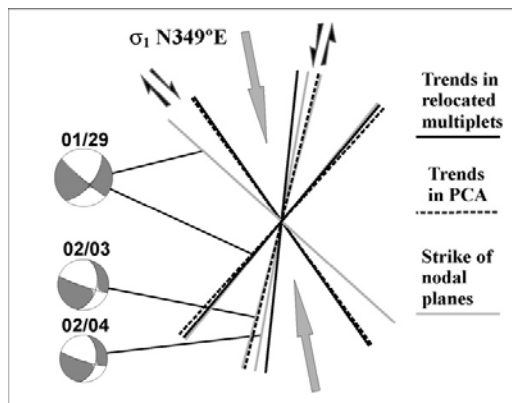


Fig. 13. Trends of seismicity from multiplet analysis (black solid lines), from PCA analysis (black dotted lines) and trend of nodal planes of moment tensor mechanisms (from Benito et al., 2007, grey solid lines) concentrate along $\sim N10^\circ E$, $\sim N40^\circ E$ and $\sim N140^\circ E$ directions, with opposite sense of slip, showing the simultaneous activity of conjugate strike-slip faults. The regional maximum stress direction (grey arrows, from Stich et al., 2006) is consistent with local deformation.

length of the sliding window was chosen as $K=31$ (Fig. 11). This analysis provides information about the number of LRE's constructed through K time-consecutive earthquakes having a predominant planar structure.

The most relevant planes obtained from our spatio-temporal analysis of the rupture process are reported sequentially in Table 2. From Table 2 and the stereographic projection (Fig. 12) the process shows an evolution of the rupture characterized by three principal trends active during all the series: $N145 \pm 3^\circ E$ (projections (a), (d) and (k)), $N42 \pm 4^\circ E$ (projections (b), (e) and (f)) and $N14 \pm 4^\circ E$ (projections (c), (g)–(i), (l) and (m)). The dominant trends determined by the PCA method are in excellent agreement with the three orientations, $N145^\circ E$, $N40^\circ E$ and $N6^\circ E$, obtained from fitting planes to individual multiplets.

6. Conclusions

We analysed the 2005 La Paca (Southeastern Spain) seismic series, using a total of 262 earthquakes occurred during the 3 weeks posterior to the occurrence of the M_W 4.8 main shock on 29 January. Events have magnitudes from 1.2 to 4.8, and single event location depths mainly in the range 0–15 km. We identified similar events, called multiplets, from moving-window cross-correlation analysis of waveforms recorded at VELZ station. The similarity between waveforms was quantified through

the maximum cross-correlation, and events that exceed three thresholds applied to P-wave similarity, S-wave similarity and the normalized scalar product of the corresponding rows of the S-wave cross-correlation matrix were grouped through an equivalence class analysis. Sixteen clusters with 3–25 elements were detected, including nearly half of earthquakes involved in the analysis. Within each multiplet cluster, relocations relative to a master event were calculated by linear inversion of precise relative phase arrival times from cross-correlation analysis. Relative epicentres were obtained with an accuracy less than a few hundreds of metres whereas depth shows a higher uncertainty, with errors up to several kilometres, due to the lack of observations at short epicentral distance. As a consequence, dip values of the hypocentre distribution appear to be closer to 90° , and restrict the interpretation to the epicentre distribution and lateral trends of seismicity. The clear elongations of several multiplet clusters (Fig. 8) in fact suggest that most of the seismicity occurs along rather steeply dipping planes.

We quantified relative epicentre alignments in two different ways. First, planes are fit to the precise relocations within each individual multiplet, giving as the most relevant trend a $N145 \pm 17^\circ E$ orientation, and two more groups of clusters showing trends of $N6 \pm 6^\circ E$ and $N40 \pm 7^\circ E$ (Table 1 and Fig. 10). Second, the spatio-temporal pattern of the series is analysed through PCA, applied to the entire dataset of relocated multiplets. Here, the most relevant trends inferred have azimuths $N145 \pm 3^\circ E$, $N42 \pm 4^\circ E$ and $N14 \pm 4^\circ E$ (Table 2). An entirely independent piece of information about the geometry of the seismic series is available from moment tensor source mechanisms, which were obtained from inversion of three-component intermediate-period seismograms at up to 12 near-regional stations (Stich et al., 2006; Benito et al., 2007). The three multiplet directions ($N145^\circ E$, $N6^\circ E$ and $N40^\circ E$), as well as the three main directions obtained from ACP ($N145^\circ E$, $N14^\circ E$ and $N42^\circ E$), are present in the focal mechanisms of the three largest shocks, showing nodal planes with trends of $N132^\circ E$, $N15^\circ E$, $N11^\circ E$ and $N40^\circ E$ (Table 3). This does not permit to identify the fault plane of the main shock as both nodal planes appear in the multiplet directions, but the excellent agreement from both types of analysis permits one to associate the $N145^\circ E$ and $N6^\circ E$ or $N40^\circ E$ multiplet clusters with right-lateral and left-lateral strike-slip faulting, respectively (Fig. 13).

These sets of planes include acute angles towards North and South and kinematics involving opposite sense of shear, which characterizes them as conjugate faults. These faults form part of a major belt of distributed shear deformation that extends from southeastern Spain over the Alboran Sea. The orientation of $N349^\circ E$ of the maximum principal stress σ_1 in the shear belt

(Stich et al., 2006) is close to the bisecting line of the acute angle between the N145°E and the N6°E multiplet faults, indicating a coincidence of local deformation and average regional stress conditions (Fig. 13). From Fig. 5 we see that activity on patches of either direction occurs simultaneously, a feature that has been occasionally identified in complex strike-slip faulting sequences (e.g. Smith and Priestley, 2000; Hauksson et al., 2002). This implies stress concentration at the intersection of the conjugate fault systems, which can contribute to the intensity of the aftershock sequence. We finally note that multiplet results for the 2005 series are different from our initial intuitive notion of the spatio-temporal pattern: the two peaks in the seismicity evolution, accentuated by the occurrence of larger earthquakes of different focal mechanism at the onset of each peak, may appear consistent with a temporal succession of two different rupture processes, but the multiplet assignment confirms that the presupposed second rupture process is active from the very beginning of the series, and the presupposed first rupture process does even account for the majority of events in the second burst of activity.

Acknowledgements

We would like to thank the Instituto Geográfico Nacional (stations EMUR and ETOB) and GEOFON Program (station CART) for making available waveforms used in this study. We are very grateful to Editor George Helffrich and to two anonymous reviewers whose comments have helped us to improve and enrich the manuscript. We also appreciate the comments and suggestions proposed by Gerardo Alguacil. This study has been supported by CICYT, projects REN2003-08159-C02-02, CGL2005-04541-C03-01-BTE, CGL2007-66745-C02-01/BTE and by the FPI program of the Spanish Ministry of Education and Science.

References

- Alparone, S., Gambino, S., 2003. High precision locations of multiplets on southeastern flank of Mt. Etna (Italy): reconstruction of fault plane geometry. *Phys. Earth Planet. Inter.* 135, 281–289.
- Aster, R.C., Scott, J., 1993. Comprehensive characterization of waveform similarity in microearthquake datasets. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 4, 1307–1314.
- Benito, B., Capote, R., Murphy, P., Gaspar-Escribano, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Tsige, M., Stich, D., García-Mayordomo, J., García Rodríguez, M.J., Jiménez, M.E., Insúa-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Canora, C., 2007. An overview of the damaging and low magnitude M_W 4.8 La Paca earthquake on 29 January 2005: context, seismotectonics, and seismic risk implications for southeast Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97, 671–690.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C., 2004. Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.* 161, 623–646.
- Bufo, E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C., Muñoz, D., Rodríguez, I., 2005. Study of the damaging earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain, region: seismotectonic and seismic-risk implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 549–567.
- Bufo, E., Cesca, S., Gódog, T., del Fresno, C., Muñoz, D., 2006. The Bullas (Murcia, SE Spain) January 29, 2005 earthquake. *J. Seismol.* 10, 65–72.
- Cesca, S., Bufo, E., Dahm, T., 2006. Amplitude spectra moment tensor inversion of shallow earthquakes in Spain. *Geophys. J. Int.* 166, 839–854.
- Cooley, W.W., Lohnes, P.P., 1971. *Multivariate data analysis*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Deichmann, N., García-Fernández, M., 1992. Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophys. J. Int.* 110, 501–517.
- Douglas, A., 1967. Joint epicentre determination. *Nature* 215, 47–48.
- Ebblin, C., Michelini, A., 1986. A principal parameters analysis of the aftershock sequences applied to the 1977 Friuli, Italy, sequence. *Ann. Geophys. B* 4, 473–480.
- Fitch, T.J., 1975. Compressional velocity in source regions of deep earthquakes: an application of the master event technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 156–166.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F., Torcal, F., 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): example of a late Miocene—present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 686–702.
- Geller, R.J., Mueller, C.S., 1980. Four similar earthquakes in central California. *Geophys. Res. Lett.* 7, 821–824.
- Haase, J.S., Shearer, P.M., Aster, R.C., 1995. Constraints on temporal variations in velocity near Anza, California, from analysis of similar event pairs. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 194–206.
- Hauksson, E., Shearer, P., 2005. Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, part 1: results using the double-difference method. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 1353–1368.
- Hauksson, E., Jones, L.M., Hutton, K., 2002. The 1999 M_W 7.1 Hector Mine, California, Earthquake Sequence: complex conjugate strike-slip faulting. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1154–1170.
- Hemmann, A., Meier, T., Jentzsch, G., Ziegert, A., 2003. Similarity of waveforms and relative relocalisation of the earthquake swarm 1997/1998 near Werdau. *J. Geodyn.* 35, 191–208.
- Hurukawa, N., Tsuji, Y., Waluyo, B., 2003. The 1998 Papua New Guinea earthquake and its fault plane estimated from relocated aftershocks. *Pure Appl. Geophys.* 160, 1829–1841.
- Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H., 2006. High-precision relocation and focal mechanisms of the 2002 rain-triggered earthquake swarms at Mt Hochstaufen, SE Germany. *Geophys. J. Int.* 167, 1513–1528.
- Lay, T., Wallace, T.C., 1996. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego.
- Lienert, B.R., Haskov, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismol. Res. Lett.* 66, 26–36.
- Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- Mancilla, F., Ammon, C.J., Herrmann, R.B., Morales, J., 2002. Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics* 354, 139–155.
- Mandal, P., Narsaiah, R., Sairam, B., Satyamurty, C., Raju, I.P., 2006. Relocation of early and late aftershocks of the 2001 Bhuj Earthquake using joint hypocentral determination (JHD) technique: implication toward the continued aftershock activity for more than four years. *Pure Appl. Geophys.* 163, 1561–1581.
- Martínez-Díaz, J.J., Rigo, A., Louis, L., Capote, R., Hernández-Henrile, J., Carreño, E., Tsige, M., 2002. Caracterización geológica y seismotectónica del terremoto de Mula (Febrero 1999, Mb 4.8) mediante la utilización de datos geológicos, sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR). *Geogaceta* 31, 157–160.
- Massa, M., Eva, E., Spallarossa, D., Eva, C., 2006. Detection of earthquake clusters on the basis of waveform similarity: an application in the monferrato region (Piedmont, Italy). *J. Seismol.* 10, 1–22.
- Maurer, H., Deichmann, N., 1995. Microearthquake cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss Alps. *Geophys. J. Int.* 123, 588–600.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.* 155, 126–138.
- Michelini, A., Bolt, B.A., 1986. Application of the principal parameters method to the Coalinga, California, aftershock sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 409–420.
- Muñoz, D., Udías, A., 1991. Three large historical earthquakes in southern Spain. In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, pp. 175–182.

- Posadas, A.M., 1991. Análisis espacio-temporal de series sísmicas. Aplicación a las Béticas centrales. PhD Thesis, University of Granada, Granada, 480 pp.
- Posadas, A.M., Vidal, F., De Miguel, F., Alguacil, G., Peña, J., Ibáñez, J.M., Morales, J., 1993. Spatial-temporal analysis of a seismic series using the principal components method: the Antequera series, Spain, 1989. *J. Geophys. Res.* 98, 1923–1932.
- Poupinet, G., Ellsworth, W.L., Frechet, J., 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquakes doublets: an application to the Calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.* 89, 5719–5731.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J.A., González-Cortina, J.M., López, C., 2006. Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees: aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake. *Geophys. J. Int.* 166, 238–252.
- Saccorotti, G., Carmona, E., Ibáñez, J.M., Del Pezzo, E., 2002. Spatial characterization of Agron, southern Spain, 1988–1989 seismic series. *Phys. Earth Planet. Interior* 129, 13–29.
- Scarfi, L., Langer, H., Gresta, S., 2003. High-precision relative locations of two microearthquake clusters in Southeastern Sicily, Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 93, 1479–1497.
- Schaff, D.P., Richards, P.G., 2004. Lg-wave cross correlation and double-difference location: application to the 1999 Xiuyan, China, sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 867–879.
- Scherbaum, F., Wendler, J., 1986. Cross spectral analysis of Swabian Jura (SW Germany) three-component microearthquake recordings. *J. Geophys.* 60, 157–166.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P., Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophys. J. Int.* 169, 1180–1200.
- Smith, K.D., Priestley, K.F., 2000. Faulting in the 1986 Chalfant, California, sequence: local tectonics and earthquake source parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 813–831.
- Stich, D., Alguacil, G., Morales, J., 2001. The relative locations of the multiplets in the vicinity of the Western Almeria (Southern Spain) earthquake series 1993–1994. *Geophys. J. Int.* 146, 801–812.
- Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- Vidal, F., 1986. *Sismotectónica de la Región Béticas-Mar de Alborán*. PhD Thesis, University of Granada, Granada.
- Waldhauser, F., Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 1353–1368.

