

***Estudio de fallas activas en la Cordillera
Bética Oriental entre 3°-0° O y 36°30'-
38°30'N***

**Autora: Alba Gil de la Iglesia
Director: Giorgi Khazaradze
Departament de Geodinàmica i Geofísica
4 de julio de 2008**

Resumen

Se estudian fallas de la Cordillera Bética Oriental, entre $3^{\circ}-0^{\circ}$ O y $36^{\circ}30'-38^{\circ}30'$ N, una de las zonas más activas de la Península Ibérica, debido a la convergencia entre las placas Africana y Eurasia que provoca el movimiento de la Zona de Cizalla Trans-Alborán, formada por las fallas de Bajo Segura, Carrascoy, Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras. Por su proximidad y por ser límite entre las unidades tectónicas de la Cordillera Bética, también se han estudiado las fallas de Crevillente y la Norbética.

La actividad de las fallas se ha estudiado a partir de los datos de terremotos registrados desde 1900. Su comportamiento cinemático se ha deducido de los mecanismos focales a partir del registro instrumental, pero la escasez de terremotos de magnitud superior a $3.5 M_w$ impide caracterizar correctamente las fallas del Bajo Segura, Crevillente y Norbética. Se ha completado el estudio con datos de GPS de la red CuaTeNeo, pero esta red se circunscribe a las fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia, hecho que impide que se pueda determinar el comportamiento sísmico de las fallas de Crevillente y Norbética.

A partir de los datos se han determinado los comportamientos sísmicos para Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia. Para todas ellas se han registrado movimientos extensivos (0.9, 0.8 y 0.3 mm/año respectivamente) y de desgarre siniestro para Palomares y Alhama de Murcia (0.6 y 0.2 mm/año) y diestro para Carboneras (1.5 mm/año), si bien los datos insuficientes para esta falla provocan errores muy elevados. Se ha determinado la magnitud máxima potencial para las tres fallas en aproximadamente $7.4 M_w$, si bien debe considerarse orientativa al no haberse incluido los errores registrados por los GPS.

Por esta razón se recomienda un estudio GPS más intenso en la zona de Carboneras y su extensión hasta Crevillente.

Índice

Resumen	0
1. Introducción.....	3
2. Objetivo y metodología	5
3. Situación geográfica y geológica.....	6
3.1. Introducción.....	6
3.2. Unidades de las Béticas	7
3.2.1. Las Zonas Externas	9
3.2.2. Las Zonas Internas	10
3.2.3. Complejo del Campo de Gibraltar	11
3.2.4. Las Cuencas Neógenas	13
3.3. Estructuración geológica de la Cordillera Bética	13
4. Caracterización sismo-tectónica de la zona de estudio	16
4.1. Datos sismológicos	16
4.2. Mecanismos focales.....	26
4.2.1. Metodologías de estudio de un mecanismo focal.....	26
4.2.1.1. Método de polaridades de Ondas P	26
4.2.1.2. El método del Tensos Momento Sísmico (TMS)	27
4.2.2. Estudio de los mecanismos focales de la zona.....	29
4.3. Estudio de fallas a partir de GPS	35
4.3.1. Introducción	35
4.3.2. Cálculos de los parámetros básicos.....	35
4.3.3. Cálculo de esfuerzos en la (Cordillera Bética Oriental)	37
5. Discusión	46
6. Conclusiones.....	48
Referencias Bibliográficas.....	49
Páginas Web	53
Anejo 1: Scripts de GMT de los mapas.....	54

1. Introducción

La sismicidad se expresa como la distribución de los terremotos en el espacio, en función del tiempo y tamaño, por eso debe estar bien definida por sus características y por su forma de representarla. El contenido de la información sísmica depende de la época a considerar, se van emplear diferentes métodos de registro para determinar la sismicidad en el tiempo, se empezará con registros de Paleosismicidad, Arquesismicidad y Sismicidad Histórica y a continuación se seguirá el Periodo Intermedio y los Registros Instrumentales.

La definición de los diferentes métodos se hará siguiendo la evolución de los tiempos (Martínez-Solares, 2003):

- **Paleosismicidad:** consiste en los estudios de las fallas y de sus huellas plasmadas sobre la superficie, de los terremotos de hace décadas, siglos o milenios. Se interpretan mediante la geología.
- **Arquesismicidad:** se determina a partir de fuentes literarias. No se trabaja con datos geológicos.
- **Sismicidad Histórica:** proviene fundamentalmente de textos escritos y de los daños producidos por un terremoto, que abarcaría hasta el 1900.
- **Periodo Intermedio:** compuesto por datos macrosísmicos que corresponden a los registros obtenidos desde 1901 hasta 1962. Coincide con la instalación de estaciones pertenecientes a la red mundial WWSSN.
- **Registro Instrumental:** se inicia el 1963 y es el que se utiliza en la actualidad. Se trabaja con los datos instrumentales y se complementan con información instrumental macrosísmica.

La primera manera de expresar la sismicidad se hace a partir de los catálogos sísmicos. Los catálogos sísmicos recogen la fecha, intensidad y localización epicentral de los terremotos. Los catálogos se han mejorado con el número de estaciones sísmicas, la magnitud equivalente, factores de calidad del epicentro y la intensidad. La creación de bases de datos de información macrosísmica, en las que se almacena la intensidad de cada terremoto, sus coordenadas, los niveles de daño, los efectos sismogeológicos, etc., permiten una mejor utilización de los datos y un cálculo más formalista de los parámetros de interés, al tiempo que permite asignar un factor de calidad a la Intensidad máxima o epicentral.

Los epicentros macrosísmicos no deberían necesariamente coincidir con los instrumentales ya que ambos tienen distintos significados físicos: el instrumental es la proyección del foco sobre la superficie y el macrosísmico es la deformación por el área de máximo daño.

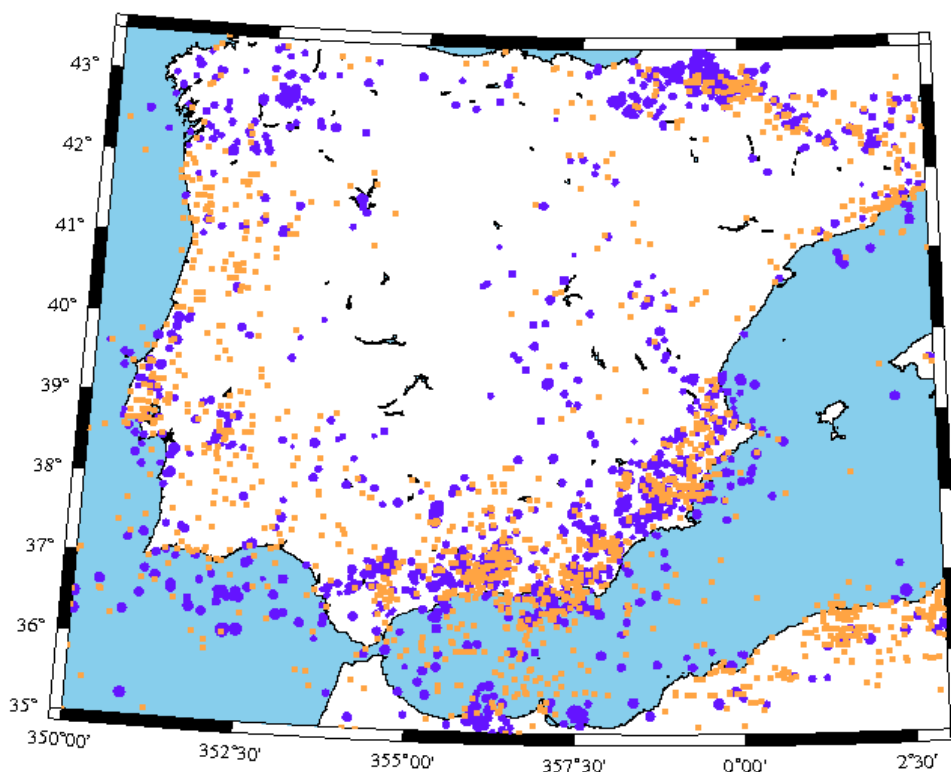


Figura 1. Mapa de la Península Ibérica donde se refleja los datos de macrosismicidad y los registros instrumentales obtenidos de IGN (1901-2008).

En la Figura 1, se refleja la distribución de sismicidad histórica de la Península Ibérica, se usa el color naranja para los valores de macrosismicidad y el color azul los valores de registro instrumental. No se han reflejado los valores de anteriores a esta época, debido a que no son muy precisos por haberse obtenido a partir de intensidades deducidas de descripciones no especializadas.

Con el mapa se quiere dar a entender el porqué se realiza un estudio de sismicidad en la Cordillera Bética Oriental. Como se observa, es la zona de la Cordillera Bética la que presenta una mayor concentración de terremotos. Más adelante se hará hincapié en una zona concreta de la Cordillera Bética relacionando los datos de sismicidad histórica con los anteriores para ver como ha evolucionado a lo largo del tiempo. En ningún momento se quiere dar a entender que esta región sea la zona con valores de magnitud sísmica más elevados, ya que como se observa hay otras dos zonas (Gibraltar y el Norte de África) con una concentración considerable de datos sísmicos. La Cordillera Bética, Gibraltar y el Norte de África forman parte de una misma estructura, el Cinturón Bético-rifeño, que se describirá más adelante.

2. Objetivo y metodología

El objetivo principal de este trabajo es el estudio de fallas activas de la Cordillera Bética ya que se trata de la zona tectónicamente más activa de la Península Ibérica. Como la Cordillera Bética es de grandes dimensiones, el estudio se realizará en una zona más reducida, en la parte más oriental de la cordillera, entre 36° a 38°30' Norte y 0° a 3° Oeste.

Se trabajará con datos registrados de sismicidad de la zona estudiada y datos de movimiento de falla obtenidos con GPS. De esta manera se hará un estudio a partir de los mecanismos focales de los terremotos registrados representados en una proyección estereográfica o *beach balls* y así poder evaluar el riesgo sísmico.

Para ello se deberán lograr diferentes objetivos:

1. Realizar un mapa de sismicidad con los valores obtenidos de los últimos años. Con el mapa de sismicidad de la zona se podrá observar o delimitar las zonas de fallas más activas y así hacer una comparación o evaluación de la evolución de éstas. Para la elaboración del mapa se deberá aprender a utilizar un programa de SIG, lenguaje de programación CSH de Linux; el programa en cuestión es **GMT (Generic Mapping Tools)**, pero para poder trabajar con los datos y las fallas. También se trabajará con **Global mapper**, programa que se utiliza para la digitalización de mapas o imágenes.
2. Una vez creado el mapa de sismicidad se realizará un estudio de las fallas más activas a partir de mecanismos focales, de esta manera se podrá ver que campo de esfuerzos presentan las fallas asociadas, para ello también se utilizará el programa GMT.
3. Estudiar el movimiento relativo de las fallas y su deformación a partir de datos de GPS para la zona del SE de las Béticas (las fallas de Carboneras, de Palomares y de Alhama de Murcia). A partir de los datos de la red de GPS CuaTeNeo se podrá ver qué velocidades de deformación tienen las fallas actualmente activas, ya que se trata de una técnica de estudio bastante reciente.

3. Situación geográfica y geológica

3.1. Introducción

La Cordillera Bética consiste en un conjunto de sistemas montañosos que se extienden por el sur de la Península Ibérica, desde el golfo de Cádiz hasta Alicante y llega hasta las Baleares, con un recorrido de más de 600 Km., siendo por sus dimensiones, el más importante de España. Está formada por los relieves situados al Sur del río Guadalquivir y los que continúan hasta el Este-Noreste por la provincia de Albacete, Murcia, la unidad meridional de la Comunidad Valenciana y la sierra de Tramontana, en las Baleares; y está limitada al Norte con el Macizo Ibérico y la Cordillera Ibérica, y del Sudoeste al Sudeste por el Atlántico y el Mar Mediterráneo. Aunque la Cordillera Bética ocupa esta gran extensión, nuestro trabajo se centra en una zona de ella en forma de cuadrado que se sitúa entre El Ejido a Alicante (3° O hasta 0° y 36°30'N hasta 38°30' N), marcado con un recuadro en la Figura 2.

A su vez la Cordillera Bética forma parte de una cordillera arqueada, que recibe el nombre de Arco Bético-Rifeño, que se prolonga hacia el sur con el rif noroesteafriano y que continúa hacia el Este, hasta las Baleares, incluyendo los sedimentos del Mar de Alborán. A la altura de Gibraltar se estrecha y se va abriendo hacia el Mar Mediterráneo.

La Cordillera Bética, también denominada Béticas, está formada por tres grandes unidades geológicas orogénicas, las Zonas Internas, el Complejo del campo de Gibraltar y las Zonas Externas. Todas éstas están constituidas por complejos de unidades tectónicas alóctonas dando lugar a que tanto las Zonas Internas como Externas de la cordillera estén subdivididas: las Zonas Internas están formadas por Nevado-Filábrides, Alpujarrides y Maláguides; y las Zonas Externas, donde el grado de aloctonía es menor, por el Subbético y el Prebético. En su constitución también encontramos cuencas post-orogénicas, como lo son las cuencas neógenas, la cuenca del Guadalquivir y la cuenca de Alborán.

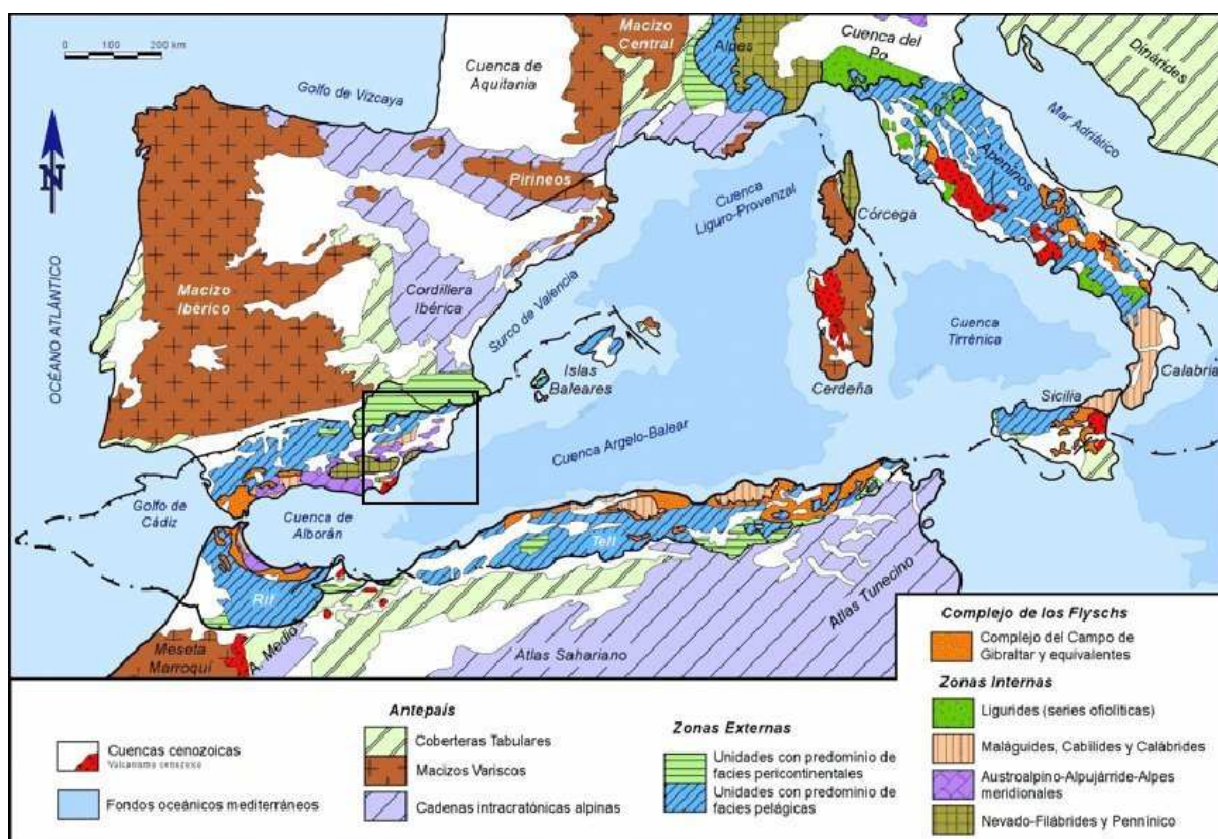


Figura 2. Geología y forma de arco de la zona Mediterránea. Delimitado por un cuadrado se sitúa la zona de estudio en la Cordillera Bética (modificado de Vera, 2004).

3.2. Unidades de las Béticas

La Cordillera Bética se formó, juntamente a otras cadenas montañosas, durante la orogenia Alpina, exactamente durante el Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental. En el Mediterráneo Occidental esta orogenia cerró el mar a partir de cadenas montañosas que bordean las costas europeas y norteafricanas.

El segmento meridional de esta orogenia está integrado por las cadenas Magrebíes, formadas por el Tell y Rif marroquí y el segmento oriental está formado por los Apeninos y Sicilia. Por medio del Arco de Gibraltar, el Rif conecta con la cordillera Bética que, junto con las Baleares, constituye la mayor parte del segmento nortoccidental. Al Este de Mallorca el orógeno se interrumpe y no reaparece hasta Córcega alpina, que es la continuación hacia el Sur de los Alpes Occidentales. El Arco de los Alpes Occidentales conecta con el Apenino constituyendo el cierre septentrional del Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental. Bajo las aguas del Mediterráneo Occidental existen dos grandes cuencas sedimentarias la Cuenca de Alborán y el Surco de Valencia.

En todas las cadenas del Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental se diferencian tres dominios geológicos de rango mayor denominados Zonas Externas, Complejo de los Flyschs y Zonas Internas que, como se puede comprobar, coinciden con los dominios geológicos anteriormente definidos para la Cordillera Bética. Cada

uno de estos dominios presenta una evolución tectonoestratigráfica que se dió durante el Mesozoico, cuando se rompía el megacontinente de la Pangea y se abría el Atlántico Central. A lo largo del Mesozoico se generó en el borde sudeste de Iberia un margen continental, del que se formaron parte de las Zonas Externas Béticas y las Baleares; y mientras que la placa Mesomediterránea se situaba entre las placas Iberia, Adria y África (Vera, 2004), se formaron las Unidades Frontales y las superiores de las Zonas Internas Béticas (Nevado-Filábrides, Alpujárride y Maláguides). A partir del Jurásico inferior-medio la Placa Mesomediterránea estuvo limitada por márgenes continentales que daban paso a cuencas oceánicas profundas en las que se depositaron los terrenos del Complejo de los Flyschs o Campo de Gibraltar. Se debería remarcar que el complejo de Flyschs, también es conocido por el nombre de Arco de Gibraltar, debido a que los sedimentos flyschs (turbiditas) se depositaron durante la rotación de la placa Mesomediterránea respecto a la placa Africana, dando lugar a un sedimento en forma de arco, tal y como se observa en la Figura 3.

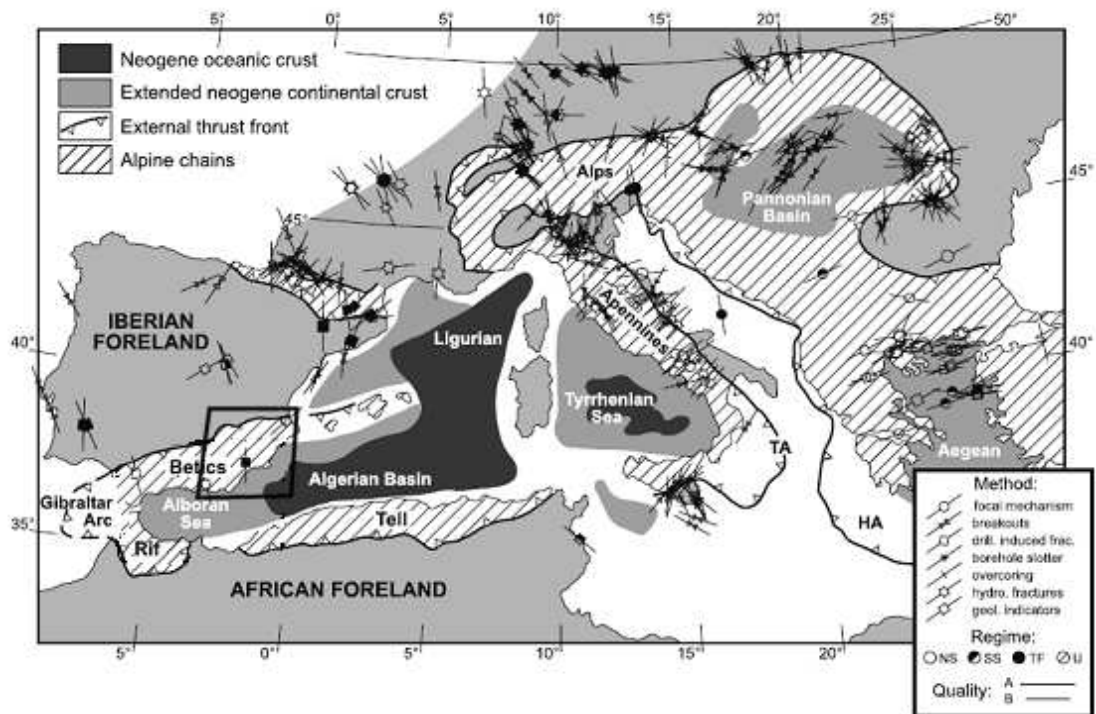


Figura 3. Orogénesis Alpina del Mediterráneo Occidental. El estudio se sitúa en la zona delimitada por el cuadro (Modificado de Fernández-Ibáñez et al., 2007).

Un análisis detallado desde fuera hacia dentro del Arco Bético-Rifeño (desde dentro de la Península Ibérica hasta el Mar Mediterráneo) nos dará una idea más clara del conjunto. Por lo tanto se hará una descripción secuencial de las **Zonas Externas Béticas**, que se dispone desde el Golfo de Cádiz hasta Alicante, con orientación SO a NE; de las **Zonas Internas Béticas**, que se extienden por Estepona y Cartagena; y el **Complejo del Campo de Gibraltar**, que se superpone a ambos; complementando el estudio con la descripción de las **Cuencas Neógenas**.

3.2.1. Las Zonas Externas

Las Zonas Externas, afloran extensamente al S y al SE del Macizo Ibérico y del valle del Guadalquivir, desde el Golfo de Cádiz a la provincia de Alicante.

Los materiales que afloran son los que se depositaron en el Paleomargen Sudibérico durante el Mesozoico y la mayor parte del Cenozoico, y que fueron deformados posteriormente en el Mioceno, e incluyen sucesiones preorogénicas y sinorogénicas, que consisten en una prolongación del Macizo Ibérico. En esta zona se han delimitado dos grandes unidades geológicas con criterios de características estructurales y estratigráficas diferentes, el **Prebético** y el **Subbético**, que reciben estos nombres debido a su posición geográfica regional.

El **Prebético**, situado al norte, está formado por facies marinas someras, pertenecientes a una plataforma carbonatada, constituido por rocas sedimentarias del Triásico al Mioceno, plegadas y despegadas de su basamento prealpino, cuyo depósito tuvo lugar en el borde sudeste del antiguo continente de Iberia. El límite entre la Cordillera Bética y la Cordillera Ibérica se define a partir de criterios estructurales dando lugar a dos subdominios, el *Prebético Externo* y el *Prebético Interno*.

- El Prebético Externo consiste en estructuras imbricadas, que corresponde a la parte deformada de la cuenca más septentrional y más cercana al continente ibérico, en el cual no hubo depósitos durante el Jurásico superior y gran parte del Cretácico inferior y donde están ausentes los sedimentos marinos del Paleógeno.
- El Prebético Interno presenta un estilo estructural distinto de grandes pliegues y cabalgamientos subordinados, y presenta secciones estratigráficas mesozoicas y cenozoicas más completas, con importante desarrollo de las rocas sedimentarias del Cretácico. El límite tectónico meridional de afloramiento del Prebético Interno lo marca el cabalgamiento del Subbético pero, en los sectores más meridionales del Prebético Interno, en diferentes términos estratigráficos, se constata un paso progresivo desde facies de plataforma somera típicas del Prebético a hemipelágicas de afinidades subbéticas.

Mientras, el **Subbético**, unidad mayor y más meridional de las Zonas Externas, está mucho más deformado y está constituido por rocas sedimentarias Triásicas al Mioceno medio y, en menor medida, por rocas volcánicas y subvolcánicas. Presenta zonas con coherencias estructurales pero en cambio, hay terrenos Triásicos que están tan deformados y brechificados que han perdido su coherencia y reciben el nombre de *Complejos Caóticos Subbéticos*. Una parte de estas masas caóticas se han deslizado por gravedad y han sido incluidas en sedimentos del Mioceno medio pertenecientes del borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir, recibiendo de esta manera el nombre de *Complejo Olistostrómico del Guadalquivir*. Los *Complejos Caóticos Subbéticos* están constituidos por terrenos triásicos, e incluyen masas sin estructura interna aparente en las que generalmente hay un amplio predominio de materiales del Keuper de origen subbético y además contienen olistolitos y bloques post-triásicos y de otras unidades béticas.

Para una mejor comprensión de la organización paleogeográfica del Subbético, se diferencian cuatro conjuntos de unidades tectónicas, con orientación ONO-ESE.

- El más septentrional fue el más subsidente y en él se alcanzaron las máximas potencias del Jurásico y Cretácico de toda la cuenca.
- En el segundo, localizado al S y SE del anterior, la subsidencia fue mínima durante el Jurásico medio y superior, lo que determinó el desarrollo de facies condensadas.
- El tercero, y más meridional, fue de nuevo más subsidente y se caracteriza por un predominio de las facies margosas del Jurásico y Cretácico a las que se asocian, en su parte central, intercalaciones de rocas volcánicas submarinas, especialmente abundantes en el Jurásico medio y superior.
- Finalmente hacia el S aparece un último subdominio paleogeográfico que durante el Jurásico medio-superior, constituyó un umbral pelágico poco subsidente.

3.2.2. Las Zonas Internas

Las Zonas Internas Béticas están formadas por un complejo de *Unidades Frontales* imbricadas y una pila antiformal formada por tres complejos de unidades alóctonas: *Nevado-Filábride*, *Alpujárride* y *Maláguide*.

Las tres unidades alóctonas presentan la morfología de antiformal debido a que cabalgan el Paleomargen Subibérico (Mioceno), como se podrá observar a continuación, y que provocó que estas unidades tectónicas presenten grandes deformaciones y un alto metamorfismo.

Las Unidades Frontales

Se encuentran en el frente de las Zonas Internas, situado en el sector central y occidental de la Cordillera Bética, están formadas por rocas carbonatadas del Triásico superior-Jurásico con sucesiones incompletas y de facies cambiantes entre el Jurásico medio y el Mioceno inferior. Las Unidades Frontales son de poca extensión con poca continuidad lateral, por lo que se refiere a registro estratigráfico, pero presentan una estratigrafía muy variable, lo que hace que sea muy difícil diferenciar las distintas unidades frontales. Por ello se ha hecho una diferenciación según la posición tectónica, estratigrafía y facies del Triásico superior y el jurásico inferior: las Unidades Frontales Internas y la Unidades Frontales Externas. Las Unidades Frontales Internas están en contacto con el complejo de Maláguide y muestran series detríticas continentales del Triásico y de plataforma somera del Liásico inferior. Están formadas por facies carbonatadas muy potentes del Triásico, muy parecido al del complejo de Alpujárride, y por un Jurásico pelágico y profundo (Vera, 2004).

Complejo de Maláguide

Se sitúa en la parte más alta de las Zonas Internas. Está poco afectado por el metamorfismo y cabalga sobre el Complejo de Alpujárride, aunque debido a la tectónica actual de extensión han provocado que en algunos puntos haya variado el grado de metamorfismo. Este complejo aflora en la parte occidental de la Costa del Sol y en los Montes de Málaga, y también en la parte frontal de las Zonas Internas, desde la Serranía

de Ronda a la zona de Cogollos Vega al norte de Granada, y desde el Corredor de Vélez Rubio a Sierra Espuña.

Presenta un zócalo paleozoico formado por sedimentos clásticos de facies marinas profundas que fueron afectados por la Orogenia Varisca o Herciniana. Presenta en discordancia una cobertera marina profunda del Triásico al Mioceno en la mayoría del Complejo excepto en Sierra Espuña, que está formado por sedimentos marinos con algunas lagunas estratigráficas depositados en forma de plataforma carbonatada somera, con algunos episodios hemipelágicos que están desarrollados en el Cretácico.

Complejo de Alpujárride

Es el más extenso de las Zonas Internas y aflora a lo largo de 400 km. Ha sufrido un metamorfismo de moderado a intenso alpino, se superpone al Complejo de Nevado-Filábride en los sectores central y oriental, mientras que en el occidental cabalga sobre las Unidades Frontales Externas, y está recubierto por el Complejo de Maláguide. Incluye varias unidades alóctonas de rocas metamórficas de alta presión y alta temperatura con varias fases de deformación.

Complejo de Nevado-Filábride

Ocupa la posición tectónica más baja dentro de las Zonas Internas. Presenta algunas unidades alóctonas, y cada una de las unidades está formada por dos conjuntos de rocas principales con varias fases de deformación.

1. Rocas metamórficas pertenecientes al zócalo premesozoico.
2. Rocas metamórficas atribuidas al Mesozoico.

Esta zona se caracteriza por tener tres grados de metamorfismo descendiente en el tiempo y esta evolución metamórfica está asociada a la formación de la Cordillera Bética. En el Eoceno se da un metamorfismo de alta temperatura y alta presión que se produjo debido a una subducción. Posteriormente, en el Neógeno, hay un metamorfismo de presión y temperatura medio, que se produjo durante la colisión entre el Paleomargen Subibérico y el Dominio de Alborán, momento en el que se da una obducción. Finalmente, en el Langiense, cuando se da el metamorfismo de baja temperatura y baja presión, coincide con la formación de la Cordillera Bética, última colisión que da lugar a la gran estructuración de las Béticas.

3.2.3. Complejo del Campo de Gibraltar

Es un complejo formado por mantos de corrimiento y zonas de estructura mal definida, que presenta sucesiones cretácico-terciarias de la cobertera sedimentaria de corteza continental muy adelgazada, aunque también se podría considerar corteza oceánica, del Surco de los Flyschs Béticos. Sus facies son marinas profundas, con margas y areniscas turbidíticas carbonatadas y siliciclásticas. En el Campo de Gibraltar, en la Sierra de Ronda y, en menor medida, en el Corredor de Colmenar, que forman parte del Complejo de Flyschs, o lo que es lo mismo, el Complejo del Campo de Gibraltar, se reconocen unidades ampliamente cabalgantes, con diferentes estratigrafías. Dentro de este complejo se diferencian claramente dos conjuntos de unidades tectónicas, denominados Mauritánico y Numínico, ambos están formados por

sucesiones potentes de areniscas del oligoceno superior y del Mioceno inferior, y por una base de sedimentos paleógenos e incluso del Cretácico (Figs. 4A y 4B).

Las unidades Mauritánicas ocuparon una posición interna en el Surco de los Flyschs y sus sedimentos detríticos-clásticos procedieron de la erosión de dominios más internos situados en la Placa Mesomediterránea. Con aportes provenientes del continente africano, que se depositaron en la parte externa del surco de los Flyschs, encontramos las unidades Misílicas, subyacentes al Numínico y con tectónica independiente, y las Numínicas.

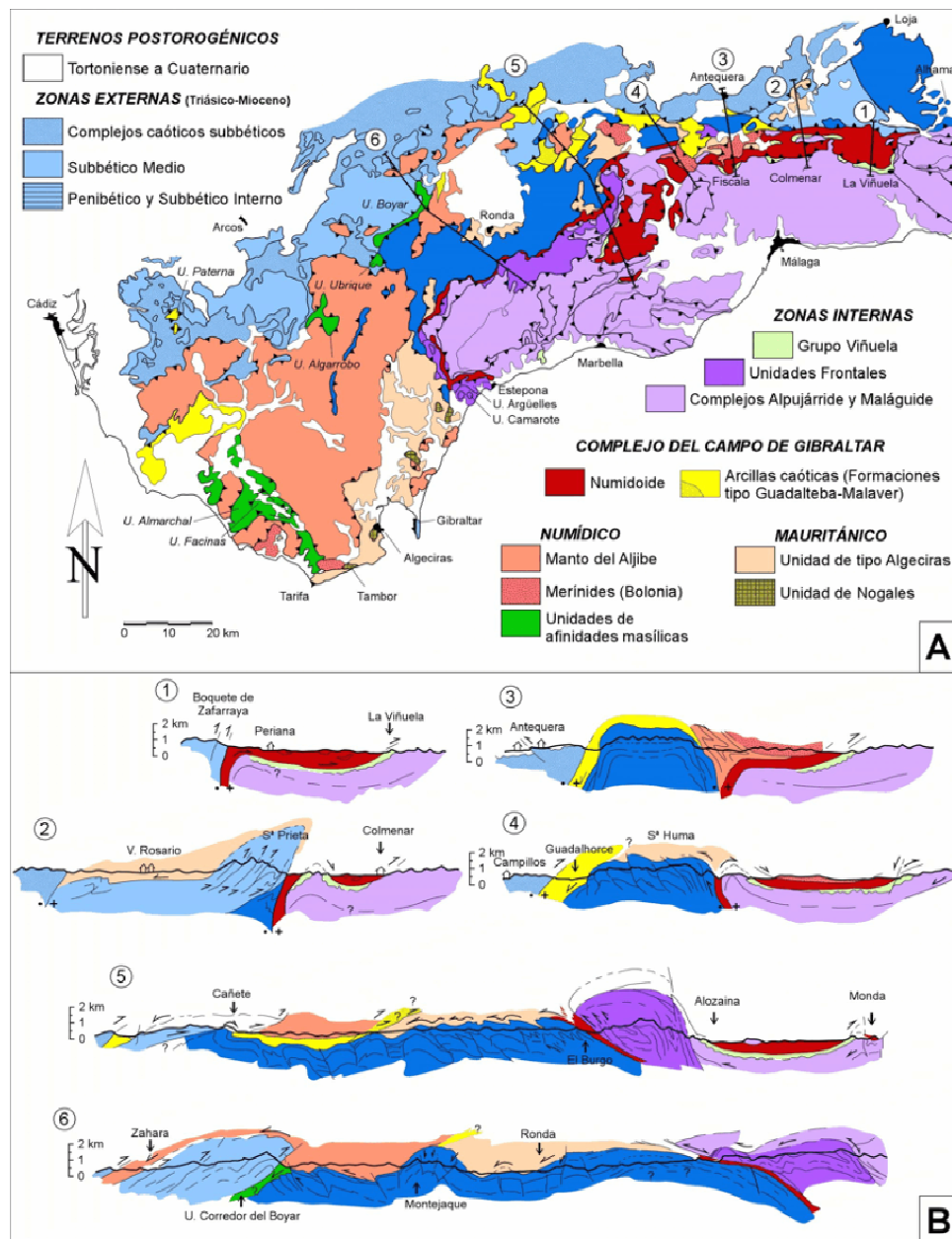


Figura 4. Mapa de la geología del Complejo del Campo de Gibraltar, con sus diferentes unidades tectónicas. B. Cortes realizados sobre el mapa anterior, y donde se refleja la relación existente entre el Campo de Gibraltar y las Zonas Externas e Internas de las Béticas (Vera, 2004).

3.2.4. Las Cuencas Neógenas

Durante el Neógeno, la sedimentación en la Cordillera Bética tuvo lugar en dos fases geodinámicamente diferentes:

- Una primera que comprende el Mioceno inferior y medio durante la cual las cuencas béticas evolucionaron simultáneamente a los movimientos principales de la estructuración orogénica de la Cordillera cuando se produjo la colisión entre la Microplaca de Alborán y el Paleomargen Subibérico. Durante esta fase se formaron cuencas en el interior del orógeno, situadas al sur, y otras cuencas situadas hacia el exterior del orógeno, o sea hacia el norte.
- La segunda se produjo durante la etapa Geotectónica que es la que dio lugar a la sedimentación neógena que va desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. Durante este período se está dando el acercamiento del continente Africano a Iberia y es cuando se dan las formaciones de las cuencas postorogénicas, que se disponen sin ninguna estructuración preestablecida, de manera indiferentemente sobre las Zonas Externas e Internas de la Béticas.

Las cuencas neógenas que se disponen sobre las Zonas Externas están formadas por sedimentos sinorogénicos que forman parte de una cuenca emergida parcialmente erosionada y deformada conjuntamente con las Zonas Externas, mientras que las depositadas sobre las Zonas Internas están relacionadas con saltos de falla, lo que provoca que presenten cambios de facies muy bruscos y cambio de espesores.

Una de estas cuencas, es la Cuenca del Guadalquivir, una cuenca de antepaís que se va profundizando hacia el Golfo de Cádiz. Al llegar al Golfo de Cádiz está dispuesta sobre materiales de las Zonas externas, pero aún así, está delimitada por la Falla del Guadalquivir, que la separa de los materiales Cenozoicos de Sierra Morena.

3.3. Estructuración geológica de la Cordillera Bética

Para poder entender la estructuración de la Cordillera Bética, previamente se han definido las principales unidades que la forman, así será de mejor comprensión. Por otra parte, para poder comprender la formación de las Béticas, nos remontaremos al Triásico, período en que se forman las diferentes subunidades de las Zonas Externas, ya que estas son pertenecientes al antiguo continente Ibérico, o sea, son unidades alóctonas. De esta manera se hará mucho más comprensible su formación o estructuración, que nos ayudará a entender porque ciertas zonas de las Béticas son tan propicias a los terremotos.

Durante el Triásico superior al Jurásico inferior se dio una fase inicial de distensión. Posteriormente durante Jurásico inferior-medio se inició el rifting o facturación intracontinental, este proceso corresponde a la sedimentación pelágica del Subbético, aunque se dieron episodios de somerización a gran escala que dieron lugar a

plataformas carbonatadas, correspondientes a las calizas del Prebético. Esto es debido a que durante este periodo se dio una transgresión de sedimentos, donde el Prebético está dominado por plataformas carbonatas, mientras que el Subbético lo está por arcillas.

Durante el Jurásico medio al Cretácico inferior (hasta el Barreniense) se inicia el episodio de expansión y se empieza a formar corteza oceánica entre la Placa Ibérica y la Mesomediterránea (véase Figura 5). Este proceso de expansión, que continúa siendo un proceso de rifting, se alargó hasta el fin del Cretácico medio (Albiense superior), y afecta tanto al Paleomargen Subibérico y a los otros márgenes continentales que rodean el Macizo Ibérico. Fue durante este episodio que se formó unidad tectónica más septentrional del Subbético, también conocido como Dominio Intermedio, ya que se desarrollan grandes turbiditas. Durante el episodio post-rif o post-facturación (Albiense superior – límite Cretácico-Terciario), se empieza a dar una homogeneización de las facies marinas pelágicas, que se encuentran tanto en el Subbético como en el Prebético, que correspondería a la última unidad tectónica del Subbético.

Posteriormente, se iniciaría el episodio de convergencia y continuaría con una colisión que provocó el colapso del Dominio de Alborán (Zonas Internas Béticas) con el Paleomargen Subibérico (límite del Cretácico-Terciario al Mioceno superior). Fue durante estos periodos que se deformó considerablemente el paleomargen, causando una elevación de relieves más meridionales y determinar la individualización de una cuenca subsidente situada al frente de la deformación. El límite entre las Zonas Internas y Externas de las Béticas está marcado por la Falla Norbética, que sigue la misma orientación que el contacto entre estas unidades (Vera, 2004; Udías y Buforn, 1992). Durante este periodo el Mar de Alborán padeció una gran extensión al unísono que se acortaba la cobertera sedimentaria del Paleomargen provocando la estructuración de las Zonas Externas Béticas, y encima de estas últimas se depositan los grandes masas de olistromas, pertenecientes del Complejo Olistostrómico del Guadalquivir. Fue también durante este periodo que se formó el Complejo caótico Subbético. Debe mencionarse, que durante la estructuración de las Béticas, se dio dentro de las Zonas Internas, una estructuración. El Complejo Alpujárride se dispone sobre el Complejo Nevado-Filábride, que cuya separación es una falla dúctil-frágil de carácter extensional que recibe el nombre de Despegue de Filábrides (Vera, 2004). Finalmente, durante el Mioceno superior al Plioceno se da la post-colisión y la sedimentación dentro de las Cuencas Neógenas.

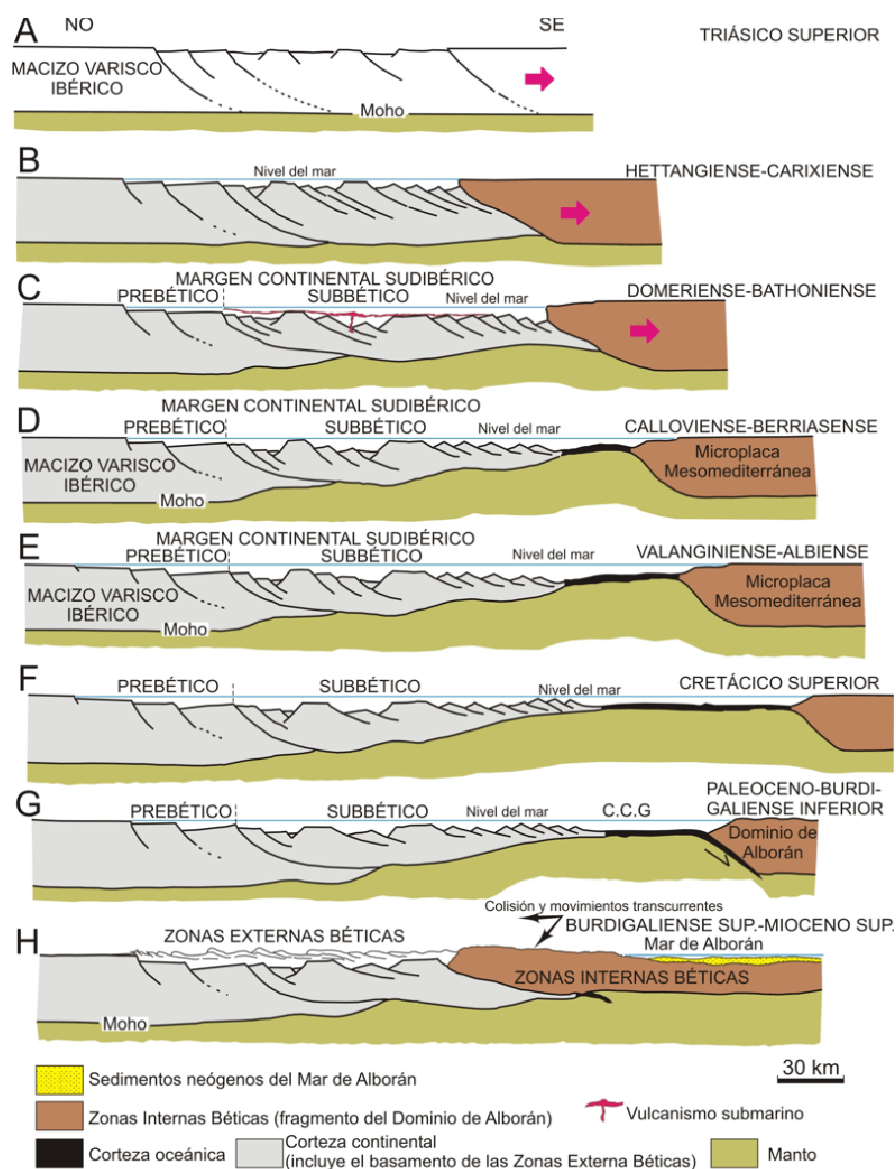


Figura 5. Esquema de la evolución que padeció la Cordillera Bética para su formación (Vera, 2004).

4. Caracterización sismo-tectónica de la zona de estudio

4.1. Datos sismológicos

El objetivo principal de este trabajo es el estudio de las fallas activas de una zona de la Cordillera Bética Oriental de España, situada en el SE, entre los meridianos $3^{\circ} \text{O} - 0^{\circ}$; $36^{\circ}30' \text{N} - 38^{\circ}30' \text{N}$. En el capítulo anterior hemos presentado la zona marco del estudio, y la geología de la Cordillera Bética, en este capítulo presentamos las fallas que se van a estudiar.

Como se ha explicado en el apartado anterior, las Béticas se formaron debido a una convergencia entre las placas Africana e Ibérica, durante el Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental. Actualmente las placas Africana y Euroasiática están sometidas a un proceso de convergencia, con una tasa de 4-5 mm. /año (Masana et al., 2004; De Vicente et al., 2006; Gràcia et al., 2006; Stich et al., 2007), que ha generado muchos terremotos, lo que ha conducido a la reactivación de fallas que estaban fosilizadas o la creación de nuevas. Por ello, a continuación se van a mencionar las fallas más activas, las que han tenido alguna relación con terremotos importantes o sucesiones de terremotos. Es a partir de los seísmos que se pueden delimitar algunas fallas, sobretudo a partir de las repeticiones que suceden al terremoto principal pero que son de menor magnitud y mueren en el límite de las fallas. Existen fallas profundas, como las extensivas, que forman parte de sistemas de fallas formados por fallas sintéticas y antitéticas que pueden llegar a aflorar en superficie generando las estructuras de fallas (nombradas fallas en flor), y es a partir de la sismología que se puede comprobar si las fallas de nuestra zona de estudio forman parte de este sistema.

Udías y Buforn (1992) y Stich et al. (2003) proponen una clasificación de los terremotos atendiendo simultáneamente a su magnitud y a la profundidad. Los terremotos superficiales ($h < 30 \text{ Km.}$) se asocian a fracturas o magnitudes inferiores a $4 M_w$, y son los más comunes en esta zona. Los terremotos de profundidades intermedias ($30 \text{ Km.} < h < 150 \text{ Km.}$) en la zona de estudio ocupan una distribución N-S o bien tienen magnitudes próximas a $4 M_w$. Por último hay algunas ocurrencias de terremotos de foco profundo y magnitudes superiores a $4.5 M_w$, aun que se han detectado terremotos profundos con magnitudes de $3.5 M_w$.

A continuación se van a describir las principales fallas que se encuentran dentro de la zona de la Cordillera Bética Oriental, que se pueden dividir en tres grandes grupos:

- El primero está formado por fallas de gran longitud en dirección ENE-OSO, la más importante es el accidente Cádiz-Alicante o falla de Crevillente, que recorre longitudinalmente toda la Cordillera Bética, continuando por el Atlántico y posiblemente por debajo del Mediterráneo. Se trata de una falla muy rectilínea que se considera un importante corredor entre el Subbético interno y el medio (Cuenca-Payá, 1988; Udías y Buforn, 1992; Canora-Catalán y Martínez-Díaz, 2006).

Paralelo a éste, más al sur, y con orientación E-O está el Corredor de Alpujarras

o Zona de Falla del Campo de las Alpujarras, que se sitúa en el centro del accidente, que va desde el norte de Málaga hasta la costa oriental.

- El segundo grupo está formado por fallas más cortas y con dirección NE-SO que se extienden desde la costa hasta la cuenca del Guadalquivir, las fallas de este grupo se cree que probablemente se podrían prolongar por debajo de la cuenca sedimentaria del Guadalquivir, la falla más larga es la falla de Tíscar, localizada al Oeste del arco Prebético. Esta falla afectó a la cobertera mesozoica y terciaria despegada del basamento paleozoico y se formó por los cabalgamientos del borde occidental del arco (Udías y Bufo, 1992; Sanz de Galdeano et al., 2006). La falla de Tíscar no se estudiará en nuestro trabajo debido a que se sitúa fuera de nuestra área de estudio.
- El tercer y último grupo está formado por fallas con orientación NO-SE, son fallas conjugadas de las fallas del segundo grupo, las más importantes son las de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras, situadas en la parte oriental de la península. La profundidad de estas fallas puede afectar a toda la corteza, y actualmente han tenido movimientos de desgarre sinistros con desplazamientos acumulativos de hasta 60 km. La falla de Alhama de Murcia que consiste en una falla tipo *strike-slip*, ha controlado la evolución de las cuencas Neógenas de Lorca y Alhama-Fortuna (Udías y Bufo, 1992; Martínez Díaz et al., 2001b).

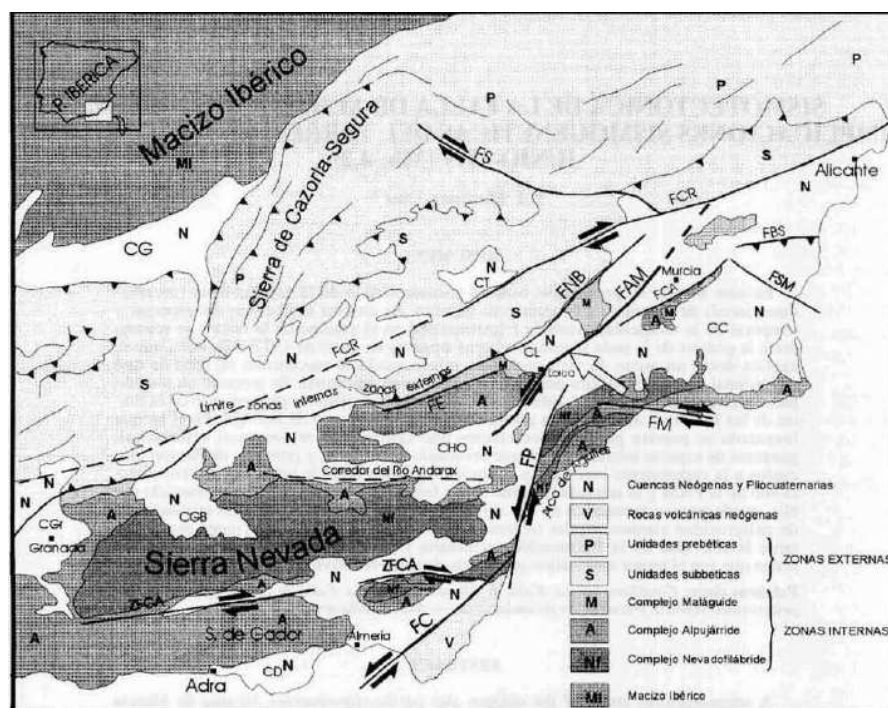


Figura 6. Esquema geológico-estructural en el que se señalan las fallas más importantes de las Béticas. FS: Falla de Socovos; FRC: Falla de Crevillente; FE: Falla de las Estancias; FNB: Falla Norbética; FAM: Falla de Alhama de Murcia; FCA: falla de Carrascoy; FBS: falla del Bajo Segura; FSM: falla de San Miguel; FM: falla de Moreras; FP: Falla de Palomares; ZFCA: Zona de Falla del Campo de las Alpujarras; FC: Falla de Carboneras (Martínez-Díaz, 1999).

En la Fig. 6 se muestran las fallas de Alhama de Murcia, falla de Palomares, Carboneras y la Zona de Falla del Campo de las Alpujarras, entre otras, que son las que se encuentran dentro de la zona a estudiar. Como ya se ha mencionado anteriormente, se hará el estudio de las fallas activas, y para ello se estudiarán las principales, nos centraremos en dos de los tres grupos anteriormente mencionados, haciendo hincapié en las del primer grupo y algunas del tercer grupo tal y como se mostrará en las Figuras 9 y 10.

Pero para poder empezar el estudio de la sismicidad de la zona, inicialmente se han obtenido los datos de los terremotos ocurridos en dicha zona de los catálogos del **Instituto Geográfico Nacional (IGN)** y de **Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)**. Para la obtención del catálogo sísmico de IGN se han indicado las coordenadas de la zona de estudio, las fechas entre las que abarcarán los datos requeridos y posteriormente haciendo una búsqueda detallada de los parámetros, entre ellos los rangos de magnitud e intensidad, véase Figura 7. De la misma manera se han obtenido los datos de IRIS, que es una herramienta de búsqueda de varios catálogos, por esta razón para poder obtener un buen resultado se ha hecho una preferencia para la adquisición del catálogo sísmico, así el catálogo que resulta solo se incluyen los eventos seleccionados más precisos para el periodo de tiempo requerido de todos los catálogos con los que trabaja IRIS, que suelen ser de USGS (U.S. Geological Survey) (Fig. 8).

MINISTERIO DE FOMENTO

Instituto Geográfico Nacional

Inicio > Servicio de Información Sísmica

03/05/2008

Instituto Geográfico Nacional

Servicio de Información Sísmica

Catálogo y boletines sísmicos.

-Explotación de la Base de Datos

Zona Geográfica

Latitud mínima: 36.50 Latitud máxima: 38.50

Longitud mínima: -3 Longitud máxima: 0

Fecha

Inicio Final

Año: 1963 Mes: 01 Día: 01 Año: 2008 Mes: 04 Día: 24

Parámetros para una búsqueda detallada: (1)

Intensidad: No **Magnitud:** No

Condición: ---

Profundidad: No **Lectura de Fases:** (2) Sí No

Enviar

Figura 7. Herramienta de búsqueda de IGN donde se muestran los parámetros requeridos para buscar terremotos en la zona de interés.

(<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp>)

IRIS SQ	summaries	by station	by network	by timeseries	virtual nets	breq_fast		help
	channels	stations	responses	temp networks	assembled	events	comments	SQL

Query for Events

magnitude $\geq$ $\leq$ mag type ALL	latitude and longitude
depth $\geq$ $\leq$ contributor	NORTH 38.50
time between 2008 04 24 and 1963 01 01	WEST -3.00 EAST 0.00
catalog ALL PREFERRED ISCCD MHDF	SOUTH 36.50
View the earliest and latest time for which data is available for each catalog type.	

Flinn-Engdahl code (subregion) region region (text)	Group Events group all entries by time within 5 seconds group all entries by distance within 1 degrees	Click on the globe icon to get coordinates from an interactive map You can search by latitude and longitude OR Flinn-Engdahl codes or text - but not both. Get help with this query » Learn about Group Events »
--	---	---

Option to create WEED event file will appear after "View Results" is selected

Figura 8. Herramienta de búsqueda de IRIS donde se muestran los parámetros requeridos para buscar terremotos en la zona de interés.
<http://www.iris.edu/SeismiQuery/events.htm>

Una vez que se han obtenido los datos sismológicos de la Cordillera Bética Oriental, se ha querido valorar cual de las dos bases de datos es más adecuada para nuestro trabajo, y por ello se ha realizado un mapa con los valores de las dos bases, y así poder comparar los resultados de ambas. En el mapa de la Figura 9, a partir del programa GMT (**Generic Mapping Tools**; Wessel y Smith, 1991), se han representando los valores de sismicidad de la zona sudeste de la Península Ibérica obtenidos a partir de las bases de datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN), en azul, y de color marrón los valores de sismicidad de IRIS, las fallas que están asociadas a algún terremoto, pero anteriormente se ha hecho una digitalización de las fallas a partir de un mapa con el programa **Global Mapper** (en el Anejo 1 se muestra el script del mapa realizado en lenguaje CSH de Linux). Los puntos reflejan los terremotos registrados desde 1963 hasta la actualidad en la zona de estudio (24 de abril del 2008); se ha escogido este rango de tiempo debido a que es en 1963 cuando se empieza a poner instrumentación para el estudio de los terremotos. No se reflejan los datos anteriores por existir grandes lagunas en los valores de magnitud.

Los datos de IRIS son de mayor densidad (8028 terremotos) respecto a los obtenidos de IGN (4785 terremotos), aún que en IRIS se ha hecho un preferencia de los terremotos de los varios catálogos sísmicos que considera, el número de seísmos obtenidos es aproximadamente el doble que los que se han obtenido del catálogo de IGN, esto es debido a que no todas los catálogos con los que trabaja IRIS consideran el mismo números de decimales en las coordenadas o en la magnitud del terremoto, provocando que para un mismo terremoto resulten datos distintos, ya que la preferencia

que se ha realizado no era minuciosa, por lo que hace a la diferencia de decimales, debido a que en algunos catálogos consideran 3 decimales para las coordenados, caso de IRIS, y otros solo 2; lo que crea registros repetidos para un mismo sismo.

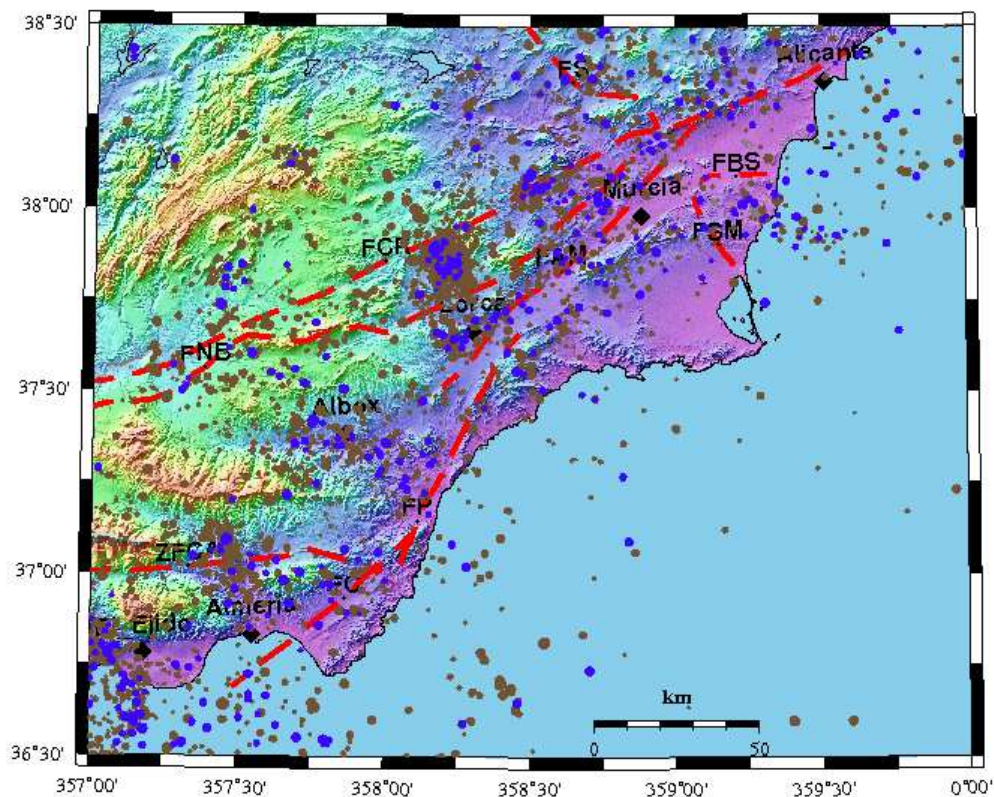


Figura 9. Mapa topográfico donde se muestran los valores de sismicidad de datos instrumentales comparativos de IGN (azul) e IRIS (marrón); en él también se muestran las fallas con más actividad sísmica de las Béticas. FRC: falla de Crevillente; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FBS: falla del Bajo Segura; FSM: falla de San Miguel; FP: Falla de Palomares; ZFCA: zona de falla del Campo de las Alpujarras; FC: falla de Carboneras (Martínez-Díaz, 1999)

Por lo tanto se considerará la base de datos de IGN como más apropiada para nuestro objetivo, ya que sólo trabaja con sus propios datos, y por consiguiente, dará a reflejar una valoración más correcta de la sismología de la zona. Otra de las razones por la que se ha considerado IGN como principal fuente de información es el intervalo de tiempo que queda cubierto por sus datos (desde el siglo XI hasta la actualidad), obteniendo información anterior a la sismicidad instrumental. El catálogo de IGN muestra la peculiaridad de que los seísmos que se han considerado indican la magnitud y/o la intensidad, hecho que nos ayuda mucho para los terremotos ocurridos antes de los años 1963 (año de inicio del registro instrumental).

Pero si nos fijamos en la Figura 9, todo y que se muestran las dos bases de datos, se podrá comprobar una concentración máxima de sismicidad entre las fallas de Crevillente y la Norbética, y se observa otro máximo un poco difuso sobre la falla de Crevillente; el segundo máximo que se destaca se sitúa en la Zona de Falla del Campo de las Alpujarras; seguido por un tercer máximo que se encuentra entre las fallas de la Zona de Falla del Campo de las Alpujarras y la Falla de Carboneras, que tal y como

refleja el mapa de la Fig. 9, podría tratarse de dos fallas conjugadas; y finalmente un cuarto máximo, un poco disipado, se encuentra entre las Falla de San Miguel y la Falla del Bajo Segura, que nos podrían indicar que también se tratarían de fallas conjugadas. Estos cuatro máximos son puntuales, debido a que se concentran en zonas concretas del mapa, en cambio en la Falla de Alhama de Murcia y la Falla de Palomares presentan la caracterización de tener registros sísmicos a lo largo de su recorrido, aun que este último presenta una concentración más difusa.

Si nos fijamos en el mapa, podrá observarse una concentración de terremotos al norte del Corredor de la Falla de Alpujarras, al este de Albox, esta concentración se sitúa en el Corredor del Río Andarax, donde podría haber un sistema de fallas, pero que no se van a estudiar en este trabajo, al tratarse de fallas de pequeñas dimensiones, comparadas con las demás, y que solo afectan a una zona muy concreta.

Como trabajaremos con los datos de IGN se ha elaborado un mapa (Fig. 10) con los terremotos ocurridos en la zona de estudio desde el siglo XI hasta la actualidad (1048-2008), pero los datos anteriores al registro instrumental han sido tratados para poder obtener un valor de magnitud, debido a que los que se obtuvieron indicaban la fecha y hora del terremoto, las coordenadas del epicentro, la intensidad máxima sentida (I_0) y en algunos casos la profundidad. A partir de las fórmulas recomendadas por la European Seismological Comisión (ESC) en 1962 y obtenidas de López y Muñoz (2003), que establecen una relación lineal Intensidad-Magnitud, teniendo en cuenta la profundidad del foco, por lo tanto la fórmula utilizada ha sido la siguiente:

$$m = 0.42 (I_0) + 1.07 \log h + 1.49 \quad (1)$$

siendo I_0 la intensidad máxima sentida y h la profundidad focal, que en los casos de ser desconocida López y Muñoz (2003) consideran una profundidad de 25 Km., pero si los terremotos muestran claras evidencias de que se trata de un terremoto superficial, le asignan una profundidad de 10 Km., creando un error de $\pm 0.4 M_w$. En nuestro caso, los seísmos anteriores al 1963, en muchos casos solo informan de la intensidad, y no se especifica si es superficial, por esta razón se ha considerado la ecuación propuesta por López y Muñoz, pero al trabajar en una zona concreta, se ha hecho una modificación, se utilizará la profundidad promedio de las profundidades de los focos de los terremotos ocurridos en la etapa de registro instrumental (1963-actualidad), que en nuestro caso presenta una profundidad promedia de 8.6 Km. Se ha hecho el promedio de las profundidades reales, debido a que mayoritariamente la profundidad predominante es de 5 y 15 Km., pero también existen terremotos con focos a 40 Km. y hasta 90 Km. de profundidad. La magnitud resultante para cada terremoto será orientativa, ya que no se trabaja con la profundidad real, y que no necesariamente la intensidad atribuida al seísmo esté estrechamente relacionada con la magnitud, véase la ecuación (2).

$$m = 0.42 (I_0) + 1.07 \log (8.6 \text{ Km.}) + 1.49 \quad (2)$$

De esta manera se ha elaborado el mapa de la Figura 10, en el que se puede comprobar que a partir de los datos instrumentales (azul), los macrosísmos (morado) y los históricos (naranja), se observa una clara actividad, a lo largo de los años entre las fallas del Bajo Segura y San Miguel y en la Falla de Alhama de Murcia. En cambio, el

máximo más grande, el que se encuentra entre las fallas de Crevillente y la Norbética, se trata de un máximo muy reciente, cosa que indica que es actualmente cuando se están detectando la localización de los epicentros de muchos terremotos, lo mismo pasa con la zona de falla del campo de las Alpujarras, debido a que se trabaja con instrumentación de mayor precisión. Si se observa atentamente, a partir de los epicentros obtenidos y representados en ambos mapas, se observa una continuidad de la falla de Palomares, que si se resiguen los epicentros con una línea, estos siguen hasta Almería, pasando por encima de la falla de Carboneras, cosa que podría sugerir que ambas fallas están conectadas. En el Anejo 1 se presenta el script del mapa de la Fig. 10, que es el mismo que se ha utilizado para la realización del siguiente mapa, el que presentará los datos de los mecanismos focales.

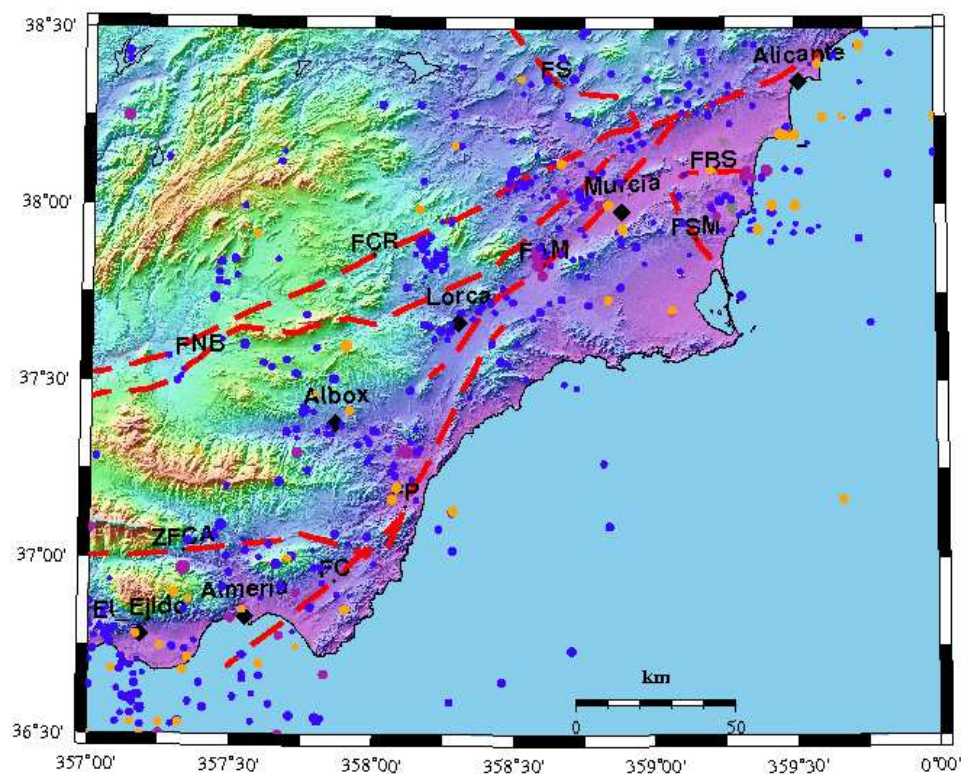


Figura 10. Mapa físico en el que se muestran los datos de IGN, que incluyen los valores de macrosismicidad (morado), instrumentales (azul) y de Sismicidad Histórica (naranja); en él se muestran las fallas con más actividad sísmica de las Béticas. . FS: falla de Socovos; FRC: Falla de Crevillente; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FBS: falla del Bajo Segura; FSM: falla de San Miguel; FP: Falla de Palomares; ZFCA: zona de falla de las Alpujarras; FC: falla de Carboneras.

Una vez vistas cuales son las fallas más activas se hará una descripción de estas según la relación que tienen con los máximos sísmicos: primero se describirán las fallas que están asociadas a los máximos sísmicos, según la magnitud que del conjunto, y seguidamente se describirán las fallas que presentan información sismológica de los epicentros a lo largo de su recorrido.

- La falla de Crevillente, hace un recorrido desde Cádiz hasta Alicante con dirección ENE-OSO y se trata de una falla de desgarre de 200 km. de longitud. Esta falla se activó por el desplazamiento relativo hacia el SO de las Unidades Béticas Internas respecto a las Externas, por esta razón se considera un corredor entre el Subbético interno y el Subbético medio. Debido sus dimensiones y las condiciones geodinámicas que la originaron se considera esta falla un punto sísmico importante. Desde 1999 la actividad sísmica alrededor de la falla ha aumentado considerablemente (Figura 10), donde se han llegado a producir terremotos con magnitudes superiores a M_w 4.5, ocasionando daños materiales importantes (Sanz de Galdeano y Buforn, 2005; Canora-Catalán y Martínez-Díaz, 2006). Crevillente presenta una evolución cinemática compleja, debido a que se trata de una falla que a padecido movimientos de desgarre tanto sinistral como dextrales.
- La falla Norbética, según Agustí et al. (1999), es una falla inversa orientada hacia el SE que actúa como límite entre las Zonas Internas y externas Béticas, pero que no llega a aflorar en superficie. Aún así se trata de una falla bastante activa que nos indicaría un movimiento relativo de las dos unidades tectónicas (Figs. 9 y 10).
- Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras situada al S de Granada, entre Sierra Nevada y el Mar Mediterráneo, es una de las primeras regiones de las Zonas Internas del orógeno que formó el Arco Bético-Rifeño, y consta de una región de grandes estructuras de mantos de cabalgamientos, se trata de una zona muy fallada y plegada debido a la deformación del complejo de Alpujarras durante su formación de la Zona Interna de las Béticas. La región de las Alpujarras se trata de una zona que presenta contactos entre unidades dúctiles y frágiles, provocados por extensiones destacables y a fallas normales de bajo ángulo (Orozco et al., 2004; Vera, 2004; Orozco, 2006).
- La falla de Carboneras, localizada al este de Almería, presenta 50 Km. de longitud en tierra y 100 Km. en mar con una orientación 45°-65° N, forma parte del sistema de fallas de salto sinistro que recibe el nombre de Cizallas de las Béticas Orientales, se cree que la falla de Carboneras podría estar relacionada con fallas que conecta las Béticas con el Rif Norte Africano (Gràcia et al. 2006). La falla de Carboneras, falla de desgarre tipo siniestra, separa el macizo volcánico de Cabo de Gata de la cuenca neógena de Níjar, y bordea la ladera sur de la Sierra Cabrera. Se trata de una falla que no se han registrado mucha sismicidad a lo largo del tiempo, pero presenta evidencias geomorfológicas que podrían indicar que se trata de una falla que presenta actividad tectónica reciente y con periodos de recurrencia del orden de 10^4 años para terremotos de magnitudes elevadas (Bousquet, 1978; Gràcia et al., 2006), y según Faulkner et al. (2003) durante el Mioceno Medio hasta el Mesiniense (18 – 5 Ma) la falla de Carboneras presentó una tasa de deslizamiento medio de 2.7 mm/año, y en la zona de Sierra Cabrera hacia el en ha llegado a levantarse más de un 1.5 Km. respecto al sistema de Cabo de Gata.

- La falla del Bajo Segura junto con la falla de San Miguel de Salinas forman parte de un conjunto de fallas inversas, y según García-Mayordomo y Martínez-Díaz (2006), este conjunto es el causante del plegamiento de los materiales del Plioceno, uno de estos pliegues es el Anticlinorio del Bajo Segura. Se tratan de fallas bastante recientes, ya que se encuentran en la Cuenca Bajo Segura, una cuenca formada por materiales de Mioceno medio al Cuaternario.

La falla del Bajo Segura presenta un desplazamiento máximo de 1.5 Km. desde el inicio del Cuaternario, y según Alfaro et al. (1995) y García-Mayordomo y Martínez-Díaz (2006) esta falla es la causante principal del plegamiento de la zona.

La falla de San Miguel es la más larga del todo este conjunto, con una longitud de 17 Km., desde la costa al sur de Torrevieja hasta el anticlinal del Bajo Segura, y con una tasa de levantamiento de 0.30 m. /ka. Se cree que esta falla, durante el Messiniense (Mioceno superior) hasta el Plioceno se trataba de una falla con movimiento dextral, pero actualmente se trata de una falla normal.
- La falla de Alhama de Murcia (FAM), fue descrita como falla de desgarre por Bousquet y Montenat (1974), es una de las fallas activas de mayor longitud de la Península Ibérica, con una longitud de 85 a 100 Km. desde el límite norte de la depresión de Huércal-Overa al SO, hasta las proximidades de Murcia y que en superficie se presenta como dos corredores y según estudios geofísicos indican que viaja por debajo de sedimentos aluviales recientes (Bousquet, 1978; Hernández-Enrique, 1992). La falla de Alhama de Murcia, con una orientación de 45°-65° N, separa los complejos de Malaguide y Alpujarride, que hace que se eleven por encima de materiales Cuaternarios depositados hacia el sudeste, mientras que la parte sudeste de la falla separa los sedimentos del Cuaternario de los Miocenos a lo largo de la cuenca. Se trata de una falla oblicua y extensiva con gran actividad sísmica donde se han registrado terremotos históricos de intensidad I a VIII en los últimos 400 años, pero aún así se trata de una falla bastante lenta, con una velocidad media de 0.1 a 0.3 mm/año, y se estima que la tasa de movimiento horizontal y el vertical son de 0.06-0.53 mm/año y 0.07-0.66 mm/año respectivamente (Bousquet, 1978; Masana et al., 2004). Su actividad sísmica empezó hacia el Mioceno Medio y ha ido controlando la geometría de las cuencas de Lorca y Alhama durante el Plioceno y el Cuaternario. Por esta razón constituye un importante corredor tectónico de carácter cortical que atraviesa una parte importante del sureste de la Cordillera Bética, a lo largo de su recorrido flanquea varias cuencas sedimentarias neógenas de carácter marino, que han ido evolucionando a lo largo del Mioceno superior y Plioceno hacia un ambiente litoral a continental (Martínez-Díaz y Hernández-Enrique, 1992, 2001a; Martínez-Díaz, 1999; Martínez-Díaz et al., 2001b, 2003).
- La falla de Palomares (FP), con una orientación de 10°-20° N, presenta una longitud de 25 Km. en superficie, pero parece extenderse por el sur hacia dentro de mar, cerca de la falla de Carboneras, llegando a tener una extensión de unos 85 Km., y como la falla de Carboneras se trata de una falla de desgarre tipo siniestra. La falla de Palomares marca la linealidad de las Sierras de las Estancias, los Filabres y Alhamilla-Cabrera (N-S). La falla de Palomares, en realidad, se trata de una zona de fallas sinistras que se activó durante el

Plioceno y el Cuaternario, dividiendo la cuenca de Vera por el norte de Pulpí y el sur de Garrucha y se ha considerado como un corredor activo durante gran parte del Neógeno y el Cuaternario, provocando desplazamientos laterales de unos 15 Km. del Neógeno Superior en el anticlinal de Sierra Cabrera. El sur de FP buza hacia el oeste, cosa que favorece a la subsidencia de los bloques hacia esa dirección, mientras que al norte buza hacia el este con un régimen sinistral-inverso que favorece a la elevación de los terrenos situados al E (Bousquet, 1978; Weijermars, 1986; Booth-Rea et al., 2003, 2004)

Las fallas de Carboneras, Alhama de Murcia y Palomares forman parte de un sistema de fallas que recibe el nombre de Zona de Cizalla Trans-Alborán, se trata de un sistema que va más allá del margen sur de la Península Ibérica y que forma parte de una placa delgada que hace de frontera entre las placas africana e ibérica, y como se ha podido comprobar a partir de los datos de los terremotos es de suponer que este sistema está experimentando un levantamiento regional bastante activo. Según la documentación adquirida (Bousquet, 1978; Weijermars, 1986; Martínez-Díaz y Hernández-Enrique, 1992, 2001a; Alfaro et al., 1995; Martínez-Díaz, 1999, Martínez-Díaz et al., 2001b, 2003; Booth-Rea, 2003, 2004; Faulkner et al., 2003; Sanz de Galdeano y Bufo, 2005; Canora-Catalán y Martínez-Díaz, 2006; García-Mayordomo y Martínez-Díaz, 2006; Orozco, 2006) de las fallas anteriormente mencionadas, podría decirse que todas las fallas son relativamente jóvenes, ya que se data su actividad tectónica hacia el Mioceno superior – Plioceno, y en todas ellas los autores han coincidido que durante este periodo y el Cuaternario es cuando han sido más activas. La actividad sísmica durante el Neógeno y el Cuaternario en el sudeste del Margen Ibérico fue dominado por sistemas de fallas de desgarre sinistral, que su geometría en sigmoide le ha dado a este sistema el nombre de “Eastern Betic Shear Zone” (EBSZ). La actividad del sistema de fallas se dispone en una zona estrecha de más de 450 Km. de longitud, entre Alicante y Almería, y que incluye las fallas de Carrascoe, Bajo Segura, Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras (Gràcia et al., 2006).

Todas las fallas, en excepción de la Falla de Crevillente y la Norbética, se disponen encima de las Zonas Internas Béticas, mientras que las dos restantes marcan el límite entre las Zonas Externas e Internas de las Béticas. Aunque todas las fallas que se sitúan en las Zonas Internas eso no significa que afecten a los complejos que la forman, como es el caso de las fallas de Bajo Segura y San Miguel, que afectan a los materiales de las cuencas neógenas, igual que la falla de Carboneras, que separa el macizo volcánico de Cabo de Gata de la cuenca neógena de Níjar. Actualmente todas estas fallas siguen siendo activas, tal y como muestran los datos ilustrados en los mapas, debido al contacto que se produce entre la placa Eurasia y África. Así que los movimientos más importantes se dan en las Zonas Internas Béticas, cosa que no es de extrañar, ya que los movimientos se están dando entre las placas Africana e Ibérica, por lo tanto, esta zona se ve más afectada que las zonas Externas Béticas, que en ningún momento se quiere dar a entender que no presente fallas, pero las que presenta no entran dentro de nuestra zona de estudio o no presentan mucha actividad sísmica, como es el caso de la Falla de Socovos.

4.2. Mecanismos focales

Una vez vistas cuales son las fallas que presentan más actividad sísmica de la zona de estudio, para poder ver de que movimiento, o que tipo de fallas se tratan, ya que a partir de la sismicidad solo se ha sabido de su actividad, a continuación se va a realizar un estudio de los mecanismos focales de las diferentes fallas, pero antes se van a describir los diferentes métodos de estudio de un mecanismo focal, ya que existen dos metodologías distintas, y de las expuestas, solo se trabajará con la más adecuada, que consistirá en la más completa de ellas. Esta metodología solo puede trabajar con datos recientes, porque se trabaja con los sismogramas.

4.2.1. Metodologías de estudio de un mecanismo focal

El estudio de mecanismos focales de los terremotos se utiliza para determinar los procesos físicos que ocurren en el foco de este, debido a la ruptura de material litosférico y la consiguiente liberación de energía en forma de ondas sísmicas. El estudio de mecanismos focales puede ser cinemática, donde solo se estudia el movimiento relativo de los planos de falla, sin tener en cuenta el estado de esfuerzos; o la otra manera de estudiar los mecanismos focales es la dinámica, en este caso se considera tanto el movimiento relativo de los planos o bloques de una falla y el estado de esfuerzos.

Para poder obtener el mecanismo focal de un terremoto se trabaja a partir de los sismogramas, porque a partir del desplazamiento de las ondas sísmicas a determinadas profundidades se pueden llegar a determinar los procesos físicos ocurridos en el foco del seísmo que ha causado dichos desplazamientos. Para poder llegar a la obtención del mecanismo focal, el modelo más utilizado es el de una fractura de cizalla o un doble par de fuerzas, que vienen a ser lo mismo, así que de esta manera se consigue representar la distribución de las dilataciones y compresiones del movimiento de las partículas representándolas en una esfera unitaria mediante proyección estereográfica. Los métodos que se utilizan para la distribución se comentan a continuación, empezando por el cinemático y continuando por el dinámico.

4.2.1.1. Método de Polaridades de Ondas P

Consiste en trazar la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para su cálculo se imagina una esfera en el foco del terremoto, y se calcula la orientación del rayo a la estación de registro, tal y como se muestra en la Figura 11, y a continuación se calcula el azimut y la inclinación del rayo en la proyección estereográfica en forma de punto. Los puntos que correspondan a un impulso positivo en el sismograma o una compresión (hacia donde se da el movimiento), consistirán en pequeñas circunferencias rellenas de negro, y los que pertenezcan a una distensión se representaran como circunferencias sin relleno, véase Figura 12.

Una vez se han representado los puntos en la estereográfica, se dibujan dos planos perpendiculares el uno del otro, separando los diferentes campos, o concentración de puntos blancos y negros, y de esta manera se podrán marcar detalladamente los campos compresivos (cuadrantes negros) y los campos distensivos (cuadrantes blancos). Esta es

la manera de proseguir para un estudio de mecanismos focales cinemáticos de un terremoto, ya que solo se ha considerado el movimiento relativo de la falla. Este modelo presenta el inconveniente de que no informa de cual de los planos representados corresponde al plano de falla, y por lo tanto es presenta un resultado incompleto.

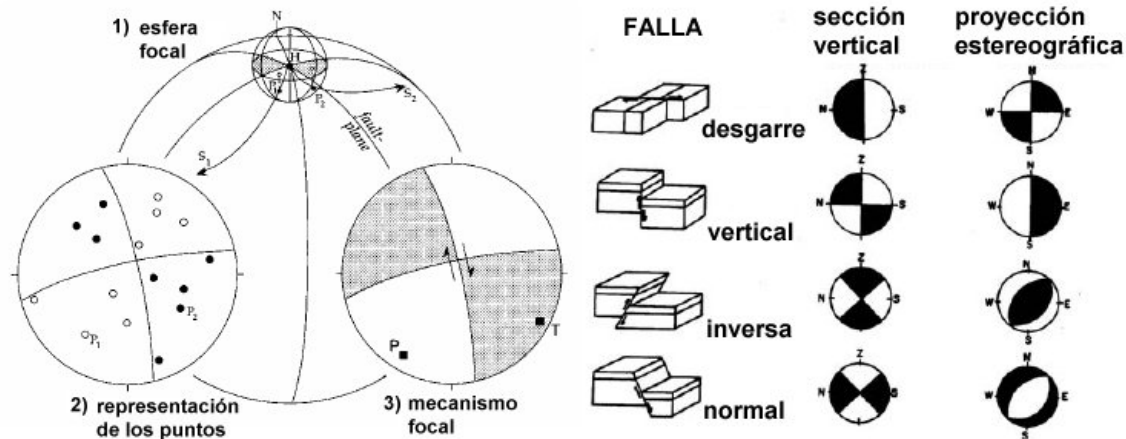


Figura 11. A izquierda: Diagrama esquemático de un mecanismo focal. A derecha: Tipos de mecanismos focales, correspondientes a las diferentes tipos de fallas, en sección vertical y en proyección estereográfica (modificado de Muñoz-Martín y De Vicente, 2005-2006).

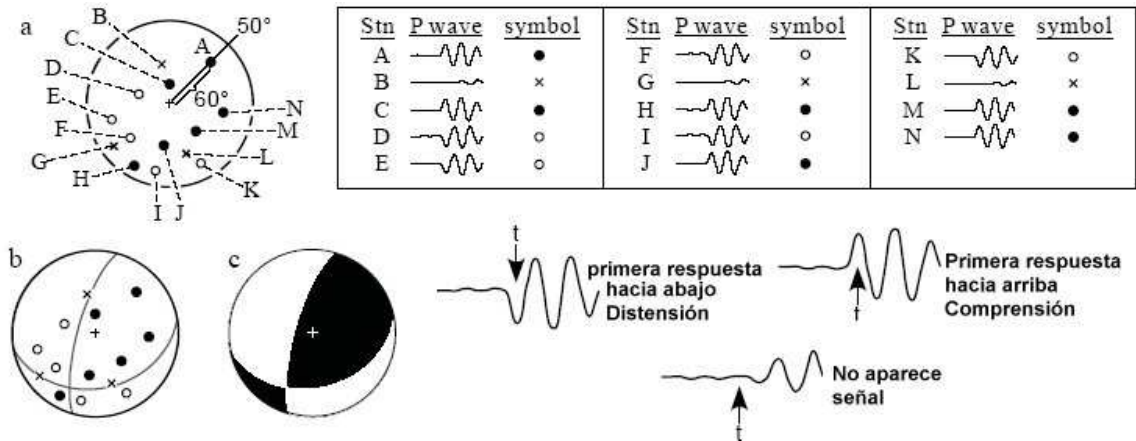


Figura 12. Esquema representativo del método de realización de mecanismos focales a partir de las primeras respuestas de Ondas P (modificado de Muñoz-Martín y De Vicente, 2005-2006)

4.2.1.2. El método del Tensor Momento Sísmico (TMS)

El Tensor Momento Sísmico es en la actualidad la mejor forma de representación de la fuente de un terremoto. Contiene información del tamaño del sismo así como de los parámetros geomorfológicos de la falla responsable, con este método se calculan los parámetros que definen la fuente a partir de los desplazamientos del suelo registrados en

las estaciones sísmicas, para así poder conocer las características de la fuente, las fuerzas que actúen en ella y el medio que recorren las ondas sísmicas.

Al igual que en los modelos de polaridad de la primera llegada de la onda P, la calidad de la inversión del tensor momento sísmico depende de las trazas disponibles y de la distribución azimutal de estaciones sobre la fuente. La determinación mediante un precose de inversión del TMS M_{kj} , o lo que es lo mismo, a partir de la lectura de los sismogramas; se fundamenta en la linealidad entre el TMS y la derivada de la función de Green G_{skj} y la función temporal en la fuente $s(t)$.

$$d_s(t) = M_{kj} [G_{skj(t)} \bullet s(t)] \quad (3)$$

De esta manera conociendo el Tensor Momento Sísmico se pueden conocer los parámetros geométricos de la falla y el momento sísmico escalar, que está directamente relacionado con las dimensiones de la falla, y que se obtiene a partir del módulo de rigidez (μ), el valor medio de la dislocación y el área de ruptura de una falla (Δu , A), y de esta manera poder obtener la magnitud momento (M_w) que es la magnitud ligada directamente con el momento sísmico, y por lo tanto con ella se representará mejor el tamaño de la fuente sísmica, es por esta razón que siempre se ha hablado de la magnitud de un terremoto en M_w .

$$M_o = \mu A \Delta u \quad (4)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log } M_o - 10.7 \quad (5)$$

Para el cálculo del TMS se trabaja con terremotos de magnitudes superiores a los 3.5 M_w (condición que solo se aplica para la zona de la Península Ibérica, ya que se trata de una región tectónica que presenta terremotos de magnitudes moderadas), el proceso se empieza con un filtrado de las formas de onda de un terremoto en estudio en las tres componentes de cada estación y las correspondientes derivadas de la Función de Green para cada distancia epicentral y para todas las profundidades. Se inicia el proceso de inversión para cada una de las profundidades con el uso de las tres estaciones más próximas que se encuentren en una distancia superior a los 40 Km. a partir de la función (3) se calculan los sismogramas sintéticos, para estas estaciones y con el TMS obtenido a partir de la función (4) y la derivada de la función de Green correspondiente. Posteriormente se calculará la exactitud de la inversión, y se consideraran solución final todas aquellas inversiones que obtengan una exactitud superior o igual al 50%. De esta manera, las profundidades consideradas por la función de Green para la obtención de dicha inversión, será la que se considere para el centroide, o lugar promedio del desarrollo de cada fuente sísmica, que no es la misma que la que se ha determinado como localización hipocentral, ya que la localización del centroide se obtiene matemáticamente y será la localización que da como resultado un mecanismo focal con una exactitud mayor, en la Figura 13 se muestra un claro esquema del procedimiento adecuado para la obtención del Tensor Momento Sísmico (Bufo, 1994; Muñoz-Martín y De Vicente, 2005-2006; Rueda y Mezcu, 2005).

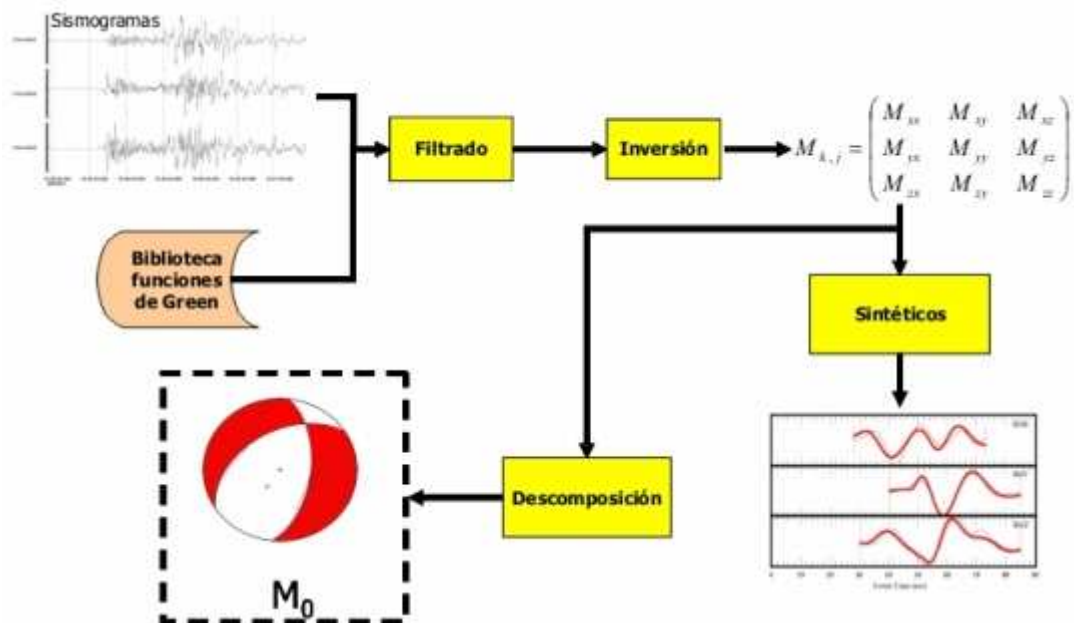


Figura 13. Pequeño esquema donde se muestra el procedimiento para la obtención del Tensor Momento Sísmico o mecanismo focal, de un terremoto. Procedimiento que sigue IGN para la obtención del TMS a partir de un cálculo automático. (<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisIndice.jsp>).

El método del Tensor Momento Sísmico, al hacerse a partir de cálculos y del estudio del filtrado de las ondas sísmicas, hace que este método sea muy fiable y de convergencia rápida, el inconveniente de este método es que no trabaja en tiempo real. Por tratarse de un método tan fiable y que facilita tanta información de un terremoto, y por consiguiente de la falla, en el estudio de las fallas se utilizará la metodología del Tensor Momento Sísmico.

4.2.2. Estudio de los mecanismos focales de la zona

Se debe mencionar, que en este estudio no se trabajarán con los sismogramas de los terremotos, pero sí que se trabajará con los TMS, para ello se han obtenido los tensores de dos catálogos Españoles, que son IGN y el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG) de la Universidad de Granada. El IAG trabaja la zona Ibero-Magrebí con terremotos posteriores al 1984; preferentemente se usarán los datos de IAG, ya que dentro de la zona en la que trabaja se encuentra la nuestra, y por lo tanto se ha considerado más apropiado utilizar esta base. Como que IAG solo presenta los resultados de las *beach balls* hasta el 2005, se han obtenido los datos más recientes de la base de datos de IGN. Los TSM obtenidos de las dos bases de datos anteriormente mencionadas presentan una variación de $0.1 M_w$, que para este caso es despreciable. Por esta razón se trabajará con los datos de estas bases de datos, ya que ambas trabajan con terremotos de magnitudes superiores a $3.5 M_w$ y con una exactitud del 50%.

Al utilizar los datos de IAG se va a trabajar con el modelo de Mecanismo Focal propuesto por Daniel Stich, debido a que los datos obtenidos del Instituto Andaluz de

Geofísica son tratados por Stich y Morales. Ellos proponen hacer el estudio, no únicamente de las Ondas P liberadas en un terremoto, si no que también trabajan con las ondas S y las superficiales Love y Rayleigh. El IAG trabaja en una zona amplia de estudio, desde la Región Ibero-Magrebí, la Península Ibérica, hasta las zona que rodean el Mar, como el norte de Argelia y Marruecos; su zona de estudio es la convergencia entre la placa africana y eurasiática (Stich et al., 2001, 2003, 2005a, b, 2006, 2007; Rueda y Mezcua, 2005; Fernández-Ibáñez et al., 2007).

Existe otro modelo de mecanismo focal que es el propuesto por Elisa Bufo, y en este caso solo trabaja en el área de la Península Ibérica. Ella propone hacer el estudio de los sismogramas trabajando directamente con las ondas P y las ondas reflejas de P al llegar a la superficie libre de la Tierra (pP y sP), aunque no se muestre en este estudio, se ha podido comprobar que la diferencia que hay entre ambos resultados (Stich y Bufo) es mínima, por no decir insignificante (Udías y Bufo, 1992; Bufo, 1994; Coca y Bufo, 1994; Bufo y Udías, 2003; Rueda y Mezcua, 2005).

En la Tabla 1 se muestran los datos de los Tensores Momento Sísmico obtenidos del Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada y del Instituto Geográfico Nacional, donde se muestran la fecha del evento, las coordenadas y profundidad del foco del terremoto, la magnitud y la dirección del plano, el buzamiento y el deslizamiento de los planos 1 y 2 de la falla o el Tensor Momento Sísmico.

En esta tabla se representan un total de 24 eventos que datan desde el 1996 hasta la actualidad, como se ha mencionado antes, los valores se han obtenido del IAG y de IGN, los datos del último catálogo corresponden a los 4 primeros eventos, debido a que en IAG solo se han podido obtener de la zona de estudio la información restante. El número de TMS es tan reducido y de fecha tan reciente, debido a que en España no se inició el estudio de sismicidad instrumental hasta el año 1996, cuando se empieza con la instalación de la Red Sísmica Española, que cuenta con un total de 42 estaciones, de las cuales 35 son de corto período conectadas a tiempo real con el Centro de Recepción de Datos Sísmicos, en Madrid. A partir de este mismo año se instaura la red de estaciones digitales de Banda Ancha, junto con la ayuda de la Universidad Complutense de Madrid, el Real Observatorio de la Armada de San Fernando de Cádiz (ROA) y el GeoForschungsZentrum (GFZ) de Potsdam, Alemania. Esta red sísmica consta de un total de 4 estaciones, una situada en el Cerro de San Cristóbal (SO de España), en Cartagena (SE de España), en Mahó (Islas Baleares) y en Melilla (N de África).

EV	FECHA	COORDENADAS			PLANO 1			PLANO 2			MAGNITUD	
		LAT.	LONG.	H	AZ.	DIP	RAK E	AZ.	DIP	RKE	Mo	Mw
1	06/02/2008	36,860	-2,220	4,4	23	72	-35	244	59	-10	3,73E+21	4,3
2	05/04/2006	38,160	-1,080	10,6	340	81	-149	244	59	-10	3,73E+21	3,7
3	08/03/2006	37,710	-1,620	6,3	261	49	100	66	42	79	1,71E+21	3,3
4	30/06/2005	36,650	-1,540	11,1	253	62	111	33	34	56	5,11E+21	3,7
5	04/02/2005	37,820	-1,800	6,0	109	82	-136	11	47	-10	8,64E+21	3,9
6	03/02/2005	37,820	-1,790	10,0	110	84	-136	15	46	-7	2,44E+22	4,2
7	01/02/2005	38,020	-1,700	6,0	120	68	-125	1	40	-35	2,61E+21	3,6
8	29/01/2005	37,880	-1,780	10,0	132	85	-153	40	63	-5	1,62E+23	4,8
9	16/04/2004	37,670	-1,380	4,0	335	82	-149	240	60	-8	8,11E+21	3,9
10	16/11/2003	37,530	-2,650	8,0	161	49	-100	357	42	-77	1,43E+22	4,1
11	30/10/2003	37,760	-2,070	4,0	58	29	97	230	61	86	2,22E+21	3,5
12	09/04/2003	37,870	-1,830	2,6	273	84	134	9	44	8	2,29E+21	3,0
13	07/08/2002	37,850	-1,820	6,0	120	74	-124	7	37	-27	2,34E+21	3,5
14	06/08/2002	37,900	-1,830	6,0	115	73	-122	0	35	-28	8,81E+21	3,9
15	04/02/2002	37,091	-2,547	10,0	166	33	-92	348	57	-88	1,48E+23	4,7
16	16/07/2001	38,150	-2,280	8,0	270	73	170	3	81	18	4,38E+21	3,7
17	02/08/2000	37,660	-1,770	4,0	54	62	102	210	30	70	4,39E+21	3,7
18	14/08/1999	38,180	-1,690	6,0	331	57	-169	235	81	-33	5,08E+21	3,8
19	14/06/1999	37,338	-2,174	8,0	18	88	41	287	49	177	4,38E+21	3,7
20	02/02/1999	38,110	-1,490	6,0	41	69	-25	141	66	-157	1,65E+23	4,8
21	14/11/1998	38,210	-0,210	8,0	42	66	34	297	59	152	3,84E+21	3,7
22	16/10/1998	36,949	-2,643	20,0	85	54	131	209	53	48	2,47E+21	3,6
23	06/04/1998	37,012	-1,792	8,0	21	58	17	282	76	147	8,91E+21	3,9
24	02/09/1996	37,570	-1,632	10,0	44	35	-7	140	86	-125	4,95E+22	4,4

Tabla 1. Lista donde se muestran las coordenadas de los terremotos que presentan una magnitud superior a 3.5 M_w , y presentan una amplia observación de datos; también se muestran azimuth, buzamiento (dip) y orientación del flanco del plano de falla (rake) de los planos 1 y 2 de la falla que ha provocado un terremoto o lo que es lo mismo, del Tensor Momento Sísmico. La información ha sido obtenida del Instituto Andaluz de Geofísica de la Universidad de Granada y del Instituto Geográfico Nacional.

De esta manera, a partir de estos datos se ha realizado el mapa de la figura 14, donde se muestran los datos de sismicidad de la zona desde 1900 hasta la actualidad y las *beach balls*. En el Anejo 1 se presenta el Script de este mapa, que como se ha mencionado anteriormente, este script es el mismo que el que se ha utilizado para la realización del mapa de la Figura 10, pero en el que se han introducido más información para la realización de los mecanismos focales.

A partir de los mecanismos focales se puede observar una gran actividad de las fallas, con excepción de las fallas conjugadas de Bajo Segura y San Miguel, lo que indica que son zonas muy activas. Que las fallas Bajo Segura y San Miguel no presenten *beach balls* indica que los terremotos detectados no eran de magnitudes suficientemente grandes como para obtener un resultado concreto. La gran actividad sísmica, marcada por la gran cantidad de mecanismos focales, se encuentre entre las fallas de Crevillente y Norbética, en especial sobre la falla de Crevillente, se observan

unos mecanismos focales de gran magnitud, como es el caso de los eventos 8 y 20 que ambos presentan magnitud de 4.8 M_w (corresponden a los eventos de mayor magnitud). Aunque estos no son los únicos eventos de gran magnitud, en la falla de Palomares se encuentra el evento 23 de magnitud de 3.9 M_w ; entre la falla de Alhama de Murcia y la de Palomares el evento 24, con una magnitud de 4.4 M_w ; y en la Zona de Falla del Corredor de las Alpujarras se encuentra en evento 15, con una magnitud de 4.7 M_w . Pero la gran concentración de eventos, y por lo tanto con gran actividad, es en La Paca, al norte de Lorca, donde se encuentra la falla de Crevillente (1,80° O; 37,88° N), que si se observan las *Beach Balls* que se sitúan en dicha falla, muestran una importante componente de desgarre, tal y como indican los eventos (7, 8, 12, 13, 14, 16, 18 y 20).

Si se analizan los resultados en conjunto, se puede observar que la Cordillera Bética Oriental presenta un tensor momento sísmico de desgarre, que según De Vicente et al. (2006) se trataría de un tensor de desgarre puro con máxima compresión en la horizontal al NO-SE, que movería las fallas con una dirección diestra, siniestra, normales e inversas. Pero el objetivo de este trabajo es hacer un análisis de las fallas de esta zona, y por lo tanto a continuación se analizaran los resultados obtenidos para cada falla. Y como se ha empezado mencionando los eventos con magnitud mayor, y que estos se encontraban, en su mayoría, entre las fallas de Crevillente y la Norbética, pues por esta razón se empezará por esta zona hacia al Sur de la zona de estudio (Falla de Carboneras). Los resultados obtenidos se han comparado, para comprobar su fiabilidad, con los resultados obtenidos de Gràcia et al. (2006), véase la figura 1 de su estudio.

Si se observa el mapa de la Figura 14, donde se muestran los resultados obtenidos y mostrados en la Tabla 1, se podrá comprobar que la falla de Crevillente presenta una gran componente de desgarre, con un dominio de falla tipo siniestra, tal y como muestran los eventos 7, 12, 13, 14 y 16, pero también presenta un leve movimiento dextral, según indican los eventos 8, 18 y 20. Anteriormente, cuando se ha descrito la falla de Crevillente, se ha mencionado que se trataba de una falla de desgarre, y que presentaba evidencias de movimientos tanto dextrales como sinestrales, pero es obvio que estos movimientos es poco probable que se den en un periodo de tiempo tan corto (véase Tabla 1). Se sabe que la falla de Crevillente se activó durante el Mioceno Superior, cuando las Zonas Internas cabalgaban las Externas, los datos muestran una clara evidencia de movimiento de desgarre pero los mecanismos focales indican los dos tipos de movimiento de falla de desgarres (diestras y siniestras), esto hace pensar que los terremotos que se han registrado corresponden a pequeñas fallas o de un sistema de fallas asociada a la falla de Crevillente, y lo mismo pasa con los eventos asociados a la falla Norbética. Se ha considerado que tanto la Falla de Crevillente como la Norbética dentro de un mismo sistema, debido a que las dos fallas están asociadas al límite entre las dos unidades estructurales de las Béticas, y además la concentración de eventos se haya en la zona de La Paca, al norte de Lorca, son tanto de tipo de desgarre, normal como inversa, lo que hace pensar que en realidad en esta región existe un sistema de fallas asociadas a las fallas de Crevillente y la Norbética, y que los terremotos notados hasta ahora y representados en el mapa corresponden a pequeñas fallas asociadas a dicho sistema, ya que los terremotos registrados solo se han encontrado en una zona puntual y no a lo largo de las fallas de Crevillente o la Norbética.

Según los mecanismos focales representados en el mapa (Fig. 14) y por los estudios de diferentes autores, las otras fallas son activas en la actualidad. Los mecanismos focales analizados se encuentran encima de las fallas y describen un único tipo de falla, principalmente de desgarre con una componente normal o inversa, a diferencia del caso anterior que en una misma zona se encontraban diferentes tipos de fallas.

El análisis de los eventos 2, 3, 5, 6, 11, 19 y 24 presenta la falla de Alhama de Murcia como una falla principalmente siniestra-inversa. Si se comparan los resultados obtenidos con los estudios realizados en la falla de Alhama de Murcia (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1992, 2001a; Martínez-Díaz, 1999; Martínez-Díaz et al., 2001b) no hay mucha diferencia, salvo que Martínez-Díaz menciona la existencia de fallas asociadas que se habrían creado por la actividad de esta. La falla de Palomares presenta el mismo tipo de movimiento que la de Alhama de Murcia; debido a su proximidad se podría pensar que los eventos 9 y 24 pertenecen a la falla de Palomares y no a la de Alhama de Murcia, pero como no se ha podido determinar se han considerado para los dos. Los eventos 4 y 23 muestran el movimiento de la falla de Palomares, que junto con los eventos 9 y 24 muestran un claro movimiento de falla siniestra con una posible componente inversa. Al tratarse de fallas que forman parte del sistema de Cizalla Trans-Alborán, no es de extrañar que tanto la falla de Palomares como la de Alhama de Murcia presenten el mismo tipo de movimiento. Para la falla de Carboneras sería de esperar que presentara el mismo tipo de movimiento, pero al tener un periodo de recurrencia tan elevado el tensor resultante muestra que se trata de una falla normal-siniestra (evento 1), cuando en realidad es una falla siniestra. Al tener el periodo de recurrencia tan largo hace que la información sísmica registrada sea insuficiente, y por lo tanto crear ciertas dudas sobre el tipo de falla que podría tratarse.

Finalmente, la Zona de Falla del Campo de las Alpujarras (eventos 15 y 22) se trata de una falla diestra con una componente normal, tal y como se muestra con los eventos 15 y 22, que presentan claras evidencias de un terremoto con una componente normal pura, que correspondería al evento número 15, mientras que el evento 22 muestra clara evidencias que se trataría de una falla diestra con una posible componente inversa. El hecho de que se haya determinado que dicha falla es de tipo diestra con una componente normal, es en parte por la comparación con otros estudios, ya que como su propio nombre indica, se trata de una zona de falla, y por consiguiente, los valores que se han obtenido podrían pertenecer a fallas del sistema, y no a la falla principal. Pero aun así el resultado que se obtiene de los mecanismos focales indica que se trata de una falla de desgarre tipo diestra con componente normal.

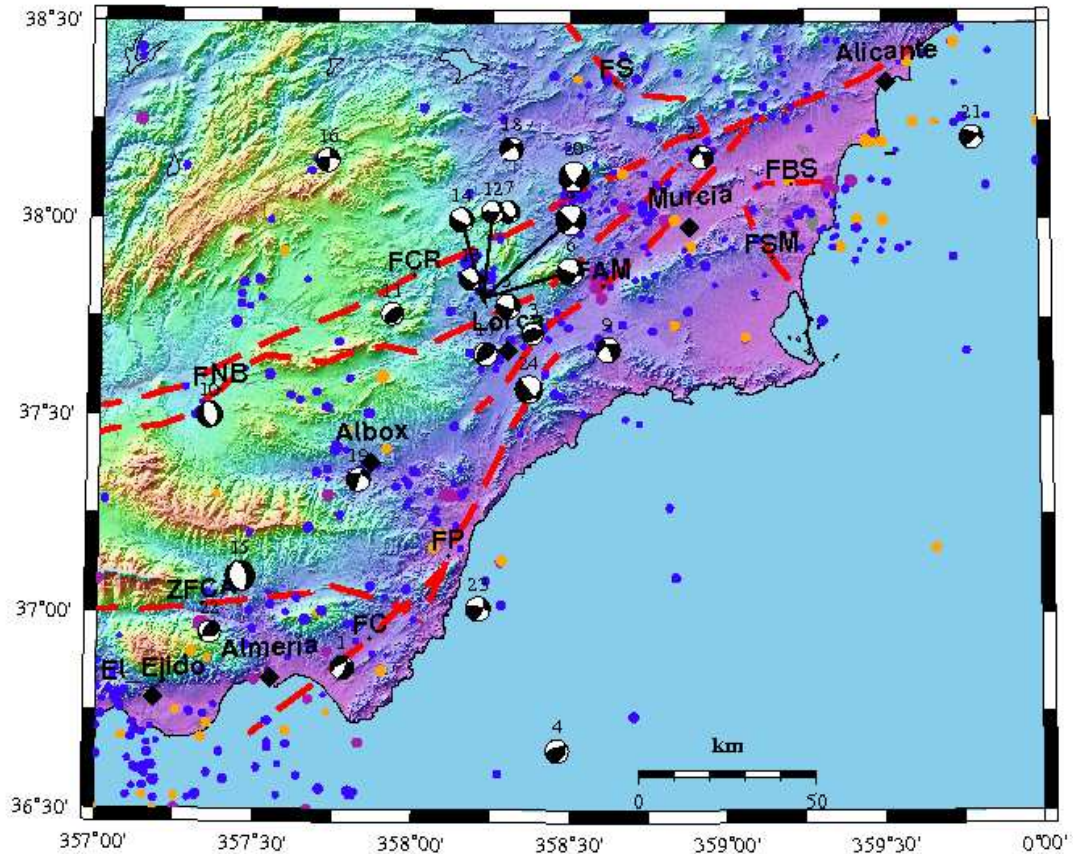


Figura 14. Mapa físico donde se muestran los mecanismos focales obtenidos de IAG y IGN. El tamaño del TMS representa la magnitud del terremoto, y los datos de sismicidad de IGN, en el que se incluyen los valores de macrosismicidad (morado), instrumentales (azul) y de Sismicidad Histórica (naranja) en el que se muestran las fallas con más actividad símica de las Béticas. FS: falla de Socovos; FRC: Falla de Crevillente; FNB: falla Norbética; FAM: falla de Alhama de Murcia; FBS: falla del Bajo Segura; FSM: falla de San Miguel; FP: Falla de Palomares; ZFCA: zona de falla de las Alpujarras; FC: falla de Carboneras (Martínez-Díaz, 1999).

Como se puede comprobar, el método del cálculo del Tensor Momento Sísmico es bastante factible, pero aun así presenta pequeños inconvenientes que hacen que el resultado no sea del todo correcto: al trabajar con los datos de sismología, y por lo tanto con datos que no son a tiempo real, no se puede determinar con exactitud el tipo de falla que se trata, sino que se determina el Tensor Momento Sísmico del terremoto que ha causado el movimiento de la falla. El inconveniente de trabajar con los datos de sismología es que solo se obtienen datos cada vez que se registra un terremoto de magnitud moderada (magnitud mayor de 3.5 M_w), y esta obtención de datos está estrechamente ligada al tiempo de recurrencia de cada falla. Por esta razón en este trabajo se utilizará una nueva metodología de estudio para el movimiento de fallas, que en este caso si que es de lectura a tiempo real, pero no continua, se trata del estudio de movimientos relativos de falla a partir de datos de GPS.

4.3. Estudio de fallas a partir de GPS

4.3.1. Introducción

La metodología que se presenta a continuación es el estudio de los movimientos continuos de fallas a partir de GPS, esta metodología es bastante reciente, y consiste en un método de lectura de datos a tiempo real y continuo, pero el hecho de que se trate de una metodología bastante nueva, provoca que no se halle instalada en toda la Península, sólo en ciertas zonas de estudio. Por tratarse la Península Ibérica de una zona de actividad sísmica moderada, esta nueva metodología no está tan desarrollada como las anteriores. La ventaja de trabajar con datos de GPS para medir la deformación es la habilidad que presenta para determinar vectores desplazamiento absolutos, que se obtienen considerando la rotación (Θ), la translación (C) y la deformación (ϵ). Se ha de mencionar que la deformación vertical es ignorada debido al error que presenta el sistema de GPS en esta componente. Usando la estimación de las 15 estaciones de la red geodésica se han calculado los vectores de la deformación cortical y consecuentemente, las tasas de la deformación principal (*strain rates*) (Khazaradze, 1999; Khazaradze et al., 2008).

4.3.2. Cálculos de los parámetros básicos

Para el cálculo de los parámetros anteriormente mencionados (rotación, translación y esfuerzo) según Khazaradze (1999) se debe calcular inicialmente el vector desplazamiento (y) que hay entre dos puntos durante un intervalo de tiempo y que ha padecido una deformación (F), tal y como se muestra en la ecuación 6. Si se considera que el gradiente velocidad (L) con el que se está deformando la falla es constante, podemos afirmar que la deformación que se está dando en una zona durante un periodo de tiempo está relacionado con la velocidad con la que se deforma (ecuación 7):

$$y(t) = F(t) - y(t=0) \quad (6)$$

$$\frac{dF}{dt} = LF \quad (7)$$

donde L representa el tensor gradiente de velocidad, que está determinado por una matriz 2x2 donde se representan los gradientes de las velocidades en la horizontal, ya que la deformación vertical ha sido ignorada por ser una variable no exacta.

$$L = \begin{pmatrix} \frac{\partial V_x}{\partial x} & \frac{\partial V_x}{\partial y} \\ \frac{\partial V_y}{\partial x} & \frac{\partial V_y}{\partial y} \end{pmatrix} \quad (8)$$

Para poder calcular los gradientes de las velocidades en la horizontal (V_x y V_y) se han considerado las componentes de la ecuación 8 y se han calculado con la ecuación 7, de esta manera se obtiene:

$$V_x(x,y) = \left(\frac{\partial V_x}{\partial x}\right)x + \left(\frac{\partial V_x}{\partial y}\right)y + C_x \quad (9)$$

$$V_y(x,y) = \left(\frac{\partial V_y}{\partial x}\right)x + \left(\frac{\partial V_y}{\partial y}\right)y + C_y \quad (10)$$

Donde C_x y C_y representan el vector de translación en la horizontal respecto del origen en un sistema de coordenadas de x e y . El vector de translación horizontal C se puede expresar como un absoluto o dependiendo del ángulo:

$$C = \sqrt{C_x^2 + C_y^2} \quad (11)$$

$$C\alpha = \text{atan} \left(\frac{C_x}{C_y} \right) \quad (12)$$

Si las velocidades son conocidas en más de tres puntos, las ecuaciones 9 y 10 pueden ser usadas para estimar los componentes del tensor de velocidad L . Para el cálculo del tensor velocidad, con la metodología de GPS, se consigue haciendo una triangulación mínima de datos, estimando la velocidad con una pequeña incertidumbre. De esta manera del tensor gradiente de velocidad (L) se puede determinar la componente de la tasa de deformación normal (ϵ_{xx} , ϵ_{yy}) y de cizalla (ϵ_{xy}), a partir de la ecuación 8:

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial V_x}{\partial x} \quad (13)$$

$$\epsilon_{yy} = \frac{\partial V_y}{\partial y} \quad (14)$$

$$\epsilon_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_y}{\partial x} + \frac{\partial V_x}{\partial y} \right) \quad (15)$$

La rotación alrededor del eje Z está relacionada con el tensor gradiente de velocidad:

$$\omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V_x}{\partial y} - \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \quad (16)$$

Utilizando las tasas de deformación normal y de cizalla es posible encontrar la orientación del esfuerzo máximo y el mínimo (ϵ_1 y ϵ_2 , respectivamente). Estas fuerzas reciben el nombre de velocidad de esfuerzo principal (*principal strain rate*), representadas en las ecuaciones 17 y 18:

$$\epsilon_1 = \frac{\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy}}{2} + \sqrt{\frac{(\epsilon_{xx} - \epsilon_{yy})^2}{4} + \epsilon_{xy}^2} \quad (17)$$

$$\varepsilon_1 = \frac{\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}}{2} + \sqrt{\frac{(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2}{4} + \varepsilon_{xy}^2} \quad (18)$$

La dirección de la tasa de deformación principal en el eje mínimo (ε_2), recibe el nombre de Θ , y se obtiene a partir de las tasas de deformación normal y de cizalla:

$$\Theta = \text{atan} \left(\frac{2\varepsilon_{xy}}{\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}} \right) \quad (19)$$

Una vez determinado como se obtienen los parámetros principales para el estudio de una zona a partir de GPS, a continuación se va a mostrar los resultados obtenidos de las campañas de campo en la zona de estudio, que en este caso se sitúa a la zona este de la Cordillera Bética Oriental.

4.3.3. Cálculo de esfuerzos en la (Cordillera Bética Oriental)

En el apartado anterior se ha mostrado como obtener los parámetros principales (rotación, translación y deformación) para el estudio de una zona en deformación con GPS, pero en este caso los datos han sido analizados utilizando un programa desarrollado por Jet Propulsion Laboratory (JPL), el GIPSY/OASIS-II. En este trabajo se ha utilizado la información de la red de GPS CuaTeNeo, que consiste en la Cuantificación de la Tectónica actual y Neotectónica en la parte oriental de la Península Ibérica, que se estableció en 1996 con el objetivo específico de evaluar el riesgo sísmico en el área del sistema de Cizalla Trans-Alborán, el área más activa de la Península Ibérica (Colomina et al., 1998; Khazaradze et al., 2008), que cubre aproximadamente 6000 Km², y está constituida por 15 estaciones estables, que son las que se representan en la Tabla 2 por orden alfabético. La red de GPS de CuaTeNeo ha recopilado las observaciones en tres campañas en los años 1997, 2002 y 2006, que al hacerse en años tan separados hace que las observaciones no sean continuas.

	CÓDIGO	LOCALIZACIÓN
1	CARB	Carboneras
2	CUCO	Cerro Cuco
3	ESPU	Sierra Espuña
4	GANU	Sierra de Almenara
5	HUEB	Huebro
6	HUER	Huercal-Overa
7	MAJA	Collado de Majasarte
8	MELL	Cuesta del Mellado
9	MOJA	Mojácar
10	MONT	Montalbán
11	PANI	Pozo del Espartos
12	PUAS	Cerro Púas
13	PURI	Casa Reverté
14	RELL	La Rellana
15	TERC	Sierra de la Tercia

Tabla 2. Descripción de las 15 estaciones de la red de GPS de CuaTeNeo (Khazaradze et al., 2008)

De la información obtenido de las 17 estaciones (15 estaciones de CuaTeNeo y ALME de IGN y CART de ROA) y posteriormente analizadas, se ha elaborado el mapa de la Figura 15 donde se muestran las estaciones de la red de GPS de CuaTeNeo. En el caso de las estaciones que se hallan hacia fuera del arco, o hacia dentro del continente, son las que han registrado una tasa de deformación más baja con un error elevado, tal y como se muestra en la Tabla 3.

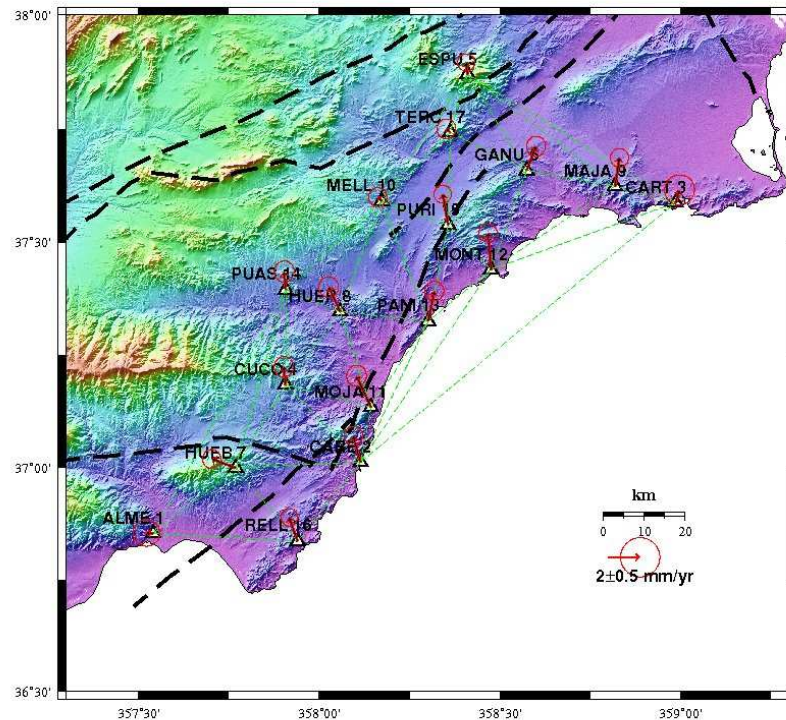


Figura 15. Mapa físico en el que se muestran las 17 estaciones de la red de GPS de CuaTeNeo y las velocidades de deformación registradas para cada estación, en discontinua se muestran las triangulaciones que se pueden hacer para el cálculo de campos de esfuerzo.

Los datos que se muestran en la Tabla 3, son las coordenadas donde se sitúa cada estación de la red CuaTeNeo, la tasa de deformación en los distintos ejes (Latitud y Longitud), la velocidad del vector deformación Horizontal, que es el que se representa en el mapa y la inclinación respecto del Norte que presenta el vector horizontal (Az), y todos estos valores van acompañados de su error correspondiente, que se ha nombrado 1sig. Se muestran las estaciones en orden alfabético debido a que es más fácil de esta manera trabajar con los datos, esto no significa que esta sea el orden de instalación.

STA	Lat	Lon	Lat V	1 σ	Lon V	1 σ	HorV	1 σ	Az	1 σ
ALME	357,541	36,853	-0,4	0,3	0	0,3	0,4	0,5	275	41
CARB	358,115	37,012	-0,5	0,2	1,6	0,2	1,7	0,3	345	5
CART	358,988	37,587	0,2	0,4	0,8	0,4	0,8	0,5	15	32
CUCO	357,907	37,184	-0,1	0,2	1,1	0,3	1,1	0,4	355	12
ESPU	358,411	37,87	-0,1	0,2	0,7	0,2	0,7	0,3	353	15
GANU	358,575	37,658	0,6	0,2	1,5	0,3	1,6	0,4	21	11
HUEB	357,769	36,999	-1,5	0,2	0,6	0,2	1,6	0,3	291	5
HUER	358,058	37,346	-0,7	0,2	1,5	0,3	1,7	0,4	335	4
MAJA	358,819	37,623	0,3	0,2	1,8	0,2	1,8	0,3	9	8
MELL	358,173	37,59	-0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,3	316	0
MOJA	358,144	37,134	-0,9	0,2	2	0,3	2,2	0,4	335	3
MONT	358,476	37,439	-0,2	0,2	2,3	0,2	2,3	0,3	355	5
PANI	358,302	37,325	0,4	0,2	1,9	0,2	1,9	0,3	11	9
PUAS	357,908	37,395	-0,1	0,2	1,1	0,3	1,1	0,4	354	11
PURI	358,357	37,538	-0,3	0,2	1,9	0,2	1,9	0,3	350	5
RELL	357,941	36,836	-0,5	0,2	1,5	0,2	1,6	0,3	340	4
TERC	358,363	37,742	-0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	311	5

Tabla 3. Velocidades horizontales de las 17 estaciones analizadas. Se muestran las velocidades de deformación en el eje de las x (latitud) y de las y (longitud), el vector de deformación resultante y el ángulo que presenta respecto del norte. 1 σ son errores asociados representando los límites de 68% confianza. Datos de Khazaradze et al. (2008).

Una vez vistos los vectores de deformación de las distintas estaciones se ha querido elaborar un mapa donde se reflejen los esfuerzos absolutos para la falla de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras, no se han realizado más campos de esfuerzo debido a la poca cantidad de estaciones de GPS en la zona, tal y como se puede ver en el mapa de la Figura 16. Para la realización de los campos de esfuerzo para las tres fallas se ha considerado que la placa Eurasia no se mueve, representando los vectores de velocidad como resultado del movimiento de la placa Africana, y no se han considerando todas las estaciones para la determinación del campo de esfuerzo de cada falla. En el caso de la falla de Alhama de Murcia, se han considerado cinco estaciones (ESPU, GANU, MELL, PURI y TERC); para la falla de Palomares se han considerado solo 7 estaciones (CUCO, GANU, HUER, MOJA, MONT, PANI y PURI); y finalmente para la falla de Carboneras se han considerado 4 estaciones (ALME, CARB, HUEB y RELL). Algunas estaciones se han utilizado en más de un sistema, debido a su proximidad a distintas fallas, como es el caso de las estaciones de GANU y PURI. Debe mencionarse que los valores obtenidos no son estrictamente fiables, ya que como se puede observar el error es un poco mayor al valor obtenido; en el caso de la falla de Carboneras, el error obtenido es mucho mayor al valor, tanto en el esfuerzo máximo como en el mínimo. Es por esta razón que se ha querido hacer diferentes campos de esfuerzo para cada una de las fallas, haciendo diferentes combinaciones de las estaciones utilizadas, y de esta manera ver cual de los campos de esfuerzo realizados es el más adecuado para cada una de ellas.

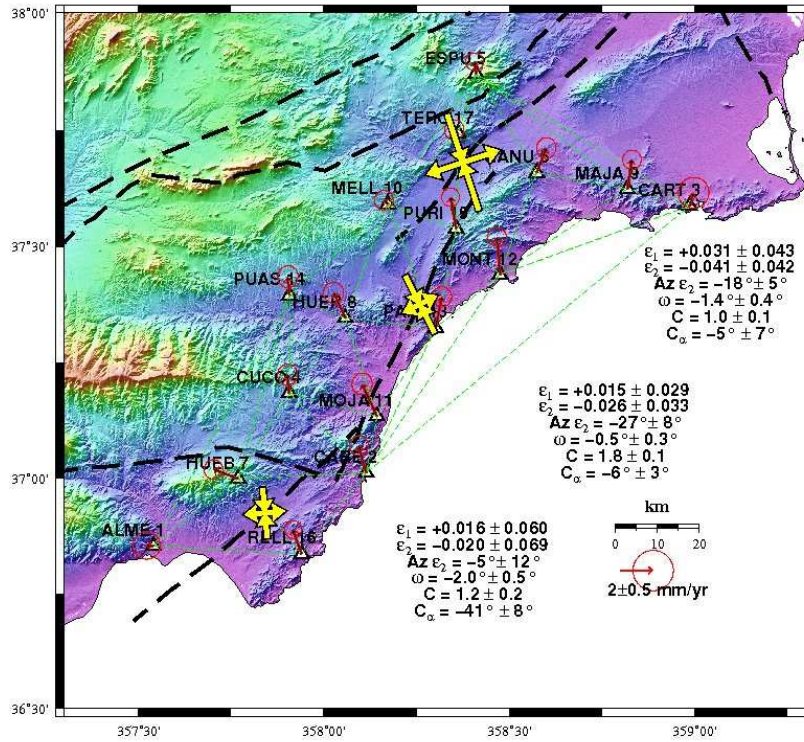


Figura 16. Mapa físico en el que se muestran las 17 estaciones de la red de GPS de CuaTeNeo y los campos de esfuerzo para las fallas de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras (de Norte a Sur), y con sus respectivos resultados, situados al este de las fallas.

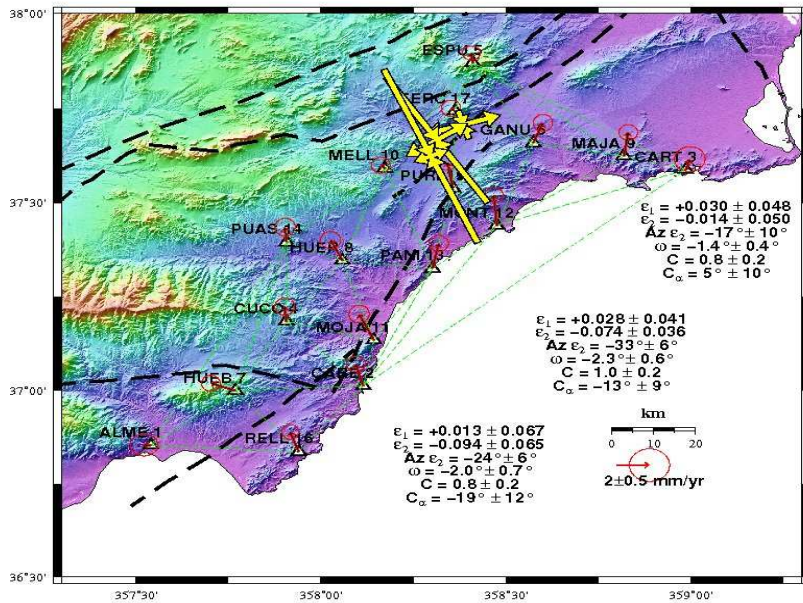


Figura 17. Mapa físico donde se muestran tres posibles campos de esfuerzo para la falla de Alhama de Murcia.

En el mapa de la Figura 17 se muestran los tres campos de esfuerzo realizados para la falla de Alhama de Murcia. Las combinaciones que se han utilizado para el primer campo ESPU, GANU y MELL; para el segundo: ESPU, MELL y PURI; y para el tercero: MELL, PURI y TERC. Como se puede comprobar, los tres campos realizados tienen unos errores del esfuerzo máximo mayor al valor obtenido, pero si se observa el valor mínimo, solo el primer campo presenta un error mayor al valor obtenido. Así pues, en este caso se ha considerado el segundo campo (el formado por las estaciones ESPU, MELL y PURI; Fig. 18), debido a que la relación entre los valor del esfuerzo máximo y su error es menor comparado con los otros dos campos, y que el error para el esfuerzo mínimo es casi la mitad que el valor obtenido.

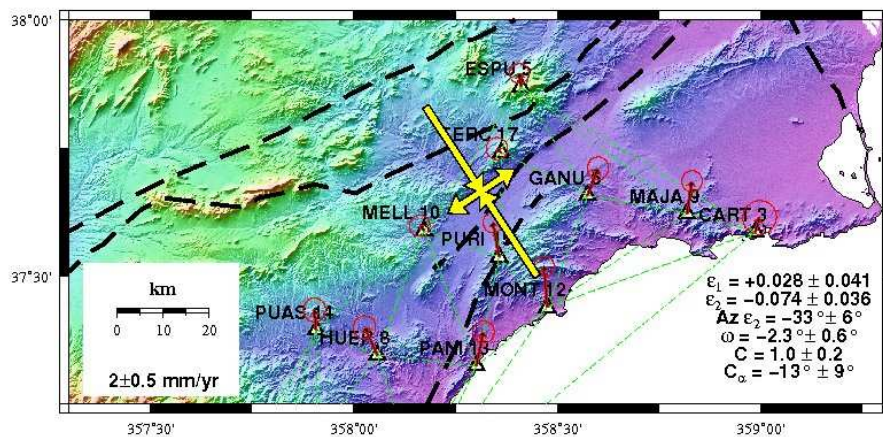


Figura 18. Mapa físico reducido donde se muestra la falla de Alhama de Murcia y el campo de esfuerzo resultante de la combinación de las estaciones EPU, MELL y PURI.

Se ha seguido el mismo procedimiento para las fallas de Palomares y Carboneras. En el caso de la falla de Palomares se han realizado combinaciones de más de 3 estaciones, debido a que presenta estaciones muy cercanas a ella, pero aun así, solo se han hecho tres campos de esfuerzo (campo 1: HUER, MOJA, MONT, PANI y PURI; campo 2: CUCO, GANU, MOJA, MONT y PANI; campo 3: CUCO, HUER, MOJA, MONT y PURI; Fig. 19). Se ha considerado el segundo campo (Fig. 20), debido a que el valor del máximo esfuerzo no presenta un error muy elevado ($\epsilon_1=0.012\pm0.016$), y que el valor del mínimo esfuerzo presenta un error muy pequeño ($\epsilon_2=0.065\pm0.027$). En el caso de la falla de Carboneras (Fig. 21), no se ha escogido ningún campo de esfuerzo debido que los tres presentan unos errores muy elevados respecto a los valores obtenidos.

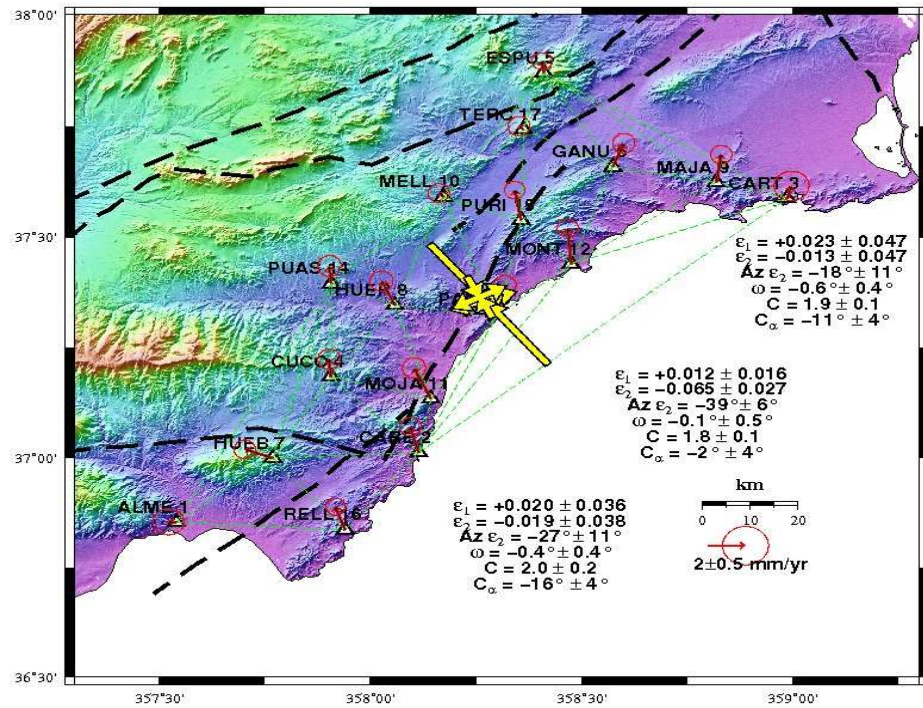


Figura 19. Mapa físico donde se muestran tres posibles campos de esfuerzo para la falla de Palomares.

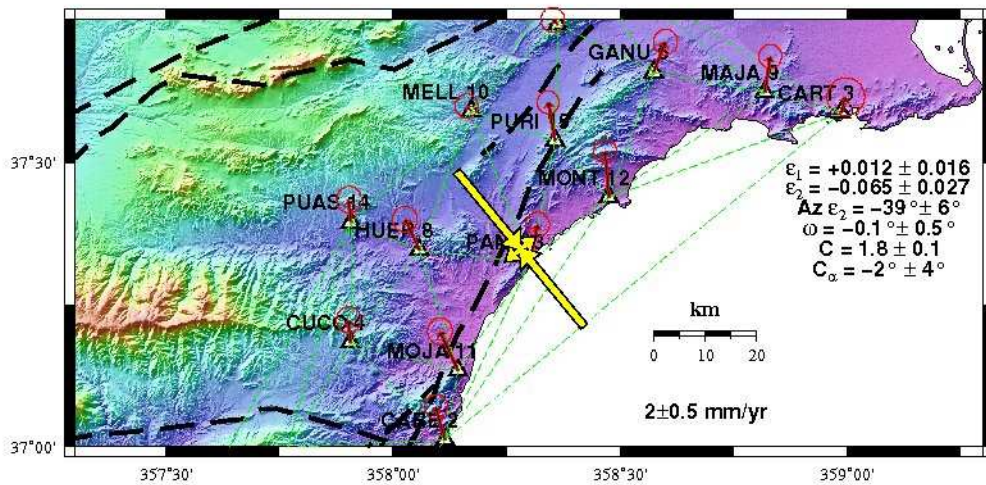


Figura 20. Mapa físico reducido donde se muestra la falla de Palomares y el campo de esfuerzo resultante de la combinación de las estaciones CUCO, GANU, MOJA, MONT y PANI

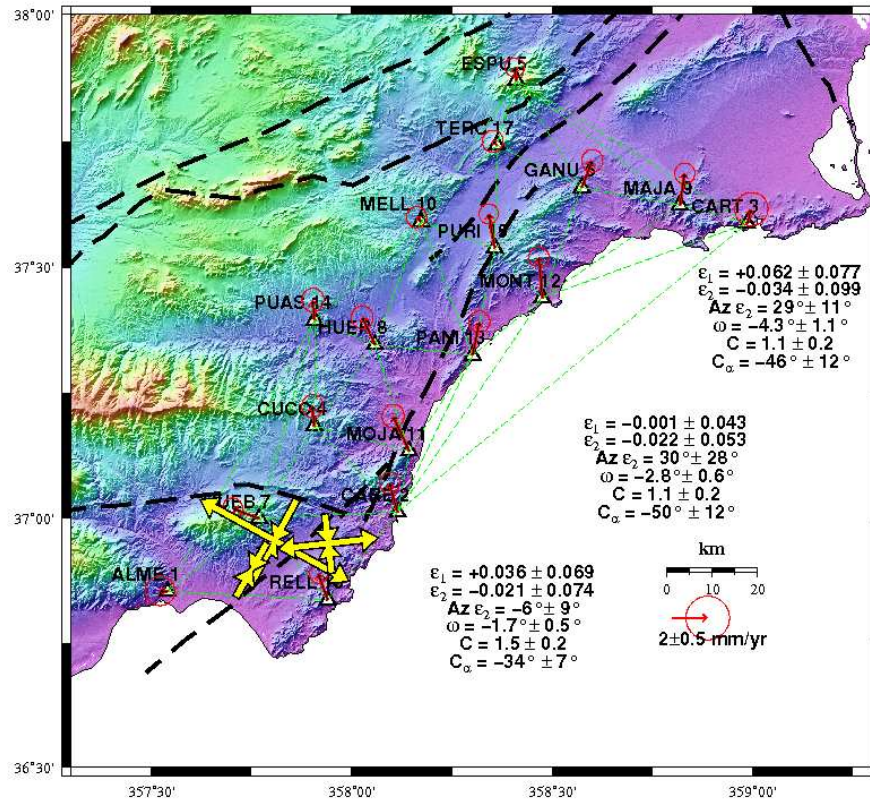


Figura 21. Mapa físico donde se muestran tres posibles campos de esfuerzo para la falla de Carboneras.

A partir de los resultados obtenidos se puede confirmar que tanto la falla de Alhama de Murcia como la de Palomares son fallas que presentan una componente importante de extensión (debido a que el valor de ε_1 es positivo), en cambio no se puede determinar que tipo de movimiento de desgarre presentan, ya que el error que presentan en este componente es mayor al resultado. Es por esta misma razón que no se puede determinar a que tipo de movimiento está sometida la falla de Carboneras.

Una vez que se han determinado los campos de esfuerzo, se quiere determinar un vector de velocidad de deformación para cada falla, de esta manera se podrá ver mejor los resultados obtenidos con los campos de deformación, que no determinaban la dirección de movimiento de desgarre presentan las fallas. El cálculo de los vectores nos ayudara, para el caso de la falla de Carboneras, determinar con mayor exactitud el comportamiento de las fallas. La manera de proceder para el cálculo de los vectores de tasa de deslizamiento de las fallas, para saber que comportamiento presentan, tanto de desgarre como compresivo o de extensión, es bastante sencilla, primero se deben escoger dos estaciones pertenecientes a un mismo campo de esfuerzo de una de las fallas, y que se sitúen cada una de las estaciones a un lado de la falla, y finalmente se considera a una de las estaciones como fija. Pero para poder determinar los vectores de deslizamiento de la falla, se deberá referenciar la estación (considerada en movimiento) a la falla, de esta manera será mucho más fácil ver el deslizamiento que presenta la falla y así poder determinar el tipo de falla, para más información sobre el procedimiento empleado consultar en Means (1976). En el caso de la falla de Palomares, que se han

considerado las estaciones de MOJA y CUCO, donde se ha considerado que la estación fija es MOJA, y sabiendo que la orientación de la falla es de 10°-20° N, se han obtenido dos posibles resultados, debido que la falla presenta este rango de orientación (Booth-Rea et al., 2004), que ambos muestran un claro movimiento de desgarre hacia el S-SO (0.52-0.7 mm/año), y movimiento perpendicular a la falla de extensión (0.86-0.96 mm/año). Para las otras dos fallas se ha seguido el mismo procedimiento, pero cambiando las estaciones y la orientación de la falla, como se muestra en la Tabla 4.

	Alhama de Murcia (45°-65° N)		Palomares (10°-20° N)		Carboneras (45°-60°)	
	MELL	PURI	CUCO	MOJA	HUEB	RELL
	45°	65°	10°	20°	45°	60°
V_{F1} (mm/año)	-0.26	-0,15	-0,70	-0,52	1,59	1,52
V_{F2} (mm/año)	0.30	0,37	0,86	0,96	0,08	0,50

Tabla 4. Tabla donde se muestran los valores obtenidos de los vectores de deslizamiento para cada falla. Azimut de orientación de la fallas esta indicada en paréntesis al lado del nombre. V_{F1} y V_{F2} son las tasas de deformación de desgarre y extensiva respectivamente.

A partir de los valores representados en la Tabla 4 podemos ver que tipo de falla se han estudiado, donde se muestra la inclinación de las fallas, la tasa de movimiento de las fallas en la horizontal (V_{F1}) y en la vertical (V_{F2}). Para todas tres fallas, muestran un claro componente de extensión, tal y como se ha mostrado con los campos de esfuerzos (Fig. 16), pero también se ha podido determinar la componente de desgarre, que para las fallas de Palomares y Alhama de Murcia muestran un movimiento siniestro, mientras que la falla de Carboneras muestra un comportamiento diestro. Que esta última muestre un comportamiento de desgarre contraria a las otras dos fallas puede ser debido a los errores que se han registrado en cada estación. Las velocidades de deslizamiento obtenidas de la falla de Alhama de Murcia se ha querido comparar los valores obtenidos en este estudio con las tasas de movimientos obtenidos por Masana et al. (2007) a partir de los datos de paleosismicidad, donde mencionan que la tasa de movimiento horizontal de la falla de Alhama de Murcia es de 0.06-0.53 mm/año y de 0.07-0.66 mm/año en la vertical, donde los valores obtenidos entran dentro de este rango, ya que se han obtenido una velocidad en de desgarres siniestra de unos 0.20 mm/año y 0.3 mm/año en la componente extensional. Para la falla de Palomares, las tasas de deslizamiento registrados son mayores a las de Alhama de Murcia, cosa que indica que esta falla está padeciendo más movimientos que la falla de Alhama de Murcia. Para el caso de la falla de Carboneras, se ha mencionado que los valores de deslizamiento horizontal pueden ser debidos al error, que para la obtención de las velocidades se ha omitido, ya que como se ha mencionado anteriormente en la Figura 21 la falla muestra un error en la componente de desgarre del doble del valor obtenido. Esto puede ser debido a que la falla presenta una velocidad de desgarre muy pequeña y por eso es imperceptible para los sensores de GPS de las estaciones de esta zona. Pero también, lo que podría estar sucediendo es que en realidad la falla presenta unos movimientos de desgarres diestros y extensivos, pero que al liberar la energía acumulada en la falla por un terremoto puede padecer un movimiento horizontal totalmente contrario al habitual (Khazaradze et al., 1999).

Una vez determinados los vectores de deslizamiento se puede determinar para cada una de estas tres fallas la magnitud momento geodésico, a partir de la ecuación determinada por Kostrov (1974) mejorada por Wang (1994):

$$M_o = 2\mu AH\epsilon_{\max} \quad (20)$$

Donde el módulo de elasticidad transversal (μ) es $3 \cdot 10^{10}$ N/m² Stacey (1992) y la profundidad media de la falla H considerada para cada falla es de 15 km., el área de la falla (A) se determina como la longitud de la falla al cuadrado, y $\epsilon_{\max}$ se determina a partir de las mediciones de GPS, utilizando el campo de esfuerzo determinado para cada falla multiplicado con el periodo de recurrencia (Tr en Tabla 5). Para determinar la magnitud máxima para cada falla a partir de este momento geodésico se ha utilizado la ecuación (5). Si se consideran que las fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia presentan unas dimensiones de 150 Km., 85 Km. y 100 Km (Masana et al., 2004; Gràcia et al., 2006;). respectivamente, y que los tiempos de recurrencia de cada una son de 10000 años para la falla de Carboneras, unos 700 años para la falla de Palomares (Giménez et al., 1999) y unos 400 años para la falla de Alhama de Murcia (Martínez-Díaz et al., 2001b, 2003), se obtiene que las magnitudes máximas que se pueden sentir a partir de los valores máximos de esfuerzo de cada una de ellas se encuentran dentro del rango de 7.3 a 8.4 Mw, donde los terremotos de mayor magnitud se hallarían en la falla de Carboneras.

	Prof (Km)	L (Km)	Tr (años)	$\epsilon_{\max}$ (μ strain/año)	Mo (Nm/año)	Mw
Carboneras	15	150	10000	0.062	$4.19 \cdot 10^{17}$	8.4
Palomares	15	85	700	0.065	$1.41 \cdot 10^{17}$	7.3
Alhama de Murcia	15	100	400	0.074	$2.22 \cdot 10^{17}$	7.3

Tabla 5. Tabla donde se muestran los datos utilizados para el cálculo de la magnitud momento (Mo) y la magnitud máxima (M_w).

5. Discusión

En este trabajo se han analizado los datos de los epicentros de los terremotos en la Cordillera Bética Oriental, aun que las Béticas es una de las regiones más activas de la Península Ibérica, solo se ha considerado la zona este de la cordillera por sus grandes dimensiones y por la gran cantidad de información sísmica que se ha obtenido (terremotos, mecanismos focales y GPS). La mayoría de los terremotos corresponden a zonas asociadas a fallas principales (ej. Falla de Alhama de Murcia), se han querido profundizar con los mecanismos focales, para determinar el tipo de movimiento de las fallas, y finalmente se ha trabajado con datos de GPS para determinar cual es el campo de esfuerzo de las fallas del Sistema de Cizalla Este de las Béticas a partir de las tasas de deformación.

A partir de los datos adquiridos y mostrados en los mapas de las Figuras 9, 10 y 14, se ha podido comprobar que hay una gran actividad en la región del Norte de Lorca (La Paca), donde se halla la falla de Crevillente y la falla en profundidad Norbética, según referencias bibliográficas consultadas, estas dos fallas están asociadas al límite del Margen Subbético, o lo que es lo mismo, al límite entre las dos unidades tectónicas de la Cordillera Bética (Agustí et al., 1999; Vera, 2004). Pero lo que se ha podido demostrar con los datos adquiridos es que actualmente estas dos fallas no son las principales causantes de los terremotos representados, sino que los seísmos estarían asociados a fallas asociadas a las dos fallas anteriormente mencionadas, no se ha podido determinar con exactitud este hecho, debido a que la información sísmica para esta zona en concreto es muy escasa. Lo mismo pasa para las falla de Bajo Segura y San Miguel, que a partir de los datos de sismicidad se ha podido deducir que estas dos fallas podrían estar conjugadas (Figs, 9 y 10), pero como los terremotos sentidos en la zona de estas dos fallas son de magnitud muy baja ($M_w < 3.5$), no se ha podido determinar el tipo de movimiento que presentan. De el Corredor de las Alpujarras se ha podido determinar con la ayuda de los mecanismos focales, que se trata de una zona dominada por fallas de desgarres diestras, tal y como menciona Martínez-Díaz y Hernández-Enrile (1992), Martínez-Díaz (1999) y Martínez-Díaz et al. (2001a), y podría ser a la vez extensivas, pero no se ha podido profundizar más, debido que solo disponíamos de estos datos formados por dos mecanismos focales.

Para las fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia, se han podido estudiar con los datos de sismicidad, que las hacen a las tres bastante activas en la actualidad, los mecanismos focales, que indican que son fallas de desgarre tipo siniestra con una componente compresiva, aunque para la falla de Carboneras el mecanismo focal representado para ella indicaba que se trataba de una falla de desgarre siniestra con una componente extensiva. Como de estas tres fallas sí que se disponía de datos de GPS de la red CuaTeNeo (Colomina et al., 1998; Khazaradze et al., 2008), se ha podido profundizar más en ellas, obteniendo información de los campos de esfuerzos que se han realizado en cada una de ellas y de los vectores de deslizamiento para cada falla. Con toda esta información se ha podido comprobar que todas tres fallas son extensivas y de desgarre, donde las fallas de Palomares y Alhama de Murcia presentan un deslizamiento siniestro y extensiva, para la de Carboneras, según los datos de GPS obtenidos y posteriormente calculados, muestran que se trata de una falla diestra y de

componente extensivo, pero se debe decir que los datos de GPS para esta falla muestran tasas de error muy elevadas y los resultados obtenidos no concuerdan con los que se han registrado para esta falla, que según Gracia et al. (2006) se trataría de una falla siniestra, aunque no determina si presenta movimientos compresivo o extensivos. También debe mencionarse que las magnitudes máximas que se han calculado para las tres fallas son orientativas, debido a que en este caso los datos con los que se han trabajado son aproximados, puesto que no se han considerados los errores para los esfuerzos, y que la profundidad estimada no es real, ya que se pueden dar terremotos con foco más profundos, y por lo tanto aumentar así la magnitud, así pues, como en el caso de la falla de Carboneras, que se ha determinado que para los esfuerzos registrados podría notarse un terremoto de magnitud 8.4, al no considerar los errores de los esfuerzos, que son mucho mayores, esto hace que esta magnitud no se pueda considerar como correcta, pero nos da una idea de la energía que se puede liberar en esta falla. Para las fallas de Palomares y Alhama de Murcia, las magnitudes máximas determinadas son muy parecidas, y dado que el error no era considerablemente mayor al esfuerzo calculado, sí que sería más fiable estos resultados, pero aun así, se quiere resaltar que no necesariamente son correctos, ya que no se ha considerado la profundidad real de las fallas, si no una profundidad máxima de los hipocentros de los terremotos sentidos en esta zona.

6. Conclusiones

A partir de los datos recopilados de sismicidad, mecanismos focales y GPS, se ha podido estudiar los comportamientos de las fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia. Con ellos se ha podido determinar que tanto las fallas de Alhama de Murcia como la de Palomares son fallas siniestras y extensivas y presentan unas tasas de deformación siniestra de 0.20 mm/año y 0.60 mm/año, y unas tasas de deformación extensiva de 0.30 mm/año y 0.86 mm/año respectivamente, mientras que para la falla de Carboneras se ha podido determinar el comportamiento extensivo (0.50 mm/año), debido a que el error que presenta para los movimientos de desgarre no permitían determinar dicho movimiento. De las tasas de deformación y las dimensiones de cada falla, se ha determinado la magnitud máxima para un terremoto que ocurriera en las fallas, habiéndose podido calcular que la magnitud máxima para las fallas de Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia es de 8.4 M_w , 7.3 M_w y 7.4 M_w respectivamente.

Del trabajo realizado y la previsión de magnitudes máximas se deduce la importancia del estudio de las fallas por sus potenciales efectos catastróficos. No obstante, aun disponiendo de los mecanismos focales y los datos GPS actuales, los errores de estimación son todavía muy grandes, sobre todo para la falla de Carboneras. Por esta razón con este trabajo se quiere recomendar la ampliación de la red de GPS para la falla de Carboneras, ya que su tiempo de recurrencia tan elevado (10^4 años) hace que el estudio de sismicidad sea escaso.

Los datos utilizados en este trabajo no son suficientes como para explicar la complejidad del sistema de fallas de la Cordillera Bética Oriental, en el caso de la representación de las magnitudes de los terremotos anteriores al período de Registro Instrumental, no son del todo fiables, ya que para el cálculo de la magnitud a partir de la intensidad, se ha considerado una profundidad media de los terremotos del periodo instrumental. Por otra parte, los mecanismos focales representados no determinan con exactitud el tipo de movimiento de las fallas, que en el caso de la región de La Paca estaban asociados, en su mayoría, a fallas secundarias a la falla de Crevillente y la Norbética, por lo que no eran útiles para determinar el tipo de movimiento de dichas fallas. Al respecto del sistema de fallas conjugadas Bajo-Segura y San Miguel, la falta de datos de terremotos de magnitudes superiores a 3.5 M_w ha hecho imposible su análisis, y por lo tanto no se ha podido determinar su movimiento. Debido a estas observaciones se quiere aprovechar la oportunidad para recomendar un aumento del área de estudio con GPS, y así de esta manera determinar que movimientos presentan tanto la falla de Crevillente como la Bajo Segura.

Referencias Bibliográficas

- Agustí, J., Garcés, M., Krijgsman, W. (1999). "Investigaciones biostratigráficas y magnetoestratigráficas en la Cuenca de Fortuna (Murcia) y sus implicaciones para la evolución de la cuenca mediterránea durante el Messiniense (Mioceno Superior)." Memorias de arqueología **14**(1-4): 27-36.
- Alfaro, P., Soria, J.M., Ruiz-Bustos, A. (1995). "Precisiones biostratigráficas y paleoecológicas en el Neógeno de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental)." Estudios Geológicos **51**(1-2): 57-63.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Augier, R. (2003). "Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain)." C.R. Geoscience **335**(9): 751-761.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Azor, A., García-Dueñas, V. (2004). "Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain)." Journal Structural Geology **26**(9): 1615-1632.
- Bousquet, J. C. y. Montenat, C. (1974). "Presence de décrochements NE-SW plioquaternaires dans les Cordilleres Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général." C. R. Acad. Sci. Paris **278**: 2617-2620.
- Bousquet, J. C. (1978). "Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain." Tectonophysics **52**: 277-286.
- Bufo, E. (1994). "Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos." Física de la Tierra **6**: 6.
- Bufo, E., Udías, A. (2003). "Mecanismos focales de terremotos en España." Física de la Tierra **15**: 16.
- Canora-Catalán, C., Martínez-Díaz, J.J. (2006). "Indicadores estructurales y morfológicos de deformaciones postmiocenas en el sector occidental de la Falla de Crevillente (Cordillera Bética)." Geogaceta **39**(71-74): 71.
- Coca, P., Bufo, E. (1994). "Mecanismos focales en el sur de España: Periodo 1965-1985." Estudios Geológicos **50**: 33-45.
- Colomina, I., Fleta, J., Giménez, J., Goula, X., Masana, E., Ortiz, M. À., Santanach, P., Soro, M., Suriñach, E., Talaya, J. i Tèrmens, A.: "The CuaTeNeo GPS network to quantify horizontal movements in the Southeastern part of the Iberian Peninsula" 1ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica i 9ª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Aguadulce, Almería, Febrer 1998
- Cuenca-Payá, A. (1988). "La terminación oriental del "accidente" Cádiz-Alicante." Investigaciones Geográficas **6**: 95-102.
- De Vicente, G., Olaiz, A., Muñoz-Martín, A., Vegas, R., Cloetingh, S., Galindo, J., Rueda, J., Álvarez, J. "Campo de esfuerzos activo entre Iberia y Argelia. Inversión de mecanismos focales del tensor del momento sísmico." 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla 2006
- Faulkner, D. R., Lewis, A.C., Rutter, E.H. (2003). "On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain." Tectonophysics **367**(3-4): 235-251.

- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D., Morales, J. (2007). "Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean)." Journal Of Geophysical Research **112**: 25.
- García-Mayordomo, J., Martínez-Díaz, J.J. (2006). "Caracterización sísmica del Anticlinorio del Bajo Segura (Alicante): Fallas del Bajo Segura, Torrevieja y San Miguel de Salinas." Geogaceta **40**: 19-22.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., García, M., Dañobeitia, J. (2006). "Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin." Earth and Planetary Science Letters **241**: 735-749
- Giménez, J., Goula, X., Suriñach, E. "Cuantificación de deformaciones recientes mediante datos de nivelación de precisión en el sudeste de la Península." 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Murcia 1999
- Khazaradze, G. (1999). "Tectonic deformation in western Washington State from Global Positioning System measurements", Ph. D. thesis, 159 pp. University of Washington, Seattle, USA.
- Khazaradze, G., A. Qamar, and H. Dragert (1999), Tectonic deformation in western Washington from continuous GPS measurements, Geophys. Res. Lett., 26(20), 3153-3156, doi: 3110.1029/1999GL010458.
- Khazaradze, G., J. Gárate, E. Suriñach, J. M. Davila, and E. Asensio (2008), Crustal deformation in south-eastern Betics from CuaTeNeo GPS network, GeoTemas, 10, 1-4. *In press*
- Kostrov, V. V. (1974), Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, 1(English Transl.), 13-21.
- López, C., Muñoz, D. (2003). "Fórmulas de magnitud en los boletines y catálogos españoles." Física de la Tierra **15**: 49-71.
- Martínez-Díaz, J. J., Hernández-Enrile, J.L. (1992). "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia." Estudios Geológicos **48**(3-4).
- Martínez-Díaz, J. J. (1999). "Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia. Implicaciones sismogenéticas del terremoto de Lorca de Junio-1977 (Mb:4,2)." Estudios Geológicos **55**(5-6): 251-266.
- Martínez-Díaz, J. J., Hernández-Enrile, J.L. (2001a). "Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)." ACATA GEOLOGICA HISPANICA **36**(3-4): 297-313.
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P. (2001b). "Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain." ACATA GEOLOGICA HISPANICA **36**(3-4): 12.
- Martínez-Díaz, J. J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., Santanach, P. (2003). "Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system." Annals of Geophysics **46**: 18.
- Martínez-Solares, J. M. (2003). "Sismicidad histórica de la Península Ibérica." Física de la Tierra **15**: 13-28.

- Masana, E., J. J. Martinez-Diaz, J. L. Hernandez-Enrile., P. Santanach (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): 17 pp.
- Means, W.D. "Stress and strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists." New York: Springer, 1976.
- Orozco, M., Álvarez-Valero, A.M., Alonso-Chaves, F.M, Platt, J.P. (2004). "International structure of a collapsed terrain The Lújar syncline and its significance for the fold and sheet structure of the Alborán Domain (Betic Cordilleras, Spain)." Tectonophysics **385**: 85-104.
- Orozco, M. (2006). "Las Alpujarras, al sur de Granada. Interpretaciones sobre se estructura e influencia de las mismas en las propuestas de evolución tectónica del extremo occidental del Cinturón Alpino Mediterráneo." Revista de la Sociedad Geológica de España **19**(1-2): 113-141.
- Rueda, J., Mezcuca, J. (2005). "Near-real-time Seismic Moment-tensor. Determination in Spain." Seismological Research Letters **76**(4): 455-465.
- Sanz de Galdeano, G., 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.
- Sanz de Galdeano, G., Galindo-Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., Alfaro, P., Pérez-Valera, F., Pérez-López, A., García Tortosa, F.J. (2006). "La Falla de Tísca: su significado en la terminación sudoeste del Arco Prebético." Revista de la Sociedad Geológica de España **19**(3-4): 271-281.
- Stacey, F. D. (1992), Physics of the Earth, 513 pp., Brookfield Press, Brisbane, Australia.
- Stich, D., Alguacil, G., Morales, J. (2001). "The relative locations of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquake series of 1993 - 1994." Journal International Geophysics **146**: 11.
- Stich, D., Ammon, C.J., Morales, J. (2003). "Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Magreb region." Journal of Geophysics Research **108**(B3): 18 pp.
- Stich, D., Mancilla, F. (2005a). "Source analysis of the M_w 6,3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions." Journal of Geophysical Research **110**: 13 pp.
- Stich, D., Batlló, J., Macià, R., Teves-Costa, P., Morales, J. (2005b). "Moment tensor inversion with single-component historical seismograms: The 1909 Benavente (Portugal) and Lambesc (France) earthquakes." Geophys J. Int. **162**(3): 850-858.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., Morales, J. (2006). "Kinematics of the Iberan-Maghreb plate contact from seismic moment tensor and GPS observations". Tectonophysics **426**(3-4): 295-317.
- Stich, D., Mancilla, F., Pondrelli, S., Morales, J. (2007). "Source analysis of the February 12th 2007, M_w 6,0 Horseshoe earthquake: Implications for the 1755 Lisbon earthquake." Geophysical Research Letters **34**: 5 pp.
- Udías, A., Buforn, E. (1992). "Sismicidad y sismotectónica de las Béticas." Física de la Tierra **4**: 109-123.
- Vera, J.A. (ed.) "Geología de España". Madrid: Sociedad Geológica de España: Instituto Geológico y Minero de España, 2004.

- Wang, k. (1994) "Kinematic models of dewatering accretionary prisms." J. Geophys. Res. 99, 4429-4438.
- Weijermars, R. (1986). "The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain." Journal of Structural Geology 9(2): 139-157.
- Wessel, P., W. H. F. Smith (1991), Free software helps map and display data, EOS, Trans. AGU 72, 441 pp.

Páginas Web

Aplicaciones cartográficas y de procesamiento dinámico y espacial de datos

GMT – Generic Mapping Tools (Wessel and Smith). Paquete de programas de libre difusión para el tratamiento, procesamiento y representación de datos, en dominio espacial y/o temporal. (Última consulta 02/07/08)

<http://gmt.soest.hawaii.edu/>

Global Mapper: Programa de gestión de cartografía, que soporta y carga imágenes, mapas, modelos digitales, archivos vectoriales, etc. Permite su referenciación geográfica, superposición, bloques diagramas, etc. (Última consulta 02/07/08)

<http://www.globalmapper.com/>

Catálogos Sísmicos

Instituto Geográfico Nacional (Última consulta 02/07/08)

<http://www.ign.es>

Incorporated Research Institutions for Seismology (Última consulta 02/07/08)

<http://www.iris.edu/SeismiQuery/events.htm>

Mecanismos focales de terremotos (tensor de momento sísmico)

Muñoz-Martín y De Vicente, 2005-2006. Programa de Doctorado “Dinámica Global” de la Universidad Complutense de Madrid. (Última consulta 02/07/08)

<http://www.ucm.es/eprints/5699/01/esfuerzos2006.pdf>

Instituto Geográfico Nacional (Última consulta 02/07/08)

<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisIndice.jsp>

Instituto Andaluz de Geofísica (Última consulta 02/07/08)

<http://www.ugr.es/~iag/>

Anejo 1: Scripts de GMT de los mapas

A1.1 SCRIPT PARA LA REALIZACIÓN DEL MAPA DE SISMICIDAD (Fig. 9)

```
#####
Nombre y ubicación del mapa resultante.
Coordenadas del mapa, con una proyección cónica Lambert
#####
set psfile = holagia.ps
set datapath = /home/alba/Data
set area = "-3.0/0/36.5/38.5"
set pr = -1.25/37/36/38.5
set pr_type = "L"
set proj = "${pr_type}${pr}/15"
set lon_scl=-1
set lat_scl=36.6

set x_d = 3
set y_d = 10

psbasemap -X$x_d -Y$y_d -R$area -J$proj -K -B -P >! $psfile
#####
Comandos para la realización de la topografía
#####
set pl_topo = 1
if ($pl_topo) then
set topo_name = N37_38W002
set topo_name = cua_srtm
set topo_grd = $datapath/$topo_name.grd
set ilum_grd = $datapath/$topo_name.ilum.grd
set cpt_file = $datapath/DEM_print.cpt
set cpt_file = $datapath/alba.topo.cpt
grdimage $topo_grd -R$area -J$proj -I$ilum_grd -C$cpt_file -E300 -O -K >> $psfile
endif

pscoast -R$area -J$proj -B0.5f0.25:."":WeSn -W1/0/0/0 -Df -I1/5/0/0/255 \
-Lf$lon_scl/$lat_scl/37/50 -S135/206/235c -K -O >> $psfile
#####
Coordenadas de las fallas y sus nombres respectivos.
#####
cat FC.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile

cat FP.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat ZFCA.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FAM.dat\
```

```

psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FBS.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FSM.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FNB.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FCR.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FS.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile

cat name-fault.dat \
psxy -R -J$proj -K -O -G0/0/0 -Sd0.05 -W1 >> $psfile
cat name-fault.dat \
awk '{print $1,$2,"12 3 1 CM",$3}' \
pstext -J$proj -R -D0/0.25 -K -O >> $psfile
#####
Coordenadas y nombres de ciudades
#####
cat ../Data/spain_cities.txt \
psxy -R -J$proj -K -O -G0/0/0 -Sd0.3 -W1 >> $psfile
cat ../Data/spain_cities.txt \
awk '{print $1,$2,"12 3 1 CM",$4}' \
pstext -J$proj -R -D0/0.5 -K -O >> $psfile
#####
# Datos sísmológicos de IGN e IRIS
#####
# cat $datapath/isc_spain.dat \
#cat t.dat \
    #psxy -R$area -J$proj -Sc0.2 -W2/154/205/50 -G208/32/144 -K -O >> $psfile
cat ../Data/SeismiQuery-Event-Query080424.txt | sed 's/,./g' | awk
'{printf("%6.3ft%6.3ft%2.1fn", $5,$4,$10)}' \
    psxy -R$area -J$proj -Scp -W2/116/83/52 -G116/83/52 -K -O >> $psfile

cat ../Data/catalogo080424.txt | sed 's/,./g' | awk
'{printf("%6.3ft%6.3ft%2.1fn", $5,$4,$8)}' \
    psxy -R$area -J$proj -Scp -W2/61/4/255 -G61/4/255 -K -O >> $psfile
#####
psxy /dev/null -R -J$proj -O >> $psfile
echo "Finished plotting: $psfile"
gs -sDISPLAY=x11 $psfile

```

A1.2 SCRIPT PARA LA REALIZACIÓN DEL MAPA DATOS DE SISMICIDAD Y LOS MECANISMOS FOCALES (Figs. 10 y 14)

```
#####
Nombre y ubicación del mapa resultante.
Coordenadas del mapa, con una proyección cónica Lambert
#####
set psfile = mapa-meca.ps
set datapath = /home/alba/Data
set area = "-3.0/0/36.5/38.5"
set pr = -1.25/37/36/38.5
set pr_type = "L"
set proj = "${pr_type}${pr}/15"
set lon_scl=-1
set lat_scl=36.6

set x_d = 3
set y_d = 10

psbasemap -X$x_d -Y$y_d -R$area -J$proj -K -B -P >! $psfile
#####
Comandos para la realización de la topografía
#####
set pl_topo = 1
if ($pl_topo) then
set topo_name = N37_38W002
set topo_name = cua_srtm
set topo_grd = $datapath/$topo_name.grd
set ilum_grd = $datapath/$topo_name.ilum.grd
set cpt_file = $datapath/DEM_print.cpt
set cpt_file = $datapath/alba.topo.cpt
grdimage $topo_grd -R$area -J$proj -I$ilum_grd -C$cpt_file -E300 -O -K >> $psfile
endif

pscoast -R$area -J$proj -B0.5f0.25:.":WeSn -W1/0/0/0 -Df -I1/5/0/0/255 \
-Lf$lon_scl/$lat_scl/37/50 -S135/206/235c -K -O >> $psfile
#####
Coordenadas de las fallas y sus nombres respectivos.
#####
cat FC.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FP.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat ZFCA.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FAM.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FBS.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
```

```

cat FSM.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FNB.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FCR.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile
cat FS.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/255/0/0ta -K -O >> $psfile

cat name-fault.dat \
psxy -R -J$proj -K -O -G0/0/0 -Sd0.05 -W1 >> $psfile
cat name-fault.dat \
awk '{print $1,$2,"12 3 1 CM",$3}' \
pstext -J$proj -R -D0/0.25 -K -O >> $psfile
#####
Coordenadas y nombres de ciudades
#####
cat ../Data/spain_cities.txt \
psxy -R -J$proj -K -O -G0/0/0 -Sd0.3 -W1 >> $psfile
cat ../Data/spain_cities.txt \
awk '{print $1,$2,"12 3 1 CM",$4}' \
pstext -J$proj -R -D0/0.5 -K -O >> $psfile
#####
Datos sismológicos de IGN
#####
# cat $datapath/isc_spain.dat \
#cat t.dat \
#psxy -R$area -J$proj -Sc0.2 -W2/154/205/50 -G208/32/144 -K -O >> $psfile
cat ../Data/sismicidadhistorica2.txt | sed 's/,./g' \
awk '{printf("%6.3ft%6.3ft%2.1fn",$5,$4,$10)}' \
psxy -R$area -J$proj -Scp -W2/169/27/170 -G169/27/170 -K -O >> $psfile
cat ../Data/catalogomacrosismico.txt | sed 's/,./g' \
awk '{printf("%6.3ft%6.3ft%2.1fn",$5,$4,$10)}' \
psxy -R$area -J$proj -Scp -W2/255/164/0 -G255/164/0 -K -O >> $psfile
cat ../Data/catalogo080424.txt | sed 's/,./g' \
awk '{printf("%6.3ft%6.3ft%2.1fn",$5,$4,$8)}' \
psxy -R$area -J$proj -Scp -W2/61/4/255 -G61/4/255 -K -O >> $psfile
#####
Datos para la representación de los mecanismos focales
#####
cat meca-lin\
psxy -R -J$proj -M -A -W5/0/0/0 -K -O >> $psfile
#echo "-2.63 36.57 20 -8.74 2.02 6.71 -0.48 0.38 -3.09 23 -2.63
36.57 hola " |psmeca -R$area -J -Sc5c -O -K >> $psfile

psmeca -R$area -J -Sc0.5c -O -K << ALBA >> $psfile
-2.220 36.860 4.4 23 72 -35 244 59 -10 37.3 20
-1.080 38.160 10.6 340 81 -149 244 59 -10 37.3 20

```

-1.620	37.710	6.3	261	49	100	66	42	79	17.1	20
-1.540	36.650	11.1	253	62	111	33	34	56	51.1	20
-1.700	37.780	6.0	109	82	-136	11	47	-10	86.4	20
-1.500	37.870	10.0	110	84	-136	15	46	-7	24.4	21
-1.700	38.020	6.0	120	68	-125	1	40	-35	26.1	20
-1.500	38.000	10.0	132	85	-153	40	63	-5	16.2	22
-1.380	37.670	4.0	335	82	-149	240	60	-8	81.1	20
-2.650	37.500	8.0	161	49	-100	357	42	-77	14.3	21
-2.070	37.760	4.0	58	29	97	230	61	86	22.2	20
-1.750	38.020	2.6	273	84	134	9	44	8	22.9	20
-1.820	37.850	6.0	120	74	-124	7	37	-27	23.4	20
-1.850	38.000	6.0	115	73	-122	0	35	-28	88.1	20
-2.547	37.091	10.0	166	33	-92	348	57	-88	14.8	22
-2.280	38.150	8.0	270	73	170	3	81	18	43.8	20
-1.770	37.660	4.0	54	62	102	210	30	70	43.9	20
-1.690	38.180	6.0	331	57	-169	235	81	-33	50.8	20
-2.174	37.338	8.0	18	88	41	287	49	177	43.8	20
-1.490	38.110	6.0	41	69	-25	141	66	-157	16.5	22
-0.210	38.210	8.0	42	66	34	297	59	152	38.4	20
-2.643	36.949	20.0	85	54	131	209	53	48	24.7	20
-1.792	37.012	8.0	21	58	17	282	76	147	89.1	20
-1.632	37.570	10.0	44	35	-7	140	86	-125	49.5	21

ALBA

#####

```
psxy /dev/null -R -J$proj -O >> $psfile
echo "Finished plotting: $psfile"
gs -sDISPLAY=x11 $psfile
```

A1.3 SCRIPT PARA LA REALIZACIÓN DEL MAPA DATOS DE GPS (Figs. 16)

#####

Nombre y ubicación del mapa resultante.

Coordenadas del mapa, con una proyección cónica Lambert

#####

```
set vel_file = $argv[1]
```

```
set str_file = $argv[2]
```

```
set datapath = "/home/alba/Data/"
```

```
set psvelo_scl = 0.4
```

```
set arrow_scale = 0.05/0.1/0.1
```

```
set strain_scl = 30
```

```
set arrow1="0.1/0.3/0.2" # Arrow_width/Head_length/Head_width used in Strain plotting
```

```
set arrow2="0.1/0.3/0.2" # Arrow_width/Head_length/Head_width used in Strain plotting
```

```
set no_gs = 1 # 0 means do not ghostscript
```

```
set psfile = cua_strain_map.ps
```

```
set title = "QuaTeNeo 1997-2002 Velocities and Strain Rates ($argv) "
```

```
set title = ""
```

```
set area = "-2.7/-0.7/36.5/38.0"
```

```
set pr = 18
```

```
set pr_type = "M"
```

```
set proj = "${pr_type}${pr}"
```

```
#set pr = 30
```

```
#set pr_type = "U"
```

```
#set proj = "${pr_type}${pr}/17"
```

```
set b=a1f0.5g1/a1f0.5g1WNES
```

```
set lon_scl=-1.1
```

```
set lat_scl=36.9
```

```
set x_d = 2
```

```
set y_d = 6
```

```
psbasemap -X$x_d -Y$y_d -R$area -J$proj -K -B -P >! $psfile
```

```
# pscoast -X$x_d -Y$y_d -R$area -J$proj -B -Dh -Gc -K -P > $psfile
```

#####

Comandos para la realización de la topografía

#####

```
set pl_topo = 1
```

```
if ($pl_topo) then
```

```
set topo_name = N37_38W002
```

```
set topo_name = cua_srtm
```

```
set topo_grd = $datapath/$topo_name.grd
```

```
set ilum_grd = $datapath/$topo_name.ilum.grd
```

```
set cpt_file = $datapath/DEM_print.cpt
```

```
set cpt_file = $datapath/alba.topo.cpt
```

```
grdview $topo_grd -R$area -J$proj -I$ilum_grd -C$cpt_file -Qi100 -K -O >>
```

```
$psfile
```

```
# grdimage $topo_grd -R$area -J$proj -I$ilum_grd -C$cpt_file -O -K >>
```

```
$psfile
```

```

    # grdimage $topo_grd -R -J$proj -I$ilum_grd -C$cpt_file -O -K -V >> $psfile
endif

    #pscoast -Q -O -K >> $psfile
pscoast -R$area -J$proj -Ba0.5f0.25/a0.5f0.25:."$title":WeSn -W1/0/0/0 -Dh -
I1/3/0/0/255 \
-Lf$lon_scl/$lat_scl/37/20 -S255/255/255c -K -O >> $psfile
#####
Coordenadas de las fallas y sus nombres respectivos.
#####
cat $datapath/FC.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FP.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/ZFCA.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FAM.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FBS.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FSM.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FNB.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FCR.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat $datapath/FS.dat\
psxy -R -J$proj -M -A -W10/0/0/0ta -K -O >> $psfile
cat name-fault.dat \
psxy -R -J$proj -K -O -G0/0/0 -Sd0.05 -W1 >> $psfile
cat name-fault.dat \
awk '{print $1,$2,"12 3 1 CM",$3}' \
pstext -J$proj -R -D0/0.25 -K -O >> $psfile
#####
Coordenadas de las estaciones de GPS y velocidades
#####
cat $vel_file | awk '{print $1,$2}' \
psxy -R -J$proj -K -O -G255 -St0.4 -W5 >> $psfile
cat $vel_file | awk '{print $1,$2}' | triangulate -M \
psxy -R -J$proj -M -K -O -W1/0/255/0t20_10:0 -N >> $psfile
cat $vel_file \
awk '{print $1,$2,"12 0 1 CM",$8 "NR"}' | egrep -i -v 'LAT |LON' \
pstext -R$area -J$proj -D-0.5/0.4 -K -O >> $psfile
cat $vel_file \
awk '{print $1,$2,$3,$4,$5,$6,$7,$8}' | egrep -i -v 'LAT |LON' \
psvelo -R$area -J$proj -Se$psvelo_scl/0.95/0 -A$arrow_scale -N -W2/255/0/0 -L -K -
O >> $psfile

echo "$lon_scl $lat_scl" | awk '{print $1-0.1,$2-.1,"2 0 0.5 0.5 0.00"}' \

```

```

psvelo -R$area -J$proj -Se$psvelo_scl/0.95/0 -A$arrow_scale -N -W0.5/255/0/0 -
G255/0/0 -K -O >> $psfile
# Scale
echo "$lon_scl $lat_scl" | \
  awk '{print $1,$2-0.12,"12 0 1 ct 2@~\261@~0.5 mm/yr"}' | \
  pstext -R$area -J$proj -N -K -O >> $psfile
#####
Obtener los valores de deformación y representarlos en la leyenda
#####
set in_str = str.$$
grep ^A $str_file | \
  awk '{print 360+$3,$2,$4*1000000,$5*1000000,$6,-$9*1000000,$10*1000,$11}' >
$in_str
set in_str_err = str_err.$$
grep ^B $str_file | \
  awk '{print 360+$3,$2,$4*1000000,$5*1000000,$6,$9*1000000,$10*1000,$11}' >
$in_str_err
set N = `wc -l $in_str | awk '{print $1}`
set i = 1
while ($i <= $N)
  sed -n ${i}p $in_str | \
    psvelo -R$area -J$proj -Sx$strain_scl -A$arrow1 -W10 -L -K -O >> $psfile
  sed -n ${i}p $in_str | \
    psvelo -R$area -J$proj -Sx$strain_scl -A$arrow2 -W1/255/255/0 -L -K -O >> $psfile
  @ i++
end
#####
Leyenda de los valores de deformación de cada vector
#####
set pl_strain_txt = 1
if ($pl_strain_txt) then
  set N = 3
  #set line = (1 2 3 4 6 8 10)
  set line = (1 2 3 4)
  set i = 1
  set XX = (358.90 358.45 357.90)
  set YY = (37.4 37.1 36.8)
  while ($i <= $N)
    set e1 = `sed -n ${line[$i]}p $in_str | awk '{printf("%+3.3f\n",$3)}'`
    set e1_err = `sed -n ${i}p $in_str_err | awk '{printf("%3.3f\n",$3)}'`
    set e2 = `sed -n ${line[$i]}p $in_str | awk '{printf("%+3.3f\n",$4)}'`
    set e2_err = `sed -n ${i}p $in_str_err | awk '{printf("%3.3f\n",$4)}'`
    set e2_az = `sed -n ${line[$i]}p $in_str | awk '{printf("%2.0f\n",$5)}'`
    set e2_az_err = `sed -n ${line[$i]}p $in_str_err | awk '{printf("%2.0f\n",$5)}'`
    set w = `sed -n ${line[$i]}p $in_str | awk '{printf("%2.1f\n",$6)}'`
    set w_err = `sed -n ${line[$i]}p $in_str_err | awk '{printf("%2.1f\n",$6)}'`
    set C = `sed -n ${line[$i]}p $in_str | awk '{printf("%3.1f\n",$7)}'`
    set C_err = `sed -n ${line[$i]}p $in_str_err | awk '{printf("%3.1f\n",$7)}'`

```

```

set C_alf = `sed -n ${line[$i]}p $in_str | awk '{printf("%2.0f\n",$8)}'`
set C_alf_err = `sed -n ${line[$i]}p $in_str_err | awk '{printf("%2.0f\n",$8)}'`
#echo "$XX $YY[$i] 11 0 1 CB ${line[$i]}" | \
# pstext -R -J$proj -X-1.5 -K -O >> $psfile
echo "$XX[$i] $YY[$i] 12 0 1 CT @~e@-1@-@~ = $e1 @~\261@~ $e1_err" | \
  pstext -R -J$proj -X1.5 -Y1.2 -K -O >> $psfile
echo "$XX[$i] $YY[$i] 12 0 1 CT @~e@-2@-@~ = $e2 @~\261@~ $e2_err" | \
  pstext -R -J$proj -Y-0.4 -K -O >> $psfile
echo "$XX[$i] $YY[$i] 12 0 1 CT Az @~e@-2@-@~ = ${e2_az}\260@~\261@~
${e2_az_err}\260" | \
  pstext -R -J$proj -Y-0.4 -K -O >> $psfile
echo "$XX[$i] $YY[$i] 12 0 1 CT @~w@~ = ${w}\260@~\261@~ ${w_err}\260" | \
  pstext -R -J$proj -Y-0.4 -K -O >> $psfile
echo "$XX[$i] $YY[$i] 12 0 1 CT C = ${C} @~\261@~ ${C_err}" | \
  pstext -R -J$proj -Y-0.4 -K -O >> $psfile
echo "$XX[$i] $YY[$i] 12 0 1 CT C@~@-a@-@~ = ${C_alf}\260 @~\261@~
${C_alf_err}\260" | \ pstext -R -J$proj -Y-0.4 -K -O >> $psfile
pstext /dev/null -R -J$proj -Y.8 -K -O >> $psfile
@ i++
end
endif # end plotting strain values loop
rm $in_str $in_str_err > & /dev/null
#####
psxy /dev/null -R -J$proj -O >> $psfile
echo "Finished plotting: $psfile"
if ($no_gs) gs $psfile

```