

T 9/7

INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA Y PREVENCIÓN
DE DESASTRES SÍSMICOS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS
UNIVERSIDAD DE GRANADA



UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 4/11/03
ENTRADA NUM. 4113

INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO PARA TERREMOTOS DE LA REGIÓN IBERO-MAGREBÍ

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento 61387328
N.º Cópia 16257716

MEMORIA DE LA TESIS DOCTORAL
PRESENTADA POR DANIEL STICH PARA
OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN FÍSICA
GRANADA, 27 DE OCTUBRE DE 2003,

FDO. DANIEL STICH

Vº Bº DEL DIRECTOR

FDO. DR. JOSE MORALES SOTO



UNIVERSIDAD DE GRANADA, 2003

UNIVERSIDAD DE GRANADA
28 OCT. 2003
COMISION DE DOCTORADO

**INSTITUTO ANDALUZ DE GEOFÍSICA Y PREVENCIÓN
DE DESASTRES SÍSMICOS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA Y DEL COSMOS
UNIVERSIDAD DE GRANADA**



JOSE MORALES SOTO, PROFESOR TITULAR
EN LA UNIVERSIDAD DE GRANADA,

HACE CONSTAR:

QUE LA PRESENTE MEMORIA TITULADA:
“INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO
SÍSMICO PARA TERREMOTOS DE LA
REGIÓN IBERO-MAGREBÍ” HA SIDO
REALIZADA BAJO MI DIRECCIÓN POR
DANIEL STICH Y CUMPLE LAS SUFICIENTES
CONDICIONES PARA QUE SU AUTOR PUEDA
OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN FÍSICA

GRANADA, 27 DE OCTUBRE DE 2003,



FDO. DR. JOSE MORALES SOTO

UNIVERSIDAD DE GRANADA, 2003

DANIEL STICH

**INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO PARA
TERREMOTOS DE LA REGIÓN IBERO-MAGREBÍ**

GRANADA

2003

COMISION DE DOCTORADO

ÍNDICE

Agradecimientos

1. Introducción1
2. Teoría: La inversión del tensor momento sísmico4
2.1. La fuente sísmica4
2.2. Representación de la radiación de ondas sísmicas mediante funciones de Green y tensores momento6
2.3. El tensor momento sísmico11
2.4. Efectos de propagación: Las funciones de Green18
2.5. Inversión del tensor momento21
3. Datos: Terremotos y estaciones sísmicas26
3.1. Sismotectónica de la región Ibero-Magrebí26
3.2. Redes sísmicas regionales de instrumentación banda ancha, y eventos elegidos para la inversión del tensor momento32
4. Método: La inversión rutinaria de terremotos regionales39
4.1. ¿Cuanta rutina?39
4.2. Corrección de los efectos de propagación40
4.3. Procedimiento de la inversión45
4.4. Modelado de mecanismos doble par50
5 Resultados: Soluciones del tensor momento 1984-200353
5.1. Catálogo de soluciones del tensor momento53
5.1.1. Resultados de la inversión53
5.1.2. Resultados del modelado sistemático de mecanismos doble-par69
5.2. Discusión sobre eventos concretos77
5.2.1. Terremotos con $M_w \geq 4.5$77
5.2.2. Terremotos con $M_w \approx 4.0$79
5.2.3. Terremotos con $M_w < 4.0$80
5.3. Características regionales de la deformación83
5.3.1. Terremotos superficiales83
5.3.2. Terremotos de profundidad intermedia96
6. Perspectivas: Hacia un catálogo más completo99
6.1. Inversión de futuros terremotos99
6.2. Inversión del tensor momento de eventos históricos: Adra 1910104
7. Resumen114
Referencias118
Anexo: Catálogo de soluciones (CD-ROM)	

Los trabajos para esta tesis han sido financiados por medio de una beca de formación del personal investigador (FPI) del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España, y por los proyectos “Simulación de movimientos fuertes del terreno e inversión de la fuente sísmica de terremotos del sureste de España”, financiado por Dirección General de Investigación (AMB99-0795-C02-01), “Inversión rápida del tensor momento sísmico y estructura local y regional en la Península Ibérica y regiones adyacentes mediante datos de banda-ancha”, financiado por Dirección General de Investigación, (REN2002-04198-C02-01), y “Red Sísmica Permanente de alta resolución” (fondos FEDER).

Finalmente, y aunque admito que pueda parecer inadecuado mezclar el ambiente técnico y seco de los tensores momento sísmico con cualquier recuerdo personal, aprovecho esta sección para incluir aquí a esa gente que hicieron que esta estancia mía en Granada se convirtiera en un período tan bonito y movido (y bastante largo, en un principio vine para pasar un año aquí, ¿os acordáis?). No pondré nombres. Ellos sabrán, quienes son.

En el Observatorio de Cartuja, ala oeste, un atardecer de octubre 2003

AGRADECIMIENTOS

El primer puesto de la lista es para el jefe: Pepe Morales. Me ha hecho trabajar estos años en un proyecto que me ha permitido aprender mucho de los terremotos y de sus sismogramas. Le agradezco mucho su constante apoyo durante esta época, su continuo interés y confianza en las cosas que hacía y en los resultados que obtenía. Con sus frecuentes visitas relámpago a mi despacho consiguió darme ánimo durante las etapas agobiantes de este trabajo, y caña durante las etapas más relajadas.

Estoy muy agradecido a Chuck Ammon, que dirigió este trabajo durante dos estancias en Penn State University y me ayudó a sacar adelante un montón de cosas. Chuck me dio su experto 'visto bueno' a los primeros resultados, lo que me tranquilizó infinitamente. Entre los dos, Pepe y Chuck aportaron muchas más ideas y sugerencias de lo que yo he podido seguir y aclarar hasta la fecha. Algún día intentaré mirar esas cosas que quedan pendientes.

A continuación un comentario colectivo e importante: ¡Muchas gracias a todos los compañeros en el Observatorio de Cartuja por vuestro cariño, vuestra profesionalidad, y por convertir este centro en un lugar de trabajo tan agradable!

Pepe Morales, Flor Mancilla, Javier Almendros, Inma Serrano y Gerardo Alguacil leyeron partes del borrador de la presente tesis doctoral (y hasta el borrador entero). Entre todos tradujeron la tesis del español bávaro al español del lugar. Yo les estoy muy agradecido, y el lector debería estarlo aún más. A parte del lenguaje, sus comentarios en cuanto al contenido me hicieron enriquecer el texto con numerosos detalles previamente ausentes. Si esta tesis hoy ocupa más de 50 folios, es el mérito de esa gente.

Muchos organismos facilitaron registros sísmicos para realizar este trabajo. Aparte del Instituto Andaluz de Geofísica, sismogramas de banda ancha y de gran calidad provinieron de: Geofon, IRIS, ORFEUS, MedNet, el Instituto Geográfico Nacional, el Institut d'Estudis Catalans, el Institut Cartogràfic de Catalunya, el Observatori de l'Ebre, el Real Observatorio de la Armada y la Universidad Complutense de Madrid, así como de los proyectos temporales MidSea y NARS. Destaca la contribución de Josep Batlló, que me pasó los datos restaurados del terremoto de Adra en 1910 y así me ofreció la fascinante oportunidad de calcular, aunque con más de 90 años de retraso, los parámetros focales de este evento.

1. INTRODUCCIÓN

El tensor momento sísmico es una representación general de la fuente sísmica que contiene información sobre los parámetros fundamentales de un terremoto: el mecanismo focal, que describe la geometría de la ruptura, y el momento sísmico, que cuantifica el tamaño del terremoto. En este estudio, el tensor momento sísmico se calcula utilizando registros completos de eventos regionales, que incluyen el desplazamiento de las ondas internas P y S y de las ondas superficiales, tomando en consideración la máxima información disponible para la estimación de magnitudes y mecanismos focales fiables. La base de la técnica es la separación de los efectos de la fuente y de la propagación. El modelado de la propagación en el medio permite el aislamiento de la contribución de la fuente sísmica en los sismogramas. Las incertidumbres existentes en los detalles de la estructura litosférica hacen que el modelado de la propagación a distancias regionales se limite a periodos largos, teniendo solo en cuenta las discontinuidades de primer orden de la litosfera. Esto restringe a su vez la aplicación del método a datos de aquellos eventos con magnitud mayor que una magnitud umbral, y registrados en estaciones de banda ancha.

La zona del estudio es la región ibero-magrebí, que incluye la Península Ibérica y el norte de Argelia y Marruecos. En gran parte de esta región, los terremotos grandes son infrecuentes y la deformación tectónica se suele revelar en una sismicidad de magnitud pequeña y moderada (magnitud momento $M_w < 5.5$). Solo algunos eventos están por encima de los límites de magnitud de los proyectos de inversión rutinaria y automatizada que se realizan a escala global o euro-mediterránea. Consecuentemente, al comienzo de este trabajo, sólo unos pocos tensores momento sísmico estaban disponibles para la región, a excepción del Norte de Argelia donde ocurren terremotos más grandes con más frecuencia. La escasez de soluciones previas, las dudas existentes sobre varios aspectos de la deformación tectónica de la zona, y la instalación de redes regionales con instrumentación de banda ancha en la última década son las condiciones previas que motivan este trabajo.

El objetivo principal de este trabajo es el desarrollo y la interpretación de un catálogo extenso de tensores momento sísmico para la región ibero-magrebí. La inversión del

tensor momento se aplica en el dominio de tiempo a registros locales y regionales de terremotos pequeños y moderados ($M_w = 3.5$ a 5.7) de la zona. Debido a la dependencia no-lineal de la inversión del tensor momento con la profundidad, y la alta sensibilidad del resultado a este parámetro, se realiza la inversión repetitivamente para una serie de profundidades hipocentrales, buscando la mejor combinación entre mecanismo y profundidad. El catálogo incluye eventos registrados en las redes permanentes de estaciones de banda ancha en la región para el periodo desde Noviembre de 1995 hasta el presente, además de eventos registrados en las redes temporales NARS-Europe y NARS-ILIHA durante el periodo de los experimentos (1983-1989).

Desde 2002, la inversión del tensor se realiza en el Instituto Andaluz de Geofísica de forma rutinaria para la evaluación de la sismicidad reciente. Este trabajo presenta el conjunto completo de las 84 soluciones del tensor momento sísmico obtenidas hasta la fecha de redacción, su interpretación, y se descomposición en el modelo de una ruptura de cizalla correspondiente a una sistema de fuerzas doble-par. Además de la inversión del tensor, para cada uno de los eventos se hizo un modelado sistemático de soluciones focales alternativas para revelar ambigüedades de la solución y visualizar márgenes de errores en los parámetros del plano de falla y en los ejes principales de la deformación en la fuente. El resultado de esa prueba de resolución y otras observaciones durante el proceso de la inversión constituyen un indicador cualitativo de la fiabilidad asociada a cada solución.

Este trabajo ha aumentado considerablemente el número total de tensores momentos calculados para la región, mostrando claramente varias tendencias regionales en los mecanismos focales. Del conjunto de tensores momento se deducen características del campo de esfuerzos tectónicos en la zona de estudio. Mientras que gran parte de la Península Ibérica está caracterizada por mecanismos de falla normal correspondientes a una extensión tectónica con orientación SO-NE, en el norte de Argelia dominan eventos de falla inversa, indicando compresión NO-SE. En una posición intermedia, en el Mar de Alborán, dominan eventos de desgarre. En el Mar de Alborán y al sur de Portugal, una anomalía regional del campo de esfuerzos tectónicos se manifiesta en una rotación horizontal de los ejes principales de la deformación. También se han obtenido mecanismos focales para terremotos de profundidad intermedia en el Mar de Alborán, presuntamente relacionados con un proceso de subducción continental.

Los fundamentos teóricos de este trabajo se presentan de forma resumida en el capítulo 2, seguidos de una introducción a la sismotectónica de la región y un inventario de los datos de banda ancha disponibles (capítulo 3) y de los detalles técnicos del procesado (capítulo 4). Debido al gran volumen de información contenida en los capítulos 2 a 4, ha sido un reto el condensarlos dentro de un volumen manejable. Así, varios aspectos interesantes se tratan de forma concisa, especialmente cuando existe una amplia literatura sobre el tema. El capítulo 5 contiene la exposición de los resultados y sus implicaciones para la

UNIVERSIDAD DE GRANADA
28 OCT. 2003
COMISION DE DOCTORADO

tectónica regional. En el capítulo 6 se discuten las perspectivas de obtener en la región un catálogo de tensores momento más amplio y más completo, analizando las posibilidades de mejorar el procesado, así como las posibilidades de recuperar y procesar registros de sismicidad histórica. Dos ejemplos ilustran la aplicación de técnicas (aún) no-rutinarias: la inversión de registros de campo cercano de un terremoto moderado en Jayena, Granada ($M_w = 4.1$), y el análisis del terremoto histórico de mayor magnitud localizado en la zona de Adra, Almería (16 de Junio 1910, $M_w = 6.1$). Finalmente, se ofrece un resumen con los aspectos más importantes del trabajo (capítulo 7). El apéndice (en un CD-ROM) contiene la información numérica y gráfica completa para cada solución del tensor momento del catálogo.

2. LA INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO SÍSMICO

2.1. LA FUENTE SÍSMICA

La observación de los desplazamientos en la superficie de la tierra, en relación con grandes terremotos, hacía suponer ya a finales de siglo XIX una relación causa-efecto entre fallas tectónicas y terremotos (Gilbert, 1884). Reid (1910) compiló los conocimientos de su época y formuló la teoría clásica del rebote elástico que postula que el desplazamiento a lo largo de una falla ocurre de forma brusca cuando las fuerzas de cizalla en la superficie de la falla, causadas por una deformación regional de la litosfera, superan la resistencia del material. El terremoto es la expresión en tiempo corto de los procesos continuos de deformación tectónica frágil. El desequilibrio elasto-mecánico asociado con el desplazamiento espontáneo genera ondas elásticas que se propagan por el medio. Este proceso no es el único, natural o artificial, que genera ondas sísmicas, y el concepto del tensor momento sísmico engloba otras fuentes de ondas elásticas, como pueden ser por ejemplo movimientos de masas en volcanes o explosiones. En este trabajo se aplica la inversión del tensor momento sísmico a terremotos de origen tectónico, por su predominio y su primordial importancia en la zona de estudio.

La deformación tectónica frágil de una zona, tanto continua (asísmica) como sísmica, se concentra en zonas de fractura preexistentes por la reducida resistencia del material, previamente sometido a una deformación mecánica anelástica. La formación de fracturas nuevas es un proceso de contribución secundaria (p.ej. Cowie & Scholz, 1992). La existencia de la falla a priori convierte el terremoto tectónico en un fenómeno de fricción. La ocurrencia de terremotos demuestra que frecuentemente la fricción en fallas es inestable, o sea una tasa de deformación regional prácticamente constante causa discretos

eventos de deformación en una falla sísmica (comportamiento *stick-slip*). Eso implica que la fricción dinámica, una vez que una parte de la falla empezó a deslizarse, es menor que la fricción estática (Brace & Byerlee, 1966), pudiéndose producir grandes desplazamientos de forma repentina, una vez que la ruptura se propaga dinámicamente por la superficie de la falla. El coeficiente de fricción estática es aproximadamente constante para la mayoría de rocas y temperaturas corticales terrestres y caracteriza la dureza de la corteza (Scholz, 1998, 2002). La fricción dinámica es variable, depende de la velocidad del deslizamiento y caracteriza el comportamiento sísmico (o asísmico) de la superficie. Esas características principales se pueden reproducir en experimentos de fricción en el laboratorio: Si un bloque de roca es cargado con energía mecánica a tasa constante (mediante un muelle), se desliza sobre otra superficie de roca de forma estable o sísmica, según los parámetros aplicados, y en el caso sísmico reproduce el comportamiento *stick-slip* de fallas tectónicas (un resumen de trabajos recientes en Scholz, 2002).

Con esas ideas sobre fricción y comportamiento dinámico en una superficie de rocas en contacto, se puede deducir un modelo cualitativo de terremoto que implica algunos parámetros que son útiles para describir una fuente sísmica: El deslizamiento inicia en el denominado hipocentro y se propaga dinámicamente hasta los límites de la ruptura donde el frente de la ruptura alcanza material con un balance positivo entre fricción y fuerzas de cizalla para detener el deslizamiento (fig. 2.1). En terremotos de magnitud pequeña o intermedia la ruptura no atraviesa toda la zona de la litosfera donde las condiciones de presión y temperatura exigen deformación frágil y permiten deformación sísmica. En consecuencia la ruptura no suele llegar a la superficie y es inaccesible para la observación directa. A partir de registros del campo de ondas elásticas, la fuente sísmica se puede caracterizar p.ej. mediante su localización, el tamaño y la geometría de la superficie de ruptura, dirección y cantidad del movimiento relativo, el momento mecánico emitido, la caída de esfuerzos de cizalla en las proximidades de la falla, la duración de la ruptura o las características de la propagación de la ruptura del hipocentro a los límites de la zona fracturada. En este trabajo se plantea el análisis de la geometría de las fallas activas mediante el mecanismo focal y el momento sísmico total como medida física del tamaño del terremoto. El tensor momento sísmico describe la orientación promedio de la falla activa y la dirección del movimiento promedio relativo entre los bloques. Para un terremoto (16 de Junio de 1910, Adra, $M_w = 6.1$) se va a deducir además la historia temporal de la ruptura.

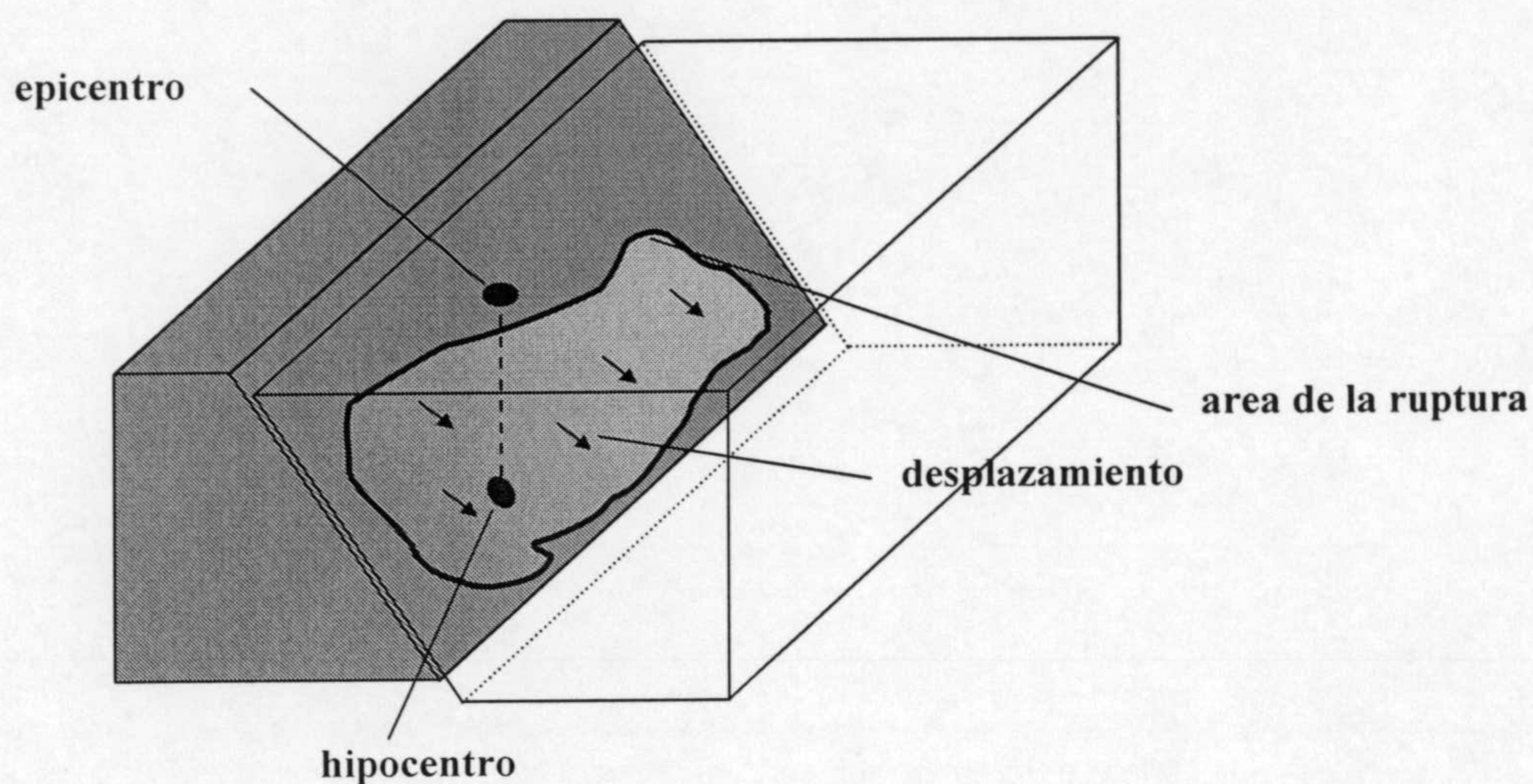


Figura 2.1. Dibujo simplificado de la fuente de un terremoto (flechas marcan el movimiento relativo en el bloque hundido). El hipocentro es el punto de inicio de la ruptura, el epicentro su proyección a la superficie terrestre. El tensor momento sísmico contiene información sobre la orientación de la superficie de falla y la dirección del desplazamiento, así como el momento mecánico total asociado con el terremoto.

2.2 REPRESENTACIÓN DE LA RADIACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS MEDIANTE FUNCIONES DE GREEN Y TENSORES MOMENTO

Los registros del movimiento sísmico suelen durar mucho más que el propio proceso de ruptura en la fuente y presentan una estructura más compleja. Esta complejidad de los sismogramas es debida sobre todo a efectos de propagación en la tierra heterogénea, generando múltiples llegadas de ondas elásticas. El sismograma pues contiene información sobre ambos ámbitos: la fuente sísmica, y el interior de la tierra por donde se

propagaron las ondas elásticas. Por eso, para la mayoría de las técnicas de interpretación, es esencial separar la influencia de la fuente sísmica y de la estructura de la tierra en el sismograma. Conociendo las propiedades determinantes de la fuente sísmica, se puede utilizar la información de los sismogramas para resolver la estructura del subsuelo. Si por el contrario se conoce la estructura del medio, por lo menos hasta un cierto nivel de detalle, el campo de ondas puede revelar propiedades de la fuente. En este trabajo se realiza la decomposición de los sismogramas completos utilizando los dos conceptos matemáticos de 'funciones de Green', representando los efectos de propagación, y del 'tensor momento sísmico', representando las propiedades de la fuente. Esta descripción del desplazamiento sísmico es conocida como el teorema de representación de la fuente sísmica (e.g. Aki & Richards, 2002).

Una función de Green es una solución básica de una ecuación diferencial lineal, o sea la respuesta de un sistema lineal a un pulso unitario. En sismología, la deformación relacionada a la propagación de ondas sísmicas se supone como lineal y elástica, salvo en las proximidades de la fuente, y la función de Green G describe el desplazamiento generado por la fuente sísmica más simple: Un pulso, con área normalizada a uno, y una localización precisa en el espacio (ξ) y el tiempo (τ). Esa distribución de fuerzas se escribe (para un pulso en dirección de un eje x_n):

$$f_j(\mathbf{x}, t) = \delta(\mathbf{x} - \xi) \delta(t - \tau) \delta_{jn} \quad (1)$$

La función de Green es un tensor G_{ij} de 3x3 componentes, que relaciona la componente i del desplazamiento con la componente j de un impulso con orientación arbitraria. La función de Green tiene que satisfacer la ecuación elastodinámica del desplazamiento y las condiciones de contorno en la tierra heterogénea, lo que hace del cálculo de las funciones de Green, generalmente, un problema complejo que se analiza más detalladamente en el apartado 2.4.

El uso de la función de Green G_{ij} no está limitado a la radiación sísmica del mencionado pulso. Por la superposición lineal de ondas elásticas, se puede obtener el desplazamiento para cualquier combinación de pulsos o bien para una distribución continua y arbitraria $f_j(\xi, \tau)$ de fuerzas en el volumen de la fuente V_0 :

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{V_0} G_{ij}(\mathbf{x}, t, \xi, \tau) \cdot f_j(\xi, \tau) d^3\xi d\tau \quad (2)$$

La distribución de fuerzas en la ecuación 2 son las denominadas *equivalent body forces*. Se trata de una descripción fenomenológica de la distribución real de fuerzas en la fuente sísmica: La descripción mediante fuerzas equivalentes y parámetros elásticos es válida para todo el volumen salvo la región de deformación inelástica de la fuente donde la

distribución real de fuerzas provoca una destrucción grave (ruptura) del material. Mientras la asociación de las fuerzas equivalentes a un proceso de fuente es única, la asociación de un proceso de fuente a las fuerzas equivalentes no lo es. La necesidad de introducir las fuerzas equivalentes es debida a la dificultad de observar directamente los procesos focales no lineales e inelásticos, en caso contrario sería mas conveniente parametrizar la fuente según sus propiedades físicas mediante las condiciones iniciales y de contorno (p.ej. Nábělek, 1984).

La función de Green G_{ij} se puede desarrollar en serie de Taylor alrededor de un origen arbitrario y conveniente en el volumen de la fuente:

$$G_{ij}(x, t, \xi, \tau) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n!} \cdot \xi_{k_1} \cdots \xi_{k_n} \cdot \frac{\partial}{\partial \xi_{k_1} \cdots \partial \xi_{k_n}} G_{ij}(x, t, 0, \tau) \quad (3)$$

La distribución de fuerzas en el volumen de la fuente puede ser substituida por su momento mecánico, obteniendo el tensor momento de fuerzas:

$$M_{jk_1 \cdots k_n}(0, \tau) = \int_{V_0} \xi_{k_1} \cdots \xi_{k_n} \cdot f_j(\xi, \tau) d^3 \xi \quad (4)$$

Combinando las ecuaciones 3 y 4 se obtiene un desarrollo multipolar de la fuente sísmica ($k_1=k, k_2=l, k_3=m, \dots$):

$$\begin{aligned} u_i(x, t) &= \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n!} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial}{\partial \xi_{k_1} \cdots \partial \xi_{k_n}} G_{ij}(x, t, 0, \tau) \cdot M_{jk_1 \cdots k_n}(0, \tau) d\tau = \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} G_{ij}(x, t, 0, \tau) \cdot M_j(0, \tau) d\tau + \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x, t, 0, \tau) \cdot M_{jk}(0, \tau) d\tau + \\ &+ \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial}{\partial \xi_k \partial \xi_l} G_{ij}(x, t, 0, \tau) \cdot M_{jkl}(0, \tau) d\tau + \dots \end{aligned} \quad (5)$$

Para una fuente interna, la fuerza neta y el momento neto de la fuente sísmica deben desaparecer. Esto hace que el término de monopolo ($n=0$) M_j sea nulo. Este término es justamente la integral sobre la densidad de fuerza en el volumen de la fuente. Como consecuencia de la conservación del momento angular, el tensor de orden 1, M_{jk} , es simétrico¹, y todos los tensores de orden superior e impar se anulan.

¹ Estrictamente la conservación del momento lineal y del momento angular total es valida solamente si se considera toda la tierra, y no sólo el volumen de la fuente como se asume aquí. De hecho, existen fuentes sísmicas reales con un intercambio de momento entre el volumen de la fuente y el resto de la tierra, como ocurre con cualquier proceso que

Normalmente en el desarrollo de la serie se dejan a un lado los términos de orden 2 o superior. Eso es debido a su reducida contribución a los resultados siempre y cuando las longitudes de ondas observadas sean claramente mayores que la dimensión de la fuente (Backus & Mulcahy, 1976, Stump & Johnson, 1977), así como por el número rápidamente creciendo de las componentes del tensor para términos de orden superior², que prácticamente son muy difíciles de determinar fiablemente en registros reales. Los términos de orden 2 o superior contienen información sobre la distribución espacial de la ruptura (Stump & Johnson, 1982, Dahm & Krüger, 1999, Liu et al., 2000), y por lo tanto limitarse al tensor momento de orden 1 está justificado formalmente para una fuente puntual. Cuando se representa una fuente finita, el tensor momento de orden 1 da un promedio de las propiedades físicas de la fuente. Finalmente el concepto de la fuente puntual, con sus ventajas computacionales, sigue permitiendo la representación de fuentes generales y finitas mediante la superposición de una distribución adecuada de fuentes puntuales (p. ej. Dziewonski & Woodhouse; 1983, Kikuchi & Kanamori 1982, 1986, 1991, Barker & Langston, 1982, Hirata & Kawasaki, 1995). En este trabajo se tratan principalmente terremotos pequeños y medianos y se utiliza la aproximación de fuente puntual:

$$u_i(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} M_{jk}(0, \tau) \cdot \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x, t, 0, \tau) d\tau \quad (6)$$

con el tensor momento de orden 1 de 3x3 elementos (denominado 'el' tensor momento a partir de este punto):

$$M_{jk}(0, \tau) = \int_{V_0} \xi_k f_j(\xi, \tau) d^3\xi \quad (7)$$

El tensor momento sísmico contiene información sobre la energía total emitida por la fuente sísmica, y la distribución direccional tridimensional de la emisión, indicando el tipo de fuente y su orientación. La integral temporal de la ecuación 6 puede ser substituida mediante el operador de convolución,

implique el transporte de material en el campo gravimétrico de la tierra (p.ej. erupciones volcánicas, movimientos de magma y deslizamientos, Julian et al., 1998, Miller et al., 1998, Takei & Kumazawa, 1994). Para fuentes tectónicas, sin embargo, la conservación del momento es una suposición realista.

² El número de combinaciones posibles del producto $\xi_k \xi_l \dots$ de orden n , eso es el número de posibilidades de elegir tres cosas cogiendo n a la vez y permitiendo repeticiones, es (para el vector de tres componentes) $3 \cdot (n+2)! / (2 \cdot n!) = 3 \cdot (n+2)(n+1) / 2$, lo cual significa 18 elementos para el tensor de segundo orden M_{jkl} y 30 elementos para el tensor de tercer orden M_{jklm} (Julian et al., 1998).

$$a(t) * b(t) = \int_{-\infty}^{\infty} a(\tau)b(t - \tau) d\tau, \quad (8)$$

dando como resultado:

$$u_i(x,t) = \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x,t,0,0) * M_{jk}(0,t) \quad (9)$$

o

$$u_i(x,t) = \left(\frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x,t,0,0) * s_{jk}(t) \right) \cdot M_{jk}, \quad (10)$$

en donde se han separado las contribuciones temporal $s_{jk}(t)$ y direccional M_{jk} del tensor momento. Las funciones $s_{jk}(t)$ son las historias temporales normalizadas de la liberación de momento sísmico (de la ruptura) para los elementos individuales del tensor momento, y normalmente se asume que todos los elementos del tensor por definición tienen la misma función temporal $s(t)$ (Langston, 1981). Esta suposición es razonable para fuentes de cizalla simples. En un sentido estricto, la única función temporal lógica para una fuente puntual es el pulso unitario $\delta(t)$, el que se asume normalmente en este trabajo, permitiendo la simplificación de ecuación 10 para una fuente puntual:

$$u_i(x,t) = \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x,t) \cdot M_{jk} \quad (11)$$

Sólo en la inversión del terremoto de Adra 1910 (Mw=6.1) se combinará una fuente espacialmente puntual con una historia temporal finita, aproximación que se verá razonable para este caso (apartado 6.2).

2.3 EL TENSOR MOMENTO SÍSMICO

El tensor momento sísmico de orden uno M_{jk} contiene la información sobre la energía total emitida por la fuente sísmica (relacionada con el momento sísmico escalar) y la información geométrica sobre la fuente puntual (relacionado con los valores propios y los ejes principales). El momento sísmico M_0 es un escalar asociado al tensor momento que cuantifica el tamaño del terremoto en dimensiones de energía (las unidades en la literatura son [Nm] en el sistema SI, y [dinas.cm]; $1\text{Nm} = 10^7 \text{dinas.cm}$). Como es un tensor simétrico, el tensor momento se puede diagonalizar, mediante una transformación de coordenadas a su sistema de ejes principales. Del tensor diagonal, se calcula el momento sísmico M_0 (Silver & Jordan, 1982):

$$\mathbf{M}_{diag} = \begin{pmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{pmatrix} \quad (12)$$

$$M_0 = \sqrt{(M_1^2 + M_2^2 + M_3^2)}/2$$

El momento sísmico permite estimar la magnitud momento M_W que representa la radiación de la fuente a periodos largos. La ventaja de esta medida frente a otras magnitudes definidas en sismología, basadas en amplitudes de ondas internas, superficiales o la duración de la coda, es que sigue creciendo logarítmicamente con la magnitud física del terremoto más allá de los límites de saturación de estas. Con las constantes adecuadas para obtener una equivalencia entre M_S y M_W por debajo de la magnitud de saturación, la relación logarítmica para la magnitud momento es (Hanks & Kanamori, 1979):

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7 \quad (13)$$

La información geométrica del tensor momento se denomina mecanismo focal. Para evaluar esa información como representación de la fuente puntual tectónica, necesitamos un modelo cuantitativo del desequilibrio elásto-mecánico asociado con el desplazamiento en una superficie de falla plana. Por intuición, para un movimiento de cizalla, un modelo adecuado para las fuerzas que actúan en la fuente del terremoto podría ser un dipolo en el plano de la falla, con orientación paralela al vector de desplazamiento relativo,

empujando los dos bloques en direcciones opuestas. Ese modelo, sin embargo, ni satisface la conservación de propiedades mecánicas en el volumen de la fuente (conservación del momento angular neto) ni la observada dependencia acimutal de la radiación de las ondas S. Ambas insuficiencias se superaran introduciendo un segundo dipolo con orientación perpendicular al primero. Esa distribución de fuerzas es conocida como el modelo doble-par para una ruptura de cizalla (Aki & Richards, 2002, fig.2.2).

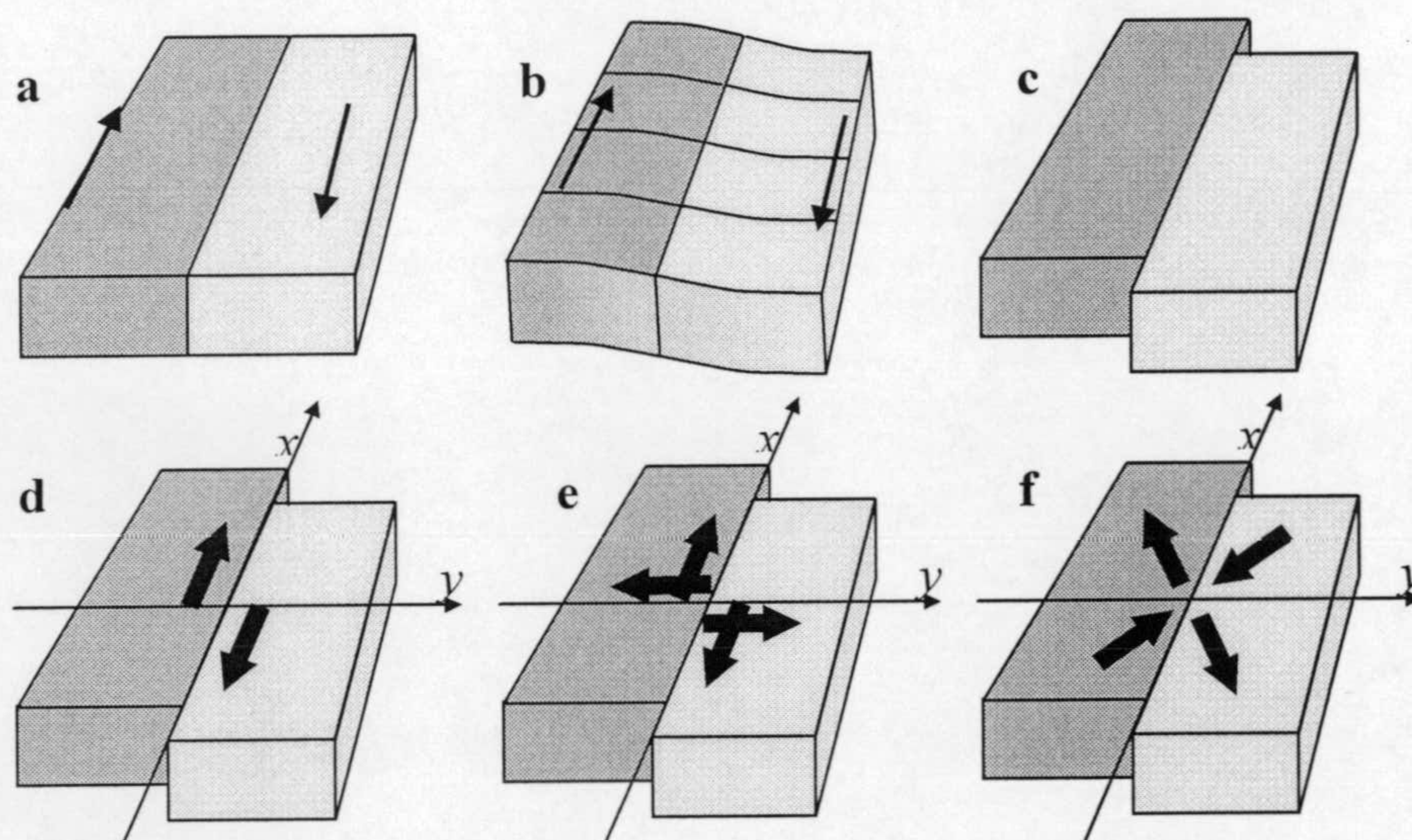


Fig.2.2. Descripción fenomenológica de la distribución de fuerzas asociada con una fuente de cizalla de un terremoto tectónico simple, utilizando un ejemplo de una falla vertical con movimiento relativo horizontal (falla de desgarre). (a-c) Teoría del rebote elástico: La deformación regional acumulada excede la fricción de la falla, causando el desplazamiento relativo espontáneo de los bloques. Modelos de uno (d) y dos (e, doble-par) dipolos para representar la distribución de fuerzas que actúa en la fuente sísmica. (f) es la descripción alternativa del modelo doble-par en términos de extensión y compresión del material predeformado durante el terremoto.

Para una fuente puntual de cizalla de orientación arbitraria, el tensor momento en coordenadas cartesianas se deriva de la orientación del plano de falla (definida por su vector normal y normalizado \mathbf{v} , fig. 2.3) y de la orientación del movimiento en el plano de

la falla \mathbf{u} (p. ej. Lay & Wallace, 1995), introduciendo las dos parejas perpendiculares de fuerzas que exige el modelo de fuente doble-par (fig. 2.2):

$$M_{jk} = M_0 \cdot \frac{1}{|u|} (u_j v_k + u_k v_j) \quad (14)$$

La simetría de la expresión corresponde a una ambigüedad fundamental en la determinación del plano de falla: La distribución de las fuerzas, tanto como el tensor momento sísmico, es simétrica, y en consecuencia también lo es la radiación de ondas sísmicas en la fuente. Por eso en el modelo de fuente puntual, no se puede distinguir el plano de la falla del perpendicular plano 'auxiliar'. Esta ambigüedad puede ser resuelta utilizando información adicional de la fuente finita, cuando esa información está disponible, como la localización de las réplicas, la ruptura en la superficie, la directividad de la ruptura o la situación tectónica de la región de la fuente.

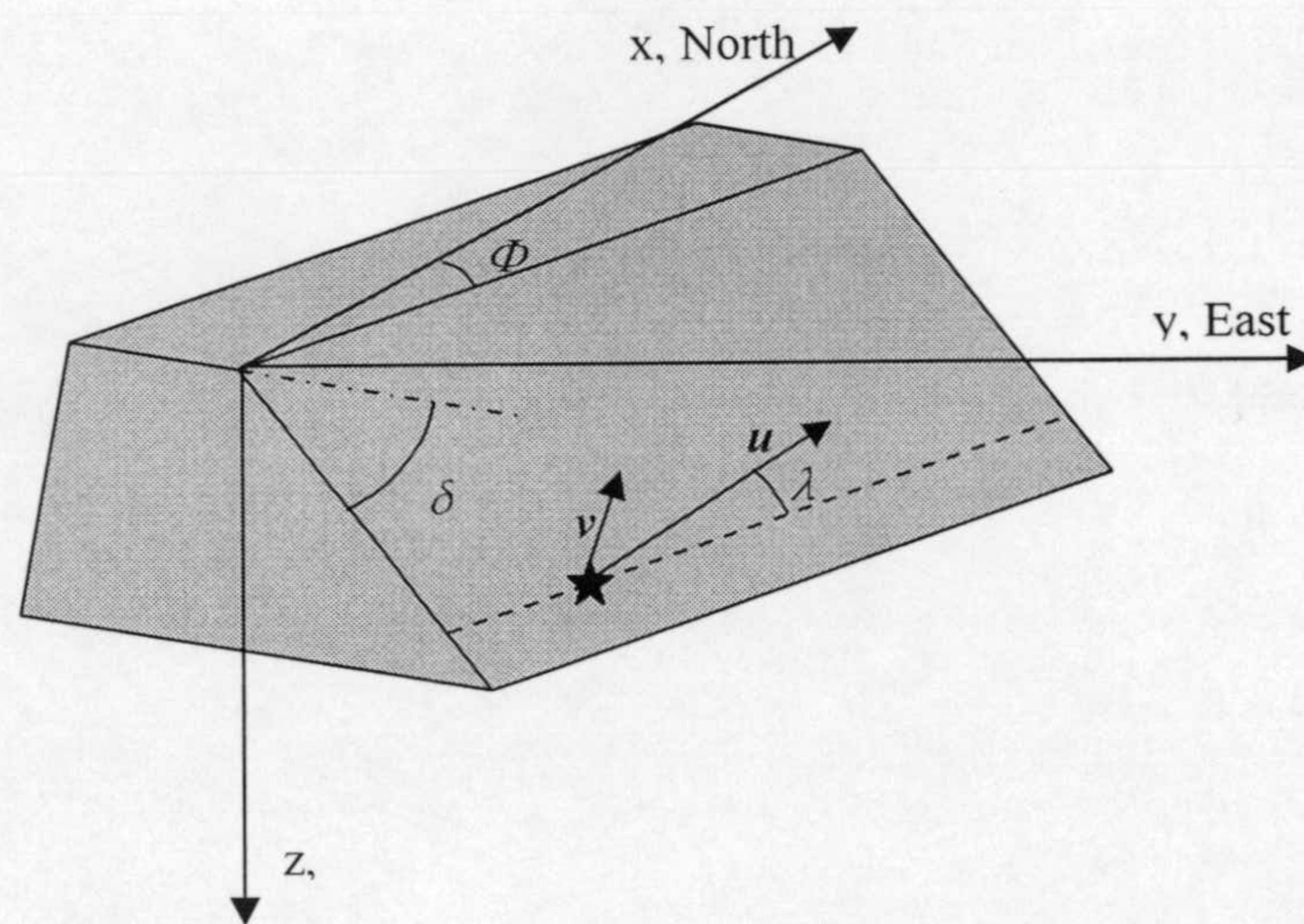


Fig. 2.3. Definición del sistema de coordenadas y de los parámetros que describen la orientación de una fuente de cizalla según Aki & Richards (2002): La fuente puntual está localizada en la estrella, con el vector de movimiento relativo (slip vector) \mathbf{u} (movimiento del hanging wall, bloque superior, relativo al foot wall, bloque inferior) y el vector normal al plano de falla \mathbf{v} . El strike Φ es el ángulo en sentido de las agujas del reloj entre norte y la proyección de la falla en la superficie horizontal, con la falla buzando hacia la derecha ($0 \leq \Phi \leq 2\pi$), el dip δ se calcula desde una superficie horizontal al plano de la falla, perpendicular a la dirección del strike ($0 \leq \delta \leq \pi/2$) y el rake λ es el ángulo entre el vector desplazamiento y la dirección del strike medido en el sentido contrario de las agujas del reloj ($-\pi \leq \lambda \leq \pi$).

El tensor momento diagonalizado de una fuente doble par tiene los valores propios de M_0 , $-M_0$ y 0 (p.ej. Jost & Herrmann, 1989):

$$M = \begin{pmatrix} -M_0 & 0 & 0 \\ 0 & M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (16)$$

La transformación de coordenadas al sistema de ejes principales del tensor diagonal es una rotación de 45° alrededor de la línea de intersección entre los planos de falla y auxiliar (eje b), con lo que los ejes principales del tensor son:

$$\begin{aligned} t &= \frac{1}{\sqrt{2}}(v+u) \\ p &= \frac{1}{\sqrt{2}}(v-u) \\ b &= v \times u \end{aligned} \quad (16)$$

El tensor diagonal doble par corresponde a la interpretación alternativa del sistema de fuerzas en la fuente en términos de dos dipolos lineales perpendiculares, como está indicado en fig. 2.2e. Se trata de la descripción de la fuente en términos de extensión y compresión del material pre-deformado durante la ruptura. El eje t se denomina eje de tensión, porque apunta hacia el cuadrante con tensión del volumen de la fuente. Fuera del volumen de la fuente en esa orientación se observa la máxima compresión y las amplitudes más grandes de la onda P. Consecuentemente el eje p , correspondiente al valor propio $-M_0$, apunta hacia el cuadrante con compresión del volumen de la fuente y el eje n , correspondiente al valor propio 0, hacia la intersección del plano de falla con el plano auxiliar, donde no existe radiación de ondas internas. Los ejes principales del tensor momento reflejan directamente la orientación de la deformación del material en el volumen de la fuente y son frecuentemente relacionados con el régimen de esfuerzos (apartado 5.3).

La orientación de estructuras geológicas no suele ser descrito mediante las componentes cartesianas de los vectores v y u , sino mediante los tres ángulos *strike* Φ , *dip* δ y *rake* λ del plano de la falla (Fig.2.3). En este caso los vectores v y u se expresan como (p.ej. Jost & Herrmann, 1989):

$$u = |u| \begin{pmatrix} \cos \lambda \cos \Phi + \cos \delta \sin \lambda \sin \Phi \\ \cos \lambda \sin \Phi - \cos \delta \sin \lambda \cos \Phi \\ -\sin \delta \sin \lambda \end{pmatrix}, \quad v = \begin{pmatrix} -\sin \delta \sin \Phi \\ \sin \delta \cos \Phi \\ -\cos \delta \end{pmatrix}, \quad (17)$$

y las componentes del correspondiente tensor momento, según la ecuación 15, son:

$$\begin{aligned} M_{xx} &= -M_o \cdot (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\Phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \Phi) \\ M_{yy} &= M_o \cdot (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\Phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \Phi) \\ M_{zz} &= M_o \cdot (\sin 2\delta \sin \lambda) \\ M_{xy} &= M_{yx} = M_o \cdot (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\Phi + 0.5 \cdot \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\Phi) \\ M_{xz} &= M_{zx} = -M_o \cdot (\cos \delta \cos \lambda \cos \Phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \Phi) \\ M_{yz} &= M_{zy} = -M_o \cdot (\cos \delta \cos \lambda \sin \Phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \Phi) \end{aligned} \quad (18)$$

De los tres ángulos, el rake determina el estilo de la deformación, definiendo una falla 'normal' para valores cercanos a $\lambda = -\pi/2$, característico de un régimen tectónico extensivo, una falla 'inversa' para valores cercanos a $\lambda = \pi/2$, característico de un régimen compresivo, y falla *strike-slip* (desgarre) para un movimiento relativo casi horizontal, $\lambda = \pi$ (movimiento relativo dextral) o $\lambda = 0$ (movimiento relativo sinistral). Valores intermedios de λ corresponden a un movimiento oblicuo (fig. 2.4.).

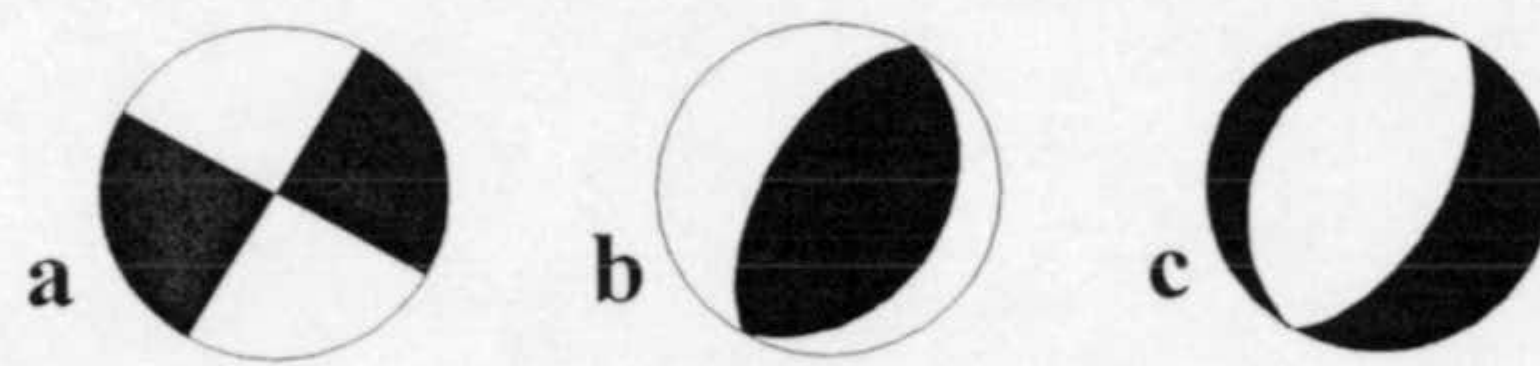


Figura 2.4. Representación de mecanismos focales para eventos doble-par en una falla con orientación 30° y a) mecanismo de desgarrre puro ($\lambda=0$, $\delta=90$), b) mecanismo inverso puro ($\lambda=90$, $\delta=30$) y c) mecanismo normal puro ($\lambda=-90$, $\delta=60$). Los valores de buzamiento son valores típicos en los tres regímenes tectónicos presuponiendo que uno de los ejes principales del tensor de esfuerzos es perpendicular a la superficie libre de la tierra (Scholz, 2002). La representación gráfica de los mecanismos focales se realiza mediante la proyección de los cuadrantes extensivos y compresivos de la esfera focal en el hemisferio inferior. La proyección es de tipo equal-area (áreas extensivas y compresivas del tensor doble-par ocupan la misma superficie en la proyección) y transforma acimut Φ y buzamiento δ de un punto del hemisferio a acimut y radio según:

$$\phi \rightarrow \phi, \quad \delta \rightarrow r = \sqrt{2} \cdot \sin\left(\frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\pi}{2} - \delta\right)\right) \quad (19)$$

La proyección en el hemisferio inferior se relaciona con la proyección en el hemisferio superior mediante una rotación de π alrededor del eje vertical.

En general, los tensores momento obtenidos a partir de datos reales no representan mecanismos doble-par puros, es decir que sus valores propios no son proporcionales a 1; -1; 0. Dos causas notorias son la proyección del ruido ambiental en el tensor momento y la insuficiente corrección de los efectos de propagación cuando la estructura terrestre no se conoce bien o no se considera con suficiente detalle. En ambos casos generalmente se produce una distorsión del tensor momento que introduce una componente no doble-par artificial y no relacionada con los procesos de la fuente. Una excepción es el ruido con distribución gaussiana, que no afecta a la solución de una inversión lineal con norma de mínimos cuadrados (p.ej. Press et al., 1989).

Aparte de eso, la propia fuente sísmica puede diferir significativamente de la simple ruptura de cizalla que corresponde al modelo de fuerzas doble-par. Un ejemplo es la componente isótropa que se relaciona con cambios de volumen en la fuente sísmica, p.ej. explosiones, cambios de fase espontáneas o el colapso de cuevas o minas (Julian et al., 1998, Miller et al., 1998, Müller, 2001). Para eventos tectónicos, sin embargo, no se espera una componente isótropa significativa. Como consecuencia, para reducir el número de variables independientes, en este trabajo se invierte el tensor momento deviatorico de 5 elementos independientes, asumiendo que la traza del tensor es igual a cero:

$$\text{tr}(\mathbf{M}) = M_{xx} + M_{yy} + M_{zz} = 0 \quad (20)$$

Aún fuentes sísmicas tectónicas, y tensores momentos deviatoricos, pueden diferir significativamente de una representación de fuerzas doble-par, generalmente ocurre esto cuando la suposición de fuente puntual no es apropiada. Esto puede ser el caso para eventos de cizalla complejos o de falla no-planar³. Para eventos de magnitud pequeña o

³ Un terremoto tectónico con historia de ruptura compleja frecuentemente no corresponde a un tensor de orden 1 doble par, lo que puede comprenderse considerando el evento complejo como superposición de subeventos con fuentes puntuales. Entonces subeventos retrasados tienen un desfase con las correspondientes funciones de Green; además en general la suma de dos tensores doble par no es un tensor doble par. Lo es para algunos casos relevantes, para vector \mathbf{v} común (fallas paralelas), vector \mathbf{u} común (desplazamientos relativos paralelos) o vector \mathbf{b} común (Julian et al., 1998). Para fallas curvadas los sistemas de fuerzas equivalentes pueden ser desde puramente doble par

moderada y una limitación a frecuencias relativamente bajas, como es el caso de los eventos usados en este trabajo, se espera que la complejidad de la fuente es pequeña. En este estudio, se descompone los tensores en una componente doble par, y una componente de *compensated linear vector dipole* 'CLVD' con valores propios proporcional a 2,-1,-1 (Knopoff & Randall, 1970). Geométricamente el componente CLVD corresponde al acortamiento en un plano, equilibrado por un dipolo lineal tensional perpendicular a este plano (p.ej. Frohlich & Apperson, 1992). Por tanto, la separación de la componente CLVD para eventos tectónicos corticales no es una interpretación geométrica en términos de fuerzas equivalentes, sino se espera que la CLVD absorba parcialmente la distorsión del tensor momento por influencias de ruido, efectos de propagación sin considerar, y fuente finita. Esa decomposición maximiza la componente doble-par de acuerdo con el mecanismo que se postula para terremotos tectónicos. Base de la decomposición es el tensor diagonal y deviatórico \mathbf{M}_{diag} (Jost & Herrmann, 1989):

$$\mathbf{M}_{diag} = M_0 \cdot \begin{pmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{pmatrix}, |M_1| \geq |M_2| \geq |M_3| \quad (21)$$

$$\mathbf{M} = M_1 \cdot (1 - 2\varepsilon) \cdot \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} + M_1 \cdot \varepsilon \cdot \begin{pmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}, \varepsilon = -\frac{M_3}{M_1}$$

El cociente entre los valores propios absolutos mínimo y máximo ε indica el contenido de la componente CLVD y permite un test de la suposición de fuente doble-par. $\varepsilon=0$ indica un evento doble par puro y $\varepsilon=0.5$ indica un evento tipo CLVD puro. En este trabajo se indica la fracción del componente CLVD en unidades de porcentaje entre esos dos extremos ($\varepsilon 200$).

Ordenando la matriz diagonal según los valores absolutos (ec. 21), los dos primeros ejes principales corresponden a los ejes \mathbf{p} y \mathbf{t} del tensor doble par descompuesto si el coeficiente $M_1 \cdot (1 - 2\varepsilon)$ tiene signo positivo, y \mathbf{t} y \mathbf{p} en caso contrario. El tercer valor propio es el valor intermedio correspondiente al eje \mathbf{b} . Resolviendo ec. 16, se pueden obtener para los dos planos del mecanismo focal los dos vectores normales $\mathbf{v}_{1,2}$ y dos vectores de desplazamiento $\mathbf{u}_{1,2}$:

(fallas cilíndricas o lítricas con desplazamiento en dirección paralela o perpendicular al eje, fallas conjugadas) hasta puramente CLVD con valores propios proporcional a (2,-1,-1), p.ej. para una falla circular cónica (una estructura observada en volcanes, Nettles & Ekström, 1998).

$$\begin{aligned} u_{1,2} &= \frac{1}{\sqrt{2}}(t \pm p) \\ v_{1,2} &= \frac{1}{\sqrt{2}}(t \mp p) \end{aligned} \quad (22)$$

Los vectores \mathbf{u} y \mathbf{v} se pueden transformar en valores para los ángulos (Φ, δ, λ) del plano de falla y plano auxiliar según las relaciones geométricas en fig. 2.3 y ec. 17.

2.4. EFECTOS DE PROPAGACION: LAS FUNCIONES DE GREEN

El conocimiento de las funciones de Green es la base de la inversión del tensor momento, permitiendo la separación de la influencia de la fuente y de la propagación. De la precisión de las funciones de Green depende si es posible el modelar adecuadamente el medio de propagación y obtener tensores momento sin distorsión sistemática por influencia de la estructura litosférica. En general el cálculo de las funciones de Green elasto-dinámicas a distancias regionales es un problema matemáticamente complejo. Un caso relevante con una solución analítica relativamente simple es la propagación de ondas esféricas en un medio homogéneo e isótropo, con lo cual el problema no tiene condiciones de contorno y sólo tiene que satisfacer la ecuación elástica-dinámica (p.ej. Aki & Richards; 2002). El tensor de Green para un medio homogéneo (con una corrección por efectos de la superficie libre) permite el modelado de las formas de onda y la inversión del tensor momento para eventos muy cercanos y/o periodos (muy) largos (Singh et al.; 2000, Legrand et al.; 2000).

El cálculo de G_{ij} en un medio inhomogéneo requiere métodos de cálculo más complejos. Aunque existen técnicas numéricas para la aproximación de tensores de Green en medios con estructura arbitrariamente heterogénea, como son los métodos de diferencias finitas (p.ej. Igel et al., 2002), elementos espectrales (Komatitsch et al., 2002, Komatitsch & Tromp, 2002) o el *ray-tracing* dinámico (p.ej. Červený & Hron, 1980), en este trabajo se modela el medio con estructuras uni-dimensionales de capas planas. A diferencia de lo que ocurre para medios con estructuras de heterogeneidad mayor, para esa geometría existe una solución analítica y completa. El modelado en capas planas es una aproximación relativamente adecuada a la estructura real de la litosfera, que es dominada en primer orden por la diferenciación vertical de materiales con distinta densidad, distinguiéndose claramente tres zonas en ella: corteza superior, inferior y manto

superior⁴. Esta geometría cilíndrica facilita el cálculo, previo a las inversiones, de una base completa de funciones de Green que dependen de los parámetros distancia evento-estación (r) y profundidad hípocentral (z), y una división del campo de ondas en dos sistemas de ecuaciones independientes para los desplazamientos con polarización horizontal-transversal (ondas SH-*Love*) y con polarización en el plano radial-vertical (ondas P-SV-*Rayleigh*). Esto hace que la implementación de la inversión de forma rutinaria sea eficiente. Los modelos de tierra utilizados en este trabajo se presentarán en el apartado 4.2.

La computación numérica de las funciones de Green está basada en el método de reflectividad (p.ej. Fuchs & Müller, 1971, Müller 1985, Müller, 1986). Los dos pasos fundamentales de esta técnica son el cálculo de la propagación de ondas planas en un medio de capas horizontales, y después la transformación de los resultados a una propagación de ondas esféricas. La reflectividad es la respuesta de una 'pila' de capas horizontales a una onda armónica, plana y monocromática con frecuencia ω y ángulo de incidencia φ es la denominada reflectividad de esa pila de capas, considerando todos los fenómenos de transmisión y reflexión en las superficies internas y la superficie libre. Las condiciones de frontera son la desaparición de las fuerzas de cizalla en la superficie libre, y la continuidad de los esfuerzos y los desplazamientos en las superficies de contacto entre capas. Dentro de las capas, los parámetros del material ($v_P = \alpha$, $v_S = \beta$, densidad = ρ) son isótropos y constantes, la atenuación anelástica está incluida vía velocidades de propagación complejas.

El algoritmo aplicado utiliza el concepto de matrices de propagación (Randall, 1994)⁵. Un tratamiento cuantitativo completo de ese formulismo no se puede reproducir con brevedad en este trabajo, se recomienda por ello el tratamiento detallado en Kennett (1983, 2002, 2003). Básicamente, para cada capa, los parámetros del material y el ángulo de incidencia de la onda plana establecen una relación lineal entre desplazamientos y esfuerzos por debajo y por encima de la capa. Estas relaciones lineales forman las matrices, a partir de las cuales se puede sintetizar eficientemente el comportamiento del conjunto de todas las capas involucradas para ondas P, SV y SH (p.ej. Ben-Menahem & Singh, 2002).

⁴ Además aún no existen modelos 2D o 3D suficientemente detallados para gran parte de la zona de estudios. La aproximación de estructuras de capas planas implica una limitación a longitudes de ondas suficientemente grandes para promediar los efectos de las heterogeneidades laterales en la corteza terrestre y manto superior, y por tanto el uso de sismogramas registrados en estaciones de banda ancha, ver apartado 3.2.

⁵ Esta referencia se dedica al cálculo eficiente de sismogramas diferenciales, i.e. una ilustración de la sensibilidad de sismogramas sintéticos a variaciones de parámetros del modelo. Este planteamiento es más apropiado para un modelado de estructura que para un modelado de la fuente sísmica. En este trabajo se limita la implementación al cálculo de sismogramas completos de desplazamiento.

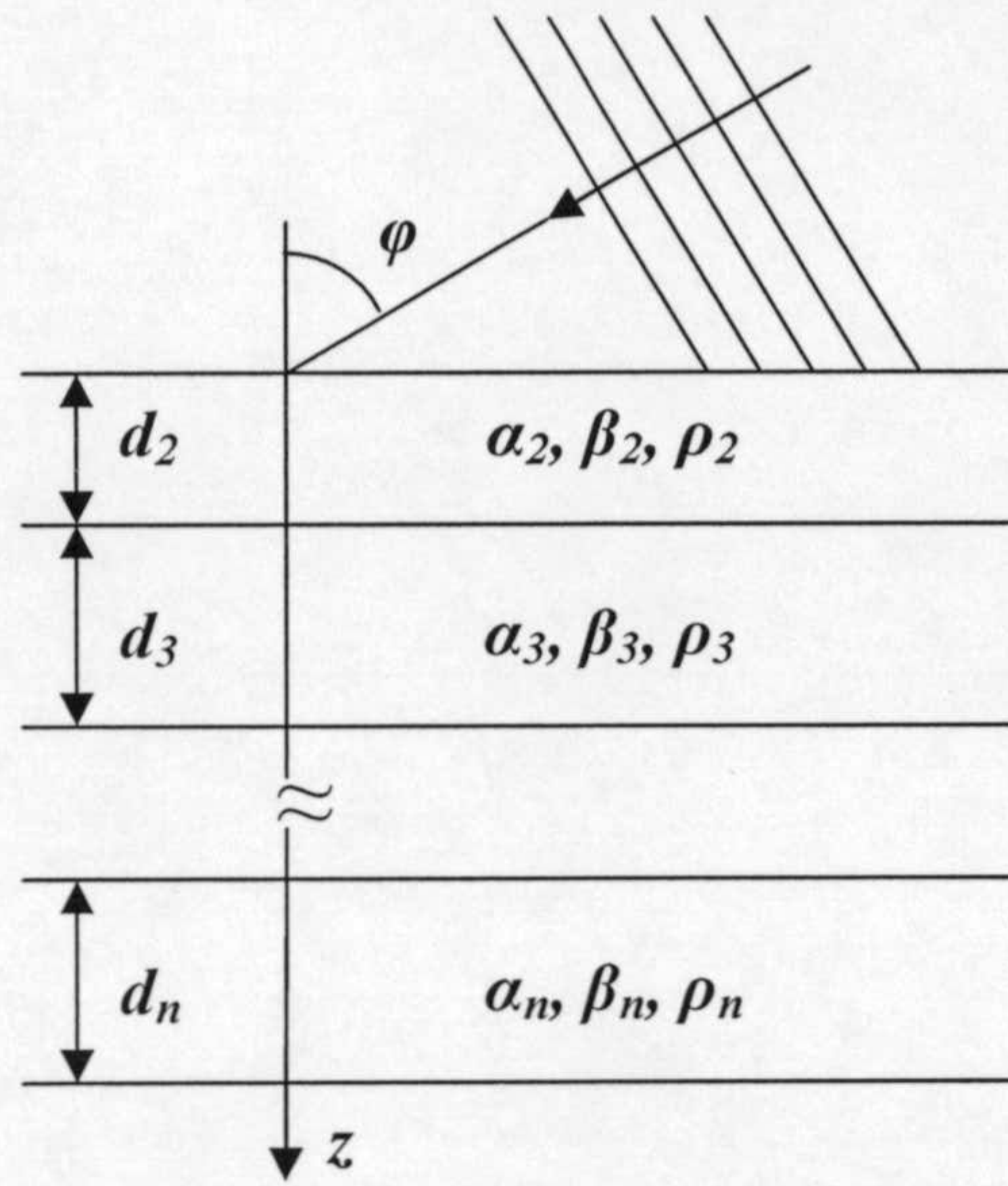


Fig 2.5 Parametrización del modelo lateralmente homogéneo de capas planas, y geometría de una onda plana y armónica, incidente a la 'pila' de capas bajo en ángulo φ , slowness $p = \sin\varphi/\alpha_1$.

Con el tratamiento de ondas planas se obtiene una solución en el dominio de la frecuencia y del *slowness* (lentitud $p = \sin\varphi/\alpha_1$) para un rango adecuado de frecuencias y lentitudes (o números de onda $k = \omega/\alpha_1$, p.ej. Bouchon, 1981). Respecto de la solución en el dominio espacio-temporal se trabaja con la transformada de Fourier respecto al tiempo y de la transformada de Hankel respecto a la coordenada radial (Randall, 1994):

$$\begin{aligned}
 u_z(r, \theta, t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \cdot e^{-i\omega t} \cdot \omega^2 \int_{\infty}^0 dp \cdot p \sum_{m=-2}^2 u_z(p, m, \omega) \cdot J_m(\omega pr) \cdot e^{im\theta} \\
 u_r(r, \theta, t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \cdot e^{-i\omega t} \cdot \omega^2 \int_{\infty}^0 dp \cdot p \sum_{m=-2}^2 u_r(p, m, \omega) \cdot J_{m-1}(\omega pr) \cdot e^{im\theta} \\
 u_t(r, \theta, t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \cdot e^{-i\omega t} \cdot \omega^2 \int_{\infty}^0 dp \cdot p \sum_{m=-2}^2 -u_t(p, m, \omega) \cdot J_{m-1}(\omega pr) \cdot e^{im\theta}
 \end{aligned} \quad (23)$$

En estas ecuaciones el ángulo θ es el acimut (ángulo que forma la dirección entre la fuente sísmica y la estación de registro con el norte geográfico medido en sentido de las agujas del reloj), J_m son las funciones de Bessel, y las $u(p, m, \omega)$ son los desplazamientos de las ondas planas. Con las indicadas integraciones sobre lentitudes y frecuencias se obtiene el desplazamiento en el dominio del tiempo.

2.5. INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO

La inversión del tensor momento sísmico se basa en la representación del desplazamiento según la expresión lineal (ecuación 11) del apartado 2.2:

$$u_i(x,t) = \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x,t) \cdot M_{jk} \quad (11)$$

Transformando los seis (o cinco) componentes independientes del tensor momento general (o deviatorico) a un vector, mediante recombinación de los términos de las funciones de Green entre paréntesis, se puede obtener una ecuación de la forma:

$$u_i(x,t) = G_{ij}^*(x,t) \cdot M_j \quad (24)$$

Esta ecuación se resuelve formalmente para los componentes del tensor momento a través de la matriz G^{*-1} , denominada *generalized inverse*, que se obtiene numéricamente mediante la descomposición en valores singulares de la matriz G^* (SVD, Press et al., 1989), substituyendo la matriz inicial por tres matrices U , V y W con propiedades especiales que facilitan el cálculo:

$$\begin{aligned} G^* &= UWW^T, & U^T U &= V^T V = VV^T = I \\ G^{*-1} &= VW^{-1}U^T \end{aligned} \quad (25)$$

La *generalized inverse* soluciona el sistema minimizando la norma L2 (mínimos cuadrados) de los residuos (p. ej. Lines & Treitel, 1984). La norma de mínimos cuadrados se define como:

$$\|L2\| = \sum_{i=1}^m (\mathbf{u}_i - (\mathbf{G}^* \cdot \mathbf{M})_i)^2 \quad (26)$$

o

$$\|L2\| = (\mathbf{u} - \mathbf{G}^* \cdot \mathbf{M})^T (\mathbf{u} - \mathbf{G}^* \cdot \mathbf{M}) \quad (27)$$

y tiene su mínimo para:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \mathbf{M}} (\mathbf{u} - \mathbf{G}^* \cdot \mathbf{M})^T (\mathbf{u} - \mathbf{G}^* \cdot \mathbf{M}) &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial \mathbf{M}} (\mathbf{M}^T \mathbf{G}^{*T} \mathbf{G}^* \mathbf{M} - \mathbf{u}^T \mathbf{G}^* \mathbf{M} - \mathbf{M}^T \mathbf{G}^{*T} \mathbf{u} + \mathbf{u}^T \mathbf{u}) &= 0 \end{aligned} \quad (28)$$

Después de la diferenciación:

$$\begin{aligned} \mathbf{G}^{*T} \mathbf{G}^* \mathbf{M} &= \mathbf{G}^{*T} \mathbf{u}, \\ \mathbf{M} &= (\mathbf{G}^{*T} \mathbf{G}^*)^{-1} \mathbf{G}^{*T} \mathbf{u} = \mathbf{VW}^{-1} \mathbf{U}^T \mathbf{u} = \mathbf{G}^{*-1} \mathbf{u} \end{aligned} \quad (29)$$

En la inversión del tensor momento sísmico los residuos (los errores del ajuste) son diferencias, muestra por muestra, de las predicciones sintéticas a las formas de ondas observadas.

Para la computación numérica de la matriz \mathbf{G}^* aprovechamos el hecho que las funciones de Green para una fuente deviatorica pueden ser representada como superposición lineal de los funciones de Green de tres fuentes doble-par adecuadas. Este juego de funciones se llama funciones de Green fundamentales. En este trabajo utilizamos las fuentes propuestas por Langston (1981) que son una fuente con plano vertical y movimiento de salto en dirección (*vss*):

$$\Phi = 0^\circ, \quad \delta = 90^\circ, \quad \lambda = 0^\circ, \quad \mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, \quad (30a)$$

una con buzamiento de 45° y movimiento reverso (*clv*):

$$\Phi = 0^\circ, \quad \delta = 45^\circ, \quad \lambda = 90^\circ, \quad \mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & M_0 \end{pmatrix}, \quad (30b)$$

y la tercera con plano vertical y movimiento vertical (*lds*), fig. 2.6.:

$$\Phi = 0^\circ, \quad \delta = 90^\circ, \quad \lambda = 90^\circ, \quad \mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_0 \\ 0 & -M_0 & 0 \end{pmatrix}. \quad (30c)$$



Fig 2.6. Mecanismos focales de las 3 fuentes doble-par asociados con las funciones de Green elementales vss , clv y vds .

El desplazamiento \mathbf{u} de una fuente arbitraria, en coordenadas cilíndricas (radial r , vertical z y transversal t) se expresa en función de esas fuentes fundamentales:

$$\begin{aligned} u_z(r,t) &= A_1 \cdot vss_z(r,t) + A_2 \cdot vds_z(r,t) + A_3 \cdot clv_z(r,t) \\ u_r(r,t) &= A_1 \cdot vss_r(r,t) + A_2 \cdot vds_r(r,t) + A_3 \cdot clv_r(r,t) \\ u_t(r,t) &= A_4 \cdot vss_t(r,t) + A_5 \cdot vds_t(r,t) \end{aligned} \quad (31)$$

Las constantes A_{1-5} dependen solo de la orientación de la falla, y de forma lineal de los 5 elementos independientes del tensor sísmico deviatórico⁶.

En la base de fuentes fundamentales propuestas por Langston (1981, 1982), esas constantes vienen expresadas en función de las componentes independientes del tensor momento en la forma (θ es el acimut de la estación de registro):

$$\begin{aligned} A_1 &= \frac{1}{2} \cdot (M_{yy} - M_{xx}) \cdot \cos(2\theta) - M_{xy} \cdot \sin(2\theta), \\ A_2 &= M_{xz} \cdot \cos(\theta) + M_{yz} \cdot \sin(\theta), \\ A_3 &= \frac{1}{2} \cdot (M_{xx} + M_{yy}), \\ A_4 &= \frac{1}{2} \cdot (M_{xx} - M_{yy}) \cdot \sin(2\theta) - M_{xy} \cdot \cos(2\theta), \\ A_5 &= M_{yz} \cdot \cos(\theta) - M_{xz} \cdot \sin(\theta), \end{aligned} \quad (32)$$

La representación 31 se puede aplicar a fuentes generales (no-deviatóricas) añadiendo los desplazamientos radiales y verticales debidos a una fuente isótropa (p.ej. Herrmann &

⁶ Esas ecuaciones pierden el carácter lineal cuando se invierte directamente para un tensor deviatórico doble-par, complicando la inversión considerablemente. Por eso, y por la posibilidad de amortiguar efectos de ruido, estructura heterogénea o fuente finita a través de la introducción de la componente CLVD, se invierte el tensor deviatórico completo, aunque sea una descripción más general que el proceso que se considera predominante en terremotos tectónicos.

Wang, 1985). Las formulas anteriores presentan la inversión como un método para buscar las constantes A_{1-5} óptimas que ajustan la superposición lineal de sismogramas fundamentales al desplazamiento observado (fig. 2.7).

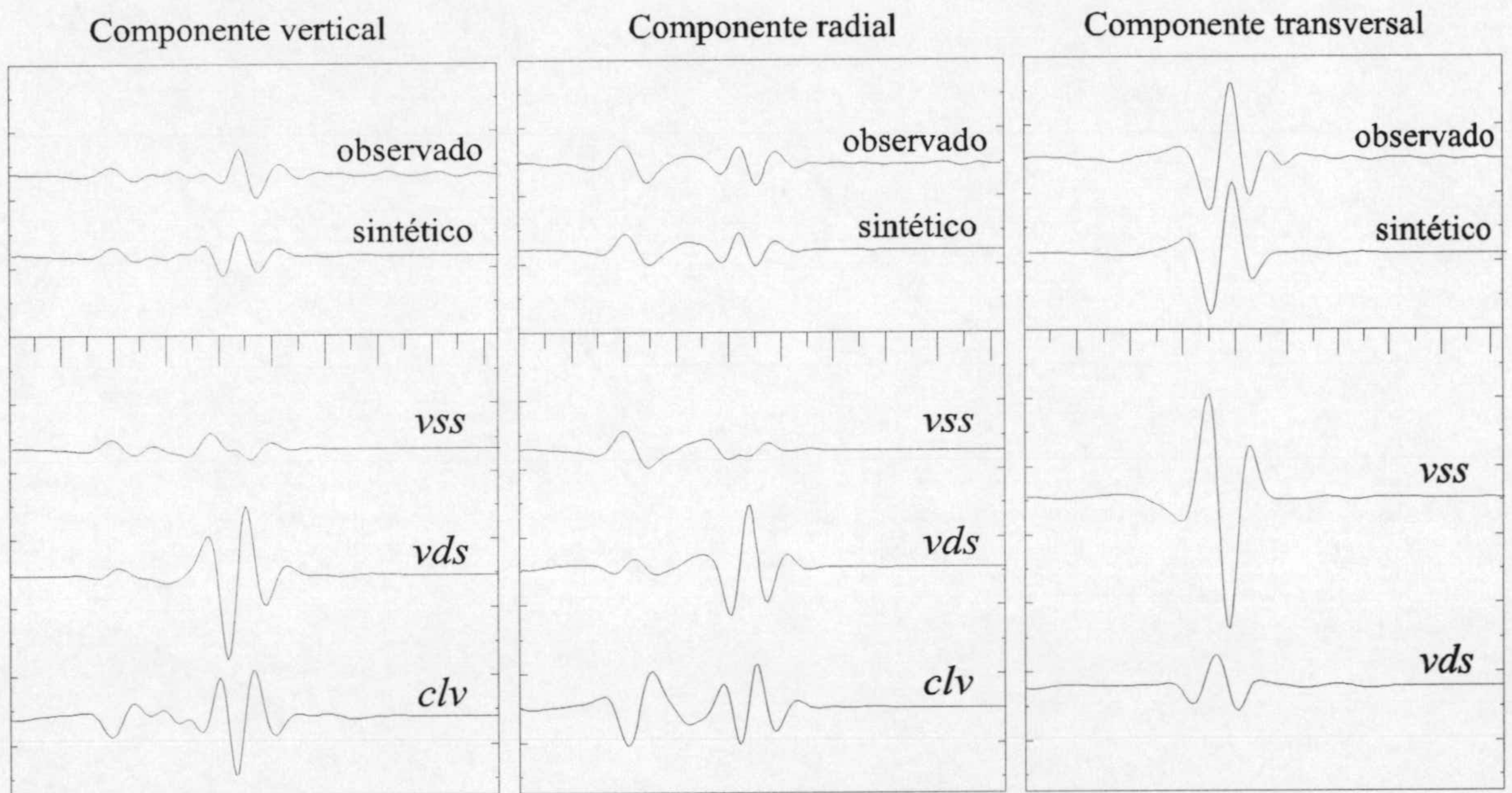


Fig. 2.7. La inversión como optimización de una superposición lineal según la ecuación 30: Los datos observados en la estación de San Pablo (PAB) para un terremoto en Teruel (3.8.1996, $M_w=4.0$, distancia 265km, acimut 248°) son modelados en base de las funciones fundamentales de Green (distancia 265km, profundidad 10km). Los sismogramas observados y las funciones de Green han sido filtrados con un paso banda de 12.5s a 50s para reducir el impacto de heterogeneidades estructurales. La inversión lineal obtiene los valores de las constantes óptimas $A_1=0.00$, $A_2=0.18$, $A_3=-0.40$, $A_4=-0.54$, $A_5=-0.37$ y produce un ajuste de 70% en el componente vertical, 91% en el radial y 95% en el transversal. El mecanismo corresponde a un evento con componente predominante normal (ver fig. 5.1).

Con esta información podemos formalmente completar el sistema lineal de ecuación 23, incluyendo todas las muestras temporales (m) de las 3 componentes de todas las estaciones (n) en un vector \mathbf{u} de $(m \cdot n \cdot 3)$ componentes y una matriz \mathbf{G}^* de $(5 \times m \cdot n \cdot 3)$ componentes:

$$\begin{pmatrix} u_t(r_1, t_1) \\ \vdots \\ u_t(r_1, t_m) \\ u_r(r_1, t_1) \\ \vdots \\ u_r(r_1, t_m) \\ u_z(r_1, t_1) \\ \vdots \\ u_z(r_1, t_m) \\ u_t(r_2, t_1) \\ \vdots \\ u_z(r_n, t_m) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{2} \sin(2\theta) \cdot vss_t(r_1, t_1) & -\frac{1}{2} \sin(2\theta) \cdot vss_t(r_1, t_1) & -\cos(2\theta) \cdot vss_t(r_1, t_1) & -\sin\theta \cdot vds_t(r_1, t_1) & \cos\theta \cdot vds_t(r_1, t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{1}{2} \sin(2\theta) \cdot vss_t(r_1, t_m) & -\frac{1}{2} \sin(2\theta) \cdot vss_t(r_1, t_m) & -\cos(2\theta) \cdot vss_t(r_1, t_m) & -\sin\theta \cdot vds_t(r_1, t_m) & \cos\theta \cdot vds_t(r_1, t_m) \\ \frac{1}{2} clv_r(r_1, t_1) - \cos(2\theta) vss_r(r_1, t_1) & \frac{1}{2} clv_r(r_1, t_1) + \cos(2\theta) vss_r(r_1, t_1) & \sin(2\theta) \cdot vss_r(r_1, t_1) & \cos\theta \cdot vds_r(r_1, t_1) & \sin\theta \cdot vds_r(r_1, t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{1}{2} clv_r(r_1, t_m) - \cos(2\theta) vss_r(r_1, t_m) & \frac{1}{2} clv_r(r_1, t_m) + \cos(2\theta) vss_r(r_1, t_m) & \sin(2\theta) \cdot vss_r(r_1, t_m) & \cos\theta \cdot vds_r(r_1, t_m) & \sin\theta \cdot vds_r(r_1, t_m) \\ \frac{1}{2} clv_z(r_1, t_1) - \cos(2\theta) vss_z(r_1, t_1) & \frac{1}{2} clv_z(r_1, t_1) + \cos(2\theta) vss_z(r_1, t_1) & \sin(2\theta) \cdot vss_z(r_1, t_1) & \cos\theta \cdot vds_z(r_1, t_1) & \sin\theta \cdot vds_z(r_1, t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{1}{2} clv_z(r_1, t_m) - \cos(2\theta) vss_z(r_1, t_m) & \frac{1}{2} clv_z(r_1, t_m) + \cos(2\theta) vss_z(r_1, t_m) & \sin(2\theta) \cdot vss_z(r_1, t_m) & \cos\theta \cdot vds_z(r_1, t_m) & \sin\theta \cdot vds_z(r_1, t_m) \\ \frac{1}{2} \sin(2\theta) \cdot vss_t(r_2, t_1) & -\frac{1}{2} \sin(2\theta) \cdot vss_t(r_2, t_1) & -\cos(2\theta) \cdot vss_t(r_2, t_1) & -\sin\theta \cdot vds_t(r_2, t_1) & \cos\theta \cdot vds_t(r_2, t_1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{1}{2} clv_z(r_n, t_m) - \cos(2\theta) vss_z(r_n, t_m) & \frac{1}{2} clv_z(r_n, t_m) + \cos(2\theta) vss_z(r_n, t_m) & \sin(2\theta) \cdot vss_z(r_n, t_m) & \cos\theta \cdot vds_z(r_n, t_m) & \sin\theta \cdot vds_z(r_n, t_m) \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{xy} \\ M_{xz} \\ M_{yz} \end{pmatrix} \quad (33)$$

Esa expresión incluye todos los sismogramas con su peso 'natural' según las amplitudes registradas. En un principio para inversiones regionales esos pesos no son inadecuados del todo, porque las amplitudes registradas suelen tener una dependencia radial monótona equivalente a la eficacia de la corrección de efectos de propagación. En realidad se aplican para la gran mayoría de las inversiones pesos adicionales a las formas de onda en estaciones o componentes individuales. El peso actúa como factor común para los elementos de las líneas correspondientes de \mathbf{u} y \mathbf{G}^* , para aumentar (peso >1) o disminuir (peso <1) la importancia del registro sobre el resultado de la inversión. La asignación de pesos adicionales tiene como objetivo nivelar las contribuciones de los registros de buena calidad y obtener una cobertura azimutal mas uniforme (se recuerda que la técnica de mínimos cuadrados evalúa de forma no-proporcionada las amplitudes mas grandes, que normalmente corresponden a los registros mas cercanos), y para quitar importancia a registros que pueden distorsionar el tensor momento invertido por su alto contenido en ruido o por su corrección de propagación incompleta. La asignación manual de pesos es un proceso iterativo (ver apartado 4.3).

3. DATOS: TERREMOTOS Y ESTACIONES SÍSMICAS

3.1. SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN IBERO-MAGREBÍ

La deformación tectónica actual de la región ibero-magrebí está controlada por la convergencia de las placas Africanas y Euroasiáticas con una orientación NO-SE (p.ej. Argus et al., 1989, Kiratzi & Papazachos, 1995, Jiménez-Munt et al., 2001). La coexistencia de tectónica compresiva y extensiva complican una interpretación completa de la colisión dentro de un modelo simple (Andeweg et al., 1999, Calvert et al., 2000). Muchos aspectos de la estructura tectónica y la evolución de la región están aún bajo debate. La sismicidad regional tiene una distribución geográfica difusa y no marca claramente el actual contacto de placas al sur de la Península Ibérica. Sólo en la falla Azores-Gibraltar y en el norte de Argelia, la sismicidad está concentrada alrededor de un límite de placas con carácter lineal (fig. 3.1). En la Península Ibérica la actividad sísmica indica una deformación distribuida, que se extiende incluso hasta entornos que no fueron afectados por la orogenia alpina y que se consideran claramente intra-placa, como por ejemplo las zonas central y noroeste de la Península.

Aunque los terremotos destructivos han ocurrido en varios lugares de la región ibero-magrebí, tanto en tiempos históricos ($I_0 \leq XI$ MSK) como en la época instrumental ($I_0 \leq VIII$ MSK), esos eventos grandes son relativamente infrecuentes y la sismicidad de la zona está dominada por terremotos de magnitud pequeña a moderada ($M_w \leq 5.5$). Esa magnitud está cerca del límite inferior para la clásica inversión automatizada del tensor momento a escala global dentro del proyecto Harvard *Centroid Moment Tensor* (CMT, Dziewonski et al., 1981, Dziewonski & Woodhouse, 1983, Woodhouse & Dziewonski, 1984), por lo cual pocos tensores de momento estaban disponibles para esta zona, dando la motivación para realizar este trabajo, cuyo objetivo es la inversión de terremotos mas pequeños. El análisis de este estudio incluye terremotos a partir de una magnitud local de 3.5, ver capítulo 5. Este umbral reducido aumenta considerablemente el número de eventos disponibles, y permite una cobertura más completa y densa de la zona de estudio (fig. 3.1). La mayoría de los terremotos ($m_b \geq 3.5$) está localizada en una franja de ~500

km de ancho alrededor del Mar de Alborán, incluyendo parte del sureste peninsular y del norte de Marruecos y noroeste de Argelia. Otras concentraciones incluyen la costa norte de Argelia, el Atlántico al sur de Portugal, y los Pirineos, pero eventos dispersos se distribuyen casi por toda la zona, indicando que los mecanismos focales pueden revelar una imagen relativamente completa de la deformación cortical de la zona.

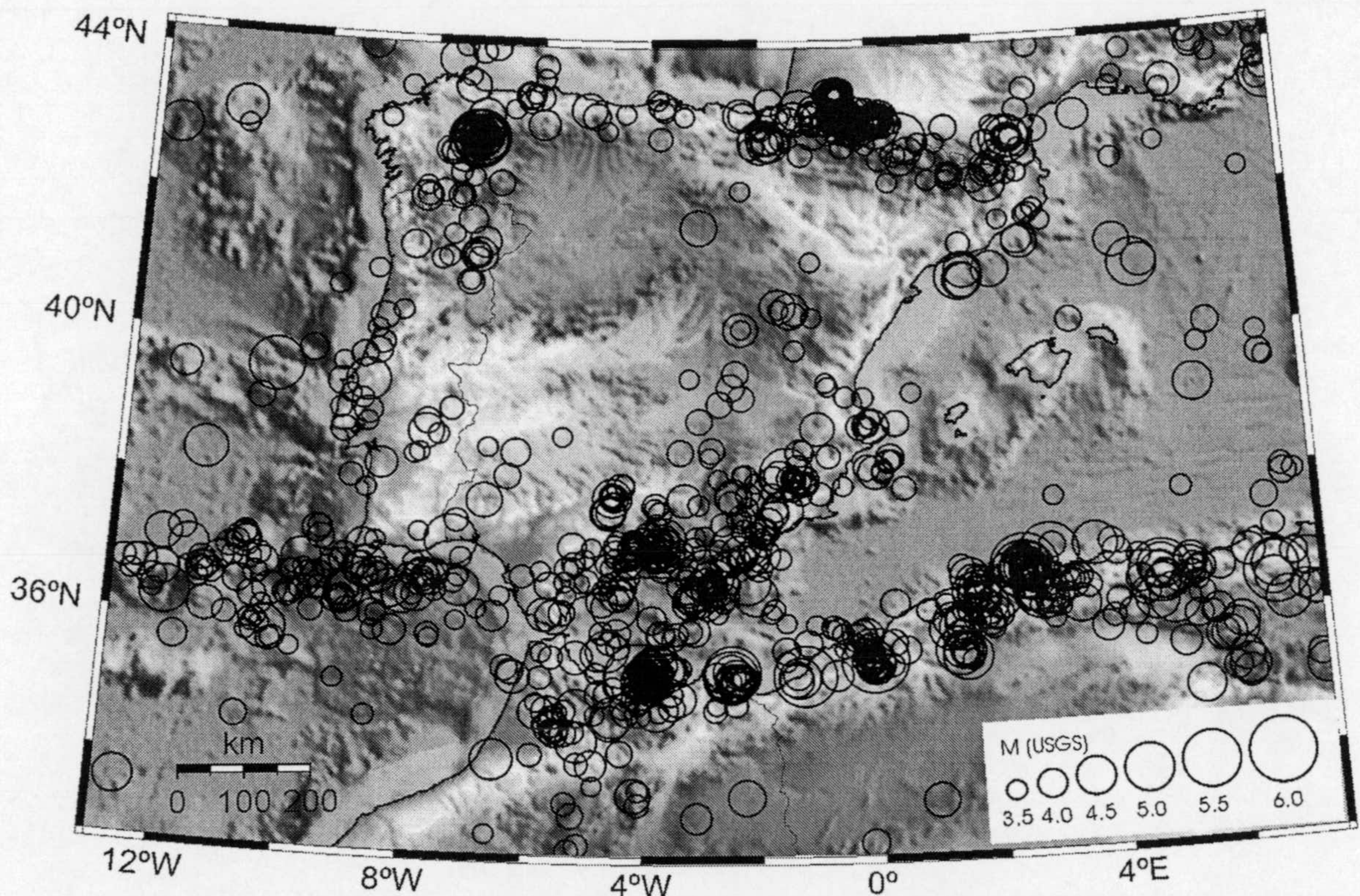


Fig. 3.1. Distribución de epicentros para terremotos de magnitud pequeña y moderada ($m_b \geq 3.5$) en la región Ibero-magrebí para un periodo de 20 años (Marzo 1982 a Marzo 2002, USGS/NEIC data file). Esta figura, y los mapas subsecuentes están producidos con GMT (Wessel & Smith, 1998)

La evolución neo-tectónica de la región ibero-magrebí ha producido un número de dominios geotectónicos con estructuras distintas (fig. 3.2). Esa información es relevante para estimar efectos de propagación e interpretar la distribución regional de las soluciones del tensor momento en un contexto geodinámico. El centro-oeste de la Península (macizo Ibérico) y parte del interior magrebí (las mesetas de Marruecos y Argelia) no fueron afectados de forma significativa por la deformación alpina, y están formados por plataformas paleozoicas, parcialmente cubiertos por sedimentos

mesozoicos. La deformación alpina se concentra en cadenas montañosas, con un engrosamiento de la corteza, al norte de la placa ibérica (Pirineos), y en el sur de la Península y norte magrebí (sistema Béticas-Rif-Tell). En las proximidades de las cadenas alpinas se formaron cuencas de flexión (Cuenca del Ebro al sur de los Pirineos, cuenca del Guadalquivir al norte de las Béticas y cuenca de Gharb al sur del Rif, p.ej. Cloetingh et al., 2002, García-Castellanos et al., 2002). Aunque la convergencia de las placas Africana y Euroasiática continúa actualmente (Argus et al., 1989), en el neógeno se manifiestan efectos de una extensión regional que causa la formación de cuencas sedimentarias (p.ej. Vegas & Banda, 1982). Se formaron cuencas internas grandes en el macizo Ibérico (cuenca del Duero, cuenca del Tajo), y cuencas pequeñas en los sistemas montañosos de origen hercínico y alpino. La extensión regional es responsable de la formación de estructuras a escala regional en el Mediterráneo occidental, con las aperturas de las cuencas Liguro-Provençal, la cuenca de Valencia (al norte de Baleares) y la cuenca de Argelia (al sur de Baleares). A partir del mioceno inferior se forma la cuenca del Alborán al sur de la Península.

La cuenca del Alborán es clave para entender la colisión entre África y Eurasia, por su situación justo en el contacto de placas. La corteza continental del Mar de Alborán y de las unidades internas de Béticas y Rif está adelgazada considerablemente (grosor de ~15 km en el mar de Alboran, comparado con 35 km en las Béticas centrales, Banda et al., 1993, Casas & Carbo, 1990, Galindo-Zaldívar et al., 1998). Hacia el este se observa un adelgazamiento progresivo de la corteza continental hasta la aparición de corteza oceánica en la cuenca de Argelia (Torné et al., 2000). La formación de las estructuras extensivas en medio de la colisión de placas se atribuye a procesos de tectónica sub-cortical, que también se manifiestan en anomalías del material en el manto superior (p.ej. Blanco & Spakman, 1993, Serrano et al., 1998, Calvert et al., 2000, Bijwaard & Spakman, 2000). Asociada a estos procesos se observa actividad sísmica de baja intensidad y magnitud a profundidad intermedia (entre 40 y 130 km), que se analizará más adelante en el apartado 5.3.2. La mayor distribución de focos intermedios sigue una línea de Málaga hacia el sur (Buforn et al., 1995, Seber et al., 1996, Morales et al., 1997), y coincide con una anomalía de baja velocidad en imágenes de tomografía sísmica (Serrano et al., 1998, Calvert et al., 2000), y baja densidad según un modelado gravimétrico (Morales et al., 1999). Esa estructura ha sido interpretada como producto de una subducción de litosfera continental (Morales et al., 1999), un proceso de delaminación (Docherty & Banda, 1995, Seber et al., 1996, Mezcuca & Rueda, 1997, Buforn et al., 1997) así como un proceso de *convective removal* (Platt & Vissers, 1989, Calvert et al., 2000), mientras que otra estructura de alta velocidad y densidad se vincula a una posible subducción de litosfera oceánica (Gutscher et al., 2002, Wortel & Spakman, 2000).

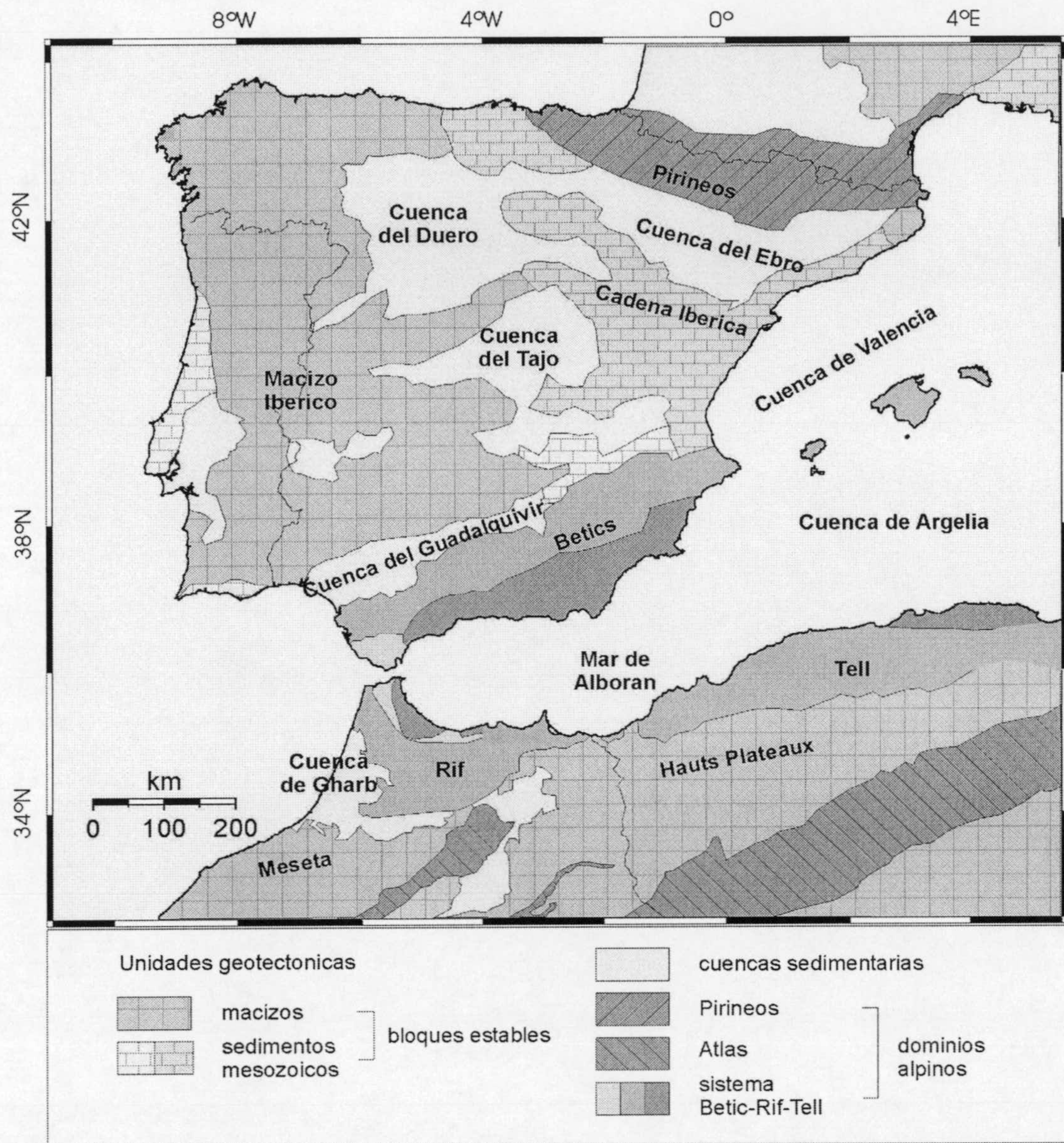


Fig. 3.2. Principales unidades geotectónicas en la región Ibero-magrebí, distinguiendo entre bloques estables (macizos y plataformas), zonas de intensa deformación alpina, y cuencas sedimentarias (comparar texto), según ILIHA DSS Group (1993).

En este trabajo se estiman mecanismos focales que revelan características de la deformación tectónica activa en la región Ibero-magrebí, y aportan información importante para la discusión geodinámica. Anteriormente a este estudio, a partir de los años 80, se ha elaborado un número considerable de soluciones focales en base a polaridades del primer pulso en las redes de sismógrafos de corto periodo, una técnica que aprovecha el hecho de que la distribución acimutal de primeras llegadas compresivas o extensivas copia la orientación de cuadrantes de tensión o compresión en la esfera focal. Trabajos recientes, recopilatorios de mecanismos del primer pulso, y una amplia bibliografía se encuentran en Borges et al. (2001), Bezzeghoud & Buforn (1999), Mezcuca

& Rueda (1997) y Buforn et al. (1995). Los mecanismos del primer pulso revelan varias tendencias regionales de la deformación, especialmente el régimen tectónico compresivo de Argelia (Bezzeghoud & Buforn, 1999) y en la falla Azores-Gibraltar (Buforn et al., 1988), y un predominio de eventos de salto en dirección en el Mar de Alborán (Mezcua & Rueda, 1997). En otras zonas, los mecanismos del primer pulso dan una imagen relativamente heterogénea, sugiriendo campos de esfuerzo no-uniformes a escala local. Probablemente parte de la aparente heterogeneidad es debida a la inclusión de soluciones erróneas. Por la limitación a la información de polaridad, se necesita una cobertura relativamente completa para definir bien la orientación de los planos nodales. Para algunos eventos la cobertura es posiblemente insuficiente, y consecuentemente la solución del primer pulso ambigua, un ejemplo bien estudiado es un terremoto de Murcia (990202 en tabla 5.1, con solución del primer pulso en Buforn & Sanz de Galdeano, 2001, y solución del tensor momento sísmico en Mancilla et al., 2002).

Existían pocas soluciones del tensor momento para la zona al iniciar este trabajo. El catálogo mas amplio de tensores momento a escala global fue elaborado dentro del proyecto Harvard CMT, (<http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/>) y contiene soluciones de 1976 hasta el presente. La magnitud umbral del método aplicado (Dziewonski & Woodhouse, 1983) es alrededor de $M_w = 5-5.5$, y el catálogo contiene 24 soluciones, la mayoría en el norte de Argelia, salvo 7 soluciones de Galicia, los Pirineos, sureste de España, Mar de Alborán y Golfo de Cádiz. Las mejoras de las redes sísmicas en Europa y el Mediterráneo durante los últimos años permiten la inversión del tensor a escala continental, a base de redes más densas, y con una magnitud umbral inferior a la del proyecto Harvard por los caminos de propagación más cortos y la posibilidad de invertir periodos más cortos (Arvidsson & Ekström, 1998). Proyectos rutinarios de inversión del tensor momento a escala euro-mediterránea se realizan en el INGV, Italia (Morelli et al., 2000, Pondrelli et al., 2002, <http://mednet.ingv.it/RCMT/RCMTweb.html>) y en el SED/ETH, Suiza (Braunmiller et al., 2000, Braunmiller et al., 2002, <http://seismo.ethz.ch/info/mt.html>). Con las contribuciones de Harvard, INGV, ETH y estudios de eventos individuales (Dufumier et al., 2000, Mancilla et al., 2002), hasta la fecha estaban disponibles soluciones del tensor momento para 25 eventos de la Península Iberia, norte de Marruecos y las zonas marinas. Estas soluciones indican un predominio de fallamiento inverso en el Golfo de Cádiz, de acuerdo con las soluciones del primer pulso, y una tendencia hacia fallamiento normal en la Península. Este catálogo de 25 tensores no se puede considerar suficiente para caracterizar una zona grande y tectónicamente compleja, especialmente porque no tiene cobertura en gran parte de la región (fig. 3.3).

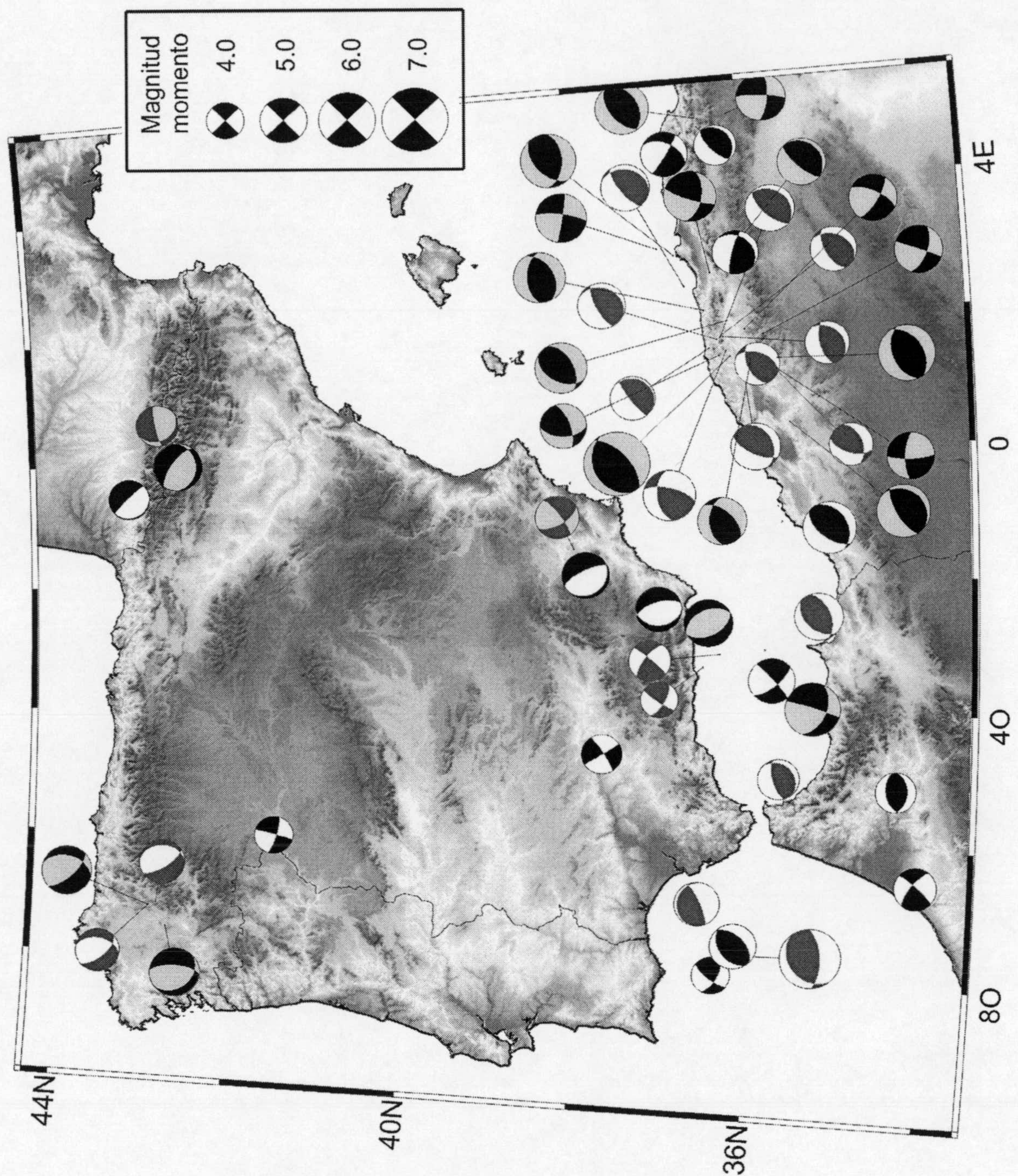


Fig. 3.3 Mapas con las soluciones del tensor momento elaborados por proyectos de inversión rutinaria a escala global o euro-mediterránea y trabajos individuales. Los tensores están representados mediante la proyección 'equal-area' del hemisferio inferior de sus cuadrantes compresivos y extensivos (componente doble-par). Las soluciones de ETH son dibujadas con el cuadrante compresivo en negro y el cuadrante extensivo en blanco, las soluciones de Harvard CMT con el cuadrante extensivo en gris, las soluciones de INGV regional CMT con el cuadrante compresivo en gris. Soluciones para eventos individuales (Dufumier et al., 2000, Mancilla et al., 2002) están dibujadas con

dos tonos de gris. El tamaño de las proyecciones refleja la magnitud momento (ver escala).

3.2 REDES SÍSMICAS REGIONALES DE INSTRUMENTACIÓN BANDA ANCHA, Y EVENTOS ELEGIDOS PARA LA INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO

Nuestro conocimiento de la estructura de la litosférica es incompleto: Aunque en la zona de estudio las características generales y las mayores estructuras regionales en corteza y manto superior fueron investigados dentro de numerosos proyectos geofísicos (apartado 4.2), las heterogeneidades estructurales a pequeña o mediana escala son conocidas solo en pocas zonas de interés especial. En consecuencia la corrección de efectos de propagación es imperfecta. Los modelos no pueden describir adecuadamente los efectos de las heterogeneidades laterales a pequeña escala o de posibles desviaciones sistemáticas en el modelo. Estas insuficiencias afectan mayormente a las frecuencias altas que corresponden a longitudes de ondas del mismo orden de tamaño que las heterogeneidades no incluidas. Ondas con longitudes intermedias o grandes, en cambio, tienen la tendencia de promediar posibles heterogeneidades laterales, y se puede conseguir una corrección adecuada a distancias regionales para periodos por encima de 10s a 20s (ver apartado 4.2). Eso limita el análisis a periodos largos o intermedios, e indica el uso de las redes de sensores de banda ancha que registran apropiadamente esta banda de frecuencias.

Las estaciones de banda ancha están equipados con sensores sísmicos triaxiales con tecnología *force-feedback* de las empresas Streckeisen (sensores STS-1 y STS-2) y Guralp (sensores CMG-3T y CMG-40T) y digitizadores de alta resolución, típicamente 24 bits (144 dB), tabla 3.1 (Alguacil & Martín-Dávila, 2003). La parte plana de la respuesta instrumental para la velocidad del suelo incluye la banda de periodos (10s a 50s) que se evalúa en este trabajo para los sensores STS-1 (0.1-360s), STS-2 (0.02-120s) y CMG-3T (0.02-120s), así como parte de esta banda para el sensor CMG-40T (0.02-30s). La gran mayoría de los sensores son del tipo STS-2 o CMG-3T. El Instituto Andaluz de Geofísica maneja una red de instrumentos banda ancha con sensores STS-2 en Andalucía (Alguacil et al., 2002), con la instalación de la primera estación SELV en el verano de 1997, un total de 8 estaciones actualmente y un total de 15 estaciones previsto para 2004. Para obtener una cobertura regional y temporal adecuada se utilizan datos de banda ancha de varios centros de investigación de España, además de datos de Portugal y Marruecos que son distribuidos por los centros de datos IRIS (<http://www.iris.edu/>), ORFEUS (<http://orfeus.knmi.nl/>), MedNet (<http://mednet.ingv.it/>) y Geofon

(http://www.gfz-potsdam.de/geofon/index_dc.html). Redes regionales de banda ancha se mantienen por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) para toda España (<http://www.geo.ign.es/>), por el Real Observatorio de la Armada, Universidad Complutense de Madrid y Geofon para el sur de la Península y norte de Africa (Buforn et al., 2001), y para el noreste de España por el Institut Cartogràfic de Catalunya (Goula et al., 2001), el Observatori de l'Ebre y MIDSEA (Ugalde et al., 2002) y el Institut d'Estudis Catalans (Vila, 1998). La contribución de datos por estos organismos hace posible la realización de este trabajo en su actual marco temporal y regional. Algunos terremotos entre 1984 y 1989 se pudieron analizar a base de estaciones de banda ancha temporales dentro de los proyectos NARS-Europe y NARS-ILIHA por la Universidad de Utrecht, Países Bajos (Nolet et al., 1986).

Tabla 3.1. Código de estación, centro que distribuye los datos (leyenda: IAG, Instituto Andaluz de Geofísica, IGN, Instituto Geográfico Nacional, IEC, Institut d'Estudis Catalans, ICC, Institut Cartogràfic de Catalunya, OE, Observatori de l'Ebre. ROA, Real Observatorio de la Armada, UCM, Universidad Complutense de Madrid), coordenadas y nombre de la localización, y tipo de sensor.

Estación	Red	Latitud	Longitud	Elev.	Localidad	Sensor
ALM	IGN	36.8517	-2.4600	10	Almeria	STS-2
ANER	IAG	36.7623	-3.8453	170	Nerja	STS-2
ARAC	IAG	37.8923	-6.5647	675	Aracena	STS-2
CADI	IEC	42.3402	1.8412	1207	Tunel del Cadi	CMG-3T
CART	UCM/ROA/ Geofon	37.5868	-1.0012	65	Cartagena	STS-2
CAVN	ICC	41.8826	0.7516	634	Les Avellanes	CMG-40T
CBRU	ICC	42.2855	2.1803	1327	Bruguera	STS-2
CFON	ICC	41.7623	2.4356	973	Fontmartina	CMG-40T
CGAR	ICC	41.2944	1.9149	584	Garraf	CMG-3ESP
CLLI	ICC	42.4792	1.9742	1413	Llivia	CMG-40T
CORG	ICC	42.2303	1.3176	716	Organya	CMG-3ESP
CSOR	ICC	42.3756	1.1339	1227	Soriguera	STS-2
EADA	IGN	38.1673	-4.5771	565	Adamuz	CMG-3T
EALB	IGN	35.9399	-3.0343	20	Isla de Alboran	CMG-3T
EARI	IGN	43.3012	-5.2099	680	Arriendas	CMG-3T
EBAD	IGN	38.7556	-7.0133	221	Badajoz	CMG-3T
EBEN	IGN	38.7038	-0.2250	764	Beniarda Alicante	CMG-3T
EBER	IGN	36.8979	-2.8896	1690	Berja Almeria	CMG-3T
EBIE	IGN	42.6862	0.1428	2130	Bielsa	CMG-3T
EBRE	MidSea/OE	40.8228	0.4940	36	Tarragona	STS-2
ECAL	IGN	41.9413	-6.7371	950	Calabor	CMG-3T
EGRO	IGN	37.5342	-7.4831	130	El Granado	CMG-3T
EIBI	IGN	39.0269	1.3436	260	Ibiza	CMG-3T

Estación	Red	Latitud	Longitud	Elev.	Localidad	Sensor
EJON	IGN	42.4487	2.8886	570	La Jonquera	CMG-3T
ELOB	IGN	41.8674	-8.0611	980	Lobios Ourense	CMG-3T
EMAZ	IGN	42.9490	-8.9765	405	Mazaricos	CMG-3T
EMIN	IGN	37.7675	-6.6724	240	Mina Concepcion	CMG-3T
EMOS	IGN	40.3639	-0.4721	1694	Mosqueruela Teruel	CMG-3T
EMUR	IGN	37.8422	-1.2405	574	La Murta Murcia	CMG-3T
EPAB	IGN				San Pablo	CMG-3T
EPOB	IGN	41.3527	1.0786	890	Poblet	CMG-3T
EPON	IGN	43.3270	-7.1494	440	Pontenova	CMG-3T
EQES	IGN	37.8028	-3.0711	1140	Quesada Jaen	CMG-3T
EQUE	IGN	37.2086	-3.4444	1050	Quentar	CMG-3T
ERIP	IGN	37.3730	-7.2560	82	Huelva	STS-2
ERTA	IGN	40.9567	0.3335	547	Horta de S Juan	CMG-3T
ESAC	IGN	41.7219	-0.4693	815	S Caprasio Zaragoza	CMG-3T
ESTP	IAG	37.2713	-4.8661	893	Estepa	STS-2
ETOB	IGN	38.6447	-1.5478	855	Tobarra Albacete	CMG-3T
ETOS	IGN	39.7678	2.8144	480	Mallorca	CMG-3T
GORA	IAG	37.4805	-3.0338	895	Gorafe	STS-2
HORN	IAG	37.8466	-5.2582	268	Hornachuelos	STS-2
MAHO	UCM/ROA/ Geofon	39.8959	4.2665	25	Mahon, Menorca	STS-2
MDT	MedNet	32.8170	-4.6140	1200	Midelt, Marruecos	STS-1
MELI	UCM/ROA/ Geofon	35.2899	-2.9392	40	Mellila	STS-2
MTE	Geofon	40.4000	-7.5400		Manteigas, Portugal	STS-2
ORGV	IAG	36.8572	-3.4322	1600	Orgiva	STS-2
PAB	IRIS-GSN	39.5449	-4.3499	946	San Pablo	STS-1
POBL	IEC	41.3793	1.0847	550	Monestir de Poblet	STS-2
RTC	MedNet	33.9881	-6.8569	50	Rabat, Marruecos	STS-1
SELV	IAG	37.2384	-3.7277	650	Sierra Elvira	STS-2
SESP	IAG	38.1200	-2.5452	1528	Santiago de la Espada	STS-2
SFS	UCM/ROA/ Geofon	36.4656	-6.2055	21	San Fernando	STS-2
SFUC	UCM/ROA/ Geofon	36.6370	-6.1750	88	San Fernando	STS-2
VELZ	IAG	37.5338	-1.9880	1000	Velez Rubio	STS-2

Tabla 3.1. continúa

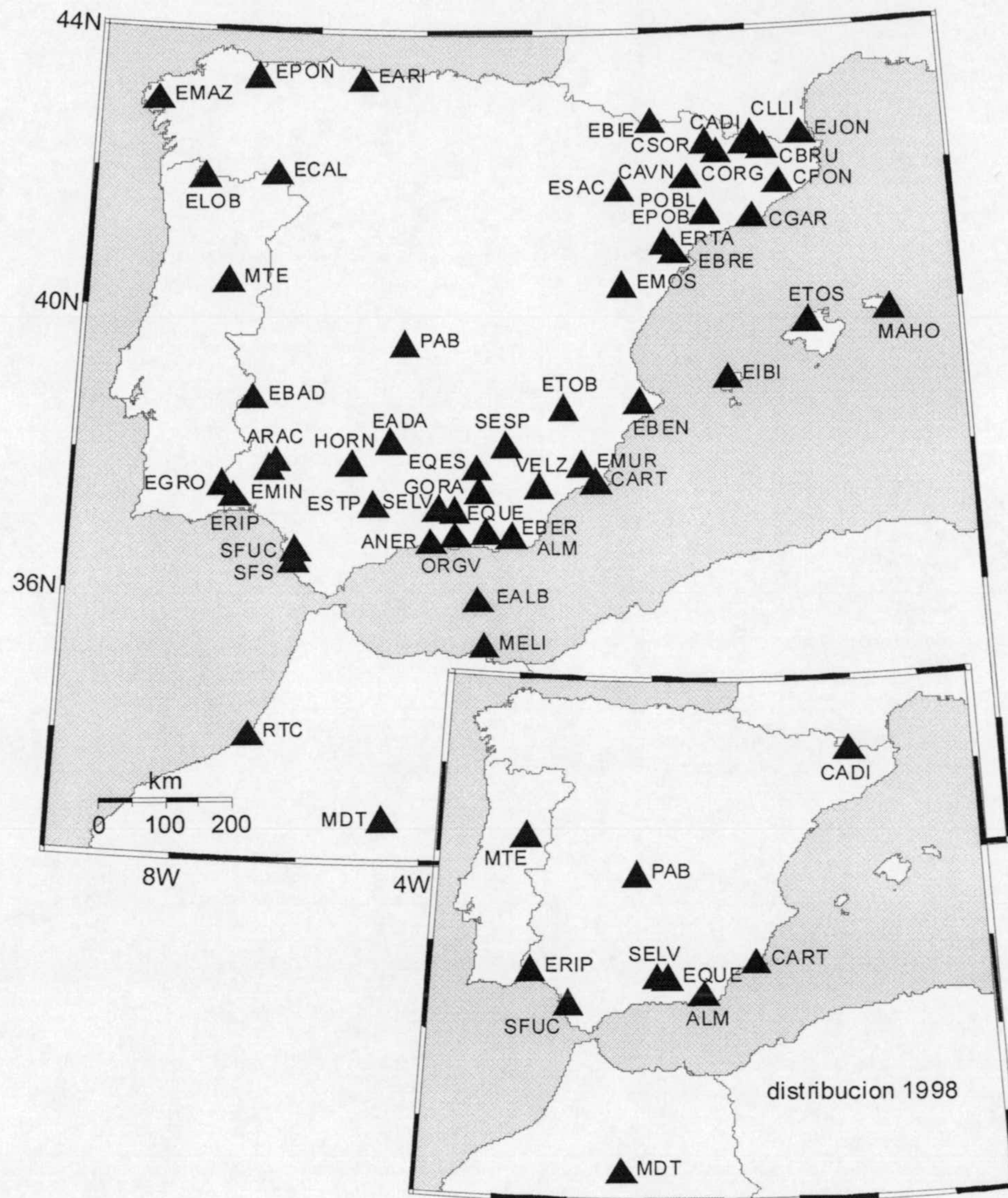


Fig. 3.4. Distribución geográfica de las estaciones de banda ancha en tabla 3.1. Las estaciones no se distribuyen de una forma homogénea en toda la región, sino se concentran en las regiones Andalucía y Cataluña, con mayor tasa de sismicidad y funcionamiento de redes regionales. El mapa pequeño muestra la distribución en el año 1998, entre la instalación de CART en diciembre 1997 y VELZ en enero 1999, y muestra la cobertura más dispersa de esta época, representativa para los terremotos analizados para la etapa entre 1995 y 1999 (comparar tabla 3.2).

Tabla 3.2. Funcionamiento de estaciones sísmicas permanentes de instrumentación banda ancha en la zona de estudios para la época 1995-2000. Cada símbolo marca 2 meses. La estación MDT fue instalada en noviembre 1989 (actualmente fuera de servicio), y la estación PAB fue instalada en octubre 1992. ORGV estaba fuera de servicio después de un incendio forestal en agosto 2000. A partir de 2001 varios institutos (IAG, IGN, ICC, IEC, ver texto y tabla 3.1) instalaron nuevas estaciones de banda ancha en la zona y su número aumentó mas del doble (ver figura 3.4)

	1995	1996	1997	1998	1999	2000
MDT	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++
PAB	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++
CADI	-+++++	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++
EQUE	--++++	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++
ERIP	-----+	++++++	++++++	++++++	++++++	++++++
SFUC	-----	--++++	++++++	++++++	++++++	++++++
ALM	-----	-----	---+++	++++++	++++++	++++++
SELV	-----	-----	---+++	++++++	++++++	++++++
MTE	-----	-----	-----+	++++++	++++++	++++++
CART	-----	-----	-----+	++++++	++++++	++++++
VELZ	-----	-----	-----	-----	++++++	++++++
MAHO	-----	-----	-----	-----	--++++	++++++
EBRE	-----	-----	-----	-----	--++++	++++++
CFON	-----	-----	-----	-----	--++++	++++++
CAVN	-----	-----	-----	-----	--++++	++++++
CLLI	-----	-----	-----	-----	--++++	++++++
ANER	-----	-----	-----	-----	-----+	++++++
ORGV	-----	-----	-----	-----	-----+	++++--
MELI	-----	-----	-----	-----	-----+	++++++
AEST	-----	-----	-----	-----	-----	-----+
CBRU	-----	-----	-----	-----	-----	-----+

Al contrario de las técnicas del primer pulso, la inversión del tensor de momento a base de sismogramas completos es capaz de producir resultados estables utilizando relativamente pocas estaciones, permitiendo la aplicación a datos de redes regionales relativamente dispersas (p.ej. Wallace & Helmberger, 1982, Dreger & Helmberger, 1993, Giardini et al., 1993, Zhao & Helmberger, 1994, Braunmiller et al., 1994, Nábělek & Xia, 1995, Braunmiller et al., 1995, Randall et al., 1995, Dreger et al., 1995, Zhu & Helmberger, 1996, Dufumier et al., 1997). Formalmente, el volumen de datos mínimo para invertir por el tensor momento deviatorico son los registros de una sola estación de tres componentes (p.ej. Jiménez et al. 1989, Kanamori et al., 1990, Fan & Wallace, 1991,

Singh et al., 1997, Kim & Kraeva, 1999, Kim et al., 2000). Para tener un mayor control de la proyectada inversión de eventos pequeños en un entorno geológico heterogéneo, con la previsible incompleta corrección de efectos de propagación y la introducción de ruido en el proceso, en este trabajo se optó por un mínimo de tres estaciones para definir una solución. Las estaciones de banda ancha en la región fueron instaladas a partir del año 1995, con la excepción de las estaciones MDT y PAB (tabla 3.2). Por lo tanto el año 1995 marca el inicio del análisis rutinario de tensores momento a base de estaciones permanentes. Prácticamente, se realiza el análisis a partir de Noviembre de 1995 (4 estaciones operativas en la Península y una en Maruecos, ver tabla 3.2).

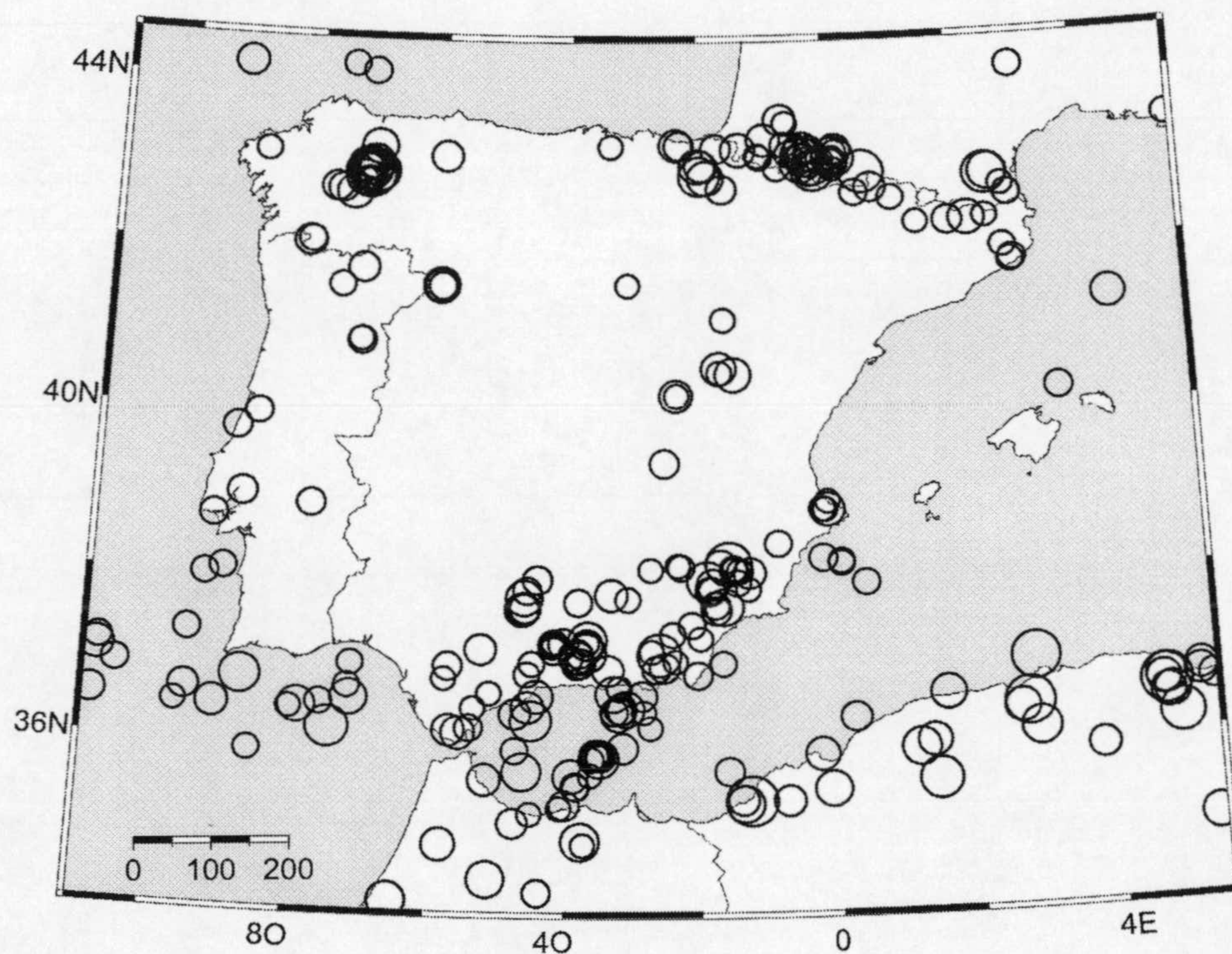


Fig. 3.5. Distribución geográfica de terremotos elegidos para el análisis regional del tensor momento según criterios de magnitud a partir de 1995 (248 eventos, umbrales de magnitud $m_b \geq 3.5$ o $m_b \geq 4.0$ según época y región, ver texto), y según disponibilidad de datos para el periodo 1984-1989 (proyecto temporal NARS, 19 eventos regionales)

La inspección de los datos indica que para esta época, con grandes distancias promedio entre evento y estación, son utilizables eventos con magnitud local ≥ 4.0 , lo cual define la magnitud umbral a partir de 1995. A partir de Julio 1997 (8 estaciones con la instalación de SELV) se realiza el análisis para todos los eventos con magnitud local ≥ 3.5 , excepto en el norte de Argelia, donde el umbral permanece en 4.0, por la reducida cobertura

azimutal y los todavía largos caminos de propagación por unidades tectónicas no-uniformes. Superan estos umbrales 248 eventos en la región (latitud entre 34°N y 44.5°N, longitud entre 11°O y 5.5°E) entre noviembre de 1995 y abril de 2003, según magnitudes locales asignadas por el USGS/NEIC (catálogo accesible en <http://wwwneic.cr.usgs.gov/>) o el Instituto Andaluz de Geofísica. Los eventos para la época del experimento NARS (1984-1989) fueron elegidos según la disponibilidad de datos. Las estaciones estaban equipadas con un sistema de *'trigger'* relativamente restrictivo, y solo para 19 terremotos de la región ibero-magrebí hay registros. La distribución geográfica de los 267 terremotos elegidos para el análisis copia la distribución de sismicidad para el periodo de 20 años (figs. 3.5/ 3.1) con acumulaciones en los Pirineos, sureste Peninsular, Golfo de Cádiz, Mar de Alborán y Argelia, así como eventos dispersos en el interior y oeste de la Península Ibérica (incluyendo las series de terremotos de Galicia en 1995 y 1997).

4. MÉTODO: LA INVERSIÓN RUTINARIA DE TERREMOTOS REGIONALES

4.1. ¿CUANTA RUTINA?

Desde su primera aplicación sistemática y rutinaria en el Harvard '*Centroid Moment Tensor project*' (CMT, p.ej. Dziewonski & Woodhouse, 1983), la inversión del tensor momento sísmico es una herramienta básica y establecida para la evaluación de parámetros de la fuente sísmica. Además del catalogo global CMT, que se considera completo a partir de una magnitud de $M_w = 5.5$, en los últimos años se han establecido proyectos de inversión rutinaria a escala euro-mediterránea como el INGV/MedNet *regional CMT* (Pondrelli et al., 2002) y SED/ETH Zürich *European-Mediterranean moment tensor* (Braunmiller et al., 2002). En los últimos 5 años, estos dos proyectos han incluido los eventos $M_w \geq 5$ de la región ibero-magrebí y algunos de los eventos $M_w \geq 4$. Otros estudios analizan eventos individuales (Thio et al., 1999, Dufumier et al., 2000, Mancilla et al., 2002, Buforn & Coca, 2002). Ante ese panorama, un nuevo proyecto de inversión rutinaria debía ir dirigido a una ampliación del catálogo de tensores momentos. El objetivo del este proyecto de inversión rutinaria es incluir el mayor número de eventos con magnitudes pequeñas e intermedias, por debajo de los límites de los proyectos existentes. Actualmente se inspeccionan todos los eventos con magnitudes ≥ 3.5 (ver apartado 3.2).

Ese umbral de magnitud implica, por las dificultades de procesar terremotos pequeños en un entorno geológicamente heterogéneo, la intervención de un operador con la tarea de controlar la calidad de la solución y ajustar los parámetros del procesado. El éxito de la inversión de un evento pequeño no se garantiza, y en este sentido el procedimiento está lejos de ser rutinario. Por lo tanto, la definición de rutina en este proyecto no corresponde a una automatización completa de la inversión, sino a la inspección rutinaria de toda la sismicidad ocurriendo en la zona, mediante una serie de herramientas informáticas desarrolladas para un procesado rápido y eficiente.

Una consecuencia lógica de la inversión rutinaria es el intento de optimizar la duración total del proceso, hasta llegar a una aplicación en tiempo 'casi-real', obteniendo y

publicando el tensor momento inmediatamente después de la ocurrencia del terremoto (p.ej. Pasyanos et al., 1996). Esto sería posible principalmente porque el tiempo de los cálculos es solo de unos pocos minutos, y el tiempo de registro de los datos tarda del mismo orden (tiempo de propagación más duración del registro). Dentro de los proyectos de Harvard CMT y SED/ETH se realiza la inversión casi instantáneamente para eventos de la zona con magnitudes $\geq 5-5.5$ (Bernardi et al., 2003). Otro análisis de mecanismos focales en tiempo casi-real se realiza en el GFZ Potsdam a base de polaridades del primer pulso (Bock et al., 1994). El proyecto del IAG incluye además los eventos más pequeños y problemáticos. Eso crea la necesidad de usar un mayor número de registros locales y regionales y, actualmente, implica un retraso del orden de semanas hasta que suficientes formas de onda están disponibles por parte de los varios institutos que gestionan estaciones de banda ancha en la zona. Los resultados se publican en la página web del proyecto (<http://www.ugr.es/~iag/tensor/>) con el fin de facilitar “rápidamente” una información potencialmente relevante para la comunidad científica.

4.2. CORRECCIÓN DE LOS EFECTOS DE PROPAGACION

Las funciones de Green son la herramienta básica para aislar la influencia de la fuente en las formas de ondas observadas. Mientras la orientación de la fuente controla la distribución azimutal de la radiación de ondas elásticas, y el momento sísmico controla en gran parte las amplitudes de los registros, los efectos de propagación, i.e. la múltiple interacción del campo de ondas con la estructura terrestre, son la causa principal de la gran complejidad observada en los registros. Una corrección adecuada de los efectos de propagación es condición previa para evitar distorsiones en la inversión del tensor momento. Para distancias regionales la corteza actúa como un conductor de ondas, por los altos contrastes de impedancia en la Moho y en la superficie libre. Eso hace que el modelado a distancias regionales sea más sensible a los detalles de la estructura cortical que a distancias locales o telesísmicas donde las formas de ondas son relativamente simples. En este trabajo se parametrizan de forma simplificada los modelos de tierra, siendo estos de capas planas, con propiedades estructurales promedias de la zona (ver apartado 2.4).

Para la zona de estudios se han elaborado tres modelos distintos que corresponden a diferentes dominios geotectónicos y geologías superficiales, para los entornos hercínicos, alpinos y oceánicos. En la banda de periodos intermedios de 10s a 50s, los parámetros

más decisivos para caracterizar la propagación de ondas internas en la corteza son la velocidad de la corteza superior, el espesor de la corteza y el contraste de impedancia en la Moho. Las ondas superficiales de periodos intermedios muestran una mayor sensibilidad a las propiedades de la corteza que a las del manto superior (p.ej. Kennett, 2002, 2003). Para estimar los modelos de tierra adecuados, se recurrió a un proceso iterativo: Para una selección de eventos de calibración, se calcularon las funciones de Green y los tensores momentos partiendo de un modelo de tierra inicial. A continuación los parámetros del modelo de tierra fueron variados mediante prueba y error hasta obtener un resultado de la inversión que ajusta satisfactoriamente las observaciones. Ese procedimiento es intrínsecamente ambiguo, porque el ajuste depende de propiedades de la fuente tanto como de la propagación, y estrictamente no se puede excluir la posibilidad de que una solución aparentemente adecuada sea el resultado de errores en ambos ámbitos. Por lo tanto, los modelos se deben cotejar con estudios previos de la estructura litosférica en la región de trabajo para superar esa ambigüedad, que fueron de sísmica de reflexión, sísmica de refracción, y tomografía sísmica (referencias en el párrafo siguiente).

fecha	hora	latitud	longitud	región	Mw
981118	23:18:10	36.99	-3.79	Granada, S-Spain	4.1
990202	13:45:17	38.11	-1.49	Murcia, SE-Spain	4.8
990430	09:00:35	39.72	-8.96	Leiria, W-Portugal	4.0
991004	18:14:26	42.90	0.60	Pyrenees, S-France	4.2
991222	17:36:56	35.32	-1.28	Temouchent, NO-Argelia	5.7
000927	03:07:47	34.22	-5.20	Fez, N-Maruecos	4.1

Tabla 4.1 Datos epicentrales y magnitud momento de los seis terremotos elegidos para la calibración de los modelos regionales de la litosfera. La fecha se da en formato año, mes y día.

La selección de eventos usados para evaluar los diferentes modelos contiene seis terremotos de magnitudes M_w entre 4.0 y 5.7, localizados en Argelia, Marruecos, Portugal, los Pirineos y el sur y sureste de España (tabla 4.1). Para estos terremotos, los caminos entre los focos y las estaciones cubren gran parte de la zona de estudio. Se incluyen caminos de propagación tanto dentro de unidades tectónicas uniformes, como caminos mixtos (figura 4.1). Los modelos de velocidades sísmicas con capas planas se derivaron inicialmente de la interpolación y simplificación de varios modelos publicados para los entornos hercínicos, alpinos y oceánicos en la zona de estudio (Banda et al., 1993, Calvert et al., 2000, Carbonell et al., 1998, Dañobeitia et al., 1998, Du et al., 1998, Gallastegui et al., 1997, ILIHA-DSS Group, 1993, Serrano et al., 1998, Tellez & Cordoba, 1998). Los valores para la velocidad de cizalla se estimaron considerando que

la litosfera se comporta como un sólido de Poisson ($v_p/v_s = 1.73$). Los valores iniciales para la densidad se obtuvieron a partir de interpretaciones de perfiles gravimétricos de la zona (Torné & Banda, 1992, Morales et al., 1999) y del modelo global PREM (Dziewonski & Anderson, 1981), y se extrapolaron a la zona entera. Para caracterizar la atenuación de ondas P y S se han utilizado valores genéricos de Q, del mismo orden de los del modelo PREM, y se ha observado que variaciones de Q no afectan de forma significativa a las funciones de Green. Eso es plausible porque los caminos de propagación corresponden a unas pocas longitudes de ondas para la banda de periodos elegida, y los efectos de atenuación son relativamente ineficientes. En los tres modelos diferentes que se obtuvieron finalmente, se incluyen propiedades estimadas promedios del manto superior hasta una profundidad de 300 km, usando para ello modelos regionales y los modelos globales PREM y IASPEI91 (Kennett & Engdahl, 1991).

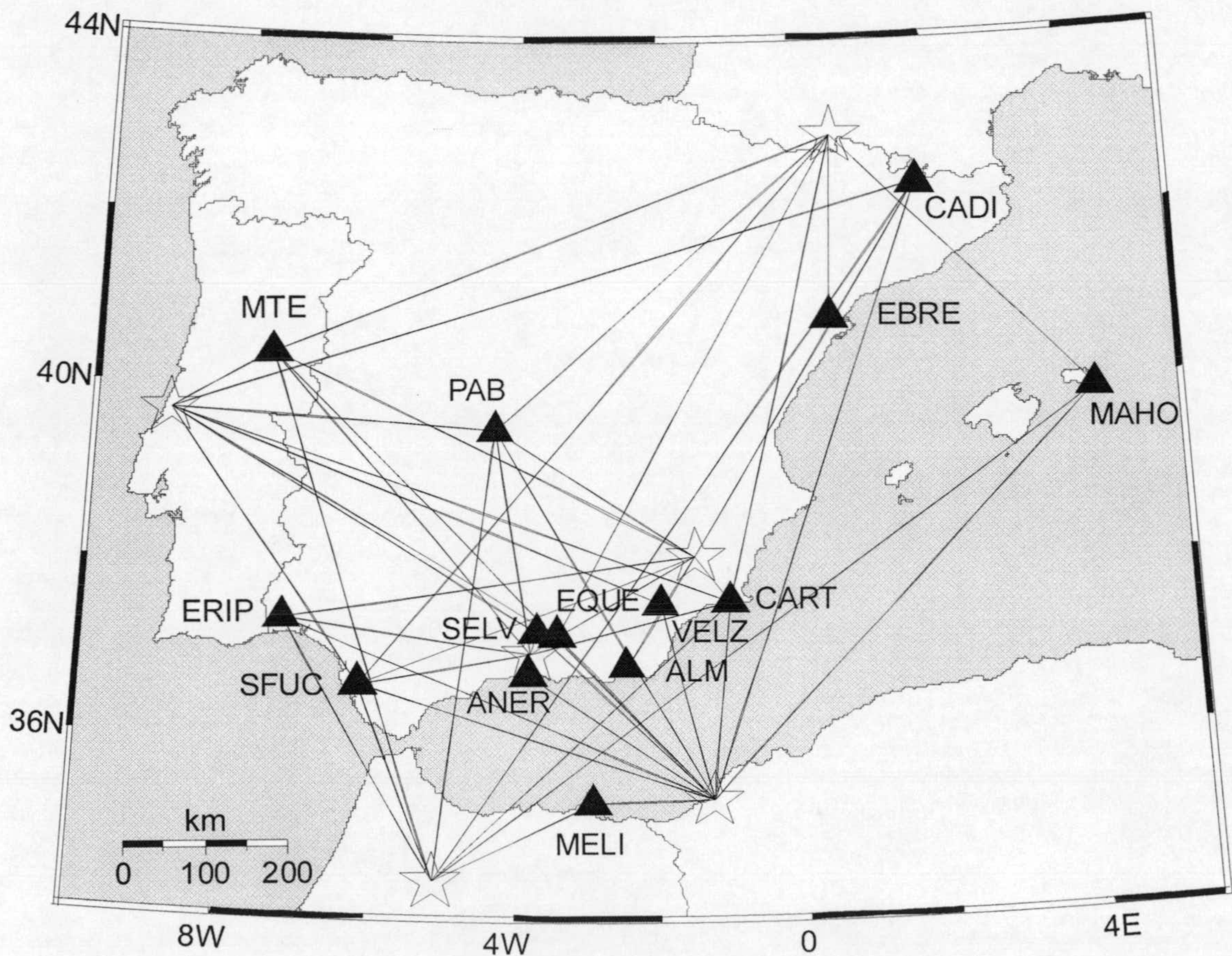


Fig. 4.1. Distribución geográfica de los eventos de calibración y las estaciones sísmicas de banda ancha que los registraron. La cobertura de la zona por caminos de propagación es satisfactoria, encontrándose tanto caminos dentro de unidades estructurales uniformes como caminos heterogéneos.

Los modelos elaborados para la inversión (tabla 4.2 y fig. 4.2) permiten un ajuste general satisfactorio en la banda de periodos entre 20 s y 50 s para toda la zona de estudio. Para periodos más bajos la calidad del ajuste depende de las distancias y de las características tectónicas del camino de propagación. A distancias regionales cercanas (< 300 km) o dentro de dominios tectónicos uniformes, se pueden obtener ajustes hasta periodos de 15 s, y ocasionalmente hasta periodos de 10 s (figura 4.3). Como excepción, para el evento de calibración de Marruecos no fue posible ajustar las formas de onda en las estaciones MTE, SFUC y ERIP, indicando que un modelo de capas planas es problemático en la zona del arco de Gibraltar. Para cuatro de los eventos de calibración existen soluciones independientes del tensor momento (990202 en Mancilla et al., 2002, 991004 en Dufumier et al., 2000, 991222 en los catálogos de Harvard CMT, INGV/ MedNet y SED/ETH, y 000927 en el catalogo de SED/ETH), que concuerdan con las soluciones obtenidas en este trabajo, confirmando la fiabilidad de los modelos de tierra en la reproducción de los efectos de propagación.

Δz	v_P	v_S	ρ	Q_P	Q_S
Modelo a, entornos oceánicos					
3	4.80	2.76	2.40	250	150
9	6.10	3.53	2.75	350	200
9	6.50	3.74	2.85	350	200
25	7.90	4.45	3.30	350	200
100	7.90	4.30	3.35	150	80
200	8.20	4.70	3.40	350	200
Modelo b, entornos alpinos					
2	5.40	3.10	2.50	250	150
10	6.00	3.45	2.75	350	200
12	6.40	3.68	2.85	350	200
11	6.80	3.91	2.90	350	200
40	8.10	4.60	3.30	350	200
100	8.10	4.40	3.35	150	80
200	8.20	4.70	3.40	350	200
Modelo c, entornos hercynicos					
2	5.40	3.10	2.50	250	150
12	6.10	3.51	2.75	350	200
12	6.40	3.68	2.85	350	200
6	6.90	3.94	2.90	350	200
50	8.10	4.60	3.30	350	200
100	8.10	4.40	3.35	150	80
200	8.20	4.70	3.40	350	200

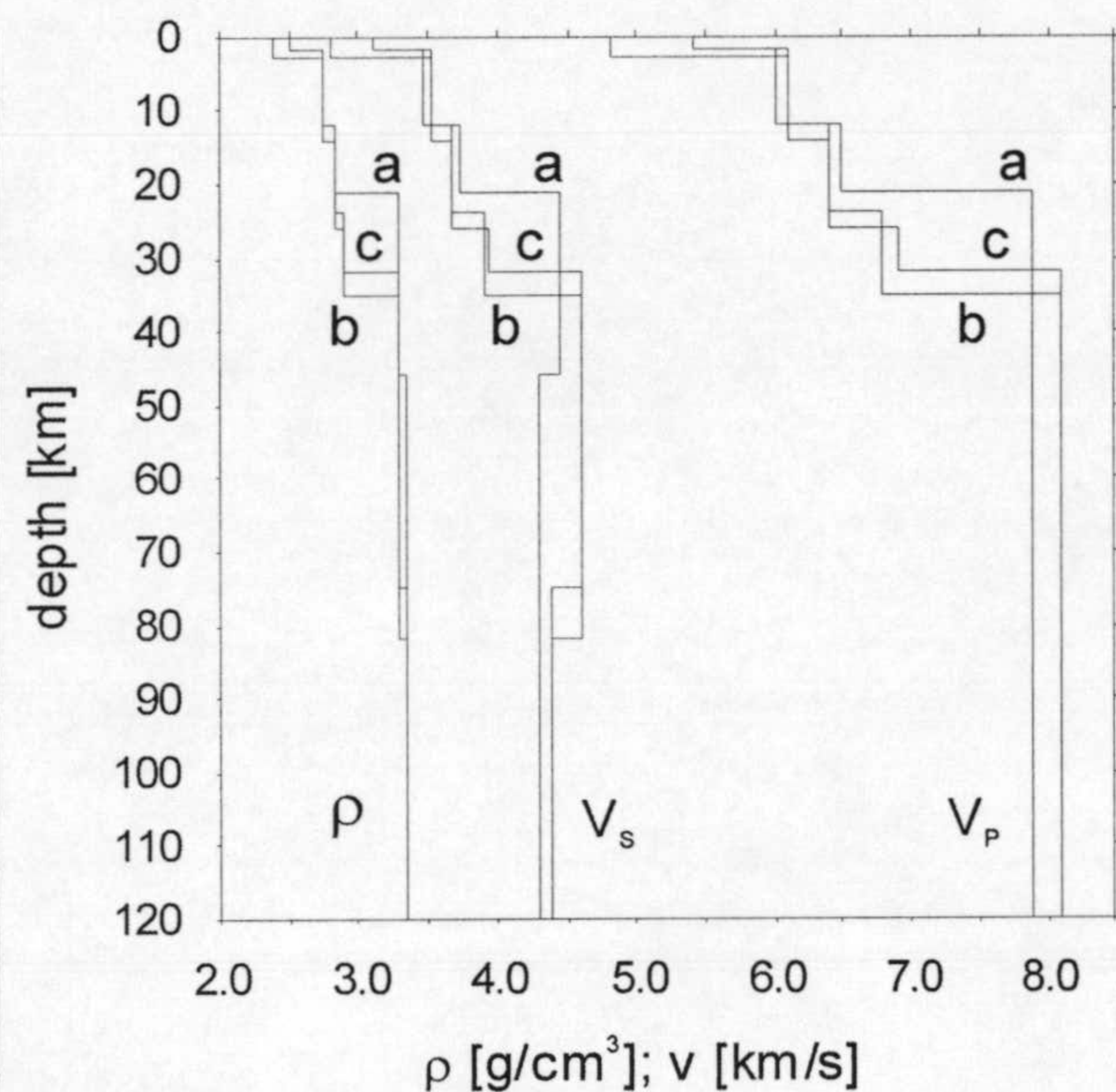


Tabla 4.2 y figura 4.2. Valores numéricos y representación gráfica de los tres modelos elaborados para los caminos de propagación en entornos marinos (modelo a), entornos alpinos (modelo b) y entornos hercynicos (modelo c). Los valores de la tabla son: Δz = espesor de la capa en km, v_P = velocidad de la onda P en km/s, v_S = velocidad de la onda S en km/s, ρ = densidad en la capa en gr/cm^3 , Q_P = factor de calidad para la onda P y Q_S = factor de calidad para la onda S.

Para simplificar y acelerar la inversión rutinaria, se calculó una librería de funciones de Green para los tres modelos, de la cual se pueden extraer los datos necesarios durante la inversión. La computación de una base de datos compacta es posible en la aproximación de modelos de capas planas, debida a que las funciones de Green solo dependen de dos variables, la profundidad del evento y la distancia a la estación, y no de la localización absoluta de evento o estación (ver apartado 2.4). Considerando la sensibilidad de las funciones de Green a esos parámetros, y la resolución de las localizaciones rutinarias, se eligió una malla horizontal con incrementos de 5 km hasta los 600 km de distancia, y de 10 km entre los 600 y los 1000 km de distancia, y una malla vertical con incrementos de 2 km hasta los 30 km de profundidad, y 10 km entre los 30 y los 100 km de profundidad. Eso corresponde a 3520 conjuntos de funciones de Green elementales para cada modelo de tierra. El muestreo de las funciones es de 1Hz, y la duración es de 400 muestras (o 6:40 minutos).

Fig. 4.3. Ajuste para varias bandas de periodos (20 a 50 s, 15 a 50 s y 10 a 50 s) de los resultados de la inversión del terremoto de Murcia, 990202, para las estaciones CART, ALM, EQUÉ y PAB con distancias entre 70 km y 300 km (ver figura 4.2). Los movimientos de suelo (desplazamientos) observados están dibujados en negro, y las predicciones sintéticas (correspondiente al tensor momento invertido) en gris. Las trazas para cada estación son de arriba a abajo las componentes radiales, transversales y verticales. A lado de cada traza esta anotado el peso con que contribuyó esta traza en la inversión. Las ventanas dibujadas tienen una duración de 300 s. Los desplazamientos se dan en metros. La figura demuestra, para este evento, la capacidad del modelo de tierra b de predecir adecuadamente los efectos de propagación para periodos de hasta 10 s a distancias regionales cercanas. Los mecanismos invertidos son prácticamente idénticos entre si, y al de la inversión a base de todas las estaciones disponibles (tabla 5.1). Para este ejemplo el modelado en la estación CART es mejor para la banda más ancha, por la supresión de efectos del campo cercano que afectan a los periodos largos. Generalmente, se pueden utilizar en toda la región de estudio periodos de hasta 15 s dentro de dominios tectónicos uniformes y de hasta 20 s para caminos mixtos.

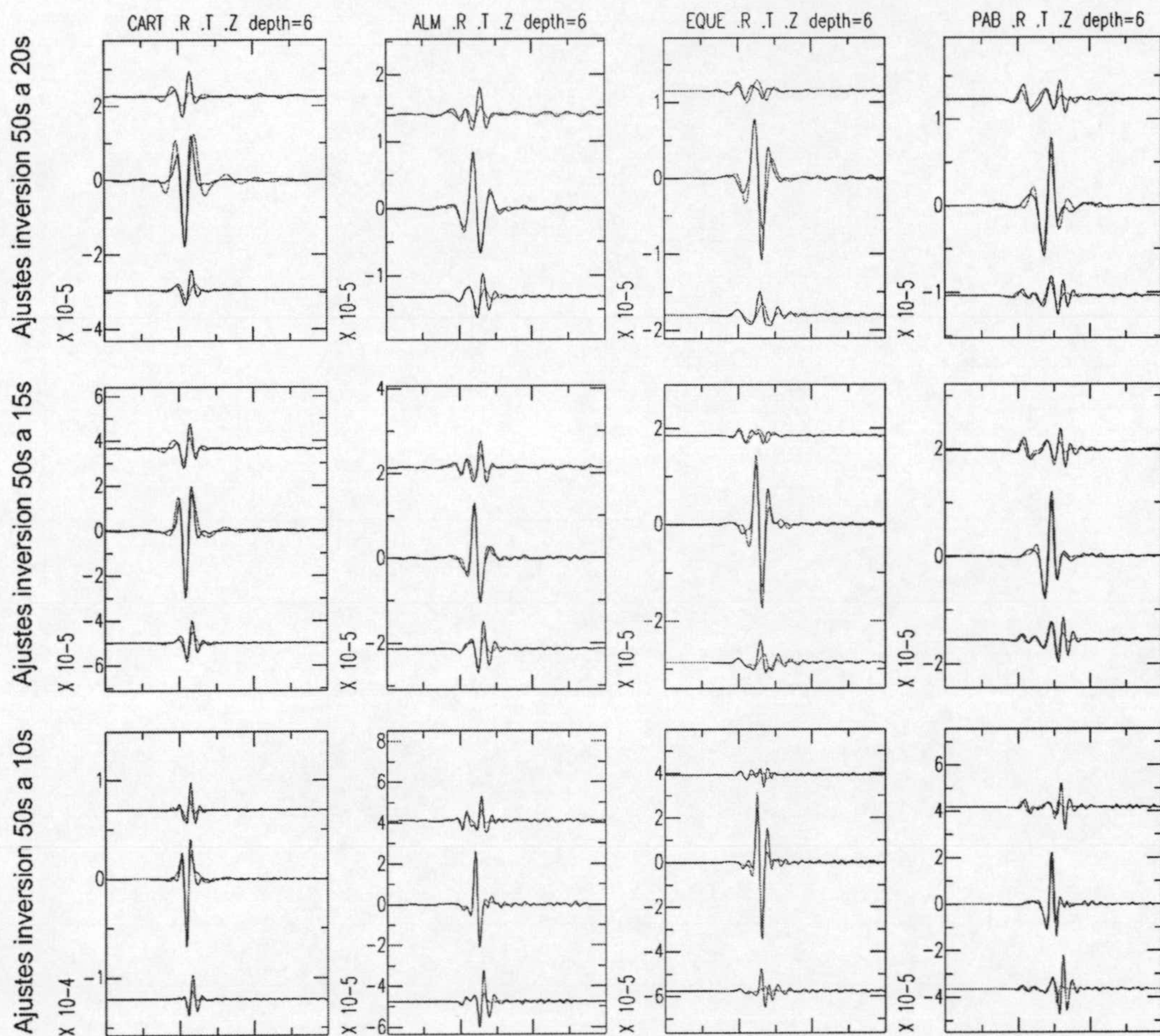


Fig. 4.3 continúa

4.3. PROCEDIMIENTO DE LA INVERSIÓN

Según la ecuación 32, el tensor momento relaciona el sistema de fuerzas equivalentes con los desplazamientos verticales, radiales y transversales del suelo. En este apartado se detallan los aspectos técnicos para obtener esos desplazamientos. Eso incluye recopilar los datos de otros institutos, unificar el formato, establecer la información epicentral y los tiempos de la primera llegada, corregir la respuesta instrumental y transformar los registros al sistema de coordenadas cilíndricas de las funciones de Green en medios de capas planas (fig. 4.4). A continuación se va a discutir la realización de la inversión del tensor momento, y la selección de un número de parámetros que influyen al resultado de

la inversión, que son el modelo de tierra, las frecuencias del filtro y el conjunto de pesos relativos para las trazas individuales.

Los datos registrados por la red de sismógrafos de banda ancha del IAG están disponibles en el Observatorio de Cartuja en tiempo casi-real y se van almacenando en una base de datos en formato SeisAn (Havskov & Ottemöller, 1999). Para el análisis del tensor momento, los datos se completan con datos de otros institutos que contribuyen a la red virtual compuesta de estaciones banda ancha en la región ibero-magrebí. La mayoría de los datos externos al IAG se obtienen mediante pedidos automáticos en formato *breqfast* (IRIS, Geofon) o *auto-drm* (Kradolfer, 1996, Institut d'Estudis Catalans) a los correspondientes servidores informáticos. Datos del Institut Cartogràfic de Catalunya y ORFEUS se descargan desde las respectivas páginas web. Para las estaciones del Instituto Geográfico Nacional, así como estaciones temporales dentro de los proyectos TEDESE (Observatorio de la Armada, Universidad Complutense), MIDSEA (Observatori de l'Ebre) y NARS (Universidad de Utrecht) se pueden pedir datos off-line en CD. En un principio se intenta limitar el procesado rutinario a los datos on-line, para evitar los retrasos relacionados con la compilación y distribución de las formas de onda en CD. Los datos externos se obtienen en volúmenes SEED o en los formatos sísmicos estándar GSE2.0 y SAC. Todos los datos se convierten a un formato común. Se seleccionó el formato SAC (Seismic Analysis Code, Goldstein et al., 1999), por su compatibilidad con el programa de análisis y los códigos informáticos que se utilizan (Randall, 1994, Randall et al., 1995).

El concepto de fuente puntual corresponde a la necesidad de localizar ese punto. En concreto, las funciones de Green fundamentales en medios de capas planas dependen de la distancia de la estación al epicentro (r) y de la profundidad del terremoto (z). Como localización representativa de la fuente finita se eligió el hipocentro⁷. Para determinar la distancia r se utilizan las coordenadas del epicentro según el Instituto Andaluz de Geofísica (online-Boletín <http://www.ugr.es/~iag/>) para eventos locales de Granada, y del Instituto Geográfico Nacional (online-Boletín <http://www.geo.ign.es/>) o del USGS/NEIC (online-boletín <http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html>) para eventos regionales. Analizando las funciones de Green de la base de datos, se ve que pequeñas variaciones en r apenas afectan a las formas de ondas, salvo para distancias muy cortas. Variaciones en

⁷ Una localización coherente con el concepto del tensor momento es el *moment centroid* que se puede obtener buscando el mínimo de los momentos de orden 2 (p.ej. Dziewonski & Woodhouse, 1983). El *moment centroid* puede ser interpretado localmente como el punto de mayor liberación de momento mecánico y temporalmente como el centro de la función fuente (Nábělek, 1984). El *moment centroid* en general no coincide con el hipocentro como punto de inicio de ruptura. Para terremotos pequeños e intermedios sin embargo, la dimensión de la ruptura no supera unos pocos kilómetros y la propia localización del hipocentro suele tener un error de un orden igual o superior que la dimensión de la ruptura.

la profundidad tienen una mayor influencia sobre las formas de ondas sintéticas. Dado que la profundidad estimada puede tener un error relativamente grande, no se introduce esa información a la inversión. Matemáticamente, la dependencia del tensor momento de la profundidad no es lineal. Con el fin de evitar complicaciones matemáticas en la inversión (inversión iterativa), se calculan por separados inversiones para una serie de profundidades definidas y equidistantes (ver apartado siguiente), obteniéndose como solución óptima para este evento la mejor combinación de profundidad y tensor momento.

El tiempo origen de la localización no pasa a la inversión directamente: Para alinear las trazas observadas con las funciones de Green se utilizan los tiempos de la primera llegada en los sismogramas. Eso hace una pre-calibración parcial de los efectos de propagación (corrección del tiempo de propagación absoluto para la onda P) con el fin de reducir la influencia de los errores en la localización o las insuficiencias en el modelo de tierra (Nábělek, 1984).

Para transformar los registros de cuentas digitales a desplazamiento de suelo, se aplica la deconvolución de la respuesta instrumental. Se parameterizan las características técnicas individuales de los sensores y digitalizadores mediante la ganancia, sensibilidad y los polos y ceros del filtro digital equivalente (p.ej. Scherbaum, 1996). En práctica, el rango de frecuencias que se utiliza en este trabajo se encuentra dentro de la parte plana de la respuesta instrumental para la velocidad del suelo para la gran mayoría de las estaciones de banda ancha (excepto sensores CMG-40T). Finalmente, el uso de coordenadas cilíndricas en la formulación de funciones de Green fundamentales requiere la transformación de los componentes horizontales de desplazamiento desde la orientación geográfica de los sensores a componentes radiales y transversales mediante una rotación por el acimut (θ , medido en sentido de las agujas del reloj desde el epicentro a la estación).

$$\begin{pmatrix} u_r(r,t) \\ u_t(r,t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} u_x(r,t) \\ u_y(r,t) \end{pmatrix} \quad (34)$$

En esta fase se realiza una inspección de las formas de onda, para evaluar la calidad de las trazas individuales con respecto a su uso en la inversión y estimar los pesos apropiados. Se examina la calidad de la señal en varias bandas de periodos para elegir un rango apropiado de periodos para la inversión.

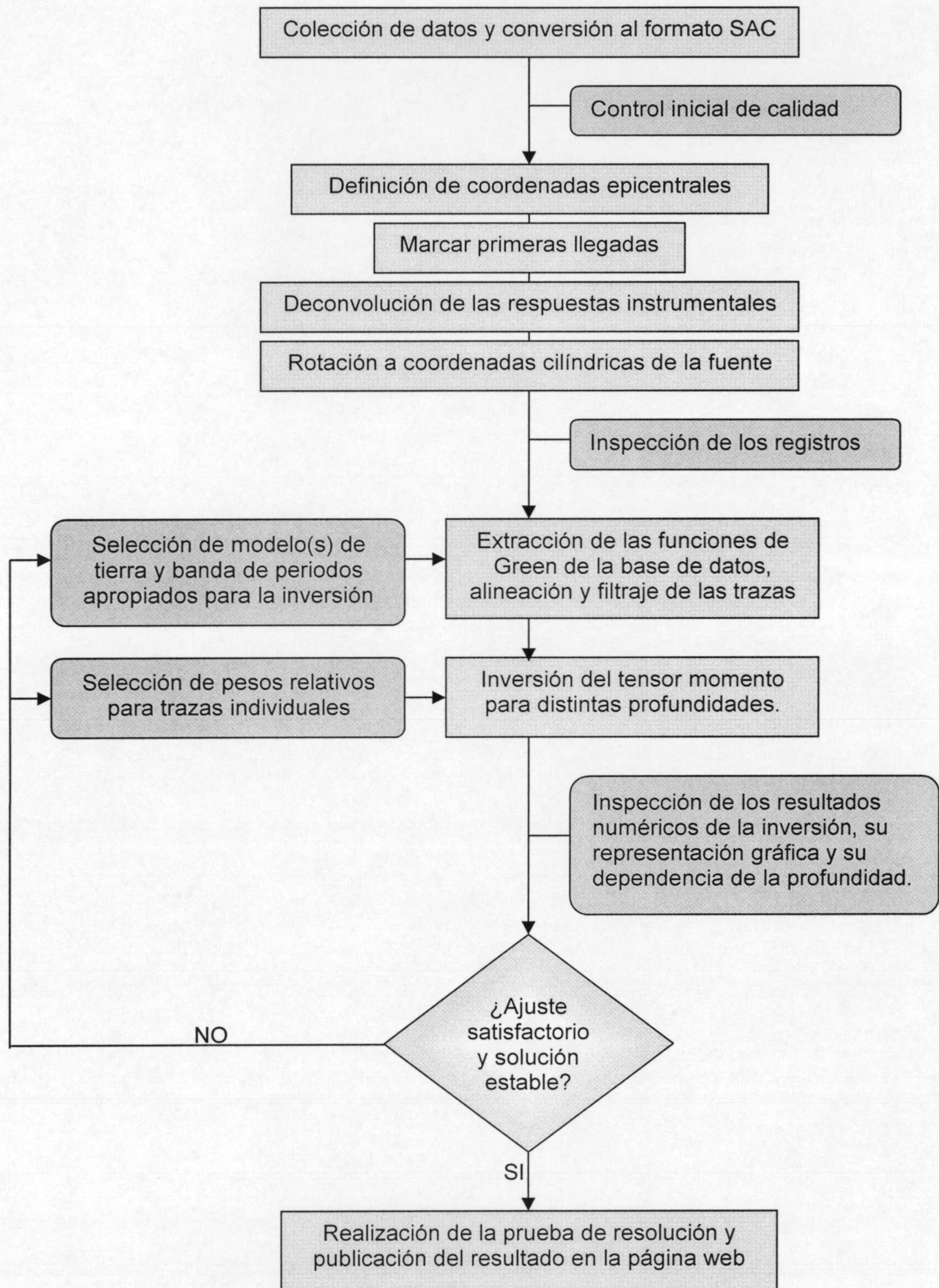


Fig. 4.4. Diagrama de flujo del procedimiento de la inversión del tensor momento. Al terminar el pre-procesado de los registros, algunos parámetros se eligen mediante prueba y error, y la propia inversión se realiza de forma iterativa. El procedimiento puede ser interrumpido después del control inicial de calidad o las inspecciones de datos y resultados para declarar el evento no apto para la inversión con los datos disponibles.

Con los registros preparados según los pasos anteriores, se puede realizar la inversión. En este punto, se deben elegir las frecuencias del filtro pasa-banda, el modelo de tierra y los pesos relativos de las distintas formas de ondas para la inversión. La selección de estos parámetros frecuentemente es ambigua, y a partir de este paso el procesado comienza a ser iterativo: Mediante prueba y error se afina el conjunto de parámetros y se repite el cálculo.

Las frecuencias del filtro se ajustan con el fin de obtener una banda lo más ancha posible que preserve la complejidad de las formas de onda, que permita la corrección adecuada de los efectos de propagación y que mantenga una relación señal ruido aceptable. Selecciones típicas que funcionan bien con los datos en este estudio son las bandas de 0.02 Hz a 0.05 Hz (20 a 50 s) para terremotos moderados (a partir de $M_w \approx 4.5$) y 0.03 Hz a 0.065 Hz (≈ 15 a 35 s) para terremotos por debajo de $M_w \approx 4.0$. Se aplica un filtro tipo *butterworth* de dos polos y dos pasos.

Un proceso automatizado realiza el filtraje, extrae las funciones de Green de la base de datos, alinea las trazas y genera el fichero de entrada para el programa de inversión. Se evalúa la información geométrica de la cabecera y los parámetros elegidos para asignar las funciones de Green asociadas según las respectivas distancias epicentrales y el modelo de tierra. Se extraen de la base de datos las funciones de Green precalculadas más cercanas (incremento de 5 km y 10 km). Se aplica el filtro elegido a los registros y a las funciones de Green, se disminuye el muestreo de los registros (20 Hz \rightarrow 1 Hz) para reducir el coste computacional, y se cortan los registros y las funciones de Green en ventanas de 300 s, alineadas con la llegada P con 100 s de inicio para registros más cercanos de 600 km y 50 s en caso contrario. El proceso se puede aplicar a subconjuntos de estaciones disponibles con el fin de afinar en la elección del filtro y/o en el modelo de tierra.

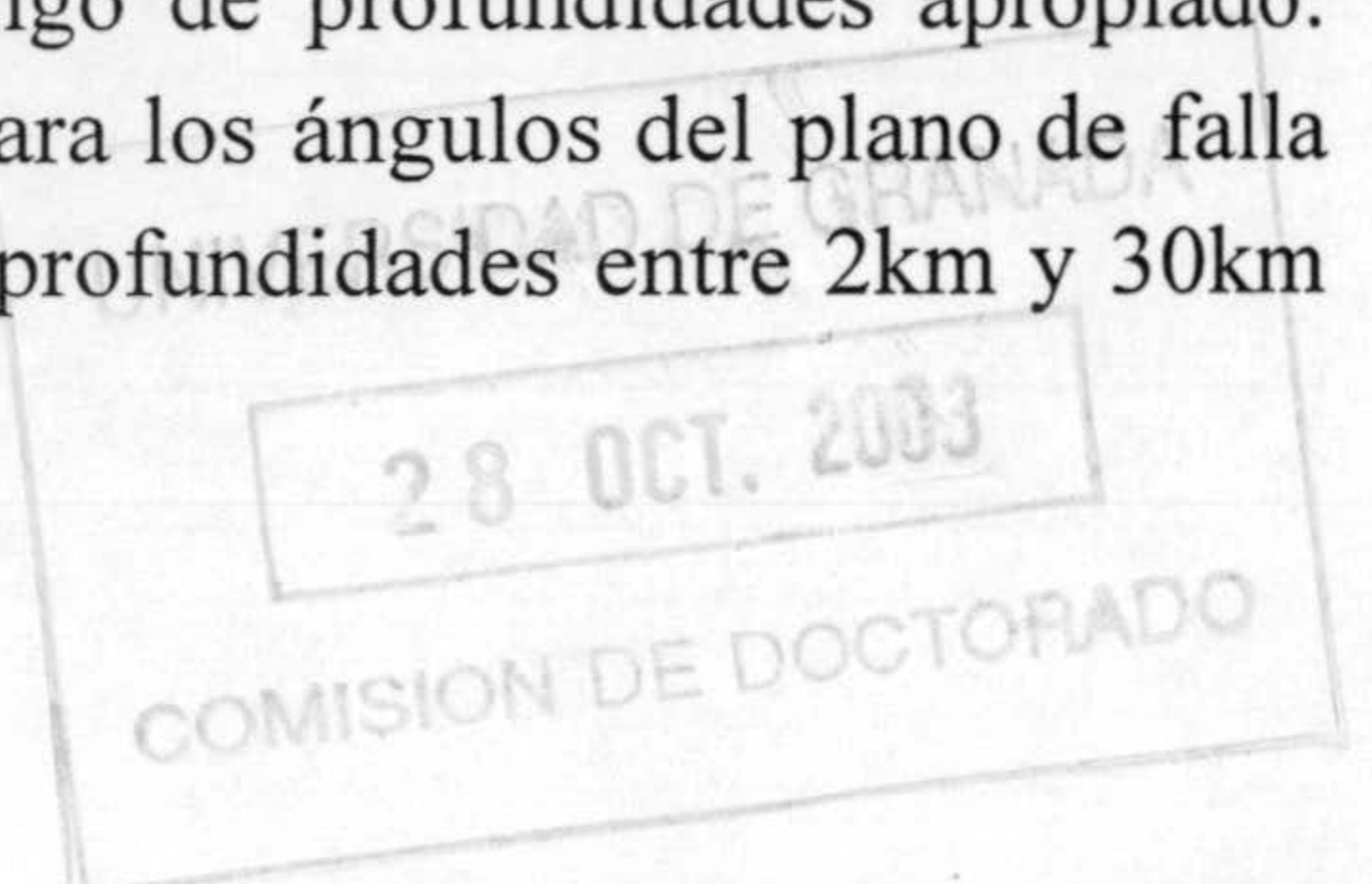
Después de elegir un conjunto de pesos relativos según la inspección visual de los datos y características de la distribución acimutal y del entorno tectónico, otro proceso automatizado se dedica a calcular las inversiones del tensor momento para el rango de profundidades. Para cada profundidad se genera un fichero con los resultados numéricos detallados de la correspondiente inversión y un fichero con las gráficas del ajuste entre los sismogramas observados y las predicciones sintéticas para el tensor momento obtenido en esa inversión. Para el conjunto de profundidades se genera un fichero resumen de los resultados para cada profundidad, incluyendo el misfit de mínimos cuadrados, el momento sísmico, el mecanismo focal y el porcentaje de componente no-doble-par, así como esta información en forma gráfica. Con esta información se puede elegir la mejor combinación de profundidad y tensor momento mediante el mínimo del misfit, y mediante la inspección visual de los ajustes para cada profundidad. La calidad de la solución se evalúa según su capacidad de reproducir las características principales de las formas de ondas registradas para el evento. Una solución satisfactoria debe ajustar

adecuadamente las características básicas en amplitud y fase de las ondas P, S, y superficiales en todas las componentes y en todas las estaciones que se consideran relevantes para la inversión (ejemplos para ilustrar la precisión obtenida en este estudio se encuentran en los apartados 5.2 y 5.3).

En caso de que el ajuste sea satisfactorio, se hacen pruebas con selecciones distintas de pesos relativos, con el fin de evaluar la estabilidad de la solución. La exclusión por turnos de registros individuales permite la detección con alta probabilidad de datos problemáticos (en el sentido de que por la calidad de estos datos o por la precisión de las correspondientes funciones de Green no se recomienda el uso del registro en la inversión). En caso de obtener un ajuste satisfactorio y habiendo evaluado la estabilidad de la solución, se continúa al siguiente paso: el modelado de mecanismos doble-par (siguiente apartado). Si se obtiene un ajuste deficiente, se pueden variar los pesos relativos, y en caso necesario los parámetros del filtro o la selección del modelo de propagación. Un ajuste persistentemente insatisfactorio tiene como consecuencia la suspensión del procedimiento, clasificando el evento como no apto para la inversión del tensor momento con los datos disponibles. Se observa que para eventos de magnitud baja y los localizados en entornos geológicos heterogéneos, es relativamente difícil obtener una solución del tensor momento estable y fiable.

4.4. MODELADO DE MECANISMOS DOBLE-PAR

Para terremotos pequeños y medianos, los resultados de la inversión se interpretan a base del modelo doble-par de fuerzas para fuentes puntuales (según apartado 2.3). En este capítulo se discute la validez de esta suposición y se aplica un método de obtención directa del mecanismo focal doble-par. Este método realiza un modelado sistemático de formas de ondas sintéticas, según las ecuaciones 31, 32 y 18 del capítulo 2, para el espacio completo de parámetros focales de fuente doble-par, y evalúa el ajuste entre sismogramas observados y sintéticos mediante la norma de mínimos cuadrados. Eso corresponde a una búsqueda (*'grid-search'*) para encontrar la mejor solución formal en un espacio de 4 dimensiones, formados por el rango completo de orientaciones del mecanismo (tres parámetros *strike*, *dip*, *rake*) y el rango de profundidades apropiado. Para definir la malla, se utiliza un incremento de 10° para los ángulos del plano de falla (*strike* y *rake* entre 0° y 360° , *dip* entre 0° y 90°) y 15 profundidades entre 2km y 30km



(más las profundidades entre 40 km y 100 km con un incremento de 10 km para los eventos intermedios).

Este método alternativo sirve para dos objetivos: Primero, comprobar la hipótesis de que, para la mayoría de los eventos, la distribución de momentos mecánicos en la fuente, tal y como se puede resolver con ondas elásticas de periodos intermedios, corresponde a un mecanismo doble-par. En este caso se observa equivalencia, de mecanismo y ajuste, de la solución del tensor momento y el mínimo global del *grid-search* (Mancilla et al., 2002). Para poder comparar inversión del tensor y *grid-search*, en ambos métodos se utilizan los mismos valores de peso para las trazas individuales. Segundo, el *grid-search* se puede utilizar como una prueba de resolución. Mientras la inversión encuentra y evalúa un solo mínimo global, el *grid-search* compara el rango completo de soluciones con los sismogramas observados, y así puede revelar ambigüedades en la solución.

Para limitar el rango de soluciones alternativas validas se recurre a un criterio para el misfit de mínimos cuadrados, debido a la imposibilidad de una inspección visual de las formas de onda para el espacio entero de soluciones (para cada evento se evalúan 194400 permutaciones). La experiencia indica que un incremento de 0.05 en el misfit fraccional, relativo al mínimo global de la búsqueda, corresponde a soluciones con un ajuste entre formas de ondas observadas y sintéticas significativamente peor que el ajuste de la solución óptima. Un incremento de 0.1 normalmente corresponde a soluciones con un ajuste inaceptable, y por lo tanto representa una estimación conservadora para limitar el rango de soluciones aceptables en los datos de este estudio. Eso coincide con las observaciones de Bernardi et al. (2003), que proponen como estimación conservadora de la resolución en profundidad del tensor momento un aumento de la varianza normalizada de 0.1 para datos regionales de largo periodo de la región euro-mediterránea. Para la representación gráfica que permite evaluar la resolución del *grid-search* en 4 dimensiones, se recurre a un esquema de tres paneles que muestran formalmente las mejores soluciones focales para cada combinación de profundidad y *strike*, profundidad y *dip* y profundidad y *rake*, representando el correspondiente aumento del *misfit* mediante el tamaño del mecanismo focal, de tal forma que la representación del mecanismo desaparece (tamaño cero) para soluciones con aumento de *misfit* superior a 0.1 por encima del mínimo global (fig. 4.5). Para una representación más compacta se utiliza la superposición de todas las soluciones de tres paneles en un solo mecanismo focal para cada profundidad (apartado 5.1.2).

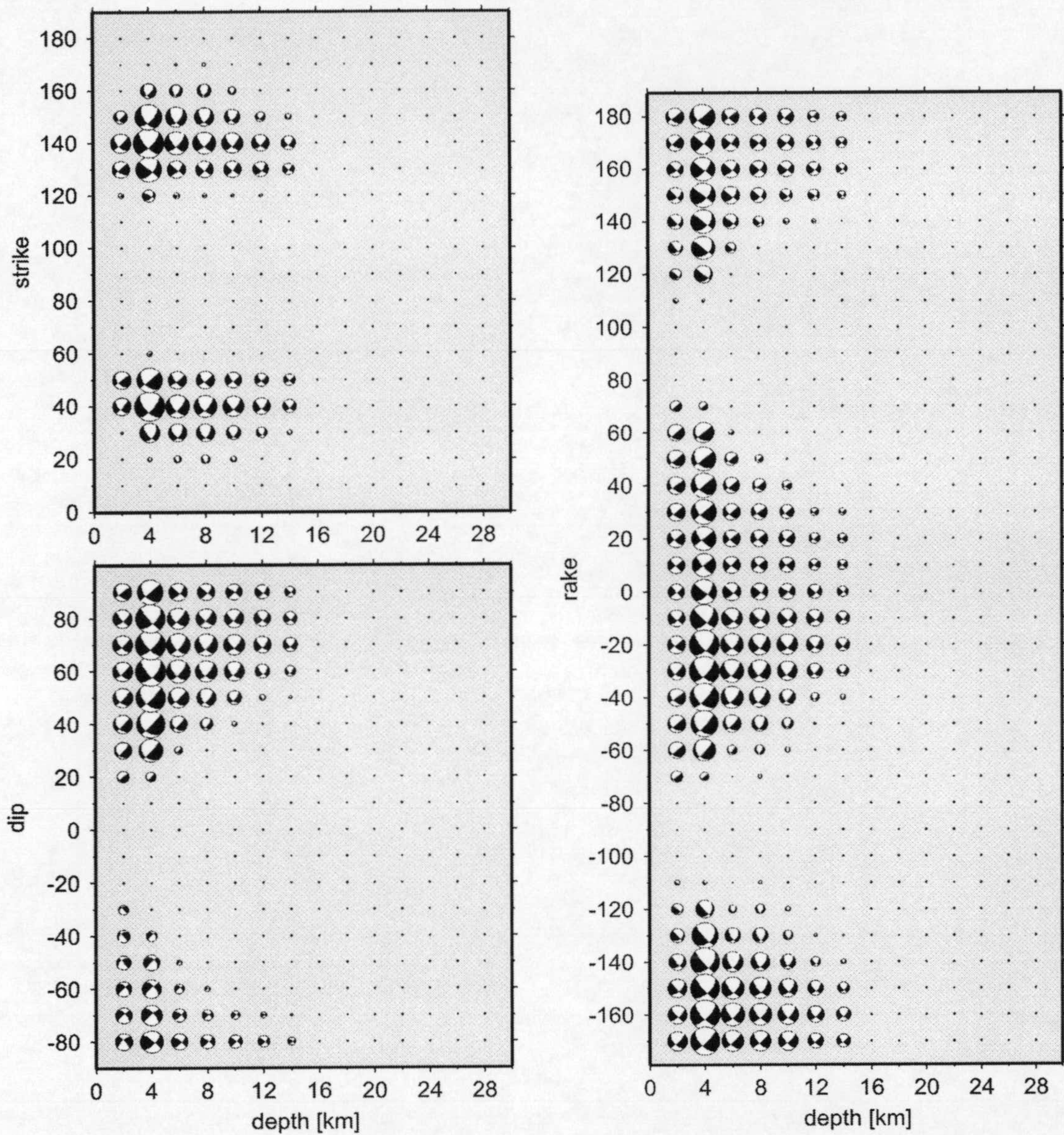


Fig. 4.5. Ejemplo de la prueba de resolución mediante grid-search para el terremoto de Murcia (990202). Los Mecanismos aceptables se encuentran a profundidades superficiales, los valores del strike están bien resueltos. La distribución del rake sugiere una componente normal, porque valores positivos solo se observan para un plano nodal vertical, donde el rake puede cambiar del signo.

5. RESULTADOS: SOLUCIONES DEL TENSOR MOMENTO 1984-2003

5.1. CATÁLOGO DE SOLUCIONES DEL TENSOR MOMENTO

5.1.1. RESULTADOS DE LA INVERSIÓN

Aquí se presenta el conjunto completo de 84 soluciones del tensor momento sísmico en forma de tablas y mapas de mecanismos focales. Las tablas contienen un resumen de los resultados, mientras la información numérica completa, ajustes a los registros, distribución geográfica de estaciones y resolución en profundidad para todos los eventos, se encuentran en el anexo (CD-ROM). Se discuten las propiedades del catalogo de tensores momento, se explican los criterios de clasificación según calidad y se presenta una comparación entre resultados de este trabajo y estudios independientes para algunos de los eventos de mayor magnitud.

Del procesado de la sismicidad regional a partir de finales de 1995 se ha obtenido un catálogo de 77 soluciones del tensor momento hasta la fecha de la redacción de la tesis. De la selección inicial de 248 eventos para ese periodo según los criterios para la magnitud umbral (ver apartado 3.2), esos 77 eventos fueron registrados con suficiente calidad y cobertura para permitir una solución satisfactoria, buena o muy buena según la calidad del ajuste entre las formas de ondas observadas y las correspondientes predicciones sintéticas (además de otros criterios de calidad que se detallan mas abajo). Para la época reciente, la distribución relativamente densa de sensores de banda ancha en gran parte de la región permite la inversión, con buenos resultados, de casi la mitad de los eventos con magnitud superior a 3.5. Se obtuvieron 24 soluciones para 49 eventos pre-seleccionados para la época de 18 meses, entre

noviembre 2001 y abril 2003, significativamente más que las 8 soluciones publicadas por proyectos de inversión rutinaria a escala europea para el mismo periodo. Con siete soluciones en base a datos de las redes temporales dentro del proyecto NARS, se elaboró un catálogo de 84 tensores momento hasta la fecha. De esas soluciones, 67 son las únicas soluciones del tensor publicadas para los correspondientes eventos. Para 17 eventos existen soluciones alternativas, que se van a evaluar y comparar mas adelante. El conjunto de tensores momento está listado en la tabla 5.1, junto con la localización hipocentral, el momento sísmico, magnitud momento, momento sísmico, *misfit* total de la solución, la mejor solución doble par y el porcentaje del componente no doble-par (CLVD). Los gráficos para ilustrar la distribución geográfica de soluciones y mecanismos incluyen un mapa de las soluciones del tensor deviatórico para la zona Ibero-magrebí (fig. 5.1a). Un detalle de este mapa para el sureste peninsular y el Mar de Alborán con mayor concentración de soluciones del tensor se tiene en la fig. 5.1b.

La gran mayoría de los tensores invertidos aproximan sistemas de fuerzas del tipo doble-par, de acuerdo con un proceso de ruptura de cizalla, que se postula como modelo de fuente sísmica para terremotos tectónicos de magnitud pequeña a moderada. Las componentes CLVD son pequeñas con un valor promedio de 14% (< 20% para 62, < 30% para 77 de los 84 eventos), comparado con un promedio de 25% dentro del proyecto global Harvard CMT (Bernardi et al, 2003). Por tanto, para la gran mayoría de los eventos, la inversión del tensor en base a datos regionales de periodo intermedio a largo no aporta evidencia para procesos de fuente complejos con una radiación de ondas distinta al modelo doble par. Las componentes CLVD se pueden atribuir a efectos de ruido o a insuficiencias de las funciones de Green.

Tabla 5.1 Listado de los resultados numéricos de la inversión del tensor momento para el catálogo de 84 eventos. Las columnas contienen: - un número de identificación del evento, compuesto por la fecha en formato año-mes-día, y en caso necesario una letra para distinguir distintos eventos el mismo día. - tiempo de origen en formato hora: minuto: segundo. - latitud del epicentro. - longitud del epicentro. - nombre geográfico de la región, normalmente la provincia que contiene el epicentro. - profundidad hipocentral correspondiente a la mejor combinación entre tensor momento y profundidad según la inversión. - elementos del tensor momento deviatórico (m_{xx} , m_{yy} , m_{xy} , m_{xz} , m_{yz} , m_{zz}) en coordenadas cartesianas según figura 2.3. - ángulos strike, dip, rake para los dos planos nodales (plano de falla y plano auxiliar) del mecanismo focal doble-par de la decomposición del tensor según ecuación 20. - porcentaje del componente non doble-par (CLVD, compensated linear vector dipole) de la decomposición según ecuación 20. - porcentaje de misfit total (norma de mínimos cuadrados) entre las formas de ondas observadas y las predicciones sintéticas. - el momento sísmico. - la magnitud momento. - clasificación de la calidad de la solución, basándose en la inspección visual de los ajustes, calidad y cobertura de datos, y una prueba de resolución (ver texto). E+xx corresponde a un factor 10^{xx} .

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento m_{xx} , m_{xy} , m_{yy} , m_{xz} , m_{yz} , m_{zz} ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
840624	14:30:52	37.12	-3.70	Granada, S-España	6	7.96e-01 1.22e+01 2.80e+01 1.14e+01 2.02e+01 -2.88e+01	166/ 27/ -79, 333/ 64/ -96	18	57	0.39E+17	5.0	c
861020B	14:48:19	36.78	-8.76	Atlantic, S-Portugal	30	-1.46e+01 5.42e+00 -4.50e+00 -1.10e+01 1.26e+00 1.91e+01	255/ 61/ 97, 60/ 30/ 77	22	70	0.21E+17	4.9	b
880708	23:31:11	36.21	-5.42	Gibraltar	8	-3.73e-02 -1.39e+00 6.21e-01 -7.01e-01 -1.94e-01 -5.83e-01	178/ 61/ -159, 78/ 72/ -31	19	46	0.17E+16	4.1	c
880725	20:03:04	36.55	-7.17	Atlantic, S-Portugal	28	-3.11e+00 3.80e+00 3.89e+00 1.80e+00 2.74e-01 -7.80e-01	200/ 70/ -7, 293/ 83/ -160	14	66	0.55E+16	4.5	a
881005	00:42:11	35.51	-3.86	Mar de Alborán	8	-3.61e+00 2.97e-02 4.01e+00 -1.94e+00 1.33e+00 -3.94e-01	137/ 59/ -173, 43/ 84/ -31	7	52	0.45E+16	4.4	c
881031B	10:12:58	36.44	2.76	Tipasa, N-Argelia	6	-1.80e+02 1.64e+02 1.98e+01 -5.40e+02 8.48e+01 1.60e+02	261/ 80/ 102, 29/ 15/ 39	22	42	0.60E+18	5.8	b
890212	12:02:19	36.39	2.65	Tipasa, N-Argelia	2	-2.53e+00 6.87e+00 7.40e-02 -3.44e+01 1.67e-01 2.45e+00	10/ 11/ 11, 269/ 88/ 101	1	56	0.35E+17	5.0	c
951129	00:25:08	42.93	-7.20	Lugo, NO-España	8	-6.55e-01 5.73e+00 7.48e+00 -5.41e+00 -2.28e+00 -6.82e+00	2/ 39/ -42, 127/ 65/ -121	27	38	0.11E+17	4.7	b
960803	10:06:26	40.47	-1.48	Teruel, centro España	10	6.41e-01 5.47e-01 1.41e-01 1.85e-01 -3.10e-01 -7.82e-01	146/ 51/ -56, 279/ 50/ -125	7	21	0.98E+15	4.0	b
960902	19:07:02	37.57	-1.63	Murcia, SE-España	10	-2.38e+00 -1.17e-01 2.96e+00 -2.43e+00 -2.79e+00 -5.81e-01	44/ 35/ -8, 140/ 86/ -125	7	31	0.46E+16	4.4	a
960904	04:14:03	36.98	2.88	Algiers, N-Argelia	14	-9.50e+01 7.54e+01 -1.95e+01 -1.44e+02 7.35e+00 1.15e+02	260/ 70/ 108, 36/ 26/ 49	5	35	0.19E+18	5.5	c
961228	07:30:36	37.15	-3.71	Granada, S-España	12	-1.99e-01 1.53e-01 6.14e-01 4.40e-01 4.66e-01 -4.15e-01	200/ 30/ -36, 323/ 73/ -115	15	35	0.85E+15	3.9	b

Tabla 5.1 continúa

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento $m_{xx}, m_{xy}, m_{yy},$ m_{xz}, m_{yz}, m_{zz} ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
970224	07:09:50	37.03	-3.83	Granada, S- España	16	3.15e-01 1.58e-01 1.45e-01 2.46e+00 1.55e+00 -4.60e-01	302/ 86/ -90, 120/ 4/ -92	3	30	0.29E+16	4.3	a
970521B	23:50:43	42.88	-7.19	Lugo, NO- España	10	-5.80e-01 2.80e+01 4.79e+01 -3.54e+01 -3.90e+00 -4.73e+01	129/ 61/ -123, 1/ 42/ -46	10	56	0.66E+17	5.2	a
970522A	00:17:17	42.86	-7.16	Lugo, NO- España	8	1.13e-01 8.48e+00 1.62e+01 -5.06e+00 -6.76e-01 -1.64e+01	141/ 51/ -112, 353/ 43/ -65	22	46	0.19E+17	4.8	a
970522B	05:06:50	42.89	-7.17	Lugo, NO- España	10	-8.02e-02 1.03e+00 2.54e+00 -3.03e-01 -6.25e-01 -2.46e+00	159/ 52/ -93, 343/ 38/ -86	29	33	0.28E+16	4.3	b
970702A	09:38:41	36.37	-3.24	Mar de Alborán	6	-4.96e+00 8.28e-01 5.57e+00 -2.82e+00 7.57e-01 -6.07e-01	134/ 68/ -165, 38/ 76/ -23	24	57	0.61e+16	4.5	b
970702B	12:53:05	36.37	-3.26	Mar de Alborán	10	-3.96e+00 8.13e-01 4.32e+00 -1.62e+00 4.48e-01 -3.63e-01	131/ 73/ -167, 38/ 78/ -	11	32	0.46e+16	4.4	a
970702C	17:33:05	36.35	-3.24	Mar de Alborán	8	-8.63e-01 4.66e-03 8.92e-01 -3.42e-01 2.99e-01 -2.89e-02	135/ 63/ -178, 44/ 88/ -27	1	37	0.99e+15	4.0	a
970703	20:23:11	36.36	-3.23	Mar de Alborán	10	-8.57e-01 1.31e-01 9.04e-01 -3.49e-01 -6.54e-02 -4.72e-02	132/ 80/ -161, 39/ 72/ -10	14	31	0.96e+15	4.0	b
970807	19:17:26	36.45	-3.24	Mar de Alborán	16	-2.50e-01 1.32e-01 2.04e-01 -2.38e-02 8.68e-02 4.57e-02	212/ 82/ 20, 119/ 70/ 172	17	44	0.28e+15	3.6	b
970820	02:44:00	36.46	-4.69	Mar de Alborán	90	-3.61e-01 3.63e-01 -1.93e-01 -1.02e+00 -1.96e-01 5.54e-01	32/ 23/ 34, 270/ 77/ 110	35	80	1.20e+15	4.0	b
971013	21:50:18	36.01	-3.02	Mar de Alborán	4	-9.59e-02 4.10e-01 3.92e-01 -3.27e-01 -1.04e-01 -2.96e-01	117/ 71/ -133, 8/ 47/ -26	35	38	0.64e+15	3.8	b
980406	00:11:18	37.01	-1.80	Almeria, SE- España	8	-5.26e-01 6.20e-01 2.83e-01 -3.71e-01 -2.54e-01 2.43e-01	21/ 58/ 17, 282/ 76/ 147	5	35	0.89e+15	3.9	b

Tabla 5.1 continúa

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento m_{xx} , m_{xy} , m_{yy} , m_{xz} , m_{yz} , m_{zz} ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
980413A	05:55:41	37.22	-4.26	Granada, S-España	14	1.70e-01 1.48e-01 -7.98e-02 -9.89e-02 5.37e-02 -8.99e-02	335/ 55/ -19, 77/ 73/ -143	27	59	2.37e+14	3.6	B
980413B	13:50:52	37.22	-4.28	Granada, S-España	14	1.04e-01 1.98e-01 -2.00e-02 -8.91e-02 6.03e-02 -8.36e-02	346/ 61/ -20, 87/ 72/ -150	15	50	2.45e+14	3.6	b
980414A	02:13:03	37.22	-4.21	Granada, S-España	12	8.89e-02 1.41e-01 -8.78e-03 -6.56e-02 3.87e-02 -8.01e-02	88/ 69/ -145, 344/ 58/ -25	27	52	1.81e+14	3.5	b
980717	08:29:04	42.87	-7.17	Lugo, NO-España	10	2.67e-02 3.31e-01 7.89e-01 -3.19e-01 -4.90e-01 -8.16e-01	152/ 62/ -98, 348/ 29/ -75	15	53	1.05e+15	4.0	b
980725	00:11:51	40.45	-1.69	Teruel, centro España	20	1.14e-01 1.52e-01 1.56e-01 -6.32e-02 -1.19e-01 -2.69e-01	145/ 58/ -82, 313/ 33/ -100	10	51	3.10e+14	3.6	b
981016	09:46:46	36.94	-2.64	Almeria, SE-Sain	20	-1.67e-01 1.62e-01 -2.67e-02 6.97e-02 9.54e-02 1.94e-01	85/ 54/ 131, 209/ 53/ 48	4	43	2.71e+14	3.6	c
981020	23:47:03	34.84	-3.78	Alhucemas, N-Marruecos	6	3.06e-01 4.25e-01 3.67e-01 -3.06e-01 1.14e-01 -6.73e-01	116/ 54/ -118, 338/ 44/ -56	9	70	7.92e+14	3.9	c
981114	03:09:46	38.21	-0.21	Alicante, SE-España	8	-3.48e-01 1.03e-01 1.98e-01 -6.24e-03 -2.12e-01 1.51e-01	42/ 66/ 34, 297/ 59/ 152	14	43	3.84e+14	3.7	c
981118	23:18:10	36.99	-3.79	Granada, S-España	8	1.13e+00 5.41e-01 -1.92e-01 -4.87e-01 -7.26e-01 -9.34e-01	134/ 66/ -62, 263/ 35/ -135	19	54	1.46e+15	4.1	c
981210	17:01:09	35.46	-0.10	Mascara, NO-Argelia	4	-1.85e+00 1.37e+00 -4.76e-01 -7.14e-01 4.02e+00 2.32e+00	79/ 24/ 145, 201/ 77/ 70	34	33	4.81e+15	4.4	b
990202	13:45:17	38.11	-1.49	Murcia, SE-España	6	-1.15e+01 -4.75e-01 1.67e+01 -7.10e+00 6.37e-01 -5.21e+00	41/ 69/ -25, 141/ 66/ -157	8	30	1.65e+16	4.8	a
990430	09:00:35	39.72	-8.96	Leiria, O-Portugal	16	3.06e-01 7.59e-01 3.76e-01 -4.86e-01 2.52e-01 -6.82e-01	348/ 51/ -38, 105/ 61/ -134	3	37	1.11e+15	4.0	a

Tabla 5.1 continúa

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento m_{xx} , m_{xy} , m_{yy} , m_{xz} , m_{yz} , m_{zz} ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
990529	11:30:49	36.21	-2.74	Mar de Alborán	6	5.53e-01 3.93e-01 -1.24e-01 -2.74e-01 2.13e-01 -4.29e-01	327/ 49/ -35, 83/ 63/ -133	17	47	7.27e+14	3.9	b
990614	21:18:30	37.33	-2.17	Almeria, SE- España	8	-2.00e-01 2.75e-01 1.76e-01 8.91e-02 -2.69e-01 2.45e-02	18/ 88/ 41, 287/ 49/ 177	7	59	4.38e+14	3.7	b
990718	17:26:47	35.24	-4.10	Alhucemas, N- Marruecos	10	-5.38e-01 4.59e-01 6.50e-01 -4.23e-01 -1.38e-01 -1.12e-01	118/ 83/ -149, 24/ 59/ -7	3	50	8.78e+14	3.9	b
990804	09:02:54	35.57	-5.17	Tetuan, N- Marruecos	10	2.47e+00 -3.02e-01 2.98e-01 9.71e-01 -6.45e-02 -2.77e+00	263/ 55/ -88, 81/ 35/ -92	18	79	2.82e+15	4.3	b
990814	06:57:02	38.18	-1.69	Almeria, SE- España	6	-3.28e-01 -1.83e-01 4.28e-01 2.49e-01 -1.09e-01 -1.00e-01	331/ 57/ -169, 235/ 81/ -33	7	36	5.08e+14	3.8	a
991004	18:14:26	42.90	0.60	Pirineos, S- Francia	10	1.78e+00 1.14e+00 1.20e-01 1.38e+00 -4.96e-01 -1.90e+00	141/ 38/ -47, 273/ 63/ -117	2	59	2.61e+15	4.2	a
991110	13:10:12	35.68	-4.63	Mar de Alborán	100	-1.24e+00 -1.54e+00 9.31e-01 -2.20e+00 1.18e+00 3.08e-01	252/ 86/ 52, 157/ 38/ 174	26	75	3.14e+15	4.3	c
991222	17:36:56	35.32	-1.28	Temouchent, NO-Argelia	8	-8.70e+01 1.60e+02 -1.19e+02 -1.37e+02 2.66e+02 2.06e+02	59/ 21/ 118, 209/ 71/ 80	22	37	3.84e+17	5.7	a
000527	07:49:54	36.36	-3.13	Mar de Alborán	16	-2.59e-01 1.29e-01 2.64e-01 -9.79e-02 2.41e-02 -4.62e-03	30/ 78/ -12, 123/ 77/ -167	17	34	3.09e+14	3.6	b
000702	05:36:24	36.02	1.37	Chlef, N-Argelia	4	-8.17e-01 1.12e+00 -2.58e-01 -3.93e+00 3.98e+00 1.08e+00	68/ 7/ 113, 225/ 83/ 87	19	59	5.79e+15	4.5	c
000705	09:26:48	36.44	-7.97	S-Portugal/ Atlántico	6	-1.48e+00 5.17e-01 9.39e-01 2.15e-01 7.81e-01 5.38e-01	220/ 64/ 26, 117/ 67/ 151	7	19	1.61e+15	4.1	a
000802	09:01:39	37.66	-1.77	Murcia, SE- España	4	-1.68e-01 1.42e-01 -2.21e-01 2.25e-01 -9.22e-02 3.88e-01	54/ 62/ 102, 210/ 30/ 70	30	45	4.39e+14	3.7	b

Tabla 5.1 continúa

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento m_{xx} , m_{xy} , m_{yy} , m_{xz} , m_{yz} , m_{zz} ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
000813	23:17:59	35.95	-3.55	Mar de Alborán	14	-3.17e-01 2.12e-01 5.47e-01 -2.96e-01 -1.88e-01 -2.30e-01	130/ 75/ -138, 27/ 49/ -18	29	53	6.28e+14	3.8	b
000818	18:15:06	36.19	4.97	Setif, N-Argelia	4	1.67e+00 4.01e+01 1.07e+01 -1.18e+02 8.08e+01 -1.24e+01	238/ 88/ 95, 348/ 6/ 20	54	51	1.49e+17	5.4	c
000823A	00:42:06	35.51	-1.58	Temouchent, NO-Argelia	6	-3.12e-01 4.21e-01 -4.47e-01 -5.67e-01 8.10e-01 7.58e-01	45/ 19/ 99, 216/ 71/ 87	7	67	1.30e+16	4.0	b
001110A	20:10:53	36.60	4.77	Setif, N-Argelia	6	-2.19e+02 1.14e+02 -9.05e+01 -3.40e+02 8.99e+01 3.10e+02	251/ 70/ 97, 51/ 21/ 71	15	45	4.61e+17	5.7	b
001110B	22:09:20	36.61	4.72	Setif, N-Argelia	4	-1.83e+00 2.39e+00 4.18e+00 -2.37e+01 -1.42e+01 -2.35e+00	121/ 88/ -98, 16/ 8/ -15	3	64	2.79e+16	4.9	b
001116	11:33:09	36.65	4.76	Setif, N-Argelia	4	-1.07e+01 4.60e+00 9.92e+00 -5.74e+01 1.66e+01 7.58e-01	254/ 87/ 88, 103/ 3/ 119	33	69	6.09e+16	5.2	c
001128	03:31:04	35.63	-3.72	Mar de Alborán	6	-2.27e-01 5.50e-02 5.93e-01 4.45e-01 -3.02e-01 -3.66e-01	212/ 71/ -53, 325/ 40/ -150	28	60	7.49e+14	3.9	c
010520	01:39:10	42.71	-7.70	Lugo, NO-España	12	-1.21e-01 3.35e-01 1.99e-01 1.45e-01 -1.11e-02 -7.78e-02	285/ 80/ -158, 191/ 68/ -10	16	49	4.04e+14	3.7	c
010608A	13:47:32	35.49	-3.93	Mar de Alborán	8	-6.43e-01 3.24e-01 9.34e-01 -3.46e-01 3.22e-02 -2.91e-01	128/ 71/ -157, 30/ 68/ -20	19	54	9.54e+14	4.0	b
010716	20:15:45	38.15	-2.28	Albacete, SE-España	8	-5.29e-02 4.13e-01 -3.74e-03 -5.29e-02 -1.26e-01 5.66e-02	270/ 73/ 170, 3/ 81/ 18	8	45	4.38e+14	3.7	b
010923A	04:33:48	38.83	-0.08	Alicante, SE-España	8	-8.49e-01 -1.56e-01 9.02e-01 -5.30e-01 4.65e-01 -5.25e-02	49/ 89/ -38, 140/ 51/ -178	7	46	1.14e+15	4.0	b
011206	13:24:13	37.95	0.46	Alicante, SE-España	4	-4.98e-01 2.36e-01 -8.04e-02 -6.02e-01 -4.53e-02 5.78e-01	49/ 26/ 57, 265/ 68/ 105	11	36	8.45e+14	3.9	b

Tabla 5.1 continúa

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento m_{xx} , m_{xy} , m_{yy} , m_{xz} , m_{yz} , m_{zz} ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
020204	20:09:30	37.09	-2.55	Almeria, SE-España	10	1.13e+00 2.78e+00 1.26e+01 1.07e+00 5.91e+00 -1.37e+01	166/ 33/ -92, 348/ 57/ -88	7	50	1.48e+16	4.7	a
020328	04:09:23	37.99	-9.36	S-Portugal/ Atlantic Ocean	20	-7.84e-02 4.37e-01 -2.00e-01 -3.52e-01 1.85e-02 2.79e-01	255/ 72/ 132, 4/ 46/ 26	25	31	6.14e+14	3.8	c
020627A	13:29:50	35.63	-4.03	Mar de Alborán	14	-2.08e-01 2.05e-01 5.47e-01 -3.12e-01 1.25e-01 -3.38e-01	132/ 55/ -143, 19/ 61/ -40	11	70	6.19e+14	3.8	c
020706	17:24:19	35.63	-3.92	Mar de Alborán	18	-3.22e-01 7.38e-01 1.63e+00 -8.38e-01 4.24e-01 -1.31e+00	132/ 52/ -135, 11/ 57/ -47	6	45	1.92e+15	4.2	c
020806A	06:16:19	37.91	-1.82	Murcia, SE-España	4	-4.36e+00 2.06e+01 1.86e+01 -8.31e+00 1.06e+01 -1.42e+01	113/ 56/ -151, 6/ 66/ -37	20	30	2.98e+16	5.0	a
020806D	11:55:16	37.89	-1.81	Murcia, SE-España	6	1.58e-01 6.29e-01 4.84e-01 -6.73e-01 -1.60e-01 -6.42e-01	115/ 68/ -120, 352/ 36/ -38	17	23	1.10e+15	4.0	b
020807A	00:43:56	37.86	-1.83	Murcia, SE-España	4	-2.21e-02 1.26e-01 1.40e-01 -3.41e-01 -1.77e-01 -1.18e-01	120/ 81/ -108, 5/ 20/ -25	5	63	4.25e+14	3.7	b
020807C	23:09:07	37.86	-1.84	Murcia, SE-España	4	-2.38e-01 3.86e-01 6.83e-01 -8.39e-01 -3.27e-01 -4.45e-01	124/ 77/ -122, 13/ 34/ -23	13	49	1.15e+15	4.0	b
020824	10:08:07	36.46	-4.56	Mar de Alborán	70	-6.28e-01 7.33e-01 1.89e-01 -7.09e-01 2.12e+00 4.39e-01	96/ 21/ 165, 201/ 85/ 70	3	60	2.42e+15	4.2	b
020915	20:54:19	37.16	-5.27	Sevilla, S-España	4	-7.51e-01 -7.21e-01 -8.23e-02 -8.96e-01 2.61e-01 8.34e-01	273/ 68/ 58, 152/ 38/ 143	5	36	1.42e+15	4.1	a
021210	13:51:26	36.19	-7.47	S-Portugal/ Atlantic Ocean	6	-5.98e+00 1.00e+01 -1.25e+01 1.86e+01 -2.63e+01 1.85e+01	35/ 75/ 90, 217/ 15/ 91	7	61	3.75e+16	5.0	c
021211	20:09:51	43.05	-0.32	Pyrenees, S-France	4	2.34e-01 1.32e-02 5.17e-02 3.66e-01 4.17e-02 -2.86e-01	93/ 18/ -93, 276/ 72/ -88	21	69	4.53e+14	3.7	c

Tabla 5.1 continúa

Evento	hora	lat [°]	lon [°]	región	z [km]	Tensor momento $m_{xx}, m_{xy}, m_{yy}, m_{xz}, m_{yz}, m_{zz}$ ($\cdot 1e+15$ Nm)	Componente doble-par	clvd	mf [%]	Momento [Nm]	M_w	q
021212	17:59:51	43.02	-0.36	Pyrenees, S-France	8	3.76e-01 2.86e-01 5.47e-01 -7.67e-01 -5.61e-01 -9.23e-01	131/ 69/ -97, 329/ 22/ -72	28	59	1.28e+15	4.0	b
030101	00:55:55	36.13	2.91	Algiers, N-Argelia	2	-1.09e+01 9.86e-01 3.33e+00 -2.11e+01 -1.48e+01 7.57e+00	58/ 16/ 28, 302/ 82/ 105	11	64	2.76e+16	4.9	c
030112A	15:56:35	41.53	-6.00	Zamora, NO-España	10	-1.57e-01 6.02e-01 1.31e-01 3.67e-02 -1.28e-01 2.61e-02	277/ 78/ -179, 187/ 89/ -11	10	52	6.34e+14	3.8	b
030123	10:13:18	41.54	-6.01	Zamora, NO-España	12	-8.86e-01 1.91e+00 8.43e-01 5.46e-01 1.71e-01 4.29e-02	102/ 88/ 165, 192/ 75/ 2	1	43	2.17e+15	4.2	a
030124	20:35:00	37.74	-4.70	Cordoba, S-España	12	1.95e+00 8.73e-01 -1.79e+00 -3.36e-02 1.85e-01 -1.67e-01	58/ 86/ -176, 327/ 86/ -3	14	54	2.08e+15	4.2	a
030215	03:56:33	35.58	-3.83	Mar de Alborán	12	-7.35e-01 3.75e-01 8.10e-01 -3.22e-01 2.41e-01 -7.53e-02	124/ 67/ -171, 30/ 81/ -23	10	51	9.50e+14	4.0	c
030218A	13:09:35	35.67	-3.55	Mar de Alborán	4	-1.91e+01 -5.49e+00 1.66e+01 1.19e-01 -7.68e+00 2.56e+00	56/ 72/ 15, 321/ 76/ 161	6	43	2.03e+16	4.8	a
030218B	13:59:29	35.67	-3.61	Mar de Alborán	2	-5.71e-01 -4.71e-01 1.69e-01 5.06e-01 -2.60e-01 4.02e-01	81/ 72/ 49, 331/ 44/ 153	2	48	8.97e+14	3.9	b
030219	00:33:50	35.73	-3.49	Mar de Alborán	4	-9.43e-01 -2.88e-01 6.43e-01 -4.06e-01 -7.29e-01 3.00e-01	60/ 45/ 14, 320/ 80/ 134	2	39	1.21e+15	4.0	a
030221A	11:46:37	35.69	-3.62	Mar de Alborán	4	-1.96e+00 -3.48e-01 1.79e+00 -1.28e+00 -9.38e-01 1.74e-01	48/ 51/ 0, 138/ 90/ -141	34	50	2.49e+15	4.2	b
030221B	12:06:49	35.69	-3.60	Mar de Alborán	2	-4.37e-01 1.60e-02 4.59e-01 -3.13e-01 -2.90e-01 -2.14e-02	135/ 89/ -136, 43/ 46/ -1	1	52	6.19e+14	3.8	b
030222	11:07:45	35.70	-3.55	Mar de Alborán	4	-2.48e-01 -1.85e-01 2.25e-01 -2.56e-01 1.39e-01 2.28e-02	245/ 88/ 44, 153/ 46/ 177	3	48	4.19e+14	3.7	b

Tabla 5.1

Las inversiones utilizan formas de ondas de entre 3 y 12 estaciones. Aunque teóricamente el mecanismo focal y la magnitud de la fuente puntual se pueden obtener mediante la inversión de un solo registro de tres componentes (p.ej. Jiménez et al. 1989, Fan & Wallace, 1991, Singh et al., 1997), la presencia de ruido e insuficiencias de los modelos de tierra pueden distorsionar gravemente el resultado cuando se utiliza sólo este mínimo de datos. Sin embargo un ajuste adecuado en tres estaciones es normalmente significativo. Por otra parte se observó que puede tener desventajas incluir más estaciones de lo necesario para obtener una solución. En un evento registrado en muchas estaciones (para algunos eventos de magnitud moderada en los últimos dos años son disponibles datos con una calidad aceptable en 30 estaciones) es recomendable restringir la inversión a las estaciones con menos contenido de ruido, una distribución azimutal equilibrada, y posiblemente con caminos de propagación relativamente cortos o dentro de dominios tectónicos uniformes. Después de una pre-selección adecuada, incluir estaciones adicionales frecuentemente causa una degradación del ajuste y un aumento artificial del componente non doble-par, aunque se debe confirmar si las formas de ondas descartadas son básicamente compatibles con el tensor obtenido de los registros seleccionados.

El criterio más importante para clasificar la calidad y fiabilidad de una solución del tensor momento debe ser el ajuste entre las formas de ondas observadas y las correspondientes predicciones (los desplazamientos sintéticos calculados para la solución del tensor y el modelo de tierra): Si el modelo de tierra se aproxima adecuadamente a la estructura real, un buen ajuste indica que la estimación del tensor momento se aproxima adecuadamente a la distribución de fuerzas en la fuente real. En este trabajo se evalúa el ajuste de dos formas, primero mediante el *misfit* total porcentual con una norma cuadrada L2 (la cantidad que se minimiza en la inversión de mínimos cuadrados), y segundo mediante una clasificación cualitativa tomando en cuenta criterios adicionales (ver más adelante). La razón para introducir una segunda norma son las deficiencias de la norma L2: El *misfit* L2, una forma conveniente de transformar propiedades del ajuste a una sola norma escalar, no muestra suficiente sensibilidad al ajuste de ondas con menor amplitud. A distancias regionales esto frecuentemente reduce la sensibilidad al ajuste de ondas internas, comparado con el ajuste a ondas superficiales de gran amplitud. Por otra parte los *misfits* de trazas para eventos pequeños o distantes son exagerados por la presencia de ruido al principio y final de las trazas, donde las predicciones son pequeñas o cero. Esto refleja la dificultad de representar matemáticamente la compleja información de las formas de ondas mediante una sola norma escalar. Consecuentemente el *misfit* L2 se utiliza sobre todo para comparar distintas inversiones del mismo terremoto, por ejemplo para evaluar las dependencias de la solución de la profundidad o de los pesos relativos para las trazas individuales.

Para una clasificación absoluta, o sea para una posible comparación entre eventos, a cada solución se le asigna una clasificación cualitativa y mas significativa, basándose en la inspección visual de los ajustes de ondas P-, S-, Love y Rayleigh, la calidad de datos, la cobertura azimutal, los resultados de la prueba de resolución mediante el modelado sistemático dentro de un grid-search (ver apartados 4.4 y 5.1.2), y cualquier observación adicional que se hizo durante el proceso de la inversión, como por ejemplo una aparente inestabilidad frente a variaciones en el conjunto de pesos relativos. Esta clasificación de la calidad tiene un rango de *a* a *d*. Calidades *a* y *b* se asignan a las soluciones que se pueden considerar fiables según la cobertura y la calidad de los ajustes (62 soluciones), con la distinción entre *a* y *b* reflejando aparentes diferencias en la resolución de los parámetros focales. Soluciones con calidad *c* (22 soluciones) son las estimaciones mas apropiadas del tensor momento que se podían obtener con el método aplicado y en base a los datos disponibles. Sin embargo es probable la existencia de estimaciones erróneas entre las soluciones *c*, y se recomienda tener cuidado con cualquier interpretación en base a estas soluciones. Motivos para asignar una calidad *c* son un ajuste incompleto de algunas características básicas de las formas de ondas, alto nivel de ruido, deficiencias de la cobertura acimutal, o cualquier otra observación que indique una inestabilidad de la solución. Soluciones con ajustes insatisfactorios o basándose en menos de tres estaciones son clasificadas de calidad *d*, y son excluidas de cualquier interpretación, listado o anexo en este trabajo.

Fig. 5.1 Mapas con las 84 soluciones del tensor momento en tabla 5.1. Los tensores son representados mediante la proyección equal-area al hemisferio inferior de sus sectores compresivos (en negro) y extensivos (en blanco). El número de identificación del evento según la tabla 5.1 está anotado al lado de los mecanismos. El tamaño de las proyecciones refleja la magnitud momento (ver escala). En zonas con aglomeraciones de soluciones del tensor, los mecanismos son desplazados respecto al epicentro, y una línea conecta epicentro y mecanismo. En la zona del Mar de Alborán (ver rectángulo), un mapa ampliado va a mostrar la distribución y orientación de los mecanismos en figura 5.2.

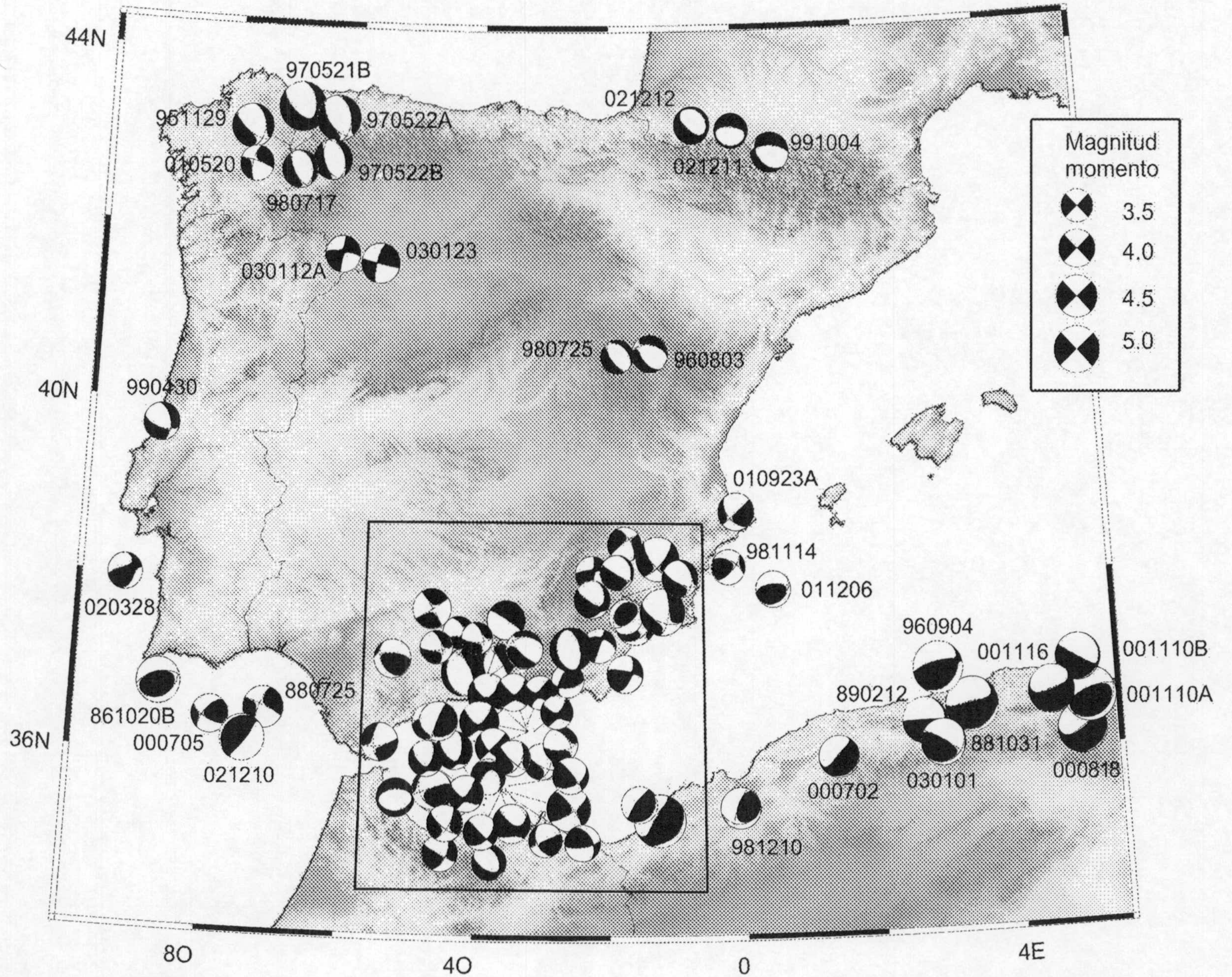


Fig 5.1 continúa

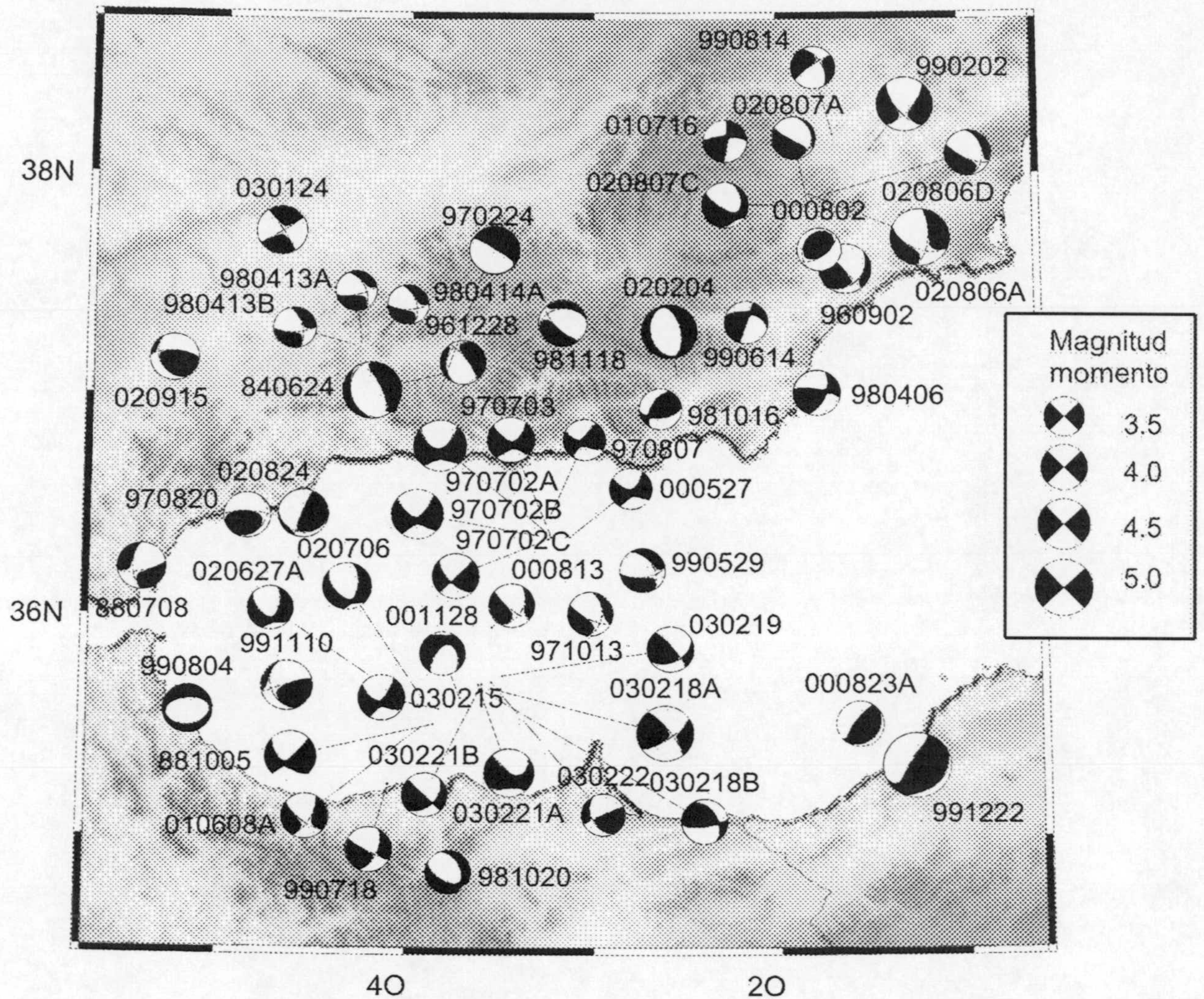


Fig. 5.2 Mapa con las soluciones del tensor momento según la tabla 5.1 para las zonas con mayor concentración de mecanismos en el Mar de Alborán, Sureste de España y Norte de Marruecos. Los tensores son representados mediante la proyección equal-area al hemisferio inferior de sus sectores compresivos (en negro) y extensivos (en blanco). El número de identificación del evento según la tabla 5.1 está anotado al lado de los mecanismos. El tamaño de las proyecciones refleja la magnitud.

Para 22 terremotos de este catálogo se han publicado mecanismos de tensores momentos también por parte de los proyectos rutinarios de Harvard, INGV/ MedNet y ETH, o en estudios individuales (Thio et al., 1999, Dufumier et al., 2000, Mancilla et al., 2002), lo que ofrece la posibilidad de comparar las múltiples soluciones para estos eventos⁸. Las magnitudes están entre M_w 4.9 y 5.8 en Argelia y entre M_w 4.0 y 5.2 en Iberia. Los proyectos rutinarios se basan en redes sísmicas menos densas, y en consecuencia algunos de estos eventos están cerca del umbral de las magnitudes mínimas para los respectivos proyectos, especialmente en el caso de proyecto Harvard. Todas las inversiones de Harvard se computarizaron a una profundidad fija de 15km, y, excepto para el evento *052197K*, las componentes CLVD son grandes (31% a 84%). Si se comparan los resultados de este estudio, se observa coincidencia para 16 eventos e inconsistencia para 6 eventos, estos últimos situados en los Pirineos (*021212*) o en el norte de Argelia (y allí al este del meridiano $2.5^\circ E$). A estos eventos se le asignaron calidades *c* en este estudio, salvo a *881031B*, computado con datos de las estaciones NARS, y a *021212* (calidad *b*). Generalmente los terremotos en Argelia están entre los mas difíciles para aplicarles la inversión del tensor momento regional, porque están situado al límite de la red de sensores de banda ancha con la consecuencia de tener una cobertura acimutal relativamente limitada. Además hay una importante heterogeneidad estructural en los caminos de propagación en la corteza oceánica del Mediterráneo o en la corteza continental adelgazada de la cuenca de Alborán. Las soluciones que concuerdan bien con estudios previos (o concuerdan bien con, por lo menos, una de las soluciones previas en caso de que existen soluciones contradictorias) corresponden a las calidades *a*, *b*, y *c*, e incluyen eventos del noroeste peninsular (*970521B*, *970522A*, *030123*), de los Pirineos (*991004*), el sur de España (*990202*, *020204*, *020806A*, *030124*), el sur de Portugal y en el Golfo de Cádiz (*000705*, *021210*), el Mar de Alborán (*030218A*) y el norte de Argelia (*991222*, *001110A*, *030101*). Dos eventos de salto en dirección en el Mar de Alborán (*970702A*, *970703*) coinciden razonablemente con las correspondientes soluciones del proyecto INGV/MedNet, salvo la presencia de una componente normal menor en este estudio comparado con una componente inversa menor en las soluciones de INGV.

⁸ Tensores momento en los catálogos de Harvard CMT y INGV/MedNet son publicados en un sistema de coordenadas esféricas relativas a un origen en la fuente (r , co-latitud Θ y longitud Φ , p.ej. Dziewonski & Woodhouse, 1983). Los elementos del tensor momento se relacionan con el sistema cartesiano utilizado por SED/ETH y en este trabajo según (Jost & Herrmann, 1989):

$$\begin{aligned} M_{rr} &= M_{zz}, M_{\Theta\Theta} = M_{xx}, M_{\Phi\Phi} = M_{yy} \\ M_{r\Theta} &= M_{xz}, M_{r\Phi} = -M_{yz}, M_{\Theta\Phi} = -M_{xy} \end{aligned} \quad (35)$$

Lógicamente las orientaciones de los ejes principales y los valores propios del tensor momento no dependen de la selección inicial del sistema de coordenadas.

Tabla 5.2. Comparación de tensores momento de este estudio con soluciones de estudios previos (Thio et al., 1999, Dufumier et al., 2000, Mancilla et al., 2002) y proyectos de inversión rutinaria (proyecto Harvard CMT, SED/ETH moment tensor project, INGV/MedNet regional CMT project). Por la relativa estabilidad de la estimación de magnitud y la orientación de los ejes principales del tensor, las soluciones se comparan mediante la orientación del mecanismo focal doble-par, el momento sísmico y la magnitud momento. Las columnas contienen: - la fuente de la información (la primera línea vacía es la solución de este estudio). - identificación del evento en la respectiva fuente. - calidad asignada en este estudio. - resultado de la comparación ('+' significa coincidencia con por lo menos una de las soluciones previas, '-' lo contrario). - latitud del epicentro. - longitud del epicentro. - ángulos strike, dip, rake para los dos planos nodales (plano de falla y plano auxiliar) del mecanismo focal doble-par. - porcentaje del componente non doble-par (CLVD, compensated linear vector dipole). - la magnitud momento. - el momento sísmico. 16 de las soluciones concuerdan razonablemente bien con una o varias de las soluciones previas, y 6 eventos, en el norte de Argelia y en los Pirineos, no concuerda con ninguna. $E+xx$ corresponde a un factor 10^{xx} .

reference	Event-ID	q	ok ?	lat(°)	lon(°)	best DC (strike/ dip/ rake, °)	CLVD	M _w	M ₀ [Nm]
	881031B	b	-	36.44	2.76	261/ 80/ 102; 29/ 15/ 39	22%	5.8	6.0e+17
HRV	103188B			36.44	2.63	103/ 55/ 167; 201/ 79/ 36	55%	5.6	3.2e+17
Thio et al.	Tipasa			36.40	2.68	105/ 65/ 150	-	5.7	-
	960904	c	-	36.98	2.88	260/ 70/ 108; 36/ 26/ 49	5%	5.5	1.9e+17
HRV	090496B			37.03	3.03	11/ 76/ -4; 102/ 86/ -166	43%	5.5	1.9e+17
	970521B	a	+	42.88	-7.19	129/ 61/ -123; 1/ 42/ -46	10%	5.2	6.6e+16
HRV	052197K			42.95	-7.21	136/ 66/ -122; 13/ 39/ -40	13%	5.3	1.3e+17
	970522A	a	+	42.86	-7.16	141/ 51/ -112; 353/ 43/ -65	22%	4.8	1.9e+16
MedNet	R052297B			42.85	-7.35	145/ 68/ -105; 359/ 27/ -58	3%	4.8	2.3e+16
	970702A	a	+	36.37	-3.24	134/ 68/ -165; 38/ 76/ -23;	24%	4.5	6.1e+15
MedNet	R070297A			36.36	-3.28	308/ 68/ 173; 40/ 83/ 22	28%	4.5	7.1e+15
	970703	b	+	36.36	-3.23	132/ 80/ -161; 39/ 72/ -10;	14%	4.0	9.6e+14
MedNet	R070397A			36.64	-2.95	120/ 65/ 170; 214/ 81/ 25	52%	4.0	1.2e+15
	990202	a	+	38.11	-1.49	41/ 69/ -26; 140/ 66/ -157	8%	4.8	1.7e+16
Mancilla et al	Mula			38.11	-1.49	54/ 77/ -29; 151/ 62/ -165	72%	4.7	1.3e+16
MedNet	R020299A			38.66	-1.64	22/ 49/ 41; 262/ 61/ 131	35%	4.7	1.5e+16
	991004	a	+	42.90	0.60	141/ 38/ -48; 273/ 63/ -117	2%	4.2	2.6e+15
Dufumier et al	Saint-Béat			42.87	0.64	151/ 26/ -21; 260/ 81/ -115	-	4.4	4.3e+15
MedNet	R100499A			42.89	0.85	238/ 31/ -109; 80/ 61/ -79	9%	4.9	2.4e+16
	991110	c	-	35.68	-4.63	252/ 86/ 52; 157/ 38/ 174	26%	4.3	3.1e+15
MedNet	R111099A			35.75	-4.96	44/ 26/ 62; 254/ 67/ 103	22%	4.4	4.8e+15
	991222	a	+	35.32	-1.28	59/ 21/ 118; 209/ 71/ 80	22%	5.7	3.8e+17
HRV	122299E			35.34	-1.45	29/ 45/ 67; 240/ 49/ 111	84%	5.6	3.0e+17

ETH	991222			35.17	-1.22	59/ 34/ 106; 221/ 57/ 80	24%	5.7	4.3e+17
MedNet	R122299D			35.27	-1.27	63/ 36/ 116; 212/ 58/ 72	34%	5.6	3.2e+17
ETH	000705	a	+	36.45	-7.97	220/ 64/ 26; 117/ 67/ 151	6%	4.1	1.6e+15
ETH	000705			36.43	-7.92	216/ 73/ 28; 118/ 63/ 161	30%	4.1	1.4e+15
MedNet	R070500A			36.44	-7.92	288/ 36/ 128; 64/ 63/ 66	39%	4.1	2.0e+15
HRV	000818	c	-	36.20	4.97	238/ 88/ 95, 348/ 6/ 20	54%	5.4	1.5e+17
HRV	081800E			36.12	5.00	6/ 81/ -19; 99/ 71/ -171	31%	5.2	7.3e+16
ETH	000818			36.19	4.97	8/ 87/ -20; 99/ 70/ -177	4%	5.2	8.2e+16
MedNet	R081800A			36.04	4.88	6/ 83/ -17; 98/ 73/ -172	45%	5.1	6.4e+16
HRV	001110A	b	+	36.60	4.77	51/ 21/ 71; 251/ 70/ 97	15%	5.7	4.6E+17
HRV	111000E			36.45	4.96	64/ 38/ 97; 235/ 52/ 85	33%	5.7	4.3E+17
ETH	001110A			36.43	4.90	57/ 25/ 88; 239/ 65/ 91	29%	5.9	6.8E+17
MedNet	R111000A			36.33	4.70	67/ 26/ 101; 235/ 65/ 85	4%	5.7	4.8E+17
ETH	001116	c	-	36.66	4.76	254/ 87/ 88; 103/ 3/ 119	33%	5.2	6.1E+16
ETH	001116			36.65	4.75	125/ 84/ -138; 29/ 48/ -8	10%	5.0	3.2E+16
HRV	020204	a	+	37.09	-2.55	348/ 57/ -88; 164/ 33/ -93	9%	4.7	1.4E+16
HRV	020402A			37.20	-2.39	46/ 66/ -76; 195/ 28/ -119	68%	4.9	3.0E+16
ETH	020204			37.14	-2.42	343/ 62/ -97; 178/ 29/ -77	16%	4.9	3.0E+16
MedNet	R020402A			37.29	-2.52	341/ 42/ -106; 182/ 50/ -77	39%	4.7	1.6E+16
ETH	020806A	a	+	37.91	-1.82	113/ 56/ -151, 6/ 66/ -37	20%	5.0	3.0E+16
ETH	020806			37.98	-1.89	334/ 73/ -85; 136/ 18/ -107	56%	5.1	5.4E+16
MedNet	R080602A			38.11	-1.72	194/ 72/ -8; 286/ 83/ -162	84%	4.9	2.7E+16
HRV	021210	c	+	36.19	-7.47	35/ 75/ 90, 217/ 15/ 91	6%	5.0	3.8E+16
HRV	121002G			36.45	-7.86	255/ 34/ 137; 23/ 68/ 64	50%	5.1	6.3E+16
ETH	021210			36.20	-7.47	43/ 48/ 83; 233/ 42/ 98	27%	5.0	3.4E+16
MedNet	R121002A			36.02	-7.80	59/ 41/ 105; 220/ 51/ 77	32%	5.0	4.1E+16
ETH	021212	b	-	43.02	-0.36	131/ 69/ -97, 329/ 22/ -72	28%	4.0	1.3E+15
ETH	021212			43.02	-0.36	316/ 84/ -92; 157/ 6/ -69	3%	4.3	2.7E+15
ETH	030101	c	+	36.13	2.91	58/ 16/ 28; 302/ 82/ 105	11%	4.9	2.8E+16
ETH	030101			36.13	2.91	43/ 26/ 28; 288/ 78/ 114	24%	4.8	2.1E+16
ETH	030123	a	+	41.54	-6.01	102/ 88/ 165, 192/ 75/ 2	1%	4.2	2.2E+15
ETH	030123			41.54	-6.01	14/ 86/ -12; 105/ 78/ -176	16%	4.1	1.8E+15
ETH	030124	a	+	37.74	-4.70	58/ 86/ -176, 327/ 86/ -3	13%	4.2	2.1E+15
ETH	030124			37.78	-4.63	147/ 89/ 8; 57/ 82/ 179	23%	4.3	2.8E+15
ETH	030218A	a	+	35.67	-3.55	56/ 72/ 15, 321/ 76/ 161	5%	4.8	2.0E+16
ETH	030218			35.84	-3.49	48/ 85/ -21; 140/ 69/ -175	30%	5.0	3.3E+16
MedNet	R021803A			35.52	-3.01	220/ 59/ 1; 130/ 89/ 149	84%	5.0	3.6E+16

5.1.2. RESULTADOS DEL MODELADO SISTEMÁTICO DE MECANISMOS DOBLE PAR

Para una gran mayoría de terremotos tectónicos de magnitud pequeña o moderada, la radiación de ondas elásticas se puede describir adecuadamente con un modelo de fuente de cizalla simple y su correspondiente distribución de doble-par para las fuerzas equivalentes. Las componentes CLVD obtenidas en las inversiones del tensor momento deviatorico son generalmente pequeñas y muestran una distribución aleatoria, lo cual indica que este volumen de datos también corresponde mayormente a fuentes simples. Postulando fuentes simples de cizalla, se utiliza una búsqueda sistemática en el conjunto completo de soluciones doble-par para estimar aquella fuente doble-par que ajusta mejor las observaciones, así como el volumen de fuentes alternativas que ajustan adecuadamente los datos, es decir que su ajuste no es claramente inapropiado, comparándolo con el ajuste mejor. El postulado de un sistema de fuerzas doble-par se considera válido (dentro de la resolución de los datos regionales en una banda de periodos intermedios), cuando el mínimo global del grid-search equivale a la solución del tensor. Además se utiliza la distribución del conjunto de soluciones apropiadas para estimar el rango de errores. En concreto, los límites de errores de la solución son identificados con aquellas soluciones alternativas que aumentan el misfit total en un 10% respecto al mínimo global (apartado 4.4). Los resultados de este análisis para todos los eventos con solución del tensor son resumidos en fig. 5.3.

Fig. 5.3 Rango de soluciones alternativas según el modelado sistemático de fuentes doble-par dentro de un grid-search en parámetros del plano de falla y profundidad. La distribución de los mecanismos alternativos refleja las ambigüedades de los mecanismos focales. En la figura se proyectan planos nodales para las soluciones aceptables en una banda de misfit L2 con base en el mínimo global y una anchura de 0.1. Para una mayor claridad de la figura, se evita información redundante limitando el volumen de soluciones a las mejores soluciones para cada valor de strike, dip, y rake en cada profundidad. Para cada solución alternativa, se dibujan también los ejes principales de compresión (P, círculos negros) y extensión (T, círculos blancos) que evitan la ambigüedad de la representación mediante plano de falla y plano auxiliar. Aquellas soluciones con menor misfit se marcan con mayor tamaño de los círculos y líneas dentro de la proyección. Las tres columnas a parte contienen, de la izquierda a la derecha, la solución del tensor momento completo, su componente doble-par, y el mecanismo focal correspondiente al mínimo global del grid-search. El número de identificación del evento según tabla 5.1 está anotado encima de la solución del tensor momento.

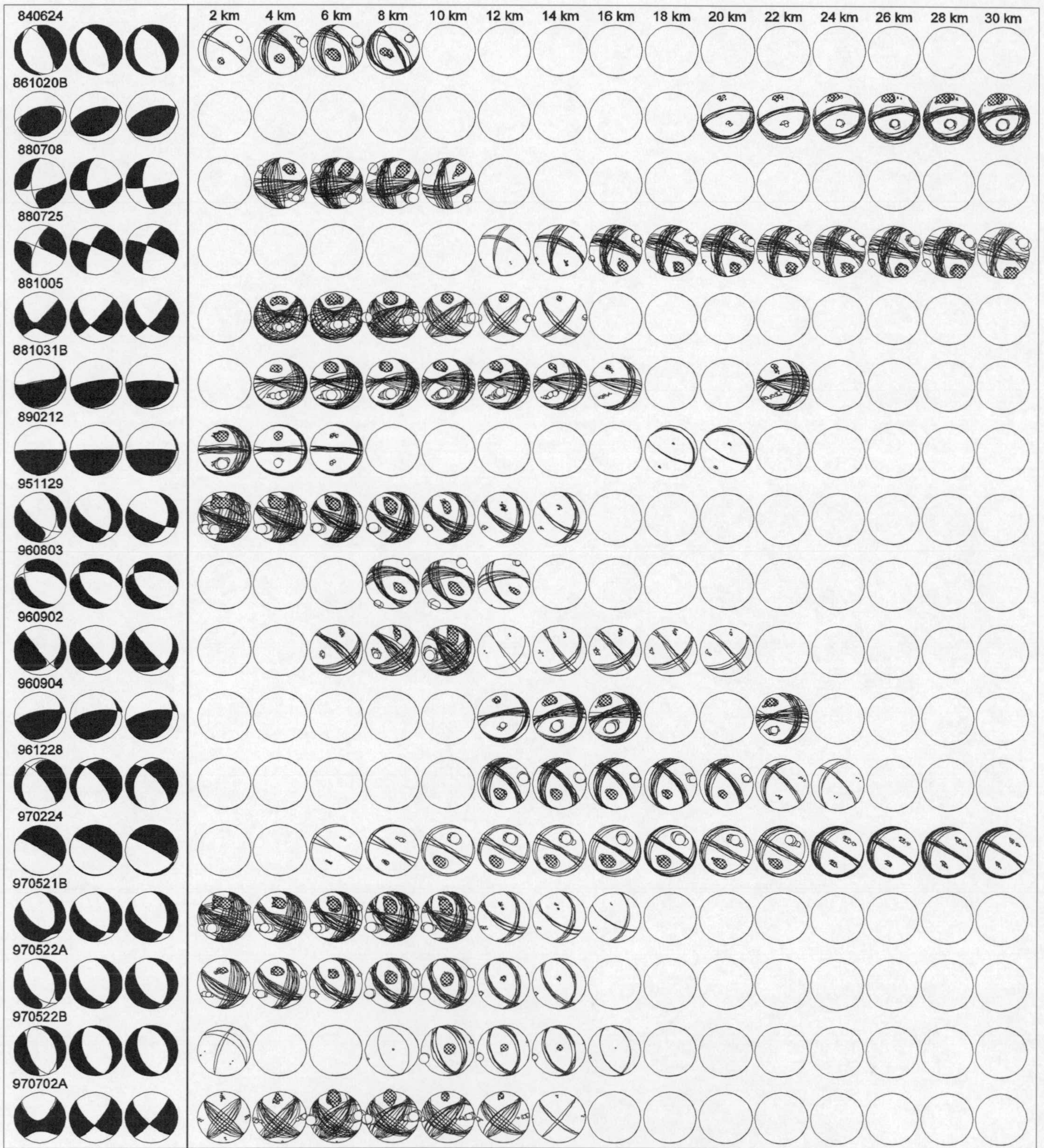


Figura 5.3 continúa

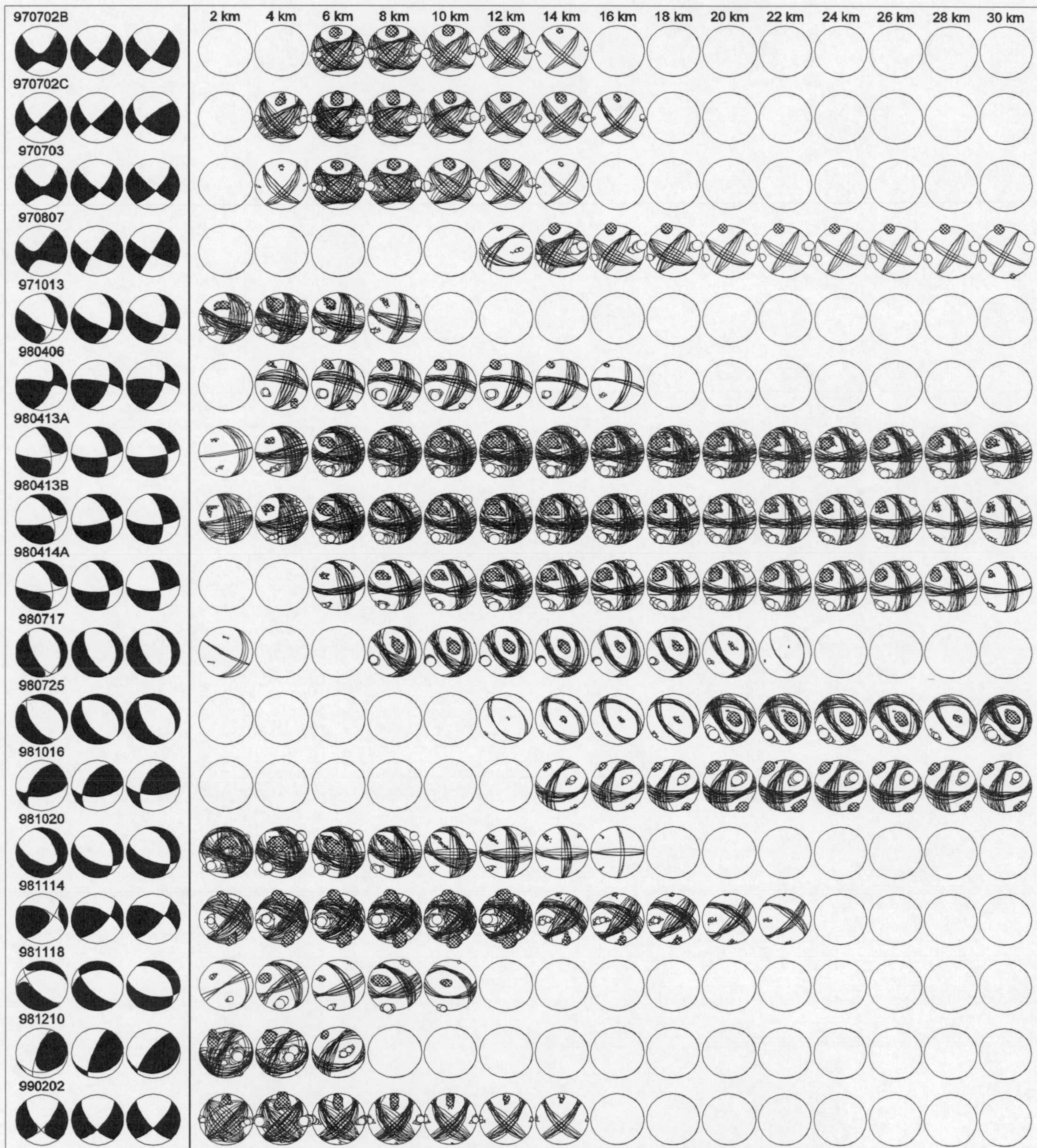


Fig. 5.3 continúa

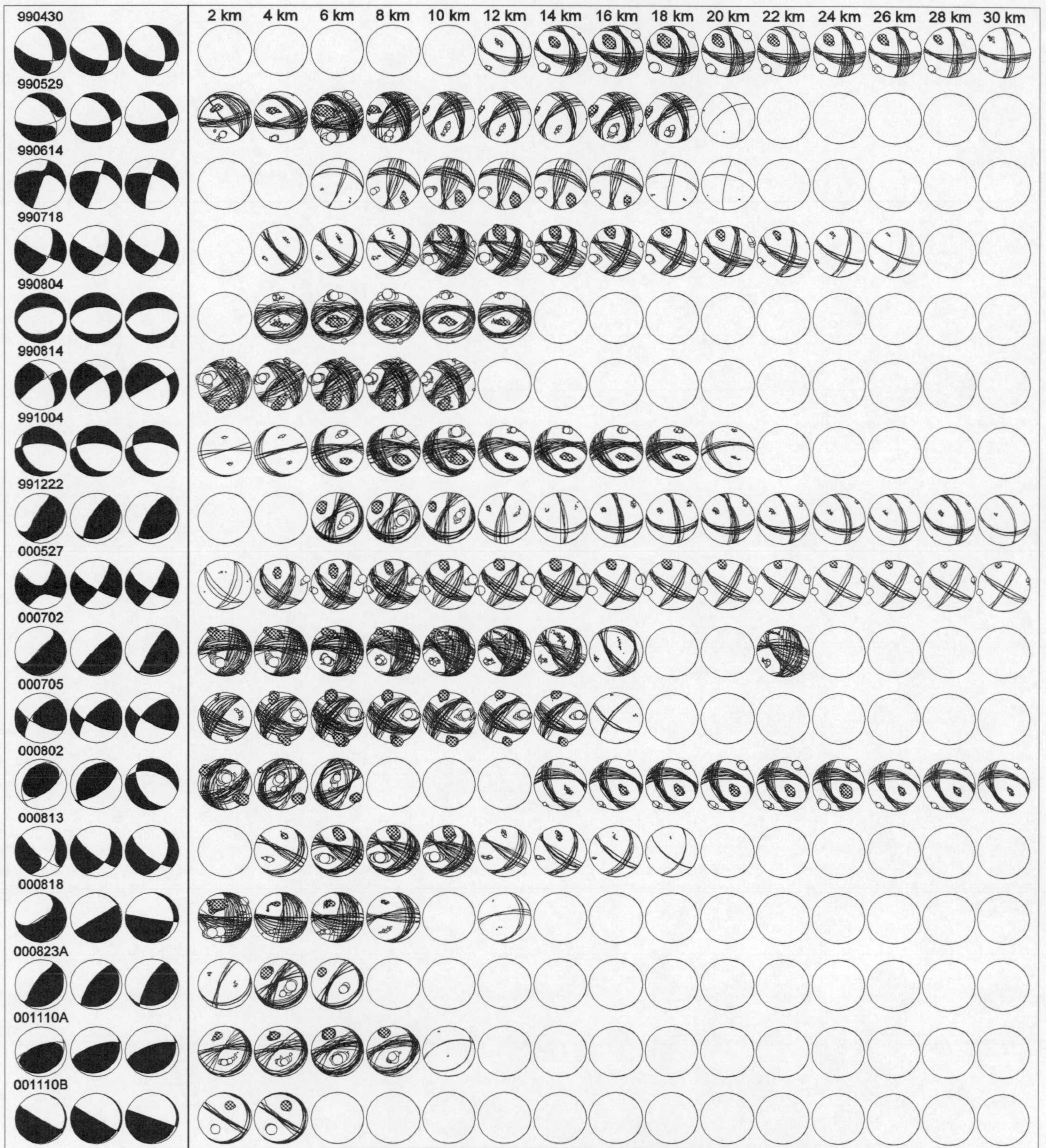


Fig. 5.3 continúa

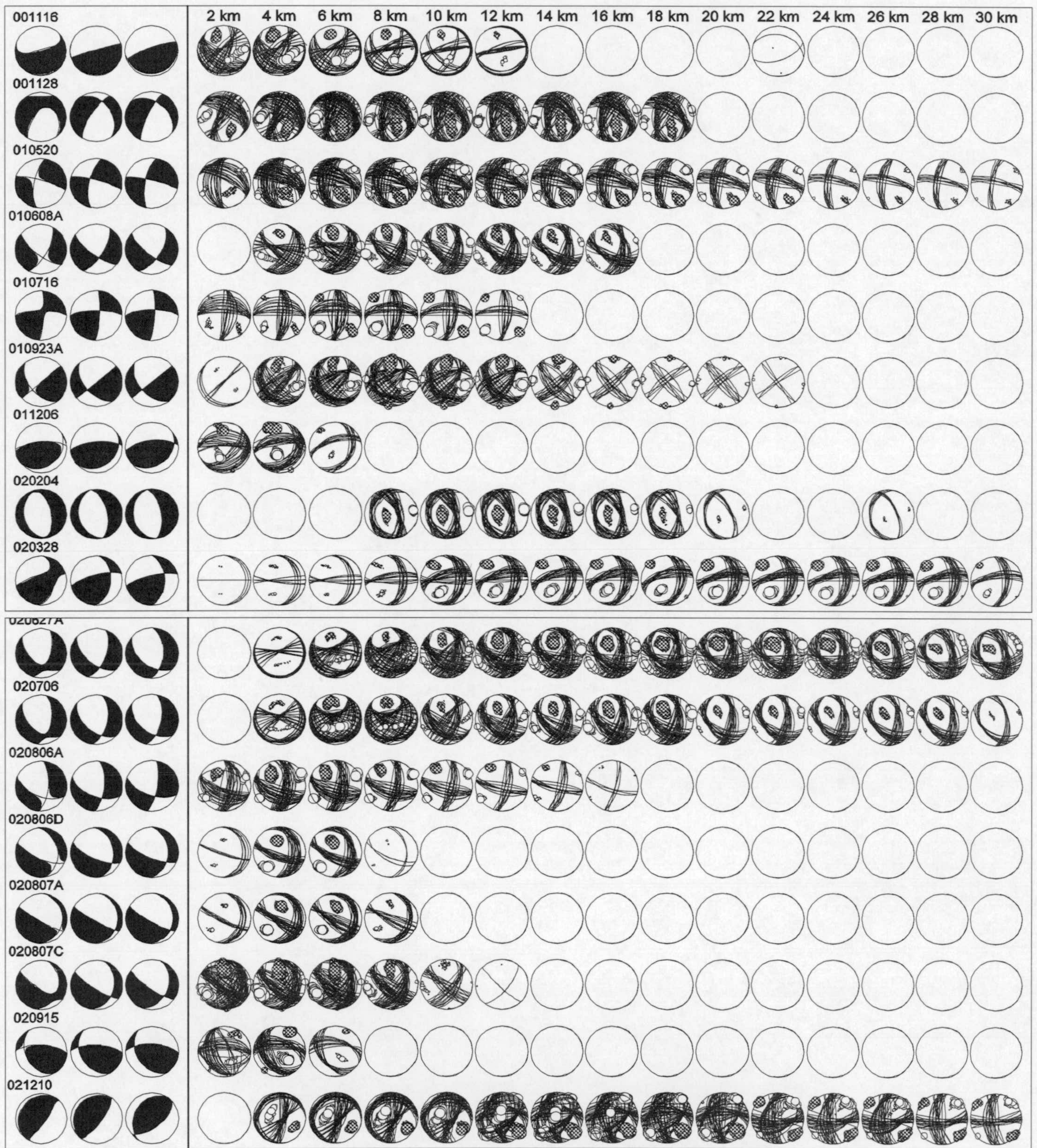


Fig. 5.3 continia

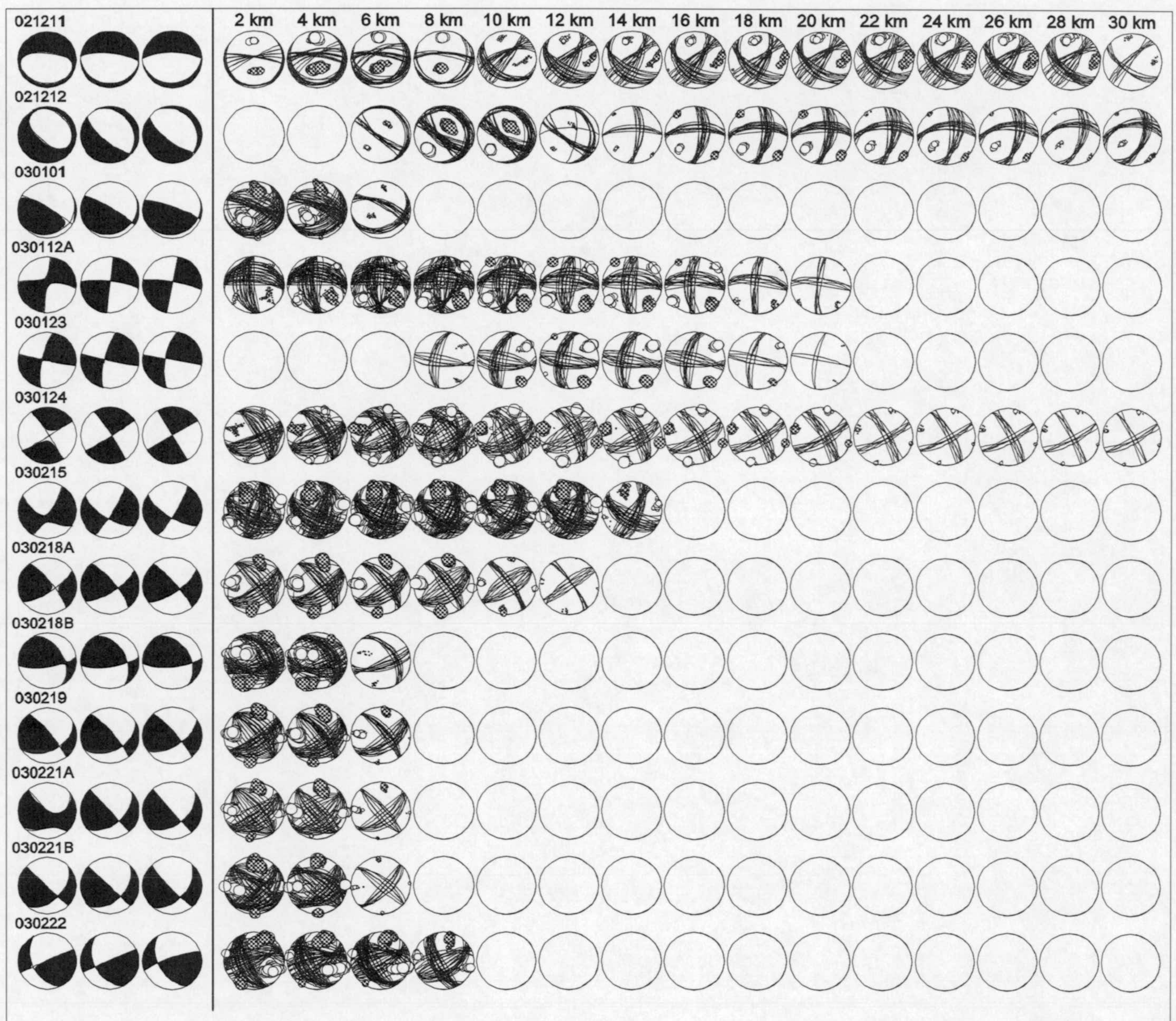


Fig. 5.3 continúa

El rango de mecanismos alternativos varía de forma significativa entre los eventos individuales, incluyendo varias soluciones con una resolución muy buena (por ejemplo 980717, 991004 y 020204), así como varias soluciones con una resolución baja y un rango de soluciones alternativas demasiado amplio como para considerar la solución bien definida (por ejemplo 881005, 981114 y 000702). En consecuencia, a estas últimas soluciones se les asigna un valor c , independiente de la calidad del ajuste. Los casos en

que un ajuste generalmente bueno coincide con un rango de errores amplio, suelen indicar que la cobertura de las estaciones es inapropiada para definir el mecanismo focal. Otro criterio para clasificar una solución como menos fiable (calidad c) es una excesiva rotación de la banda de soluciones alternativas entre distintas profundidades (por ejemplo 990529). Por otra parte, incluso soluciones con bastante ambigüedad pueden ser útiles para la interpretación tectónica, por ejemplo cuando el azimut de los ejes principales es relativamente estable y puede estar relacionado con la orientación regional promedia de la deformación cortical (por ejemplo 980413B y 000705, aunque para ambos eventos la relación entre los desplazamientos horizontal y vertical no se resuelve bien).

En la evaluación del grid-search se utiliza exclusivamente el misfit L2 para limitar el rango de soluciones alternativas, debido a la imposibilidad de evaluar el volumen de soluciones de forma visual. El uso de una norma escalar simplifica la información contenida en las formas completas de los ajustes e introduce aquellas deficiencias de la norma L2 discutidas en el apartado 5.1.1, por ejemplo distintas sensibilidades al ajuste de las ondas internas y al ajuste de las ondas superficiales de mayor amplitud. Consecuentemente la banda del misfit aceptable fue elegida de forma conservadora, para incluir con alta probabilidad el volumen completo de soluciones aceptables (ver apartado 4.4). La aplicación del umbral conservador causa la inclusión errónea de soluciones inapropiadas y generalmente un rango de errores sobreestimado. Este problema se discute con la solución para el evento 000802 ($M_w = 3.7$), que minimiza la norma L2 tanto con un mecanismo superficial de falla inversa, como con un mecanismo profundo de falla normal, introduciendo una incertidumbre hacia su interpretación tectónica. Con una inspección visual de los ajustes, sin embargo, se puede descartar la solución profunda por su incompatibilidad con las amplitudes y polaridades de las ondas P, aunque ajusta adecuadamente las ondas superficiales y por tanto minimiza la norma L2. Estas observaciones son consistentes con la localización rutinaria del terremoto, que indica una profundidad superficial.

Además de la fiabilidad de soluciones individuales, el resumen de los resultados del grid-search revela algunas características globales para el volumen de datos. En general la resolución de la profundidad en base a la inversión de ondas regionales de periodo largo es relativamente baja, entre 5 y 10 km para la mayoría de los eventos. El problema se puede relacionar con la distribución de sensibilidad de los *kernels* de modos dominantes de ondas Love y Rayleigh de periodos largos. La resolución de dip y rake es relativamente baja para muchos eventos de salto en dirección, aun para soluciones con un ajuste bueno como 970702A-C y 990202. Esto se puede explicar por similitudes entre las radiaciones de ondas superficiales entre los eventos, en direcciones con radiación grande la amplitud no es muy sensible a la orientación, mientras en direcciones con radiación casi nodal la norma de misfit no es muy sensible al ajuste. Las soluciones en Argelia (por ejemplo 991222, 001110A) se caracterizan frecuentemente por una reducida resolución del strike, una observación plausible por la cobertura acimutal limitada; normalmente los planos nodales no tienen intersección con la distribución de estaciones. Finalmente los resultados del grid-search demuestran, para la gran mayoría de los eventos, la equivalencia entre el mínimo

global del grid-search y el componente doble-par del tensor completo, y así confirman el postulado inicial de un predominio de fuentes relativamente simples de cizalla para los terremotos tectónicos de la zona.

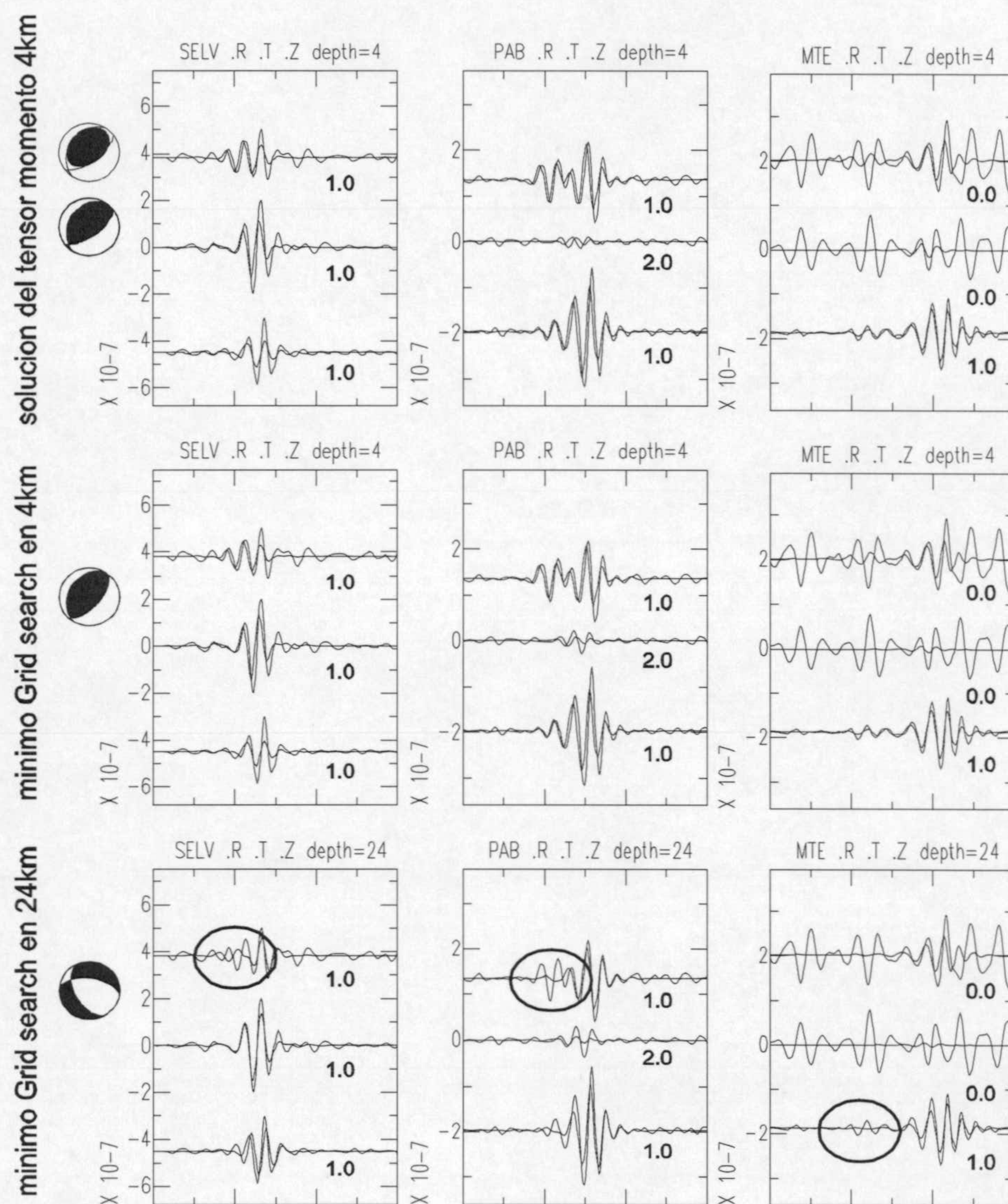


Fig. 5.4. Inspección visual de dos soluciones alternativas obtenidas mediante el grid-search. Para el criterio conservador para la banda de misfit L2 aceptable (mínimo global mas 0.1, apartado 4.4), soluciones en 4 km de profundidad (falla inversa, strike 210°/ dip 30°/ rake 80°) y 24 km de profundidad (falla normal, strike 150°/ dip 50°/ rake -50°) son considerados soluciones adecuadas para el evento 000802. En realidad se puede descartar la solución profunda por discrepancias fundamentales con las formas de onda P en tres estaciones (la inversión incluye un total de 6 estaciones). Se comparan estas simulaciones de fuentes doble-par con la solución del tensor momento deviatórico.

5.3. CARACTERÍSTICAS REGIONALES DE LA DEFORMACIÓN

5.3.1. TERREMOTOS SUPERFICIALES

Del catálogo de 84 soluciones del tensor momento, 81 soluciones se obtuvieron a profundidades corticales de entre 2km y 30km. Los ejes principales de los tensores momento representan las orientaciones de la máxima compresión y dilatación en el volumen de la fuente sísmica. Suponiendo una relación lineal entre deformación y esfuerzos mecánicos (ley de Hooke), los ejes principales del tensor momento coinciden con los ejes principales del tensor de la caída de esfuerzos elásticos en el volumen fuente a causa del terremoto. Así estos 81 tensores son indicadores de la orientación de las fuerzas tectónicas en la corteza. A diferencia de indicadores geológicos (poblaciones de fallas y estrias) u observaciones mecánicas directas, los mecanismos focales tienen buena cobertura también en entornos marinos y a profundidades no-superficiales dentro de la corteza. Sin embargo la interpretación del mecanismo focal individual en términos del elipsoide de esfuerzos es ambigua: Aunque la dirección promedio del desplazamiento en un plano de falla depende de la orientación y forma del elipsoide de esfuerzos en el volumen fuente, el terremoto individual no permite deducir inequívocamente el campo de esfuerzos. En especial, es improbable que el plano de falla (pre-existente) coincida con los planos de máxima fuerza de cizalla en el campo de esfuerzos actual (p.ej. McKenzie, 1969). Aún así se suele observar una buena correlación entre las direcciones promedias de los ejes P- T-, y B para un conjunto de tensores momentos en una región, y los principales esfuerzos compresivos máximos, mínimos e intermedios (p.ej. Zoback, 1992, Patton & Zandt, 1992).

En la zona de estudio, soluciones del tensor momento son densas en el sur-este de la Península Ibérica y en el Mar de Alborán. De forma más dispersa, las soluciones del tensor cubren las demás zonas y permiten deducir características de la deformación tectónica en casi la totalidad de la zona ibero-magrebí. La distribución geográfica de los mecanismos focales muestra varias tendencias regionales, y dentro de varios dominios tectónicos o regiones geográficas las soluciones tienen una gran consistencia entre si, por ejemplo en el norte de Argelia y el Mar de Alborán. Aquí se analiza la orientación de los mecanismos focales para ocho regiones: - El entorno intraplaca de Iberia, coincidiendo con el centro y oeste de la Península Ibérica. - Los Pirineos. - Norte de Argelia. - Sur de Portugal y Golfo de Cádiz. - Mar de Alborán. - Norte de

Marruecos, - Sureste de la Península Ibérica y - Sur de la Península Ibérica. Para algunas regiones como los Pirineos, el norte de Marruecos y el campo de Gibraltar, las soluciones disponibles hasta ahora son aún demasiadas dispersas para identificar claramente tendencias regionales de la orientación de los mecanismos focales. La discusión se realiza región por región. La identificación de los eventos coincide con la tabla 5.1, cuando se introducen en la discusión tectónica eventos con una calidad asignada de *c*, estos son marcados con un superíndice^C.

Interior de la Península Ibérica

Los terremotos en la región ibero-magrebí no se limitan a los alrededores próximos del actual contacto de placas, o más general a zonas de intensa deformación de origen alpino, como por ejemplo los Pirineos. La actividad sísmica llega, aunque con una menor tasa de actividad, a entornos que se consideran claramente intraplaca en la Península Ibérica, existiendo soluciones del tensor momento para Galicia (noroeste de España), cerca de Leiria (oeste de Portugal), Teruel y Zamora (centro de España), fig. 5.8. Estas son relativamente pocas muestras de la deformación tectónica, considerando la extensión geográfica de la zona y las grandes distancias entre los mecanismos focales disponibles. Las soluciones focales para el interior de la Península, sin embargo, son muy consistentes entre sí y muestran claramente las características de la deformación intraplaca: dominan los mecanismos normales, ocasionalmente con un menor componente de salto en dirección, y con una orientación de los ejes T de los tensores momentos en dirección NE-SO (951129, 960803, 970521B, 970522B, 980717, 980725 y 990430). Las soluciones del tensor momento en estudios previos indican mecanismos similares (capítulo 3.2). En este trabajo, además se obtuvieron 3 soluciones de salto en dirección en Galicia y Zamora (010520^C, 030112A y 030123), con una orientación compatible del eje T hacia el NE-SO. Así que en toda esta zona, incluyendo gran parte de la Península, el fallamiento normal es predominante y la orientación promedia de $\approx N50^\circ E$ para los ejes T sugiere una extensión tectónica en dirección NE-SO. Las profundidades de estos eventos son mayoritariamente entre 8 km y 14 km, ningún terremoto fue invertido a una profundidad más superficial de 8 km.

Fig. 5.8. Mapa con los mecanismos focales en el entorno intraplaca de la Península Ibérica. Los mecanismos representan la proyección del hemisferio inferior de los componentes doble-par de los tensores momentos según tabla 5.1. Los números de identificación de los eventos refieren a esta tabla. Soluciones del tensor que caen dentro del mapa, pero pertenecen a otro dominio sismotectónico según la clasificación del texto (en este caso dos terremotos de los Pirineos), son suprimidas.

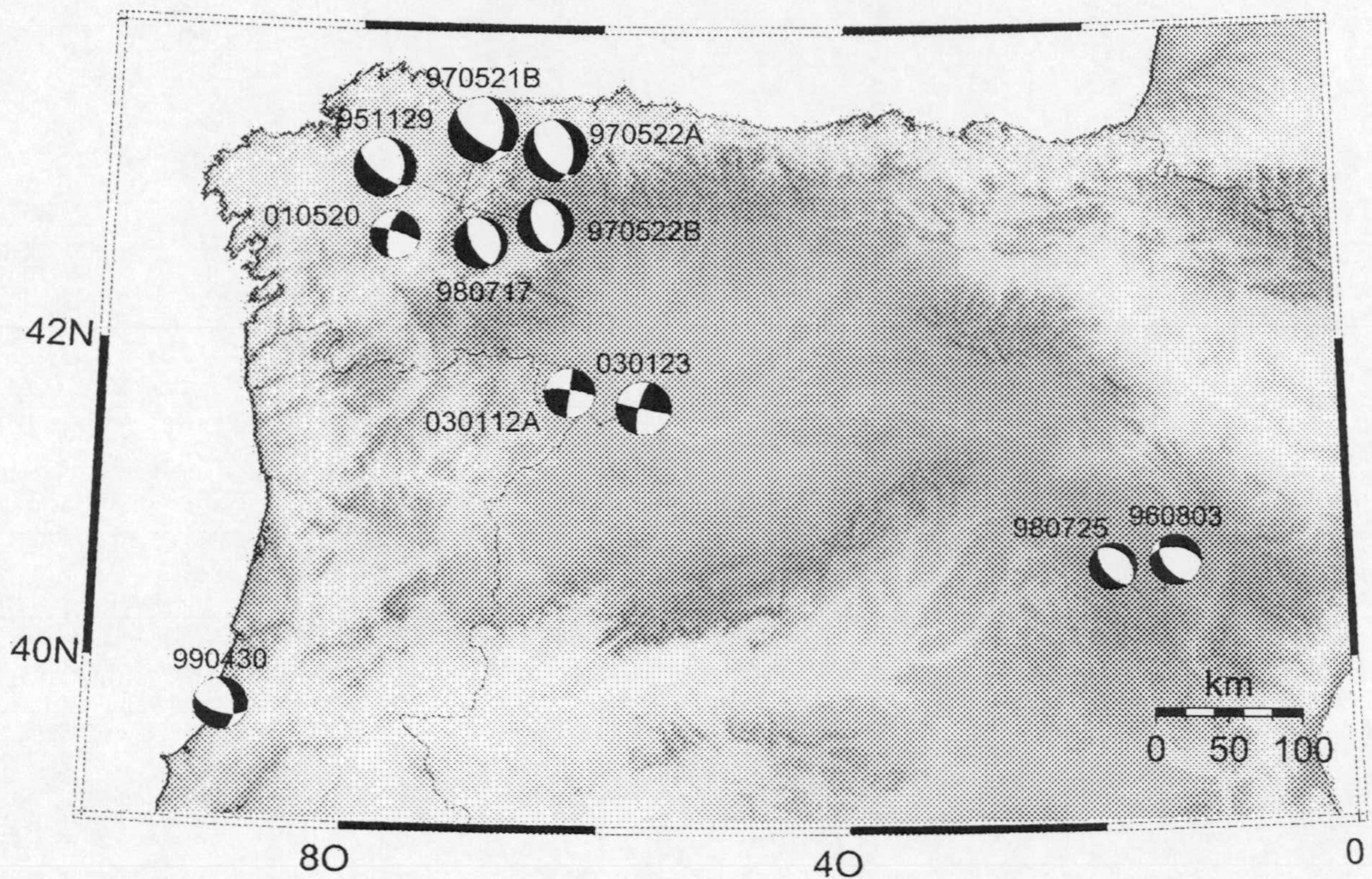


Fig. 5.8 continúa

Los Pirineos

En los Pirineos (fig. 5.9) solo se pudieron obtener tres mecanismos (*991004*, *021211^C*, *021212*), a pesar de que se investigó un número relativamente grande de eventos (ver apartado 3.2). Este hecho, en parte, puede reflejar la reducida cobertura acimutal. Sin embargo la cobertura acimutal es tan deficiente o más en Galicia y Argelia, por lo que probablemente se trate de un efecto de la compleja estructura litosférica de la zona, con variaciones de alrededor de 20km en la profundidad de la Moho (p.ej. Du et al., 1998, Pedreira et al., 2003), difícil de representar con un modelo regional promedio. Los tres mecanismos son de falla normal, con una orientación entre N-S y NE-SO de los ejes de extensión T, similar a un mecanismo incluido en el catálogo de Harvard y una solución alternativa para el mecanismo *991004* (Dufumier et al., 2000). Ante las deficiencias del modelo de propagación, no se puede concluir que estos sean los únicos mecanismos de fallamiento activo en los Pirineos, ya que se observaron mecanismos de salto en dirección y mecanismos inversos en estudios del primer pulso (Udias et al., 1982).

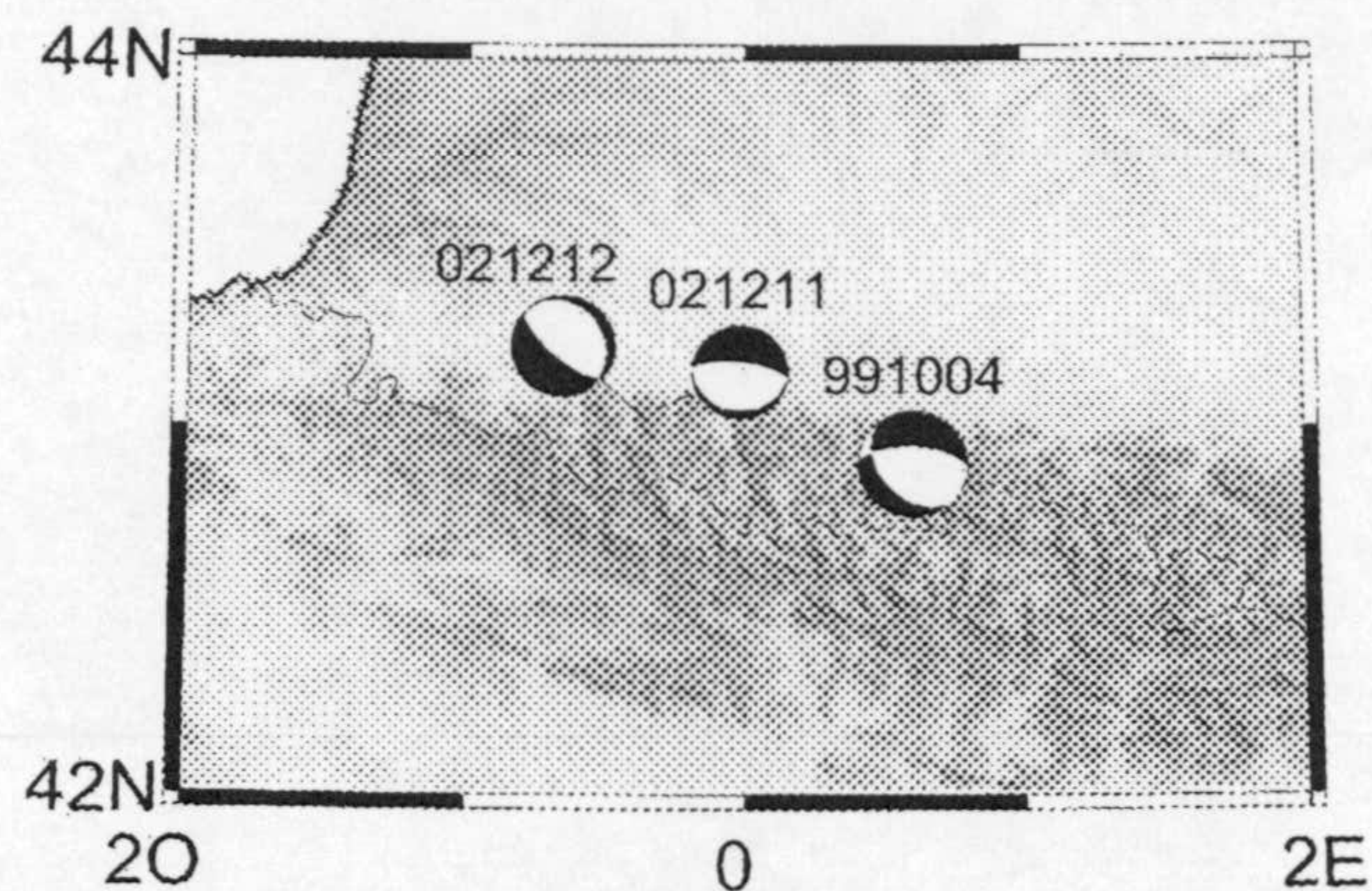


Fig. 5.9. Mapa con los mecanismos focales calculados para los Pirineos. Representación y definiciones como fig. 5.8

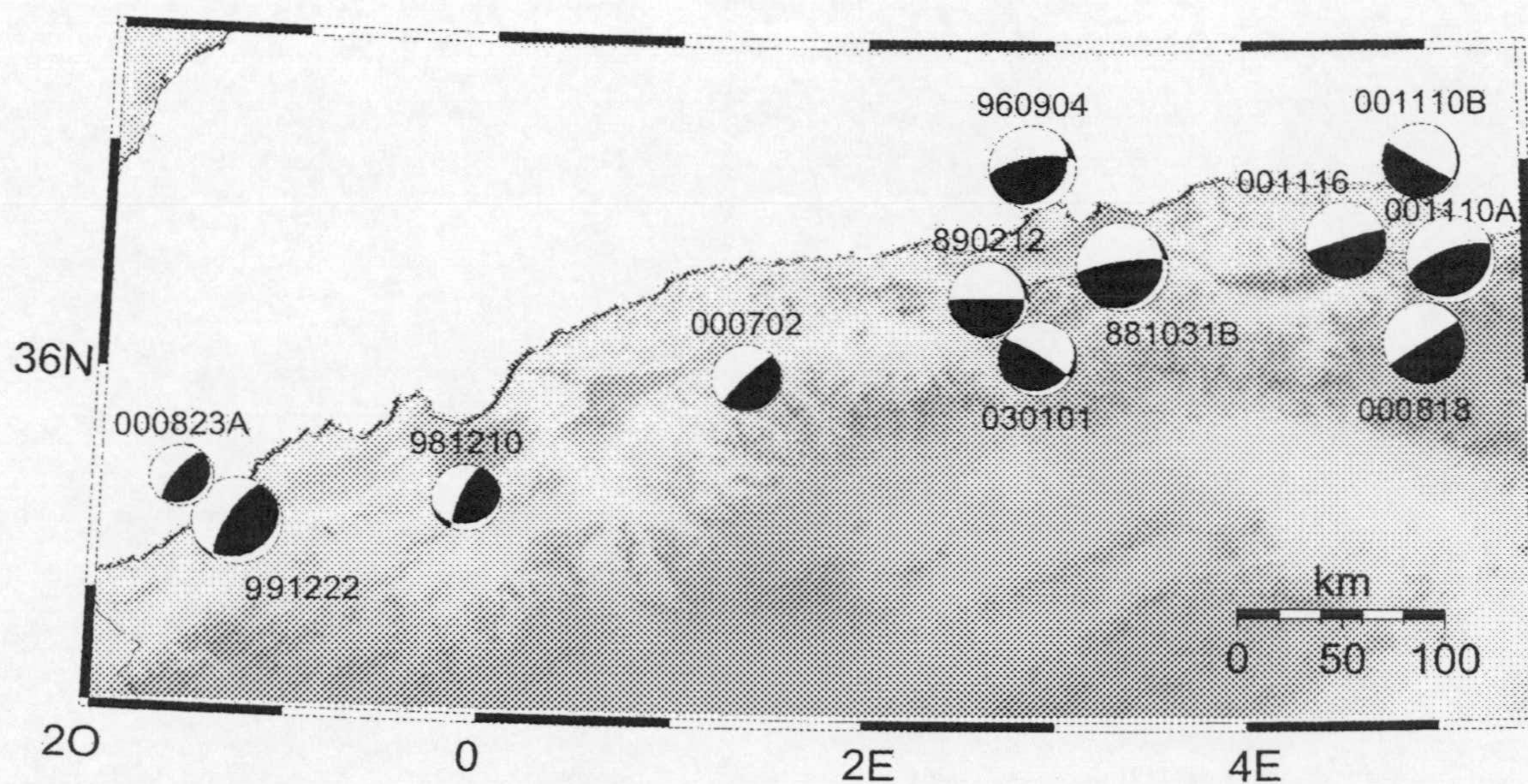


Fig. 5.10. Mapa con los mecanismos focales calculados para el norte de Argelia. Representación y definiciones como fig. 5.8

Norte de Argelia

El norte de Argelia es la única zona dentro de la región Ibero-magrebí con un gran número de tensores momento calculados previamente a este trabajo (ver capítulo 3.2), incluyendo el terremoto principal y un gran número de réplicas del terremoto de el Asnam del 10 de Octubre de 1980 ($M_w = 7.1$, Harvard) dentro de los proyectos Harvard CMT y INGV/MedNet regional CMT. A esto se suman las recientes soluciones para el terremoto de Argel del 21 de Mayo de 2003 ($M_w = 6.8$, Harvard) y sus réplicas. Un problema intrínseco a la inversión de los

terremotos argelinos son las profundidades someras, cerca de la superficie libre. Esto tiene como consecuencia una mala resolución de los elementos m_{xz} y m_{yz} del tensor momento (Bokermann & Beroza, 2000). En este trabajo se observa un predominio claro de mecanismos inversos, con una orientación SE-NO ($\approx N140^\circ E$) de los ejes P (fig. 5.10). Se supone que los planos casi horizontales son los planos de falla de los eventos inversos. La orientación promedia de los mecanismos está de acuerdo con la mayoría de los mecanismos dentro de los proyectos rutinarios Harvard CMT, MedNet regional CMT y catálogo SED/ETH. Además aparecen en estos catálogos un número de eventos de salto en dirección con similar orientaciones de los ejes P, soluciones que no se han podido observar dentro del volumen de datos incluido en este trabajo.

Sur de Portugal

Al sur de la costa portuguesa y en el Golfo de Cádiz, se obtuvieron mecanismos focales para 4 terremotos con magnitud momento entre 4.1 y 5.0 (861020B, 880725, 000705, 021210^C), fig. 5.11. Ese catalogo contiene dos mecanismos de salto en dirección y dos mecanismos inversos. La distribución de profundidades es bimodal alrededor de 6km y de 28-30km. No se observa una relación entre profundidad y tipo de mecanismo. La orientación de los ejes P hacia el NNO-SSE ($\approx N160^\circ E$) es consistente para las soluciones de calidad *a* y *b* (861020B, 880725, 000705). Aunque en este catalogo hay solo 4 eventos disponibles para deducir las características de la deformación tectónica, el estilo de fallamiento y la orientación de los ejes observados coinciden con mecanismos publicados previamente en la zona, así como más hacia el oeste en los alrededores del limite de placas entre las Azores y Gibraltar (Buforn et al., 1988, Borges et al., 2001).

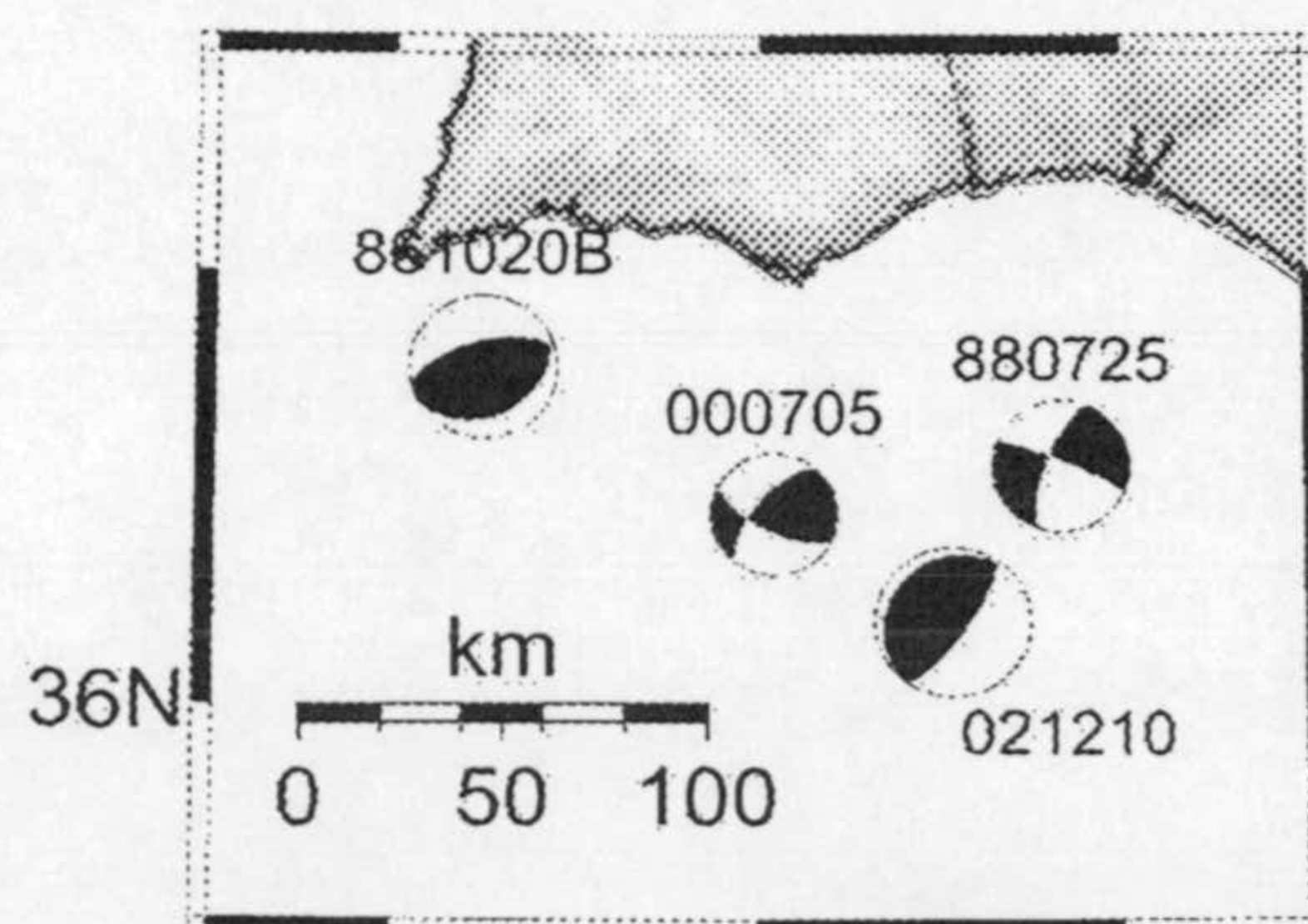


Fig. 5.11. Mapa con los mecanismos focales calculados en el Golfo de Cádiz y al sur de Portugal. Representación y definiciones como fig. 5.8.

Mar de Alborán

En la zona marina de la cuenca del Alborán se pudieron obtener soluciones del tensor para 22 terremotos superficiales (además de 3 terremotos a profundidad intermedia entre 70km y 100km que se discutirán en el apartado 5.3.2). Cinco de ellos pertenecen a una serie sísmica ocurrida en Julio y Agosto de 1997 en el norte del mar de Alborán (970702A, 970702B, 970702C, 970703, 970807), y seis a una serie ocurrida en Febrero de 2003 cerca de la cresta del Alborán (030218A, 030218B, 030219, 030221A, 030221B, 030222). Predominan los mecanismos de salto en dirección con una orientación de los ejes P aproximadamente norte-sur ($\approx N170^\circ E$) y de los ejes T aproximadamente este-oeste ($\approx N80^\circ E$), fig 5.12. La gran mayoría de los mecanismos incluye una componente menor de fallamiento normal, consistente con la extensión cortical que se observa en la zona. Estos resultados concuerdan con las tendencias en catálogos de mecanismos del primer pulso (Mezcua & Rueda, 1997, Bezzeghoud & Buforn, 1999). Excepción son dos eventos pequeños (030218B y 030222, $M_w=3.8$ y 3.9) que ocurrieron como réplicas dentro de la serie de Febrero de 2003, y que muestran una componente inversa significativa y una orientación distinta de los ejes principales. Una posible explicación es un desequilibrio local del estado de esfuerzos como consecuencia del terremoto mayor de la serie ($M_w=4.8$). Por otra parte, estos mecanismos se encuentran en el extremo sureste de la zona sísmicamente activa en el Mar de Alborán, y podrían indicar una transición gradual hacia el régimen de fallamiento inverso en el norte de Argelia.

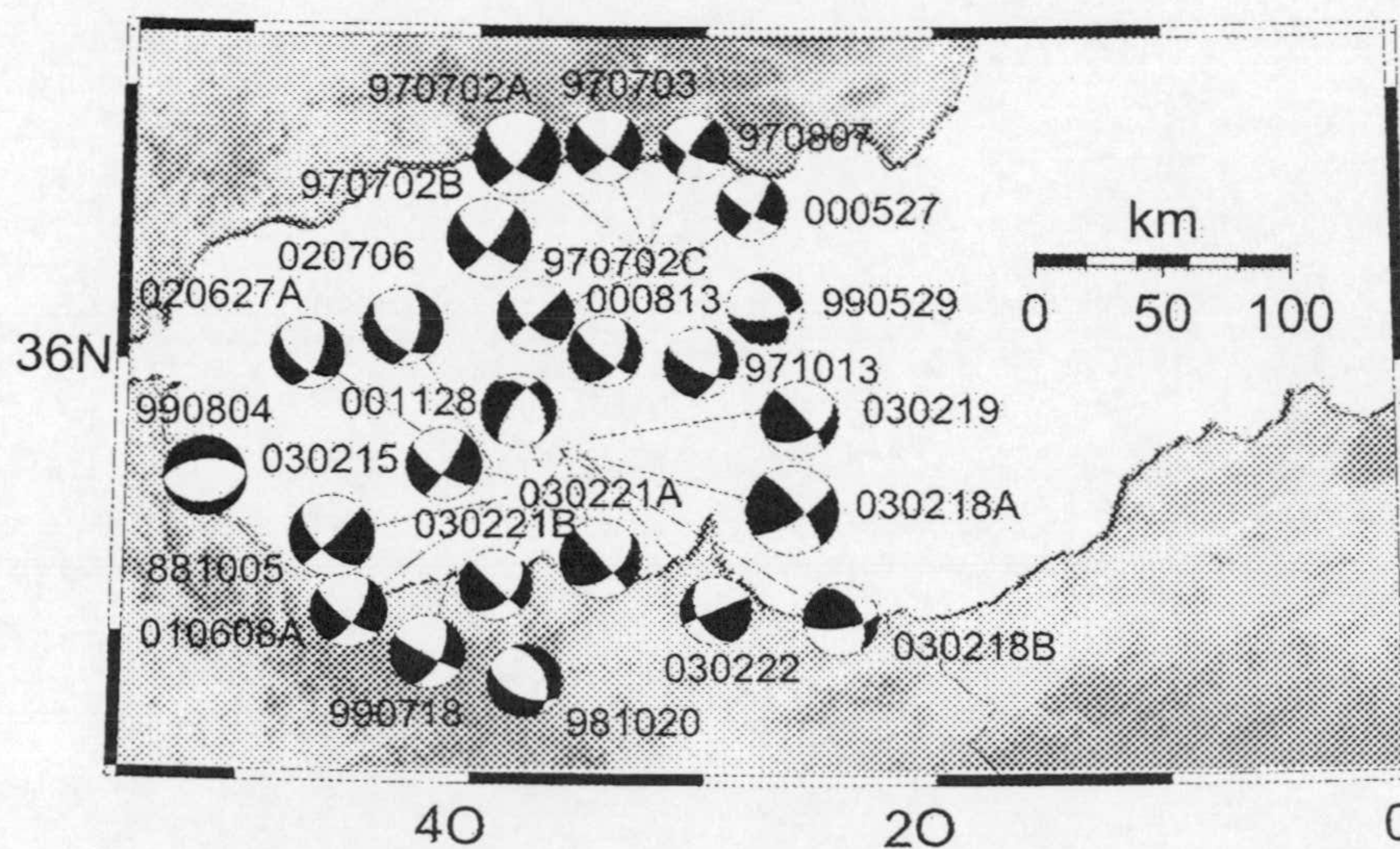


Fig. 5.12. Mapa con los mecanismos focales calculados para el Mar de Alborán y norte de Marruecos. Representación y definiciones como fig. 5.8

Marruecos

En el norte de Marruecos se obtuvieron dos mecanismos dentro de este trabajo (981020C, 990804). Ambos son de falla normal, pero con orientación acimutal distinta. No tienen similitud con las dos soluciones del tensor disponibles en el catálogo de ETH, que se encuentran a 100 y 200km de la costa mediterránea, y que corresponden a un mecanismo inverso y otro de salto en dirección. Esas soluciones dan una imagen muy heterogénea y no permiten identificar un patrón regional de la deformación cortical en el Norte de Marruecos. Las dos soluciones elaboradas se incluyen en la figura para el Mar de Alborán, fig. 5.12.

Sur de España

Esta selección contiene 10 eventos de las Béticas en el oeste y centro de Andalucía, en las provincias de Granada, Córdoba, Sevilla y Cádiz (fig. 5.13). Los mecanismos focales son relativamente heterogéneos. Los terremotos de Granada, ocurridos en el interior o en las cercanías de la cuenca de Granada, se caracterizan por una importante componente normal (840624, 961128, 970224 y 991118), de acuerdo con la mayoría de los mecanismos del primer pulso para la zona (Galindo-Zaldívar et al., 1999, Serrano, 1999). Tres mecanismos al noroeste de la cuenca de Granada pertenecen a una serie sísmica (980413A, 980413B y 980414B) y tienen mecanismos también con importante componente normal. Estas siete soluciones sugieren una extensión NE-SO en la provincia de Granada. Más al oeste se obtuvo un evento de salto en dirección en Córdoba (030124), un mecanismo inverso en Sevilla (020915) y otro mecanismo normal cerca del estrecho de Gibraltar (880708), pero con una orientación acimutal distinta a los mecanismos de la cuenca de Granada.

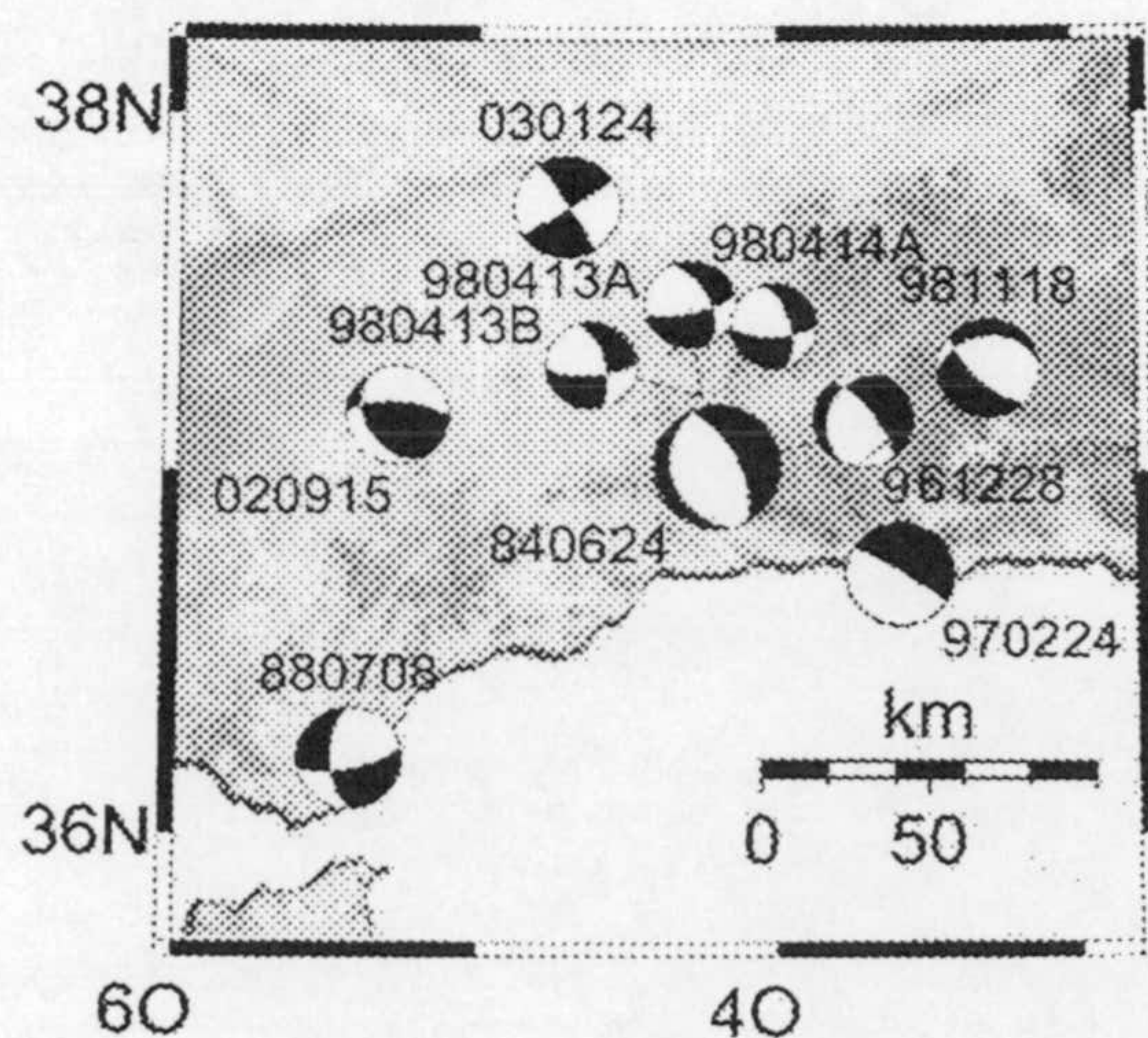


Fig. 5.13. Mapa con los mecanismos focales calculados para el Sur de España, incluyendo las provincias de Granada, Sevilla, Córdoba y Cádiz. Representación y definiciones como fig. 5.8

Sureste de España

Aquí se incluyen las 16 soluciones del tensor para la costa sureste de España entre Almería y Alicante, con la mayoría de las soluciones en la provincia de Murcia, con una alta tasa de actividad sísmica durante el periodo de estudio (fig. 5.14). Igual que en el Sur Peninsular, los mecanismos de la región son relativamente heterogéneos y el estilo de deformación sísmica va desde el fallamiento puramente normal (020204) hasta el fallamiento puramente reverso (000802). Seis mecanismos de salto en dirección y con orientación casi norte-sur de los ejes P ($\approx N170^\circ E$) se parecen a soluciones en el Mar de Alborán (960902, 980406, 981114, 990202, 990814 y 010923A) y se pueden considerar los mecanismos más característicos del fallamiento en el extremo sureste de España. Mas hacia el oeste, se observa fallamiento normal (la serie de Bulla: 020806A, 020806D, 020807A, 020807C) y de salto en dirección (010716) mas parecido a la deformación de las Béticas centrales o del interior de la Península Ibérica, y consistente con una extensión en dirección NE-SO. En este contexto, la ocurrencia de mecanismos con componente inverso (980406, 981016, 981114, 990614, 000802, 011206) se puede atribuir, en un principio, a una redistribución cinemática local de la deformación litosférica, especialmente porque se trata de terremotos de baja magnitud que posiblemente reflejan condiciones locales (M_w entre 3.6 y 3.9). Sin embargo la tendencia de todos estos mecanismos a ocurrir en el sureste de la zona puede indicar una consistencia con el campo regional, y especialmente con la transición hacia el campo compresivo en Argelia.

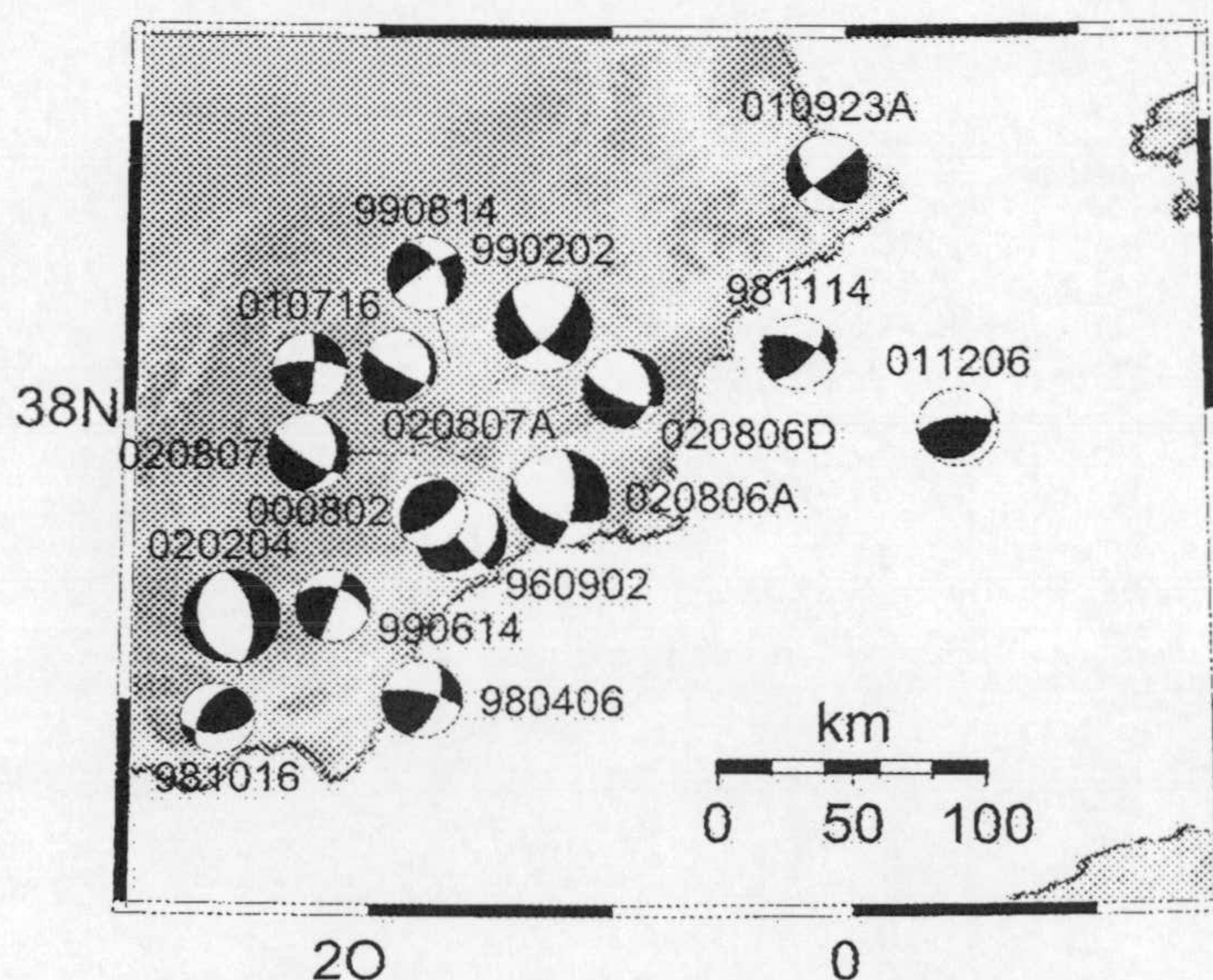


Fig. 5.11. Mapa con los mecanismos focales calculados para el sureste de España. Representación y definiciones como fig. 5.8

Campo de deformación

La similitud de muchos mecanismos focales dentro de determinadas regiones indica que la sismicidad en estas zonas puede estar relacionada con campos de esfuerzos tectónicos aproximadamente uniformes. Por otra parte, las variaciones sistemáticas del estilo de deformación o de las orientaciones de los ejes principales entre distintos dominios sismotectónicos deben reflejar un cambio de las condiciones de esfuerzo. A continuación se asume que una interpolación de las orientaciones acimutales de los ejes principales (ejes *pseudo* P) dentro y entre las regiones con mecanismos focales uniformes aproxima las características principales del campo de esfuerzo en la región ibero-magrebí (fig. 5.15).

Los mecanismos muy uniformes en gran parte de la Península (predominio de fallas normales), del Mar de Alborán (predominio de fallas de salto en dirección) y en Argelia (predominio de fallas inversas) reflejan condiciones supuestamente homogéneas a escala regional. En términos de esfuerzos corticales, esto corresponde a una continua disminución del máximo esfuerzo horizontal, relativo al esfuerzo vertical, desde Argelia vía la cuenca del Alborán hacia las zonas intraplacas de la Península Ibérica. En el norte de Argelia se observa una orientación NO-SE de los ejes P de los tensores momentos, de acuerdo con la dirección de convergencia en el contacto entre las placas africanas y Euroasiáticas (Argus et al., 1989, Jiménez-Munt et al., 2001). Los entornos intraplacas en Iberia se caracterizan por una orientación de los ejes de tensión perpendicular a la dirección de convergencia. La correspondiente orientación NO-SE del esfuerzo máximo horizontal está de acuerdo con los demás indicadores de esfuerzos y las inversiones del campo de esfuerzos disponibles (Herraiz et al., 2000, Mueller et al., 2000, Andeweg et al., 1999). Por lo tanto, los ejes principales de los mecanismos en ambos entornos, Argelia y el interior de Iberia, son consistentes con una orientación NO-SE regional de referencia asociada a la convergencia de placas.

Anomalías de la deformación cortical a escala regional se reflejan en variaciones sistemáticas de las orientaciones de los ejes principales en el Mar de Alborán, Sur de Portugal, y en el extremo sureste de la Península (fig. 5.15). Cerca de la costa sur portuguesa, la orientación promedia de los ejes P muestra una rotación horizontal en sentido del reloj de aproximadamente 20°. Este valor es consistente con indicadores de esfuerzo recopilados por Borges et al. (2001). En el Mar de Alborán y a lo largo de la costa sureste de España, los ejes principales de los eventos de salto en dirección muestran una rotación aún mas grande de aproximadamente 30° en sentido de las agujas del reloj, relativo a la orientación de referencia en las zonas circunstantes de Argelia e Iberia. La similitud de los mecanismos focales en el Mar de Alborán y la costa sureste sugiere que la anomalía puede ser un fenómeno regional. Esto correspondería a una orientación \approx N50°E desde el centro del Mar de Alborán hacia casi las Islas Baleares, aunque con los datos disponibles no hay evidencia de si la anomalía es continua o no. Al sur del Mar de Alborán no están resueltos los límites de la anomalía por falta de

soluciones del tensor en el Norte de Maruecos, aunque los eventos 990718 y 981020 parecen indicar que los ejes pseudo P recuperan su orientación regional de referencia NO-SE al sur de la cuenca del Alborán. Respalda este hecho la orientación de mecanismos focales del primer pulso en estudios previos (Medina, 1995, Bezzeghoud & Buforn, 1999). Consecuentemente en el Mar de Alborán la ocurrencia de un patrón propio de la deformación cortical aparentemente se limita a una zona de $\approx 150\text{km}$ de ancho.

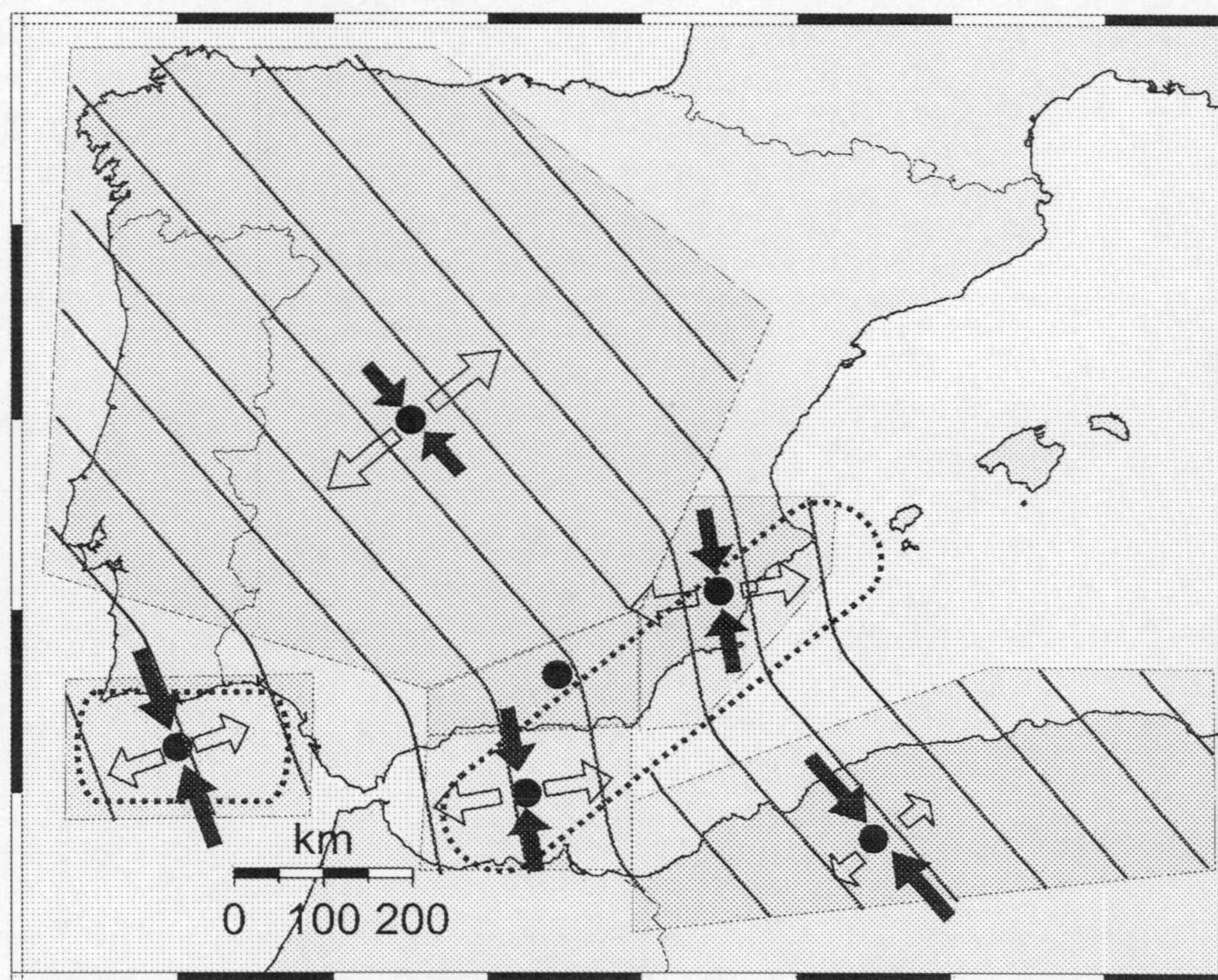


Fig. 5.15. Trazado cualitativo de las orientaciones de los ejes pseudo-P (componente horizontal del eje principal de compresión) en la región Ibero-magrebí. Las orientaciones se basan en interpolación y extrapolación de los datos en las zonas con deformación presuntamente uniforme a escala regional según las soluciones del tensor obtenidas, que son Argelia, Iberia interplaca, Mar de Alborán, Golfo de Cádiz, y el extremo sureste de España. En Argelia e Iberia, la deformación se orienta en la dirección de convergencia de placas, mientras en las zonas limitadas por líneas de puntos se observan desviaciones de esta orientación de referencia (ver texto).

Con los datos de sismicidad disponibles hasta ahora, no se puede resolver si esos cambios del régimen tectónico al borde del Mar del Alborán son abruptos o graduales dentro de los aproximadamente 40km que separan las soluciones en el mar de las soluciones tierra adentro. En cambio, en la costa sureste e interior del Mar de Alborán la distribución de mecanismos parece revelar características de una transición. Aquí un cinturón de mecanismos de salto en dirección forma la transición entre los regímenes de fallamiento predominantemente normal en la Península y predominantemente inverso en Argelia. Dentro de la zona de mecanismos de salto en dirección se observa la progresiva aparición de la componente inversa hacia el sureste. Al sureste de una línea ficticia con orientación SO-NE, que pasa aproximadamente por Alhoceimas y Alicante, prácticamente todos los mecanismos incluyen una componente inversa. Ese eje de transición normal-inverso (en el sentido de un cambio de signo para los valores del rake) coincide con una discontinuidad importante en el espesor de la litosfera (Torné & Banda, 1992), y que sigue la dirección de una importante zona de cizalla continental, pasando de la cresta de Alborán al sistema de las fallas Carboneras, Palomares y Alhama de Murcia en el sureste Peninsular (p.ej. Montenat & Ott d'Estevou, 1990, 1995, Martínez-Díaz, 1998, Faulkner et al., 2003).

También en Alborán y al sur de Portugal las anomalías en las características de la deformación coinciden con importantes variaciones laterales de la litosfera. La anomalía sur-portuguesa se alinea con la transición entre corteza continental y oceánica en el Golfo de Cádiz, con la asociada variación en las distribuciones de densidad y rigidez (Borges et al., 2001). Lo mismo es aplicable a la anomalía en el Mar de Alborán, que coincide con una zona de adelgazamiento considerable de la corteza continental, que es evidente en datos sísmicos y gravimétricos (Torné & Banda, 1992, Casas & Carbó, 1990, Galindo-Zaldívar et al., 1998). En el Mar de Alborán, la síntesis de datos del flujo de calor, tomografía sísmica, y sismicidad indica un manto anómalo con la presencia de material astenosférico a niveles subcorticales. (Torné et al., 2000, Seber et al., 1996, Calvert et al., 2000). Es probable que los procesos litosféricos y sublitosféricos de tectónica activa son causantes de un estilo y una orientación propio del fallamiento en el Mar de Alborán, y que la rotación de los ejes principales de las soluciones del tensor refleja una rotación de tensor de esfuerzos en el Mar de Alborán, así como a lo largo de la costa sureste de la Península entre Almería y Alicante.

Homogeneidad y heterogeneidad de la deformación tectónica

Hasta este punto, la interpretación de las características de la deformación litosférica se ha enfocado en encontrar las características comunes de las soluciones del tensor dentro de una zona tectónica. Esto corresponde a la búsqueda de zonas con un campo de deformación

homogéneo. Con este planteamiento se pueden identificar varias zonas con una deformación litosférica bastante uniforme, como por ejemplo el norte de Argelia o el Mar de Alborán. En este párrafo se discuten las diferencias entre mecanismos de la misma región. Variaciones moderadas en la orientación de los ejes principales entre mecanismos reflejan probablemente la actuación del campo de deformación sobre distintos sistemas de fallas pre-existentes, o simplemente errores en la estimación de los tensores momento. Sin embargo, existen mecanismos que son claramente incompatibles con un campo de esfuerzos homogéneo a escala regional y local. Hasta la fecha, esto se observa sobre todo en el Sur de España, aunque puede ser un efecto del mayor número de soluciones en la zona de mayor sismicidad. Abajo se discutirán dos ejemplos de Andalucía occidental. La ocurrencia de estos mecanismos con mayor rotación respecto a la orientación regional promedia indica la heterogeneidad del campo de deformación a escala local, y sugiere la interacción entre fallas que acumulan distintos componentes de deformación litosférica.

En gran parte de la Península Ibérica, el mapa de mecanismos focales está dominado por fallamientos normales o de salto en dirección, y una orientación acimutal promedia \sim NO-SE para los ejes de P. Dos terremotos de magnitud $M_W=4.1$ y $M_W=4.2$ ocurrían en un periodo de 5 meses a una distancia de ~ 75 km el uno del otro en las provincias de Sevilla (15 de septiembre de 2002, *020915*) y Córdoba (24 de enero de 2003, *030124*). Las localizaciones epicentrales tienen una cobertura buena de estaciones a distancias relativamente cortas, y los tensores momentos invertidos ajustan bien las formas de ondas en una banda de periodos entre 15 y 35s (fig. 5.16). Excepciones son los ajustes en las estaciones SFS (evento *020915*) y ANER (evento *030124*), que reflejan heterogeneidades estructurales en el entorno de estas estaciones, en concreto la cuenca sedimentaria cerca de SFS (anteriormente SFUC, comparar el capítulo 5.2.2, discusión del evento *991004*) y la estructura multi-dimensional bajo la estación ANER, que causa la proyección de ondas de polarización transversal en la componente radial (ANER es una estación nodal para el mecanismo de Córdoba, como confirman las pequeñas amplitudes en la componente vertical). Para ambos eventos, las estimaciones del tensor momento son fiables según los ajustes, y están bien resueltos según el modelado grid-search, sin embargo los mecanismos tienen diferencias fundamentales: El terremoto de Sevilla es predominante de falla inversa, con un acimut del eje P de $N17^\circ E$, mientras el terremoto de Córdoba es prácticamente de salto en dirección, y con un acimut del eje P de $N283^\circ E$, aproximadamente perpendicular a la solución del terremoto de Sevilla. En ambos casos se publicaron mecanismos focales de primer pulso para terremotos cercanos y anteriores (Sevilla, el 3 de diciembre de 1980 (Coca & Buforn, 1994) y Córdoba, el 26 de Mayo de 1985 (Buforn et al., 1988), que concuerdan con las soluciones obtenidas en este estudio. Especialmente para el terremoto de Sevilla, los resultados son muy diferentes de las soluciones del tensor mas cercanas, en la cuenca de Granada, el Golfo de Cádiz y el campo de Gibraltar, y también de la orientación promedia dentro de la Península.

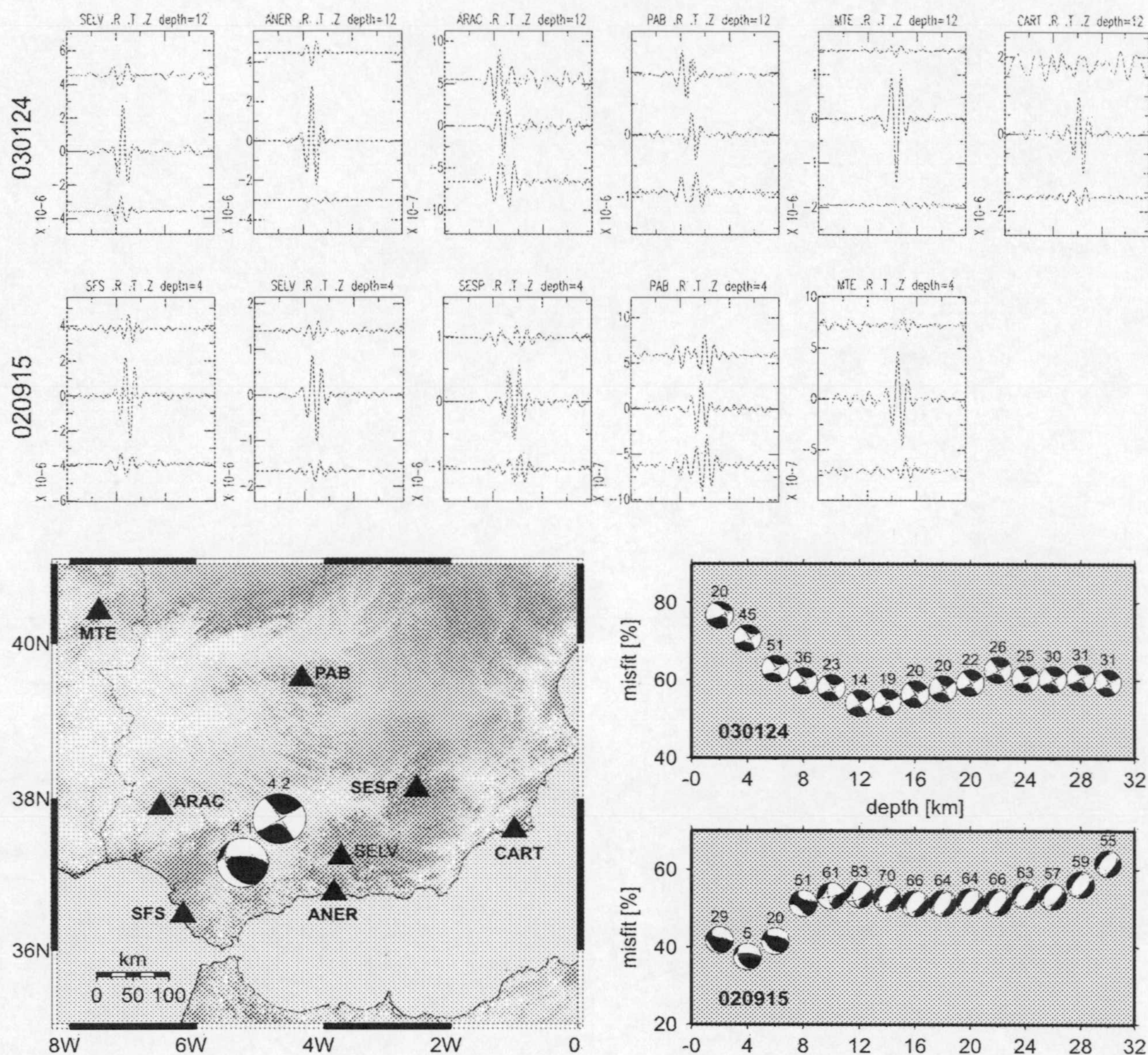


Fig 5.16. Comparación de las soluciones del tensor para los eventos 020915 (Sevilla) y 030124 (Córdoba). Los mecanismos son distintos e indican una deformación tectónica heterogénea en la zona (ver texto). Los ajustes a las formas de ondas muestran desplazamientos observados en negro, y las predicciones sintéticas en gris. Las trazas son los componentes radiales, transversales y verticales de arriba a abajo. Las ventanas dibujadas tienen una duración de 300s. Los desplazamientos se dan en unidades de metros. Acrónimos de las estaciones según tabla 3.1 son anotados por encima de los ajustes y en el mapa, para ilustrar la distribución geométrica y geográfica de los registros. Las soluciones del tensor momento son dibujadas en una proyección al hemisferio inferior, con la magnitud momento al lado del mecanismo. Los cuadros pequeños abajo a la derecha muestran la dependencia del ajuste, mecanismo y porcentaje de CLVD de la profundidad.

5.3.2. TERREMOTOS DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA

Bajo el Mar de Alborán y en el extremo sur de España ocurren terremotos a profundidades intermedias y profundas en tres regiones separadas. Los eventos intermedios se concentran entre 40 km y 120 km de profundidad en una zona que se extiende desde Málaga hacia el sur (Buforn et al., 1995, Seber et al., 1996, Morales et al., 1997). Menos frecuentes son los terremotos de profundidad intermedia en toda la región del Golfo de Cádiz. Eventos dispersos se han registrados en las provincias de Jaen y Granada a profundidades entre 40 km y 70 km (Vidal, 1986). Terremotos profundos (600 km a 650 km) se registraron en la provincia de Granada (Chung & Kanamori, 1976, Buforn et al., 1991), sin embargo no se ha registrado actividad sísmica entre 150 km y 600 km de profundidad. De acuerdo con los resultados de tomografía sísmica, los terremotos intermedios al oeste de Gibraltar así como los terremotos profundos coinciden con una zona de alta velocidad en el manto, que fue interpretado como subducción de corteza oceánica con buzamiento hacia el Mediterráneo (Blanco & Spakman, 1993, Gutscher et al., 2002, Wortel & Spakman, 2000). Por debajo de la cuenca del Alborán, esa estructura de alta velocidad se ve en las imágenes de la tomografía de forma continua y casi vertical entre ~ 200 km y ~ 650 km de profundidad, (p.ej. Blanco & Spakman, 1993, Bijwaard & Spakman, 2000). Los terremotos de profundidad intermedia en Alborán se extienden desde el límite superior de la anomalía de alta velocidad (localmente en ~ 110 km de profundidad) hacia una estructura mas superficial con buzamiento hacia el sur (Serrano et al., 1998, Calvert et al., 2000). Las bajas velocidades y densidades asociadas a esa estructura indican un proceso de reciclaje de corteza continental, aunque el mecanismo tectónico de este proceso esta todavía en debate. Se han propuestos modelos del *convective removal* de litosfera en la cuenca del Alborán (Platt & Vissers, 1989, Calvert et al., 2000), un proceso regional de delaminación (Docherty & Banda, 1995, Seber et al., 1996, Buforn et al., 1997, Mezcua & Rueda, 1997) o un proceso de subducción (p.ej. Zeck, 1996, Lonergan & White, 1997, Morales et al., 1999, Gutscher et al., 2002).

En este estudio se han podido obtener tres soluciones del tensor momento para terremotos de profundidad intermedia bajo el Mar de Alborán (de 70 km a 100 km, con magnitud momento M_w entre 4.0 y 4.3). Estos tres mecanismos muestran un plano nodal aproximadamente vertical y otro aproximadamente horizontal (fig.5.17). Esa tendencia hacia un par de planos con alto y bajo buzamiento coincide con resultados de la inversión momento a partir de ondas P para cuatro eventos entre 1987 y 1992 (Buforn & Coca, 2002), y además con una fracción grande de los mecanismos elaborados con polaridades del primer pulso o modelización de las primeras llegadas (Buforn et al., 1997, Serrano, 1999, Morales et al., 1999), aunque estos mecanismos

muestran una variabilidad mas grande que las soluciones del tensor. Mientras los valores del *dip* son una característica persistente de los mecanismos, la orientación acimutal es variable. Esto complica la interpretación en términos de una geometría bi-dimensional dentro de un modelo de subducción o delaminación, con esfuerzos tectónicos uniformes en dirección del buzamiento. Posiblemente los errores de localización oscurecen una tendencia vertical o lateral de las características de los mecanismos, o bien estos eventos pequeños reflejan heterogeneidades y condiciones de esfuerzos muy locales. En total los valores similares del *dip*, combinados con una variable orientación horizontal, pueden indicar que fuerzas verticales o ascensionales predominan sobre fuerzas horizontales o tectónicas, estas últimas demasiadas pequeñas para imponer una deformación homogénea dentro del conjunto de la estructura.

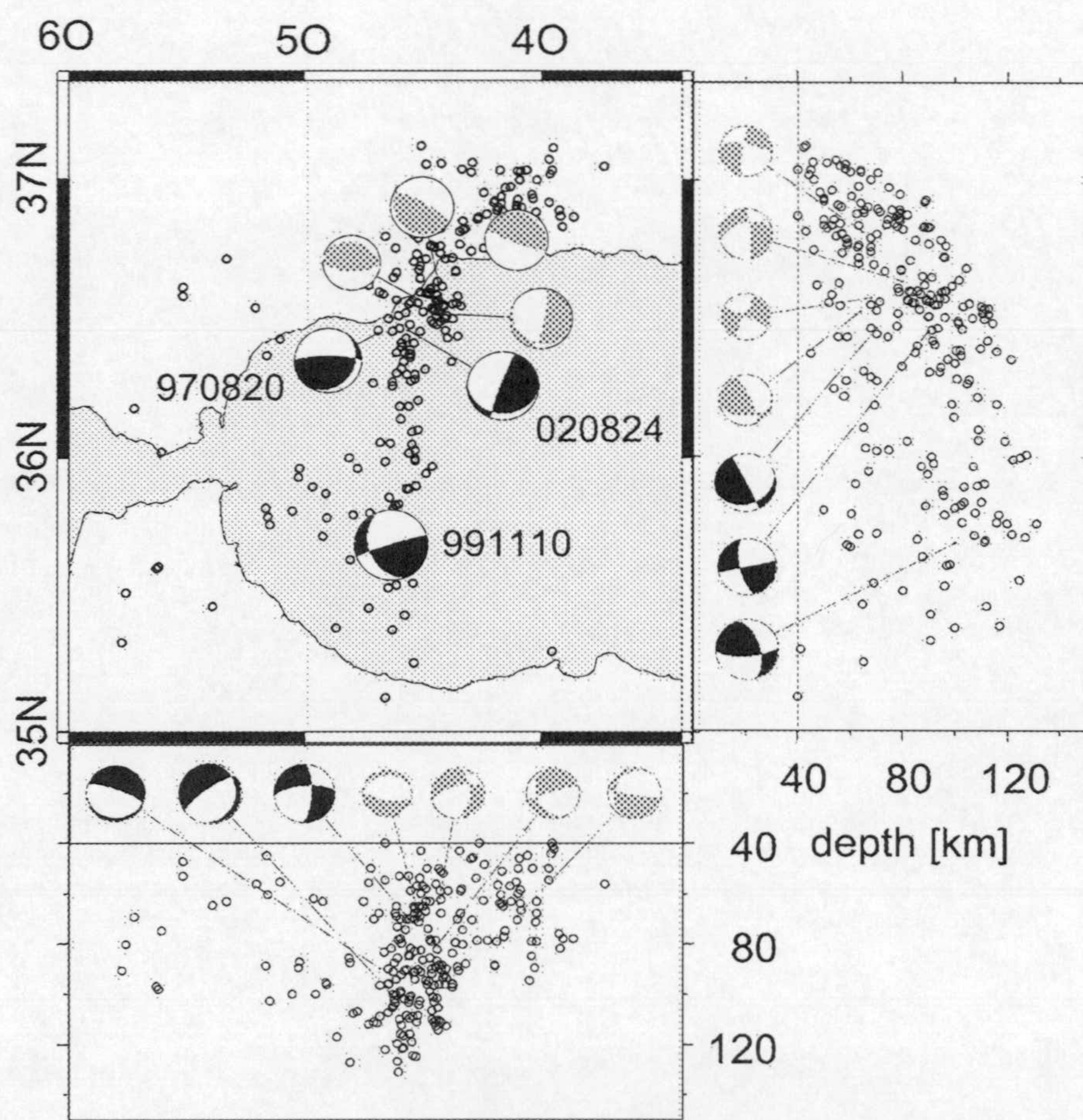


Fig. 5.17. Soluciones del tensor momento para eventos con profundidad intermedia (componente doble-par) de este trabajo (970820, 991110, 020824) en negro, y soluciones del tensor momento de Buforn & Coca (2002) en gris. Los mecanismos se representan en el mapa, y proyectado a dos secciones verticales con orientación norte-sur (derecha) y oeste-este (abajo). Los círculos en el mapa y las secciones verticales marcan hipocentros según el catalogo de la ISC.

Aunque la mayoría de los terremotos intermedios se pueden asociar a la zona de baja velocidad en el manto superior, su distribución geográfica parece estar controlada por la geometría de la zona de alta velocidad por debajo de los terremotos: Los epicentros siguen justo el contorno curvado de la superficie del slab oceánico en ~110km de profundidad (Gutscher et al., 2002, Wortel & Spakman, 2000). Esa profundidad estaría dentro del rango de procesos de inestabilidad mineralógica en la corteza oceánica subducida, asociada a la deshidratación de minerales importantes (p.ej. Tatsumi, 1989), lo cual sugiere una influencia de los fluidos generados por cambios de fase en la generación de terremotos. La deshidratación puede causar terremotos in situ, y la distribución de sismicidad en el Mar de Alborán indica que aquí la ascensión de los fluidos genera terremotos también por encima del slab. En concreto, los fluidos pueden ser atrapados en fracturas sub-horizontales e incrementar la presión de los poros hasta un nivel crítico, cuando los esfuerzos desviáticos locales causan el terremoto sobre el plano de falla casi horizontal. En este caso los planos nodales sub-horizontales serían los planos de falla preferidos de los mecanismos en el Mar de Alborán. Sin embargo la sismicidad intermedia es baja y se requieren soluciones del tensor adicionales para soportar o rechazar esta hipótesis.

6. PERSPECTIVAS: HACIA UN CATÁLOGO MÁS COMPLETO

6.1. INVERSIÓN DE FUTUROS TERREMOTOS

El amplio catálogo elaborado en este trabajo demuestra la utilidad del método rutinario para caracterizar la fuente de terremotos individuales así como para estimar las propiedades de la deformación tectónica de la zona. Por otra parte el catálogo demuestra que el campo de deformación es heterogéneo a escala local y que varias estructuras sismogénicas no responden de forma directa a las características promedio de la deformación regional. Ambos puntos motivan una continua aplicación del método rutinario a la sismicidad regional, con el fin de aumentar el número de soluciones del tensor momento incluidos en el catálogo. Así se podrán cubrir mejor algunas zonas de baja actividad sísmica y conocer más detalles del campo de deformación, y también revelar las características cinemáticas para un mayor número de estructuras sismogénicas individuales, de especial importancia en estudios locales de tectónica y peligrosidad sísmica.

En promedio, durante la última década, en la región ibero-magrebí ocurrieron ~35 terremotos anuales que están por encima de los umbrales de magnitud elegidos actualmente (4.0 en Argelia y 3.5 en el resto de la región). Manteniendo la técnica actual que proporciona una cuota de éxito de la inversión del tensor momento de cerca del 50% para la última etapa (apartado 5.1), eso corresponde a aproximadamente 15 soluciones nuevas cada año y ofrece la perspectiva de duplicar el catálogo de soluciones en el año 2008. Con la continuación del proyecto de inversión rutinario del tensor momento, se incluirá la gran mayoría de eventos con $M_w \geq 4.0$ en la Península Ibérica y probablemente la totalidad de eventos con $M_w \geq 5.0$ en toda la región ibero-magrebí. Las modificaciones del método pueden ir dirigidas a incluir un mayor número de eventos pequeños ($M_w < 4.0$), y a ajustar las sismogramas con más precisión y obtener así soluciones mejor resueltas y más fiables. En ambos casos es necesario mejorar la corrección de los efectos de propagación.

A escala regional, los modelos de capas planas no pueden representar por completo las propiedades estructurales de la litosfera. Estrictamente la propagación de las ondas sísmicas entre distintos dominios geotectónicos requiere una modelización en dos o tres dimensiones. Por ahora no existen modelos litosféricos suficientemente precisos para gran parte de la zona, y la estructura completa se debe extrapolar de perfiles sísmicos y tomografías sísmicas disponibles (ver apartado 4.3). La reciente instalación de un gran número de estaciones de banda ancha permite la colección de datos adecuados para estudios relacionados con la mejor definición de las propiedades elásticas del medio, tales como funciones receptoras o dispersión de ondas superficiales (ver p.ej. Ammon et al., 1990, Julià et al., 2000), que pueden contribuir a un mejor conocimiento de la estructura en la región. Las localizaciones de los instrumentos de banda ancha son los puntos de referencia para estos estudios, que supuestamente permitirán un modelado más adecuado para periodos entre 10 s y 20s.

Simultáneamente la distribución más densa de estaciones aumenta la probabilidad de obtener registros con contribución del campo cercano y ofrece la posibilidad de evaluar esta información para la inversión. El cálculo de funciones de Green para la base de datos (apartado 4.3) no incluyó los términos del campo cercano (Randall, 1994), y por ahora las trazas con componentes de campo cercano relevantes se omiten en la inversión rutinaria. El campo cercano tiene un aspecto en los sismogramas de desplazamiento en forma de discontinuidades asociadas a las llegadas P y S y una rampa entre esas llegadas⁹ (Wu & Ben-Menahem, 1985, Pujol & Herrmann, 1990, Aki & Richards, 2002). Un ajuste al campo cercano puede ayudar a afinar soluciones del tensor momento (Singh et al., 2000, Legrand et al., 2000). Para poder evaluar la calidad de los ajustes a las ondas P, S y la rampa del campo cercano en sismogramas a corta distancia (< 50 km) de la fuente, es adecuado el modelado de periodos mas cortos que el tiempo de

⁹ La aspecto de la componente de campo cercano en los registros se puede expresar de forma analítica y relativamente simple para la propagación de ondas sísmicas en un medio homogéneo, isotrópico y elástico. El tensor de Green del desplazamiento G_{ij} es (Aki & Richards; 2002):

$$G_{ij}(r,t) = \frac{1}{4\pi\rho} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \frac{1}{r^3} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \cdot \delta(t-\tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} (\gamma_i\gamma_j) \frac{1}{r} \delta(t - \frac{r}{\alpha}) - \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \frac{1}{r} \delta(t - \frac{r}{\beta}), \quad (35)$$

donde ρ es la densidad del medio, $v_p=\alpha$ y $v_s=\beta$ son las velocidades de las ondas P y S respectivamente y γ_i ($\gamma_i=x_i/r$) son los cosenos directores. Los términos dos y tres de la ecuación predicen la existencia de ondas P y S en el campo lejano, y el primer término la contribución de campo cercano que es efectiva para distancias pequeñas y tiempos entre r/α (llegada de la onda P) y r/β (llegada de la onda S) y responsable de discontinuidades en el desplazamiento coincidiendo con las llegadas de las ondas internas, así como de una rampa con tendencia lineal entre estas llegadas ($r/\alpha < t < r/\beta$).

diferencia entre las llegadas P y S (< 5 s), lo cual limita el análisis a zonas con buen conocimiento de la estructura local.

Como ejemplo para la inversión del tensor momento incluyendo el campo cercano se eligió el terremoto de Jayena, Granada, del 18 de Noviembre de 1998 (981118, tabla 5.1). Hasta la fecha, éste es el único evento de la región con magnitud superior a 4 ($M_w = 4.1$) que se ha registrado en un mínimo de dos estaciones de banda ancha a distancias locales (menor de 50 km, con SELV a 28 km y EQUÉ a 39 km). Se completan los datos con registros de un acelerógrafo del Instituto Andaluz de Geofísica a una distancia epicentral de 10 km (estación PHE, instrumento Terra Technology 3602A con resolución de 16 bit). Para el cálculo de funciones de Green se utiliza un código informático basado en el método de números de onda discretos¹⁰ (Bouchon, 1981), generando sismogramas sintéticos completos con componente de campo cercano para modelos de capas planas (Coutant, 1990, Coutant, 1994). Se utilizan modelos distintos para cada estación, que en profundidad son equivalentes al modelo *b* (entornos alpinos, capítulo 4.3) e incluyen una aproximación 1D a la geometría y el relleno de la cuenca de Granada (Morales et al., 1990) en las capas superficiales (tabla 6.1). Los modelos toman en consideración la geología superficial en el lugar de la estación, y el grosor promedio de las capas a lo largo de los caminos entre evento y estación. El modelado de periodos cortos requiere una alta precisión entre las fases de sismogramas sintéticos y observados y por tanto una localización epicentral precisa. El epicentro del evento está dentro de la red local del IAG y se utiliza la localización epicentral del boletín.

¹⁰ El método es similar al algoritmo de propagación de matrices utilizado para el cálculo de la base de funciones de Green (Randall, 1994). Los modelos de tierra se parametrizan usando capas planas con parámetros constantes, y se evalúa la matriz de reflectividad del medio para una onda monocromática, e incidente bajo un determinado ángulo. El algoritmo de Bouchon, sin embargo, emplaza la integración en lentitud *p* (ec. 22) por una sumación de números de onda horizontales discretos. Eso es posible debido a la sustitución de la fuente sísmica original por un array circular y periódico de fuentes idénticas. La interferencia de las fuentes periódicas restringe la radiación de ondas a órdenes discretos en el espectro de números de onda horizontales (o equivalente ángulos de incidencia), y permite obtener la solución completa (incluyendo las contribuciones estáticas y dinámicas) de una sumación de las soluciones para determinados números de onda horizontales. Finalmente, en la transformación al dominio de tiempo se separa la contribución de la fuente sísmica original de la respuesta a la distribución periódica de fuentes (Bouchon, 2003).

Tabla 6.1. Modelos de propagación para los caminos entre el epicentro del terremoto 981118 y las estaciones PHE, SELV y EQUÉ. A partir de la capa 4 en el modelo PHE y la capa 5 en los modelos SELV y EQUÉ, los modelos coinciden con modelo b en tabla 4.2.

Δz	v_p	v_s	ρ	Q_p	Q_s
Evento 981118, estación PHE, 10km					
0.5	4.80	2.75	2.40	250	150
2.5	5.20	3.00	2.50	250	150
10	6.00	3.47	2.75	350	200
12	6.40	3.68	2.85	350	200
11	6.80	3.91	2.90	350	200
40	8.10	4.60	3.30	350	200
100	8.10	4.40	3.35	150	80
200	8.20	4.70	3.40	350	200

Δz	v_p	v_s	ρ	Q_p	Q_s
Evento 981118, estación SELV, 28km					
0.4	3.00	1.40	2.30	150	100
3	4.00	2.30	2.40	250	150
2	5.00	2.90	2.50	250	150
10	5.90	3.40	2.75	350	200
...					
Evento 981118, estación EQUÉ, 39km					
0.1	3.25	1.70	2.30	150	100
2	4.00	2.30	2.40	250	150
3	5.00	2.90	2.50	250	150
10	5.90	3.40	2.75	350	200
...					

Las amplitudes relativas entre los términos de campo cercano y campo lejano dependen de la duración de la función fuente (Wu & Ben-Menahem, 1985). De acuerdo con la duración del pulso SH en la estación PHE, se eligió una función triangular de duración total de 0.4 s, que se convolucionó con las funciones de Green. Se discuten los resultados de la inversión con dos filtrados alternativos, el primero con un paso-baja de 2 Hz para la estación PHE y 1 Hz para SELV y EQUÉ, y el segundo con un paso-baja de 0.5 Hz para todas las estaciones. Para ambas bandas de frecuencias, las inversiones ajustan adecuadamente los simogramas observados, incluyendo forma, polaridad y amplitud de la rampa del campo cercano en todas las trazas. Las dos soluciones son similares entre sí (planos nodales de *strike/dip/rake* de 123°/ 72°/ -56° y 237°/ 38°/ 210°, 20% CLVD para la inversión hasta frecuencias de 1 Hz/ 2 Hz, y 123°/ 70°/ -61° y 244°/ 34°/ 217°, 35% CLVD para la inversión hasta frecuencias de 0.5 Hz) y similares al resultado de la inversión rutinaria de datos regionales (planos nodales de 134°/ 66°/ -63° y 263°/ 35°/ 225°, 19% CLVD). Las mejores soluciones de la inversión local se obtuvieron para una profundidad de 12 km, comparado con 8 km en la inversión regional rutinaria, y 14 km según la localización del boletín. La magnitud momento de las inversiones con campo cercano es de $M_w = 4.2$, comparada con $M_w = 4.1$ en la inversión rutinaria. Para el terremoto 981118, el resultado de la inversión local con campo cercano confirma el resultado de la inversión regional, que se consideró menos fiable inicialmente (calidad *c* por una ambigüedad de la solución revelada por el *grid-search*). La consistencia de los mecanismos indica la viabilidad de la inversión de registros locales en zonas con relativamente buen conocimiento de la estructura cortical. Esto ofrece la perspectiva de incluir estos registros en el análisis del tensor momento y aumentar así la resolución del mecanismo y de la localización.

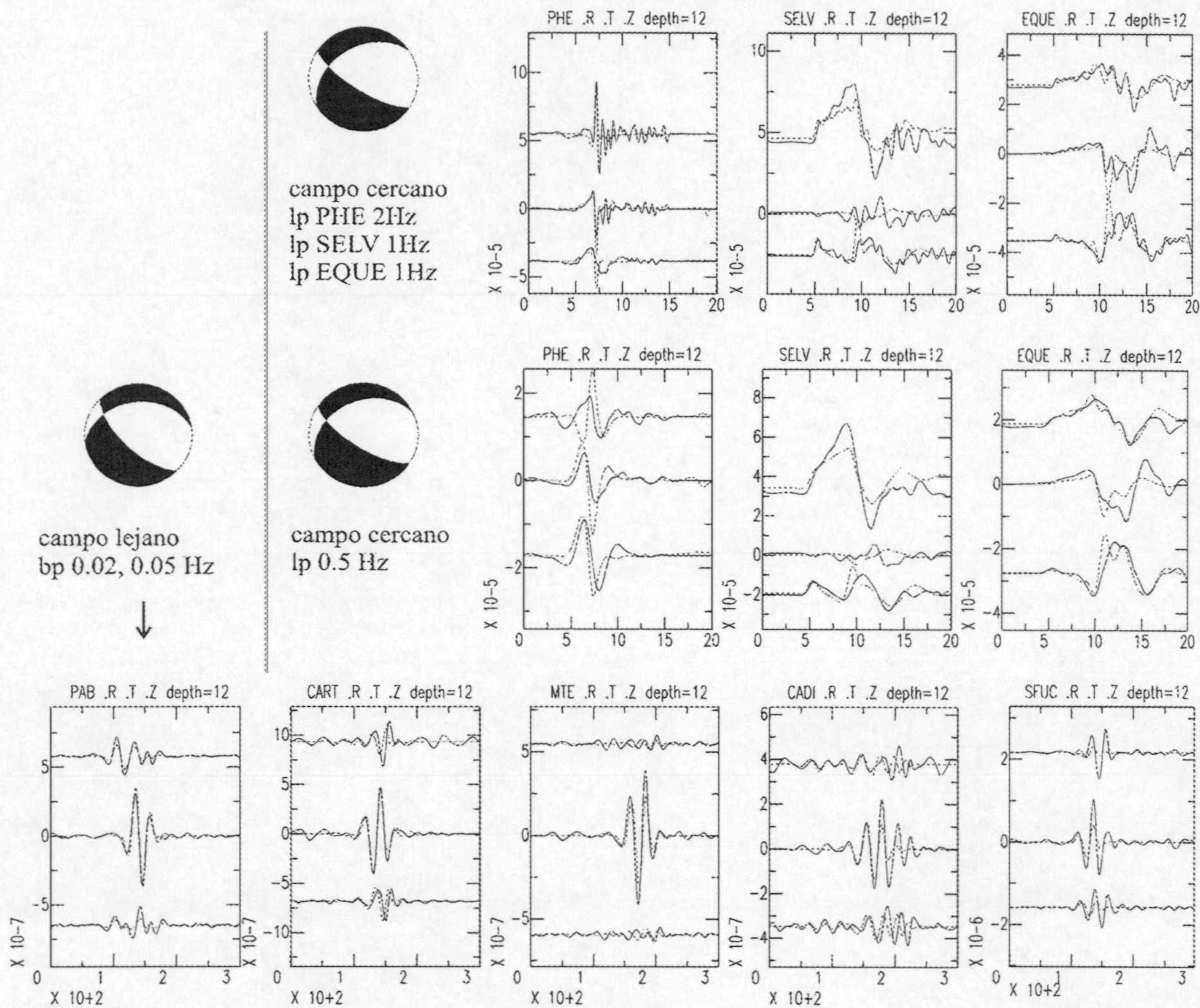


Fig. 6.1. Comparación entre las inversiones de registros locales con modelado del campo cercano y la inversión regional para el evento 981118 (Jayena, Granada). Los desplazamientos observados están dibujados en negro, y las predicciones sintéticas en gris. Las trazas son las componentes radiales, transversales y verticales de arriba a abajo. Las ventanas dibujadas tienen una duración de 20s para las inversiones del campo cercano y 300s para la inversión regional. Las inversiones del campo cercano (arriba para frecuencias hasta 1Hz/ 2Hz, centro para frecuencias hasta 0.5Hz) conducen a un resultado muy similar a la inversión regional de rutina, y predicen adecuadamente las formas de onda incluyendo la contribución del campo cercano, que se manifiesta como rampa entre las llegadas P y S en los registros de las estaciones PHE, SELV y EQUE.

6.2. INVERSIÓN DEL TENSOR MOMENTO DE EVENTOS HISTÓRICOS: ADRA 1910

El incremento del catálogo de soluciones del tensor momento no depende exclusivamente de la futura actividad sísmica en la región. La época instrumental de la sismología empezó hace poco más de 100 años en Europa, y sólo en los últimos 25 años se computaron soluciones del tensor momento de forma rutinaria para los eventos moderados a grandes (Dziewonski & Woodhouse, 1983). Al comienzo del siglo XX, la instrumentación sismológica consistía típicamente en sensores mecánicos de dos componentes horizontales, con periodo propio intermedio (~10s) y registro continuo del desplazamiento mediante una pluma sobre papel ahumado. En la primera década del siglo, un número de observatorios comienzan a instalar instrumentación y registrar terremotos en Europa, formando una primera red sísmica regional. Esta red aún no era lo suficientemente densa, ni los instrumentos lo suficientemente sofisticados, como para registrar con buena resolución los terremotos de magnitud pequeña, pero se conservan registros de buena calidad para un gran número de los terremotos intermedios y grandes del siglo XX (Samardjieva et al., 1997, Battló & Bormann, 2000). Los terremotos grandes son responsables de la mayor parte de la liberación de momento sísmico y por lo tanto son de mayor interés para cuestiones de sismotectónica y peligrosidad sísmica. Elaborar un catálogo de tensores momento históricos ofrece la oportunidad de cubrir una época relativamente larga, y así caracterizar mejor las propiedades promedio de los campos de deformación y esfuerzos litosféricos, con la perspectiva de estimar tasas de deformación (Jackson & McKenzie, 1988, Ekström & England, 1989, Pondrelli et al., 1995).

El 16 de Junio de 1910 la zona de Adra, Almería, fue afectada por un terremoto con una magnitud estimada de $m_b = 6.3$ (Karnik, 1969) y $M_s = 6.1$ (Gutenberg & Richter, 1954), que aún a día de hoy permanece como el mayor terremoto superficial ocurrido en España durante la época instrumental. El terremoto principal ocurrió a las 4:16 UTC, causando daños con intensidad máxima macrosísmica $I_0 = VIII$ MSK en la zona de Adra (Sanchez Navarro-Neumann, 1911, Vidal, 1986). Las observaciones macrosísmicas e instrumentales indican un epicentro en el mar de Alborán. Basándose en las lecturas disponibles de fases P y S, se estimaron varias localizaciones epicentrales: $36.5^\circ N, 4^\circ O$ (Gutenberg & Richter, 1954), $36.7^\circ N, 3.1^\circ O$ (Karnik, 1969) y $36.58^\circ N, 3.08^\circ O$ (Vidal,

1986). Esta última, a 15 km de Adra, se utiliza para los cálculos en este trabajo. La solución en 36.5°N , 4°O (Gutenberg & Richter, 1954) no es compatible con las observaciones macrosísmicas. Una réplica grande, de magnitud $m_b = 5.5$, ocurrió a las 16:27 UTC (Karnik, 1969), causando daños de intensidad $I_0 = \text{VII}$, que afectaron mayormente a las estructuras previamente dañadas por el terremoto principal (Sanchez Navarro-Neumann, 1911, Vidal, 1986).

Registros históricos

El terremoto fue registrado en cinco estaciones españolas y en numerosos observatorios europeos. En este trabajo se analizan las formas de onda que se conservan de seis sismógrafos mecánicos en España, Holanda e Italia, así como los registros de la réplica en cuatro sismógrafos (fig. 6.2). Para esta época, obtener sismogramas digitales fiables a partir de los registros originales no es una tarea fácil (Dineva et al., 2002; Batlló et al., 1997). La restauración de los datos, del registro antiguo al desplazamiento digital, se hace en cinco pasos: (a) Escanear el registro como imagen de escala de grises con una resolución de 600 o 1200 dpi. (b) Digitalizar el imagen del sismograma. (c) Corrección de la curvatura en el trayecto de la pluma, y velocidad no-uniforme de la banda (Grabrovec & Allegretti, 1994, y Samardjieva et al., 1998). (d) Interpolación hacia un muestreo constante (10 muestras por segundo). (e) Corregir la respuesta instrumental: Los instrumentos de la época eran sensores puramente mecánicos que se caracterizan por su amplificación, periodo propio y amortiguamiento (tabla 6.2). Los parámetros se extrajeron de los boletines contemporáneos, se comprobaron para los instrumentos originales de TOL y EBR (Batlló, comunicación personal) y se transformaron a respuestas instrumentales en formato de polos y ceros (Batlló & Bormann, 2000). En cada estación, las dos componentes independientes se alinearon mediante las marcas de tiempo correspondientes o las primeras llegadas de los registros originales, y se rotaron a componentes radiales y transversales (ver capítulo 4.2).

Los instrumentos de la época no garantizan los altos estándares de calidad que exige la inversión del tensor momento, y se examinan los registros para revelar posible distorsiones en las trazas. Además los periodos propios de los sensores (tabla 6.2) son más cortos que para instrumentos modernos de banda ancha, y la sensibilidad de los instrumentos disminuye rápidamente para la banda de periodos que se utiliza en la inversión (20 s a 50 s). Para el terremoto principal de Adra la calidad de las formas de onda es alta para los registros de TOL, EBR y del instrumento Wiechert en DBN, salvo que las ondas superficiales muestran efectos de resonancia en EBR y varias discontinuidades en DBN, por lo cual no se pueden utilizar las trazas completas. Las trazas se cortaron antes de que las distorsiones aparezcan. El registro del instrumento Bosch-Omori en DBN está distorsionado gravemente y no se utiliza para la inversión. FIR y PDI muestran deficiencias en la calidad y resolución de la señal.

Tabla 6.2. Características instrumentales (periodo propio T_0 , amortiguamiento y amplificación), las correspondientes funciones de transferencia en notación de polos y ceros (todas las funciones de transferencia incluyen dos ceros en el origen para obtener desplazamiento) y geometría de registro (distancia r y acimut de la estación, relativo al epicentro de Vidal (1986) para los sismógrafos históricos seleccionados.

	Instrumento	componentes	T_0 (s)	amort	amp	polos	r , km	acimut
TOL	Bosch-Omori	S-N E-O	17.0	0.4 0.3	13.1 15.6	$-0.148 \pm i0.339$ $-0.111 \pm i0.353$	375	347.4°
EBR	Grablovitz	NE-SO/ SE-NO	13.0	0.4	8	$-0.193 \pm i0.443$	564	32.2°
FIR	Stiattesi	NO-SE/ NE-SO	18.0	0.3	25	$-0.105 \pm i0.333$	1456	52.3°
PDI	Grablovitz	N-S (S-N?) E-O (O-E?)	10.3 14.3	0.3	8	$-0.183 \pm i0.582$ $-0.132 \pm i0.419$	1545	67.5°
DBN	Bosch-Omori	N-S/ E-O	18.0	0.4	20	$-0.140 \pm i0.320$	1843	18.1°
DBN	Wiechert	N-S E-W	6.0	0.45	180 160	$-0.471 \pm i0.935$	1843	18.1°

Inversión del tensor momento

Comparado con el procedimiento de la inversión rutinaria descrito en el capítulo 4, magnitud grande del terremoto principal exige una atención especial. La fuente del terremoto se debe tratar como finita. La función temporal de la fuente se estimó utilizando los registros de la réplica como funciones de Green empíricas (ver la sección siguiente). Esta función fuente se convoluciona con las funciones de Green anterior a la inversión. Según las características de los datos (ver la sección anterior), la inversión se basa en los registros de TOL, EBR y el DBN Wiechert. FIR y PDI tienen peso cero para la inversión, pero se calculan las correspondientes predicciones sintéticas para confirmar una compatibilidad básica con las amplitudes observadas. Para modelar los registros en TOL, EBR y DBN con propagación aproximadamente continental, se utilizó el modelo hercínico c (apartado 4.2), mientras que para los registros italianos FIR y PDI se usó el modelo oceánico α .

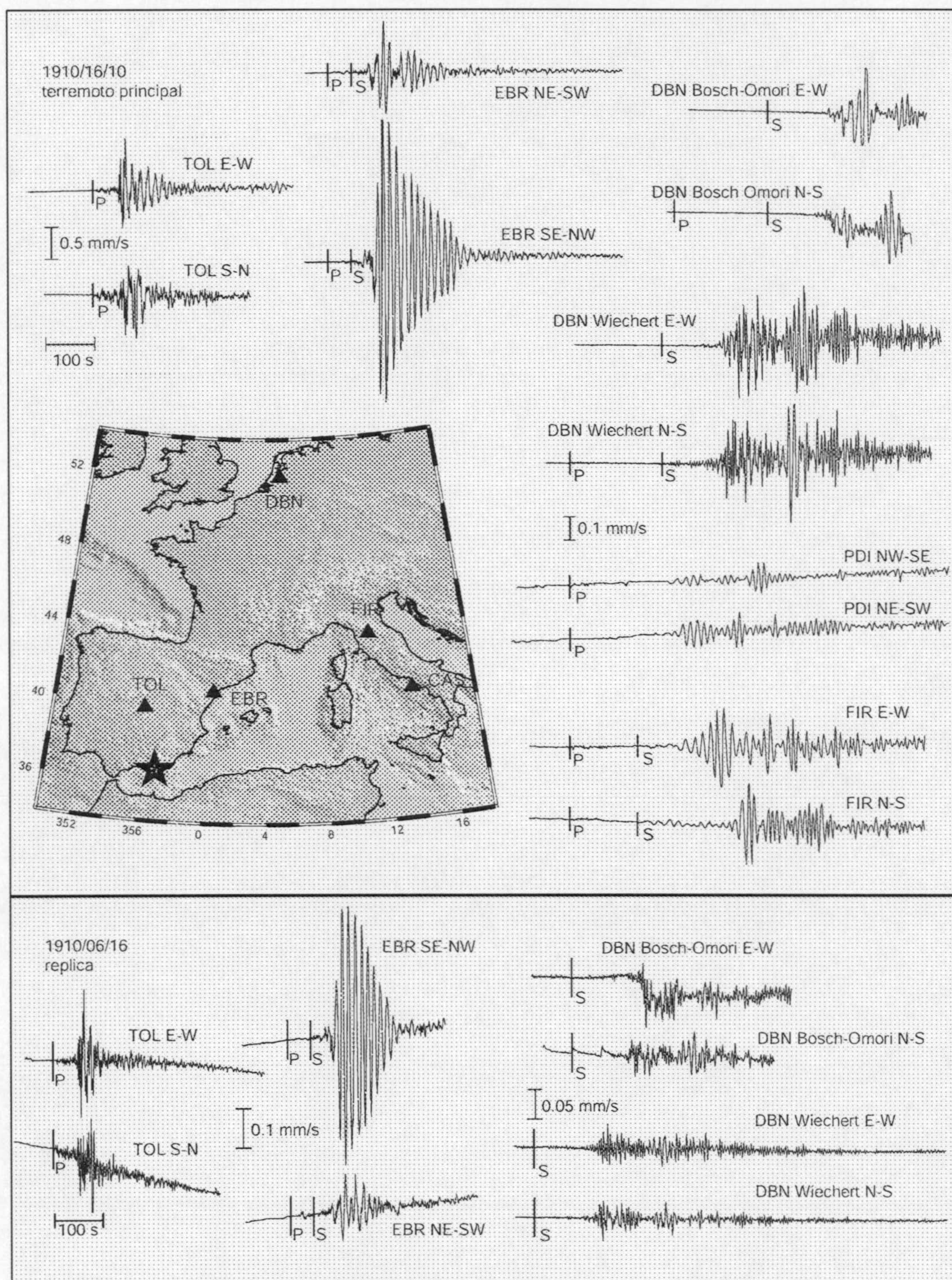


Fig. 6.2. Registros históricos del terremoto principal de Adra (1910) y su réplica mayor en instrumentos de tipo Bosch-Omori en Toledo (TOL), España, tipo Grablovitz en el Observatorio del Ebro (EBR), España, y Observatorio de Porto d'Ischia (PDI), Italia, tipo Stiattesi en el Observatorio 'Collegio alla Querce' (FIR), Italia, y de ambos tipo Wiechert y Bosch-Omori en el observatorio de De Bilt (DBN), Holanda. Las trazas están corregidas por curvatura y amplificación.

La mejor solución obtenida corresponde a un mecanismo casi puramente doble-par (clvd de 9%), con componentes normales y de salto en dirección (planos nodales $122^\circ/80^\circ/-137^\circ$ y $23^\circ/48^\circ/-13^\circ$). El momento sísmico es $M_0 = 1.50 \cdot 10^{18}$ Nm ($M_W = 6.1$). Los ajustes son buenos en TOL, EBR y DBN (figura 6.3) y básicamente consistente con las amplitudes en las estaciones italianas FIR y PDI. El ajuste y el mecanismo no varían significativamente entre 12 y 22 km de profundidad, indicando que la resolución en profundidad es baja, pero el mecanismo es estable. Dentro de esta banda, se prefiere la profundidad más superficial, de acuerdo con el espesor de la capa sísmogénica indicado por la distribución de hipocentros en la zona (profundidades entre 0 y 12 km, Stich et al., 2001). El resultado de la inversión está confirmado por el *grid-search* (fig. 6.4), que da un mínimo global similar e indica una resolución buena del mecanismo, especialmente para los valores del *strike*, así como el 80° -buzamiento del plano $N120^\circ E$ ($\pm 10^\circ$). El buzamiento del otro plano, y por tanto también los valores del *rake*, tienen más ambigüedad. Ante la geometría de registro poco favorable para el terremoto de Adra, donde las estaciones que contribuyen a la solución solo ofrecen una cobertura de 45° en acimut, esto se considera una resolución sorprendentemente buena. La resolución del mecanismo se puede atribuir a la geometría del plano nodal $N120^\circ E$, que se prolonga entre las dos estaciones de alta calidad TOL y EBR.

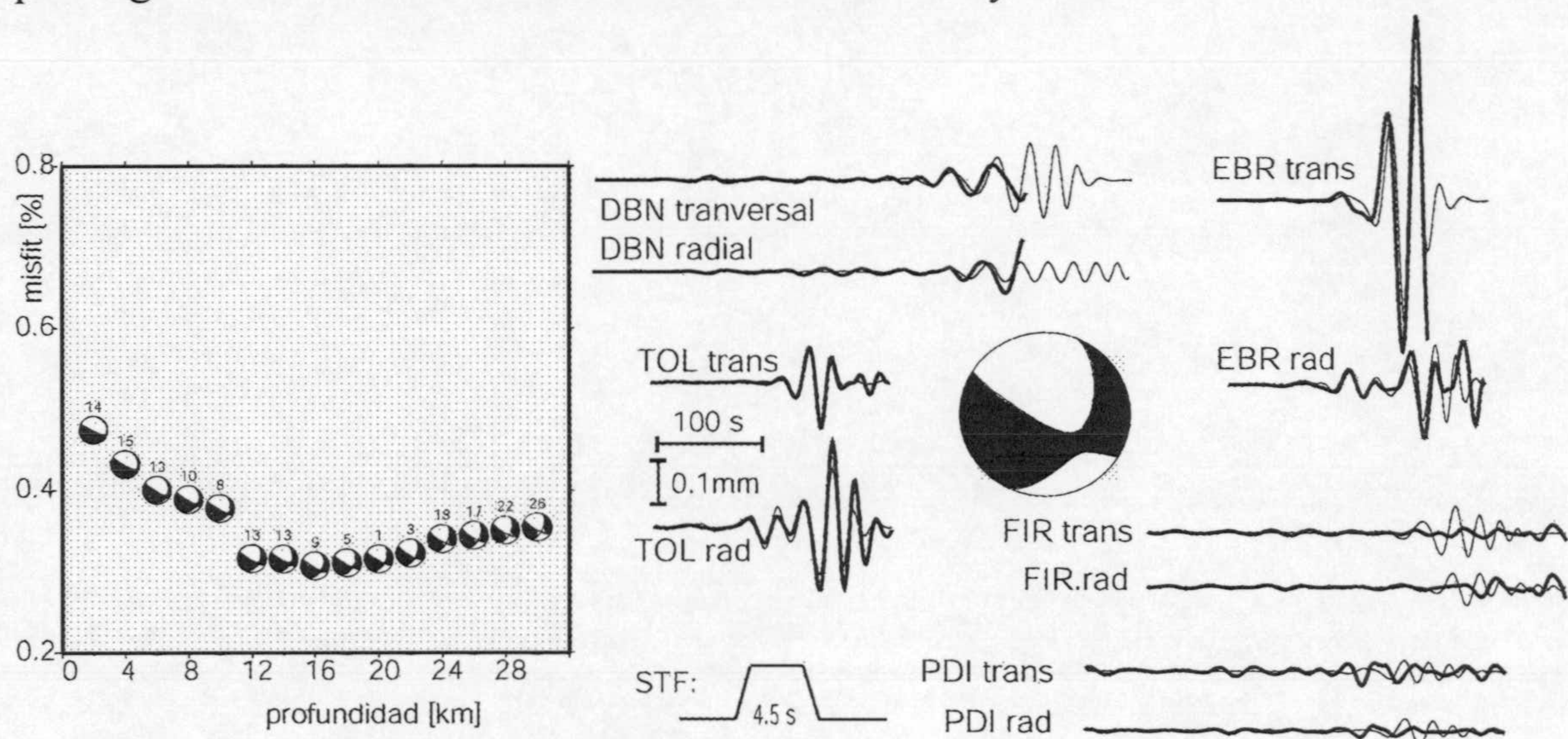


Fig. 6.3. Solución del tensor momento para el terremoto principal de Adra en proyección del hemisferio inferior, indicando fallamiento de salto en dirección oblicuo. Según el diagrama de la dependencia del ajuste, mecanismo y porcentaje de CLVD de la profundidad, la solución es estable entre 12 km y 22 km de profundidad. Los ajustes se muestran superponiendo el desplazamiento observado (líneas gruesas) y las predicciones sintéticas (líneas finas). Los sismogramas se cortaron antes de fallos instrumentales (DBN) o efectos de resonancia (EBR). La función fuente normalizada de forma trapezoidal y duración de 4.5 s que se convolucionó con las funciones de Green esta dibujada abajo.

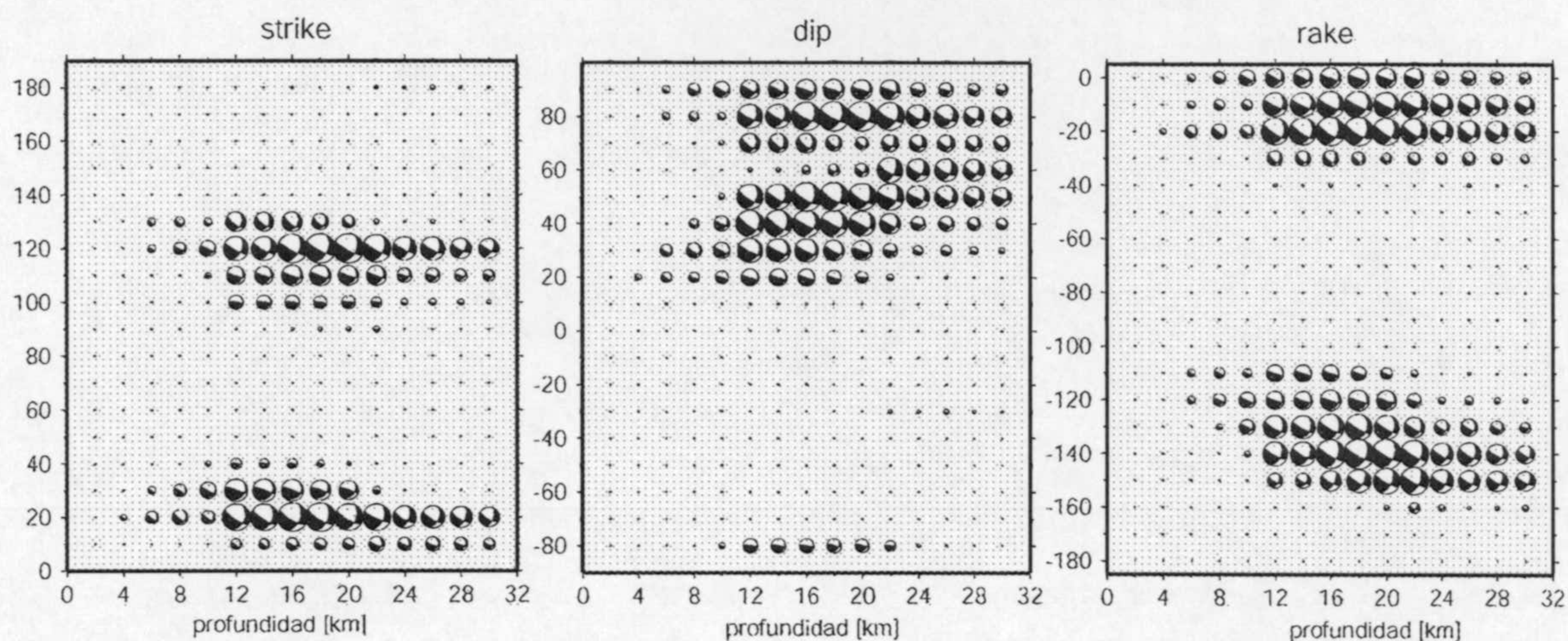


Fig. 6.4. Mejor modelado doble-par para cada profundidad vs. strike, dip y rake según el grid-search. Presentación como fig. 4.4. Esta prueba de resolución indica resoluciones buenas para ambos valores del strike así como para el dip de $80^\circ (\pm 10^\circ)$. Valores positivos del rake no se muestran en la figura, porque solo se observan para planos nodales verticales donde el signo del rake es ambiguo. Para planos no-verticales, la prueba de resolución excluye una componente inversa.

Deconvolución de la función fuente

Las formas de onda de la réplica se conservan para TOL, EBR y los dos instrumentos Bosch-Omori y Wiechert en DBN. Sin embargo, la calidad de los registros no permite la inversión del tensor momento. Los registros de EBR y DBN no resuelven con suficiente calidad la señal, debido a la baja amplificación y la gran distancia epicentral respectivamente. En TOL, el registro de la componente norte tiene discontinuidades y no puede ser corregido apropiadamente.

Para periodos cortos las formas de onda de la réplica son muy parecidas al terremoto principal, indicando que la radiación de la fuente y los efectos de propagación son esencialmente idénticos para ambos eventos. Este hecho posibilita el utilizar la réplica como función de Green empírica (Hartzell, 1978, Hutchings & Wu, 1990) con el fin de estimar la función temporal de la fuente del terremoto principal e introducir esta información en la inversión¹¹. La deconvolución se calculó mediante una técnica

¹¹ Mientras para la réplica del terremoto de Adra 1910 (y en la inversión rutinaria) se asumen fuentes puntuales y funciones de fuente en forma de un pulso $\delta(t)$:

$$u_{i,R}(x,t) = G_{ij,R}(x,t) \cdot M_{jk,R}, \quad (36)$$

iterativa en el dominio de tiempo, que consiste en ir sumando pulsos gaussianos a la función deconvolucionada hasta que el ajuste entre el sismograma del terremoto principal y el sismograma deconvolucionado converja (Ligorria & Ammon, 1999, Kikuchi & Kanamori, 1982). La anchura del pulso gaussiano se eligió en 2 s, que corresponde a un filtro paso-baja de aproximadamente 1 Hz y que ayuda a suavizar los efectos del ruido o de una ruptura potencialmente no-uniforme de la réplica. Se calcularon deconvoluciones para ambas componentes en la estación EBR y la componente este-oeste de TOL, para varias ventanas temporales (ondas internas, ondas superficiales y registro completo) y para registros originales y registros corregidos de desplazamiento. A continuación estas funciones individuales fueron “apiladas” para aumentar la calidad del resultado (fig. 6.5). Para transformar la función fuente relativa de los dos terremotos a una función absoluta para el terremoto principal, se convolucionó una función fuente genérica para la réplica (un triángulo de una duración total de 1.5 s, de acuerdo con resultados obtenidos para otros terremotos de 5.5, Singh et al., 2000). La función de la fuente del terremoto principal tiene una duración total de 4.5 s. A pesar del filtro paso-baja, se pueden identificar tres subeventos consecutivos. Las magnitudes relativas entre los subeventos varían entre las estaciones TOL y EBR. Esto puede indicar complejidad de la ruptura, o ser efecto de una propagación unilateral de la ruptura, lo que no se puede resolver con los datos disponibles.

La función fuente permite estimar parámetros adicionales de la fuente, que son el área de ruptura y la caída de esfuerzos para el terremoto principal y el momento sísmico de la réplica. El momento sísmico se deduce de la integral de la función fuente relativa, que indica la relación entre el momento sísmico del terremoto principal y el momento sísmico de la réplica (p.ej. Mori & Frankel, 1990). En este caso el área de la función fuente relativa y la relación de momentos equivalen a 8, lo que corresponde a un

para la inversión del terremoto principal se toma en consideración la forma de la función temporal de la fuente finita $ftf(t)$:

$$u_{i,P}(x,t) = (G_{ij,P}(x,t) * ftf_P(t)) \cdot M_{jk,P} \quad (37)$$

Para mecanismos similares ($M_{jk,R} \approx M_{jk,P}$) y localizaciones cercanas ($G_{ij,R} \approx G_{ij,P}$), la forma de onda de la réplica equivale a una función de Green empírica que reproduce con alta precisión los efectos de propagación para el terremoto principal, y las contribuciones del mecanismo y de la propagación se pueden eliminar mediante la combinación de las ecuaciones 36 y 37:

$$u_{i,P}(x,t) \approx u_{i,R}(x,t) * ftf_P(t) \quad (38)$$

La deconvolución de registros de la réplica de los correspondientes registros del terremoto principal da por resultado la función fuente temporal del terremoto principal. La réplica del terremoto de Adra es de magnitud intermedia que no se puede considerar como una fuente puntual. Como consecuencia la función deconvolucionada se trata como una función fuente relativa.

momento sísmico $M_0 = 1.9 \cdot 10^{17}$ Nm para la réplica, y una magnitud momento $M_W = 5.5$. La dimensión de la ruptura está relacionada con la duración de la ruptura vía la velocidad de la propagación de la ruptura, que es normalmente menor que la velocidad de cizalla del medio (se asume $v_R = 0.8 \cdot v_S = 2.7$ km/s en este trabajo, p.ej. Lay & Wallace, 1995). Asumiendo una propagación unilateral de la ruptura, eso indica una dimensión de la superficie de ruptura de 12 km para una duración de 4.5 s. Una estimación de la caída dinámica de esfuerzos $\Delta\sigma$ en la fuente del terremoto se obtiene del momento sísmico y del radio a (6 km) de la fuente (Brune, 1970):

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{a^3} \quad (39)$$

Esto indica una caída de esfuerzos de $2.9 \cdot 10^6$ N/m² (= 29 bar) para el terremoto principal de Adra, que es consistente con el valor promedio global de aproximadamente 30 bar para terremotos interplaca (Kanamori & Anderson, 1975). La ecuación 39 es válida para una fuente de ruptura circular. Las incertidumbres acerca de la propagación de la ruptura y la forma de la superficie de ruptura en este terremoto introducen un error significativo en las estimaciones de la dimensión de la ruptura y de la caída de esfuerzos.

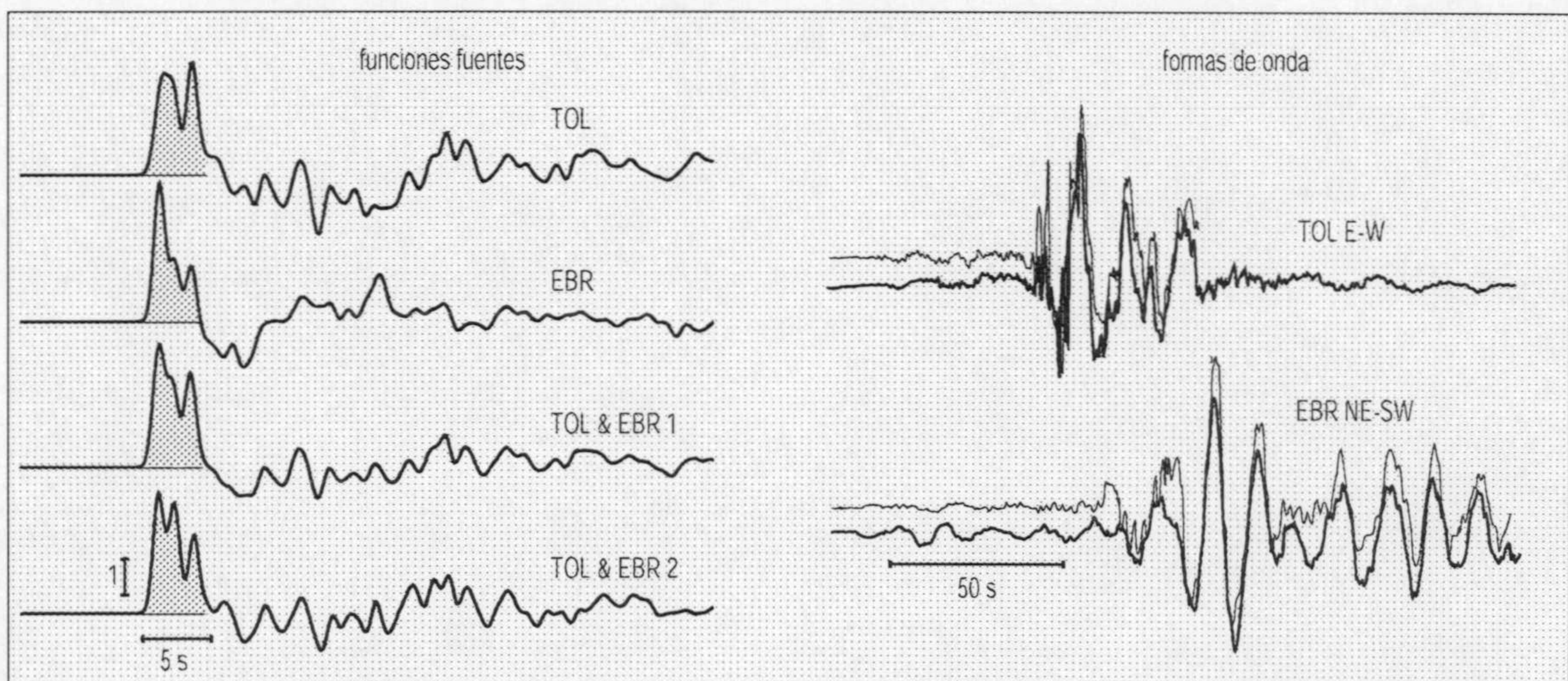


Fig. 6.5. Izquierda: Funciones fuente relativas entre el terremoto principal y la réplica mayor, obtenidas mediante la técnica de funciones de Green empíricas. Están dibujadas, desde arriba, la función fuente a base de deconvoluciones en la estación de TOL, en la estación de EBR, en ambas estaciones y en ambas estaciones con un criterio de calidad (la deconvolución reproduce mas de 80% del sismograma inicial). A la derecha se muestran los ajustes de la deconvolución (terremoto principal vs. Registro de la replica convolucionado con la función fuente relativa), confirmando la alta similitud entre las formas de onda de la réplica (líneas gruesas) y del terremoto principal (líneas finas).

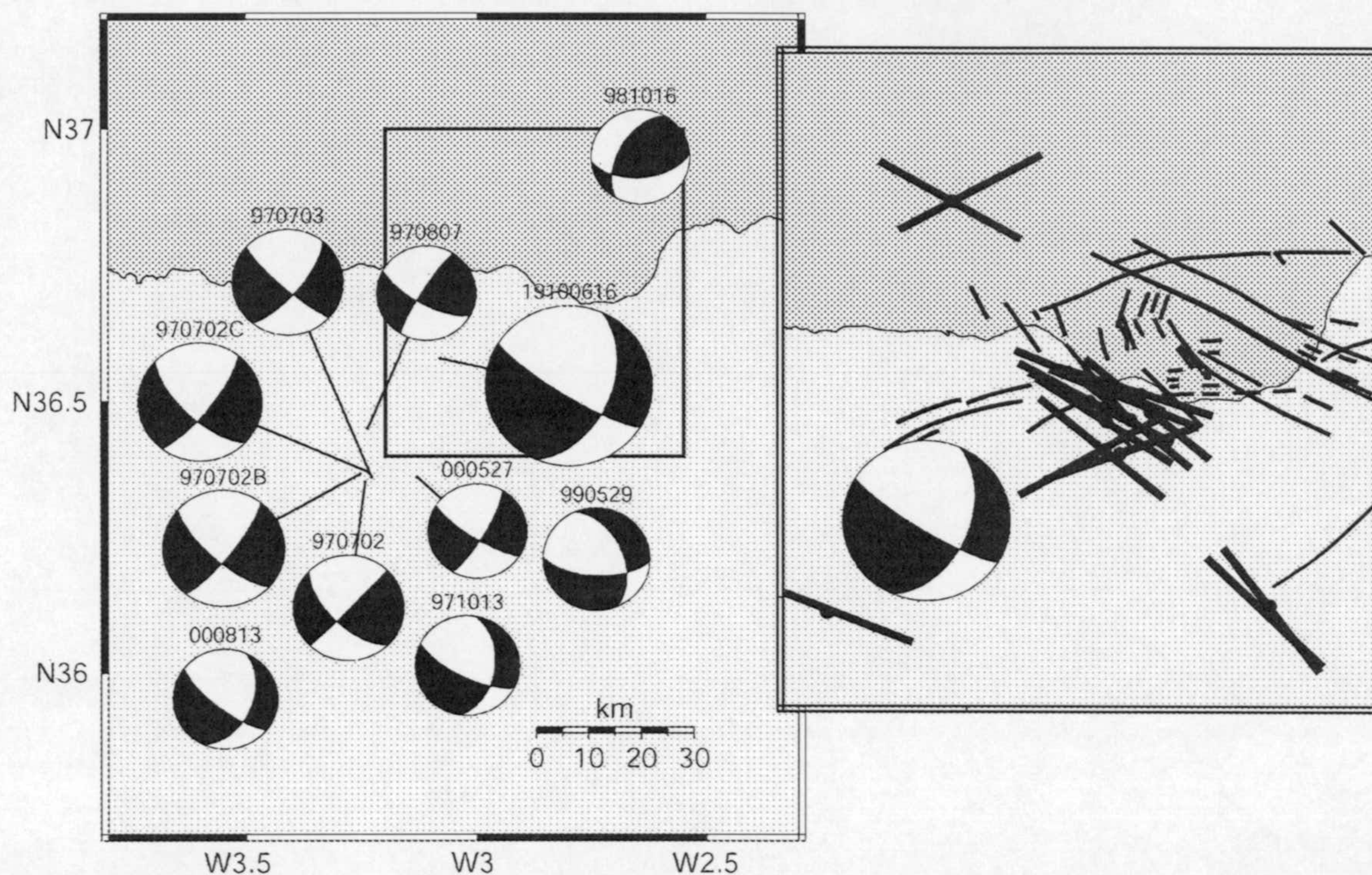


Fig. 6.6. Correlación del mecanismo del terremoto de 1910 con datos tectónicos locales. El mapa a la izquierda compara la solución del tensor con tensores momento para eventos recientes en el noreste de la cuenca del Alborán desde 1997 (M_W entre 3.6 y 4.5, tabla 5.1). El mapa de la derecha muestra la orientación de fallas neógenas (líneas finas, Rodríguez-Fernandez & Martín-Penela, 1993) y estructuras sismogénicas (líneas gruesas, a base de localizaciones relativas dentro de series sísmicas, Stich et al., 2001) en la zona epicentral. Estos datos indican que el plano $N122^\circ E$ fue el plano de falla del terremoto de 1910.

El terremoto principal de Adra 1910 fue responsable de aproximadamente el 60% de la liberación total de momento sísmico en el noreste de la cuenca del Alborán a lo largo de los últimos 100 años (International Seismological Centre, <http://www.isc.ac.uk/Bull>) y su mecanismo debería reflejar bien las propiedades promedio de la deformación cortical en la zona. El mecanismo es muy similar a las soluciones del tensor para terremotos recientes de la zona con magnitud pequeña a mediana (970702A-C, 970703, 970807, 971013, 990529, 000527, 000813, fig. 6.6) y confirma una orientación aproximadamente norte-sur ($\approx N350^\circ E$) de los ejes P en el Mar de Alborán. La deformación es similar a la deformación neotectónica tierra adentro, controlada por extensión ENE-OSO (Rodríguez-Fernandez & Martín-Penela, 1993). Según la deconvolución de la réplica, el terremoto de Adra rompió más de 10 km de falla y debe

estar relacionado con una estructura geotectónica importante. Sin embargo no es fácil asociar el terremoto de Adra a una determinada estructura, debido en parte a los posibles errores de la localización con la distribución de estaciones de la época. Para elegir un plano de falla preferido entre los dos planos nodales, se compara el mecanismo con las fallas neógenas en las proximidades de Adra y el cercano Campo de Dalías. Allí las fallas con mayor desplazamiento tienen un buzamiento alto y un *strike* entre N120°E y N130°E, mientras el otro sistema dominante de fallas entre N70°E y N90°E refleja un campo de esfuerzos del Messinense y Plioceno y tiene poca actividad reciente (Rodríguez-Fernández & Martín-Penela, 1993). La orientación de estructuras sísmicas activas en el Mar de Alborán se investigó mediante una precisa relocalización relativa dentro de series sísmicas entre los años 1993 y 1998, revelando un predominio de fallas con orientación entre N120°E y N130°E, y un sistema secundario con orientación entre N60°E y N70°E (Stich *et al.*, 2001).

Comparando estos datos geotectónicos y sismotectónicos con la solución del tensor momento, no se encuentra ningún equivalente geotectónico para el plano N23°E, pero sí evidencia para la actividad de fallas con orientación N120-130°E y buzamiento alto en la zona epicentral. Por lo tanto el plano N122°E se considera el plano de falla preferido. La excelente correlación con soluciones anteriores y datos tectónicos confirma la solución del tensor momento obtenida para el terremoto de Adra e indica la viabilidad de una investigación de la sismicidad histórica para ampliar el catálogo de tensores momento.

7. RESUMEN

Los objetivos fundamentales planteados en este trabajo han sido dos: Primero, el desarrollo de un método estable y rápido para la inversión rutinaria del tensor momento sísmico de los terremotos pequeños y medianos ocurridos en la Península Ibérica, el noroeste de África y en las áreas marinas cercanas del Mediterráneo y del océano Atlántico (capítulo 4), y, segundo, la obtención de mecanismos focales y momentos sísmicos fiables mediante la inversión, para el mayor número posible de terremotos locales y regionales ocurridas en la zona de estudio (capítulo 5). La deformación litosférica en la zona es debida a la colisión entre las placas africana y euro-asiática, y complicada por procesos simultáneos de extensión en el oeste del Mediterráneo y en el Mar de Alborán. Muchos aspectos de la estructura y de la evolución tectónica de la región están aún sometidos a debate. Con este trabajo se pretende contribuir al entendimiento de la sismotectónica de la región ibero-magrebí. En la mayor parte de la región la sismicidad tiene una distribución geográfica difusa y está dominada por terremotos de magnitud pequeña a moderada (magnitud $M_w \leq 5.5$). La deformación sísmica se extiende hasta entornos que se consideran claramente intra-placa, como son por ejemplo las zonas central y noroeste de la Península Ibérica. Ante este panorama es importante aprovechar la información que nos proporcionan los terremotos de magnitud pequeña e intermedia. En este trabajo se ha elaborado un catálogo de 84 soluciones del tensor momento hasta la fecha de redacción.

La inversión del tensor momento se basa en la posibilidad de descomponer los sismogramas observados según el teorema de representación (ec. 2). Se considera que los sismogramas contienen información sobre dos ámbitos: Primero la fuente sísmica, que se puede describir como un desequilibrio elástico-mecánico asociado con un desplazamiento espontáneo, y segundo la estructura interna de la tierra por donde se propagan las ondas elásticas, y que actúa como un filtro lineal sobre el desplazamiento sísmico. Para separar las contribuciones de la fuente y de la propagación, se utilizan los conceptos matemáticos de 'funciones de Green', una solución básica de la ecuación elástico-dinámica en el medio que representa los efectos de propagación, y del 'tensor momento sísmico', que representa el sistema de fuerzas mecánicas asociado a los procesos físicos que ocurren en la fuente (capítulo 2). El desplazamiento del suelo causado por una fuente sísmica

puntual y sin cambios de volumen depende de forma lineal de ocho funciones de Green básicas con orientaciones especiales de mecanismos doble-par, y de los cinco elementos independientes del tensor momento deviatorico (ec. 12). La inversión resuelve esta ecuación para la obtención del tensor momento, optimizando el ajuste entre las predicciones teóricas y las formas de onda observadas en el sentido de mínimos cuadrados.

Para obtener una estimación del tensor momento y profundidad de la fuente, se combina la inversión lineal de mínimos cuadrados con una búsqueda en un rango adecuado de profundidades hipocentrales. Se opta por este proceso combinado, porque la dependencia del tensor momento con la profundidad no es lineal, y pequeñas variaciones en la profundidad pueden cambiar de forma significativa las características de las funciones de Green. Se elige la mejor combinación de profundidad y mecanismo según el valor del misfit de mínimos cuadrados y el ajuste entre las predicciones teóricas y los sismogramas observados. La solución del tensor momento se descompone en la contribución de fuerzas doble-par, correspondientes a un modelo de ruptura de cizalla simple para eventos tectónicos, y la contribución de la componente CLVD, que mide la desviación de una solución doble-par pura. A continuación, la estabilidad de la solución se evalúa mediante un modelado sistemático de soluciones alternativas doble-par, explorando el espacio completo de orientaciones focales y profundidades. Este proceso revela posibles ambigüedades de la solución. Para la mayoría de los eventos se observa un predominio claro de la componente doble-par en el tensor momento, y una equivalencia entre los resultados de la inversión y el modelado sistemático, lo que indica fuentes tectónicas simples para estos eventos.

El método rutinario para la inversión del tensor momento, al igual que los demás proyectos de inversión rutinaria del tensor momento a escala global o euro-mediterránea, opta actualmente por modelar el medio con estructuras uni-dimensionales de capas planas. Esto es debido a las ventajas computacionales de esta aproximación y al conocimiento incompleto de la estructura real de la litosfera. El modelado en capas planas es una aproximación relativamente adecuada para la estructura de la litosfera, que está dominada en primer orden por la diferenciación vertical de materiales con distinta densidad. La precisión en la estimación de los efectos de propagación es clave para separar adecuadamente contribuciones del medio y de la fuente, y obtener una mejor estimación de las propiedades de la fuente sísmica. En este trabajo se utilizan tres modelos litosféricos con parámetros promedios para los entornos hercínico, alpino y marino, obtenidos a partir de los estudios sísmicos y gravimétricos regionales disponibles. Este modelado permite la corrección adecuada de los efectos de propagación para periodos superiores a 15 segundos a distancias regionales cercanas (< 300 km) y dentro de dominios tectónicos uniformes, y superiores a 20 s para prácticamente toda la región ibero-magrebí. Se restringe la inversión a estos periodos para obtener una separación adecuada de la contribución de la fuente en los sismogramas.

El análisis se ha realizado con los registros de las nuevas redes de banda ancha instaladas en la región. Esta instrumentación permite registrar adecuadamente los periodos intermedios y largos (capítulo 3). El número de estaciones de banda ancha permanentes en la región aumentó de dos a principios del 1995 a 52 estaciones en el 2003. Considerando la cobertura instrumental, se realizó el análisis para todos los eventos con magnitud $m_b \geq 4.0$ de toda la región ibero-magrebí a partir de otoño 1995, y para los eventos con magnitud $m_b \geq 3.5$ de la Península Ibérica y cercanías a partir de verano 1997. Estos criterios incluyen 248 eventos, de los cuales se pudieron obtener soluciones del tensor momento satisfactorias, en el sentido de que el tensor momento invertido ajusta adecuadamente los sismogramas observados, para 77 eventos (31%). Para la etapa más reciente, la mejora en las redes de banda ancha ha permitido obtener soluciones del tensor momento para $\sim 50\%$ de los eventos de la selección inicial. Además se analizaron los eventos regionales registrados durante el experimento temporal de banda ancha NARS (1984-1989). Para esta época se obtuvieron 7 soluciones. El catalogo completo de 84 soluciones del tensor momento significa una mejora fundamental en el conocimiento de la sismotectónica de la región ibero-magrebí. Especialmente las 71 soluciones para la Península Ibérica y los alrededores marinos inmediatos ayudan a precisar la imagen tectónica. Los proyectos rutinarios a escala global o euro-mediterránea ofrecen 23 soluciones del tensor momento hasta la fecha.

Para el norte de Argelia, se consiguieron 13 soluciones en este estudio, que concuerdan con los resultados de estudios anteriores que obtuvieron consistentemente soluciones focales características de una compresión NO-SE, de acuerdo con la dirección local de la convergencia de placas. La misma orientación de referencia se observa en el entorno intra-placa de la Península Ibérica, aunque asociado con fallamiento normal dentro de un régimen tectónico extensivo NE-SO con un intercambio de los ejes principales de la deformación. En el sur y sureste de la Península, la distribución de mecanismos es más heterogénea, pero persisten las tendencias hacia fallamiento normal y extensión aproximadamente NE-SO. En el extremo sureste de la Península los mecanismos indican una transición gradual hacia el régimen compresivo argelino, con la aparición de una componente de fallamiento inverso a partir de una línea que va desde Almería a Alicante y que coincide con una zona de cizalla mayor dentro de la corteza continental. En el Mar de Alborán y el Golfo de Cádiz, el eje de la máxima compresión horizontal muestra una rotación en el sentido de las agujas del reloj de 30° y 20° respectivamente, coincidiendo en ambos casos con cambios fundamentales de las propiedades litosféricas, como el espesor de la corteza. La relativa heterogeneidad de los mecanismos en varias zonas, por ejemplo en las Béticas, y la cobertura dispersa con soluciones del tensor en varias zonas de interés, implican que el catálogo actual aún es insuficiente para caracterizar adecuadamente varios aspectos de la deformación litosférica en la región. Esto sugiere la continuación del proyecto rutinario. Con el método y las redes sísmicas actuales se podría duplicar el catálogo para el año 2008. Las posibles mejoras del método se deben enfocar

en una corrección más precisa de los efectos de propagación para poder estimar tensores momentos para un mayor número de eventos pequeños, y obtener parámetros de la fuente mejor definidos. Se plantea como mejora el modelado en tres dimensiones de la propagación regional de ondas sísmicas, y la inclusión del desplazamiento del campo cercano en la inversión (capítulo 6). Una fuente de información sismotectónica aún por explorar es la sismicidad histórica de la zona: Los registros restaurados y digitalizados son válidos para recuperar los parámetros de fuente de terremotos moderados y grandes del siglo XX, como se demuestra en este trabajo con el terremoto de Adra, Almería, de 1910.

Actualmente la inversión del tensor momento dentro de este proyecto se realiza pocas semanas después de la ocurrencia de un terremoto, cuando están disponibles suficientes registros pertenecientes a las diversas redes de banda ancha en la región. La inversión de terremotos pequeños, en un entorno geológico heterogéneo, no es una tarea rutinaria y completamente automatizada, sino requiere la intervención de un operador para evaluar los resultados y ajustar los parámetros del procesado. Especialmente hay que afinar los pesos relativos de las trazas, quitando valor a los registros con un alto contenido de ruido o con una corrección inadecuada de los efectos de propagación, hasta obtener una solución estable con un ajuste satisfactorio. La calidad de una estimación del tensor momento se clasifica en el trabajo en cuatro categorías de *a* a *d* según sea el ajuste entre las predicciones teóricas y los sismogramas observados, la estabilidad de la solución frente a variaciones de los parámetros del procesado, la calidad y la cobertura de los registros para ese terremoto, y la resolución de los parámetros focales tal como se deducen del modelado sistemático de soluciones alternativas. Las soluciones de los tensores momento con calidad *a*, *b* y *c* se publican en la página web <http://www.ugr.es/~iag/tensor/>. Esto permite una distribución más inmediata a la comunidad científica. Los aspectos técnicos del método, el catálogo de soluciones hasta Febrero del 2002, la interpretación tectónica de estos resultados y la discusión sobre eventos concretos se han publicado en revistas especializadas (Stich et al., 2003a, 2003b, 2003c), y la publicación y discusión de soluciones más recientes (años 2002 y 2003) está en preparación.

REFERENCIAS

- Aki, K. & P.G. Richards, 2002. Quantitative Seismology, 2nd edition., University Science Books, Herndon.
- Alguacil, G., J. Havskov & F. Torcal, 2002. Ruido sísmico y sensibilidad de estaciones sísmicas de la RSA. En: *3^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. García & Berné (ed.). Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, 508-510.
- Alguacil, G. & Martín-Dávila, J., 2003. Estaciones y redes sísmicas en la Península Ibérica: Estado actual. En: *Física de la tierra 15, Sismicidad de la Península Ibérica*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid. In press.
- Ammon, C.J., G.E. Randall, & G. Zandt, 1990. On the non-uniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.
- Andeweg, B., G. de Vicente, S. Cloetingh, J. Giner & A. Muñoz Martín, 1999. Local stress field and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics* 305, 153-164.
- Argus, D.F., R.G. Gordon, C. de Mets & S. Stein, 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585-5602.
- Arvidsson, R. & G. Ekström, 1998. Global CMT analysis of moderate earthquakes, $M_w > 4.5$, using intermediate-period surface waves, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 88, 1003-1013.
- Backus, G. & M. Mulcahy, 1976. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources, I, Continuous displacements, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 46, 341-361.
- Banda, E., J. Gallart, V. García-Dueñas, J.J. Dañobeitia & J. Makris, 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian Peninsula, New evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics* 221, 53-66.
- Barker, J. S. & C. A. Langston, 1982. Moment tensor inversion of complex earthquakes, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 68, 777-803.
- Batló, J. & Bormann, P., 2000. A catalog of Old Spanish Seismographs, *Seism. Res Lett.*, 71, 570-582.

- Batló, J., Susagna, T. & Roca A., 1997. A processing system for old records of regional earthquakes: analysis of the 19 November 1923 earthquake in the Pyrenees, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 13, 159-175.
- Ben-Menahem, A. & Singh, S.J., 2000. Seismic waves and sources, 2nd edition, Dover Publications, Mineola.
- Bernardi, F., J. Braunmiller, U. Kradolfer & D. Giardini, 2003. Automatic regional moment tensor inversion in the European-Mediterranean region. Submitted to *Geophys. J. Int.*
- Bezzeghoud, M. & E. Buforn, 1999. Source Parameters of the 1992 Melilla (Spain, Mw = 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, Mw = 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, Mw = 5.7) Earthquakes and Seismotectonic Implications. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 359-372.
- Bijwaard, H. & W. Spakman, 2000. Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion. *Geophys. J. Int.* 141, 71-82.
- Blanco, M.J. & W. Spakman, 1993. The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: Evidence for a subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics* 221, 13-34.
- Bock, G., W. Hanka & R. Kind, 1994. EMSC rapid source parameter determination, *Centre sismologique Euro-Mediterranean Newsletter* No 6.
- Bokelmann, G.H.R. & Beroza, G.C., 2000. Depth-dependent earthquake focal mechanism orientation: Evidence for a weak zone in the lower crust, *J. geophys. Res.*, 105, 21683-21695.
- Borges, J.F., A.J.S. Fitas, M. Bezzeghoud & P. Teves-Costa, 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics* 337, 373-387.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959-971.
- Bouchon, M., 2003. A review of the discrete wavenumber method. *Pageoph.*, 160, 445-465.
- Brace, W.F. & J.D. Byerlee, 1966. Stick slip as a mechanism for earthquakes, *Science* 153, 990-992.
- Braunmiller, J., T. Dahm & K.-P. Bonjer, 1994. Source mechanism of the 1992 Roermond earthquake from surface-wave inversion of regional data, *Geophys. J. Int.*, 116, 663-672.
- Braunmiller, J., J. Nábelek, B. Leitner & A. Qamar, 1995. The 1993 Klamath Falls, Oregon earthquake sequence: source mechanism from regional data, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 105-108.
- Braunmiller, J., U. Kradolfer, M. Baer & D. Giardini, 2000. Regional Moment Tensor Inversion in the European-Mediterranean area. *Orfeus Electronic Newsletter* 2, 1, 5.

- Braunmiller, J., U. Kradolfer, M. Baer & D. Giardini, 2002. Regional moment tensor determination in the European-Mediterranean area - initial results. *Tectonophysics* 356, 5-22.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Bufo, E., A. Udías & A. Colombas, 1988. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics* 152, 89-118.
- Bufo, E., A. Udías & J. Mezcua, 1988. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bull. seism. Soc. Am.* 78, 2008-2024.
- Bufo, E., A. Udías, J. Mezcua & R. Madariaga, 1991. A deep earthquake under south Spain, 8 March 1990. *Bull. seism. Soc. Am.* 81, 1403-1407.
- Bufo, E., C. Sanz de Galdenao & A. Udías, 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics* 248, 247-261.
- Bufo, E., P. Coca, A. Udías & C. Lasa, 1997. Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain, *J. Seismology*, 1, 113-130.
- Bufo, E., A. Udías, J. Martín Dávila & A. Pazos, 2001. Broadband Station Network ROA/UCM/GFZ in South Spain and Northern Africa. *Seism. Res Lett.*, 76, 173-176.
- Bufo, E. & C. Sanz de Galdenao, 2001. Focal mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of February 2, 1999, *J. Seismology* 5, 277-280.
- Bufo, E. & P. Coca, 2002. Seismic moment tensor for intermediate depth earthquakes at regional distances in Southern Spain, *Tectonophysics*, 356, 49-63.
- Calvert, A., E. Sandvol, D. Seber, M. Barazangi, S. Roecker, T. Mourabit, F. Vidal, G. Alguacil & N. Jabour, 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, *J. Geophys. Res.* 105, 10871-10898.
- Carbonell, R., V. Sallarés, J. Pous, J.J. Dañobeitia, P. Queralt, J.J. Ledo & V. García-Dueñas, 1998. A multidisciplinary geophysical study in the Betic chain (southern Iberia Peninsula), *Tectonophysics* 288, 137-152.
- Casas, A. & A. Carbo, 1990. Deep structure of the Betic Cordillera derived from the interpretation of a complete Bouguer anomaly map. *J. Geodynamics*, 12, 137-147.
- Chung, W. & Kanamori, H., 1976. Source process and tectonic implications of the Spanish deep-focus earthquake of March 29, 1954, *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 85-96.
- Červený V. & F. Hron, 1980. Ray series method and dynamic ray tracing system for 3-dimensional inhomogeneous media. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 47-77.
- Cloetingh, S., E. Burov, B. Andeweg, F. Beekmann, P.A.M. Andriessen, D. Garcia-Castellanos, G. de Vicente & R. Vegas, 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21, 1041, 10.1029/2001TC901031.

- Coca, P., & E. Buforn, 1994. Mecanismos focales en el sur de España: periodo 1965-1985. *Estudios geol.* 50, 33-45.
- Coutant, O., 1990. Programme de simulation numérique Axitra, Rapport LGIT, Grenoble.
- Coutant, O., 1994. Expression of the Green's functions in cylindrical coordinates with a reflectivity method, Axitra program, LGIT, Grenoble.
- Cowie, P.A. & C.H. Scholz, 1992. Growth of faults by the accumulation of seismic slip, *J. Geophys. Res.* 97, 11085-11095.
- Dahm, T. & Krüger, F., 1999. Higher-degree moment tensor inversion using far-field broad-band recordings: theory and evaluation of the method with application to the 1994 Bolivia deep earthquake. *Geophys. J. Int.* 137, 35-50.
- Dañobeitia, J.J., Sallarés, V. & Gallart, J., 1998. Local earthquakes seismic tomography in the Betic Cordillera (southern Spain), *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 225-239.
- Dineva, S., Batlló, J., Mihailov, D. & van Eck, T., 2002. Source parameters of four strong earthquakes in Bulgaria and Portugal at the beginning of the 20th century, *J. Seismology*, 6, 99-123.
- Docherty, C. & E. Banda, 1995. Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere? *Tectonics* 14, 804-818.
- Dreger, D. S. & D. V. Helmberger, 1993. Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data, *J. Geophys. Res.*, 98, 8107-8125.
- Dreger, D., J. Ritsema & M. Pasyanos, 1995. Broadband analysis of the 21 September, 1993, Klamath Falls earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 997-1000.
- Du, Z. J., A. Michelini & G.F. Panza, 1998. EurID: a regionalized 3-D seismological model of Europe. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 106, 31-62.
- Dufumier, H., A. Michelini, Z. J. Du, I. Bondar, J. Sileny, W. J. Mao, S. Kravanja & G. F. Panza, 1997. Regional structure modeling and source inversion for the 1992 Roermond earthquake, *J. Seismology*, 1, 321-340.
- Dufumier, H., A. Souriau, M. Sylvander, S. Judenherc & M. Granet, 2000. Calculs de magnitudes et mécanismes au foyer pour le séisme de Saint-Béat du 4 octobre 1999. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331, 331-338.
- Dziewonski, A.M. & Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference earth model, *Phys. Earth planet. Int.*, 25, 297-356.
- Dziewonski, A.M., T.-A. Chou & J.H. Woodhouse, 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86: 2825-2852.

- Dziewonski, A. M. & J.H. Woodhouse, 1983. An experiment in the systematic study of global seismicity: centroid moment-tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.
- Ekström, G. & P. England, 1989. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation, *J. Geophys. Res.*, 94, 10.231-10.257.
- Fan, G. & T. C. Wallace, 1991. Determination of source parameters for small earthquakes from a single very broadband seismic station. *Geophys. Res. Lett.* 18: 1385-1388.
- Faulkner, D.R., A.C. Lewis & E.H. Rutter, 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics* 367, 235-251.
- Frohlich, C., & K. D. Apperson, 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, 11, 279-296.
- Fuchs, K. & Müller, G., 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observation. *Geoph. J. R. Astr. Soc.* 23, 417-423.
- Galindo-Zaldívar, J., F. Gonzalez-Lodeiro, A. Jabaloy, A. Maldonado & A.A. Schreider, 1998. Models of magnetic and Bouguer gravity anomalies for the deep structure of the central Alboran Sea basin. *Geo-Mar. Lett.*, 18, 10-18.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Jabaloy, I. Serrano, J. Morales, F. Gonzales-Lodeiro & F. Torcal, 1999. Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 686-702.
- Gallastegui, J., J.A. Pulgar & J. Alvarez-Marrón, 1997. 2-D seismic modeling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NW Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data, *Tectonophysics* 269, 21-32.
- Garcia-Castellanos, D., M. Fernández & M. Torné, 2002. *Modelling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (South Spain)*. *Tectonics*, 21, 10.1029/2001TC001339.
- Giardini, D., E. Boschi & B. Palombo, 1993. Moment tensor inversion from Mednet data (2) regional earthquakes of the Mediterranean, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 273-276.
- Gilbert, G.K., 1884. A theory of the earthquakes of the Great Basin, with a practical application, *Am. J. Sci.* 27, 49-54.
- Goldstein, P., D. Dodge & M. Firpo, 1999. SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, *IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*.

- Goula, X.; J.A. Jara, T. Susagna & A. Roca, 2001. A New Broad-Band Seismic Network with Satellite Transmission in Catalonia (Spain). *Orfeus Electronic Newsletter* 3, 1, 3.
- Grabrovec, D. & Allegretti, I., 1994. On the digitizing of historical seismograms, *Geofizika*, 11, 27-31.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F., 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton University Press.
- Gutscher, M.A., J. Malod, J.P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhoefer, L. Mendes-Victor & W. Spakman, 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar, *Geology*, 30, 1071-1074.
- Hanks, T.C. & H. Kanamori, 1979. A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Hartzell, S.H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 53, 1425-1436.
- Havskov, J & L. Ottemueller, 1999. SeisAn earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.* 70, 532-534.
- Herrmann, R. B. & Wang, C. Y., A comparison of synthetic seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 41-56, 1985.
- Herraiz, M., G. De Vicente, R. Lindo-Naupari, J. Giner, J.L. Simón, J.M. González-Casado, O. Vadillo, M.A. Rodríguez-Pascua, J.I. Cicuéndez, A. Casas, L. Cabañas, P. Rincón, A.L. Cortés, M. Ramírez & M. Lucini, 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberia Peninsula. *Tectonics* 19, 762-786.
- Hirata, K. & Kawasaki, I., 1995. Spatio-temporal moment-tensor inversion for multiple shocks: an application to the deep 1972 Banda Sea earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 91, 229-244.
- Hutchings, L & Wu, F., 1990. Empirical Green's functions from small earthquakes: A waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake, *J. Geophys. Res.*, 95, 1187-1214
- Igel, H., Nissen-Meyer, T., Jahnke, G., 2002. Wave propagation in 3D spherical sections: effects of subduction zones. *Phys. Earth Planet. Int.* 132, 219-234.
- ILIHA DSS Group, 1993. A deep seismic sounding investigation of the lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 221, 35-51.
- Jackson, J. & D. McKenzie, 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73.

- Jimenez, E., M. Cara & D. Rouland, 1989. Focal mechanisms of moderate-size earthquakes from the analysis of single-station three-component surface-wave records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 955-972.
- Jiménez-Munt, I., M. Fernández, M. Torne & P. Bird, 2001. The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 175-189.
- Jost, M.L. & R.B. Herrmann, 1989. A student's guide to and review of moment tensors, *Seism. Res. Lett.*, 60, 37-57.
- Julia, J., C. J. Ammon, R. B. Herrmann & A. M. Correig, 2000. Joint Inversion of receiver function and surface-wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.* 143, 99-112.
- Julian, B.R., A.D. Miller & G.R. Foulger, 1998. Non-Double-Couple Earthquakes; 1. Theory, *Reviews of Geophysics* 36, 525-549.
- Kanamori, H. & Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Kanamori, H., Mori, J. & Heaton, T.H., 1990. The 3 December 1988, Pasadena earthquake ($M_L=4.9$) recorded with very broadband system in Pasadena, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 483-487.
- Karnik, V., 1969. Seismicity of the European Area, Part 1, Reidel, Dordrecht.
- Kennett, B.L.N., 1983. Seismic wave propagation in stratified media, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kennett, B.L.N., 2002. The seismic wavefield. Volume 1, Introduction and Theoretical Development, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kennett, B.L.N., 2003. The seismic wavefield. Volume 2, Interpretation of seismograms on regional and global scales, Cambridge University Press, Cambridge.
- Kennett, B.L.N. & E.R. Engdahl, 1991. Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465.
- Kikuchi, M. & H. Kanamori, 1982. Inversion of Complex Body Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 491-506.
- Kikuchi, M. & H. Kanamori, 1986. Inversion of Complex Body Waves - II, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 43, 205-222.
- Kikuchi, M. & H. Kanamori, 1991. Inversion of Complex Body Waves - III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2335-2350.
- Kim, S. G. & N. Kraeva, 1999. Source Parameter Determination of Local Earthquakes in Korea Using Moment Tensor Inversion of Single Station Data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89-104.

- Kim S.G., Kraeva N. & Chen Y.-T., 2000. Source parameter determination of regional earthquakes in the Far East using moment tensor inversion of single-station data, *Tectonophysics* 317, 125-136.
- Kiratzi, A. A. & C. B. Papazachos, 1995. Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East, *Tectonophysics*, 243, 1-24.
- Knopoff, L. & M.J. Randall, 1970. The compensated linear vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4957-4963.
- Komatitsch, D., Ritsema., J & Tromp, J., 2002. The spectral-element method, Beowulf computing, and global seismology, *Science*, 298, 1737-1742.
- Komatitsch, D. & Tromp, J., 2002. Spectral-element simulation of global seismic wave propagation – I. Validation, *Geophys. J. Int.* 149, 390-412.
- Kradolfer, U., 1996. AutoDRM – the first five years, *Seis. Res. Lett.*, 67, 30-33.
- Langston, C. A., 1981. Source inversion of seismic waveforms: the Koyna, India, Earthquakes of 13 September, 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1-24.
- Langston, C. A., J. S. Barker & G. B. Pavlin, 1982. Point-source inversion techniques, *Phys. Earth Planet. Int.*, 30, 228-241.
- Lay, T. & Wallace, T.C., 1995. Modern global seismology, Academic Press, San Diego.
- Legrand, D., Kaneshima, S. & Kawakatsu, H., 2000. Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101, 155-169.
- Ligorria, J.P. & Ammon, C.J., 1999. Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. seism. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.
- Lines, L.R., & S. Treitel, 1984, Tutorial, a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting* 32, 159-186.
- Liu, R.F, Chen, Y.T., Krüger, F., Cheng, J., Yang, H., Han, W. & Mou, L.Y., 2000. Higher degree moment tensor inversion of Mani earthquake using far-field broad-band recording. *Acta Seismologica Sinica* 13, 241-248.
- Lonergan, L. & N. White, 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504-522.
- Mancilla, F., C.J. Ammon, R.B. Herrmann & J. Morales, 2002. Faulting parameters of the 1999 Mula earthquake, southeastern Spain. *Tectonophysics* 354, 139-155.
- Martínez-Díaz, J.J., 1998. Neotectónica y tectónica activa del sector Centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética -España). Ph.D. Thesis. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- McKenzie D.P., 1969. The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 591-601.

- Medina, F., 1995. Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis, *J. Struc. Geol.* 17, 1035-1046.
- Mezcua, J. & J. Rueda, 1997. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran sea. *Geophys. J. Int.* 129, 1-8.
- Miller, A.D., G.R. Foulger & B.R. Julian, 1998. Non-Double-Couple Earthquakes; 2. Observations, *Reviews of Geophysics* 36, 551-568.
- Montenat, C. & P. Ott d'Estevou, 1990. Eastern Betic Neogene Basins- A review. En: *Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientale (Espagne)*, Monentant (ed.), IGAL, Paris, 12-13, 9-15.
- Morales, J., F. Vidal, F. de Miguel, G. Alguacil, A. Posadas, J. Ibáñez, J.M. Guzmán & J.M. Guirao, 1990. Basement structure of the Granada Basin. Betic Cordilleras (Southern Spain), *Tectonophysics.* 177, 337-348.
- Morales, J., I. Serrano, F. Vidal & F. Torcal, 1997. The depth of the earthquake activity in the Central Betics (Southern Spain), *Geophys. Res. Lett.* 24, 3289-3292.
- Morales, J., I. Serrano, A. Jabaloy, J. Galindo-Zaldivar, D. Zhao, F. Torcal, F. Vidal & F. Gonzalez-Lodeiro, 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and Alboran Sea. *Geology* 27, 735-738.
- Morelli, A., G. Ekström, S. Mazza, S. Pondrelli, E. Boschi & A.M. Dziewonski, 2000. Surface-wave Centroid Moment Tensors in the Mediterranean region: the MEDNET-Harvard project. *Orfeus Electronic Newsletter* 2, 1, 4.
- Mori, J. & Frankel, 1990. Source parameters for small events associated with the 1986 North Palm Springs, California, earthquake determined using empirical Green functions. *Bull. seism. Soc. Am.*, 80, 278-295.
- Mueller, B., J. Reinecker, O. Heidbach & K. Fuchs, 2000. The 2000 release of the World Stress Map (available online at www.world-stress-map.org).
- Müller, G., 1985. The reflectivity method: a tutorial. *J. Geophys.* 58, 153-174.
- Müller, G., 1986. Theorie elastischer Wellen, Scriptum en la Universidad de Frankfurt, Frankfurt.
- Müller, G., 2001. Volume change of seismic sources from moment tensors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 880-884.
- Nábělek, J., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge MA.
- Nábelek, J. & G. Xia, 1995. Moment tensor analysis using regional data: application to the 25 March, 1993, Scotts Mills, Oregon, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 13-16.
- Nettles, M. & G. Ekström, 1998. Faulting mechanism of anomalous earthquakes near Bardarbunga Volcano, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 103: 17.973-17.983.

- Nolet, G., B. Dost & H. Paulsen, 1986. The NARS project: probing the Earth's interior with a large seismic antenna, *Terra Cognita* 2, 17-25.
- Pasyanos, M. E., D. S. Dreger & B. Romanowicz, 1996. Toward real-time estimation of regional moment tensors, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 86, 1255-1269.
- Patton, H. J. & G. Zandt, 1992. Seismic moment tensors for western U. S. earthquakes and implications for the tectonic stress field, *J. Geophys. Res.*, 96, 18.245-18.259.
- Pedreira, D., J.A. Pulgar, J. Gallart & J. Díaz, 2003. Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *J. Geophys. Res.*, 108, 2204, 2001JB001667.
- Platt, J.P. & R.L.M. Vissers, 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540-543.
- Pondrelli, S., A. Morelli & E. Boschi, 1995. Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation, *Geophys. J. Int.*, 122, 938-952.
- Pondrelli, S., A. Morelli, G. Ekström, S. Mazza, E. Boschi & A.M. Dziewonski, 2002. European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000. *Phys. Earth Planet. Int.* 130, 71-101.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. & Vetterling, W.T., 1989. Numerical recipes, Cambridge University Press, Cambridge.
- Pujol, J. & Herrmann, R.B., 1990 A student's guide to point sources in homogeneous media. *Seism. Res Lett.* 61, 209-221.
- Randall, G.E., 1994. Efficient calculation of complete differential seismograms for laterally homogeneous earth models. *Geophys. J. Int.* 118, 245-254.
- Randall, G. R., C. J. Ammon & T. J. Owens, 1995. Moment-tensor estimation using regional seismograms from a Tibetan Plateau portable network deployment, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1665-1668.
- Reid, H.F., 1910. The California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission, vol. II, The Mechanics of The Earthquake, Carnegie Inst. of Washington, Washington.
- Rodriguez-Fernandez, J. & Martin-Penela, A.J., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea), *Geodinamica Acta*, 6, 255-270.
- Samardjieva, E., Payo, G. & Lopez, C., 1997. Old regional seismograms at the Toledo observatory. Their study by computer techniques, *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, 13, 159-175.

- Samardjieva, E., Payo, G. & J. Badal, 1998. Catalogue of digital historical seismograms (1912-1962), Wiechert seismograph, Geophysical observatory of Toledo, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Sanchez Navarro-Neumann, M., 1911. Los recientes terremotos granadinos (Mayo-Junio de 1911), *Rev. Soc. Astr. de Esp. y Amer.*, 53-56.
- Scherbaum, F., 1996. Of poles and zeros: Fundamentals of digital seismology. Kluwer, Dordrecht, Netherlands.
- Scholz, C.H., 1998. Earthquakes & friction laws, *Nature* 391, 37-42.
- Scholz, C.H., 2002. The mechanics of earthquakes and faulting, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- Seber, D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim & A. Demnati, 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 785-790.
- Serrano, I., J. Morales, D. Zhao, F. Torcal & F. Vidal, 1998. P-wave tomographic images in the Central Betics-Alboran sea (South Spain) using local earthquakes: contribution for a continental collision. *Geophys. Res. Lett.* 25, 4031-4034.
- Serrano, I., 1999. Distribución espacial de la sismicidad en las Cordilleras Béticas- Mar de Alborán, PhD thesis, University of Granada.
- Silver, P.G. & T.H. Jordan, 1982. Optimal estimation of scalar seismic moment, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 70, 755-787.
- Singh, S. K., J. F. Pacheco, F. Courboux & D.A. Novelo, 1997. Source parameters of the Pinotepa Nacional, Mexico, earthquake of 27 March, 1996 ($M_w=5.4$) estimated from near-field recordings of a single station, *J. Seismology* 1, 39-45.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco & F. Courboux, 2000. A simple source inversion scheme for displacement seismograms recorded at short distances. *J. Seismology* 4, 267-284.
- Singh, S. K., Pacheco, J., Ordaz, M. & Kostoglodov, V., 2000. Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 468 - 482.
- Stich, D., G. Alguacil & J. Morales, 2001. The relative location of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquake series of 1993-1994. *Geophys. J. Int.*, 146, 801-812.
- Stich, D., Ammon, C.J. & Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108, 2148, 10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., J. Morales, F. Mancilla & G. Alguacil, 2003. Moment tensor determination for the ibero-maghrebian region. *Orfeus Electronic Newsletter* 5, 2, 2.

- Stich, D., J. Battl6, J. Morales, R. Macià & S. Dineva, 2003. Source parameters of the 1910 Mw=6.1 Adra earthquake (southern Spain). *Geophys. J. Int.*, 155, 539-546.
- Stump, B.W. & L.R. Johnson, 1977. The Determination of Source Properties by the Linear Inversion of Seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1489-1502.
- Stump, B.W. & L.R. Johnson, 1982. Higher-degree Moment Tensors - The Importance of Source Finiteness and Rupture Propagation on Seismograms, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, 721-743, 1982.
- Takei, Y. & M. Kumazawa, 1994. Why have the single force and torque been excluded from seismic source models? *Geophys. J. Int.* 118, 20-30.
- Tatsumi, Y., 1998. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707.
- T6llez, J. & D. Cordoba, 1998. Crustal shear-wave velocity and Poisson's ratio distribution in northwest Spain. *J. Geodynamics*, 25, 35-45.
- Thio, H.K., X. Song, C.K. Saikia, D.V. Helmberger & B.B. Woods, 1999. Seismic source and structure estimation in the western Mediterranean using a sparse broadband network. *J. Geophys. Res.* 104, 845-861.
- Torn6, M. & E. Banda, E., 1992. Crustal thinning from the Betic cordillera to the Alboran sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 76-81.
- Torn6, M., M. Fern6ndez, M.C. Comas & J.I. Soto, 2000. Lithospheric Structure beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. *J. Geophys. Res.* 105, 3209-3228.
- Ud6as, A., E. Buforn, D. Brillinger & B. Bolt, 1982. Joint statistical determination of fault-plane parameters, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 178-184.
- Ugalde, A., J. Vila., M. van der Meijde, F. Marone & S. van der Lee, 2002. An6lisis del ruido s6smico de banda ancha en la estaci6n EBR y correlaci6n con los cambios de presi6n atmosf6rica. En: *3^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geof6sica*. Garc6a y Bern6 (ed.). Universidad Polit6cnica de Valencia. Valencia, 501-504.
- Vegas, R. & E. Banda, 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences* 4, 320-343.
- Vidal, F., 1986. Sismotect6nica de la regi6n Beticas- Mar de Albor6n, PhD thesis, University of Granada, Granada.
- Vila, J., 1998. The broad-band seismic station CAD (T6nel del Cad6, Eastern Pyrenees): Site characteristics and background noise. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 297-303.
- Wallace, T. C. & D. V. Helmberger, 1982. Determining Source Parameters of Moderate-size Earthquakes from Regional Waveforms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 185-196.
- Wessel, P. & W.H.F. Smith, 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579.

- Woodhouse, J.H. & A.M. Dziewonski, 1984. Mapping the upper mantle: three dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89: 5953-5986.
- Wortel, M.J.R. & W. Spakman, 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, 290, 1910-1917.
- Wu, R.S. & A. Ben-Menahem, 1985. The elastodynamic near field. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 81, 609-621.
- Zeck, H.P., 1996. Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics, *Tectonophysics* 254, 1-16.
- Zoback, M.L., 1992. First and second order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11703-11728.
- Zhao L. S. & D. V. Helmberger, 1994. Source estimation from broadband regional seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 92-104.
- Zhu L. & D. V. Helmberger, 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86,1634-1641.