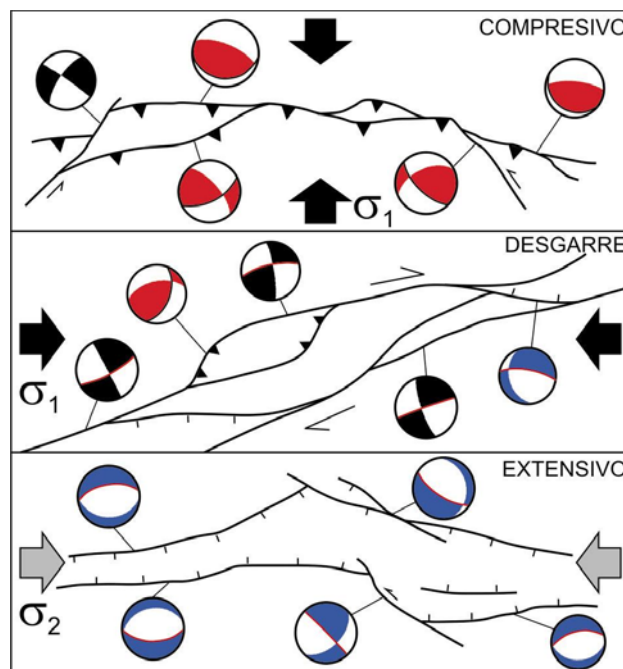


Programa de Doctorado
“Dinámica Global” (UCM – 331)

Asignatura:

**“ANÁLISIS DEL ESTADO DE
ESFUERZOS EN LA CORTEZA”**



Alfonso Muñoz Martín y Gerardo de Vicente Muñoz
Curso 2005-2006

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. Introducción.....	3
1.1.1. El tensor de esfuerzos	3
1.1.2. Tipos de régimen de esfuerzos.....	4
1.1.3. Origen de los esfuerzos tectónicos.....	4
1.1.4. Datos para el cálculo de esfuerzos y paleoesfuerzos	5
1.1.5. Antecedentes	6

2. MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS Y CATÁLOGOS DISPONIBLES

2.1. Mecanismos Focales	9
2.2. El método de polaridades de Ondas P	9
2.3. El tensor momento sísmico(TMS).....	10
2.3.1 Inversión del tensor momento sísmico.....	12
2.3.2 Calidad del tensor momento sísmico	13
2.4 Catálogos utilizados y filtros de calidad	13

3. ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS Y MÉTODOS DE INVERSIÓN DE ESFUERZOS

3.1. Introducción	
3.2. El Método de los Diedros Rectos	16
3.3. El Modelo de Deslizamiento.....	17
3.4. Métodos de Inversión basados en la Ecuación de Bott.....	19
3.4.1. El Método de Inversión de Esfuerzos	21

4. BIBLIOGRAFÍA..... 25

5. INFORMACIÓN LIBRE DISPONIBLE EN INTERNET 26

I – INTRODUCCIÓN AL ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL

1.1.- INTRODUCCIÓN

Los movimientos y deformaciones en la corteza terrestre se generan por una serie de fuerzas primarias que son transmitidas a lo largo de miles de kilómetros. El resultado del balance de estos esfuerzos en una zona determinada, controla la dinámica deformacional frágil de dicha área.

1.1.1- El tensor de esfuerzo

El esfuerzo (σ) se define como la fuerza (\vec{F}) por unidad de área (\vec{A}): $\sigma = \frac{\vec{F}}{\vec{A}}$

Un tensor es un operador vectorial lineal de N componentes. El número de componentes viene definido por la expresión: $N = n^m$

Donde n es el número de dimensiones en el espacio y m es el orden del tensor.

Para determinar el estado de esfuerzos en un punto se deben definir los esfuerzos orientados en 3 dimensiones ortogonales entre sí. Esta descripción se hace mediante el tensor de esfuerzos, que relaciona el vector \vec{F} (3 componentes) con el área unitaria (3 componentes). De los 9 componentes resultantes, 3 actúan perpendicularmente a la superficie (esfuerzos normales) ($\sigma_{ii}, i = x, y, z$), y 6 actúan en la dirección paralela a dicha superficie (esfuerzos de cizalla) ($\sigma_{ij}, i \neq j$). Si el sólido está en equilibrio el tensor es simétrico (momento nulo) ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$).

Para visualizar el estado de esfuerzos en un punto, se recurre al elipsoide de esfuerzos, que no es sino la transformación del tensor a sus ejes principales mediante una rotación. De este modo el tensor reducido está compuesto por los 3 ejes principales, con su orientación y magnitud relativa, definido por el factor de forma R.

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad \text{Factor de forma}$$

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad \text{Tensor de esfuerzos reducido}$$

La notación ha de estar referida, bien a las magnitudes relativas o absolutas de cada uno de los ejes principales, o bien a su posición en el espacio:

- Relación de magnitudes relativas o absolutas: σ_1 , σ_2 y σ_3 (siendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$)
- Notación con respecto a su posición en el espacio:
 - esfuerzos principales en la horizontal: σ_x y σ_y , siendo $\sigma_y (\sigma_{H \max}) \geq \sigma_x (\sigma_{H \min})$
 - esfuerzo en la vertical: $\sigma_z (\sigma_{VERT})$

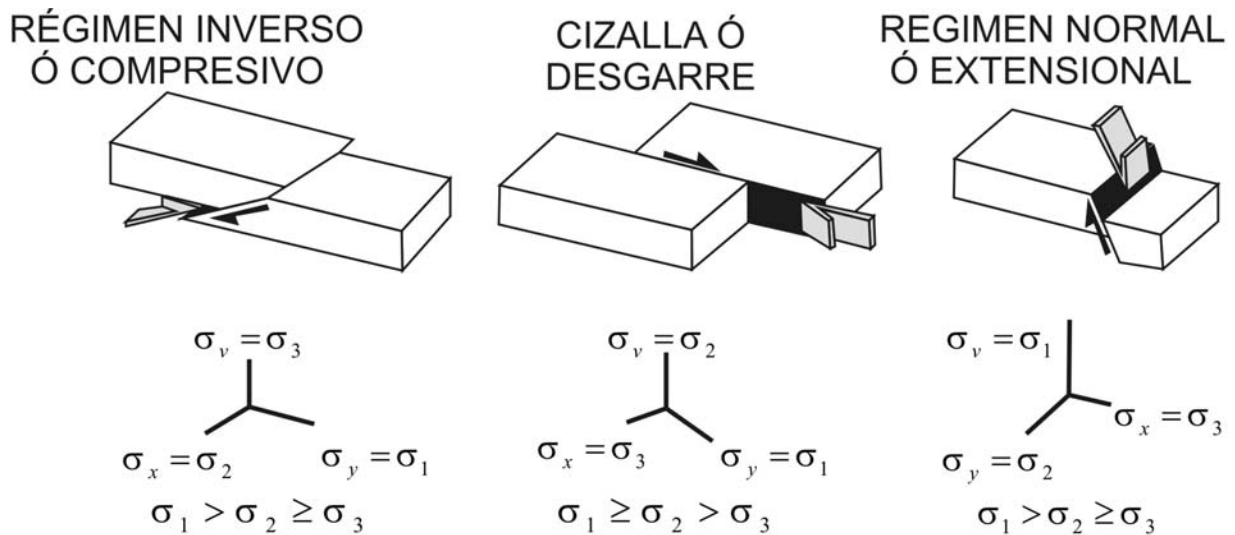


Fig. 1.1 Regímenes tectónicos puros en función de la orientación de los ejes de esfuerzos.

1.1.2.-Tipos de régimen de esfuerzos

En función de la orientación de los ejes principales y la relación existente entre sus magnitudes relativas podemos describir el régimen tectónico, según tres tipos puros, con casos intermedios, como veremos más adelante (Fig. 1.1).

1.1.3.- Origen de los esfuerzos tectónicos

Las fuerzas presentes en las placas tectónicas se pueden dividir en función de varios parámetros:

A) Por donde se aplican dichas fuerzas:

- Fuerzas que actúan en la base: movimiento relativo entre la litosfera y el manto
- Fuerzas que actúan en los bordes.

B) Si las Fuerzas son conductoras o resistentes al movimiento (Fig. 1.2) (Forsyth y Uyeda, 1975)

- Conductoras:
 - o TP (Tracción de la Placa): en las zonas de subducción la placa que subduce es más fría y densa que el manto, por lo que se crea una anomalía positiva de masa o flotabilidad negativa, que acentúa el descenso de dicha placa.
 - o DE (Empuje Dorsal): la intrusión de magma genera la expansión del fondo oceánico, efecto que se suma a la energía potencial creada por la diferencia de cotas en la propia dorsal
- Resistentes:
 - o RP (Resistente a la Placa): al alcanzarse el equilibrio térmico entre ambas placas, decrece la flotabilidad.
 - o CP (Contacto en las Placas): es la tendencia de la placa superior a colocarse encima de la placa que subduce.
 - o FT (Fallas Transformantes): representa la resistencia friccional en estas zonas. La magnitud es variable, en función de la diferencia de edad entre ambas placas.
- Otras:
 - o AB (Arrastre Basal): puede ser conductora o resistente, en función de la dirección de movimiento de la placa. Es la tracción de cizalla en la base de la corteza, a la que se suma, en las zonas continentales, una fuerza debida al aumento de espesor.

- EF (Esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad): altos gradientes topográficos y su compensación en profundidad, pueden generar esfuerzos importantes. El engrosamiento cortical (anomalía negativa de densidad) produce esfuerzos extensionales, mientras que el adelgazamiento cortical (anomalía positiva) genera esfuerzos compresivos.
- FL (fuerzas por flexión de la corteza): fuerzas inducidas por cargas o descargas de material en zonas de intraplaca y en márgenes de placa activos o pasivos. Pueden llegar a tener una gran importancia, incluso llegan a perturbar campos de esfuerzos de mayor magnitud.
- Carga de sedimentos en márgenes continentales (Stein *et al.*, 1989)
- Rebote glacial de la litosfera
- Fuerzas inducidas por las flexiones y plegamientos de la litosfera por aumento de carga de sedimentos (Fleitout *et al.*, 1982, Sonder, 1990, Bada *et al.*, 2001)
- CL (contrastes laterales de resistencia): relacionada con la diferencia de resistencia entre la corteza intacta y la corteza fracturada. (Mount y Suppe, 1987)

C) Zoback *et al.* (1989, 1992) establecen una correlación directa entre el movimiento de las placas y los campos de esfuerzos. Basándose en esta relación dividen las fuerzas en primarias y secundarias, en función de si están inducidas desde el límite por sus movimientos relativos (primarias), o si se generan por las características propias de la litosfera afectada por las fuerzas primarias o por condiciones externas (secundarias) (Fig 1.2.)

1.1.4.- Datos para el cálculo de esfuerzos actuales y paleoesfuerzos

Además de los datos de mecanismos focales para la realización del mapa de esfuerzos actuales, es posible aplicar distintas metodologías para el cálculo de esfuerzos actuales:

- Análisis de mecanismos focales de terremotos (Angelier, 1982; Gephart y Forsyth, 1984; Harmsen y Rogers, 1986; Lana, 1986; Michael, 1987, De Vicente, 1988, Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1990, Capote *et al.*, 1991, etc): único método que permite la estimación del estado de esfuerzos en todo el rango de profundidades de la litosfera. En apartados posteriores se explicará la metodología.
- Roturas de sondeos (Wellbore breakouts) (Cox, 1970): utiliza las concentraciones naturales de esfuerzos alrededor de los sondeos.
- Medidas de esfuerzos por sobreperforación (Overcoring): medidas de esfuerzos o deformación

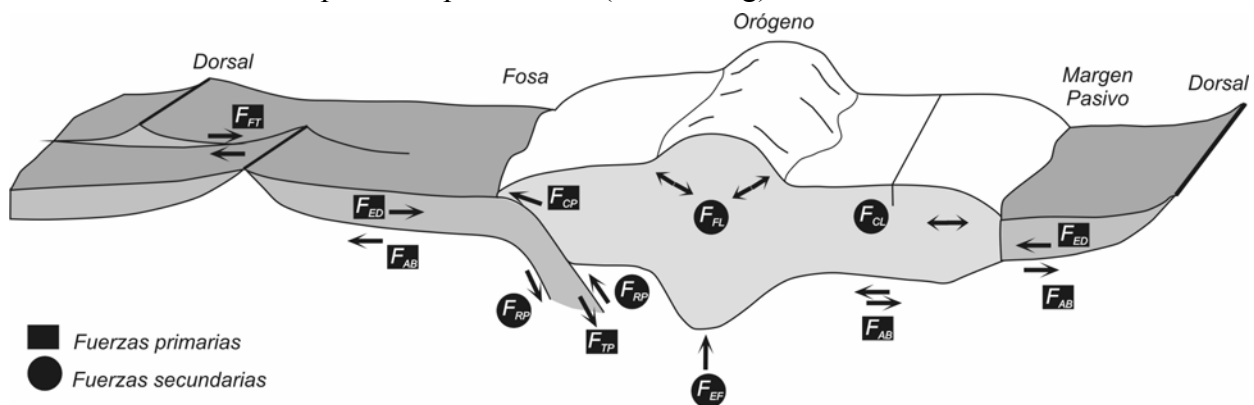


Figura 1.2. Localización y orientación relativa de las distintas fuerzas generadoras de campos de esfuerzos en la litosfera: TP (tracción de placa); DE (empuje de la dorsal); RE (resistente a la placa); CP (contacto en las placas); FT (fallas transformantes); AB (arrastre basal); EF (esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad); FL (flexión de la corteza); CL (contrastes laterales de resistencia). (Modificado de Forsyth y Uyeda, 1975; Zoback, 1992)

en un volumen de roca cuando se aísla del resto del macizo.

- Fracturación hidráulica (Haimson y Fairhurst, 1969): se somete un sondeo a presión hidráulica, hasta que se desarrolla una fractura de tensión paralela a la dirección de máxima compresión. Sólo informa de la orientación de S_{Hmax} .

Además de los esfuerzos actuales es posible realizar mapas de paleoesfuerzos mediante el análisis de estructuras tectónicas como:

- Inversión de estructuras frágiles: las fallas nos dan información del tensor reducido de esfuerzos (Ej, Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1984, 1990; Reches, 1983; Reches et al., 1987; De Vicente, 1988; etc.), mientras que del estudio de las diaclasas podemos obtener la orientación de S_{Hmax} y de S_{Hmin} (Arlegui, 1996)
- Alineaciones de edificios volcánicos activos: el emplazamiento de diques y volcanes es equivalente a un experimento de fracturación hidráulica natural (Nakamura *et al.*, 1978). Permite obtener S_{Hmax} y S_{Hmin} .

1.1.5.- Mapas de esfuerzos activos

Un mapa de esfuerzos representa la variación en la orientación de los esfuerzos principales y/o su factor de forma que es activo en un determinado intervalo de tiempo en una zona

A escala global el proyecto “World Stress Map” (WSM) (<http://www-wsm.physik.unikarlsruhe.de>) lleva a cabo una recopilación de datos de indicadores de esfuerzos (Zoback *et al.*, 1992) (Fig 1.3). Es el punto de referencia para trabajos más locales. En este catálogo existen seis tipos de indicadores geológicos y geofísicos: mecanismos focales de terremotos, roturas en sondeos, medidas “in situ” (fracturación hidráulica y sobrepresión) e indicadores geológicos, generalmente cuaternarios. Los autores establecen cinco categorías en función de la calidad de la medida. La base de datos se actualiza periódicamente, aunque el principal problema reside en la distribución espacial, ya que mientras existen zonas con gran cantidad de datos, como el mar del Norte, en otros apenas se recoge información, como en la dorsal Centroatlántica. Para mitigar este hecho a partir del año 2005 se está elaborando otro catálogo paralelo con los datos localizados en

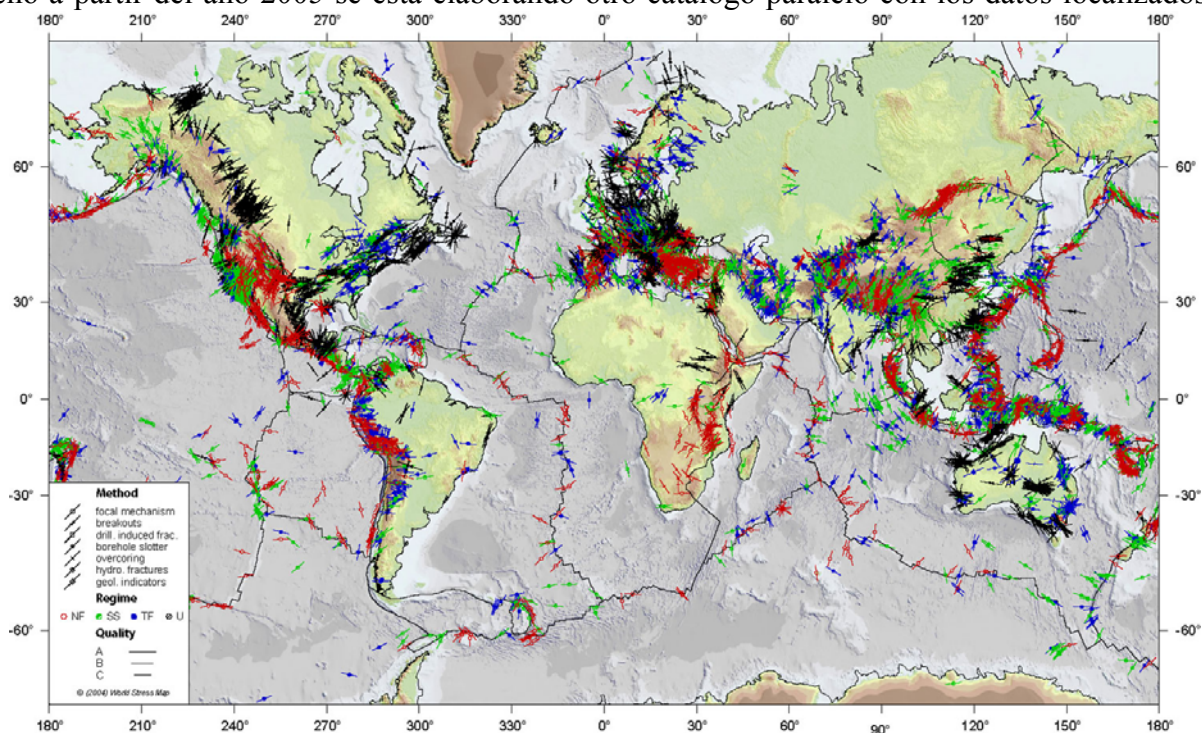


Fig 1.3 Orientaciones de S_{Hmax} en el mundo (World Stress Map, 2005)

los límites de placas establecidos por Bird (2003), en el que sólo se incluyen datos de mecanismos focales.

Posteriormente Müller *et al.*, (1992), realizan estudios más detallados del estado de esfuerzos en Europa a partir de estos mismos datos. Estos autores dividen la región en tres grandes zonas en función de la orientación de S_{Hmax} y del régimen tectónico: Europa Occidental, con una dirección constante NO-SE; Escandinavia donde la orientación principal es OSO-ENE, aunque con mucha más variabilidad en los resultados; y la región del mar Egeo y la Península de Anatolia, donde se documenta compresión E-O.

Tomando como base los datos puntuales ofrecidos por el WSM, Rebaï *et al.*, (1992) realizan una zonificación de acuerdo a los distintos regímenes tectónicos observados, así como un mapa de orientación de S_{Hmax} , la interpolación de éstos muestra una orientación principal constante en la plataforma europea (Fig. 1.4).

Numerosos estudios numéricos desarrollados por diversos autores (Cloetingh y Wortel, 1985, 1986; Wortel y Cloetingh, 1981, 1983, 1986, etc.) han demostrado que el patrón primario del campo de esfuerzos a escala global está claramente relacionado con las fuerzas conductoras. Las evidencias se encuentran en el hecho de que los esfuerzos intraplaca son principalmente compresivos, así como en la existencia de dominios de esfuerzos uniformes que alcanzan varios miles de kilómetros (Norteamérica y Europa Occidental). Así, Grünthal y Stromeyer (1992) usan el método de los elementos finitos para determinar la orientación de S_{Hmax} en Centroeuropa, teniendo en cuenta el empuje de la dorsal y la compresión en el mediterráneo, además de introducir bloques con distinta rigidez para intentar explicar las variaciones locales.

Los primeros resultados que muestran la variación de S_{Hmax} en el Oeste de Europa incluyendo la corteza oceánica, son los presentados por Gölke y Coblentz (1996), introduciendo además el concepto de esfuerzo inducido por variaciones de la densidad, primordial en los márgenes continentales, en zonas de corteza engrosada y en las dorsales, donde se complementa con el empuje propio del ascenso de la astenosfera. El esfuerzo inducido por variaciones laterales de la litosfera es mayor cuanto mayor sea el contraste de densidad y paralelo al gradiente. Estos autores realizan modelos variando las condiciones de contorno (Fig. 1.5), mediante los cuales establecen que el empuje de la dorsal y las fuerzas colisionales generan el campo de esfuerzos primario, que las fuerzas originadas por contraste de densidad son importantes en zonas intraplaca y que los esfuerzos relacionados con topografías elevadas, generan zonas extensionales. Esta primera aproximación se realiza con una resolución de $10^{\circ} \times 10^{\circ}$.

Mukhamediev (2002) ha publicado un nuevo mapa de esfuerzos en Europa occidental, para cuya elaboración desarrolla una nueva metodología matemática en la que no es necesario establecer límites a lo largo de todo el perímetro y donde los esfuerzos aplicados son variables a lo largo de cada límite ajustándose a la reología. Los resultados obtenidos son similares a los anteriores.

Por último la última síntesis a escala europea ha sido realizada por Olaiz *et al* (2006), para todo el O de Eurasia (Fig. 1.5)

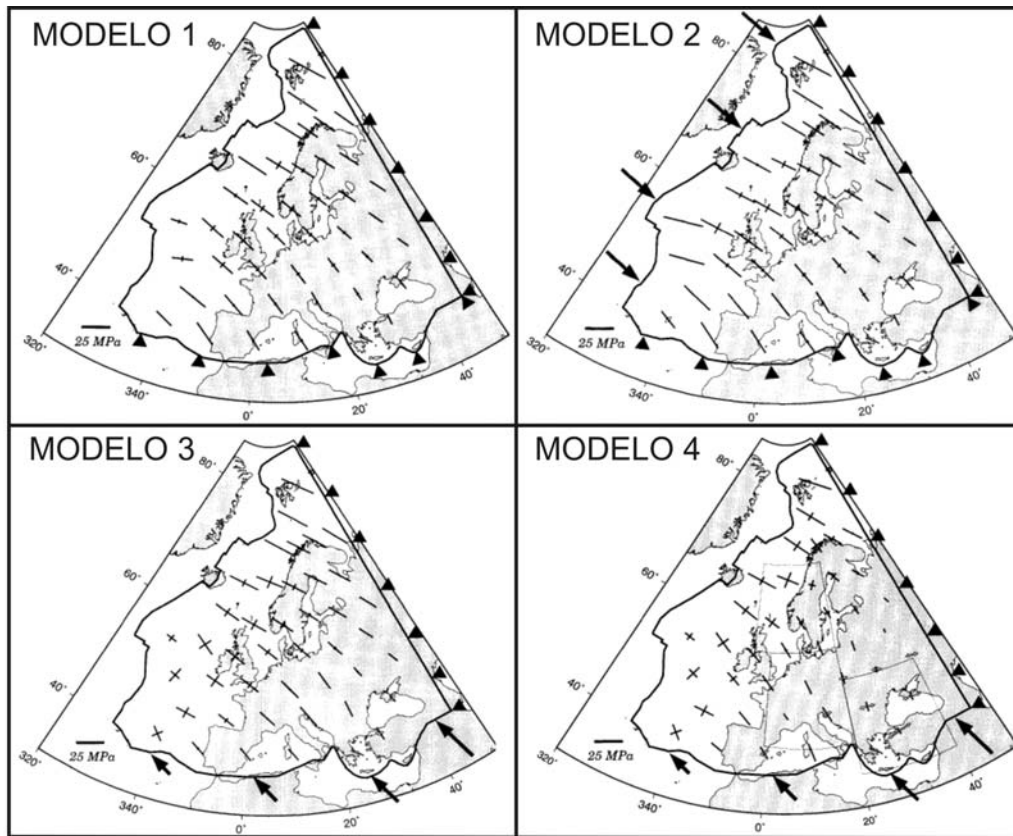


Fig 1.4 Modelos numéricos de Gölke y Coblenz (1996) para un espesor de 100 Km y reología elástica. Modelo 1: límites colisionales fijos y esfuerzo lineal en la dorsal. Modelo 2: esfuerzo distribuido en la dorsal y límites colisionales fijos. Modelo 3: esfuerzo distribuido en la dorsal, límite oriental fijo y fuerzas colisionales en el Mediterráneo. Modelo 4: fuerzas relacionadas con topografía y colisionales.

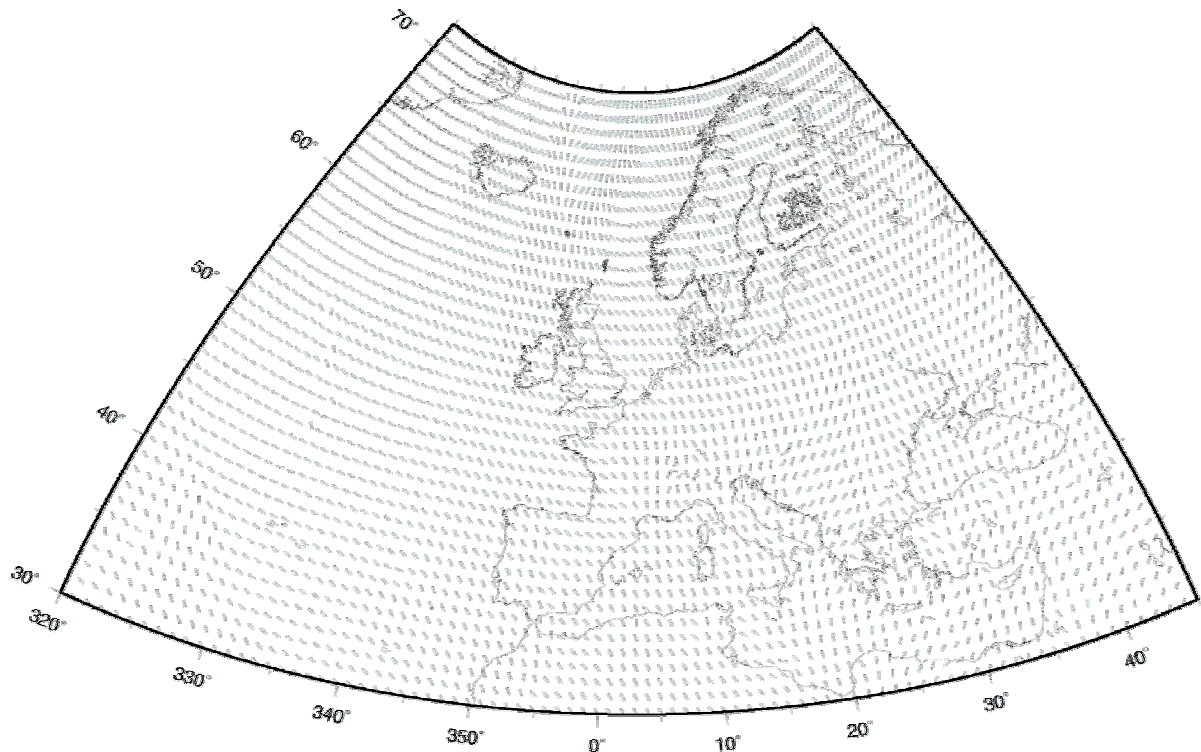


Fig. 1.5: Ejemplo del Mapa de esfuerzos activo para Europa en el entorno de la Península Ibérica (Olaiz, 2006)

2 – METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS DE ESFUERZOS A PARTIR DE MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS

2.1.- LOS MECANISMOS FOCALES

Un mecanismo focal representa la distribución de las dilataciones y compresiones del movimiento de las partículas según un modelo de doble par de fuerzas en una esfera unitaria mediante proyección estereográfica.

Para calcular esta distribución existen básicamente dos aproximaciones:

- A) El método de Polaridades de Ondas P
- B) EL método del Tensor de Momento Sísmico

3.1.1 EL método de Polaridades de Ondas P

Consiste en trazar la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cual es la orientación del rayo a cada estación de registro (mediante tablas estándar de las V_p en el interior de la Tierra, Fig. 3.1).

Posteriormente se calcula el azimut y la inclinación del rayo, y se representa en la semiesfera inferior (estereográfica).

Cada uno de estos puntos se dibujan en sólido si la onda P es **Up** (el suelo se levanta, cuadrante de compresión), y en blanco si la primera llegada es **Down** (el suelo se hunde, cuadrante de dilatación). Si tenemos las polaridades (sentido) de las primeras llegadas de un sismo de estaciones con diferentes orientaciones respecto al foco, es posible separar en el estereograma los cuatro cuadrantes (mediante técnicas de mínimos cuadrados).

En la Figura 2.1 se muestran los tipos de mecanismos focales puros tanto en planta como en sección vertical, y en la figura 2 un esquema simplificado del método.

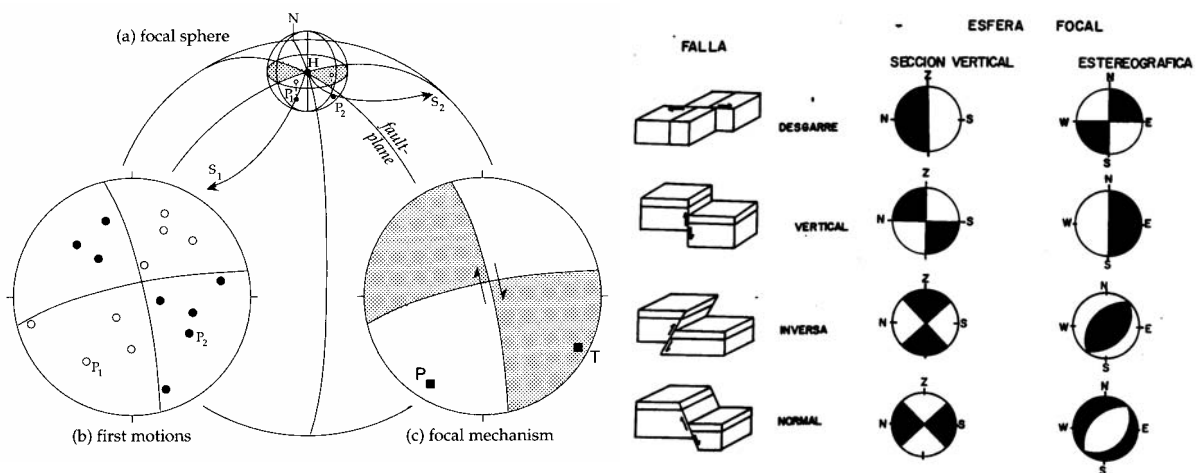


Fig. 2.1 Izquierda: Diagrama esquemático de un mecanismo focal. Derecha: Tipos de mecanismos focales en sección vertical y en plana (modificado de Buffon, 1983).

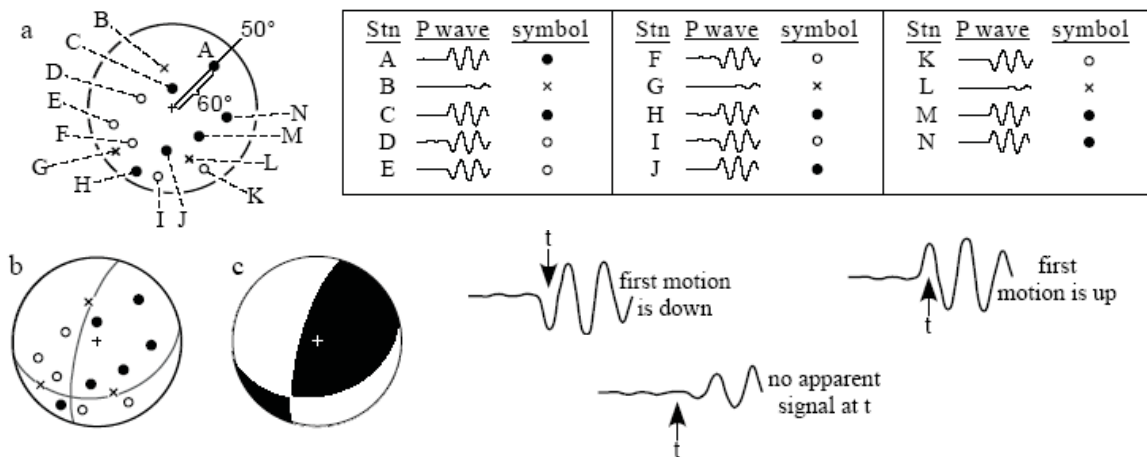


Fig. 2.2: Esquema representando el método de construcción de mecanismos focales a partir de las primeras polaridades de Ondas P

2.1.2.- El tensor momento sísmico

En los estudios sismológicos se calculan los parámetros que definen la fuente a partir de los desplazamientos del suelo registrados en las estaciones sísmicas. Para conocer las características de la fuente, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas sísmicas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco.

El modelo más sencillo consiste en considerar la Tierra como un medio elástico homogéneo y el foco sísmico como un punto en el cual actúan sistemas de fuerzas que representan una fractura (aproximación de fuente puntual), válida si la longitud de onda de la señal utilizada es mayor que la dimensión del foco. Otra simplificación es suponer que la distancia entre el observador y el foco es mucho mayor que las dimensiones del mismo (aproximación de campo lejano). Una tercera simplificación, es trabajar a distancias epicentrales mayores de 30° , para evitar la triplicación de los rayos que tienen su punto de reflexión en el manto superior, y distancias menores de 90° para evitar las ondas P que penetran en el núcleo interno. A estas distancias telesísmicas (entre 30° y 90°), la tierra puede aproximarse a un medio elástico, homogéneo e isótropo y reducirlo a este modelo (Coca, 1999).

Para representar las fuerzas que actúan en el foco sísmico se utiliza el modelo de fuerzas equivalentes en el que se acepta que los desplazamientos en la superficie terrestre son idénticos a los que tienen lugar en la fuente sísmica.

Gilbert en 1971 propone expresar los desplazamientos producidos por un terremoto en términos del Tensor Momento Sísmico. Dziewonski, *et al.* (1981), realizan una aproximación al mecanismo de la fuente, usando datos de un amplio rango de fases de velocidad, asumiendo que el tensor momento sísmico no varía con la frecuencia, y que la fuente es una función de tipo escalón en el tiempo. Esta aproximación se ha convertido en un importante instrumento en las estimaciones rutinarias de los principales parámetros de la fuente sísmica (coordenadas hipocentrales y tensor de momento sísmico), para terremotos con tamaño moderado. Al igual que en los métodos de polaridad de la primera llegada de la onda P , la calidad de la inversión del tensor momento sísmico depende de las trazas disponibles y de la distribución azimutal de estaciones sobre la fuente.

Existen diversos métodos para el cálculo del mecanismo focal a partir del modelado de formas de onda. El objetivo del procedimiento de inversión es encontrar los pesos que dan el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y los observados (Función de Green). Dados unos parámetros iniciales (tiempo de origen, coordenadas epicentrales y profundidad), se deriva un

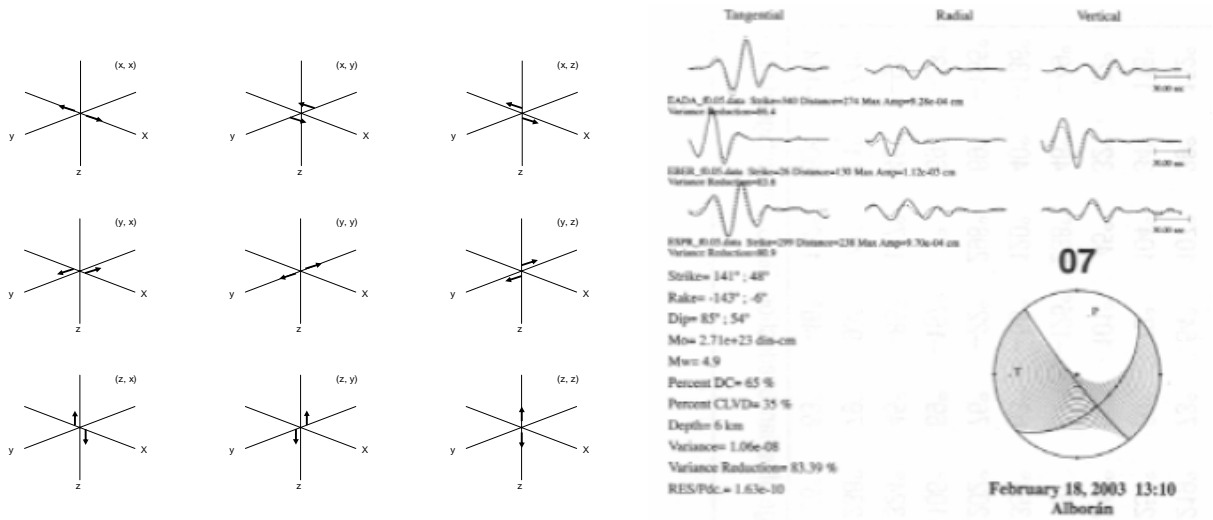


Fig. 2.3. Nueve diferentes pares de fuerzas del Tensor Momento Sísmico y esquema mostrando el cálculo del ajuste del TMS para un terremoto (Modificado de Rueda y Mezcuca, 2005)

tensor momento inicial. Este grupo de parámetros representa los valores iniciales para un procedimiento iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor momento son encontrados simultáneamente con cambios en los parámetros hipocentrales. En general este método es estable y converge rápidamente.

El tensor momento sísmico tiene seis componentes independientes, en las cuales el momento angular para fuerzas equivalentes en la fuente desaparece (Fig. 2.3). El doble par de fuerzas es un caso especial del momento desviatorio, con la restricción que la determinante de **M**, es cero.

$$M = \begin{matrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{matrix} \qquad M = \begin{matrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{matrix}$$

Para un doble par de fuerzas, las componentes cartesianas del tensor momento pueden ser expresadas en términos de rumbo (Φ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ) de la cizalla (plano de falla) y el momento sísmico escalar M_0 (Aki y Richards, 1980):

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\Phi + \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2) \\
 M_{xy} &= M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \cos2\Phi + 0.5 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}^2\Phi) \\
 M_{yx} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\Phi + \cos2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}\Phi) \\
 M_{yy} &= M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\Phi - \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \cos^2\Phi) \\
 M_{yz} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \text{sen}\Phi - \cos2\delta \text{sen}\lambda \cos\Phi) \\
 M_{zz} &= M_0 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda
 \end{aligned}$$

$$M_0 = \mu DA$$

donde μ es el módulo de cizalla, y D y A, el desplazamiento y área de la falla respectivamente.

A partir del momento sísmico es posible obtener una magnitud de momento (M_w) (Aki y Richards (1980).

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7$$











Tensor Momento Sísmico		Tensor Momento Sísmico	
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	

Fig 2.4. Diversos ejemplos DE Tensor de Momento Sísmico y su mecanismo focal asociado.

Como el tensor es simétrico, puede ser rotado a un sistema de ejes principal, de tal manera que desaparecen los elementos no diagonales, y únicamente los diagonales son diferentes de cero. Los elementos diagonales son los autovalores (*eigenvalues*) de **M**, y las direcciones asociadas son los autovectores (*eigenvectors*). La combinación lineal de los elementos del tensor momento principal describe completamente la radiación de la fuente sísmica. En una fuente de tipo doble par de fuerzas, los elementos diagonales de **M** en el sistema principal de ejes tiene dos autovalores diferentes de cero M_0 y $-M_0$, y sus autovectores dan respectivamente la dirección del eje de tensión T (positivo) y del eje de compresión P (negativo), mientras el autovalor cero está en la dirección del eje nulo del doble par de fuerzas.

2.1.1.1.- Inversión del tensor momento sísmico

La inversión puede ser hecha en el dominio del tiempo, o de la frecuencia. En el dominio del tiempo, la relación entre desplazamiento sísmico y tensor momento se describe mediante la ecuación:

$$d_s(x,t) = M_{kj} [G_{sk,j}(x, \xi, t) * s(t)]$$

- donde: $d_s(x,t)$: desplazamiento del terreno en la posición x, y tiempo t
- M_{kj} : componentes de segundo orden del tensor momento sísmico simétrico M
- $G_{sk,j}$: derivada de las funciones de Green con respecto a la coordenada de la fuente ξ_j
- $s(t)$: historia del tiempo en la fuente
- x: vector posición de las coordenadas x_1, x_2, x_3
- ξ : vector posición del punto fuente con coordenadas ξ_1, ξ_2, ξ_3

Por razones de complejidad de la fuente o porque la función fuente-tiempo no es conocida, la aproximación se realiza en el dominio de la frecuencia.

Se debe cuidar el ajuste entre sismogramas sintético y observado y el proceso de alineación de las formas de onda se realiza por técnicas de correlación cruzada (*cross-correlation*). En la mayoría de los esquemas de inversión del tensor momento sísmico, la profundidad se asume constante. La inversión se lleva a cabo para un rango de profundidades focales y se toma la mejor solución cuando la varianza de los estimados alcanza un mínimo.

Harvard y NEIC publican el tensor momento usando la notación de la teoría de modo normal, basada en coordenadas ($r; \Theta; \Phi$), donde r es la distancia radial de la fuente desde el centro de la

tierra, Θ es la latitud, y Φ es la longitud del punto fuente. Los seis elementos independientes del tensor momento en sistema de coordenadas norte, este, profundidad (x, y, z), están relacionadas a las componentes r ; Θ ; Φ según:

$$\begin{aligned}M_{rr} &= M_{zz} \\M_{\Theta\Theta} &= M_{xx} \\M_{\Phi\Phi} &= M_{yy} \\M_{r\Theta} &= M_{zx} \\M_{r\Phi} &= -M_{zy} \\M_{\Theta\Phi} &= -M_{xy}\end{aligned}$$

Además de los elementos del tensor, el procedimiento de inversión busca una solución para la localización de la fuente, considerada como el punto donde el doble par de fuerzas es localizado en el modelo fuente descrito por el tensor momento sísmico (**centroide**). El centroide representa la integral de densidad del momento sísmico sobre el área de ruptura. La localización del centroide puede, para sismos superficiales muy grandes, diferir significativamente de la localización del hipocentro obtenida de los tiempos de llegada de la onda P . La localización del hipocentro corresponde al lugar donde empezó la ruptura. De allí que el desfase de la localización del centroide relativo a la localización hipocentral da una primera aproximación de la dirección de la ruptura.

2.1.1.2.- Calidad del tensor momento sísmico

De manera similar a los indicadores de calidad en las localizaciones de hipocentros, y de los mecanismos focales de terremotos a partir de la polaridad de la onda P , existen parámetros para valorar la “calidad” de las determinaciones del método del tensor momento sísmico. Frohlich y Davis (1999) proponen tres estadísticas para estimar la calidad de las soluciones:

1. Error relativo (E_{rel}). Medida del tamaño relativo de \mathbf{M} y sus errores estándar \mathbf{U} .

$$E_{rel} = \sqrt{\frac{\mathbf{U} : \mathbf{U}}{\mathbf{M} : \mathbf{M}}}$$

Es el “momento escalar” de \mathbf{U} , normalizado por el momento escalar de \mathbf{M} . En muchos casos, E_{rel} es un número entre 0 y 1 y el valor medio del E_{rel} en para el catálogo de Harvard es de 0.126.

2. Desviación (ε) del mecanismo de doble par de fuerzas. El tensor simétrico \mathbf{M} tiene sólo dos autovalores independientes E_1 y E_2 ; el tercer valor puede ser $-(E_1 + E_2)$. Si un terremoto es del tipo doble par de fuerzas, la condición es que $E_1 = -E_2$, pero esta condición no se impone en el procedimiento de inversión. Considerando en valores absolutos los autovalores, E_{max} el mayor, y E_{min} el menor, la relación ε es una medida de la desviación del tensor momento del mecanismo de doble par de fuerzas:

$$\varepsilon = \left| \frac{E_{min}}{E_{max}} \right|$$

El valor de ε puede variar entre 0 (doble par) y 0.5 (vector dipolar linear), en el cual las orientaciones de los ejes P, T y B son indeterminadas.

2.1.2 Catálogos de acceso libre y filtros de calidad

Para la realización un estudio de inversión de esfuerzos es necesario una recopilación de los datos de mecanismos focales disponibles en bases de datos públicas y que han sido calculados mediante el método del tensor momento sísmico (Dziewonski *et al.* 1981). De esta forma se garantiza un mínimo de calidad y de homogeneidad en los mismos.

En cada zona de estudio encontramos varios catálogos, cada uno de ellos con una ventana espacial diferente, ya que ha sido en los últimos años cuando las redes sísmicas han mejorado lo suficiente para calcular mecanismos focales con el método del tensor momento sísmico.

Así el catálogo de Harvard (www.seismology.harvard.edu/) (Dziewonski *et al.* 1981) recoge mecanismos focales recalculados desde el año 1976 a escala planetaria a partir de magnitudes (m_b) mayores de 5.0.

En Europa el Servicio Sismológico Suizo (E.T.H) ha recalculado los registros desde el año 1994, disminuyendo considerablemente el umbral de detectabilidad ($M_w > 2.9$) (Braunmiller *et al.*, 2002) (www.seismo.ethz.ch/mt/homepage.html).

En España dos instituciones realizan esta labor, por un lado el Instituto Andaluz de Geofísica (I.A.G) (www.ugr.es/%7Eiag/tensor/) ha recalculado los registros de eventos de magnitud elevada desde el año 1983 (Stich *et al.*, 2003) y en la actualidad su catálogo está compuesto por mecanismos focales con $m_b > 3.5$, principalmente en la región Íbero-Magrebí. Por otro lado el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) ha implementado el cálculo automático del tensor momento sísmico lo que permite obtener los datos de mecanismos focales de forma casi inmediata ($M_w > 3.3$) (Rueda y Mezcua, 2005).

(www.ign.es/ign/es/IGN/BBDD_sismicos_CATMS.jsp)

3 - ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS Y MÉTODOS DE INVERSIÓN DE ESFUERZOS

3.1 – INTRODUCCIÓN

En los análisis de inversión de esfuerzos se asume, de modo implícito, que en el proceso de fracturación de la corteza superior aparecen una serie de propiedades geométricas invariantes al cambio de escala, cuya expresión más evidente es la ley de Gutenberg-Richter (De Vicente *et al.*, 2005). Bajo esta perspectiva resulta posible realizar la inversión sin tener en cuenta, o escalar, las fallas o mecanismos focales según su magnitud. Del mismo modo, no hay una magnitud mínima representativa del estado de esfuerzos tectónicos, por lo que el único criterio aplicable es el de la calidad de los mismos.

En una primera aproximación, muchos autores toman los ejes P, T y B, como σ_1 , σ_2 y σ_3 . Sin embargo los ejes P, T y B del mecanismo focal, pueden diferir mucho de las direcciones principales de esfuerzos (Angelier, 1994). McKenzie (1969) demuestra que σ_1 puede estar en cualquier lugar dentro del cuadrante extensional del mecanismo.

Ya que los métodos de inversión de esfuerzos utilizan como entrada, el par falla-estría, resulta necesario elegir, de entre los dos planos nodales, cuál introducir en la inversión (la excepción es el método de los Diedros Rectos). En este trabajo se ha seguido la metodología, para mecanismos focales calculados mediante el método de las primeras llegadas, de seleccionar el plano neoformado (CSN, 1998; Herraiz *et al.*, 2000). De este modo la solución obtenida en la inversión es mejor y explica un mayor número de fallas, aunque los resultados tensoriales son muy similares, tanto si se introducen sólo los planos reactivados o los dos (De Vicente, 1988; Giner-Robles *et al.*, 2006). La selección del plano neoformado puede realizarse aplicando simplemente el criterio de fracturación de Anderson, o como en este caso, utilizando las simetrías predichas por el modelo de deslizamiento de deformación triaxial (Reches, 1983; De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1991). Con este procedimiento, no se tiene certeza de que el plano seleccionado sea el que realmente produjo el sismo, pero se mejora notablemente la calidad de la solución del tensor de esfuerzos.

El primer método de inversión para poblaciones de fallas fue propuesto por Carey y Brunier (1974), donde se asumía que la estría coincidía con la dirección del máximo esfuerzo de cizalla. Aunque esta hipótesis ha sido largamente discutida, en la práctica los resultados que se obtienen, sobre todo a partir de poblaciones de mecanismos focales son altamente congruentes en una gran variedad de situaciones tectónicas (Vasseur *et al.*, 1983; Angelier, 1984; Michael, 1987).

Estas metodologías están basadas en las relaciones esfuerzo-deslizamiento descritas por Wallace (1951) y Bott (1959). Anderson (1951), fue el primer autor que estableció una relación entre el estado de esfuerzos, la simetría y la orientación de las fracturas de las rocas (Modelo de fracturación de Anderson), basándose en el criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Este modelo clásico, es aún válido para sistemas de fallas de neoformación y con cabeceos puros de 0° ó 90° (Fig. 3.1).

Bott (1959), formuló una relación entre la orientación y la forma del elipsoide de esfuerzos que actúa sobre un plano preexistente. La premisa es que la estría refleja la dirección de la componente de cizalla (τ) sobre el plano y se expresa matemáticamente por la Ecuación de Bott:

$$\tan(\theta) = \frac{n}{l m} (m^2 - (1 - n^2) R') \text{ y } R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

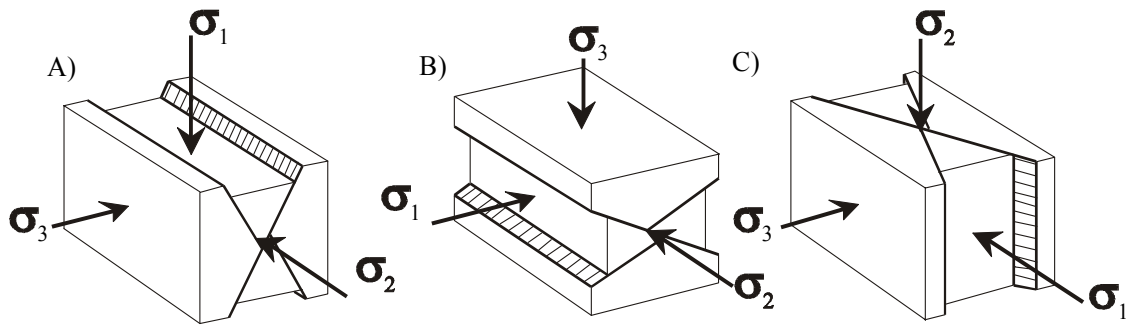


Fig. 3.1- Sistema de fallas conjugadas, en relación con los tipos de esfuerzo del Modelo de fracturación de Anderson: A) fallas normales, B) fallas inversas y C) fallas en dirección.

donde la tangente del ángulo de cabeceo (θ) está definida por los cosenos directores de la normal al plano de falla (l, m, n) y por el factor de forma (R'). σ_x, σ_y y σ_z , son respectivamente el esfuerzo horizontal mínimo, esfuerzo horizontal máximo y esfuerzo vertical. Esta relación, denominada ecuación de Bott, es la base de numerosos métodos de inversión de esfuerzos.

Según la forma del tensor (R'), los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos diferentes (Tabla 3.1).

R'	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \Rightarrow -\infty$	$\sigma_y = \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$\sigma_y > \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$\sigma_y = \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN UNIAXIAL
$0 < R' < 1$	$\sigma_y = \sigma_x > \sigma_z$	DESGARRE
$R' = 1$	$\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN UNIAXIAL
$R' > 1$	$\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \Rightarrow +\infty$	$\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$	EXTENSIÓN RADIAL

Tabla 3.1. Relación entre la forma del tensor de esfuerzos (R'), y el estado de esfuerzos que caracteriza

3.2 - EL MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS

Este es uno de los métodos gráficos más utilizados. Fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por Angelier y Mechler (1977) y es aplicable de forma directa, tanto a fallas, como a mecanismos focales de terremotos. Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría (Fig.3.2). No conviene olvidar que, mientras que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, el plano auxiliar sólo existe como construcción geométrica.

De este modo quedan definidos, teniendo en cuenta el sentido de movimiento de la falla, los dos diedros rectos opuestos dos a dos (en extensión, T y en compresión, P).

Resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio si se tiene en cuenta la hipótesis de Wallace - Bott. De este modo se demuestra que (Angelier, 1994) σ_1 debe situarse en el diedro en

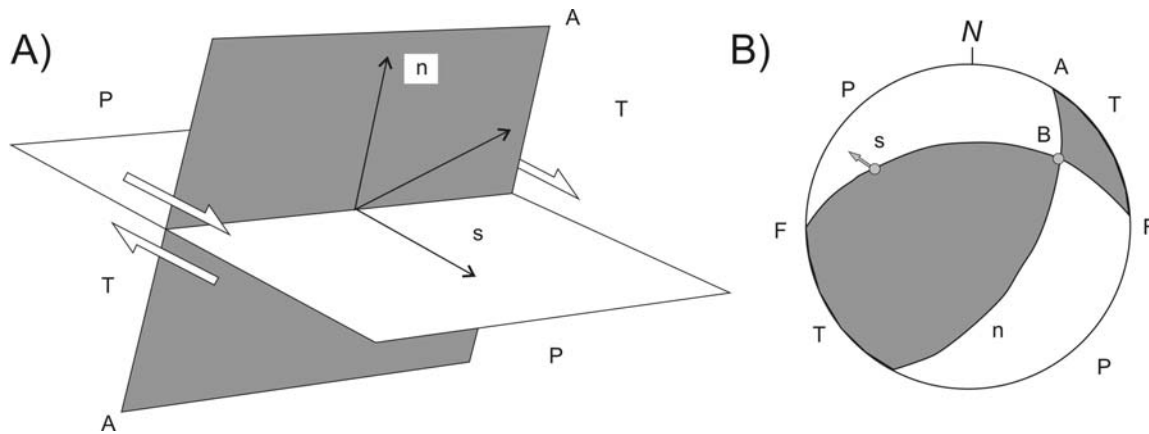


Fig. 3.2. Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo.

compresión y σ_3 en el diedro en extensión. Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje σ_2 .

Dado que el eje σ_1 se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y σ_3 en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas. Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (Fig.3.3). No obstante, cuando las fallas son muy numerosas, suele suceder que no quede ningún área residual (100% de compatibilidad) en el diagrama final, debido a diversos factores (errores en la determinación de los sentidos de movimiento, presencia de fallas relacionadas con otro régimen de esfuerzos, dispersión natural de los deslizamientos, errores de las medidas angulares, etc.). Para solucionar este problema basta con aplicar un simple criterio numérico de porcentajes, dividiendo la falsilla estereográfica en una serie de intervalos discretos que tendrán un porcentaje de compatibilidad con el carácter de compresión y/o extensión. En nuestro caso hemos utilizado el programa Cratos 1.0, cuyo módulo DREC está descrito por De Vicente *et al.* (1992).

Posteriormente a su desarrollo, diversos autores han realizado trabajos para mejorar el método y solucionar algunos problemas del mismo. Así, Lisle (1987) impone dos condiciones para obtener mejores resultados en la aplicación del método:

- 1) Los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares.
- 2) Ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros.

Las ventajas fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión y extensión, y su aplicación simultánea al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos y de fallas.

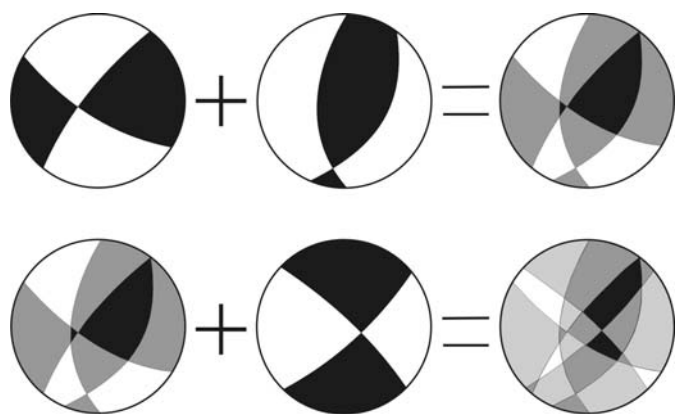


Fig. 3.3. Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Melchor, 1977) para dos fallas. En oscuro compresión, en claro extensión.

3.3 – EL MODELO DE DESLIZAMIENTO

El modelo de deslizamiento intenta explicar el hecho de que en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (e_i). Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb e incluye como caso particular (deformación plana, $e_2 = 0$), el modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica.

El modelo de deslizamiento supone que, en el caso más general (deformación triaxial), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios, debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil (Fig. 3.4). Para que se produzca el deslizamiento, asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso (número suficiente de planos de debilidad con distintas orientaciones en la roca), o bien para fallas de neoformación.

El modelo relaciona la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo de rozamiento interno (ϕ), con los cosenos directores de las estrías de fricción y de las normales a los planos de falla. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro K' :

$$K' = \frac{e_y}{e_z}$$

donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y el eje de máximo acortamiento horizontal.

De Vicente (1988), establece una serie de ecuaciones que relacionan K' y ϕ , con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (Angelier, 1994).

Tabla 3.2. Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados

SECUENCIA NORMAL	$K' = +\infty$	Deformación plana	$(e_z = 0; -e_x = e_y)$	DESGARRES PUROS ($C = 0$)
	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	$(-e_x > e_y > e_z)$	DESGARRES NORMALES
	$K' = 1$		$(-e_x > e_y = e_z)$	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	$(-e_x > e_z > e_y)$	Fallas NORMAL DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$K' = 0$	(deformación plana)	$(-e_x = e_z; e_y = 0)$	
SECUENCIA INVERSA	$0 > K' > -0.5$	Deformación extensiva radial	$(-e_z > -e_x > -e_y)$	Fallas NORMALES PURAS ($C = 90$)
	$K' = -0.5$	Deformación extensiva radial pura	$(e_z > -e_x = -e_y)$	
	$K' = -0.5$	Deformación compresiva radial pura	$(-e_z > e_x = e_y)$	Fallas INVERSAS PURAS ($C = 90$)
	$-1 > K' > -0.5$	Deformación compresiva radial	$(-e_z > e_y > e_x)$	
	$K' = -1$	(deformación plana)	$(-e_z = e_y; e_x = 0)$	
	$-2 < K' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	$(e_y > -e_z > -e_x)$	Fallas INVERSO DIRECCIONALES ($C \neq 0, \neq 90$)
	$K' = -2$		$(e_y > -e_x = -e_z)$	
$-\infty < K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	$(e_y > -e_x > -e_z)$	DESGARRES INVERSOS	
	$K' = -\infty$	Deformación plana	$(e_y = -e_x; e_z = 0)$	DESGARRES PUROS ($C = 0$)

Utilizando estas expresiones se obtiene para cada falla y de forma directa, la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dey), un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca durante el deslizamiento (ϕ) y la forma del elipsoide de deformación (K'). Los tipos de elipsoide en función del parámetro K' , 13 en total, están definidos en la tabla 2.4.

Al representar los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, se delimitan cuatro campos de posibles relaciones C/B que definen tipos de fallas diferentes. En este diagrama C/B (Fig. 2.8), las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor movimiento en dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas 2 y 4 tienen movimientos importantes según la máxima pendiente del plano (cabeceos altos). Las áreas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de extensión según e_z (fallas inversas). Los casos extremos ($B = 90^\circ$, $C = 90^\circ$) corresponden a los elipsoides de tipo "deformación plana" ($e_2 = 0$) para los que sólo existen dos familias de fallas (modelo de fracturación de Anderson).

Si una falla medida en campo, con una clara determinación de su sentido de movimiento no se ajusta al modelo (i.e. una falla inversa con un buzamiento de 60° y un cabeceo de 80°), podemos concluir que ésta es reactivada.

En el caso de mecanismos focales, se puede demostrarse que si los dos planos tienen geometrías diferentes (buzamiento del plano o cabeceo del deslizamiento), necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado (Fig. 3.5). La posibilidad de movimiento en los planos reactivados depende del valor del ángulo de rozamiento interno deducido, que depende a su vez de

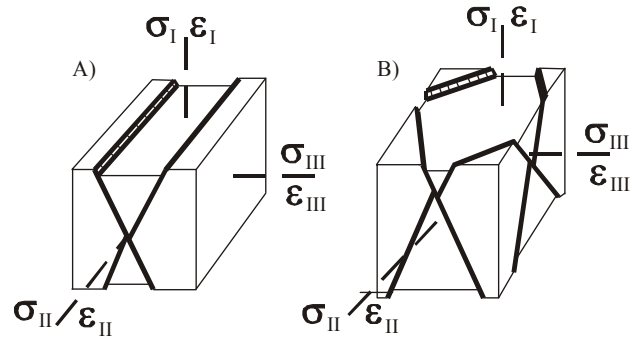


Fig. 3.4. Geometría comparada de los planos de falla según el modelo de Reches (1983): A) caso biaxial con simetría monoclinica (modelo de Anderson, 1951) y B) caso triaxial con simetría ortorrómbica.

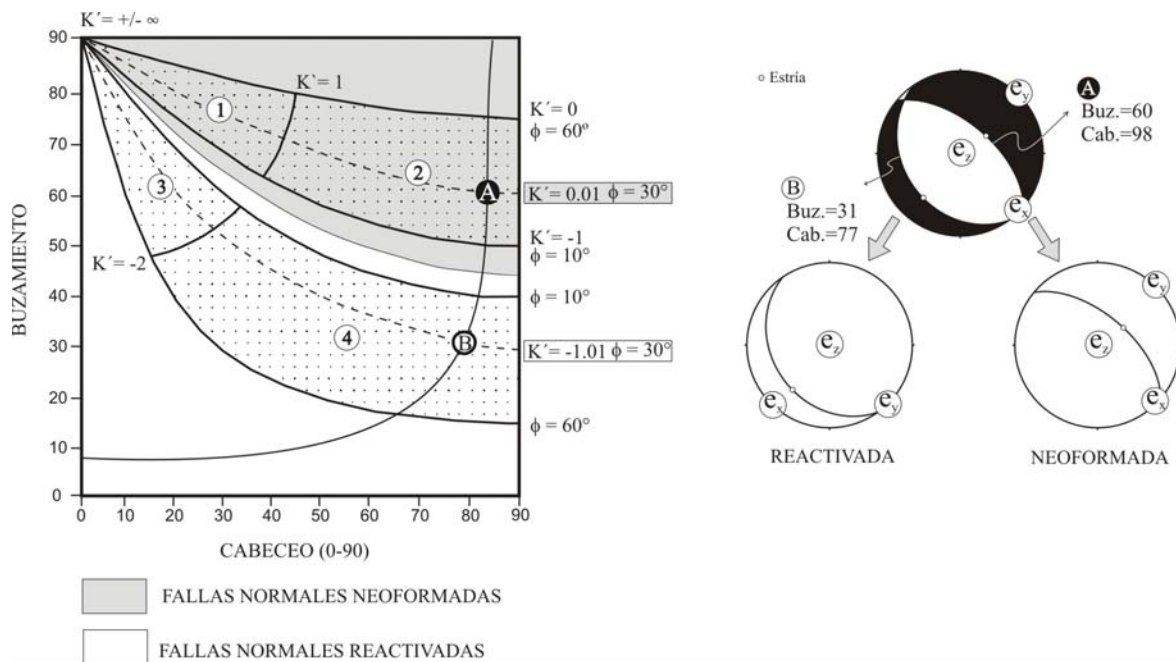


Fig.3.5. Diagrama C/B con los cuatro tipos de campos: 1-normal direccional, 2-normal, 3-inverso direccional, 4-inverso, y proyección de los planos nodales de un mecanismo focal.

la orientación del plano respecto a los ejes principales de la deformación. Con esto es posible determinar cual de los dos planos nodales de un mecanismo focal corresponden a la falla relacionada con él. En este caso se ha seleccionado el plano neoformado, por ser mecánicamente más compatible con el modelo. Aún sin saber si el plano elegido se corresponde con la falla que originó el sismo, es posible establecer las características del tensor de esfuerzos.

3.4 - MÉTODOS DE INVERSIÓN DE ESFUERZOS BASADOS EN LA ECUACIÓN DE BOTT

Para un tensor de esfuerzos dado, el problema directo consiste en determinar la orientación y sentido de movimiento, conocida la orientación de un plano de falla. Por el contrario, el problema inverso consiste en determinar el tensor de esfuerzos medio, a partir de las orientaciones y sentidos de deslizamiento de una población de fallas, o como en este caso, de mecanismos focales de terremotos. Ambas situaciones asumen

que cada vector de deslizamiento tiene la misma orientación y sentido que el esfuerzo de cizalla correspondiente a un tensor de esfuerzos común. Esta asunción de que todas las fallas se movieron bajo el mismo evento tectónico, independientemente unas de otras, pero de modo consistente respecto a un único tensor de esfuerzos, no deja de ser una aproximación, y obliga a que se cumplan una serie de requisitos:

- 1) El estado de esfuerzos es homogéneo a la escala estudiada.
- 2) El tensor de esfuerzos activa un número de planos preexistentes lo suficientemente elevado.
- 3) En cada plano, el deslizamiento se produce paralelamente a la dirección del máximo esfuerzo tangencial o de cizalla sobre ese plano (no hay deformaciones conducidas).

Dado que el tensor de esfuerzo reducido tiene cuatro grados de libertad, mientras que normalmente el número de ecuaciones que se dispone es mucho mayor (una para cada falla), los sistemas suelen estar sobredimensionados. Este hecho permite adoptar modelos estadísticos para encontrar el mejor ajuste entre los datos de deslizamiento y los esfuerzos de cizalla teóricos. No es un método directo.

Los métodos basados en esta ecuación normalmente realizan un análisis tridimensional, a través de procesos iterativos de prueba y error, para localizar un tensor que haga mínima la diferencia entre las estrías teóricas producidas sobre el plano de falla por el tensor seleccionado, y las estrías reales, minimizando funciones del tipo:

$$F = \sum_{i=1}^n (x_i \wedge t_i)^2$$

siendo x_i la estría real, t_i la estría teórica, y \wedge el ángulo entre ellas. Algunos métodos no realizan una búsqueda global en todas las posiciones del espacio, sino que abandonan las "vías" que hacen aumentar el error. Estos métodos suelen proporcionar:

- a) Las orientaciones de los ejes principales del tensor de esfuerzos (σ_1 , σ_2 , σ_3).
- b) Las magnitudes relativas de los ejes, definidas por R (stress ratio):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Este R es diferente del parámetro R' de la ecuación de Bott, siendo la equivalencia entre ambos:

σ_1 vertical	$R' = 1 / R$	$R' > 1$
σ_2 vertical	$R' = R$	$0 < R' < 1$
σ_3 vertical	$R' = 1 / (R - 1)$	$R' < 0$

Los diferentes valores de R representan los tipos de elipsoides de esfuerzo desde el tipo prolato, para $R = 0$ en régimen normal, hasta el tipo oblató, para $R = 1$ en régimen inverso, según se muestra de modo gráfico en la figura 3.6.

El Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987; Reches et al., 1992)

Este método, formulado por Ze'ev Reches, permite obtener las orientaciones y las magnitudes relativas del tensor de esfuerzos asociado al movimiento de una población de fallas, y la fricción media bajo la cual se produjo el deslizamiento. Se basa en la Ecuación de Bott, el criterio de rotura de Navier-Coulomb, y se asumen las siguientes premisas:

- 1) El deslizamiento sobre un plano de falla se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla, o de un modo equivalente, perpendicular al eje de cizalla nulo (Bott, 1959).
- 2) Las magnitudes de los esfuerzos normales y de cizalla, satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb:

$$|\tau| = \mu \sigma_n$$

donde $|\tau|$ y σ_n son las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y normal en la dirección de deslizamiento y μ el coeficiente de fricción.

- 3) Las fallas pueden ser neoformadas o reactivadas.
- 4) El deslizamiento se produce en condiciones mecánicas relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo estado de esfuerzos, y la fricción en éstas se puede representar como su valor medio. Se asume que la cuantía del deslizamiento y las rotaciones de las fallas son bajas.

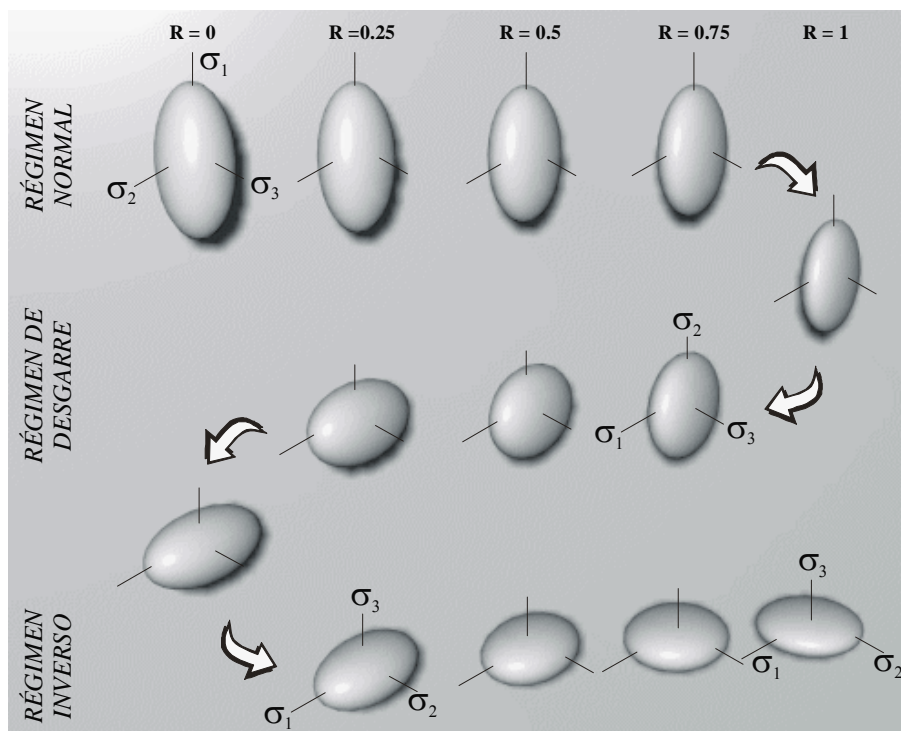


Fig. 3.6. Representación tridimensional de los elipsoides de esfuerzo en función de su factor de forma R (tomado de CNS, 1998)

Los supuestos 1 y 4 son comunes a todos los métodos de inversión de esfuerzos publicados, mientras que no sucede lo mismo con el criterio de rotura que se asume en este método. El supuesto 2 se trata de la ley de fricción de Amonton 1699 (o el criterio de Coulomb para el caso de cohesión nula), que es el más utilizado en mecánica de suelos y de rocas, habiendo sido demostrada su validez en numerosos experimentos. El equivalente geofísico cuantitativo y empírico es la Ley de Byerlee (Byerlee, 1978).

El programa STRESS, versión 2.9 (Reches, 1996), es el desarrollo informatizado del método y calcula un conjunto de tensores para distintos coeficientes de fricción (μ), a partir de un $\mu = 0.01$, con incremento variable. Por defecto se establece un paso de 0.1, ya que permite determinar con suficiente exactitud los diferentes tensores.

Además de la orientación y dispersión de los esfuerzos principales para cada tensor solución, el programa proporciona otros parámetros como la cohesión media calculada para las fallas, el stress ratio (R), la relación entre las magnitudes relativas de los esfuerzos calculados en función de un valor arbitrario del esfuerzo vertical ($\sigma_z = 100$), y el tensor que minimiza el vector residual (V_R)

$$V_R = (A * D) - F$$

siendo A = matriz calculada de los datos de deslizamiento

D = vector del tensor de esfuerzos

F = vector calculado a partir de σ_z (esfuerzo vertical), μ y C.

Para el conjunto de k fallas, V_R tiene $2*k$ términos (desde r_{1k} a r_{2k}). La exactitud de la solución viene reflejada por la raíz del error cuadrático medio (RMS):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum r_k^2}{2k}}$$

donde r_k es el residual de la falla número k. El error cuadrático medio es una estimación de la desviación estándar para el mejor ajuste. Como las magnitudes y orientaciones de los esfuerzos principales no dependen linealmente de F, el programa calcula tres grupos de soluciones (F, F_1 y F_2) para cada μ seleccionado:

$$F_1 = F + RMS \quad F_2 = F - RMS$$

Para estimar la calidad de una solución, Rechés *et al.* (1992) aplican dos tipos de desviaciones angulares que están representadas por dos ángulos de dispersión diferentes:

1) *Ángulo de desviación de los ejes principales* (PAM, Principal Axes Misfit Angle). El deslizamiento a lo largo de una falla que cumple el criterio de rotura de Coulomb puede ocurrir bajo muchos estados de esfuerzo. Sin embargo, el valor de la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) es mínimo, sólo para una orientación del tensor de esfuerzos (Jaeger y Cook, 1976). Este tensor que hace mínima la diferencia se denomina "tensor ideal". Los esfuerzos principales del tensor ideal C_1 y C_3 , están contenidos en el plano definido por el eje de deslizamiento y la normal al plano de falla. El eje C_1 forma un ángulo de $B = 45 - \Phi/2$ con el eje de deslizamiento, y un ángulo de $45 + \Phi/2$ con la normal a la falla, siendo $\Phi = \arctan \mu$. Si se calculan los ángulos entre los ejes principales del tensor ideal (C_1, C_2, C_3) y los del tensor general ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) para cada falla de la población (Fig. 2.10), se puede definir el ángulo de desviación medio de los ejes principales (t) para el conjunto de fallas explicadas:

$$t = \frac{(C_1 \wedge \sigma_1) + (C_2 \wedge \sigma_2) + (C_3 \wedge \sigma_3)}{3}$$

donde \wedge es la diferencia angular entre vectores.

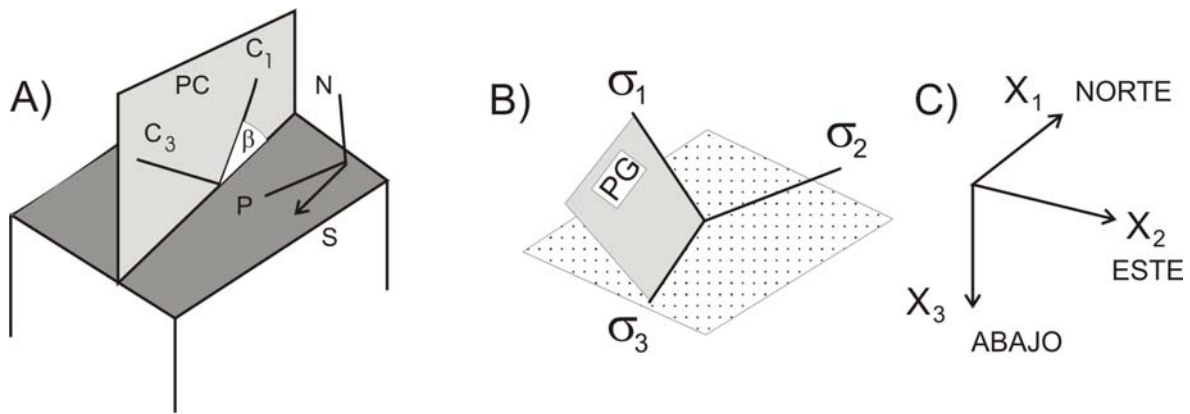


Figura 3.7. Geometría de la falla y del tensor de esfuerzos asociado con el deslizamiento sobre ella, y parámetros utilizados durante la inversión (modificado de Reches, et al., 1992)

Sin embargo, para casos radiales (ej. $\sigma_2 \approx \sigma_3$), grandes ángulos entre $C_2 \wedge \sigma_2$ y $C_3 \wedge \sigma_3$ no indican grandes desviaciones angulares entre los dos tensores. Para compensar este efecto, Reches et al. (1992) redefinen el valor de t , que pasa a ser:

$$t = \frac{(1 - R) C_1 \wedge \sigma_1 + R (C_3 \wedge \sigma_3)}{2}$$

donde

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Así, para casos de R muy bajos, la desviación se determina principalmente por la desviación del eje σ_1 , y viceversa para los casos con R muy altos. Estas variaciones están de acuerdo con lo que implica los posibles valores extremos de R : bajos valores de R indican que cualquier posición en el plano perpendicular a σ_1 puede contener a σ_2 y a σ_3 . El ángulo de desviación de los ejes principales (PAM) de todas las fallas de la población (K) es:

$$PAM = \frac{\sum_{i=1}^k t_i}{K}$$

2) **Desviación angular de deslizamiento (SM, slip misfit)**. Es el ángulo de desviación entre el eje de deslizamiento medido en el campo (S) y la dirección del esfuerzo de cizalla máximo en el plano (τ). La dirección de τ se calcula sustituyendo el tensor general y la dirección del plano de falla, mientras que SM es el ángulo medio entre el eje observado y el eje calculado de todas las fallas. Este ángulo SM es el mismo que utilizan la mayor parte de los métodos de inversión (Delvaux, 1994).

Reches, et al. (1992) indican que el ángulo SM es menos restrictivo que el PAM y puede anularse para muchos tensores generales. Por ejemplo, si el plano $\sigma_1 - \sigma_3$ del tensor general coincide con el plano definido por el eje de deslizamiento y la perpendicular a la falla, SM se anula para valores de β entre $0 < \beta < 90$. Por otro lado, bajo esas mismas condiciones, el PAM se anula sólo para una orientación definida por $\beta = 45 - \Phi/2$. Además, el valor de SM no está directamente constreñido por el coeficiente de fricción (μ) de la falla, a diferencia del PAM.

Por todas estas razones, Reches, et al. (1992) adoptan el PAM como criterio básico para la elección de la solución óptima, aunque también hay que tener en cuenta otros criterios:

- 1) Los ángulos de desviación PAM y SM entre ejes principales observados y calculados y los ejes de deslizamiento han de ser mínimos.
- 2) El coeficiente de fricción debe ser razonable ($0 < \mu < 1$), ser lo más cercano posible a 0.8 (Byerlee, 1978)

- 3) La cohesión residual calculada debe ser resistente al deslizamiento ($C \geq 0$).

El método de inversión de esfuerzos implica compatibilidad mecánica de todas las fallas explicadas, mientras en otros métodos desarrollados a partir de la ecuación de Bott es necesario interpretar subjetivamente la proyección de las fallas sobre el círculo de Mohr para evaluar la veracidad de la solución, ya que no se conoce el valor de la fricción media. Además, se trata de un método flexible que permite elegir, en función de varios parámetros de calidad, entre un abanico de soluciones. En este sentido, Célérier (1988) ha demostrado, mediante modelización numérica, que si se considera la fricción en el proceso de inversión junto con la hipótesis de Wallace-Bott, el rango de precisión en el cálculo del tensor de esfuerzos es mucho mayor.

Para comprobar la representatividad estadística de cada solución, se realizó un proceso de muestreo con reemplazamiento, tipo Montecarlo, para el valor de fricción con menor error. Esta técnica permite calcular la máxima dispersión en la posición de los ejes principales. También permite detectar permutaciones entre los ejes principales del tensor solución, lo que sucede frecuentemente cuando dos ejes tienen magnitudes similares.

4 - BIBLIOGRAFÍA

- Addison. P.S. (2001) *Fractals and Chaos. An illustrated course*. IOP Publishing Ltd
- ANDERSON, E.M. (1951) The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Oliver & Boyd, 206 p.
- ANGELIER, J. (1979) Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**, T17-T26.
- Angelier, J. (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89** (7): 5835-5848.
- Angelier, J. (1989) From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, **11** (1/2): 37-50.
- Angelier, J. (1990) Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**: 363-376.
- Arthaud, F. (1969) Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7** (11): 729-737.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 1305-1320.
- Arlegui, L. (1996) *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza: 650 pp.
- Armijo, R. y Cisternas, A. (1978) Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*. **287** (D): 595-598.
- Bott, M.H.P. (1959) The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**: 109-117.
- Bott, M.H.P. (1993) Stress distribution and plate boundary force associated with collision mountain ranges. *Tectonophysics*, **182**: 193-209.
- Byerlee, J. (1978) Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophysics*, **116**: 615-626.
- Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991) An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, **191**: 399-409.
- Carey, E. y Brunier, M.B. (1974) Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **279**: 891-894.
- Célérier, B. (1988) How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?. *Tectonics*, **7** (6): 1257-1278.
- De Vicente, G. (1988) *Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.
- De Vicente, G.; Muñoz, A. y Giner, J. (1992) El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5** (3-4): 7-19.
- De Vicente, G.; Giner, J.L.; Muñoz Martín, A.; González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996b) Determination of the present day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, **266** (1-4): 405-442.
- De Vicente, G.; Herráiz, M.; Giner, J.L.; Lindo, R.; Cabañas, L. y Ramírez, M. (1996c) Características de los esfuerzos activos intraplaca en la Península Ibérica. *Geogaceta*, **20** (4): 909-912.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, **3**: 51-65.
- Etchecopar, A. y Mattauer, M. (1988) Méthodes dynamiques d'analyse des populations des failles. *Bull. Soc. Géol. France*, **8** (IV-2): 289-302.
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro F. (1988) Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, **2** (2): 90-97.
- Gephart, J.W. (1990) Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, **9** (4): 845-858.
- Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. (1989) An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, **89**: 9305-9320.
- HIDROBAP (2000) *Proyecto HIDROBAP. Hidrogeología en medios de baja permeabilidad*. Ed.: C.S.N. Colección Otros Documentos 20.2000, 238 pp.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1993) Interpolation and smoothing methods for regional directional data: paleostress trajectories as an example. *Jour Math. Geology*.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994) Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, **20** (2): 161-191.
- Lisle, R.J. (1987) Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, **1** (2): 155-158.
- Muñoz Martín, A.; Cloetingh, S.; De Vicente, G. & Andeweg, B. (1998) Finite element modelling of tertiary paleostress fields in the eastern border of the Tajo basin (central Spain). *Tectonophysics*, **300**, pp.: 47-62.
- Olaiz, A. (2006) Mapa de esfuerzos activos de Europa a partir de mecanismos focales calculados con el Tensor de Momento Sísmico. D.E.A. Univ. Complutense de Madrid: 70 pp
- PRIOR. Proyecto PRIOR (2004). Análisis de Fallas de Primer Orden. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos,
- Ramsay, J.G. & Lisle, R.J. (2000) *Modern structural Geology. Vol 3. Applications of continuum, mechanics in structural geology*. Academic Press.
- Reches, Z. (1978) Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, **47**: 109-129.
- Reches, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, **95**: 133-156.
- Reches, Z. (1987) Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **7**: 849-861
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, **95**: 111-132.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1989) The stress inversional fault slip data and focal plane solutions -the method and its application to tectonic analysis. *Annual meeting of Israel Geol. Soc.*, Ramot.

Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992) Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, **97** (B9): 12481-12493.

RIVERA, L.A. y CISTERNAS, A. (1990): Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **80**(3), 600-614.

Rueda, J. y Mezcuca, J. (2005) *Near-real-time Seismic Moment-tensor Determination in Spain*, *Seismological Research Letters*, **76**, 455-465.

SIGMA. Proyecto SIGMA (1998). Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear. Colección Otros Documentos, 10.1998, 239 pp.

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.

Zoback, M.L.; M.D. Zoback; Adams, J.; Assumpção, M.; Bell, S.; Bergman, E.A.; Blümling, P.; Brereton, N.R.; Denham, D.; Ding, J.; Fuchs, K.; Gay, N.; Gregersen, S.; Gupta, H.K.; Gvishiani, A.; Jacob, K.; Klein, R.; Knoll, P.; Magee, M.; Mercier, J.L.; Müller, B.C.; Paquin, C.; Rajendran, K.; Stephansson, O.; Suarez, G.; Suter, M.; Udias, A.; Xu, Z.H. y Zhizhin, M. (1989) Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.

Zoback, M.L. y Magee, M. (1991) Stress magnitudes in the crust: Constraints from stress orientations and relative magnitude data. En Ehitmarsh, R.B., M.H.O. Bott, Fairhead, J.D., y Kuznir, N.J. (Eds.), *Tectonic stress in the lithosphere* (The Royal Society, London): 141-150.

5 - INFORMACIÓN LIBRE DISPONIBLE EN INTERNET

Bases de Datos Geofísicos de Libre Difusión

World Stress Map (Muller, *et al.* 2000)

<http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub2000/>

Topografía 2 minutos x *pixel* (Smith y Sandwell, 1997)

http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html

Topografía modelo GTOPO30 30 arcossegundos x *pixel* (USGS)

<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>

Datos de topografía de alta resolución 90 m *pixel* (SRTM), gravimetría satelital y magnetismo de márgenes continentales

<http://www.getech.com/data/srtm.htm>

Bureau Gravimetrique International

<http://bgi.cnes.fr:8110>

Catálogos sísmicos

International Seismological Centre

<http://www.isc.ac.uk>

National Earthquake Information Center

<http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/epic/epic.html>

Instituto Geográfico Nacional

<http://www.geo.ign.es>

Bases de datos de sismos relocalizados de Engdahl, *et al.* (1998).

<ftp://136.177.20.1>

```

USERNAME> anonymous
PASSWORD> (your e-mail)
cd misc/engdahl/EHB

```

Mecanismos focales de terremotos (tensor de momento sísmico)

Universidad de Harvard

<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>

National Earthquake Information Center

<http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/FM/qmom.html>

Instituto Geográfico Nacional

http://www.ign.es/ign/es/IGN/BBDD_sismicos_CATMS.jsp

Instituto Andaluz de Geofísica

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

Geología Estructural y Sismotectónica

La Página WEB de la Geología Estructural, con múltiple información, software e imágenes.

http://geology.ou.edu/~ksmart/structure_webpage/

COMET: Centre for the Observation and Modelling of Earthquakes and Tectonics

<http://comet.nerc.ac.uk/publications.php>

ORFEUS. Observatories and Research Facilities for European Seismology

<http://orfeus.knmi.nl>

Seismic-Eruption (Alan Jones)

<http://geol.binghamton.edu/faculty/jones>

Softstructure Version 1.6 (Reches, 2000) Programas de inversión de esfuerzos y análisis mecánicos.

```
ftp.earth.es.huji.ac.il USERNAME>      anonymous
PASSWORD>          (your e-mail)
cd pub/softstructure/
binary
get SoftStructure_zip.exe
quit
```

Aplicaciones cartográficas y de procesamiento dinámico y espacial de datos

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

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

Global Mapper: Programa de gestión de cartografía, que soporta y carga imágenes, mapas, modelos digitales, archivos vectoriales, etc. Permite su referenciación geográfica, superposición, bloques diagramas, etc...

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