

CÁLCULO DEL MECANISMO FOCAL DE UN TERREMOTO

La solución del mecanismo focal de un sismo (MF) es el resultado del análisis de las formas de las ondas sísmicas generadas por un terremoto registradas en una serie de estaciones sísmicas en forma de sismogramas. La caracterización precisa del mecanismo focal de un terremoto nos proporciona información muy importante para los Geólogos Estructurales y Sismólogos que trabajan en estructuras activas: su epicentro, profundidad de foco, la magnitud (una medida de la energía sísmica radiada por el terremoto), así como la orientación del posible plano de falla y su movimiento. Para este último aspecto existen dos modos diferentes de calcular el mecanismo: el método de [primeras polaridades de las Ondas P](#), y el cálculo del [tensor de momento sísmico \(M\)](#). En cualquier caso, para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco.

El Método de Primeras Polaridades de las Ondas P

Esta técnica se empleó antes del desarrollo de los ordenadores y de la generalización de los sismógrafos de banda ancha, y aún se sigue utilizando cuando las redes sísmicas no son muy modernas, para analizar terremotos antiguos. Desde un punto de vista didáctico, resulta muy útil calcular el MF manualmente mediante el análisis geométrico utilizando proyección estereográfica.

El primer paso en la construcción de un mecanismo focal consiste en calcular 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 (azimut y la inclinación del rayo) con respecto a cada estación. Para este cálculo es necesario conocer la distribución de V_p en profundidad en la zona de trabajo. En la figura 46 se muestra el perfil de velocidad de ondas P y de densidad utilizado por el IGN para la Península Ibérica. Para telesismos existen modelos de velocidades estándar para toda la Tierra.

Examinando el sismograma de la componente vertical en cada estación, evaluamos si la primera llegada que se detecta es hacia arriba o hacia abajo (o no hay señal) en el momento esperado. La parte de la energía recibida por cada sismograma, que dejó el foco del terremoto en forma de una onda P compresiva, puede decirse que ha viajado a lo largo de la trayectoria de un rayo desde el foco hasta el sismógrafo. Tenemos que saber dos cosas acerca de ese rayo en cada estación: el azimut del rayo que la conecta con el foco y su ángulo de emergencia. Este ángulo se mide entre el rayo que deja el foco (emerge) y un eje vertical desde el foco (normalmente se toma de tablas que relacionan el ángulo de emergencia y la distancia de la estación al foco) (p.ej., HODGSON y STOREY, 1953; HODGSON y ALLEN, 1954).

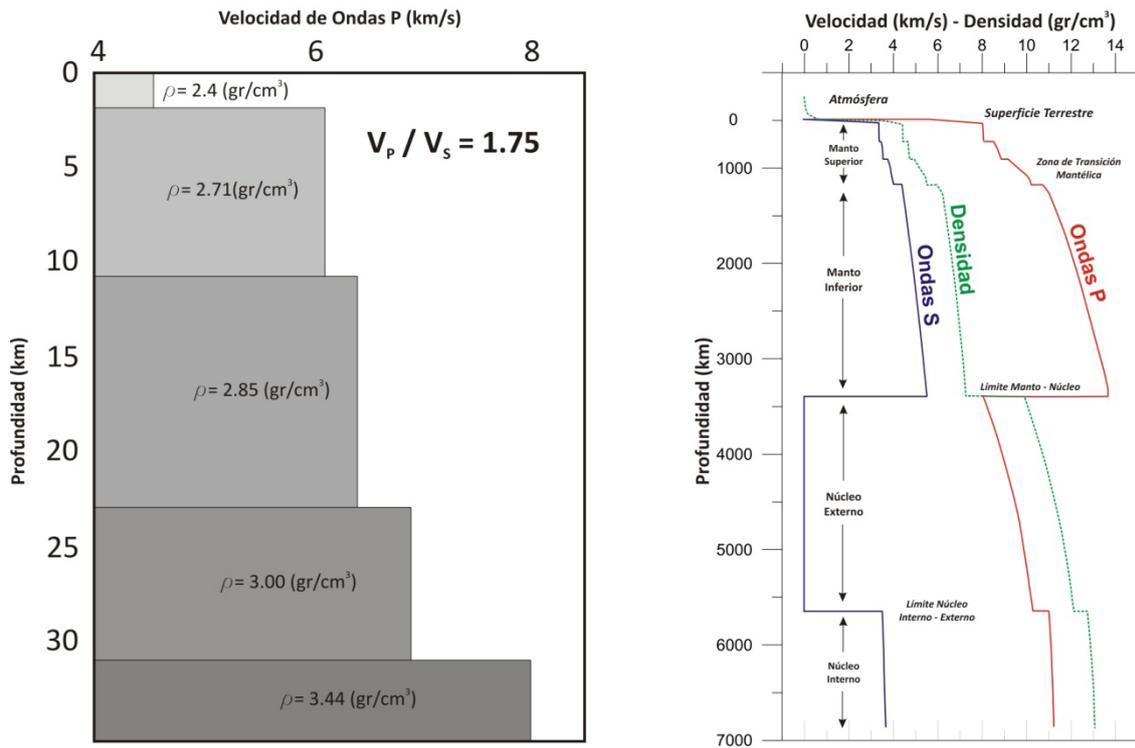


Figura 46. Modelo de distribución de velocidades de Ondas utilizado por el IGN para la península Ibérica (izquierda) y modelo de variaciones de velocidad y densidad para toda la tierra desarrollado en los años 80 denominado PREM (Preliminary Earth Reference Model, Dziewonski y Anderson, 1981).

Una vez calculada la orientación del rayo sísmico desde el foco a cada estación, se representa en la semiesfera inferior (proyección estereográfica equiangular). Cada uno de estos puntos (rayos) 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).

Recordemos que el primer movimiento de las partículas alrededor del foco sísmico es diferente en los cuatro cuadrantes que dibujan los planos nodales (Figs. 44, 45). Podemos ahora dibujar los datos en una plantilla estereográfica (hemisferio inferior, de igual área). Representaremos los datos de cada estación sísmica usando uno de estos tres símbolos: Un círculo blanco si la primera llegada de la onda P es hacia abajo, un círculo negro si la primera llegada fue hacia arriba, o una x si la primera llegada fue muy débil como para diferenciarla (Fig. 48). Para cada estación, el símbolo se sitúa en la línea que pasa por el centro de la proyección con el azimut de la estación relativo al terremoto y con el ángulo de emergencia (complementario a la inmersión del rayo) contado desde el centro.

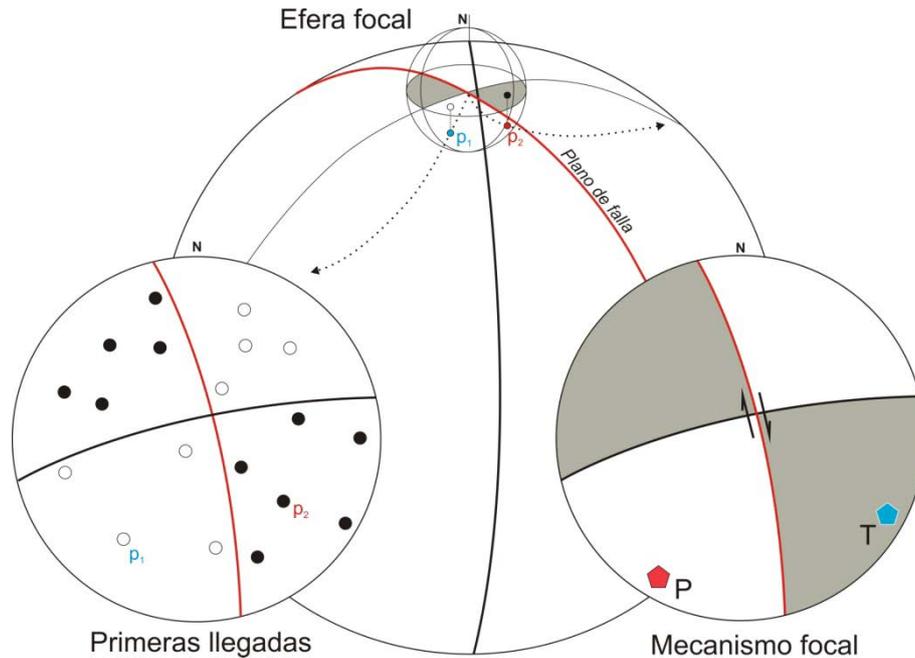


Figura 47: Representación del cálculo del mecanismo de foco del terremoto mediante el método de las primeras polaridades de Ondas P.

Una vez se dibujan todos los datos de primeras llegadas, hay que buscar dos ciclográficas perpendiculares en la falsilla que separen los círculos blancos de los negros y que pasen por las x . Estos serán los planos nodales (uno de ellos será la falla). Finalmente, rellenamos los cuadrantes (blanco los que contienen a los círculos blancos, y negro el de los negros). Normalmente, la solución no es única, pero sigue siendo útil para entender cómo se movió la falla asociada al terremoto (Fig. 48).

El Tensor de Momento Sísmico (M)

Este método permite determinar el mecanismo focal a partir del modelado de las formas de onda generadas por el terremoto mediante el cálculo de las fuerzas que han generado los desplazamientos observados en las estaciones. La relación entre desplazamientos y fuerzas se calcula a partir de las denominadas funciones de Green (AKI y RICHARDS, 1980).

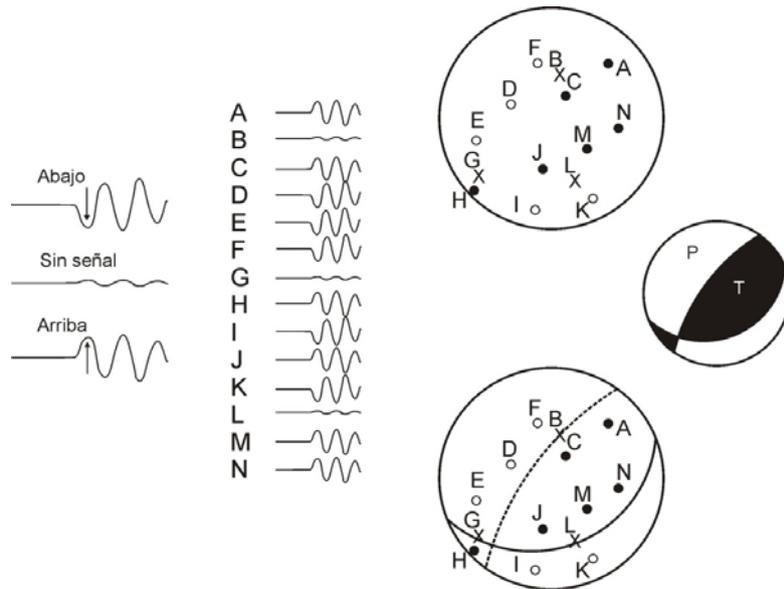


Figura 48: Obtención de las polaridades de movimiento vertical para la Fase P de diferentes estaciones sísmicas, (A-N) y representación en proyección estereográfica de dichas polaridades para la obtención del mecanismo de foco del terremoto.

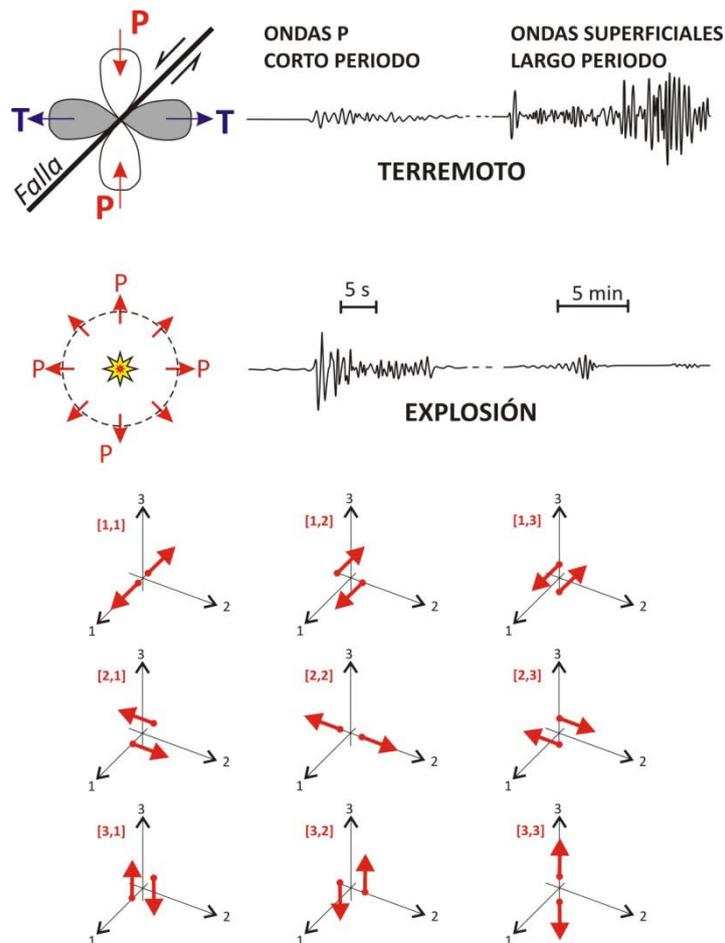


Figura 49: Izquierda: Patrón de radiación de Ondas P generado por una falla y un sismograma tipo, y el patrón y el tipo de señal generada por una explosión. Derecha: representación geométrica de las 9 posibles componentes del tensor de Momento sísmico.

El modelo matemático del par de fuerzas se describe en 3D mediante un tensor simétrico de 9 componentes, conocido como el **tensor del momento** (M_{ij}). Dados unos parámetros iniciales (H_0 , coordenadas epicentrales y profundidad), se deriva un tensor momento inicial, y estos parámetros son los valores de partida para un procedimiento iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor momento se deducen simultáneamente con cambios en los parámetros hipocentrales. Sin embargo, cuando los desplazamientos han sido generados por una falla, las nueve componentes del tensor se simplifican en dos de igual magnitud y orientación perpendicular (modelo de doble par de fuerzas). La magnitud de estas componentes se denomina **Momento escalar** (M_0), y su valor depende de las características físicas de la superficie de rotura y del deslizamiento:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot s \quad [60]$$

siendo A la superficie de rotura, μ el módulo de rigidez y s la distancia deslizada.

Cálculo del Tensor de Momento Sísmico (M)

Para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas, 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 (Coca, 1999).
- Para representar las fuerzas que actúan en el foco sísmico se utiliza el modelo de fuerzas equivalentes donde se acepta que los desplazamientos en la superficie terrestre son idénticos a los que tienen lugar en la fuente sísmica.

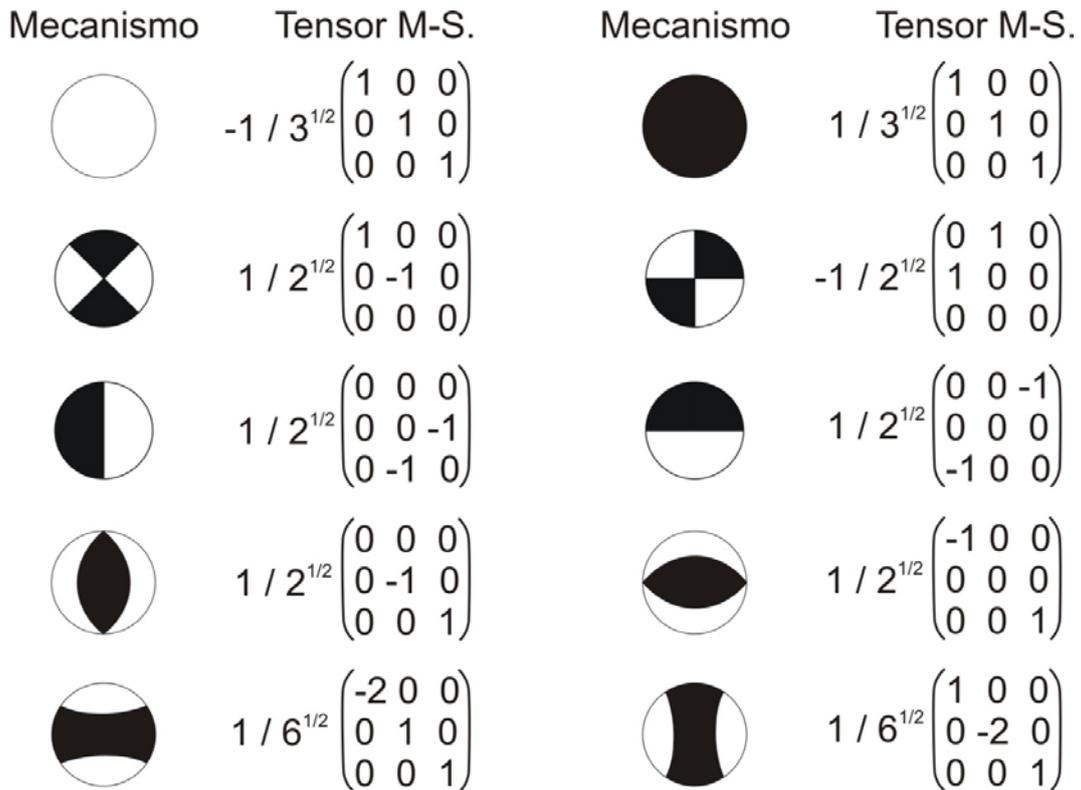


Figura 50. Diversos ejemplos de Tensor de Momento Sísmico y su mecanismo focal asociado.

GILBERT (1971) propone expresar los desplazamientos producidos por un terremoto en términos del Tensor Momento Sísmico (Figs. 49 y 50). DZIEWONSKI y ANDERSON (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 (Magnitud) 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 en los sismogramas 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 (Funciones de Green). Dados unos parámetros iniciales (tiempo de origen, coordenadas epicentrales y profundidad), se deriva un 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 se calculan simultáneamente a los cambios en los parámetros hipocentrales. En general este método es estable y converge rápidamente (Fig. 51).

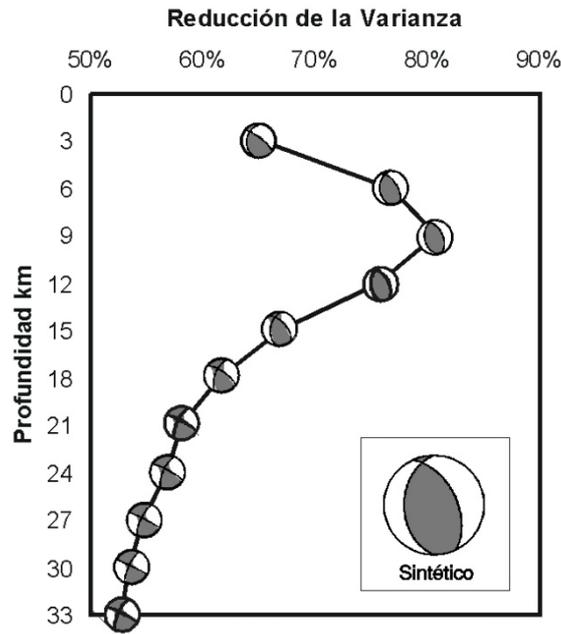


Figura 51. Representación gráfica de la reducción de la varianza frente a la profundidad desde el tensor de momento inicial mediante un procedimiento iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor momento se calculan simultáneamente a los cambios en los parámetros hipocentrales.

El tensor momento sísmico tiene seis componentes independientes, en las cuales el momento angular para fuerzas equivalentes en la fuente desaparece (Figs. 49 y 50). El doble par de fuerzas es un caso especial del momento desviatorio, con la restricción que la determinante de M , es cero:

$$\begin{matrix}
 M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\
 M = M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\
 M_{zx} & M_{zy} & M_{zz}
 \end{matrix}
 \quad
 \begin{matrix}
 M_0 & 0 & 0 \\
 M = 0 & -M_0 & 0 \\
 0 & 0 & 0
 \end{matrix}
 \quad [61]$$

Para un doble par de fuerzas, las componentes cartesianas del tensor momento pueden expresarse 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):

$$\begin{aligned}
 M_{XX} &= -M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\Phi + \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2\Phi) \\
 M_{XY} &= M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \cos2\Phi + 0.5 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}^2\Phi) \\
 M_{XZ} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\Phi + \cos2\delta \text{sen}\lambda \text{sen}2\Phi) \\
 M_{YY} &= M_0 (\text{sen}\delta \cos\lambda \text{sen}2\Phi - \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda \cos^2\Phi) \\
 M_{YZ} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \text{sen}\Phi + \cos2\delta \text{sen}\lambda \cos\Phi) \\
 M_{ZZ} &= M_0 \text{sen}2\delta \text{sen}\lambda
 \end{aligned}$$

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A \quad [60]$$

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) que es una medida de la energía liberada por el sismo.

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7 \quad [61]$$

Como el tensor es simétrico, puede girarse hasta el sistema de referencia definido por los ejes principales, de tal manera que desaparecen los elementos no diagonales, y únicamente los diagonales son diferentes de cero. Los elementos diagonales son los autovalores de M , y las direcciones asociadas son los autovectores. 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 tienen 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 B del doble par de fuerzas. En la Figura 50 se muestran los mecanismos focales asociados a distintos tensores del momento sísmico.

Inversión del tensor momento sísmico

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

$$d_s(x, t) = M_{kj} [G_{skj}(x, \xi, t) * s(t)] \quad [64]$$

donde: $d_s(x, t)$: es el desplazamiento del terreno en la posición x , y tiempo t
 M_{kj} : son las componentes de segundo orden del tensor momento sísmico M
 $G_{sk,j}$: es la derivada de las funciones de Green con respecto a la coordenada de la fuente ξ_j
 $s(t)$: es la historia del tiempo en la fuente
 x : es el vector posición de las coordenadas x_1, x_2, x_3
 ξ : es el 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 es desconocida, la aproximación se realiza en el dominio de las frecuencias.

Se debe cuidar el ajuste entre los sismogramas sintético y observado (Fig. 52), así como y el proceso de alineación de las formas de onda, que se realiza mediante 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 tensores estimados alcanza un mínimo (Figs. 51 y 52).

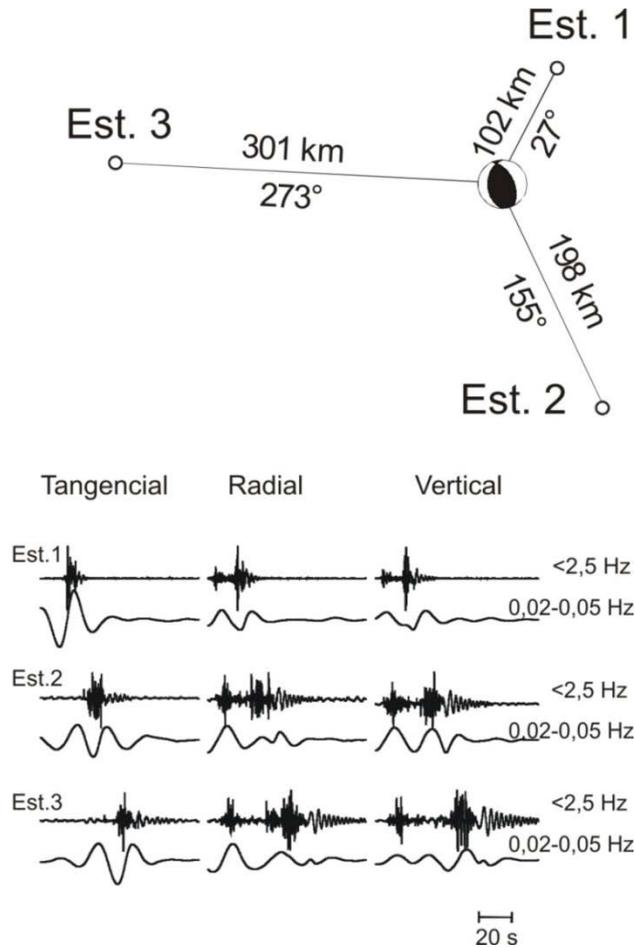
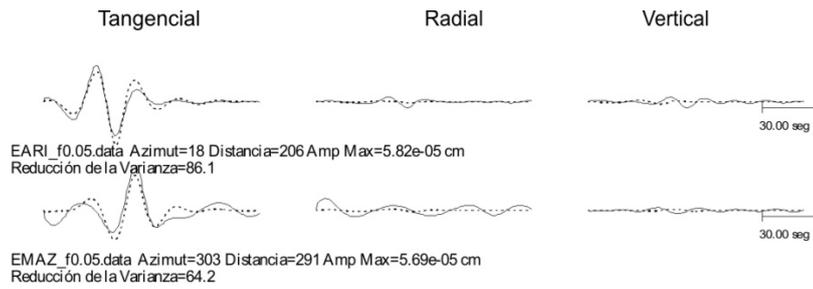


Figura 52. Ejemplos de registros de un terremoto en tres estaciones sísmicas, y representación de los sismogramas reales (arriba) y sintéticos (abajo) que permiten el cálculo del mecanismo focal mediante el método del Tensor de Momento Sísmico (TMS).

En la Fig. 53 se muestra el mecanismo focal del sismo del 23-01-03 en Villalcampo (Zamora) calculado mediante la inversión del tensor del momento y también a partir de las primeras llegadas de ondas P, por el Instituto Geográfico Nacional. Como puede apreciarse, el valor de la varianza y la distribución de las primeras llegadas posibilitan la obtención de más de una solución. En cualquier caso, el mecanismo tiene una clara componente de desgarre. Ya que el patrón de fracturación de la parte N de la frontera Hispano-Portuguesa está claramente dominada por los desgarres NNE-SSO del sistema de fallas de Vilariça, es muy probable que la falla que produjo el sismo fuese un desgarre N20°E lateral-izquierdo bajo una compresión horizontal NNO-SSE (ANTÓN *et al.*, 2004).



**23 enero 2003 10:13
Villalcampo (Zamora)**

Azimut= 120 ; 27
 Deslizamiento= -166 ; -11
 Buzamiento= 79 ; 76
 $M_0 = 7.57 \times 10^{21}$
 $M_w = 3.9$
 Porcentaje doble par= 50
 Porcentaje dipolo= 50
 Profundidad del centroide= 3 km
 Varianza= 2.76×10^{-11}
 Reducción de la varianza= 72.64
 Varianza/Porcentaje doble par= 5.51×10^{-13}

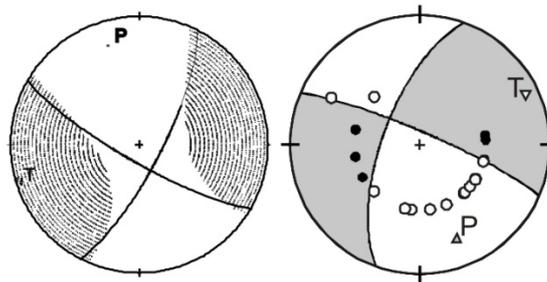


Figura 53. Ejemplo de cálculo de mecanismo focal del sismo del 23-01-03 en Villalcampo (Zamora) calculado mediante la inversión del tensor del momento y a partir de las primeras llegadas de ondas P por el Instituto Geográfico Nacional (Rueda y Mezcua, 2005).

La Universidad de Harvard y el NEIC publican el tensor momento usando la notación de la teoría de modo normal, basada en coordenadas (r, Θ, Φ) , 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 y 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 se localiza 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 llegadas de las ondas 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 en qué dirección se propagó la ruptura.

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 las polaridades de las ondas P , existen parámetros para valorar la “calidad” de las determinaciones del método del tensor momento sísmico. FROHLICH y DAVIS (1999) proponen tres medidas estadísticas para estimar la calidad de las soluciones:

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

$$E_{rel} = \sqrt{\frac{U:U}{M:M}} \quad [65]$$

Es el “momento escalar” de U , normalizado por el momento escalar de 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.

- Desviación (ε) del mecanismo de doble par de fuerzas. El tensor ~~sísmico~~ 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:

$$\varepsilon = \left| \frac{E_{min}}{E_{max}} \right| \quad [66]$$

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 están indeterminadas.

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 y ANDERSON, 1981). De esta forma se garantiza un mínimo de calidad y de homogeneidad de los datos de partida.

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 como para calcular mecanismos focales con el método del tensor momento sísmico.

Así, el catálogo de Harvard (www.seismology.harvard.edu/) (DZIEWONSKI y ANDERSON, 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) (<http://www.ugr.es/~iag/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) (<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCalculo.jsp>).

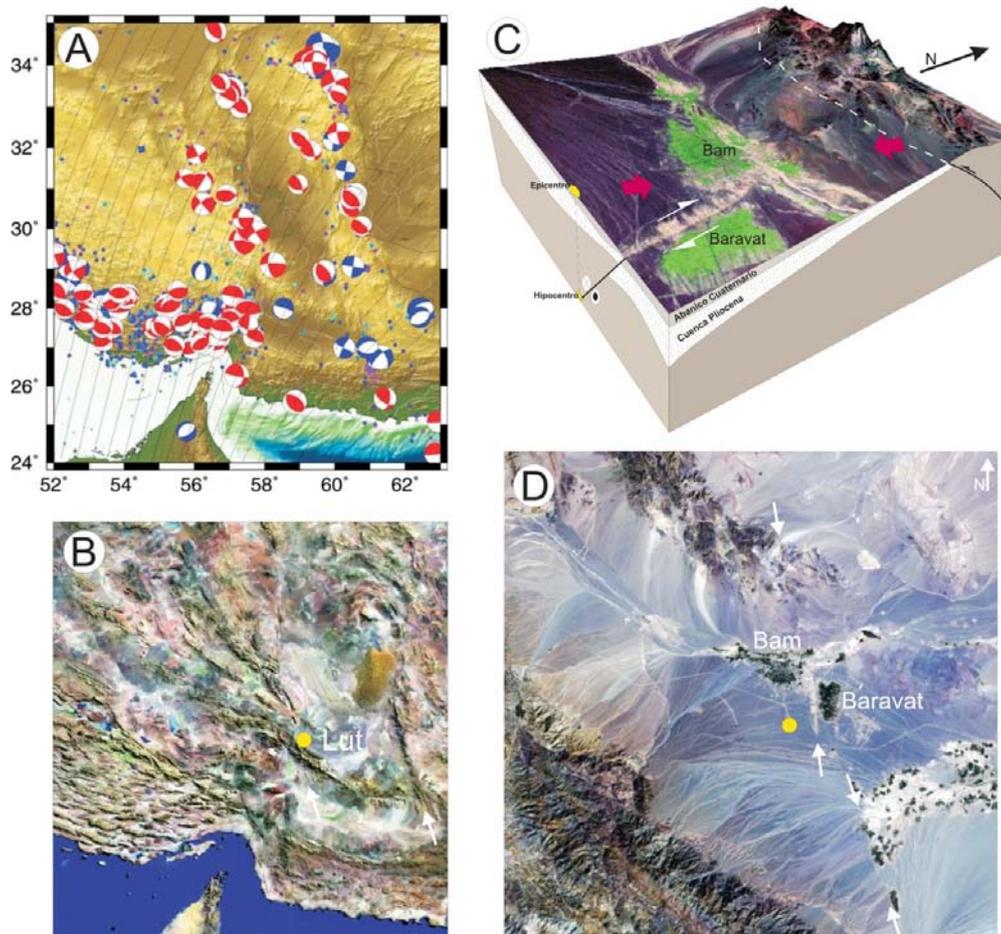


Figura 54. Relaciones entre mecanismo focal y fallas corticales en el terremoto de Bam en el norte de Irán. A) Mecanismos focales y trayectorias de máximo esfuerzo horizontal, B) Imagen regional de satélite de la zona de Bam, C) Esquema estructural de la zona de Bam y de las fallas activas, D) Ortoimagen de satélite de detalle de la zona de Bam. Las flechas marcan la posición de las trazas de las fallas principales.

Mecanismos y fallas

En cualquier caso, no debemos olvidar que, como mencionábamos al principio de éste apartado, un sismo es una falla en movimiento. Así, los Mecanismos Focales para los geólogos deben de entenderse como un “lenguaje” distinto para describir cómo se comportan “en tiempo real” unos objetos bien conocidos por nosotros: las fallas. La Figura 54 muestra la localización y el mecanismo del terremoto de Bam (Irán) asociado al sistema de fallas de Gowk (BIHONG FU *et al.*, 2007), así como un bloque 3D con una representación de los elementos geológico-estructurales relacionados con la falla responsable de la destrucción de la ciudad. De éste modo, un mapa de mecanismos focales debe traducirse rápidamente a un mapa de fallas activas que se mueven bajo un campo de esfuerzos coherente (Fig. 55).

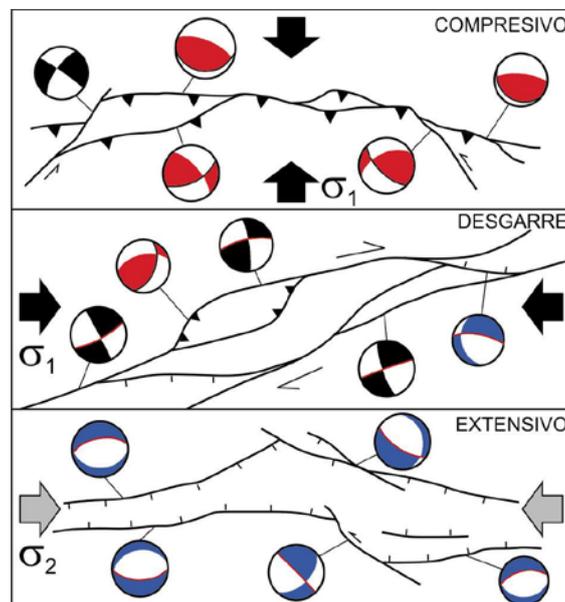


Figura 55. Relaciones entre mecanismos focales y estructuras activas para los tres regímenes de esfuerzos principales, incluyendo mecanismos puros y oblicuos.

RELACIONES ENTRE MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS Y FALLAS

Como el de esfuerzo y deformación, el tensor momento puede describirse en términos de tres ejes ortogonales: P (presión, el eje compresivo), T (Tensión, eje extensivo) y B (nulo). La orientación de los ejes P y T del tensor del momento forma 45° con el plano de falla, que contiene al eje B. El significado mecánico de estos tres ejes es el de en qué direcciones radia más energía el terremoto, y no debe confundirse con la orientación de los esfuerzos tectónicos principales que originaron el sismo.

Para cualquier tensor momento, hay dos planos posibles que siguen estos criterios. Estos dos planos se denominan **planos nodales**, son mutuamente perpendiculares y se cortan a lo largo de B. Uno de los dos planos es la falla, mientras que al otro se le denomina **plano auxiliar** (Fig. 56). La posición de los ejes P y T depende del tipo de falla, pudiendo dos mecanismos tener los mismos planos nodales, pero distinta posición de los ejes P y T (intercambiados) (Fig. 56).

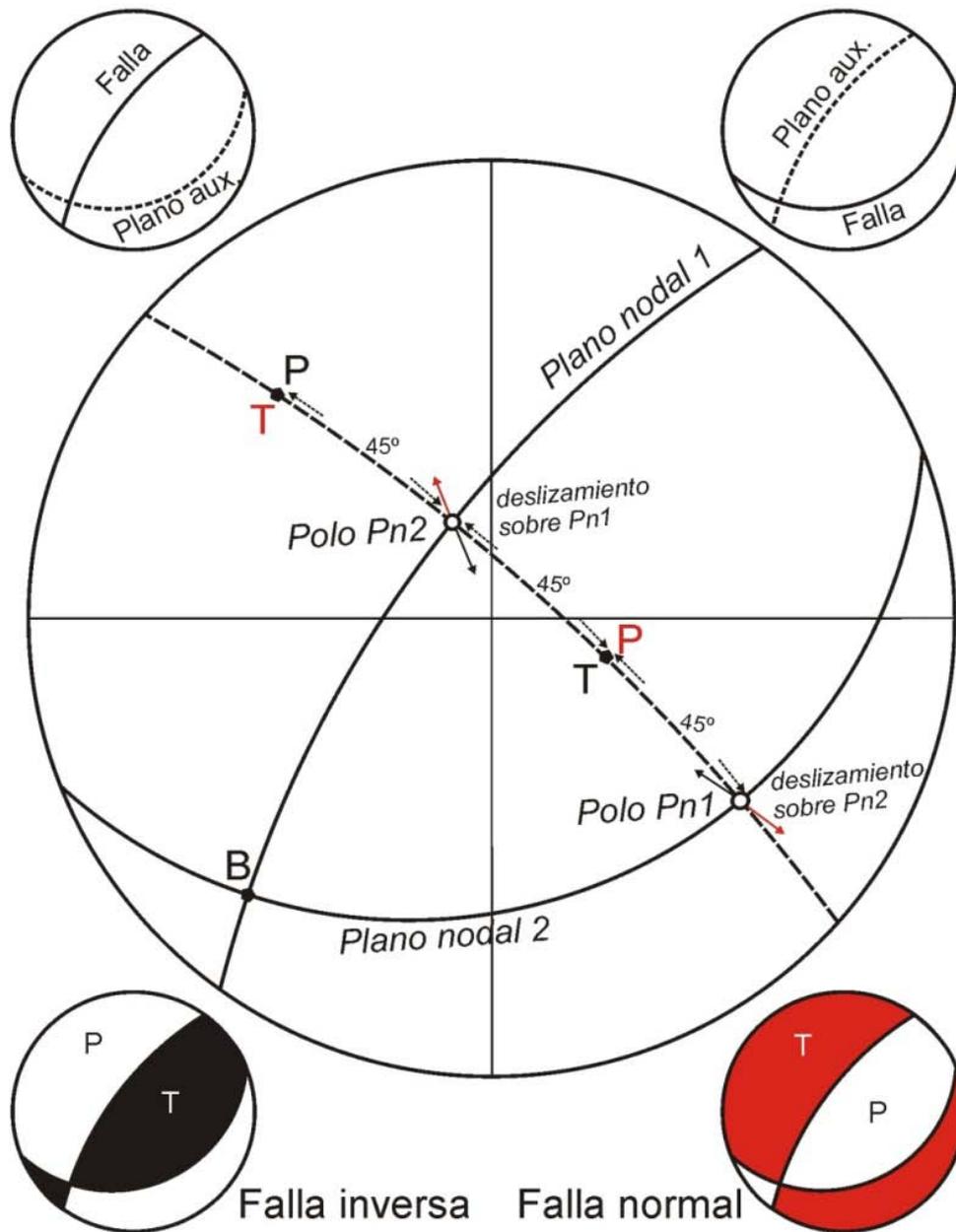


Figura 56. La ciclográfica cuyo polo es B contiene a los polos de los planos nodales, a P y a T, todos ellos separados 45°. Los polos de los planos nodales resultan ser también las orientaciones en que deslizan las fallas (Fig. 57). Para señalar el sentido del movimiento se dibuja una pequeña flecha en el círculo que representa la orientación del deslizamiento según la línea que lo une con el centro de la falsilla. La flecha indica el sentido en el que se mueve el bloque del techo de la falla: hacia fuera en fallas normales, y hacia adentro en inversas. Desde un punto de vista sismológico, los planos nodales no son distinguibles, lo que hace necesario implementar criterios geológicos para elegir entre de entre las dos posibles soluciones cuál es la falla (Fig. 57).

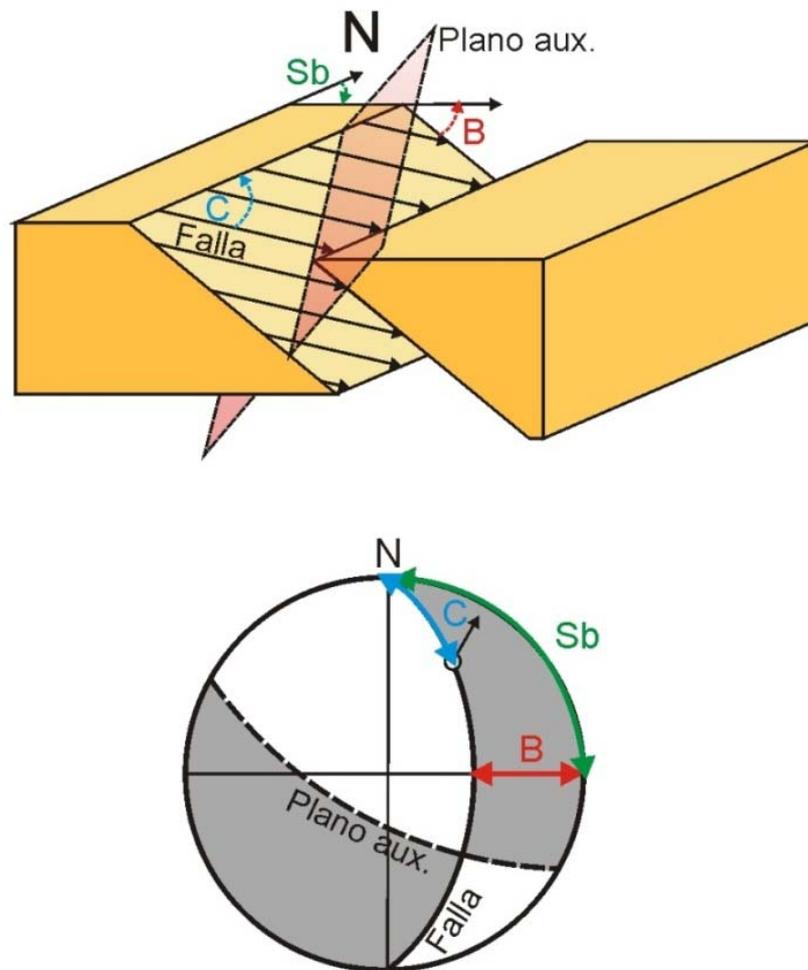


Figura 57. Bloque diagrama (arriba) de una falla con estría de deslizamiento y de los ángulos de buzamiento (B). Cabeceo (C) y sentido de buzamiento del plano (Sb). Abajo se muestra la representación en proyección estereográfica de estos elementos, lo que junto con el plano auxiliar (cuyo polo es la estría de la falla) permite construir el mecanismo de foco de la falla.

De este modo, el MF proporciona la orientación del plano de falla, el sentido y orientación del movimiento del bloque de techo de la falla, y por supuesto, el tipo de falla que produjo el terremoto: Normal, inversa o de desgarre. Esta información puede obtenerse de forma inmediata desde los mapas de “balones de playa” (*beach balls* en la literatura anglosajona).

Los balones de playa de MF son proyecciones estereográficas del hemisferio inferior que tienen dos cuadrantes negros y dos cuadrantes blancos, separados por planos (círculos máximos) mutuamente perpendiculares (Las ciclográficas contienen a los polos respectivos). Estas ciclográficas son los planos nodales (uno es el plano de falla que generó el sismo)

Los desgarres (cabeceo de la estría 0°) producen MF con una forma característica en cruz. En el instante en que ocurre el sismo, el movimiento de las ondas P (primarias) a través del material alrededor del foco, produce movimiento en las partículas situadas

en los cuadrantes negros que las aleja del foco, mientras que las partículas en los cuadrantes blancos son atraídas hacia el foco. Cualquiera de los dos planos nodales produce este patrón de movimientos, pero en un caso será una falla lateral-derecha, y en el otro, lateral-izquierda. El movimiento de la falla será el que indica el desplazamiento paralelo a su dirección, siempre desde un cuadrante blanco (contiene al eje P) hacia uno negro (contiene al eje T) (Fig. 58).

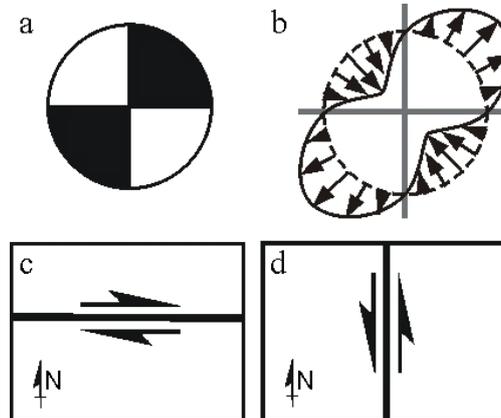


Figura 58. A) Ejemplo de mecanismo focal de desgarre, b) primeros desplazamientos de partículas y c) y d) posibles fallas asociadas.

Las fallas con movimiento según el buzamiento (o la máxima pendiente de la falla, cabeceo de la estría de 90°) incluyen a las fallas normales y a los cabalgamientos. Sólo tres de los cuatro cuadrantes son visibles en una bola de playa en fallas de $C=90^\circ$. El eje vertical (el centro de la proyección estereográfica) cae en un cuadrante blanco en fallas normales, y en negro en las inversas (ojos de gato) (Fig. 59).

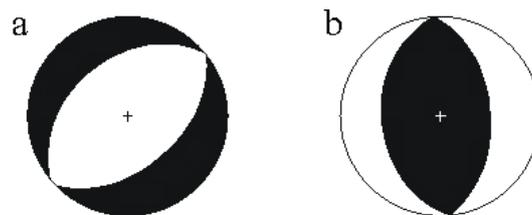


Figura 59. Mecanismos focales de fallas con movimiento según el buzamiento: a) Normal, b) Inversa.

De nuevo, el patón de movimiento de las partículas es atraído hacia el foco en los cuadrantes blancos y repelido en los negros: En el plano auxiliar no hay movimiento de partículas (Fig. 60).

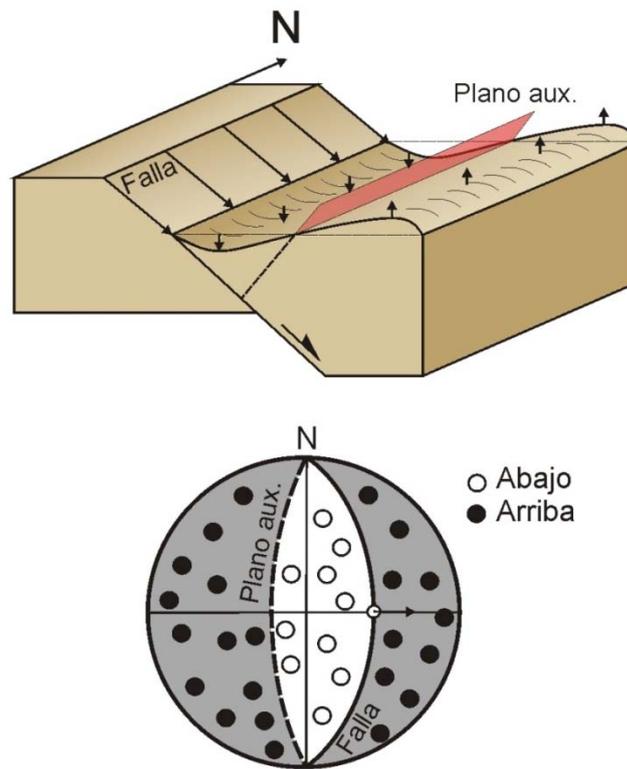


Figura 60: Arriba: diagrama del desplazamiento asociado a una falla normal pura, las flechas indican el primer movimiento en la vertical de puntos situados en la superficie. Abajo: proyección del mecanismo de foco con los primeros movimientos verticales de las partículas.

Las fallas con movimientos oblicuos tienen a la vez componentes en dirección y según el buzamiento. Siempre se ven los cuatro cuadrantes. Si el eje vertical está incluido en un cuadrante blanco, la falla tiene un componente normal, independientemente de qué plano nodal sea la falla. Si el centro está en un cuadrante negro, la falla tiene un componente inverso según el buzamiento (Fig. 61).

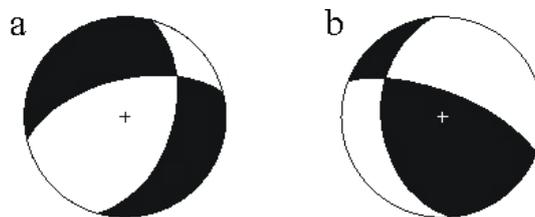


Figura 61. Mecanismos focales de fallas con movimiento oblicuo: a) Normal-direccional, b) Inverso-direccional.

Para determinar el movimiento de una falla conociendo su mecanismo focal basta con seguir una regla sencilla: el deslizamiento va siempre de un cuadrante blanco a otro negro (Fig. 62).

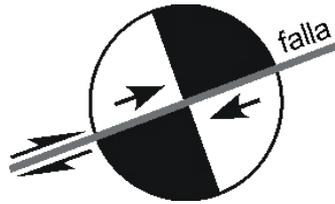


Figura 62: Cálculo del sentido de movimiento de un plano nodal en un mecanismo focal: el deslizamiento siempre va del cuadrante en dilatación (blanco) al de compresión (negro).

De este modo, resulta posible realizar análisis tectónicos a partir de mapas de balones de playa. Por ejemplo, en la zona que comprende el Arco de Subducción Helénico, el tras-arco del Egeo y la falla de Anatolia (Fig. 63), se aprecian respectivamente MF de falla inversa, normal y de desgarre (asociados a la Falla de Anatolia, con movimiento lateral-derecho).

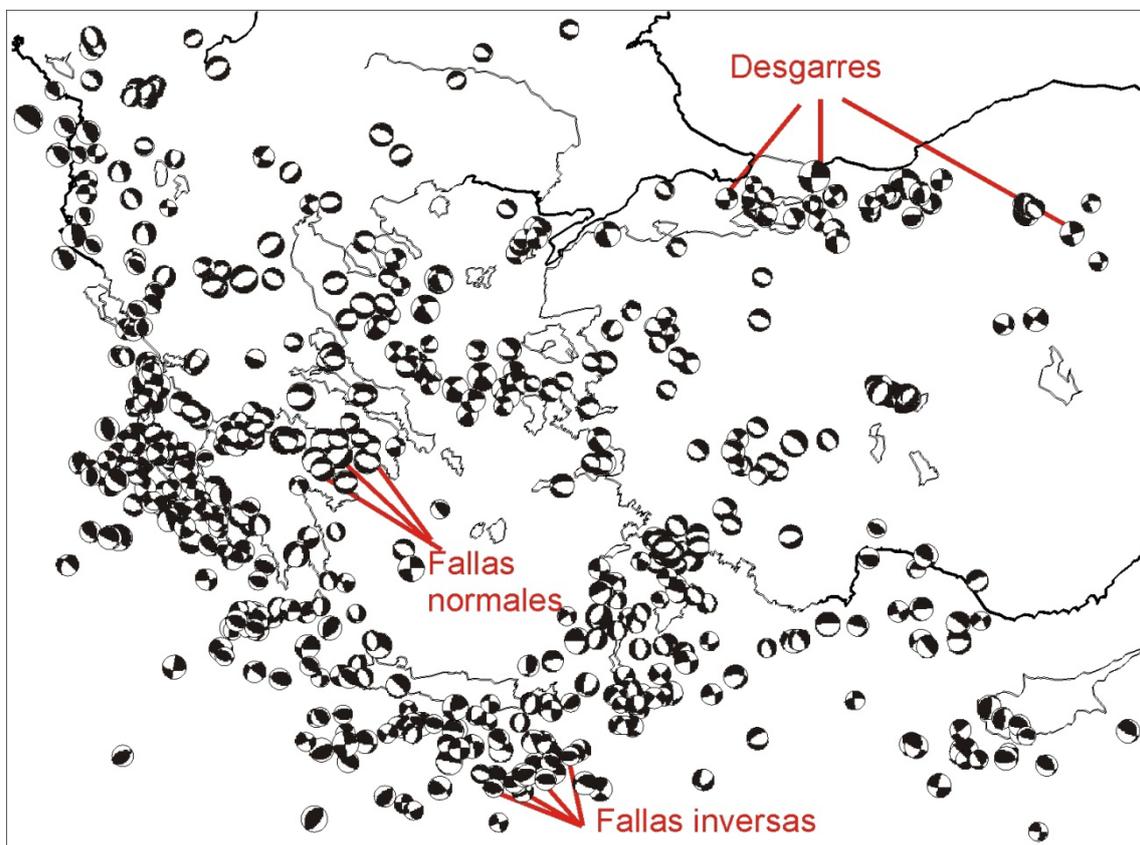


Figura 63: Representación cartográfica de los mecanismos de foco más importantes (Magnitud superior a 5) en la zona situada entre el Arco de Subducción Helénico y el Norte de Turquía.