

MÉTODOS DE ANÁLISIS DE FALLAS Y DE OBTENCIÓN DE LOS ESFUERZOS TECTÓNICOS

El tensor de **esfuerzos tectónicos activos** puede deducirse mediante el análisis de los siguientes tipos de datos:

- **Análisis de mecanismos focales de terremotos** (ANGELIER, 1984; GEPHART y FORSYTH, 1984; HARMSSEN y ROGERS, 1986; LANA, 1986; MICHAEL, 1987, DE VICENTE, 1988; RIVERA y CISTERNAS, 1990, CAPOTE *et al.*, 1991, etc.). Es el único método que permite la estimación del estado de esfuerzos en todo el rango de profundidades de la litosfera. En apartados posteriores se explicará esta metodología de una forma detallada.
- **Roturas de sondeos** (borehole breakouts) (COX, 1970): utiliza las concentraciones naturales de esfuerzos alrededor de los sondeos.
- **Medidas de esfuerzos por sobreperforación** (Overcoring): medidas de esfuerzos o deformación 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 σ_{Hmax} .

Además de los esfuerzos actuales es posible calcular **paleoesfuerzos** (tensores de esfuerzos tectónicos que actuaron en el pasado geológico) a partir de estructuras tectónicas, con métodos como:

- **Inversión de poblaciones de fallas**. las fallas nos dan información del tensor reducido de esfuerzos (Ej., ETCHECOPAR *et al.*, 1981; ANGELIER, 1984, 1990; RECHES, 1983; RECHES *et al.*, 1992; DE VICENTE, 1988; DELVAUX, 1993, etc.).
- **Análisis de microestructuras frágiles**. desde el estudio de las diaclasas, estilolitos y venas. podemos obtener la orientación de σ_{Hmax} y de σ_{Hmin} . (ver más abajo) (ARLEGUI, 1996).
- **Alineaciones de edificios volcánicos**. el emplazamiento de diques y volcanes es equivalente a un experimento de fracturación hidráulica natural (NAKAMURA *et al.*, 1977). Permite obtener σ_{Hmax} y σ_{Hmin} .

Sin embargo, son los métodos de inversión de esfuerzos, o análisis de poblaciones de fallas, los que mejor caracterizan el estado de esfuerzos activos en la corteza superior (sismogénica). Este tipo de análisis fue inicialmente desarrollado para fallas, aunque es inmediata su aplicación a mecanismos focales de terremotos.

Análisis de poblaciones de fallas y métodos de inversión de esfuerzos

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 (GUTENBERG y RICHTER, 1949). Bajo esta perspectiva resulta posible realizar la inversión sin tener en cuenta, o escalar, las fallas o mecanismos focales según su magnitud (que refleja la cantidad de energía emitida por un sismo). 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 datos.

En una primera aproximación, muchos autores toman los ejes P, T y B de un mecanismo focal, 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 de primeras llegadas en dilatación (en blanco) del mecanismo.

El primer método de inversión para poblaciones de fallas fue propuesto por CAREY y BRUNIER (1974), donde se asumía que la orientación de 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 se fundamentan 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 (formadas sobre roca intacta: fricción interna) y con cabeceos puros de 0° ó 90° (Fig. 77).

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 sobre el plano y se expresa matemáticamente por la [Ecuación de Bott](#):

$$\text{Tan}(\theta) = \frac{n}{l \cdot m} (m^2 - (1 - n^2) \cdot R')$$
 [48]

para

$$R' = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$
 [49]

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.

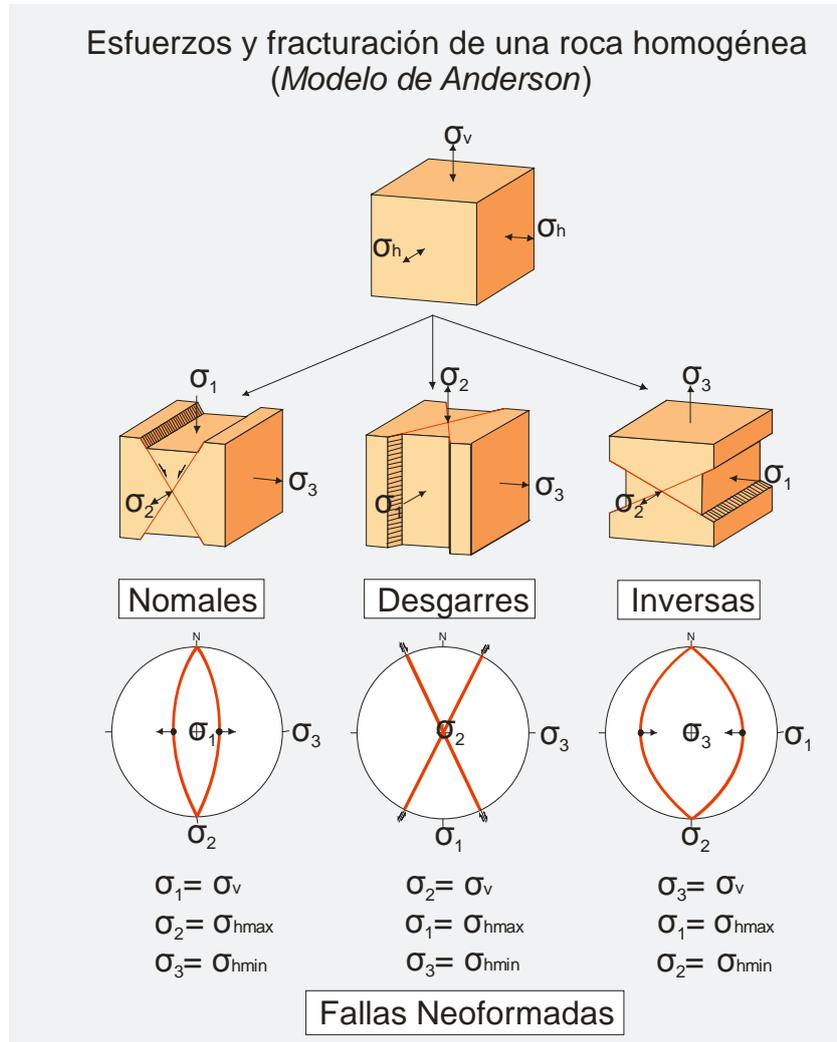


Figura 77. Sistema de fallas conjugadas, en relación con los tipos de esfuerzo del Modelo de fracturación de Anderson: A) fallas normales, B) fallas en dirección (desgarres) y C) fallas inversas (cabalgamientos).

ANGELIER (1979) utiliza directamente el parámetro R (**razón de esfuerzos** o **stress ratio**) (ecuación 25):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad [25]$$

que mide la forma del elipsoide de esfuerzos, independientemente de la orientación relativa de los esfuerzos principales. Así, el valor de R está comprendido entre 0 (elipsoide prolato) y 1 (elipsoide oblató) (Fig. 6). En este caso, para caracterizar el tensor de esfuerzos habrá que obtener el valor de R y la orientación de los ejes principales, es decir cuál está en la vertical. La correspondencia entre R y R' es inmediata:

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

Las relaciones que se establecen en la ecuación anterior indican que, en fallas reactivadas (planos de discontinuidad previos a los esfuerzos aplicados: fricción al deslizamiento) la orientación de la estría que se producirá (ángulo de cabeceo) depende, no sólo de la orientación del plano de falla respecto a los esfuerzos, sino también del tipo de tensor aplicado (factor de forma R) (Fig. 78).

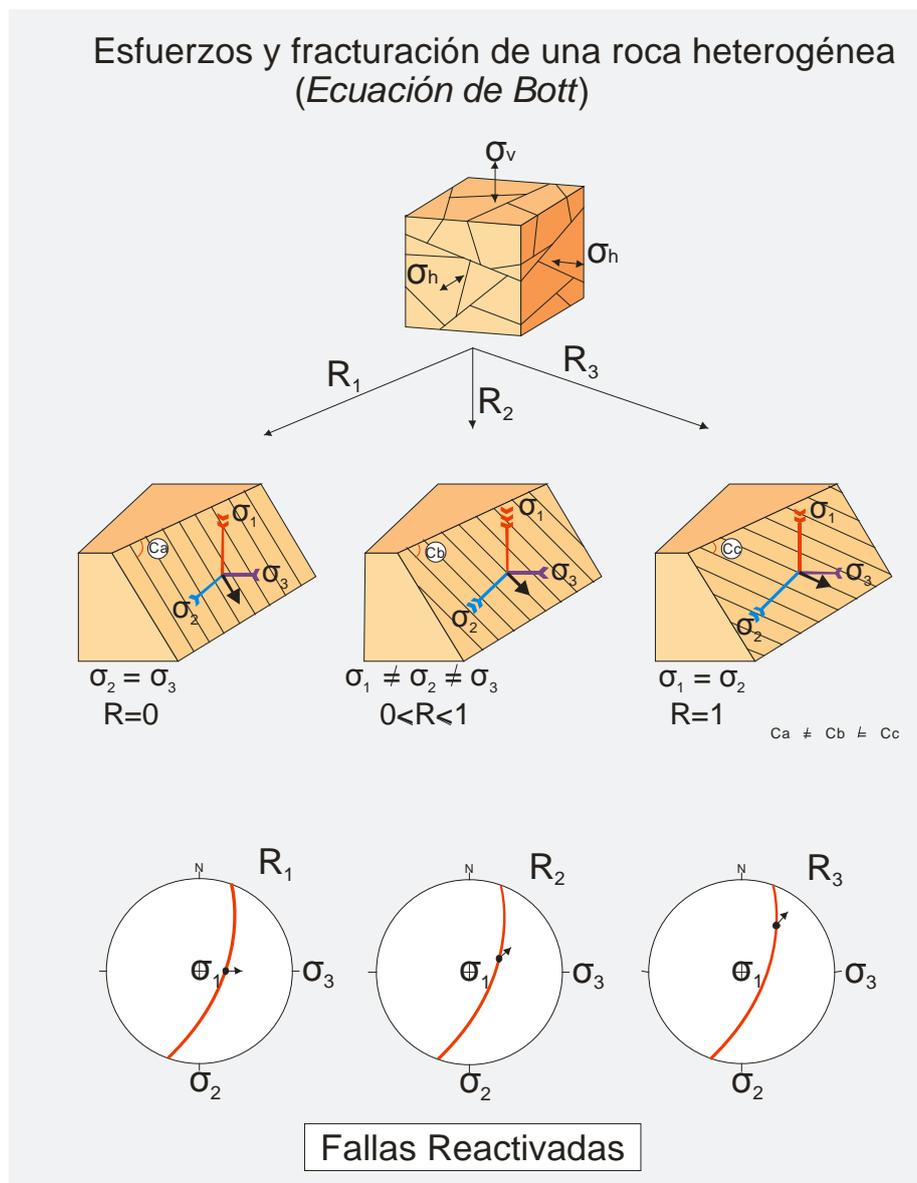


Figura 78. Ecuación de Bott: Aplicando unos determinados esfuerzos a una roca con discontinuidades previas, la orientación de la estría generada depende del tipo de esfuerzos aplicados (R1, R2, R3...)

Según la forma del tensor (R'), los elipsoides de esfuerzos se clasifican en siete tipos diferentes (Tabla 1). Si utilizamos R (Tabla 2).

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

R	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS	
$R = 1$	$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$	COMPRESIÓN RADIAL	σ_3 vertical
$1 > R > 0$	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	COMPRESIÓN TRIAXIAL	σ_3 vertical
$R = 0$	$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$	COMPRESIÓN UNIAXIAL	σ_3 vertical
$1 > R > 0$	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	DESGARRE	σ_2 vertical
$R = 1$	$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$	EXTENSIÓN UNIAXIAL	σ_1 vertical
$1 > R > 0$	$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	EXTENSIÓN TRIAXIAL	σ_1 vertical
$R = 0$	$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$	EXTENSIÓN RADIAL	σ_1 vertical

Tabla 2. Relación entre la forma del tensor de esfuerzos (R), y el estado de esfuerzos que caracteriza.

Cabe notar que para $R=0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$), mientras que para $R=1$, ($\sigma_1 = \sigma_2$). Según cuál sea el esfuerzo principal que actúe en la vertical, se tienen los posibles regímenes de esfuerzos (Fig. 79).

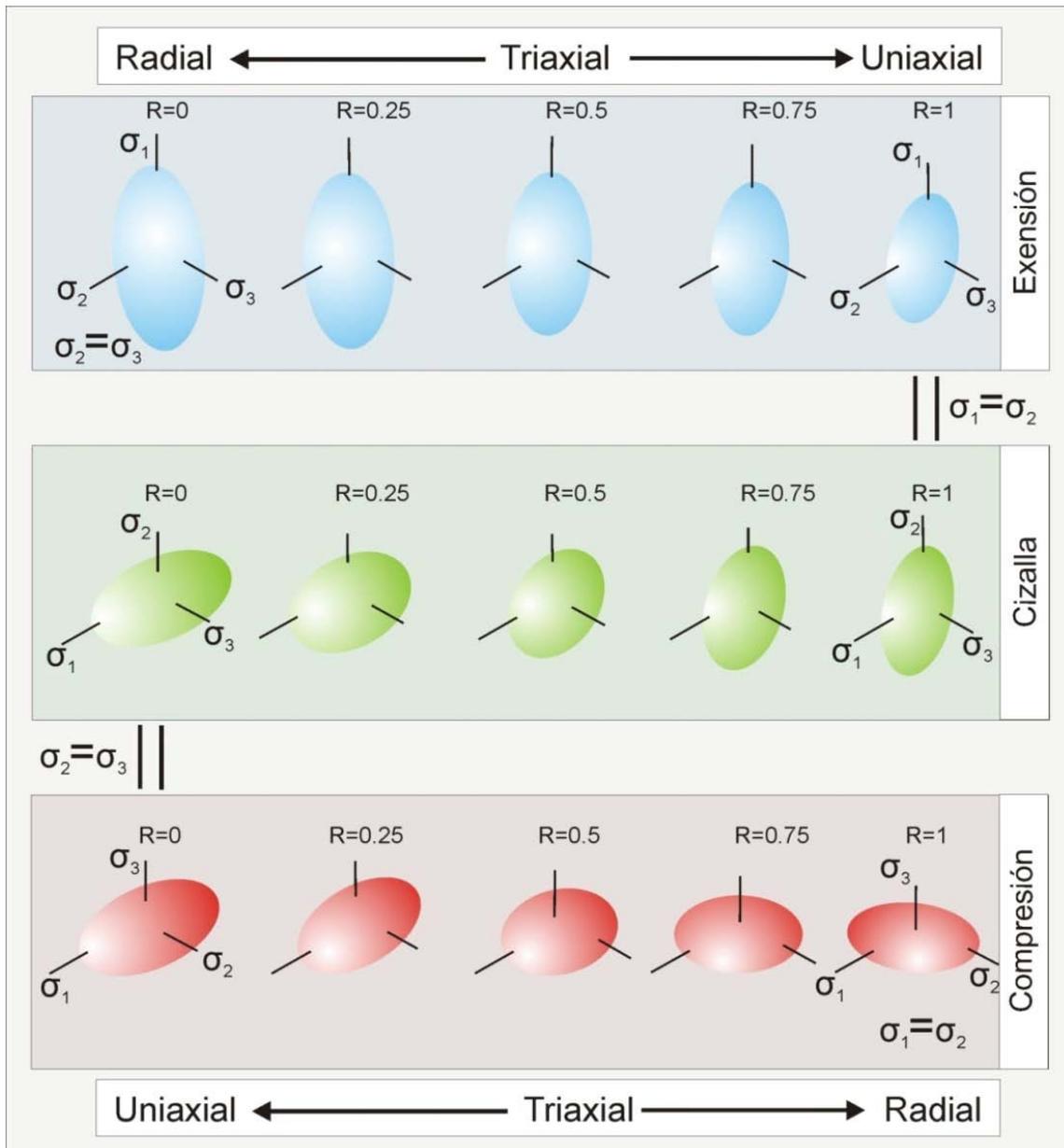


Figura 79. Posibles regímenes de esfuerzos para $R=0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$) y para $R=1$, ($\sigma_1 = \sigma_2$) en función de cuál es el esfuerzo principal que actúa en la vertical.

Hay que observar que los elipsoides de esfuerzo y de deformación son complementarios: Para producir una “torta” desde una esfera indeformada, hay que aplicar unos esfuerzos tipo “cigarro puro” (oblatos). Esta relación puede apreciarse en la Fig. 80, donde unos esfuerzos ejercidos a lo largo de la columna (vertical) han producido un elipsoide de deformación oblatos (extensión en todas las direcciones dentro del plano horizontal).

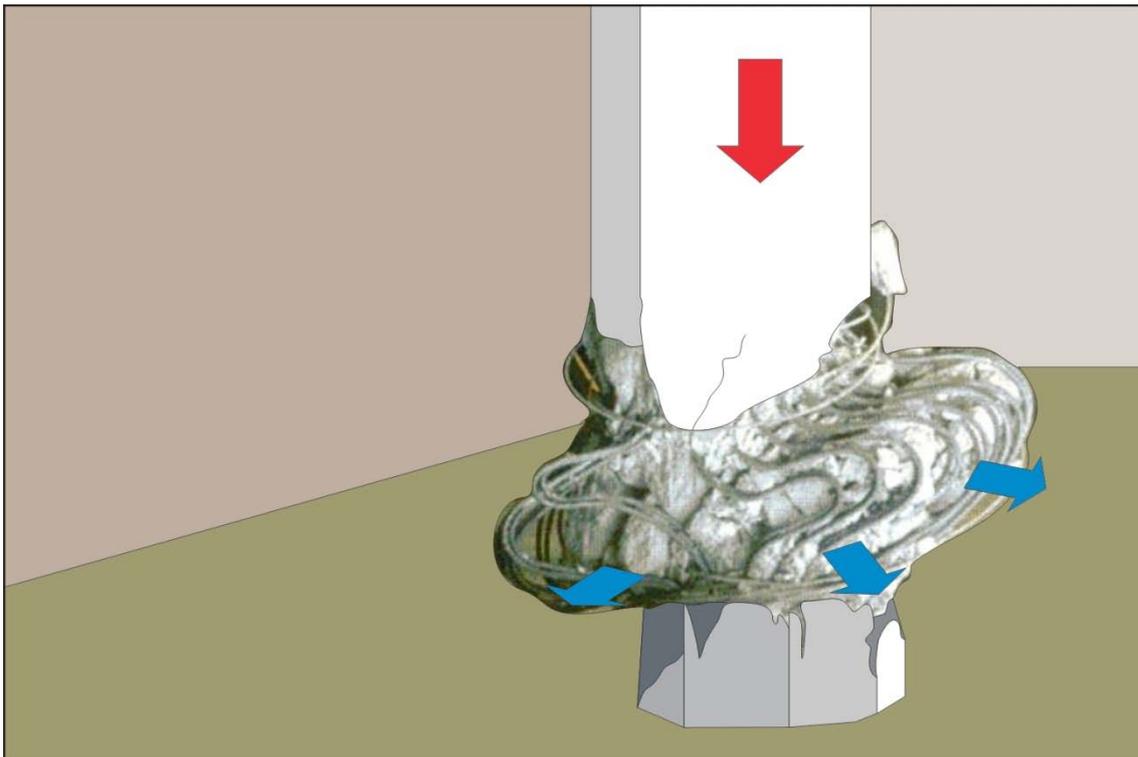


Figura 80. Deformación producida al colapsarse una columna durante el terremoto de Landers (1992) (California).

A partir de la ecuación de Bott, resulta posible entonces determinar la orientación del tensor de esfuerzos, y su factor de forma R , desde la medida de orientaciones de pares de planos de falla-estría. Este es el fundamento de los métodos de obtención del tensor de esfuerzos que más información proporciona, y son por tanto los más utilizados en Geología Estructural (Fig. 81). Es también el más general, porque puede aplicarse tanto a fallas neoformadas (ambiente de rotura de fricción interna), como a reactivadas (ambiente de rotura de fricción al deslizamiento). Sin embargo, en el caso de fallas neoformadas pueden utilizarse directamente las simetrías que se deducen del modelo de fracturación de Anderson (Fig. 77) para obtener la orientación, y de un modo cualitativo, el tipo de los esfuerzos actuantes.

A continuación describiremos los métodos de inversión de esfuerzos, comenzando por los simplemente geométricos, aplicables sobre todo a fallas neoformadas, y terminaremos con los más generales fundamentados en la ecuación de Bott (ver más abajo).

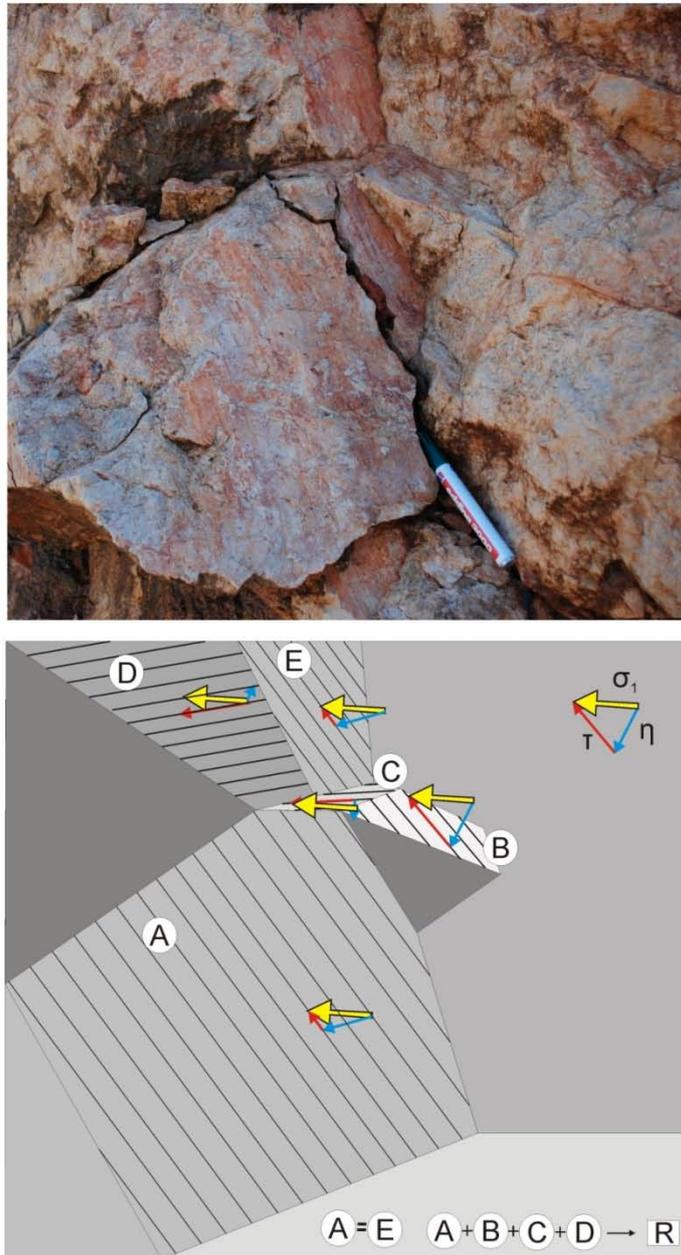


Figura 81. La ecuación de Bott aplicada para la obtención del tensor de esfuerzos, 4 pares de planos de falla-estría A,B,C,D proporcionan el valor de R y la orientación de los esfuerzos principales.

El método de los diedros rectos

Los datos numéricos que se utilizan en los métodos de inversión parten del par de medidas estría-falla. Aunque puede utilizarse la inmersión para describir la orientación de la estría, resulta mucho más práctico utilizar el ángulo de cabeceo sobre el plano de falla. De este modo, el ángulo de buzamiento (B) de la falla puede variar entre 0° y 90° , mientras que para medir el cabeceo se pueden utilizar varios criterios: Anotar siempre el ángulo agudo y decir hacia dónde se abre ($0^\circ < C < 90^\circ$); Medir siempre en sentido horario con la falla buzando hacia nosotros ($0^\circ < C < 180^\circ$). La relación entre ambas medidas es inmediata (Fig. 82). Además hay que notar en qué

sentido se mueve el techo (flecha roja): Normal o inversa, excepto cuando $B=90^\circ$ (lateral-derecha o izquierda). El segundo criterio para la medida de C es mejor en campo, sin embargo, conviene no olvidar el primero (p.ej. $C=170^\circ$ es una falla muy direccional, $C=10^\circ$). El plano cuyo polo (normal) es la estría resulta interesante desde el punto de vista mecánico y resulta ser el plano nodal complementario a la falla en los mecanismos focales de terremotos (ver más arriba) (Fig. 82).

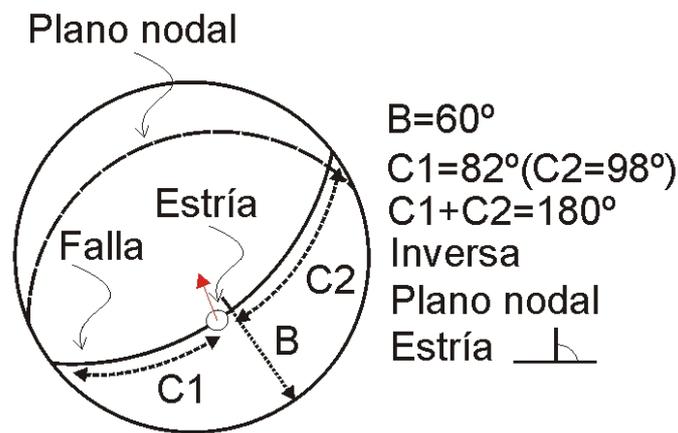


Figura 82. Datos numéricos que se utilizan en los métodos de inversión. B , buzamiento del plano de falla ($0-90$). C , cabeceo de la estría sobre el plano de falla ($0-180$). La flecha roja sobre la estría indica cómo se mueve el bloque de techo de la falla. La orientación de la falla suele definirse por la línea de máxima pendiente (sentido de buzamiento, flecha negra) ($0-360$).

El método de los diedros rectos se fundamenta en el concepto de plano nodal y de mecanismo focal. Es uno de los métodos gráficos más utilizados. Fue concebido por PEGORARO (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por ANGELIER y MECHLER (1977). 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. Normalmente se emplea acudiendo a la proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes (los planos nodales en mecanismos focales de terremotos), siendo los planos que los limitan a) el plano de falla y b) otro auxiliar (perpendicular) y cuyo polo es la estría (Fig.77). 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 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 evidencia que σ_1 debe situarse en el diedro en compresión y σ_3 en el diedro en extensión (ANGELIER, 1994). Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje σ_2 .

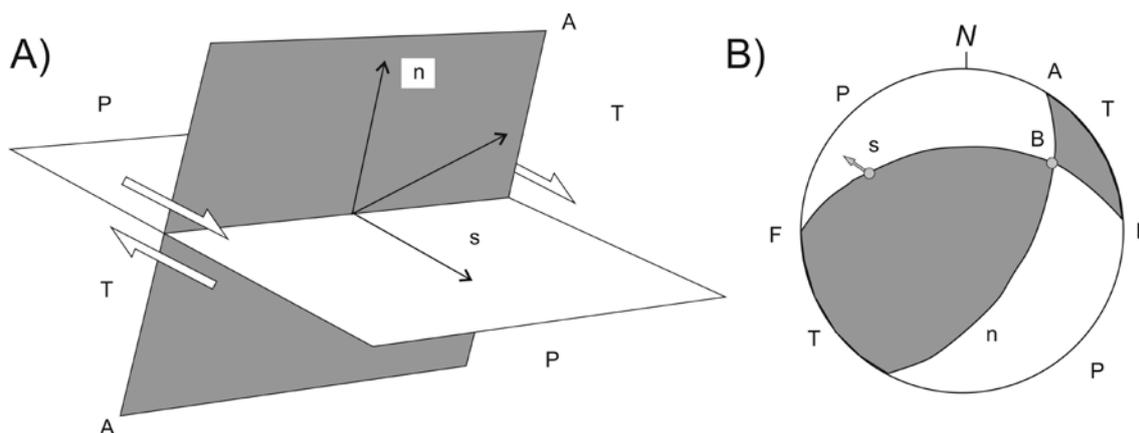


Figura 83. Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. A) en perspectiva y B) en proyección estereográfica (semiesfera inferior). F, plano de falla; A, plano auxiliar; n, vector unitario normal al plano de falla; s, vector unitario de deslizamiento; B, intersección de los planos F y A; P, diedro compresivo y T, diedro extensivo (Muñoz Martín, 1997).

Dado que el eje σ_1 se encuentra situado en el diedro compresivo (P, blanco) y σ_3 en el extensivo (T, negro), 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 ambas fallas. Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (Fig. 84). 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 (DE VICENTE *et al.*, 1992).

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

- ✓ Los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares.
- ✓ Ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros.
- ✓ Cuando se aplican esfuerzos con valores de R próximos a 0 o a 1, hay dos ejes con magnitudes muy similares. En estos casos su localización vendrá mejor definida por un plano, que por una línea. Esta situación suele traducirse en diagramas de diedros rectos que muestran inmersiones “aparentes” de las máximas concentraciones de zonas compatibles en extensión o compresión (Fig. 85).

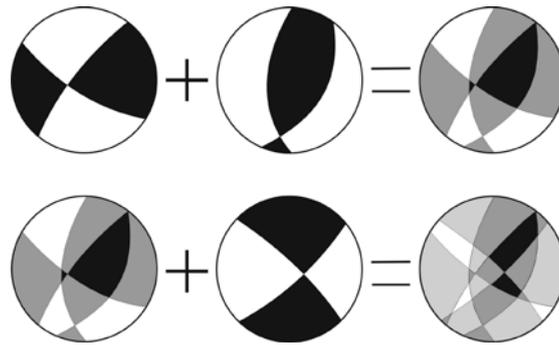


Figura 84. Procedimiento gráfico del método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) para dos y tres fallas. Las áreas finales en blanco y negro (excluidas las grises) muestran las posibles orientaciones comunes de la máxima compresión y de la máxima extensión (De Vicente *et al.*, 1992).

Las ventajas fundamentales de éste método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones compatibles de las zonas de máxima compresión y extensión, y es directamente aplicable al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos.

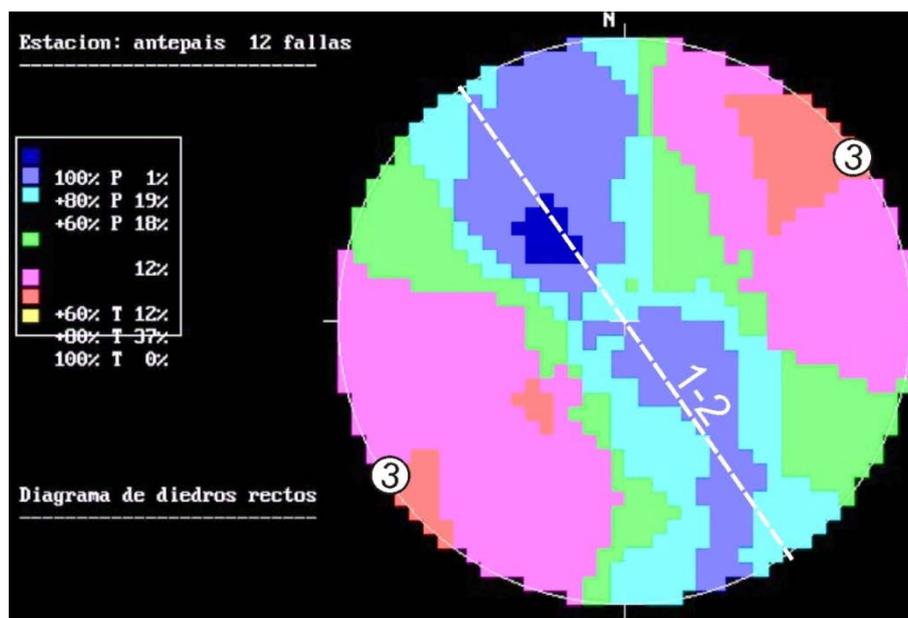


Figura 85. Diagrama de diedros rectos con las áreas compatibles en P y T en %. Es necesario cuando se analiza un gran número de fallas, donde puede no haber una compatibilidad del 100%. (Programa Drec, De Vicente, 1988).

El modelo de deslizamiento

Los ensayos que, en mecánica de rocas, se denominan triaxiales, se producen normalmente bajo condiciones de deformación plana (no son verdaderamente triaxiales, donde cada eje está controlado por un pistón diferente, y no con una presión de confinamiento, $\sigma_2 = \sigma_3$, Fig.8). En este caso, el patrón de fracturación que se obtiene es el del modelo de fracturación de Anderson. Sin embargo, bajo condiciones verdaderamente triaxiales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica

con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (e_i). El Modelo de Deslizamiento (RECHES, 1983) explica estas simetrías 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. 86). Para que se produzca el deslizamiento, asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para fallas de neoformación. Este modelo explica también las simetrías de Anderson cuando la deformación es plana (Fig. 77).

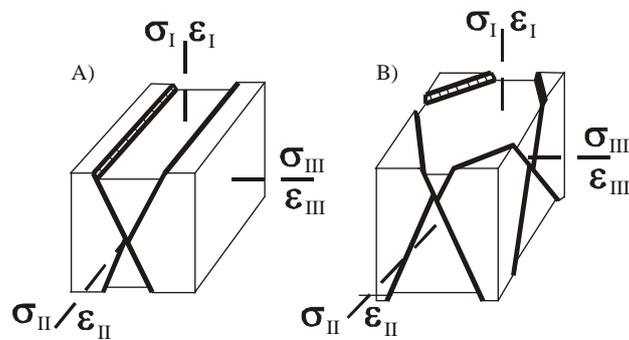


Figura 86. Geometría comparada de los planos de falla según el modelo de Reches (1983): A) caso biaxial con simetría monoclinica (modelo de Anderson, 1951) y B) caso triaxial con simetría ortorrómbica.

El modelo relaciona directamente 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' :

$$K' = e_y / e_z \quad [50]$$

donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y el eje de máximo acortamiento horizontal. Se asume que la deformación se produce sin cambio de volumen $e_y = -(e_x + e_z)$.

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 principales del tensor deformación se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (ANGELIER, 1994) (Fig. 87).

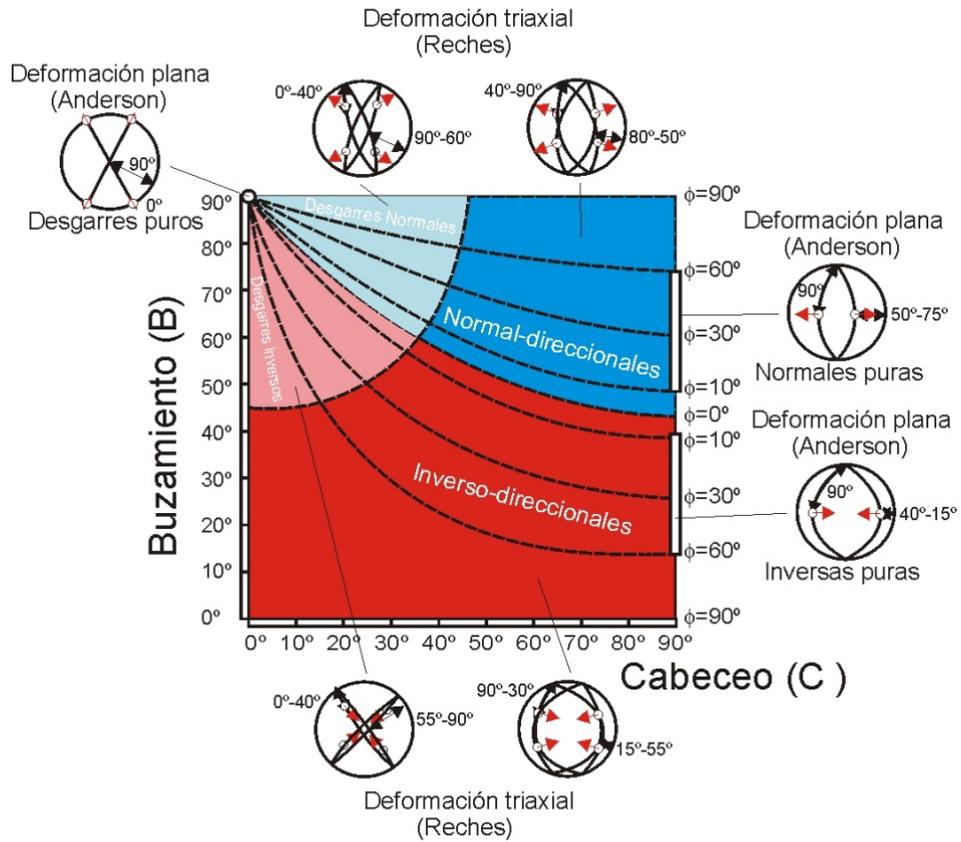


Figura 87. Modelo de Deslizamiento: Dibujo de las ecuaciones que relacionan K' y ϕ , con los valores angulares de las fallas medidas en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes principales del tensor deformación se encuentra en la vertical.

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

Tabla 3. Tipos de elipsoides de deformación y valores de K' asociados

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'), que puede interpolarse y cartografiarse (OLAIZ *et al.*, 2009, Fig. 88). Los tipos de elipsoide en función del parámetro K' , 13 en total, están definidos en la Tabla 3. Estos parámetros se pueden representar de forma estadística para analizar los valores comunes de la población (Dey), (ϕ) y (K').

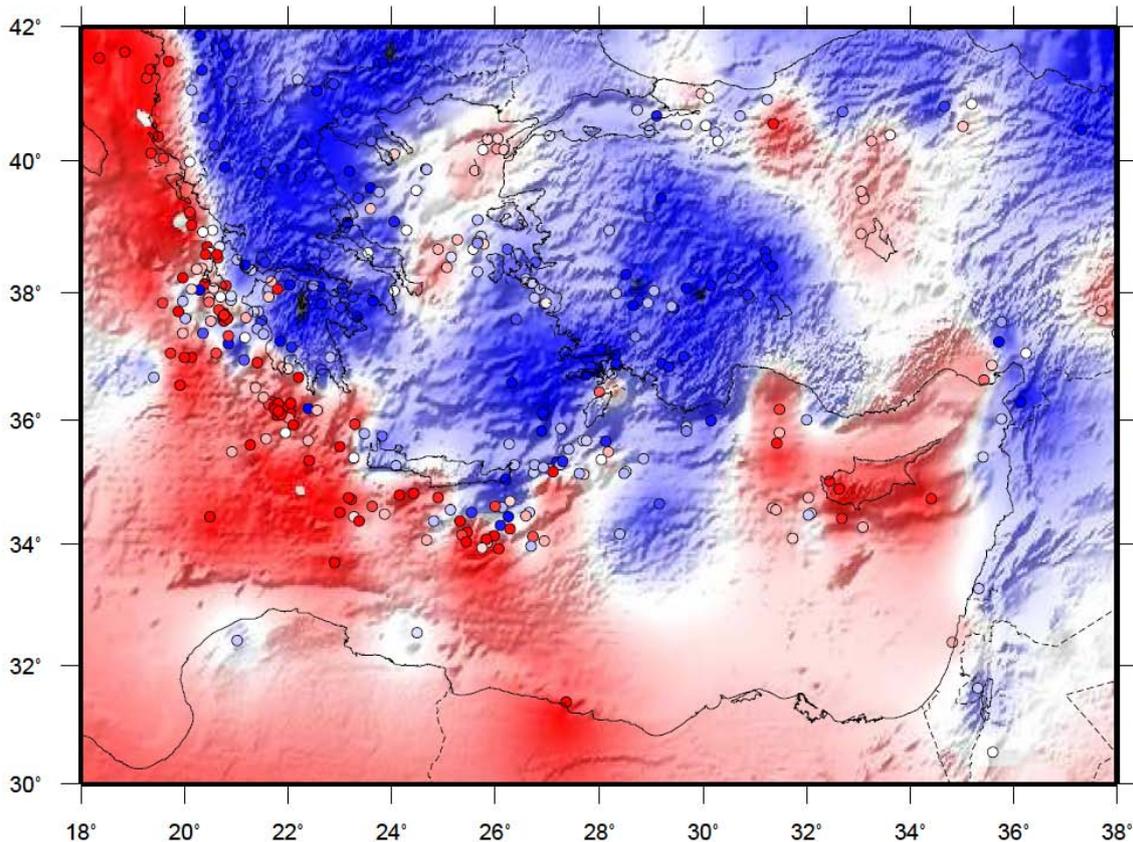


Figura 88. Mapa interpolado de valores de K' para la zona del este del Mediterráneo. Rojo, acortamiento, blanco desgarre y azul estiramiento (trasladado a esfuerzos: compresión, cizalla y extensión).

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. 87), las áreas más claras presentan fallas con mayor movimiento en dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas más oscuras tienen movimientos más importantes según la máxima pendiente del plano (cabeceos altos). Las áreas en azul corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_2 (fallas normales), mientras que las rojas lo son de extensión según e_2 (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) (Fig. 87).

Si una falla medida en campo, con una clara determinación de su sentido de movimiento, no se ajusta al modelo (ej. una falla inversa con un buzamiento de 60° y un cabeceo de 80°), podemos entonces concluir que ésta ha sido reactivada (Fig. 89). Recordemos que el Modelo de Deslizamiento considera la fricción interna y no el deslizamiento (aunque coincida con el nombre) y sólo es válido para fallas neoformadas. Sin embargo, desde las simetrías del modelo se deduce que el equivalente mecánico de una falla reactivada resulta ser la falla neoformada que coincide con su plano nodal. Es decir, los valores de Dey , ϕ y K' son los mismos para los dos planos nodales. Con esto, podemos determinar de forma directa qué fallas son neoformadas / reactivadas en las poblaciones medidas y comparar los resultados que pueden también obtenerse con el círculo de Mohr.

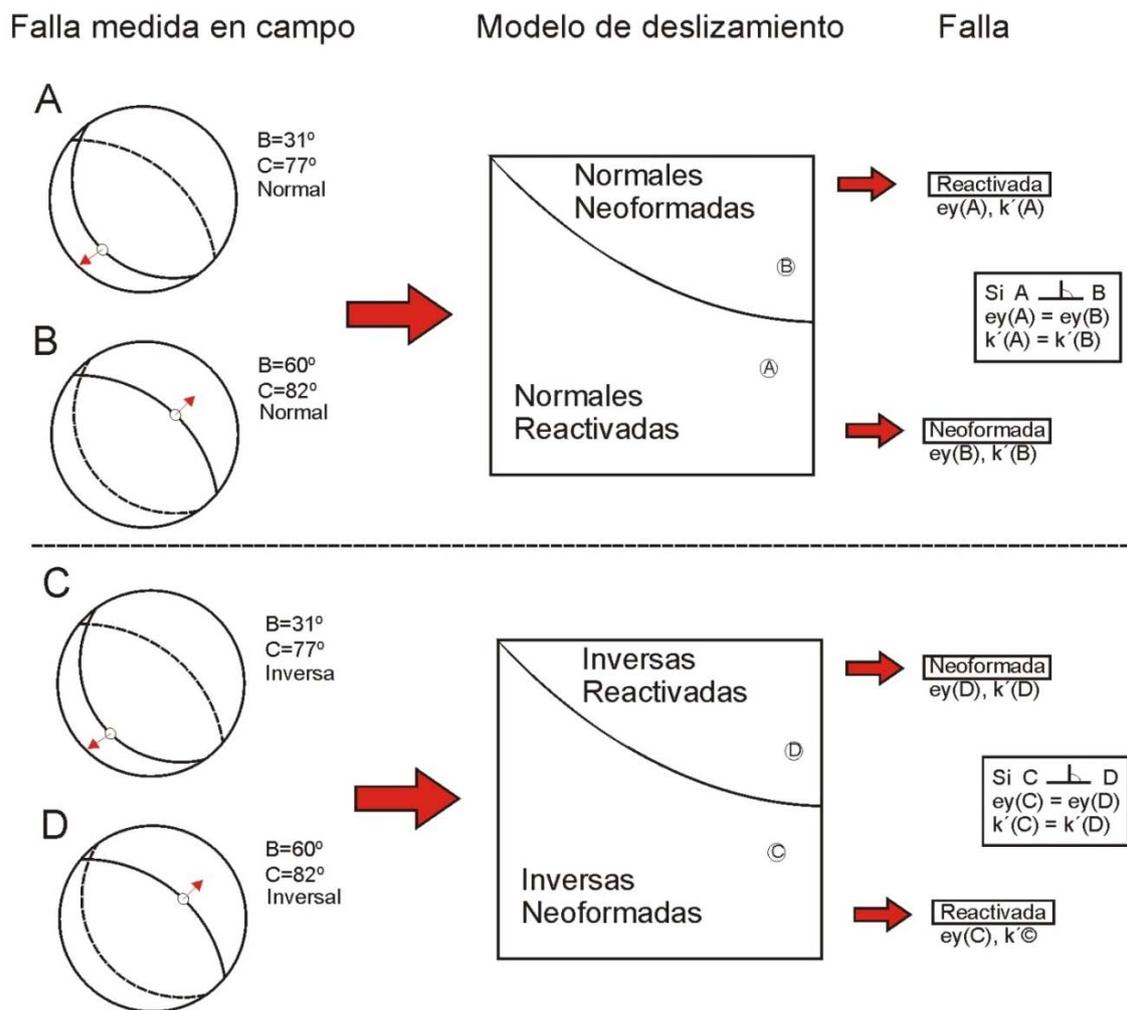


Figura 89. Aplicación del Modelo de Deslizamiento para deducir si una falla medida en campo, con una clara determinación de su sentido de movimiento, es reactivada o neoformada. A, B, falla normal, C, D, inversa. En trazo continuo, el plano de falla; en discontinuo el plano auxiliar cuyo polo es la estricta (flecha roja). A y C, reactivadas. B y D, neoformadas. Nótese que como ambos pares de planos son perpendiculares, el Modelo de Deslizamiento proporciona la misma Dey y la misma k' (para A y B, y para C y D).

En el caso de mecanismos focales, donde se conocen los dos planos nodales pero no cual es la falla, según el razonamiento anterior, necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado (Fig. 90). La posibilidad de movimiento en los planos reactivados depende del valor del ángulo de rozamiento interno deducido, que depende a su vez de la orientación del plano respecto a los ejes principales de la deformación. Con esto es posible determinar cuál de los dos planos nodales de un mecanismo focal sería neoformado si fuese el plano de falla y cuál el reactivado. En cualquier caso, es posible demostrar, como ya indica el Modelo de Deslizamiento, que los resultados de la determinación del tensor de esfuerzos-deformación no varían utilizando uno u otro plano nodal.

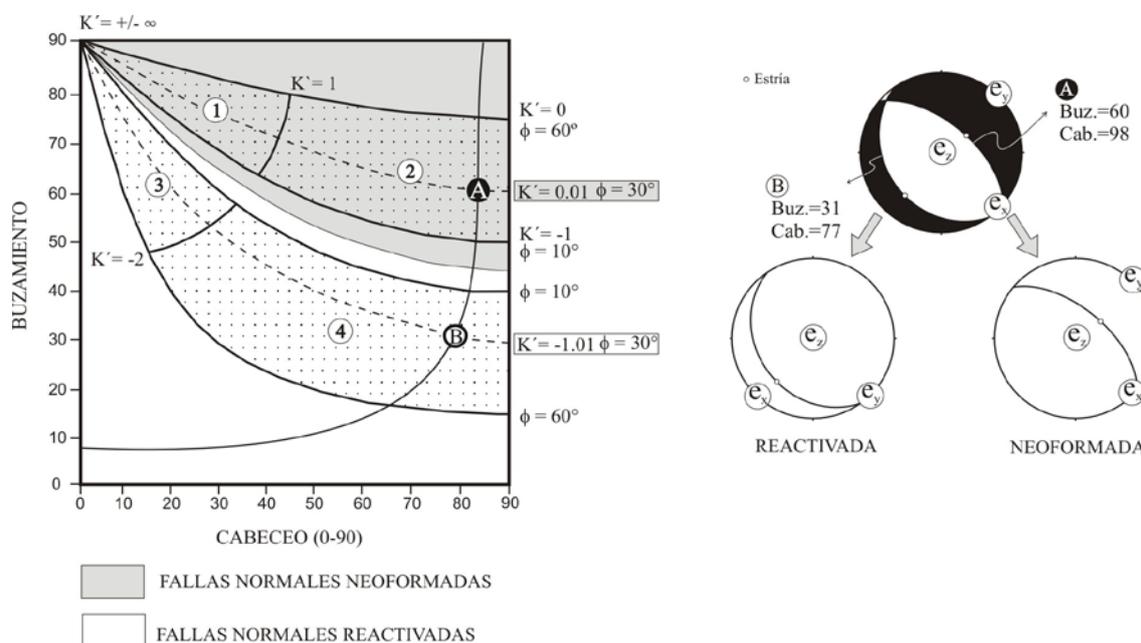


Figura 90. En el caso de mecanismos focales, donde se conocen los dos planos nodales pero no cual es la falla, necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado, aunque ambos tienen la misma Dey y la misma K' (ver Fig. 83).

Métodos de inversión de esfuerzos desde 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 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 (Fig. 78). Esta asunción de que todas las fallas se movieron bajo el mismo campo de esfuerzos, 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:

- El estado de esfuerzos es homogéneo a la escala estudiada.
- El tensor de esfuerzos activa un número de planos preexistentes lo suficientemente elevado.
- 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](#)).

Utilizando entonces la ecuación de Bott [48], el tensor de esfuerzo reducido tiene cuatro grados de libertad (cuatro fallas, un tensor común). Sin embargo, el número de fallas (y de posibles ecuaciones) del que suele disponerse es mucho mayor. Esto hace que se adopten estrategias de análisis estadístico para encontrar el mejor ajuste entre los datos del deslizamiento medido y los esfuerzos de cizalla teóricos. No es pues, un método directo.

Estos métodos realizan normalmente 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:

$$F = \sum_{i=1}^n (\hat{x}_i \hat{t}_i)^2 \quad [51]$$

siendo x_i la estría real, t_i la estría teórica, y \wedge el ángulo entre ellas. Estos métodos suelen proporcionar:

- a) Las orientaciones de los ejes principales del tensor de esfuerzos ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).
- b) Las magnitudes relativas de los ejes, definidas por R ([stress ratio](#)) (Ec. 25, ver más arriba):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad [25]$$

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

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

- 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).
- Las magnitudes de los esfuerzos normales y de cizalla, satisfacen el criterio de rotura de Navier-Coulomb:

$$\tau = \mu \cdot \sigma_n \quad [52]$$

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

- Las fallas pueden ser neoformadas o reactivadas (es aplicable a los dos criterios de rotura (ver más arriba).
- 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.

El primer y el último supuestos 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** (RECHES *et al.*, 1992), 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 factor de forma (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 (VR):

$$VR = (A \cdot D) - F \quad [53]$$

siendo A la matriz calculada de los datos de deslizamiento, D el vector del tensor de esfuerzos y F el vector calculado a partir de σ_z (esfuerzo vertical), μ y C.

Para el conjunto de k fallas, VR 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):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum r_k^2}{2k}} \quad [54]$$

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: $F_1 = F + \text{RMS}$ y $F_2 = F - \text{RMS}$.

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

- **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 $B = 45^\circ - \Phi/2$ con el eje de deslizamiento, y un ángulo de $45^\circ + \Phi/2$ 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. 91), se puede definir el ángulo de desviación medio de los ejes principales (t) para el conjunto de fallas explicadas:

$$t = (\widehat{C_1\sigma_1} + \widehat{C_2\sigma_2} + \widehat{C_3\sigma_3}) / 3 \quad [55]$$

donde \wedge es la diferencia angular entre vectores.

Cuando los valores de dos de los ejes principales son muy similares (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:

$$t = (1-R) \cdot (\widehat{C_1\sigma_1}) + R \cdot (\widehat{C_3\sigma_3}) / 2 \quad [56]$$

donde R es la razón de esfuerzos o **stress ratio** (Ec. 25).

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 implican 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 . Como ya vimos, este aspecto influye del mismo modo en los diagramas del método de los diedros rectos. El ángulo de desviación de los ejes principales (PAM) de todas las fallas de la población (K) es:

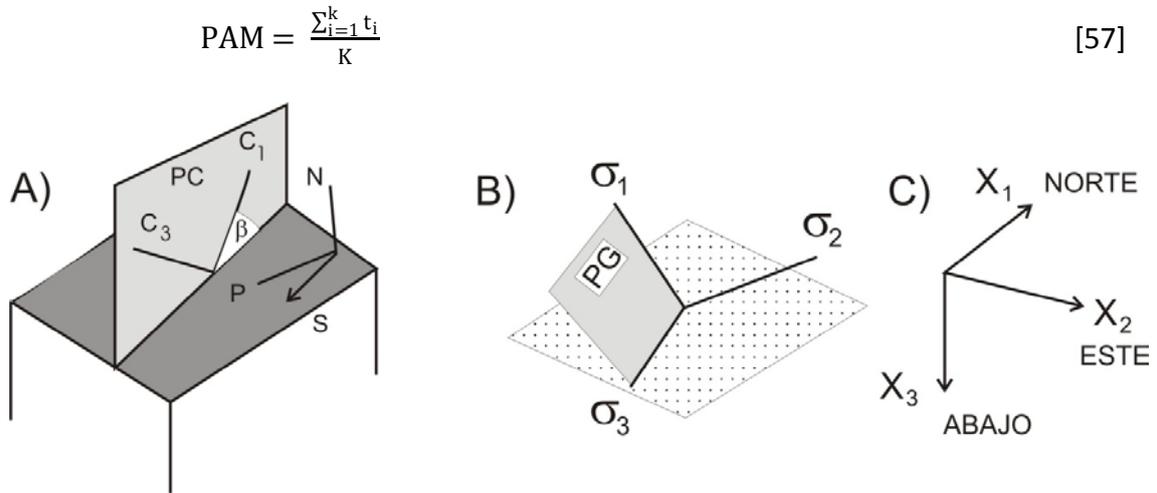


Figura 91. Geometría de la falla y del tensor de esfuerzos asociado con el deslizamiento sobre ella, y parámetros utilizados durante la inversión (modificado de Reches, *et al.*, 1992).

- **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, 1993).

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, estos autores adoptan el PAM como criterio básico para la elección de la solución óptima, aunque también hay que tener en cuenta otros aspectos:

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

El método de inversión de esfuerzos implica la compatibilidad mecánica de todas las fallas explicadas, mientras que 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 (ver Anexo II), 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 realiza también un proceso de muestreo con reemplazamiento (tipo Montecarlo: de un modo iterativo, se seleccionan al azar 4 fallas de la población y se resuelve el tensor común), 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 (R próximo a 0 o a 1).

ESTADO DE ESFUERZOS TECTÓNICOS ACTIVOS ENTRE LA DORSAL DE TERCEIRA, IBERIA Y ARGELIA

Como ejemplo de aplicación práctica de la metodología de la inversión del estado de esfuerzos tectónicos, vamos a considerar el caso de Iberia (esfuerzos activos). A lo largo del límite más occidental entre las placas Africana y Euroasiática, el tipo de estructuras activas cambia desde fallas normales en la Dorsal Medioatlántica y Azores, hasta desgarres (Falla de Gloria) y cabalgamientos en las montañas del Tell en Argelia. La Península Ibérica muestra un patrón de sismicidad más difuso con predominio de mecanismos focales de tipo normal en la esquina NE y de inversos en la SO (Fig. 92).

De VICENTE *et al.* (2008) realizaron la inversión de estos mecanismos focales, para obtener el estado de esfuerzos tectónicos activos a lo largo del límite mayor de las placas africana y euroasiática. Teniendo en cuenta la distribución espacial de los mecanismos y la macroestructura tectónica, los sismos pueden agruparse en 8 zonas. De Oeste a Este, la Dorsal de Terceira (Azores), la Falla de Gloria (con movimiento lateral-derecho), el Golfo de Cádiz (la falla anterior termina al E en una serie de estructuras transpresivas con cabalgamientos de C.O. sobre C.O. como Gorringer y Coral Peach), Iberia Oeste (S.L. la zona del Macizo Hespérico), Béticas-Alborán-Rif (zona de concentración de sismos, aunque con mecanismos muy variados), Cadena Ibérica, Pirineos y el N de Argelia (Montañas Tell y contacto C.C-C.O.) (Fig. 93).

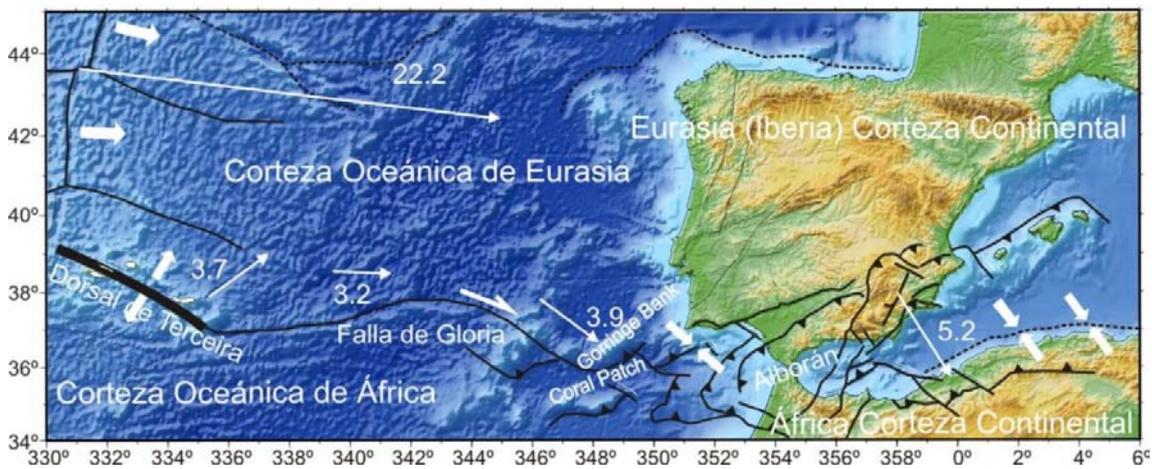
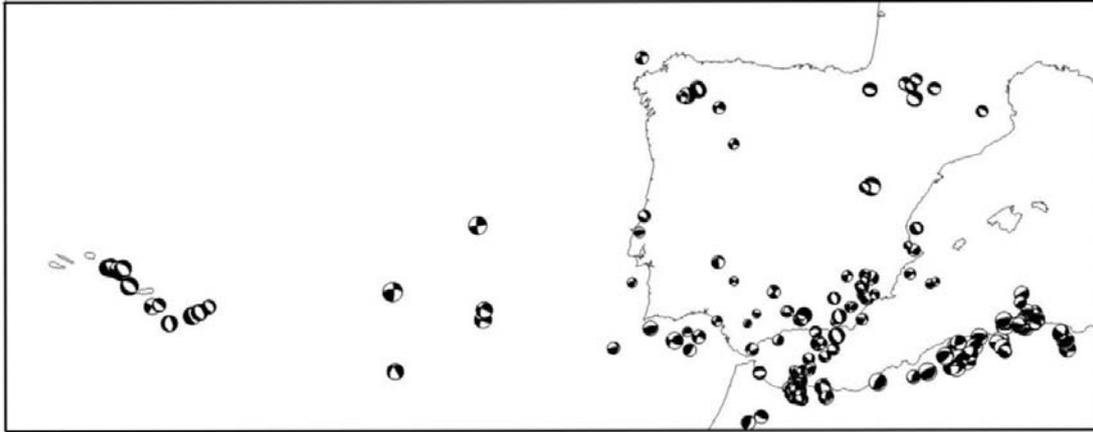


Figura 92. Arriba, mecanismos focales (tensor del momento sísmico) a lo largo del límite occidental entre las placas Euroasiática y Africana. Abajo, modelo topográfico y vectores de desplazamiento relativos (en mm/año) (África, fija).

Los resultados de las inversiones se muestran, de manera gráfica en la Figura 93 y más detallada en la Figura 94. De este modo, en Azores (1) el tensor de esfuerzos es de tipo extensión triaxial (13 mecanismos con un buen ajuste a $R=0.2$), con σ_1 en la vertical y dos extensiones en la horizontal, σ_3 la máxima extensión según NE-SO y σ_2 la mínima extensión en una orientación NO-SE. El tipo predominante de fallas es normal, con direcciones NO-SE que resultan ser neoformadas (lo que es lógico dada la edad de la corteza oceánica). En la zona de la Falla de Gloria (2) hay poca sismicidad, sólo 5 mecanismos, que ajustan a un tensor de esfuerzos de tipo desgarre puro ($R=0.5$) con σ_3 en dirección NE-SO y σ_1 según NO-SE (σ_2 vertical). En el Golfo de Cádiz (3) es σ_3 quien aparece en la vertical con lo que el tensor es de tipo compresivo (Fallas inversas NE-SO), aunque el valor de R (0.1) indica una situación próxima a compresión uniaxial ($R=0$), con un cierto intercambio (de horizontal a vertical y viceversa) entre σ_3 y σ_2 (Fig. 94), con lo que los desgarres también se activan bajo este tensor (NO-SE, lateral-derechos). Esta situación es típica en zonas de deformación transpresiva. Las fallas resultan ser neoformadas.

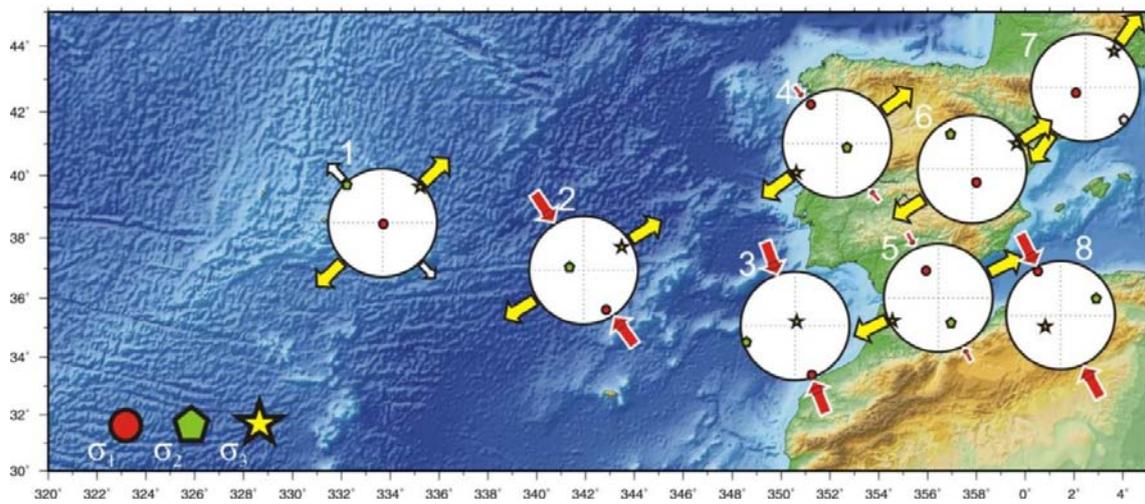
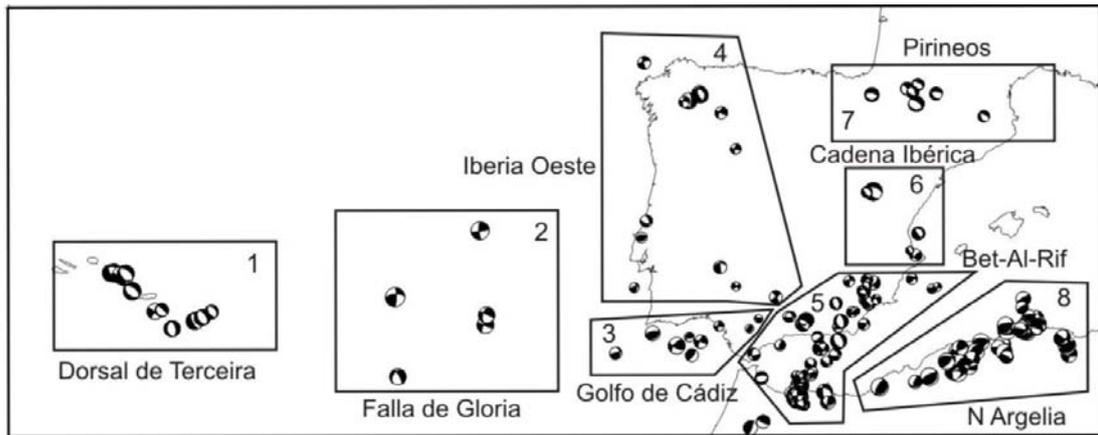


Figura 93. Arriba, agrupaciones de sismos y zonas elegidas para la inversión de esfuerzos tectónicos activos. Abajo, resultados de las inversiones de esfuerzos. Para cada zona se muestra la orientación, en proyección estereográfica, de los ejes principales del tensor solución. Las flechas indican los valores escalados y la dirección de los esfuerzos principales en la horizontal.

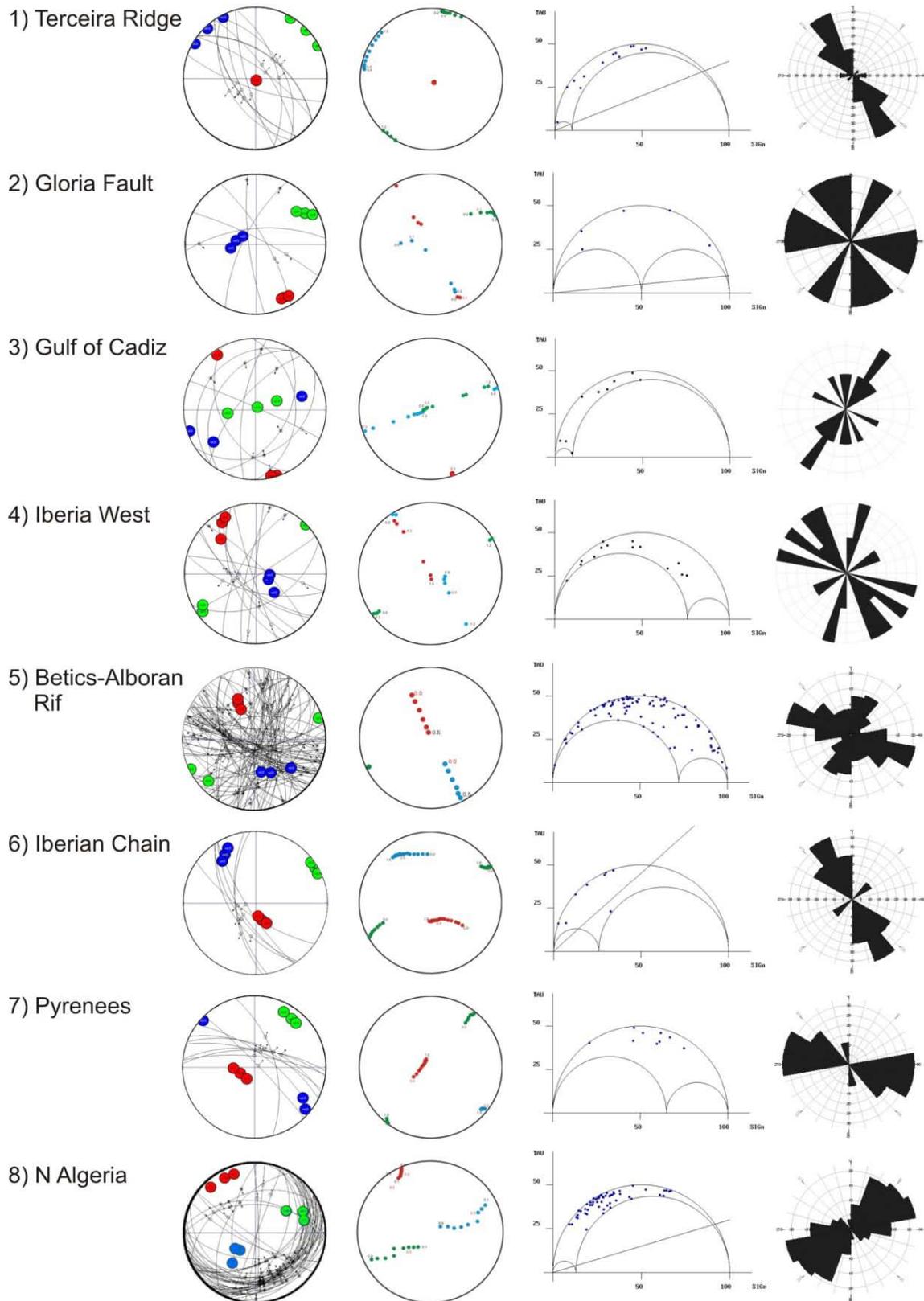


Figura 94. Para cada zona donde se realizó la inversión de esfuerzos. De izquierda a derecha: Estereograma con los planos nodales elegidos (neoformado) y posición de los ejes principales (con dos niveles de error). Posición de los ejes principales para distintos coeficientes de fricción. Circulo de Mohr del tensor solución con los planos activados. Rosa de direcciones de los planos neoformados (que no son necesariamente los planos de falla)

Con estas tres inversiones se aprecia cómo el eje de esfuerzos tectónicos en la vertical (y el tipo de esfuerzos) cambia progresivamente de oeste a este, pero también cómo la máxima compresión (o mínima extensión) en la horizontal gira 25 grados en sentido horario: N137E (1), N150E (2) y N162 (3) (Línea azul en la Fig. 95).

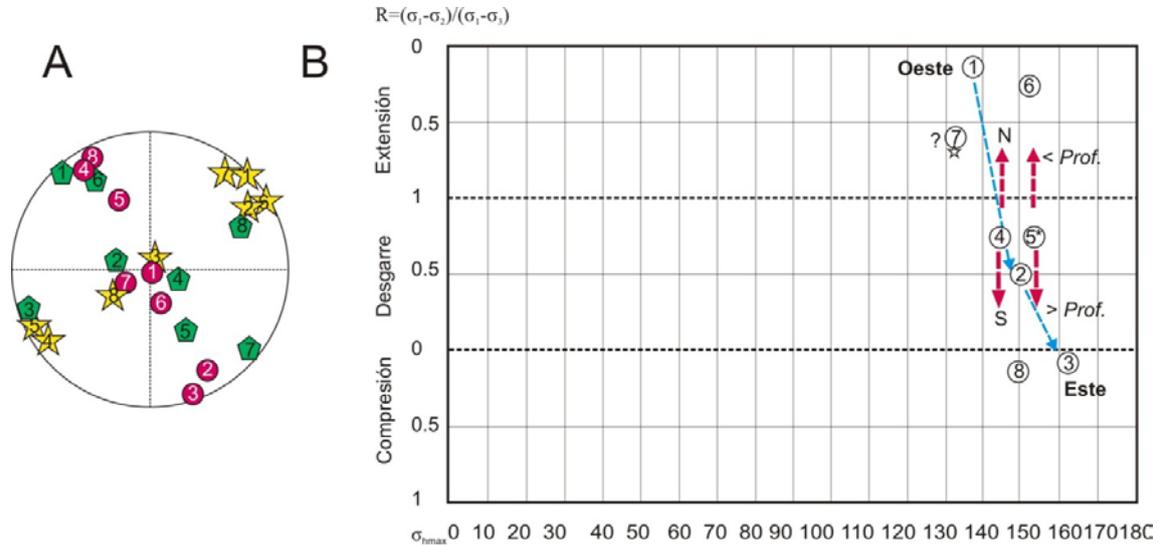


Figura 95. Derecha. Estereograma con todos los ejes principales de las soluciones obtenidas en las inversiones de esfuerzos activos. Izquierda, gráfico que relaciona el factor de forma R del tensor de esfuerzos con la orientación de la máxima compresión (o mínima extensión) en la horizontal.

Estas tendencias se pierden en la zona inmediatamente más al este (zona 5), en el Dominio de Alborán. Aquí hay una gran cantidad de mecanismos (95) que, aunque pueden dividirse en subpoblaciones con menor error, tienen un buen ajuste global próximo a extensión uniaxial ($R=0.7$) con intercambio entre σ_1 y σ_2 (de vertical a horizontal, Fig. 88), con lo que predominan mecanismos de fallas normales NO-SE (pero también E-O) y desgarres ONO-ESE lateral-izquierdos y NE-SO lateral-derechos. En la esquina más SE de la Península (Murcia-Armería) hay también algunos mecanismos de falla inversa NE-SO. Es decir, en buena parte del orógeno más reciente (Mioceno) de Iberia, no hay indicios sísmicos de cabalgamientos activos. Lo que sí se aprecia es un ligero predominio de fallas normales (respecto a desgarres) en terremotos más superficiales (línea roja en (5), en la Fig. 95).

La zona con cabalgamientos activos en Iberia hay que buscarla dentro del antepaís del Macizo Ibérico (4), más concretamente al S de Lisboa hasta conectar con los de la zona (3). Sin embargo, la solución promedio para 14 mecanismos focales es de tipo desgarre próximo a extensión uniaxial ($R=0.8$) (de nuevo con intercambio entre σ_1 y σ_2), ya que hacia el norte predominan las fallas normales NO-SE (línea roja en (4), en la Fig. 95).

Este predominio de la extensión hacia el N, es todavía más evidente hacia el E dentro de la Península Ibérica. Así, el tensor solución para los 7 mecanismos de la Cadena Ibérica (6) es de extensión claramente triaxial ($R=0.3$) con predominio de fallas

normales NO-SE que siguen la dirección de la mínima extensión horizontal. Lo mismo sucede en Pirineos (7) (tampoco hay cabalgamientos activos) aunque el tensor es algo menos extensivo ($R=0.7$) y con una mínima extensión horizontal más NNO-SSE (sub-paralela a la cadena).

La solución para el N de Argelia (8), con 51 mecanismos, es muy buena. Indica un estado de esfuerzos próximo a compresión uniaxial ($R=0.2$). En cualquier caso, la dirección de la máxima compresión horizontal no sigue la progresión encontrada para (1), (2) y (3), sino que vuelve a ser de N150E, similar a la que aparece en el interior de Iberia.

Para visualizar el estado de esfuerzos en planta, o mapa, resulta conveniente acudir al parámetro K' del Modelo de Deslizamiento, ya que su valor puede discretizarse a una escala de colores y cada mecanismo aporta un dato. El criterio utilizado asigna el color rojo intenso a los mecanismos inversos, el blanco a los desgarres y el azul intenso a las fallas normales (Fig. 96). Pueden también dibujarse las trayectorias promedio (Dey) de la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (trazos discontinuos en blanco, Fig. 97). Hay que tener en cuenta, sin embargo, que la distribución de los datos dista mucho de ser homogénea (Figs. 92 y 93), por lo que en el mapa hay amplias zonas poco constreñidas. El resultado de éste análisis se sintetiza en la Fig. 97.

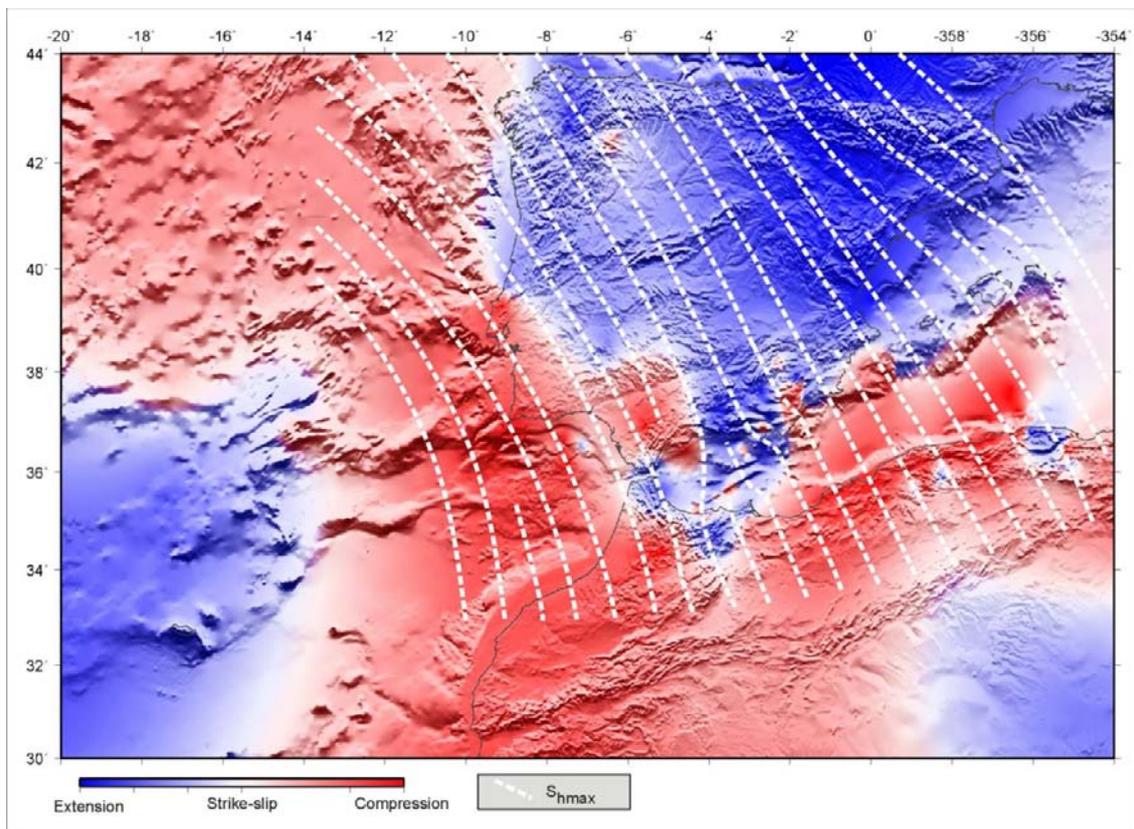


Figura 96. Valores de k escalados para la zona de estudio y trayectorias de la máxima compresión horizontal a partir de las relaciones del Modelo de Deslizamiento (De Vicente *et al.*, 2008).

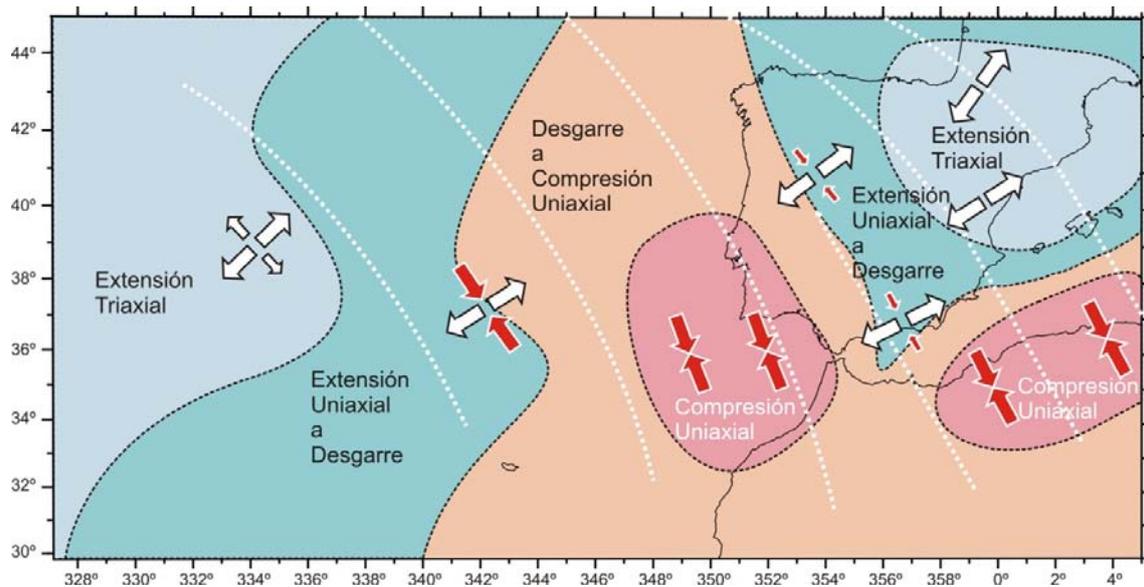


Figura 97. Síntesis del estado de esfuerzos activos entre la Dorsal de Terceira, Iberia y Argelia (De Vicente *et al.*, 2008).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos [TOPO-IBERIA](#) (CSD2006-00041), CGL2006-13926-C02-01 y por el SANTANDER-UCM 4120740. Los autores agradecen al profesor Jose Luis Simón (Univ. de Zaragoza) la cesión de fotografías.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology*, Freeman and Co., New York.
- 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. (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.

- Angelier, 1994. J. Angelier, Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: P. Hancock, Editor, *Continental Deformation*, Pergamon, Oxford (1994), pp. 101–120.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977) Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 19, 1309-1318.
- Antón, L., Muñoz Martín, A y de Vicente, G. (2004) Análisis de la fracturación y campos de paleoesfuerzos en el centro-oeste de la Península Ibérica. *Geo-temas*, 6 (3): 17-20.
- 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.
- Bada, G., F. Horváth, S. Cloetingh, D.D. Coblenz and T. Tóth (2001) The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: the case study of the Pannonian basin, *Tectonics*, 20: pp. 343–363.
- Bihong Fu, Xinglin Lei, Khaled Hessami, Yoshiki Ninomiya, Takashi Azama and Hisao Kondo (2007). A new fault rupture scenario for the 2003 M_w 6.6 Bam earthquake, SE Iran: insights from the high-resolution QuickBird imagery and field observations. *Journal of Geodynamics*, 44: 160-172.
- Bott, M.H.P. (1959) The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Braunmiller, J., Kradolfer, U., Baer, M. and Giardini, D. (2002) Regional moment–tensor inversion in the European–Mediterranean area-initial results. *Tectonophysics* 356, 5–22.
- 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.
- Coca, P. (1999) *Métodos para la inversión del tensor momento sísmico. Terremotos del Sur de España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 300 pp.

- Cox, K.G. (1970) Tectonics and vulcanism of the Karroo Period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland, p. 211-235. In Clifford, T.N. and Gass, I.G. (eds.), *African magmatism and tectonics*. Oliver and Boyd, Ltd., Edinburgh.
- 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.; Cloetingh, S.; Muñoz-Martín, A.; Olaiz, A.; Stich, D.; Vegas, R.; Galindo-Zaldívar, J. y Fernández-Lozano, J. (2008) Inversion of moment tensor focal mechanisms from active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27. 20pp. doi:10.1029/2006TC002093.
- Delvaux, D. (1993) The TENSOR program for reconstruction: examples from the east African and the Baikal Rift Systems. In: *Terra Abstr. Abstr. suppl. Terra Nova* 5: 216.
- 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.
- Fleitout, L. y C. Froidevaux (1982) Tectonics and topography for allithosphere containing density heterogeneities, *Tectonics*, v. 1(1), pp. 21-56.
- Forsyth, D. y Uyeda, S. (1975) On the relative importance of driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 43, 163–200.
- Frohlich, C. y S. D. Davis (1999) How well constrained are well-constrained *T*, *B*, and *P* axes in moment tensor catalogs? *J. Geophys. Res.* 102, 5029-5041.
- 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. 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.
- Gilbert, F. (1971) Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophys J R Astr. Soc.*, 22: 223–226.

- Gregersen, S. y Voss, P. (2009). Irregularities in Scandinavian postglacial uplift/subsidence in time scales tens, hundreds, thousands of years. *Journal of Geodynamics*, doi:10.1016/j.jog.2009.11.004.
- Gutenberg, B. y C. F. Richter (1949). *Seismicity of the Earth*. Princeton University Press.
- Haimson, B.C. y Fairhurst, C. (1969) In situ stress determination at great depth by means of hydraulic fracturing, *Proc. 11th U.S. Symp. Rock Mech, Berkeley, June 16–19. Balkema, Rotterdam*: 559–584.
- Harmsen, S.C. y A.M. Rogers (1986) Interferences about the local stress field from focal mechanisms: applications to earthquakes in the southern Great Basin of Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76: 1560–1572.
- Hodgson J. H. y Storey R. S. (1953) Tables Extending Byerly's Fault-Plane Technique to Earthquakes of Any Focal Depth, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43: 49-61.
- Hodgson J. H. y Allen J. F. J. (1954) Tables of Extended Distances for PKP and PcP, *Pub. Dominion Observ.*, Vol. 16, No. 10.
- Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1969) *Fundamentals of Rock Mechanics*, Methuen, London (1969).
- Lana, X. (1986) Estado de esfuerzos calculado a partir de un conjunto de mecanismos focales coherentes, *Rev. Geofísica*, Madrid, 42, 53-62.
- Lisle, R.J. (1987) Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, 1 (2): 155-158.
- McKenzie, D.P. (1969) Plate Tectonics of the Mediterranean Region. *Nature* 226, 239 - 243 (18 April 1970); doi:10.1038/226239a0.
- Michael, A. J. (1987), Use of Focal Mechanisms to Determine Stress: A Control Study, *J. Geophys. Res.*, 92(B1), 357–368.
- Mount, V.S., y Suppe, J. (1987) State of stress near the San Andreas fault: Implications for wrench tectonics. *Geology*, v. 15 pp. 1143-1146 doi: 10.1130/0091-7613.
- Muñoz Martín, A. (1997) *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 500 pp.
- Nakamura, K., Jacob, K.H., y Davies, J.N. (1977) Volcanoes as posible indicators of tectonic stress orientation — Aleutians and Alaska. *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, Vol. 115, pp. 87–112.

- Olaiz, A.J., Muñoz-Martín, A. De Vicente, G., Vegas, R. & Cloetingh, S. (2009). European continuous active tectonic strain-stress map (2009). *Tectonophysics*, 474 (Topo-Europe: Special Issue): 33-40. Doi: [10.1016/j.tecto.2008.06.023](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.023).
- Pegoraro, O. (1972) Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale). In: *Thèse IIIème cycle*, U.S.T.L. Montpellier (1972), p. 41.
- Reches, Z. (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987) Detemination 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. (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, I.A. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Arner.*, 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.
- Shearer, P.M. (1999) *Introduction to Seismology*. Cambridge Univ. Press, 260 pp.
- Sonder, L.J. (1990) Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: relation to principal stress directions in the Transverse Ranges, California. *Tectonics*, 9, 4: 761–771.
- Stein, C. A., Cloetingh, S., y Wortel, R. (1989) Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, v. 16, p. 823–826.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J. (2003) Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero- Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2002JB002057.
- Vasseur, G., Etchecopar, A. y Philip, H. (1983) Stress state inferred from multiple focal mechanisms. *Ann. Geophys.* 1 4–5 (1983), pp. 291–298.

Wallace, R.E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.* 59: 118–130.

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.

RECURSOS ELECTRÓNICOS

Bases de Datos Geofísicos de Libre Difusión

World Stress Map (Muller, et al. 2000)

<http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>

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

<http://topex-www.jpl.nasa.gov/>

Topografía modelo GTOPO30 30 arcossegundos x píxel (USGS).

http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info

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

<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>

Bureau Gravimetrique International

<http://www.geodesie.ird.fr/bgi/>

Global Strain Rate Map Project

<http://gsrm.unavco.org/model/>

National Geophysical Data Center (NGDC):

<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geodas/geodas.html>

Catálogos sísmicos

International Seismological Centre.

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

National Earthquake Information Center
<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>

Instituto Geográfico Nacional
<http://www.ign.es/ign/es/IGN/home.jsp>

Bases de datos de sismos relocalizados de Engdahl, et al. (1998).
<http://www.isc.ac.uk/search/bulletin/ehb.html>

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/SisCalculo.jsp>

Instituto Andaluz de Geofísica
<http://www.ugr.es/~iag/>

European-Mediterranean RCMT Database
<http://www.bo.ingv.it/RCMT/>

Geología Estructural y Sismotectónica

La Página WEB de la Geología Estructural, con múltiple información, software e imágenes.
<http://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/structure/index.html>
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 Version1.6 (Reches, 2000) Programas de inversión de esfuerzos y análisis mecánicos
<http://earthquakes.ou.edu/reches/soft.html>

Aplicaciones cartográficas y de procesado dinámico y espacial de datos

GMT – Generic Mapping Tools (Wessel and Smith). Paquete de programas de libre difusión para el tratamiento, procesado 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/>

ANEXO I

Invarianza de los esfuerzos respecto al sistema de coordenadas

Las ecuaciones generales para un sistema de esfuerzos en la que no se conoce la orientación de los esfuerzos principales son:

$$\sigma_n = \sigma_x \cos^2 \theta + 2 \cdot \tau_{xy} \cdot \text{sen} \theta \cdot \text{cos} \theta + \sigma_y \text{sen}^2 \theta \quad [57]$$

$$\tau = \frac{1}{2} (\sigma_y - \sigma_x) \cdot \text{sen} 2\theta + \tau_{xy} \cdot \text{cos} 2\theta \quad [58]$$

En el siguiente caso consideraremos a los esfuerzos principales como paralelos al sistema de coordenadas (Fig. 98).

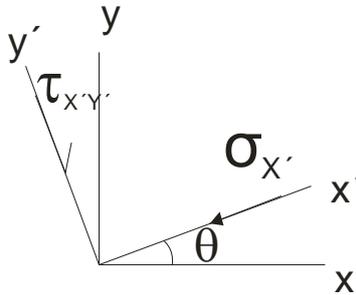


Figura 98. Rotación del sistema de coordenadas de los esfuerzos en el plano.

Consideremos ahora el efecto de rotar el sistema de coordenadas sobre los valores de los esfuerzos (Fig. 98). Para lograr esta rotación de coordenadas hagamos que σ_n y τ sean $\sigma_{x'}$ y $\tau_{x'y'}$ donde $O_{x'y'}$ se rota un ángulo θ desde O_{xy} . Teníamos antes que

$$\sigma_{x'} = \sigma_x \cdot \text{cos}^2 \theta + 2 \cdot \tau_{xy} \cdot \text{sen} \theta \cdot \text{cos} \theta + \sigma_y \cdot \text{sen}^2 \theta \quad [59]$$

Debemos encontrar ahora $\sigma_{y'}$ en el nuevo sistema de coordenadas. Esto se consigue reemplazando θ por $\theta + 1/2\pi$ con lo que se obtiene:

$$\sigma_{y'} = \sigma_x \cdot \text{sen}^2 \theta + 2 \cdot \tau_{xy} \cdot \text{sen} \theta \cdot \text{cos} \theta + \sigma_y \cdot \text{cos}^2 \theta \quad [60]$$

Si se añade $\sigma_{x'}$ y $\sigma_{y'}$ y recordando que $\text{sen}^2 \theta + \text{cos}^2 \theta = 1$, se obtiene que

$$\sigma_{x'} + \sigma_{y'} = \sigma_x + \sigma_y \quad [61]$$

Esto nos muestra que la suma del esfuerzo normal es invariante (o que no cambia) mediante una rotación del sistema de coordenadas. Del mismo modo

$$\tau_{x'y'} = 0.5(\sigma_y - \sigma_x) \cdot \text{sen} 2\theta + \tau_{xy} \cdot \text{cos} 2\theta \quad [62]$$

Los esfuerzos principales se encuentran en planos sin esfuerzos de cizalla. En estos planos, $\tau_{x''y''} = 0$, por lo que desde la ecuación anterior

$$\tan 2\theta = \frac{2 \cdot \tau_{xy}}{\sigma_x - \sigma_y} \quad [63]$$

Donde θ es el ángulo entre el sistema de coordenadas $Ox''y''$ y el Oxy . Los esfuerzos de cizalla son cero a lo largo de las direcciones Ox'' y Oy'' . En este sistema de coordenadas, los únicos esfuerzos son los esfuerzos normales $\sigma_{x''}$ y $\sigma_{y''}$. Este sistema de coordenadas contiene a los esfuerzos principales y las componentes $\sigma_{x''}$ y $\sigma_{y''}$ se conocen como **esfuerzos principales** (Fig. 99).

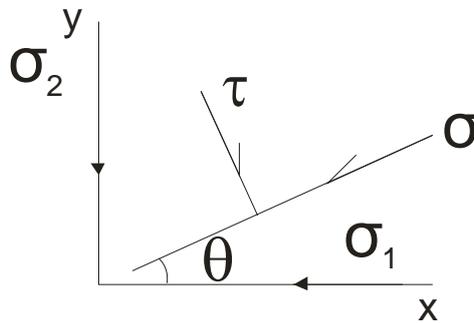


Figura 99. Representación de los esfuerzos principales (σ_1 y σ_2) y de los esfuerzos normal σ_n y de cizalla τ en el plano.

Llamemos ahora a esos esfuerzos principales σ_1 y σ_2 (Fig. 99). Elegimos entonces el sistema de coordenadas en el que los ejes x e y se encuentran en la dirección de σ_1 y σ_2 . Ahora, los esfuerzos normal σ_n y de cizalla τ a lo largo de una línea inclinada un ángulo θ de σ_1 son

$$\sigma_n = \sigma_1 \cdot \cos^2\theta + \sigma_2 \cdot \sin^2\theta \quad [64]$$

El signo positivo es una convención (en la ecuación anterior lo deducíamos negativo). Recordamos otra vez que:

$$\cos^2\theta = \frac{1}{2} (1 + \cos 2\theta) \quad [65]$$

$$\sin^2\theta = \frac{1}{2} (1 - \cos 2\theta) \quad [66]$$

Podemos reagrupar la ecuación para tener el esfuerzo normal

$$\sigma_n = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \cos 2\theta \quad [67]$$

y el de cizalla

$$\tau = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sin 2\theta \quad [68]$$

ANEXO II El círculo de Mohr

Partiendo de las ecuaciones del esfuerzo normal y el de cizalla (ecuaciones 67 y 68) puede verse que, desde esta última ecuación, el esfuerzo de cizalla es máximo cuando $\theta = \pi/4$ y $3\pi/4$. Utilizando este mismo sistema de coordenadas en el que los ejes son paralelos a los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 , podemos ver que los vectores-esfuerzo p_x y p_y se transforman en:

$$p_x = \sigma_1 \cdot \cos\theta \quad y \quad p_y = \sigma_2 \cdot \sin\theta \quad [69]$$

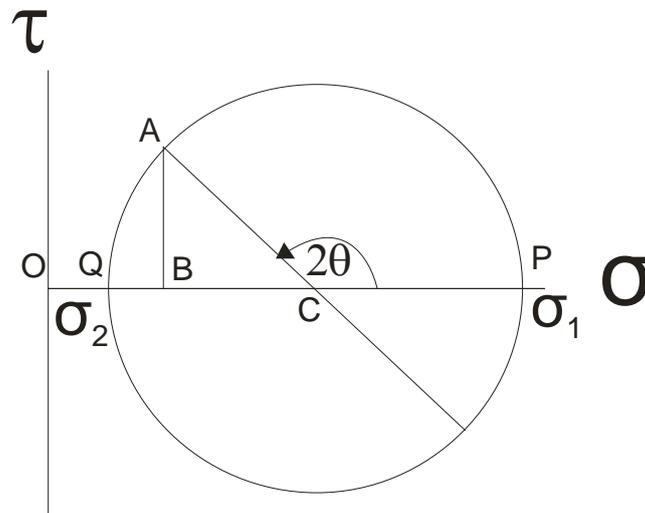


Figura 100. Representación del estado de esfuerzos en 2D mediante el círculo de Mohr.

Sustituyendo en la ecuación $\sin^2\theta + \cos^2\theta = 1$, podemos generar la ecuación para una elipse donde p_x y p_y están en la denominada elipse de esfuerzos.

$$\frac{p_x^2}{\sigma_1^2} + \frac{p_y^2}{\sigma_2^2} = 1 \quad [70]$$

Los semiejes de la elipse son σ_1 y σ_2 .

Con estas ecuaciones puede construirse un método de análisis gráfico para determinar las condiciones de rotura o de deslizamiento en una roca sometida a unos esfuerzos determinados.

El **círculo de Mohr** es un método gráfico para representar el estado de esfuerzos de una roca en dos dimensiones (Fig. 100). Las ecuaciones utilizadas para la representación de Mohr son las derivadas arriba para el sistema de coordenadas con ejes paralelos a los esfuerzos principales. El círculo de Mohr puede utilizarse para

deducir el esfuerzo normal σ_n y de cizalla τ en cualquier plano cuya normal esté orientada según un ángulo θ de σ_1 .

El sistema de coordenadas empleadas para la representación de círculo de Mohr es σ_n en el eje horizontal con incremento de compresión hacia la derecha y τ en el eje vertical.

Los puntos críticos a lo largo del eje σ_n son $OP = \sigma_1$, $OQ = \sigma_2$, y $C = 1/2(\sigma_1 + \sigma_2)$. El ángulo medido como PCA en sentido antihorario es 2θ . Ahora tenemos que

$$\sigma_n = OB = OC + CB = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \cos 2\theta \quad [71]$$

y

$$\tau = AB = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) \cdot \sin 2\theta \quad [72]$$

En el caso de roca intacta, y utilizando el criterio de rotura de Coulomb veíamos que se expresa como

$$(*\mu^2 + 1)^{1/2} \cdot \tau_m - *\mu \cdot \sigma_m = S_0 \quad [73]$$

Ahora, si $*\mu = \tan \phi$ donde ϕ es el ángulo de fricción interna ($*\mu$ es el coeficiente de fricción interna)

$$\tau_m = \sigma_m \cdot \sin \phi + \cos \phi \quad [74]$$

Que es una línea en el plano $\sigma_m - \tau_m$ con una pendiente de $\tan^{-1}(\sin \phi)$ e intercepta en $S_0 \cos \phi$ en el eje τ_m (Figs. II-2 y 2-III).

De este modo, el criterio de rotura de Coulomb puede representarse en el círculo de Mohr: La línea de rotura es una recta cuya pendiente es $*\mu = \tan \phi$ y corta en S al eje $|\tau|$. La rotura tiene lugar si el círculo $\sigma_1 - \sigma_3$ toca la línea del criterio de Coulomb.

La hipótesis de Mohr fue que cuando tiene lugar una rotura por cizalla en un plano determinado, el esfuerzo normal σ_n y el de cizalla τ se relacionan según la función

$$|\tau| = f(\sigma_n) \quad [75]$$

La rotura tiene lugar si el círculo de centro C de diámetro $\sigma_1 - \sigma_3$ es tangente a la línea. La curva de ruptura se obtiene experimentalmente y la envolvente de estos puntos nos da las condiciones de rotura bajo distintas presiones de confinamiento (σ_3) (Fig. 101).

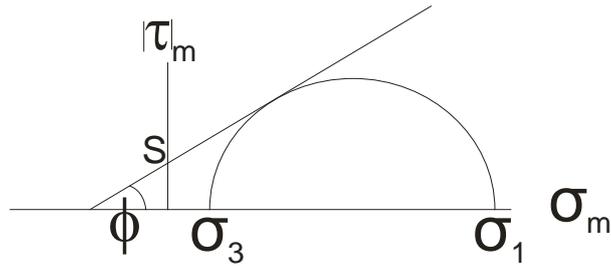


Figura 101. Representación gráfica sobre el círculo de Mohr del criterio de rotura de Coulomb.

En el caso de roca previamente fracturada, hablamos del coeficiente de deslizamiento a la fricción (μ) que relaciona τ y σ_n durante el deslizamiento en una falla

$$\mu = \tau / \sigma_n \quad [76]$$

μ_0 ($^*\mu$) predice el ángulo de rotura por cizalla, mientras que μ predice el ángulo del deslizamiento friccional (Fig. 102).

$$\mu_0 = (\tau - S_0) / \sigma_n \quad [77]$$

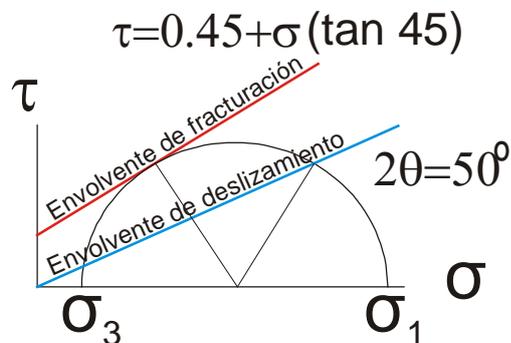


Figura 102. Representación gráfica sobre el círculo de Mohr del criterio de rotura de Coulomb para el caso de roca intacta (línea roja) y para roca previamente fracturada (línea azul).

Recibido: 8 enero 2010.

Aceptado: 24 febrero 2010.