

Análisis de esfuerzos tectónicos Fallas y sismos

Alfonso Muñoz-Martín. Gerardo de Vicente.

Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología.
Universidad Complutense de Madrid – IGEO CSIC-UCM.

amunoz@geo.ucm.es

gdv@geo.ucm.es

Resumen: La Tectónica de Placas implica una continua deformación de la Litosfera (y de la corteza superior frágil). Esta dinámica produce un campo de esfuerzos tectónicos íntimamente ligado a las estructuras activas que generan sismicidad: las fallas. El proceso de fracturación puede analizarse desde distintas perspectivas: Mecánica de Rocas, Sismología, Geología Estructural, modelado (análogo y numérico), etc. En estos apuntes abordamos el estudio del estado de esfuerzos tectónicos (activos o paleoesfuerzos), a partir del análisis de fallas desde las distintas ideas complementarias que aportan estas disciplinas. Comenzamos con una breve descripción del origen de los esfuerzos tectónicos para abordar después los conceptos mecánicos básicos, comenzando con la definición y propiedades del tensor de esfuerzos. Continuamos con el análisis de la rotura en roca intacta (fricción interna) y en roca previamente fracturada (fricción al deslizamiento). Seguidamente exponemos las ideas fundamentales que aporta la Geofísica (Sismología), comenzando con la descripción de las ondas sísmicas y terminando con el mecanismo focal de los terremotos. Acto seguido, analizamos las relaciones entre los mecanismos focales y las fallas para describir después lo que puede aportar la Geología Estructural desde el análisis de las microestructuras frágiles (estrías, venas, estilolitos). Todos estos conceptos convergen al final en el apartado de "Análisis de poblaciones de fallas y métodos de obtención del tensor de esfuerzos", donde se exponen tres métodos de inversión (Diedros rectos, Modelo de Deslizamiento y ecuación de Bott). Por último, se analiza como ejemplo el estado de esfuerzos tectónicos activos entre la Dorsal de Terceira, Iberia y Argelia, con especial atención a la Península Ibérica.

Palabras clave: Falla. Sismo. Estado de esfuerzos. Métodos de inversión.

INTRODUCCIÓN. ORIGEN DE LOS ESFUERZOS TECTÓNICOS

La Geología estructural estudia, fundamentalmente, las rocas deformadas. La deformación es la respuesta de las rocas cuando se las somete a un determinado estado de esfuerzos. El modelo de la Tectónica de Placas indica que el conjunto de desplazamientos que se observan en la litosfera produce deformaciones dúctiles y

frágiles (fallas, terremotos) que son el resultado de distintos campos de esfuerzos. Estos esfuerzos se generan por la actuación de una serie de fuerzas primarias, de origen mantélico, que se transmiten a lo largo de miles de kilómetros en el interior de las placas. El resultado del balance de estos esfuerzos aplicados en una zona determinada, controla su dinámica de deformación frágil (sísmica). El objetivo de estos apuntes es el de caracterizar el estado de esfuerzos tectónicos que actúa, o actuó en el pasado, en una zona determinada.

Las fuerzas que conducen la dinámica de las placas tectónicas (litosféricas) se pueden dividir en función de varios parámetros:

- **Dónde se aplican las fuerzas**
 - ✓ Fuerzas que actúan en la base de la litosfera: debidas al movimiento relativo entre la litosfera y el resto del manto.
 - ✓ Fuerzas que actúan en los bordes más activos de las placas.
- **Si las Fuerzas son conductoras o resistentes al movimiento** (Fig. 1) (FORSYTH y UYEDA, 1975)

Conductoras

TP (Tracción de la Placa): en las zonas de subducción la placa que subduce es más fría y densa que el manto, por lo que se crea una anomalía positiva de masa o flotabilidad negativa, que acentúa el descenso de dicha placa.

DE (Empuje de Dorsal): la intrusión de magma genera la expansión del fondo oceánico, efecto que se suma a la energía potencial creada por la diferencia de cotas en la propia dorsal.

Resistentes

RP (Resistente a la Placa que subduce): La resistencia a que la placa que subduce ocupe un volumen ya ocupado.

CP (Contacto en las Placas): Resistencia friccional en el contacto entre dos placas convergentes.

FT (Fallas Transformantes): representa la resistencia friccional en estas zonas. La magnitud es variable, en función de la diferencia de edad entre ambas placas.

Otras

AB (Arrastre en la Base): puede ser conductora o resistente, en función de la dirección de movimiento de la placa. En las zonas continentales, a esta tracción

de cizalla en la base de la corteza, se suma una fuerza debida al aumento de espesor.

EF (Esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad): altos gradientes topográficos y su compensación en profundidad, pueden generar esfuerzos importantes. El engrosamiento cortical (anomalía negativa de densidad) produce esfuerzos extensivos, mientras que el adelgazamiento cortical (anomalía negativa) genera esfuerzos compresivos.

FL (fuerzas por flexión de la corteza): fuerzas inducidas por cargas o descargas de material en zonas de intraplaca y en márgenes de placa activos o pasivos. Pueden llegar a tener una gran importancia, incluso perturban campos de esfuerzos de mayor magnitud.

- ✓ Carga de sedimentos en márgenes continentales (STEIN *et al.*, 1989).
- ✓ Rebote glacial de la litosfera. Fuerza de ascenso vertical generada por compensación isostática cuando desaparece la carga de hielo en zonas glaciares (GREGERSEN y VOSS, 2009).
- ✓ Fuerzas inducidas por las flexiones y plegamientos de la litosfera por aumento de carga de sedimentos (FLEITOUT y FROIDEVAUX, 1982, SONDER, 1990, BADA *et al.*, 2001).

CL (contrastes laterales de resistencia y/o densidad): relacionada con las diferencias de resistencia y densidad entre diferentes tipos de cortezas (MOUNT y SUPPE, 1987).

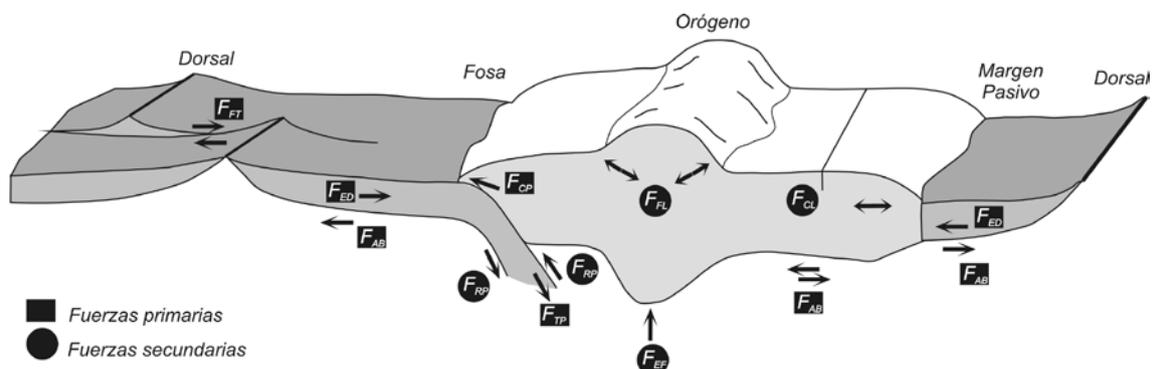


Figura 1. Localización y orientación relativa de las distintas fuerzas generadoras de campos de esfuerzos en la litosfera: TP (tracción de placa). DE (empuje de la dorsal). RE (resistente a la placa). CP (contacto en las placas). FT (fallas transformantes). AB (arrastre basal). EF (esfuerzos extensivos relacionados con variaciones laterales de densidad y fuerzas de flotabilidad). FL (flexión de la corteza). CL (contrastes laterales de resistencia y densidad). (Modificado de Forsyth y Uyeda, 1975; Zoback, 1992).

- ZOBACK *et al.* (1989) establecen una correlación directa entre el movimiento de las placas y los campos de esfuerzos. Basándose en esta relación dividen las fuerzas en primarias y secundarias, en función de si están inducidas desde el

límite por sus movimientos relativos (**primarias**), o si se generan por las características propias de la litosfera afectada por las fuerzas primarias o por condiciones externas (**secundarias**).

EL TENSOR DE ESFUERZOS

El esfuerzo (σ) se define como la fuerza por unidad de área):

$$\sigma = \frac{\vec{F}}{\vec{A}} \quad [1]$$

Unidades: F = newton N (1 N = 1 kg.m.s⁻²)
 A = metros cuadrados (m²)
 σ = pascal Pa (1 Pa = 1 N · m⁻²)

En geología: bar (b) 1 b = 10⁵ Pa ~ 1 atmósfera
 1 kbar = 1000 bar
 kilopascal (kPa) 1 kPa = 10³ Pa
 megapascal (MPa) 1 MPa = 10⁶ Pa
 gigapascal (GPa) 1 GPa = 10⁹ Pa
 kilobar (kb) 1 kb = 10⁸ Pa = 100 MPa = 0.1 GPa

El estado de esfuerzos puede analizarse en 1D (vector que actúa en un punto), en 2D, o en el caso más general, en 3D. Aquí, los esfuerzos se representan como un tensor.

Un tensor es un operador vectorial lineal de N componentes. El número de componentes viene definido por la expresión: $N = n^m$. Donde n es el número de dimensiones en el espacio y m es el orden del tensor.

Para determinar el estado de esfuerzos en un punto se deben definir los esfuerzos orientados en 3 dimensiones ortogonales entre sí. Esta descripción se hace mediante el tensor de esfuerzos, que relaciona el vector F (3 componentes) con el área unitaria A (3 componentes). De los 9 componentes resultantes, 3 actúan perpendicularmente a la superficie (esfuerzos normales, σ_n) (σ_{ii} , $i = x, y, z$), y 6 actúan en la dirección paralela a dicha superficie (esfuerzos de cizalla, τ) (σ_{ij} , $i \neq j$) (Fig. 2). Si el sólido está en equilibrio el tensor es simétrico (momento nulo) ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$) y sólo hay seis componentes independientes (σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , σ_{xy} , σ_{yz} , σ_{zx}).

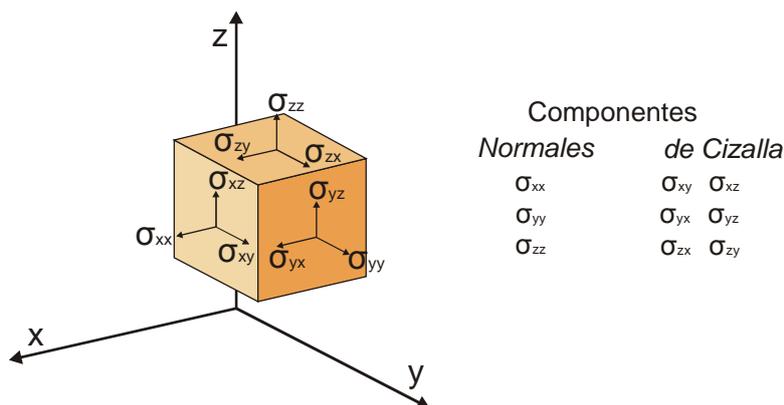


Figura 2. Componentes del tensor de esfuerzos (relación entre los 3 vectores de fuerzas y las 3 áreas unitarias). 3 actúan perpendicularmente a la superficie (esfuerzos normales, σ_{ii} , $i = x, y, z$), y 6 actúan en la dirección paralela a dicha superficie (esfuerzos de cizalla, τ) (σ_{ij} , $i \neq j$).

Análisis del balance de fuerzas

Exploremos lo que queremos decir con esta última frase: “si el sólido está en equilibrio”. En Tectónica, la diferencia entre presión y esfuerzo se establece en función del tipo de material donde se aplica la fuerza. En concreto, la distinción se establece si el material en cuestión tiene, o no, resistencia a la cizalla. Las rocas tienen resistencia a la cizalla porque conservan su forma, mientras que los líquidos y gases no la tienen. Si estamos trabajando con una roca que tiene resistencia a la cizalla, decimos también que ésta ejerce unos determinados esfuerzos a su alrededor, que son distintos dependiendo de la dirección que se considere (Fig. 2).

Las ecuaciones más útiles para entender el concepto de esfuerzo son las de **esfuerzo normal** (σ_n) y **de cizalla** (τ) en términos de los **esfuerzos principales** (σ_1, σ_2 y σ_3), siendo el sistema de coordenadas O_{13} donde se anulan los esfuerzos de cizalla (ver después). La deducción de estas ecuaciones se fundamenta en el problema de balance de fuerzas, que asume que un cuerpo sujeto a unas fuerzas está en equilibrio si todas las fuerzas en cualquier dirección se anulan mutuamente (la suma da cero).

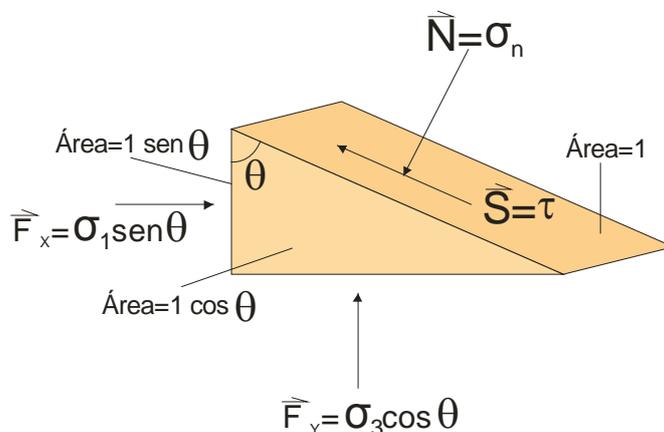


Figura 3. Fuerzas que actúan paralelamente a la cara frontal de un sólido triangular.

Analicemos las fuerzas que actúan paralelamente a la cara frontal del sólido triangular de la Figura 3. Ya que consideramos un plano, el problema es bidimensional. Si el área de la cara de la hipotenusa es uno, entonces el área de la cara izquierda es uno por $\sin \theta$, mientras que el área del fondo es uno por $\cos \theta$. Las fuerzas que actúan en las tres caras son el esfuerzo multiplicado por el área de cada cara (Fuerza = (fuerza/área)*área). Sumando las fuerzas en las direcciones vertical y horizontal (que suman cero), tenemos

$$\sum F_H = 0 = F_x - S \cdot \sin \theta - N \cdot \cos \theta \quad [2]$$

$$\sum F_V = 0 = F_y - N \cdot \sin \theta - S \cdot \cos \theta \quad [3]$$

Reescribiendo los términos de fuerza utilizando las componentes del esfuerzo, se obtienen los esfuerzos normal y de cizalla que actúan sobre un plano que forma un ángulo de θ con σ_1 en función de los esfuerzos principales.

$$\sigma_1 \cdot \cos \theta - \sigma_n \cdot \cos \theta - \tau \cdot \sin \theta = 0 \quad [4]$$

$$\sigma_3 \cdot \sin \theta - \sigma_n \cdot \sin \theta - \tau \cdot \cos \theta = 0 \quad [5]$$

En muchas aplicaciones geológicas, el plano que nos interesa es un plano de falla. Podemos resolver ahora estas dos ecuaciones para σ_n y τ (en estas ecuaciones θ es el ángulo entre σ_1 y la normal al plano de falla).

$$\sigma_n = \sigma_3 \cdot \cos^2 \theta + \sigma_1 \cdot \sin^2 \theta \quad [6]$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \quad [7]$$

Recordamos que

$$\sin 2\theta = 2 \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta \quad [8]$$

y que $\cos^2 \theta = \frac{1}{2} (1 + \cos 2\theta)$ $\sin^2 \theta = \frac{1}{2} (1 - \cos 2\theta)$ [9]

Entonces

$$\sigma_n = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \cos 2\theta \quad [10]$$

y

$$\tau = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \sin 2\theta \quad [11]$$

El problema general del balance de fuerzas se muestra en la Figura 4, donde las distintas caras del triángulo unidad considerado están sujetas a esfuerzos normales y de cizalla. En otras palabras, el sistema de coordenadas x-y no es paralelo a las direcciones de los esfuerzos principales. Veamos este caso general:

En dos dimensiones definimos el esfuerzo por unidad de longitud, en contraste con el caso tridimensional, donde el esfuerzo es fuerza por unidad de área (Fig. 3),

Consideremos un sistema de coordenadas O_{xy} con una línea arbitraria AB que corta a los ejes x e y. Esto nos da un triángulo recto AOB de lados OA (paralelo a O_x) y OB (paralelo a O_y) y con hipotenusa AB. A lo largo de la línea AB podemos aplicar un vector de esfuerzos p que forme un ángulo θ con el eje x. Recordemos que $p = \delta f / \delta A$ cuando $\delta A \rightarrow 0$, por lo que un vector puede representar los esfuerzos en un punto. Los esfuerzos pueden también representarse sobre una línea (2D) o una superficie (3D), El vector de esfuerzos p puede resolverse en componentes paralelas a los ejes x e y: $p = p_x + p_y$. Ya que el triángulo ABO está en equilibrio, la suma de los vectores* fuerza en todas las caras debe compensarse. En 2D, el esfuerzo multiplicado por la longitud nos dará un vector-fuerza, por lo que:

$$P_x AB = \sigma_x OB + \tau_{yx} OA \quad [12]$$

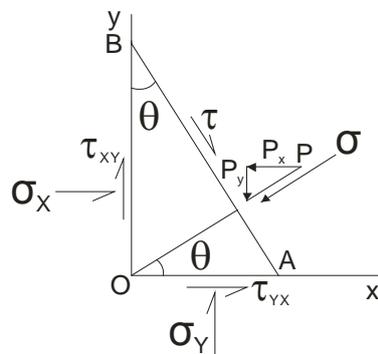


Figura 4. El problema general del balance de fuerzas sobre las distintas caras del triángulo unidad considerando que están sujetas a esfuerzos normales y de cizalla.

Si la longitud $a = AB$, entonces:

$$A \cdot \cos\theta = OB \quad y \quad a \cdot \sin\theta = OA \quad [13]$$

Si dividimos por la longitud a , entonces:

$$p_x = \sigma_x \cdot \cos\theta + \tau_{yx} \cdot \sin\theta \quad [14]$$

$$p_y = \sigma_y \cdot \sin\theta + \tau_{xy} \cdot \cos\theta \quad [15]$$

Consideremos ahora un esfuerzo normal σ_n y un esfuerzo de cizalla τ a lo largo de AB en términos de componentes del vector de esfuerzos

$$\sigma_n = p_x \cdot \cos\theta + p_y \cdot \sin\theta \quad [16]$$

Igual para τ

$$\tau = p_y \cdot \cos\theta - p_x \cdot \sin\theta \quad [17]$$

Sustituyendo para p_x y p_y y recordando que $\sin 2\theta = 2 \sin\theta \cdot \cos\theta$ y también que $\cos 2\theta = \cos^2\theta - \sin^2\theta$

$$\sigma_n = \sigma_x \cdot \cos^2\theta + 2\tau_{xy} \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta + \sigma_y \cdot \sin^2\theta \quad [18]$$

y

$$\tau = 1/2 (\sigma_y - \sigma_x) \sin 2\theta + \tau_{xy} \cdot \cos 2\theta \quad [19]$$

Estas son las ecuaciones generales para un sistema de esfuerzos en la que no se conoce la orientación de los esfuerzos principales. En el Anexo I se muestra una propiedad de los esfuerzos denominada **invariancia respecto al sistema de coordenadas**.

Esta propiedad nos dice que estas ecuaciones son idénticas si aplicamos un giro al sistema de referencia. Si partimos del sistema O_{xy} podemos entonces girar hasta el sistema $O_{x''y''}$ en el que los esfuerzos de cizalla sean cero a lo largo de las direcciones $O_{x''}$ y $O_{y''}$. En este sistema de referencia, 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.

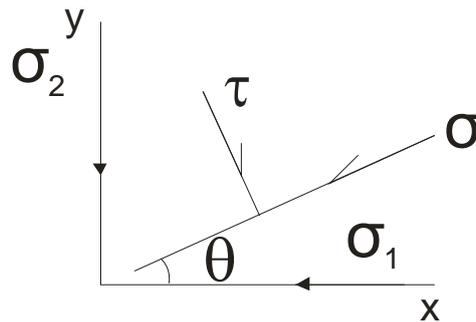


Figura 5. Sistema de coordenadas que contiene a los esfuerzos principales. Las componentes $\sigma_{x''}$ y $\sigma_{y''}$ se conocen como esfuerzos principales.

Llamemos ahora a esos esfuerzos principales σ_1 y σ_2 (Fig. 5). Elegimos entonces el sistema de coordenadas en el que los ejes x y 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 respecto de σ_1 son

$$\sigma_n = \sigma_1 \cdot \cos^2\theta + \sigma_2 \cdot \sin^2\theta \quad [20]$$

El signo positivo es una convención (ver Anexo I). Si aplicamos la ecuación [9], podemos reagrupar la ecuación para tener el esfuerzo normal

$$\sigma_n = 1/2 (\sigma_1 + \sigma_2) + 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2\theta \quad [21]$$

y el de cizalla

$$\tau = 1/2 (\sigma_1 - \sigma_2) \text{sen}2\theta \quad [22]$$

en función de los esfuerzos principales.

En 3D y en notación tensorial, el cálculo de los esfuerzos principales se realiza normalizando el tensor de esfuerzos (Fig. 2), con lo que se encuentra el **tensor de esfuerzos reducido**:

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad [23]$$

Los esfuerzos principales ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) son uno de los invariantes del tensor que resultan ser también sus autovalores y autovectores. Pueden combinarse para formar los otros 3 invariantes, con lo que tenemos que:

$$I_1 = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 \quad I_2 = \sigma_1 \cdot \sigma_2 + \sigma_2 \cdot \sigma_3 + \sigma_3 \cdot \sigma_1 \quad I_3 = \sigma_1 \cdot \sigma_2 \cdot \sigma_3 \quad [24]$$

Tipos de régimen de esfuerzos

En función de las magnitudes relativas de los esfuerzos principales, la forma del tensor puede variar considerablemente. Para visualizar el estado de esfuerzos, se recurre al elipsoide de esfuerzos, que puede caracterizarse mediante el parámetro R (**factor de forma**). De este modo el tensor reducido está compuesto por los 3 ejes principales, con su orientación y magnitud relativa, definido por el factor de forma R. Para R=0 se tiene un elipsoide prolato (cigarro puro), mientras que si R=1, éste es oblató (tarta) (Fig. 6).

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad [25]$$

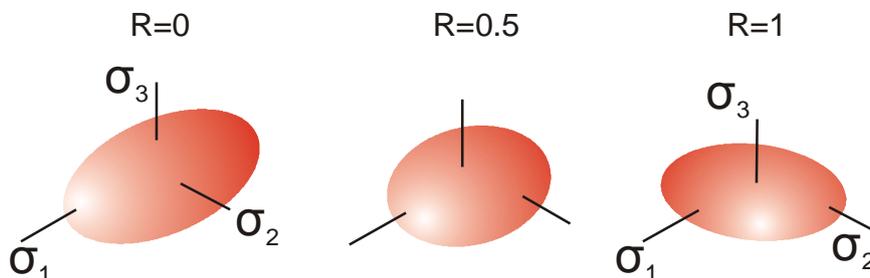


Figura 6. El elipsoide de esfuerzos puede caracterizarse mediante el parámetro R (factor de forma). Para R=0 se tiene un elipsoide prolato (cigarro puro), mientras que si R=1, éste es oblató (tarta).

El valor de R puede obtenerse también para las magnitudes relativas de cada esfuerzo principal, y ha de completarse con la orientación de σ_1 , σ_2 y σ_3 . Las convenciones que se utilizan en Tectónica son:

- Relación de magnitudes relativas o absolutas: σ_1 , σ_2 y σ_3 (siendo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).
- Notación con respecto a su posición en el espacio: esfuerzos principales en la horizontal: σ_y (σ_{Hmax}) y σ_x , siendo σ_y (σ_{Hmax}) $\geq \sigma_x$ (σ_{Hmin}), y el esfuerzo en la vertical: σ_z ($\sigma_{vertical}$).

En función de la orientación de los ejes principales y la relación existente entre sus magnitudes relativas podemos describir el régimen tectónico según tres tipos puros, con casos intermedios, como veremos más adelante: **Extensión** (σ_1 vertical, dominante en dorsales y rifts), **Cizalla** (σ_2 vertical, dominante en zonas de falla transformante) y **Compresión** (σ_3 vertical, predominantemente en zonas orogénicas, zonas de subducción) (Fig. 7).

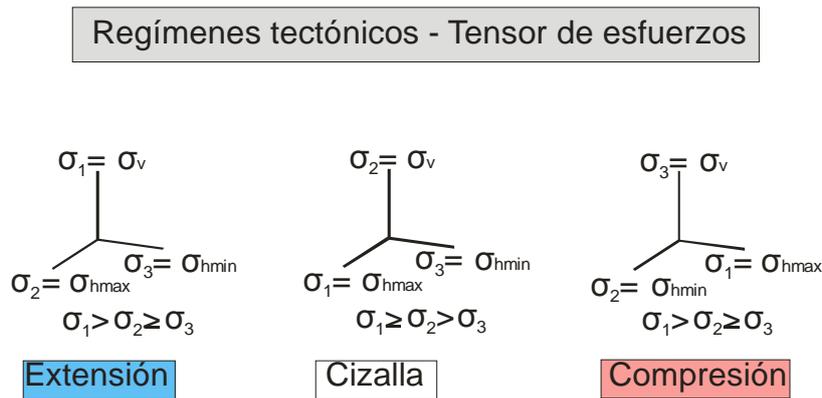


Figura 7. Regímenes tectónicos puros en función de la orientación de los ejes de esfuerzos.

ANÁLISIS DE LA ROTURA EN ROCAS

Ya que la deformación natural es un proceso lento, los experimentos de laboratorio (mecánica de rocas) se emplean para “acelerar” el paso del tiempo. También se pierde el componente “tamaño”. De este modo, podemos “cartografiar” en el laboratorio la deformación de pequeñas muestras de roca para estudiar su relación con el tipo y la magnitud de los esfuerzos aplicados. Estos gráficos se conocen con el nombre de curvas de esfuerzo-deformación (σ/ϵ). La relación más sencilla se da cuando

$$\frac{\delta\sigma}{\delta\epsilon} = E \tag{26}$$

donde E es una constante. Esta ecuación diferencial es la **ley de Hooke** para el entorno elástico-lineal de los materiales, donde E es el **módulo de Young**. La reacción de un cuerpo elástico, como un balón de goma, a la aplicación de un esfuerzo, es una cantidad predecible, y repetible, de deformación. La deformación elástica es recuperable. Es decir, que una vez eliminamos el esfuerzo, la muestra recupera su forma original. Cuando la ley de Hooke se cumple de un modo preciso, decimos que el material es elástico-lineal.

Rotura en roca intacta (fricción interna)

Ningún material, incluidas las rocas, puede soportar indefinidamente una gran cantidad de deformación. Después de un determinado valor de deformación elástica, las rocas se deformarán de otro modo. El punto de transición se conoce como el punto de rotura, y marca el tránsito a otros ambientes de deformación. El punto de rotura implica una deformación no recuperable. Un modo muy común de ambiente de deformación más allá de este punto es el de fractura frágil, mientras que hay otros materiales que a partir de aquí se deforman dúctilmente. Cuando se alcanza la rotura frágil, la muestra se rompe en varios bloques.

En la Tierra, cada bloque de roca está rodeado por otros bloques, por lo que cada pequeño volumen de roca aparece sometido a una presión de confinamiento (o esfuerzo **litostático**). Para que la deformación tenga lugar, el esfuerzo principal en una dirección (σ_1) debe superar a los otros dos esfuerzos principales perpendiculares (σ_2 y σ_3). Esta diferencia entre σ_1 y σ_3 se denomina **esfuerzo diferencial** al que está sometida la muestra. En el análisis de la deformación de las rocas, σ_3 es equivalente a la presión de confinamiento.

Nuestro conocimiento del ambiente de deformación de las rocas viene, principalmente, de experimentos en laboratorio. Uno de los experimentos más comunes consiste en un cilindro de roca intacta situado entre dos prensas (Fig. 8). Los pistones aprietan los bordes del cilindro y crean el esfuerzo necesario para deformar la roca. El cilindro está rodeado por un medio confinante. Se muestra también una curva típica de esfuerzo-deformación. Según aumenta el esfuerzo en la roca, esta se deforma. Una vez se alcanza la resistencia a la facturación de la muestra, la roca se rompe a lo largo de uno o más planos de falla. La ruptura se aprecia por una súbita caída en la curva de esfuerzo-deformación.

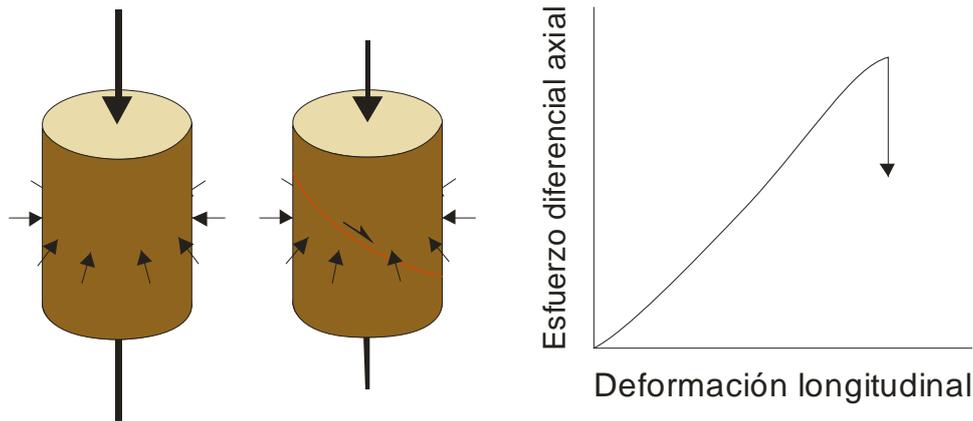


Figura 8. Experimento de compresión uniaxial (triaxial ?), que consiste en un cilindro de roca intacta situado entre dos prensas. Los pistones aprietan los bordes del cilindro y crean el esfuerzo necesario para deformar la roca. El cilindro está rodeado por un medio confinante. Se muestra también una curva típica de esfuerzo-deformación. Según aumenta el esfuerzo en la roca, esta se deforma. Una vez se alcanza la resistencia a la facturación de la muestra, la roca se rompe a lo largo de uno o más planos de falla. La ruptura se aprecia por una súbita caída en la curva de esfuerzo-deformación.

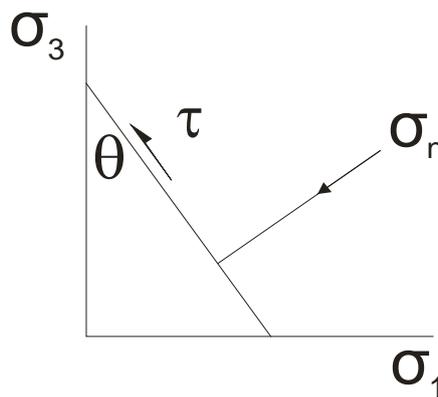


Figura 9. Representación gráfica del criterio de rotura de Coulomb.

Al final del Siglo XVIII, un naturalista francés, Coulomb, observó que en las rocas, el esfuerzo de cizalla $|\tau|$ necesario para romperlas en un plano determinado debe superar la cohesión S_0 del material y el esfuerzo normal al plano multiplicado por una constante $*\mu$ (Fig. 9).

$$|\tau| = S_0 + *\mu \cdot \sigma_n \quad [27]$$

$*\mu$ es el coeficiente de fricción interna, que no debe confundirse con el coeficiente de fricción al deslizamiento μ (ver más abajo). Ya que el esfuerzo de cizalla es paralelo al plano de fractura, a las fallas frágiles se las denomina como fracturas por cizalla. Este modo de fracturación es distinto del de las roturas tensionales que se abren perpendicularmente al esfuerzo principal mínimo (σ_3).

En función de la orientación de la falla respecto a los esfuerzos principales:

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \cos 2\theta \quad [28]$$

y

$$\tau = -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \sin 2\theta \quad [29]$$

Sustituyendo en la relación de Coulomb:

$$\tau - \mu \sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot [\sin 2\theta - \mu \cdot \cos 2\theta] - \frac{1}{2} \mu \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) \quad [30]$$

Para la rotura, la diferencia entre τ y $\mu \sigma_n$ debe ser máxima, lo que ocurre cuando

$$\tan 2\theta = -\frac{1}{\mu} \quad [31]$$

2θ varía entre 90° y 180° . Entonces,

$$\sin 2\theta = (\mu^2 + 1)^{-1/2} \quad [32]$$

y
$$\cos 2\theta = -\mu(\mu^2 + 1)^{-1/2} \quad [33]$$

Sustituyendo otra vez

$$\tau - \mu \sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot [\mu^2 + 1]^{-1/2} - \frac{1}{2} \mu \cdot (\sigma_1 - \sigma_3) \quad [34]$$

Que nos da el valor máximo de $\tau - \mu \sigma_n$. La rotura ocurre cuando

$$2S_0 = \sigma_1 \{(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu\} - \sigma_3 \{(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu\} \quad [35]$$

Este es el famoso **criterio de rotura frágil de Coulomb**. La envolvente de la rotura por Coulomb puede dibujarse en un diagrama σ_1 vs σ_3 (Fig. 10). En esta figura, la resistencia a la compresión uniaxial es C_0 donde

$$C_0 = 2S_0 [(\mu^2 + 1)^{-1/2} + \mu] \quad [36]$$

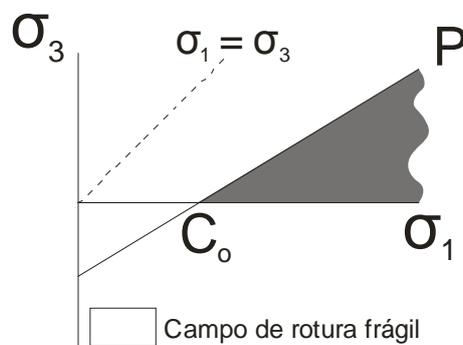


Figura 10. La envolvente de la rotura por Coulomb en un diagrama σ_1 vs σ_3 .

Otra representación del criterio de rotura de Coulomb se obtiene introduciendo el **esfuerzo medio** σ_m y el **máximo esfuerzo de cizalla** τ_m , donde

$$\sigma_m = 1/2 (\sigma_1 + \sigma_3) \quad y \quad \tau_m = 1/2 (\sigma_1 - \sigma_3) \quad [37]$$

Entonces el criterio de Coulomb se expresa como

$$(*\mu^2 + 1)^{1/2} \cdot \tau_m - * \mu \cdot \sigma_m = S_0 \quad [38]$$

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

$$\tau_m = \sigma_m \cdot \text{sen} \phi + \text{cos} \phi \quad [39]$$

Que es una línea en el plano σ_m - τ_m con una pendiente de $\tan^{-1}(\text{sen} \phi)$ e intercepta en $S_0 \text{cos} \phi$ en el eje τ_m (ver Anexo II).

Análisis de la rotura en roca fracturada (fricción al deslizamiento)

La fricción en las rocas resulta muy importante porque controla muchos procesos en la corteza terrestre, incluyendo: pliegues por deslizamiento flexural; terremotos; deslizamientos de ladera; subducción; movimientos de tipo desgarre en importantes límites de placa. En último término, es la resistencia a la fricción lo que controla la magnitud de los esfuerzos diferenciales en el interior de la corteza terrestre, ya que determina el nivel de esfuerzo de cizalla (τ) requerido para inducir el deslizamiento a lo largo de cualquier discontinuidad previa.

En último término, el modelo de la tectónica de placas sugiere también, que grandes bloques de litosfera se deslizan por encima del manto (astenosfera). La corteza terrestre está intensamente penetrada por discontinuidades (fracturas), lo que hace que los esfuerzos estén fundamentalmente controlados por la fricción, y no por la resistencia de las rocas intactas.

En un cierto sentido, la generación de fracturas, especialmente las de cizalla, es un fenómeno local que tiene lugar a escalas relativamente pequeñas. La medida de esfuerzos "in situ" indica que el esfuerzo diferencial en buena parte de la corteza es inferior o igual a la resistencia friccional de las rocas donde se mide. Los datos de los que se dispone sobre la resistencia friccional de las rocas vienen también de ensayos de laboratorio. En todos los casos, la fricción μ es la relación τ/σ_n .

$$\mu = \tau/\sigma_n \quad [40]$$

Si dibujamos los valores de σ_n y τ para varios experimentos, la línea que los conecta puede converger en el origen. Es este caso, μ es la pendiente de dicha línea y la fricción tiene el mismo significado que en un único experimento (ver Anexo II). Pero

si la línea no converge en el origen, cortará al eje τ en el valor S_0 que representa la resistencia cohesiva de la zona de falla. De nuevo μ es la pendiente, pero:

$$\mu = (\tau - S_0) / \sigma_n \quad [41]$$

La diferencia entre la fricción interna y la fricción al deslizamiento puede ilustrarse mejor en el círculo de Mohr (ver Anexo II). Las fracturas de cizalla no se forman a 45° de σ_1 y en el plano de τ_{\max} sino más bien en un plano cuya normal se encuentra más próxima a σ_3 que a σ_1 . El motivo está en el criterio de Coulomb, donde

$$T = S_0 + \mu_0 \cdot \sigma_n \quad [42]$$

σ_n y τ son los esfuerzos normal y de cizalla en el plano de rotura y S_0 es la resistencia cohesiva de la roca. μ_0 es el ángulo de fricción interna (Fig. 11).

$$\mu_0 = \tan \phi \quad [43]$$

La $\tan \phi$ no puede medirse directamente, pero se deduce de la pendiente de la envolvente de rotura de Coulomb. μ_0 es distinto del coeficiente de deslizamiento a la fricción (μ) que relaciona τ y σ_n durante el deslizamiento en una falla

$$\mu = \tau / \sigma_n \quad [46]$$

μ_0 predice el ángulo de rotura por cizalla, mientras que μ predice el ángulo del deslizamiento friccional (Figs. 11, 12).

$$\mu_0 = (\tau - S_0) / \sigma_n \quad [47]$$

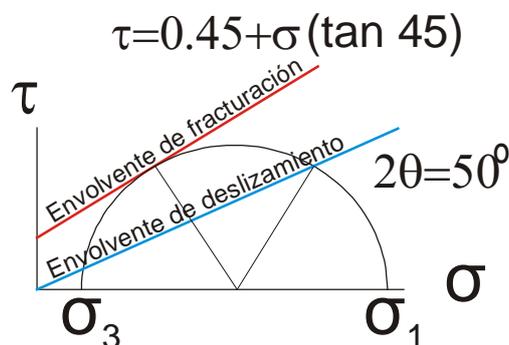


Figura 11. El círculo de Mohr (ver Anexo II) y las envolventes de fracturación para la roca intacta (línea roja) y para la roca fracturada (línea azul). Si hay fracturas previas bien orientadas, éstas se moverán antes de que se formen nuevas fracturas, ya que requieren una diferencia de esfuerzos menor.

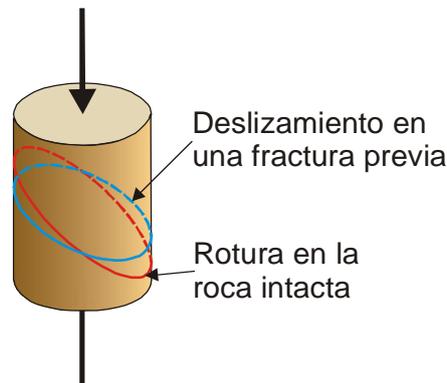


Figura 12. Se muestran, en el experimento de la Figura 8, la orientación de las fracturas correspondientes a las envolventes de fracturación para la roca intacta (línea roja) y para la roca fracturada (línea azul) de la Figura 11.

Mediante éste tipo de análisis, y si se conoce la orientación de los esfuerzos principales y su factor de forma, resulta posible deducir desde una población de fallas, cuáles serían de nueva formación a partir de roca intacta (fallas **neoformadas**), y cuáles serían previas deslizando bajo un tensor de esfuerzos posterior (fallas **reactivadas**) (ver más abajo).

TERREMOTOS Y ONDAS SÍSMICAS

Un terremoto consiste en la liberación de energía elástica en forma de ondas sísmicas (similares a las del sonido) por el interior de la tierra, casi siempre generadas por el movimiento de una falla. Los sismólogos han desarrollado una serie de metodologías para determinar dónde (**foco sísmico**) y cómo se produce dicho movimiento, a partir del estudio de las ondas sísmicas que se generan desde su origen. A este tipo de estudios se les denomina cálculo del “**mecanismo de foco**” del terremoto. Una vez conocido el origen y el mecanismo del terremoto, las fallas que generan los terremotos pueden estudiarse con los mismos métodos que los usados para fallas medidas en campo.

Las ondas sísmicas

Parte de la energía que se radia desde el foco sísmico se transmite en forma de ondas sísmicas. Estas ondas se clasifican como ondas **internas** cuando se propagan por el interior de la Tierra, y **superficiales** cuando la energía sísmica se polariza y viaja cerca de la superficie terrestre. A su vez, y en función del tipo de movimiento elástico que sufren las partículas del medio, las Ondas Internas se clasifican a su vez en dos tipos: **Primarias** (P) o de **compresión** y **Secundarias** (S) o de **cizalla** (Fig. 39). Por lo que respecta a las ondas superficiales también se clasifican en otros dos subtipos: Ondas **Raleygh** (L_R) y **Ondas Love** (L_Q) (Figs. 49 y 40).

Cada tipo de onda viaja a una velocidad diferente, denominada velocidad de fase, y depende fundamentalmente de la densidad del material y de los módulos elásticos del mismo (relación entre esfuerzo y deformación sufrida por el material). En general, y para las ondas internas los módulos elásticos que controlan la velocidad de propagación son el de compresibilidad (K) y el de rigidez (μ) (Fig. 40). El módulo de compresibilidad (K) mide el cambio de volumen que sufre un material cuando se le somete a un esfuerzo hidrostático (compresivo e igual en todas las direcciones, P) y el de rigidez (μ) mide la deformación que sufre un material cuando se le somete a un esfuerzo tangencial o de cizalla (Fig. 41). Conviene señalar que los fluidos presentan una deformación prácticamente infinita ($\Delta l = \infty$) cuando se les somete a un esfuerzo de cizalla, por lo que su módulo de rigidez es nulo ($\mu = 0$).

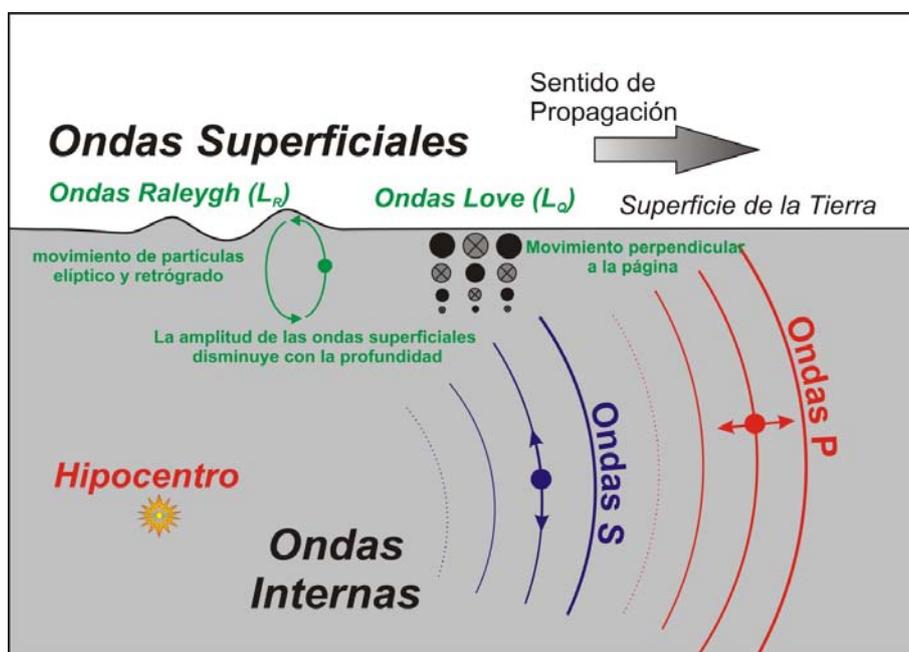


Figura 39. Tipos de ondas sísmicas (Internas y Superficiales) y modos de propagación.

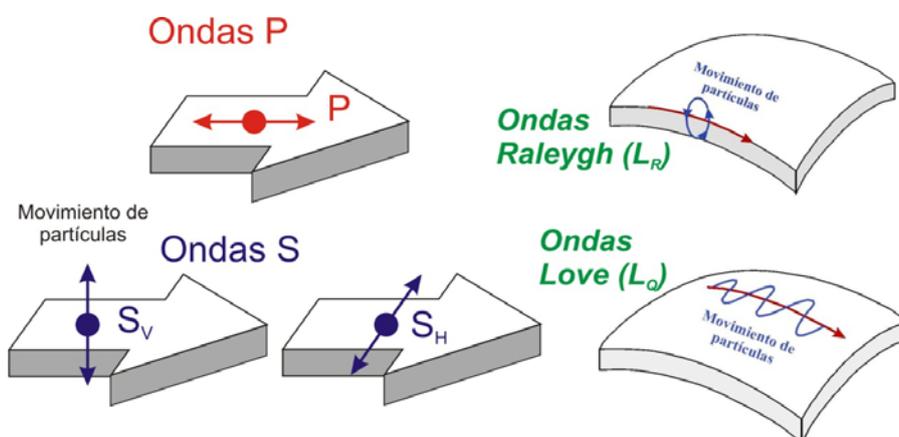


Figura 40: Movimiento de partículas para las Ondas Internas (P y S) y Superficiales (Rayleigh, L_R y Love, L_Q).

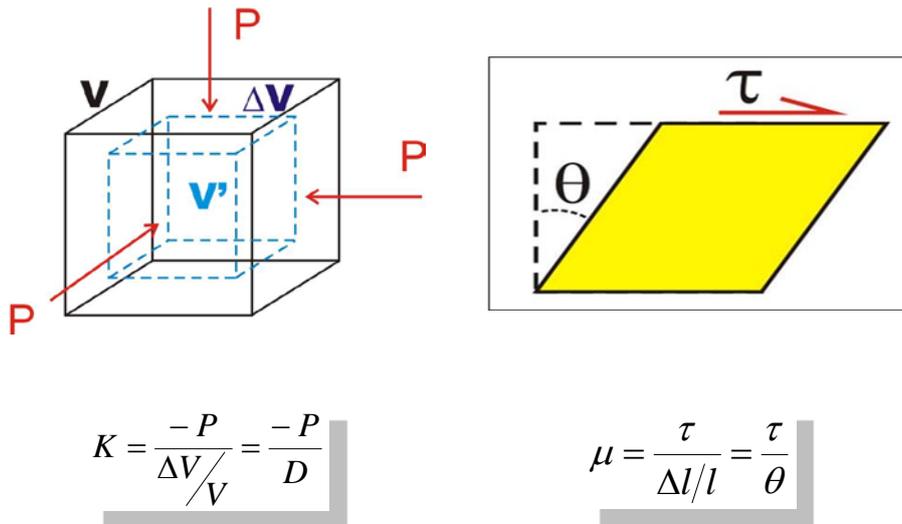


Figura 41. Expresión gráfica de los módulos elásticos de Bulk (o de incompresibilidad, K) a la izquierda, y del módulo de rigidez o cizalla (μ) (derecha). D = dilatación. P = esfuerzo hidrostático. θ = ángulo de cizalla.

El valor del módulo de velocidad de las ondas P y de las ondas S se define como:

$$V_P = \sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\delta}} \quad \text{y} \quad V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\delta}} \quad [59]$$

Siendo δ la densidad.

Para la mayor parte de los materiales rocosos la relación entre V_P / V_S es > 1.5 , y, a su vez la velocidad de las ondas S es mayor que la de las superficiales ($V_S \geq 0.9 V_{\text{Ondas Superficiales}}$). De este modo el orden de llegada de las fases directas (que han viajado desde el foco sísmico hasta una estación de registro) es: P, S y Ondas Superficiales.

Localización de un terremoto

El registro del movimiento del terreno según una o varias direcciones a lo largo del tiempo se denomina sismograma, y su análisis permite la identificación de los diferentes tipos de ondas a una estación sísmica. La medida del Tiempo (Hora) de Llegada de las primeras fases P y S ($T_P - T_S$) en varias estaciones de registro es una manera muy habitual de calcular la Hora Origen del terremoto (H_0). La manera clásica de realizar este análisis es mediante el diagrama de Wadati (Fig. 42).

Una vez calculada la hora origen del terremoto (H_0), y conociendo la posición de tres o más estaciones, y las velocidades de propagación de las Ondas P y/o S, es posible calcular las distancias entre el foco y las estaciones sísmicas, y con ello la localización del epicentro (punto más próximo al foco situado en la superficie terrestre) (Fig. 43).

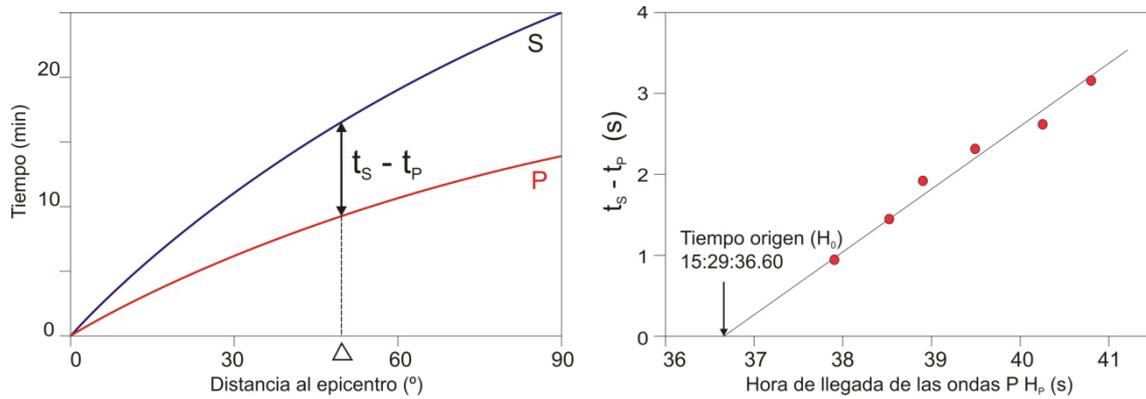


Figura 42: a) Relación entre los tiempos de viaje de las ondas P y S en función de la distancia epicentral (entre el terremoto y la estación de registro) y b) construcción del diagrama de Wadati para el cálculo de la Hora origen del terremoto.

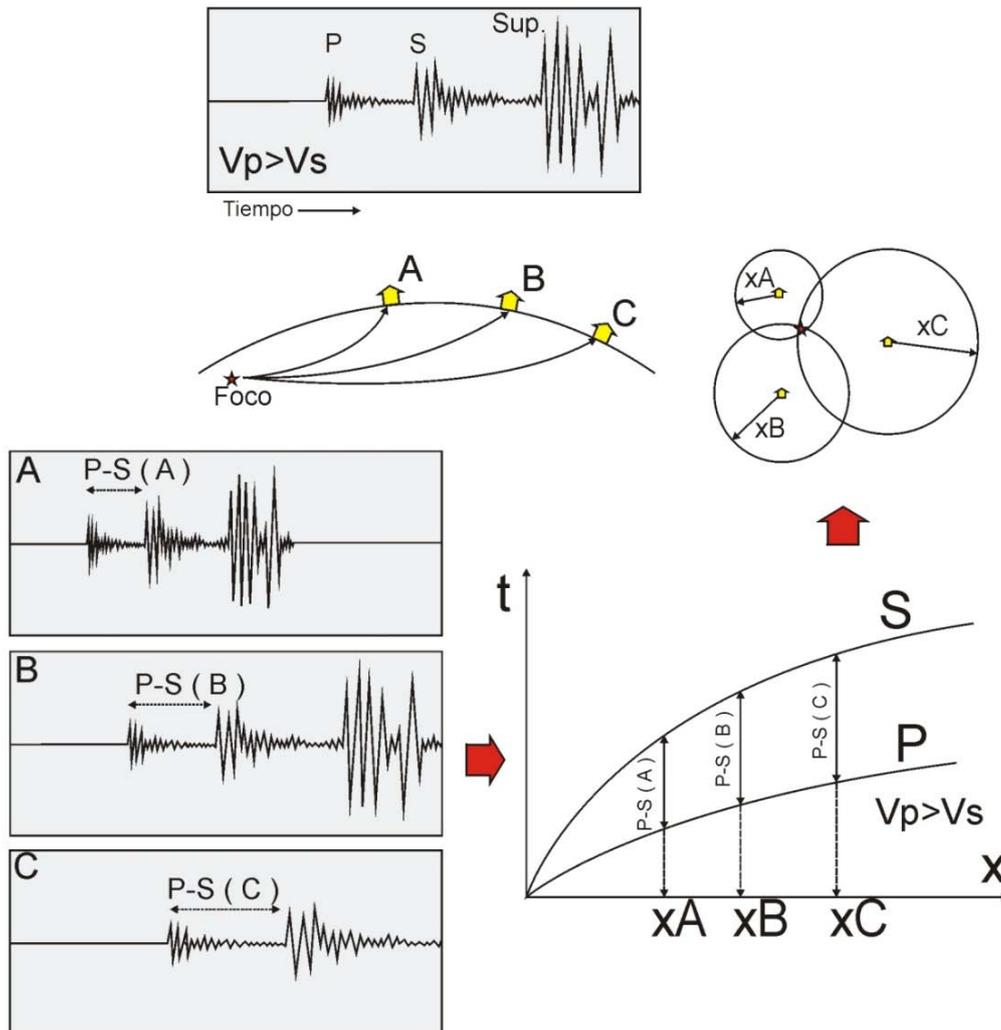


Figura 43. Resumen del proceso de cálculo de la Hora Origen del terremoto (H_0) y de la posición epicentral a partir de los sismogramas registrados en tres estaciones sísmicas.

El patrón de radiación de las ondas sísmicas

La energía (y la amplitud de las ondas) que viaja en forma de ondas sísmicas disminuye con la distancia recorrida. Esto se debe a que esa energía se distribuye cada vez por un mayor volumen de material (**atenuación geométrica**) y porque parte de la energía elástica se convierte en calor debido a rozamientos friccionales cuando el medio no es perfectamente elástico (**atenuación reológica**). Pero además de esa disminución general, la amplitud de las Ondas P y S también depende del ángulo con que los rayos sísmicos dejan la fuente. La manera de analizar esta variación es mediante el **patrón de radiación** de las Ondas P y S, que representa la amplitud de cada una de estas ondas frente al ángulo θ entre el plano de falla y el rayo sísmico (Fig. 44).

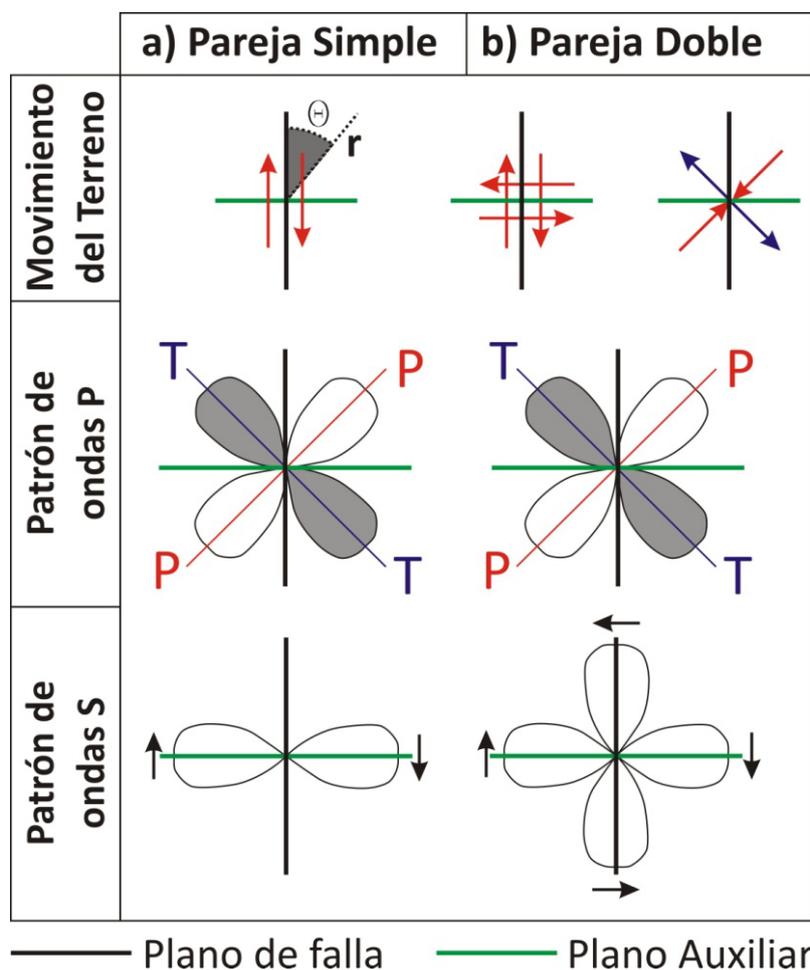


Figura 44. Representación del patrón de radiación para las Ondas P y S para un modelo de pareja simple (izquierda) y pareja doble (derecha).

Este factor geométrico se puede calcular matemáticamente asumiendo un modelo para el mecanismo de la fuente. Son clásicos dos modelos, que suponen la actuación sobre el plano de falla de: a) un único par de fuerzas (modelo de pareja simple) y b) dos pares de fuerza ortogonales (modelo de pareja doble).

Ambos modelos proporcionan un patrón para las Ondas P con cuatro lóbulos con máximas amplitudes separados por el plano de falla y un plano perpendicular, y que presentan sentidos contrarios (dos en compresión y dos en dilatación). Las máximas amplitudes se localizan a 45° del plano de falla y del otro plano perpendicular, es decir en las bisectrices de los cuadrantes definidos por ambos planos.

Sin embargo, el patrón producido para las Ondas S en ambos modelos difiere claramente: el modelo de pareja simple proporciona dos únicos lóbulos, con las máximas amplitudes orientadas perpendicularmente al plano de falla y sentido de movimiento contrario. El modelo de pareja doble proporciona cuatro lóbulos ortogonales entre sí con máximas amplitudes a 90° de ambos planos y sentidos de movimiento contrarios.

Los datos experimentales demuestran que existen cuatro lóbulos perpendiculares de máxima amplitud para las Ondas S, por lo que durante el movimiento de una falla actúan dos pares de fuerzas, que definen cuatro lóbulos de amplitudes contrarias separados por dos planos perpendiculares: uno es la **falla** y el otro se denomina **plano auxiliar**, y aunque no es un plano real, es imposible distinguir, desde el punto de vista del análisis de la vibración de las partículas, cual de ambos planos es el plano de falla real.

Las máximas amplitudes de las ondas P se producen en la bisectriz de los cuadrantes (a 45° del plano de falla). Estas zonas de máxima amplitud en los desplazamientos se denominan ejes **P** (presión) y **T** (tensión), y son los bisectores del plano de falla y del plano auxiliar.

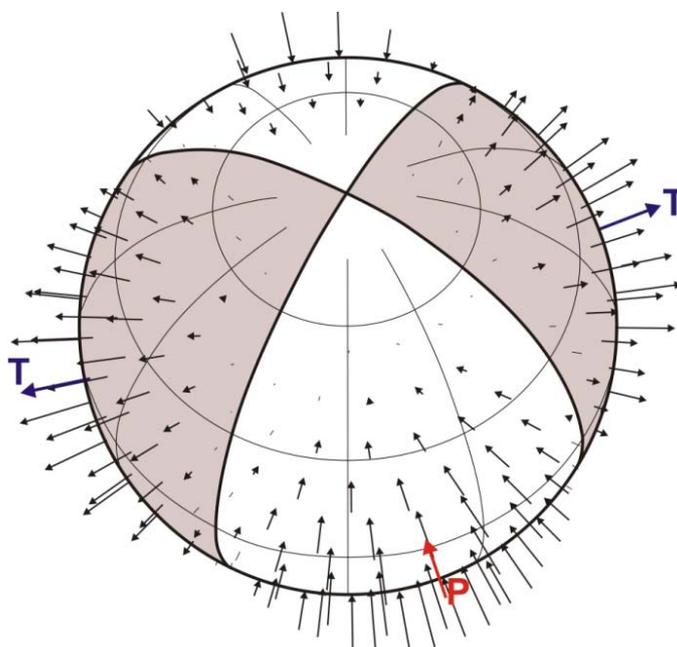


Figura 45. Representación gráfica en una esfera de radio unitario de la amplitud de las ondas P frente a la orientación del plano de falla (y del plano auxiliar). En blanco ese representa el cuadrante de dilataciones y en gris el de compresiones (modificado de Shearer, 1999).