

# 3. Antecedentes

## 3.1 Mecanismos focales

Generalmente, los sismos ocurren en fallas geológicas, definidas como una superficie plana en la Tierra en la cual un bloque se mueve con respecto a otro. Las fallas en ocasiones afloran a la superficie de la Tierra cuando ocurre un gran sismo, esta es una razón por la cual se intuyó su relación con los sismos.

Cuando una falla está expuesta en la superficie, se puede medir directamente la orientación y la dirección de deslizamiento. Sin embargo, eso sólo ocurre en casos especiales; es por esta razón que para caracterizar las fallas de sismos, no expuestas en superficie, se recurre a los sismogramas que se registran en estaciones a diferentes azimuts y distancias.

Entonces a partir de la información obtenida de los sismogramas se determina la geometría de la falla. Este ejercicio es denominado como mecanismo focal.

La geometría de la de falla se describe en términos del plano de falla y la dirección del desplazamiento. El plano de falla se caracteriza con el vector normal ( $\hat{n}$ ); la dirección del desplazamiento es dado por el vector deslizamiento( $\hat{d}$ ), el cual indica el movimiento de un bloque con respecto a el otro bloque de la falla. El ángulo de echado( $\delta$ ) da la orientación del plano de falla con respecto a la superficie de la Tierra. El ángulo deslizamiento ( $\lambda$ ) da la dirección del movimiento, se mide sobre el plano de falla en sentido anti-horario. El rumbo de la falla ( $\phi_f$ ) es el ángulo en el plano de la superficie terrestre medido en referencia al norte y en sentido horario (Fig.3.1).

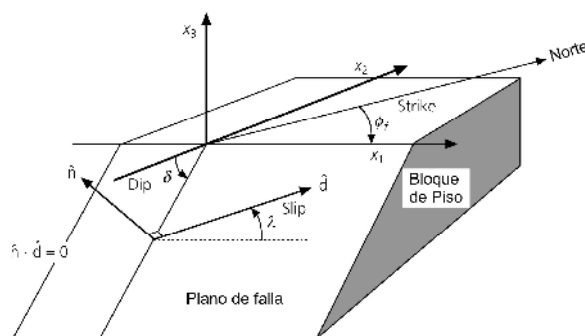


Fig. 3.1. Geometría de la Falla. Modificada de Stein y Wysession (2003).

Se debe tomar en cuenta que la falla que se produce en un sismo es de dimensiones finitas y geometrías complicadas.

En método más simple para el cálculo del mecanismo focal es la utilización de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P, se basa en el hecho de que el patrón de radiación de las ondas sísmicas depende de la geometría de la falla. Los primeros arribos pueden ser hacia arriba o hacia abajo, lo cual nos indica si hay una compresión o dilatación. (Fig. 3.2)

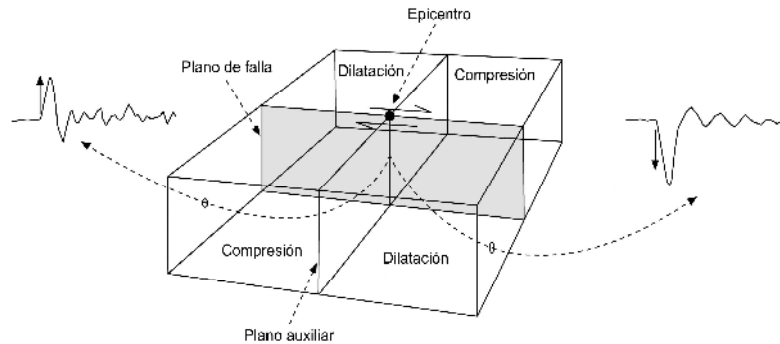


Fig. 3.2. Diagrama de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P. Modificada de Stein y Wyession (2003).

Los primeros arribos marcan cuatro cuadrantes, dos de compresión y dos de dilatación, divididos por dos planos, el plano de falla y uno perpendicular llamado el plano auxiliar (planos nodales). Las amplitudes de los primeros arribos cuando son muy pequeñas o casi nulas son los registrados cercanos de los planos de falla. Para distinguir el plano auxiliar del plano de falla, puesto que no se puede diferenciar sólo con los primeros arribos de la onda P, se recurre a otros datos como la geología, replicas o efectos de directividad. Si se pueden definir estos dos planos, la geometría de la falla se conoce.

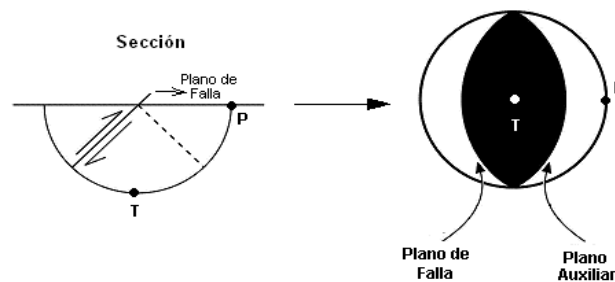


Fig. 3.3. Diagrama "Beach Ball".

Los mecanismos focales se representan en un diagrama denominado proyección estereográfica inferior. Esto es la representación estereográfica del plano de falla y el plano auxiliar (Fig. 3.4). La técnica básica para definirlo es graficar los primeros arribos en una red estereográfica, tomando en cuenta el azimut de las estaciones y su ángulo de salida. Si se tiene la información necesaria se pueden definir los planos nodales y las zonas de compresión y dilatación (Fig. 3.5).

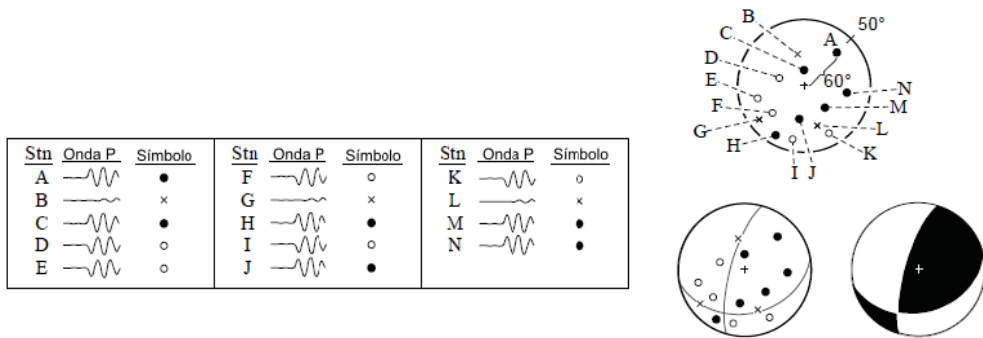


Fig. 3.4. Esquema donde se muestra la técnica grafica para definir un diagrama "beachball".

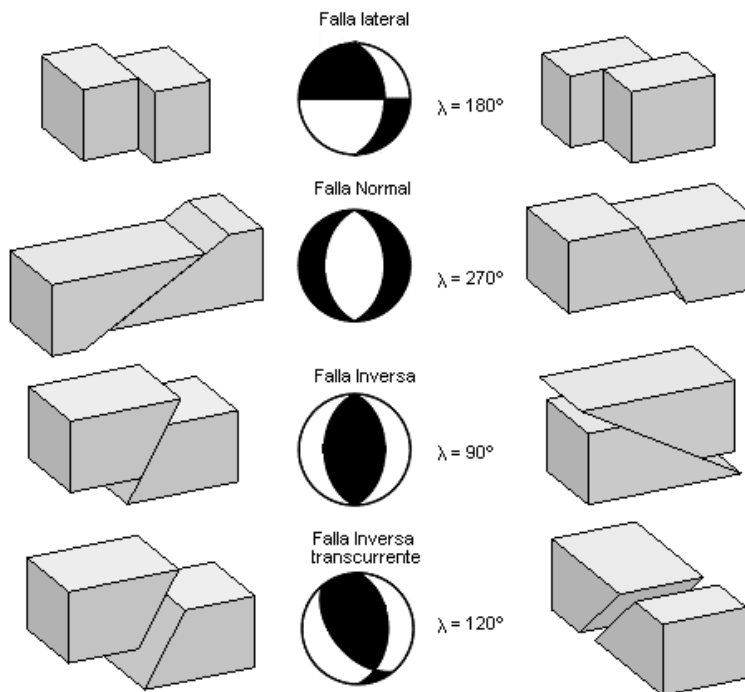


Fig. 3.5. Mecanismos focales para sismos para diferentes geometrías de falla.

### 3.2 Modelación de ondas sísmicas.

Un sismograma tiene una forma de onda que es producto de los efectos de propagación, efectos de la fuente y las características del sismómetro; todas estas características pueden ser modeladas matemáticamente. Así, se puede desarrollar un procedimiento para poder predecir las características de un sismograma en un modelo realista de la Tierra. La construcción matemática de un sismograma se le conoce como sismograma sintético. Cuando se comparan los sismogramas sintéticos y los observados se denomina modelación de formas de onda.

La modelación de formas de onda es utilizada para mejorar el modelo de la estructura terrestre y entender el proceso de ruptura de la falla. En general, el modelado de ondas es un proceso iterativo en el cual las diferencias entre el sismograma sintético y el observado son minimizadas para ajustarlo a la estructura de la Tierra o a la representación de la fuente.

La teoría fundamental para construir un sismograma sintético es la teoría del filtrado lineal. El sismograma es tratado como si fuera la señal de salida de una secuencia de un filtrado lineal. Cada filtro representa diferentes aspectos de la fuente sísmica o de la función de propagación.

Es posible caracterizar los elementos de un sistema de filtrado lineal para considerar la respuesta del filtro para un impulso o función delta. En un sentido físico, este corresponde a un pulso instantáneo de energía en la fuente para la cual el sismograma complejo resultante determina el filtro de propagación. Si la respuesta al impulso de un particular filtro es  $f(t)$ , su correspondiente transformada de Fourier es  $F(\omega)$ . Si  $f(t)$  es conocida, la respuesta de una señal arbitraria de entrada,  $x(t)$ , entonces se puede calcular  $y(t)$ , señal de salida, con el operador convolución. Para esto se hace la transformada de Fourier de  $x(t)$  y señal de salida  $y(t)$ , siendo  $X(\omega)$  y  $Y(\omega)$ , respectivamente, así se tiene la señal de salida dada por

$$Y(\omega) = F(\omega)X(\omega) \quad (3.4)$$

Si una señal va a través de una sucesión de filtros,  $f_1, f_2, \dots, f_n(t)$ , la Transformada de Fourier de la señal de salida está dada por

$$Y(\omega) = F_1(\omega)F_2(\omega) \dots F_n(\omega)X(\omega) \quad (3.5)$$

En otras palabras, la señal de entrada está dada por el múltiple producto del espectro de cada filtro y la señal de entrada.

En el modelado de ondas sísmicas, existen tres filtros básicos:

$$u(t) = s(t) \cdot g(t) \cdot i(t) \quad (3.6)$$

Donde  $u(t)$  es el sismograma,  $s(t)$  es el filtro de propagación y  $i(t)$  es la respuesta del sismógrafo. Actualmente  $s(t)$  y  $g(t)$  pueden ser divididos en muchos filtros los cuales juntos corresponden a un específico efecto (Fig.3.9).

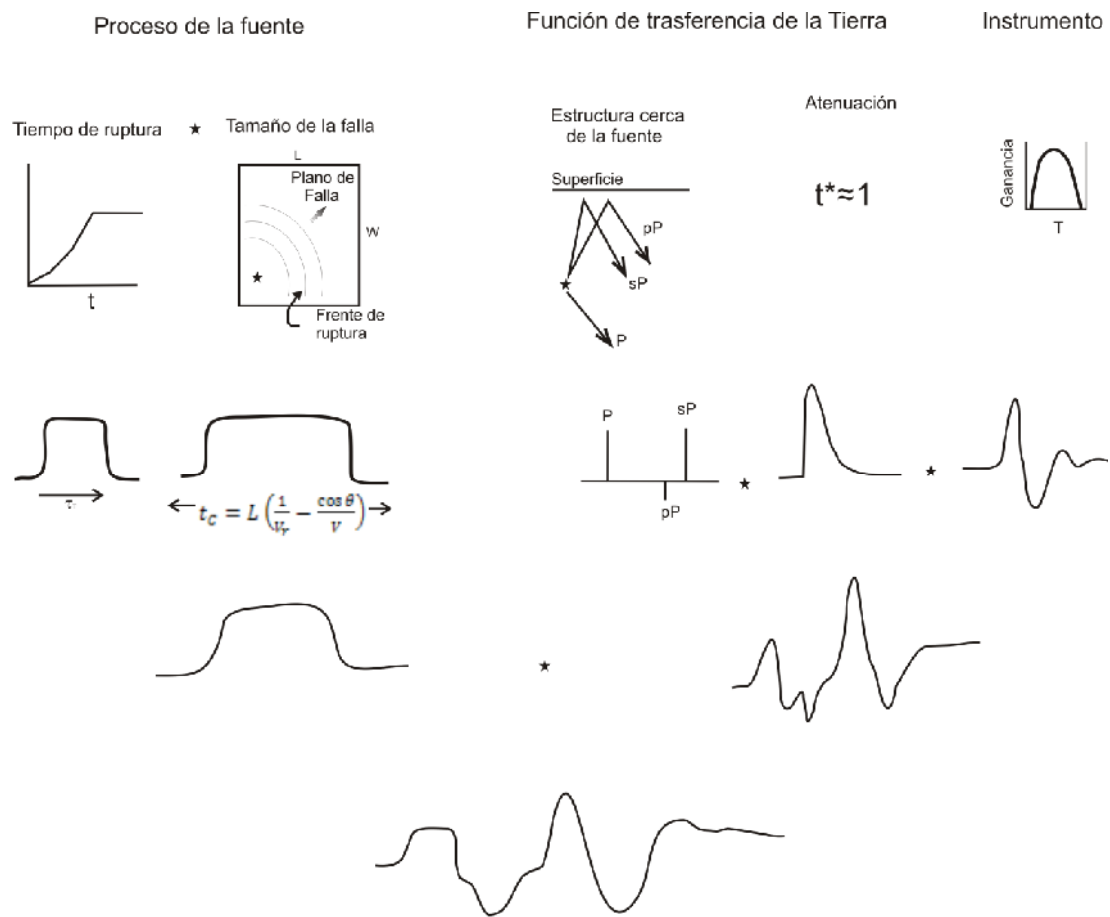


Fig. 3.6. Esquema de procesos que combinados dan un sismograma.

### 3.5 Inversión de Parámetros Focales

Las ondas telesísmicas, las cuales están definidas a una distancia epicentral de 30° a 90°, son tal vez los más fáciles de todas las fases sísmicas de modelar con sismogramas sintéticos debido a la homogeneidad del manto terrestre y el hecho de que las observaciones son hechas a una gran distancia de la fuente. A estas distancias los paquetes de ondas son aproximadamente caracterizados por un sólo parámetro de rayo. Para fuentes poco profundas, los paquetes de ondas telesísmicas P o S son usualmente compuestas por menos de tres rayos, el directo y dos reflexiones en la superficie libre (pP y sP para el paquete de las ondas P, y sS y pS para el paquete de las ondas S) (Fig. 3.5). Cuando hay un gran contraste de impedancia en la corteza, se toman en cuenta las reverberaciones ocurridas dentro de las capas de la corteza.

La forma más simple para calcular las funciones de Green de ondas de volumen telesísmicas es dividir el cálculo en tres partes: los efectos en la fuente y la región donde está el receptor debido a contribuciones de la corteza y del manto, la atenuación inelástica y el tiempo de viaje.

El desplazamiento en un semiespacio debido a una fuerza actuando en un medio estratificado puede ser obtenido en el dominio del tiempo o frecuencia mediante varios métodos. Así, se supone que todas las contribuciones vienen de ondas con el mismo parámetro de rayo (numero de onda horizontal). En este método, los sismogramas son calculados suponiendo un sólo parámetro de rayo, la aproximación implica que salen todos los rayos hacia arriba y hacia abajo como ondas P y S de las cuales dejan la fuente únicamente cuatro contribuciones de ondas de cuerpo para el sismograma dado en un punto del semiespacio y las funciones de Green para este caso pueden escribirse en la siguiente ecuación (Nabelek 1986).

$$g_{ki} = \frac{P \downarrow}{g_{ki}} + \frac{P \uparrow}{g_{ki}} + \frac{S \downarrow}{g_{ki}} + \frac{S \uparrow}{g_{ki}} = \sum_n g_{ki}^n \quad (3.7)$$

Esto también implica que para una estructura de capas horizontales, siempre que la fuente se encuentre en una capa dada, la respuesta de  $g_{ki}^n$  continua siendo la misma a pesar de la posición vertical de la fuente. Si  $g_{ki}^n$  es conocida para una profundidad  $h$ , la  $g_{ki}^n$  para la profundidad de  $h + \Delta h$  son obtenidos simplemente por el tiempo de cambio apropiado para los originales

$$g_{ki}^n(h + .h) = g_{ki}^n(h)\delta(t - \eta^n\Delta h) \quad \eta = -\eta_\alpha, \eta_\alpha, -\eta_\beta, \eta_\beta \quad (3.8)$$

Donde  $\delta$  es la función delta y  $\eta_\alpha$  ( $\beta$ ) es la lentitud vertical, de de los rayos de la onda P(S) en la capa en la cual la fuente se encuentra localizada. Esta propiedad es muy útil cuando la eficiencia iterativa de proceso inverso depende en su mayoría en que tan rápido se puede actualizar el modelo después de cada iteración y la profundidad es uno de los parámetros los cuales usualmente se quiere determinar.

La respuesta de  $g_{ki}^n$  es la simple suma de rayos que entran en el semiespacio en el cual los resultados de la interacción de la corteza a causa de rayo. En los métodos de rayo, los rayos son trazados a través de la corteza y multiplicados por el apropiado coeficiente de transmisión y reflexión del plano de onda.

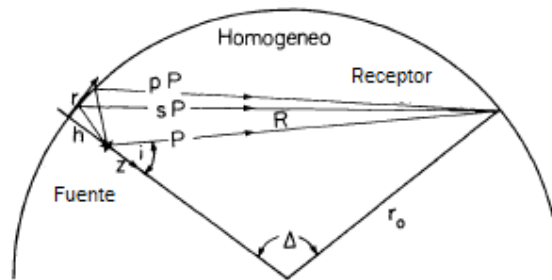


Fig. 3.7. Esquema del paquete de ondas P compuestas por 3 rayos.