
CAPITULO 3

ANALISIS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA DEL CAMPO

3.1 Medios anisótropos

Un medio es anisótropo cuando la magnitud de sus propiedades varía en una determinada dirección de medición. El concepto de anisotropía se usa normalmente para describir variaciones de las propiedades de los cuerpos homogéneos (Winterstein, 1989).

El término “anisotropía sísmica” se refiere a la dependencia de la velocidad de las ondas sísmicas respecto a la dirección de propagación (Savage, 1999). La corteza presenta comportamiento anisótropo principalmente a causa de: 1) fallas, fracturas o microfracturas alineadas, 2) apilamiento de capas isotropas o capas delgadas repetidas 3) alineación de cristales o granos en las rocas (Babuska y Cara, 1991). Esta última es conocida por anisotropía intrínseca y las primeras dos causas están gobernadas por el estado de esfuerzos de compresión máxima. Los esfuerzos máximos tienden a abrir fracturas o a alinearlas. Es decir, mediante un análisis de anisotropía sísmica podemos determinar, además de la dirección del medio anisótropo, la dirección de esfuerzos. (Crampin, 1985a).

El modelo más general de anisotropía es el de capas paralelas de diferentes propiedades, también conocido como: modelo de isotropía transversal, en este modelo la variación de los valores de magnitud de las propiedades físicas ocurre en la dirección vertical, mientras que en sentido horizontal se mantienen constantes. Las fracturas alineadas se pueden considerar como medio anisótropo dependiendo de la dirección de las fracturas. Figura 3.1

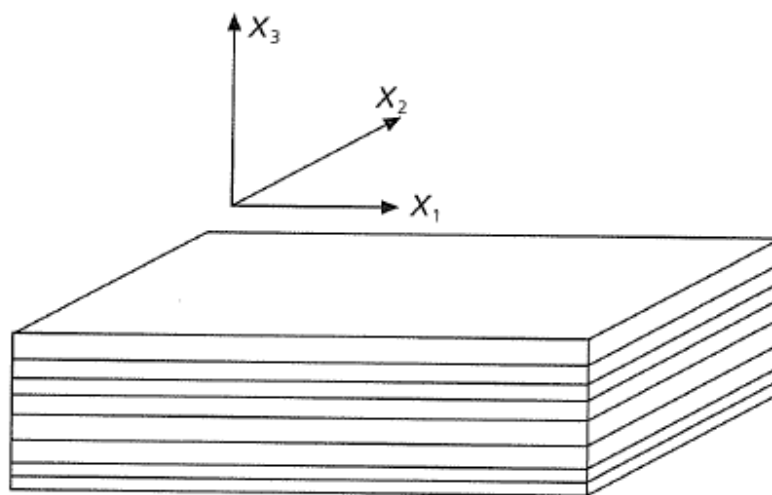


Figura 3.1. Modelo de anisotropía elemental. Capas horizontales paralelas con eje vertical X_3 .

3.2 Sistemas de simetría

La anisotropía depende en gran medida del sistema de simetría de los cuerpos. La geometría de numerosas estructuras del subsuelo tiene similitud con los sistemas cristalinos. Se puede hacer una aproximación a una escala mayor donde las estructuras geológicas pueden ser descritas por sistemas cristalinos. Figura 3.2

Existe seis sistemas cristalinos: isotrópico, cúbico, hexagonal (cilíndrico), tetragonal, ortorrómbico, monoclinico y triclínico, de los cuales el sistema cristalino de isotropía tiene simetría total puesto sus propiedades no cambian a diferencia del modelo anisótropo.

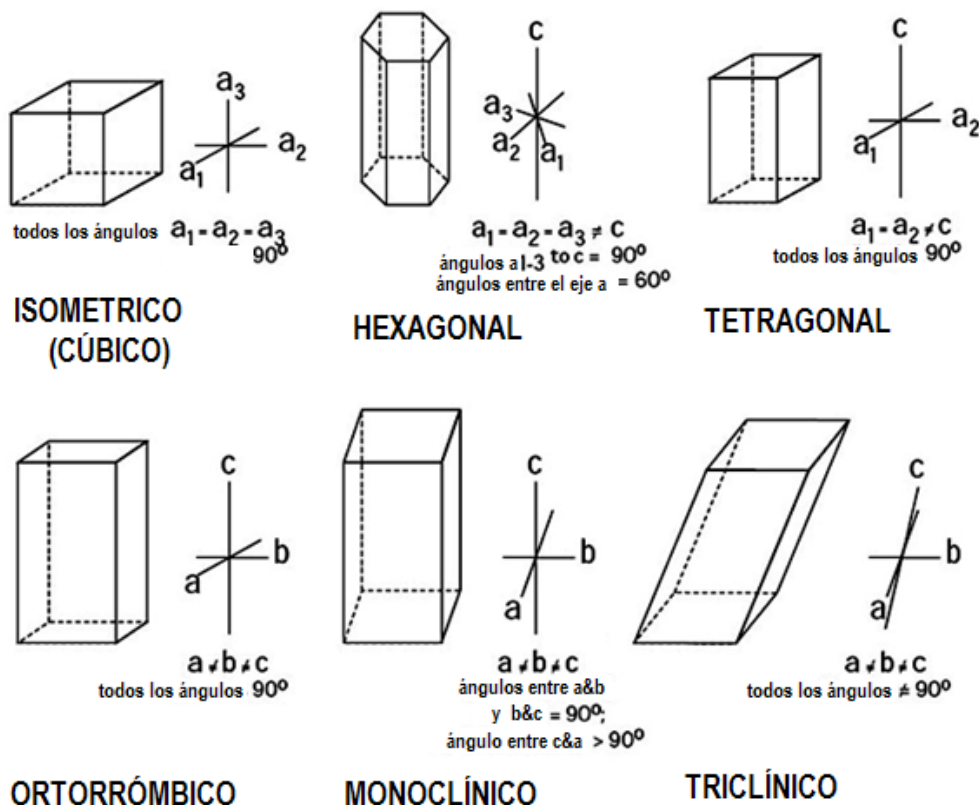


Figura 3.2 Esquema de los sistemas cristalinos.

En la corteza terrestre predominan los sistemas de simetría hexagonal, ortorrómbico y monoclinico (Vazquez, 1994).

- El sistema ortorrómbico, un ejemplo se presenta en el manto superior causado por los cristales de olivino que generan un retraso en las ondas de corte, (Bowmann, 1987).
- El sistema monoclinico se presenta, generalmente, en fallas o en sistemas de fracturamiento no ortogonales.
- EL sistema de simetría hexagonal es el que predomina en la corteza terrestre. Algunas estructuras con este sistema de simetría son estratos paralelos (medio de isotropía transversal), fisuras, granos o poros alineados o secuencia de capas repetidas. Con este sistema se modelo la anisotropía en esta tesis.

3.3 Birrefringencia

La mayoría de las rocas de la corteza terrestre son prácticamente isótropas a la propagación de la onda P. Las ondas de corte proporcionan mayor información para determinar la anisotropía. La birrefringencia es un fenómeno que se produce cuando la onda de corte, al incidir en la interfase de un medio anisótropo, se refracta en dos ondas de corte con velocidades diferentes y polarización mutuamente ortogonal. Figura 3.3. Estas nuevas ondas son llamadas onda rápida o $qS1$ y la $qS2$ o lenta; al mismo tiempo se generan una onda qP , el sufijo “*q*” o “*cuasi*” indica que las ondas qP , $qS1$ y $qS2$ pueden no ser totalmente ortogonales. (Vázquez, 1994). La birrefringencia es el fenómeno más notable de anisotropía sísmica. No se producirá birrefringencia si la incidencia es normal o paralela al cuerpo anisótropo. (Crampin y Lynn, 1989). El retraso entre la onda rápida y lenta está en función del espesor del cuerpo anisótropo y se conserva cuando el tren de onda sale del mismo. (Crampin, 1985a).

La birrefringencia o doble refracción está definida también por un tiempo de retardo (δt), entre la llegada del modo cuasi cortante rápido ($qS1$) y el cuasi cortante lento ($qS2$) (Crampin y Booth, 1989). La onda rápida $qS1$ viaja en dirección paralela a la estructura anisótropa, mientras que la onda lenta $qS2$ se propaga perpendicular. Este retraso se puede observar en la ventana de arriba de la onda S de los registros sísmicos de tres componentes, dicho retraso está en función de factores como: el espesor del medio anisótropo, del ángulo de incidencia, densidad de fracturamiento, contenido de minerales o geometría de las estructuras, entre otros. Cabe mencionar que una onda que incide paralela o perpendicularmente en un medio anisótropo no genera bipartición de ondas, sin embargo, en los registros sísmicos se observa un retraso de tiempo en las componentes horizontales.

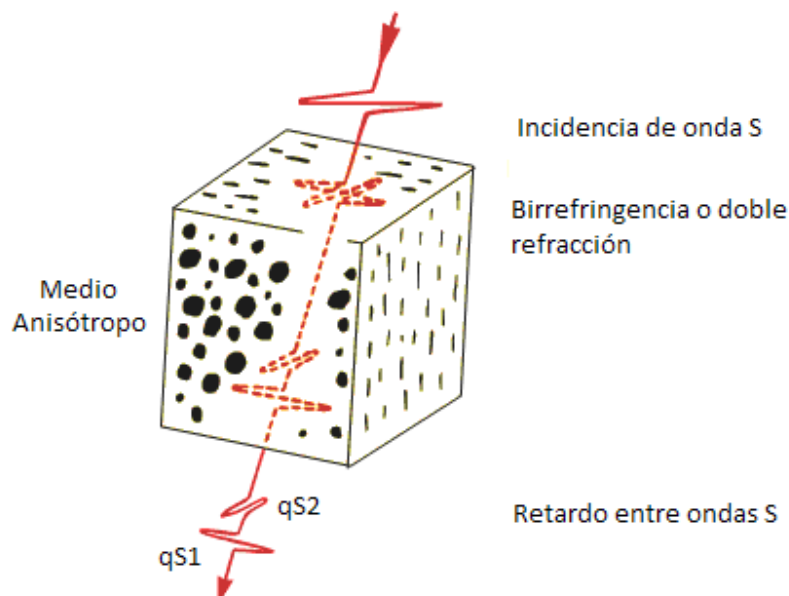


Figura 3.3 La incidencia de una onda S en un medio anisótropo produce el fenómeno de birrefringencia, el trascurso de la onda en el medio produce un retardo entre las ondas y polarizaciones ortogonales entre las ondas $qS1$ y $qS2$.

3.4 Tratamiento matemático

Un medio anisótropo tiene su tratamiento a partir de la relación del tensor de esfuerzos con del tensor de deformación, llamada Ley de Hook, que contiene un tensor elástico de cuarto orden y el tensores de esfuerzos C_{ijkl} de 81 componentes (3^4) que se reduce a 36 componentes debido a la simetría de los esfuerzos, dichas componentes se reducen a medida que se modelan con los sistemas de simetría más simétricos.

El caso más general de un medio anisótropo es mediante el sistema triclinico que tiene 21 coeficientes independientes, cabe mencionar que el sistema isótropo es un caso particular del anisótropo que contiene sólo dos términos independientes λ y μ , conocidos como los coeficientes de Lamé.

El sistema hexagonal tiene cinco coeficientes elásticos independientes y es el más utilizado en sismología para aproximar medios anisótropos. (Babuska y Cara, 1991).

Las propiedades elásticas C_{ij} del tensor quedarán representadas de la siguiente forma para un medio isótropo y anisótropo aproximado con el sistema hexagonal.

$$C_{ij} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix} \text{ y } C_{ij} = \begin{bmatrix} a & a - 2n & f & 0 & 0 & 0 \\ a - 2n & a & f & 0 & 0 & 0 \\ f & f & c & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & l & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & l & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & n \end{bmatrix}$$

Tensor para medio **Isótropo**

Tensor para medio **Anisótropo**

El tensor del lado izquierdo describe un medio isótropo formado por dos coeficientes independientes (λ y μ o constantes de Lamé), y el tensor del lado derecho describe un medio anisótropo con cinco coeficientes independientes (a, c, f, l, n).

Las ondas de cuerpo que inciden en cualquiera de estos medios tienen diferente comportamiento. La incidencia de ondas de cuerpo en el medio isótropo, de manera vertical u horizontal, quedará descrita mediante las ecuaciones obtenidas del tensor de elástico:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \beta = \sqrt{\frac{\lambda}{\rho}}$$

De las cuales α y β describe la propagación de las ondas P y S, respectivamente.

Para un medio anisótropo de estratos horizontales (ejes x, y), y de simetría vertical (eje z), la propagación de onda S se muestra en dos casos: a) La propagación en sentido vertical donde la onda S está formada por su componente que no experimenta alteración alguna y las ondas S1 y S2 cuya poarización es ortogonal y a la vez perpendicular al eje de simetría x3 y, b) La

propagación en sentido horizontal, paralelo al eje x_1 , Figura 3.4b, donde los valores de velocidad de las ondas S son diferentes, lo que implica un retraso entre ellas.

Los valores para el medio anisótropo que describen la velocidad de las ondas de cuerpo se escriben de la siguiente manera:

$$\alpha = \sqrt{\frac{a}{\rho}}, \quad \beta_1 = \sqrt{\frac{n}{\rho}}, \quad \beta_2 = \sqrt{\frac{l}{\rho}}$$

En la incidencia vertical las ondas de corte tiene prácticamente la misma velocidad, pero con diferente polarización. Si la propagación del vector es horizontal la onda recibe el nombre de SH, o SV si es vertical.

$$\alpha = \sqrt{\frac{a}{\rho}}, \quad \beta_1 = \sqrt{\frac{n}{P}}, \text{ para SH} \quad \beta_2 = \sqrt{\frac{l}{P}}, \text{ para SV}$$

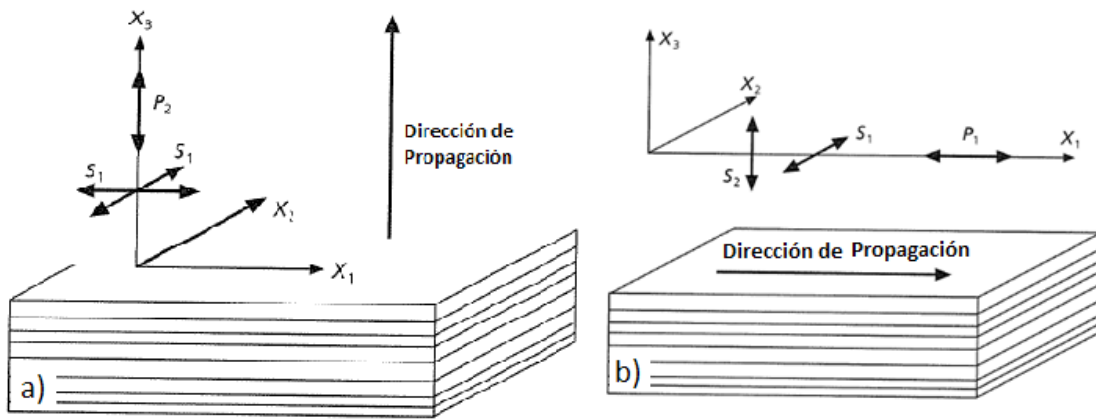


Figura 3.4 Dirección de propagación en un medio de isotropía transversal o anisotropía elemental: a) en la dirección x_3 , se observa la variación de la velocidad de la onda S1 es más rápida que la onda S2 propagándose perpendicular a ella. (b) En dirección x_1 la onda S1 se propaga en dirección más rápida que la S2 por propagarse en dirección perpendicular a la estratificación son en sentido (modificada de Crampin, 1985a)

De los modelos anteriores se observa que el fenómeno de birrefringencia o doble refracción es causado porque las ondas S tienen diferentes caminos de propagación.

Del tratamiento anterior podemos concluir los siguientes resultados:

- Cuando la onda se propaga en dirección perpendicular al medio estratificado la velocidad de la onda S es la misma para las dos polarizaciones en dirección x_1 y x_2 .
- Existen distintas velocidades de las ondas S, si la propagación de las ondas es paralela a la estratificación.
- La componente de la onda S paralela a los estratos es más rápida que la componente perpendicular por lo que son llamadas onda Rápida (qS_1) y Lenta (qS_2), respectivamente.

3.5 Causas de la anisotropía

La anisotropía puede ser de origen intrínseco como el caso de los cristales o granos alineados, o inducido mediante esfuerzos tectónicos de acuerdo a la teoría Anisotropía de Dilatación Extensiva (EDA, por sus siglas en inglés) de Crampin (1985a).

Las principales causas de anisotropía sísmica de acuerdo a estudios hechos por Vázquez, 1994 son:

- a) Anisotropía cristalina. Causada por la alineación del arreglo atómico cristalino.
- b) Anisotropía Litológica. Por la alineación de los granos de la matriz de las rocas.
- c) Anisotropía Estructural. Causada por capas delgadas que se repiten periódicamente.
- d) Anisotropía por esfuerzos. Inducida por esfuerzos tectónicos sobre las rocas.
- e) Anisotropía por fracturamiento, por inclusiones secas o rellenas de fluidos en fallas o fracturas.

La causa más común de anisotropía parece ser inducida por la alineación preferencial de fallas, fracturas o microfracturas (Crampin y Lovell, 1991). Entre las principales aplicaciones de la anisotropía sísmica se encuentran la detección de microfracturas o fracturas alineadas, por ejemplo, en yacimientos petroleros o geotérmicos se ha utilizado este método para localizar fracturas potencialmente conductoras o almacenadoras de los fluidos, y igual manera se puede localizar la dirección de esfuerzos a partir de éstas.

3.5.1 Causas de anisotropía. Alineación de granos o cristales y capas repetidas

La anisotropía inducida por minerales se identifica en la corteza inferior y el manto superior. La dirección preferencial de los minerales como los filosilicatos y el olivino son la principal fuente de anisotropía (Savage, 1999, Levin y Park, 1998).

Estudios hechos por Seisegmud y Vollbretch (1992) han demostrado que anisotropía a presiones mayores a 200 o 300 MPa en la corteza, la anisotropía es de origen puramente mineral, ya que a esta presión las fracturas están prácticamente cerradas, este tipo de anisotropía se conoce también como anisotropía inherente o intrínseca.

3.5.2 Capas repetidas

La anisotropía causada por estructuras con estratos o capas laminadas es también conocida como isotropía transversal o elemental, depende de la geometría del medio y corresponde a estratos paralelos. La anisotropía se ve presente cuando las ondas de corte se propagan en una dirección diferente al plano perpendicular y paralelo a los estratos isótropos (Crampin y Lynn, 1987). La orientación preferencial de las capas causa la anisotropía sísmica. Las laminaciones, estratificaciones, o repetición de capas presentan anisotropía en sentido perpendicular a su depósito. En las zonas volcánicas se puede localizar medios anisótropos debido a las coladas de lava que van formando las capas estratificadas.

3.5.3 Esfuerzos

Estudios hechos por Farnell, (1978) demostraron que algunos materiales isótopos como el vidrio y plásticos, al ser sometidos esfuerzos, experimentan el fenómeno de birrefringencia cuando se pasa luz polarizada a través de ellos. Los esfuerzos compresivos máximos en zonas tectónicamente activas, han despertado interés por la presencia de anisotropía en estas zonas, y es que dichos esfuerzos inducen fracturas o alinean fracturas.

Los esfuerzos regionales o tectónicos Figura 3.5 por lo general tienen dirección horizontal y alinean las fracturas y/o microfracturas rellenas o secas en direcciones preferenciales produciendo el fenómeno de birrefringencia en la onda S. Los esfuerzos máximos de compresión obtenidos por Lermo y Antayhua (2007) son posiblemente una de las causas de detección de anisotropía en las estaciones sísmicas. Los esfuerzos hacen que el medio sometido a esfuerzos se comporte como un sistema simétrico, de los cuales predominan los sistemas hexagonales, ortorrómbicos y monoclinicos. De acuerdo con Vázquez (1994) para que haya anisotropía inducida por esfuerzos es necesario que el esfuerzo sea estacionario, y que sea lo suficientemente grande para generar un cambio de velocidad como la presión litostática o esfuerzos tectónicos.

En algunas rocas con fracturas preferentemente alineadas tendrán un comportamiento anisotrópico debido a la presión. (Nur y Simmons, 1969).

3.5.4. Fallas y Fracturas

Como ya mencionamos anteriormente, el fracturamiento alineado en la corteza terrestre parece ser la principal causa de anisotropía, y está gobernada principalmente por la presencia de esfuerzos horizontales máximos (Crampin y Booth, 1989). Es condición necesaria que las fallas y fracturas estén alineadas para que se genere el fenómeno de birrefringencia. Las fracturas alineadas tienden a comportarse al sistema de simetría hexagonal.

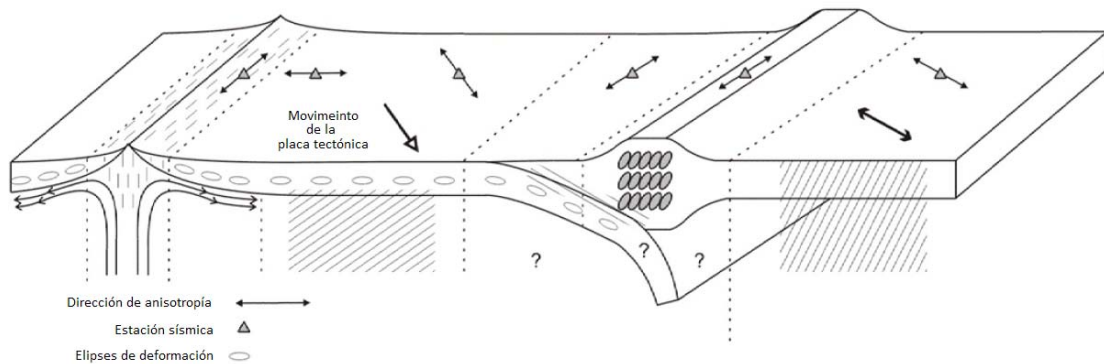


Figura 3.5 Síntesis de los patrones y fuentes anisótropos típicamente reportados en ambientes tectónicos. Las flechas delgadas dobles indican la orientación que típicamente se estima, y los triángulos representan estaciones sísmicas imaginarias. Las líneas de abajo de la dorsal indican el ascenso del manto. La flecha gruesa con punta blanca indica el movimiento de la placa oceánica. La flecha gruesa doble indica la dirección de extensión de la placa. Las elipses blancas representan la deformación en la corteza oceánica. Las elipses grises representan las elipses de deformación en la litósfera. (Modificada de Janek M., 2007)

3.6 Parámetros de Anisotropía Sísmica

3.6.1 Parámetro de polarización

La polarización de las ondas S (rápida $qS1$ y lenta $qS2$) es el parámetro más utilizado para identificar la presencia y dirección de fallas y fracturas alineadas. El vector de polarización requiere de sismogramas de tres componentes (Crampin y Booth, 1989) para realizar gráficas de movimiento de partícula u hodogramas en sucesivas de tiempo para observar la polarización de las ondas.

La onda de corte rápida ($qS1$) se polarizará en dirección paralela de las fallas y/o fracturas y la onda lenta ($qS2$) en dirección perpendicular. En las componentes horizontales (Norte- Este) de los registros sísmicos se observa de una mejor manera los arribos y la polarización de las ondas de corte. Cuando la polarización de las ondas $qS1$ y $qS2$ no es paralela a la de los componentes de las estaciones sísmicas, es más complicada realizar observa el retraso entre ambas ondas por lo que es necesario rotar las tres componentes en las componentes Radial y Tangencial.

3.6.2 Parámetro de retraso de tiempo

El retraso de tiempo entre las ondas de corte $qS1$ y $qS2$ depende de factores como el espesor del medio anisótropo, la dirección de propagación de las ondas, la densidad de fracturas y la matriz de velocidades de la roca. Las variaciones del tiempo de retardo (δt) pueden ser causadas por incremento del número fracturas alineadas o por aumento de densidad de las mismas.

Crampin, (1987b) mostró que el retraso entre las ondas de corte depende de ángulo de incidencia entre el plano de las fracturas verticales y el tren de ondas S, así como la longitud recorrida de las ondas S sobre las fallas o fracturas.

3.6.3 Rotación de coordenadas

La rotación de las componentes en la dirección Radial y Transversal ayuda a determinar los arribos de la onda $qS1$. Mediante la rotación de los sismogramas, el efecto de la anisotropía puede ser compensado para determinar la dirección de las fracturas a través de la polarización de la onda $qS1$ y el retraso entre las ondas $qS1$ y $qS2$. Figura 3.6.

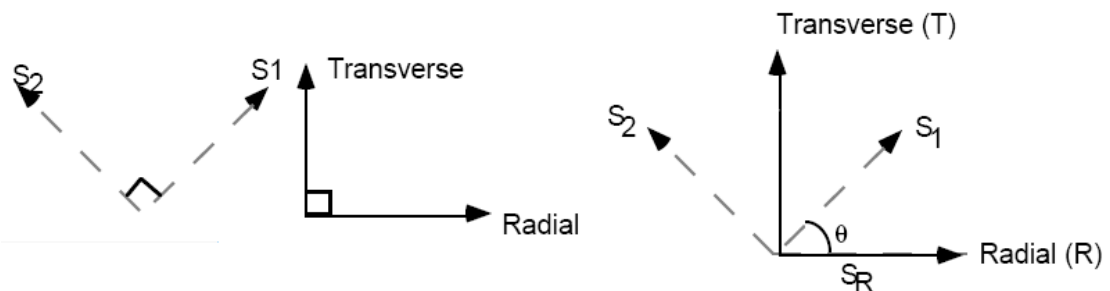


Figura 3.6 Componentes Radial y Transversal.(Modificada de Fang et al., 1996).

El ángulo θ entre las coordenadas Radial y Transversal, y las ondas $qS1$ y $qS2$ indican el valor de polarización de la onda $qS1$ y la dirección del medio anisótropo. La dirección entre la fuente y receptor, correspondiente al desplazamiento SV es llamada *Radial*, por lo que la componente rotada en esta dirección será llamada componente Radial (R). De igual manera la dirección ortogonal correspondiente con el desplazamiento SH se llamará desplazamiento *Tangencial* y el sismograma rotado a esta dirección se llamará componente Tangencial (T). El programa utilizado para rotar los sismogramas es SEISAN versión 8.0.

3.7 Condiciones para visualizar la anisotropía en los registros sísmicos y hodogramas

La detección de la anisotropía en los registros sísmicos se caracteriza principalmente por el fenómeno de birrefringencia. Para su mejor detección en los registros sismológicos se requiere que:

- El arribo de las ondas S a las estaciones sísmicas, después de pasar por el medio anisótropo, deben estar dentro de un cono vertical de al menos 45° para su correcta lectura, fuera del cono el tren de ondas sufre distorsiones o cambios de fase. Los sismos del campo Los Humeros se encuentran entre 2-4km de profundidad cercanos a la zona centro, sus trayectorias se consideran lo suficientemente profundas para que las ondas incidan a menos de 45° debido a las ondas viajan primero por las capas de mayor velocidad y después se curva lo que les permite arribar casi verticalmente (Vasquez, 1994).
- La topografía no debe ser muy irregular. En este caso Lermo et al. (2003) realizaron estudios de efecto de sitio de acuerdo a la metodología de Nakamura (1989) en las localidades de las estaciones con el fin de relocalizarlas.
- El medio anisótropo debe tener un espesor suficiente para que el fenómeno de birrefringencia produzca hodogramas cruciformes o elípticos. Para este punto cabe señalar que el espesor mínimo para que el cuerpo anisótropo sea detectado y produzca la birrefringencia debe de ser de al menos una vez la longitud de onda, con este parámetro se garantiza que longitud de onda para al menos una vez por el medio anisótropo para ser detectado.(chechar tesis de vasquez,1997).

En la Figura 3.7 se muestra el fenómeno de anisotropía mediante el retraso de las ondas transversales de un evento sísmico y con hodogramas la dirección preferencial del cuerpo anisótropo en una de las estaciones sísmicas.

El retraso de ondas S se muestra en dos componentes transversales N y E en las dos primeras líneas punteadas vistas de izquierda a derecha, mientras que en la componente Z se observa de una mejor manera el arribo de la onda P.

En la misma figura se muestran en los diagramas de movimiento de partícula (hodogramas) de las componentes transversales del evento sísmico. La primera fila de hodograma representa la componente vertical Z graficada contra la componente transversal N-S. La segunda fila la componente Z contra la E-W y la tercera fila las dos transversales.

Se observa que las hodogramas graficados en sucesivas ventanas de tiempo de manera que se observa la amplitud de las ondas. Cabe mencionar que es en las ondas transversales donde se observa la polaridad y retraso causado por el medio anisótropo.

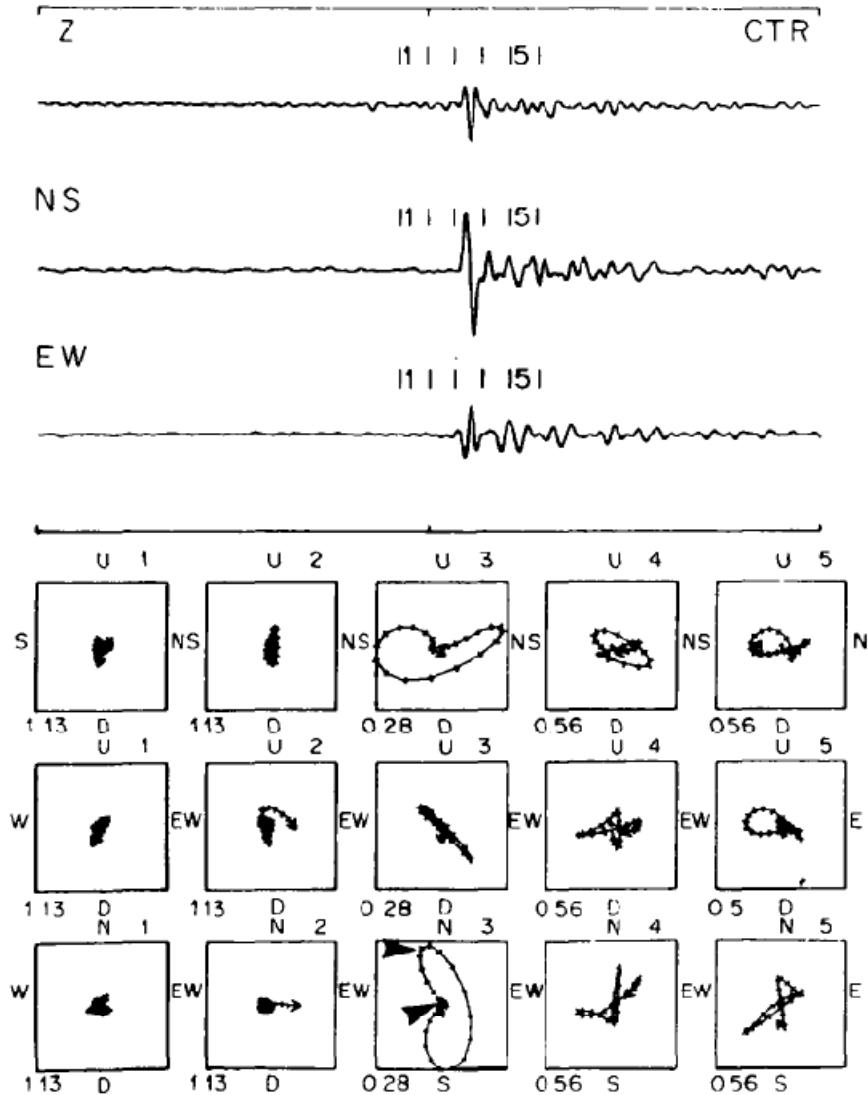


Figura 3.7 . A manera de ejemplo este registro sísmico muestra los arribos de de un evento sísmico en sus tres componentes Z N y E. Abajo. Primera línea de hodogramas de la componente Z contra la N-S, segunda línea, Z contra la E-W y la tercera Las componentes transversales donde se observa más claramente la polarización y retraso de ondas S.(tomada de Crampin and Robert, 1986).

3.8 Metodología para obtener los parámetros de anisotropía

Debido a factores como la conversión de ondas, ruido o fases sísmicas generadas durante la propagación de ondas, se dificultan la creación de un método automático que permita detectar las polarizaciones de los arribos de la onda S (Chen et al, 1987). Sin embargo, se han desarrollado técnicas semiautomáticas, es decir, tomando los valores obtenidos de un software y decidiendo de manera visual los resultados (Vazquez, 1994). Un ejemplo de este método es el de correlación cruzada que calcula tiempo de retraso que es utilizado para comprobar los arribos de las ondas S en las componentes transversales, y adicionalmente creando hodogramas con varias ventanas sucesivas de tiempo de aproximadamente 30 ms para seleccionar visualmente la dirección preferencial de polaridad, dicho método fue utilizada para este trabajo por su relativa sencillez. El programa SEISAN muestra los hodogramas que permiten la medición directa de la polarización de la onda qS1.

3.8.1 Método para polarización (θ)

Chen et al. (1987) desarrolló un procedimiento para distinguir de una mejor manera la polarización real de una onda S y la polarización aparente debida a la conversión de ondas y/o ruido. El procedimiento (Vazquez, 1994) se muestra a continuación un resumen general del método que utilizó :

1. Rotación de los sismogramas en las componentes Radial y Transversal. En la figura 3.7.1 se muestra las componentes horizontales N-E y abajo sus componentes rotadas, se observa un mejor retraso en de las ondas S en las componentes horizontales, pos lo que la onda que arribe primero se llamara onda rápida y la otra lenta
2. Gráfica del movimiento de partícula (Hodograma) en sucesivas ventanas de tiempo de corta duración. En la misma figura se hace un análisis de movimiento de partícula comparando todas las estaciones. La primera fila de hodogramas tienen graficado Z contra la componente Radial. La segunda línea grafica Z contra Tangencial y la última línea son los hodogramas de las componentes Radial contra la Transversal, es estos hodogramas es donde se tiene que buscar la dirección preferencial de polarización.
3. Examinar cualquier primer arribo para detectar la conversión de ondas S-P (gran amplitud se descarta).
4. Los primeros arribos se reconocen en los hodogramas como segmentos lineales, cruciformes o curvas elípticas. Se observa elipses en casi todo los hodogramas, pero en los hodogramas de las componentes transversales se toma en cuenta la que se observe primero, porque va a mostrar la dirección de polarización
5. En caso de que el movimiento de partícula sea elíptico se toma el promedio de la dirección de la elipse. Las polarizaciones muy fuertes se descartan.

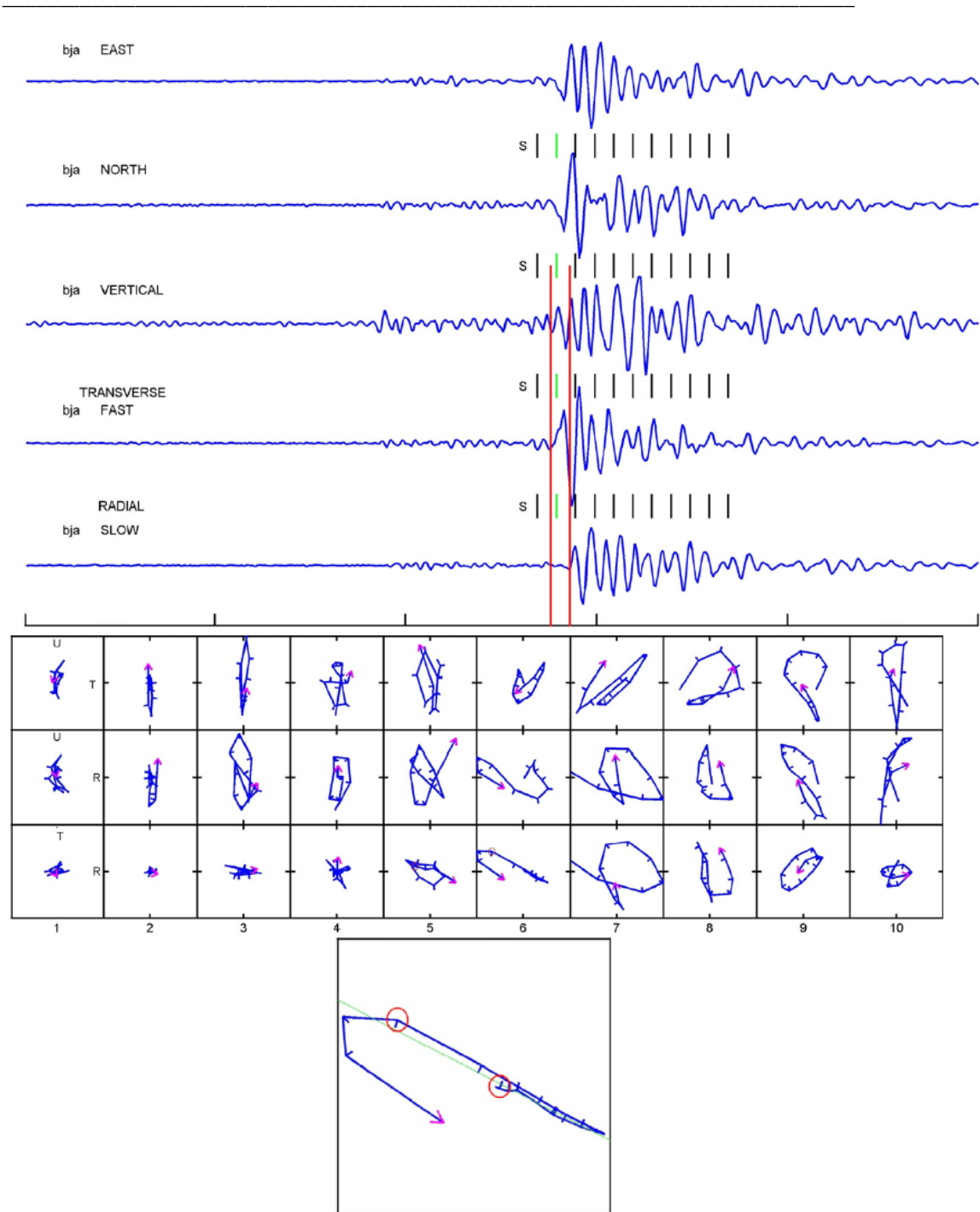


Figura 3.7.1 A manera de ejemplo se muestra un sismograma tipo en sus tres componentes, una vertical y dos horizontales en donde se realizaron sucesivas ventanas de tiempo para graficar el movimiento de partícula u Hodograma. El último renglón de ventanas corresponde a los hodogramas de las componentes horizontales donde se visualiza mejor el movimiento de partícula, se observa dirección de la elipse NW-SE. (Modificada de Ping, 2008).

En La Figura 3.2.7 se muestra un ejemplo del método de polarización de la estación HU5 que se realizó en el programa SEISAN, se observa que se tiene una menor cantidad de hodogramas, pero aún así se muestra que existe una dirección preferencial de polarización

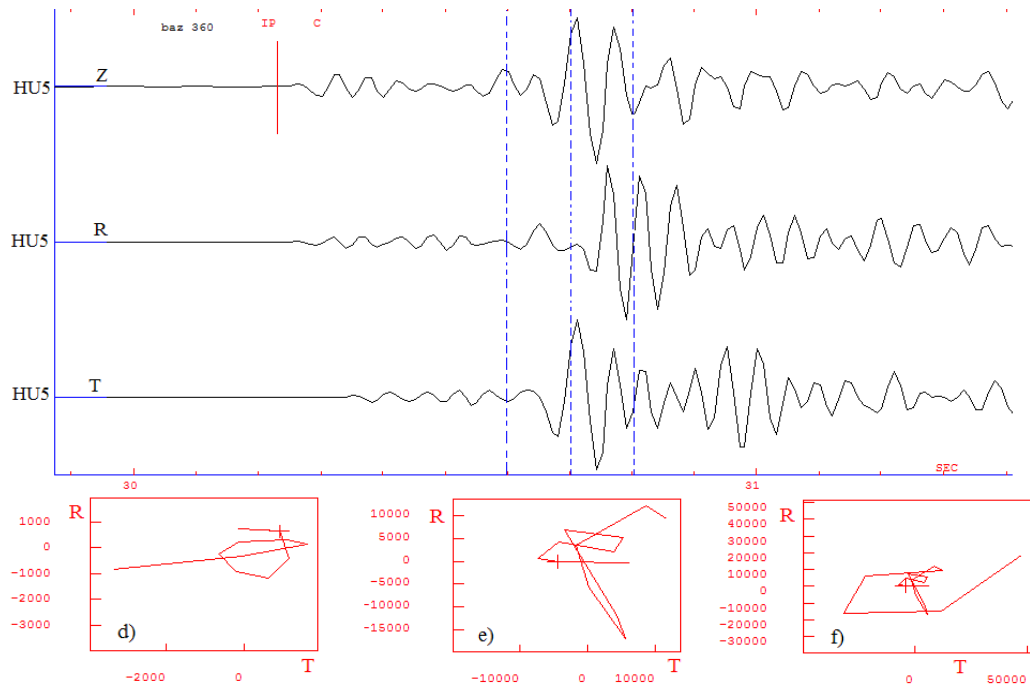


Figura 3.7.2 Registro sísmico de la estación HU5 muestra diferentes arribos de tiempo en las componentes horizontales Radial y Transversal. d). Hodograma de la primera sección de las líneas punteadas e) Hodograma de la siguiente sección f) Hodograma que abarca las dos secciones anteriores.

3.8.2 Método para retraso de ondas qS1 –qS2

En la Figura 3.8 se resumen la metodología para determinar el retraso de ondas con un simograma donde se muestran las componentes transversales de un evento.

1. Medir el ángulo acimutal (α) del primer movimiento de ondas S del diagrama de partícula en las componentes horizontales (N, E).
2. Rotación de las componentes de acuerdo al ángulo (α) medido anteriormente
3. Cálculo del coeficiente de correlación cruzada entre las dos componentes horizontales rotadas. Se determinará el tiempo de retardo entre los dos arribos de onda S.
4. El incremento de δt que produce el máximo o mínimo coeficiente de correlación se considera la medida del retraso entre las ondas S.
5. La componente lenta qS2 se incrementa con respecto a la componente rápida en un tiempo δt .
6. Las trazas se rotan de nuevo a un sistema Norte-Sur y se gráfica en el hodograma el movimiento de partícula y finalmente se observa una mayor linealidad. El nuevo ángulo indica la dirección del medio anisótropo.

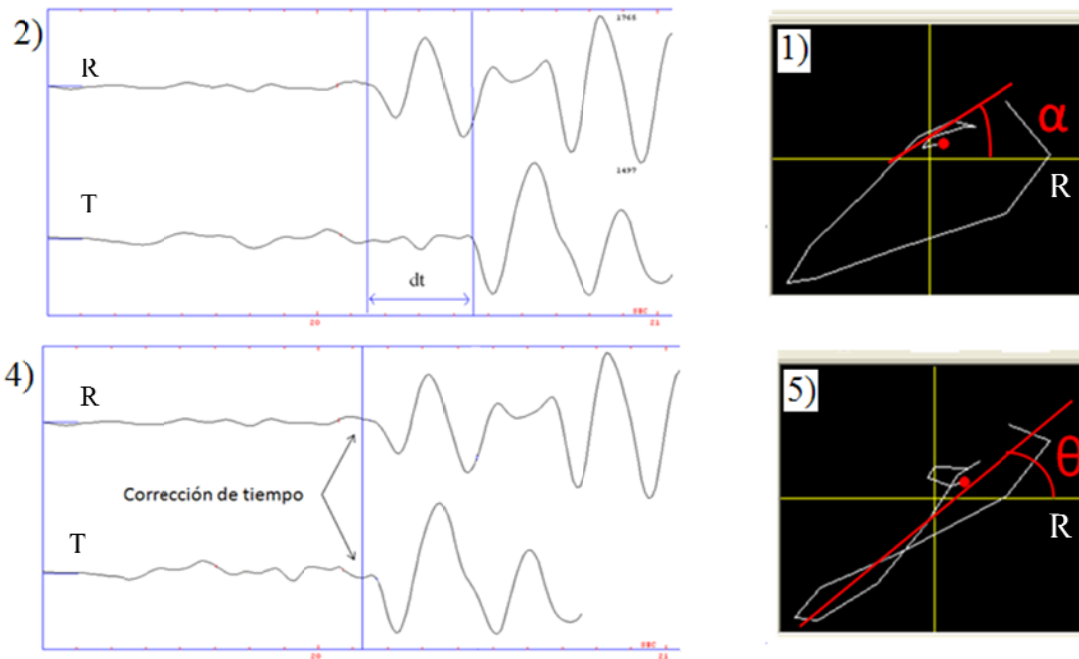


Figura 3.8. Metodología para obtener parámetros de anisotropía. 1) Ángulo acimutal (α) entre ondas S. 2) Rotación en α° de componentes horizontales. 4) Correlación cruzada y corrección de tiempo de retraso entre ondas S. 5) Rotación a las componentes N-E y medición del ángulo de polarización.

Este método es semi-automático porque los arribos de ondas S rápida se seleccionan de manera visual mediante un examen detallado de las sucesivas ventanas de tiempo, por otra parte, la correlación cruzada es una operación que permite determinar de manera automática la diferencia de tiempo. Los métodos automáticos como la implementación de algoritmos en programación para detectar el arribo de las ondas S y sus parámetros ha tenido poco éxito debido a que los sismogramas presentan diferentes fases o ruido que no permite identificar el arribo de la onda S de una mejor manera que no sea visualmente (Ping et al., 2008).