



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA EN EL CAMPO
GEOTÉRMICO LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A :

HÉCTOR RODRÍGUEZ FLORES

TUTOR:

M. C. Javier F. Lermo Samaniego

México, 2011





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO
Secretario: M. C. DAVID ESCOBEDO ZENIL
Vocal: M.C JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO
1^{er}. Suplente: DR. CARLOS VALDÉS GONZÁLEZ
2^{do}. Suplente: DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM.

TUTOR DE TESIS:

M. C. Javier F. Lermo Samaniego

NOMBRE DEL DIRECTOR DE TESIS

ÍNDICE

ANÁLISIS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA EN EL CAMPO GEOTERMICO LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO.

RESUMEN	1
CAPITULO 1.	2
1.1 Introducción	2
1.2 Antecedentes	2
1.3 Planteamiento del Problema	3
1.4 Hipótesis	3
1.5 Alcances	3
1.6 Metodología	4
1.7 Objetivos	4
1.8 Organización	5
CAPITULO 2. CAMPO GEOTÉRMICO LOS HUMEROS, PUEBLA	6
2.1 Área de estudio	6
2.2 Marco geológico	7
2.3 Estructuras y pozos geotérmicos	10
2.4 Sismicidad del campo Los Humeros	12
2.4.1 Estudios previos	12
2.5 Adquisición de datos y equipo	12
2.5.1 Red Sísmica Telemétrica Permanente	13
2.5.2 Red Sísmica Temporal	13
2.6 Procesamiento y localización de los eventos sísmicos	15
2.6.1 Localización de los sismos	15
2.6.2 Programa de localización	15
2.6.3 Ecuación para el cálculo de Magnitud de duración	16
2.6.4 Modelo de velocidades	16
2.7 Distribución de la sismicidad	16
2.8 Distribución de esfuerzos	21
2.8.1 Mecanismos focales simples	21
CAPITULO 3. ANÁLISIS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA DEL CAMPO	21
3.1 Medios anisótropos	23
3.2 Sistemas de simetría	24
3.3 Birrefringencia	25
3.4 Tratamiento matemático	26
3.5 Causas de la anisotropía	27
3.5.1 Causas de anisotropía. Alineación de granos o cristales	28
3.5.2 Capas repetidas	28
3.5.3 Esfuerzos	29
3.5.4 Fallas y fracturas	29
3.6 Parámetros de anisotropía sísmica	30

3.6.1	Parámetro de polarización	30
3.6.2	Parámetro de retraso de tiempo	30
3.6.3	Rotación de coordenadas	30
3.7	Condiciones para visualizar la anisotropía en los registros sísmicos y hodogramas	31
3.8	Metodología para obtener los parámetros de anisotropía	33
3.8.1	Método de polarización	33
3.8.2	Método de retraso de ondas qS1-qS2	35
CAPITULO 4. DISCUSION Y RESULTADOS		37
4.1	Resultados del análisis de parámetros	37
4.2	Parámetro de polarización de la onda de corte qS1	38
4.3	Tiempos de retardo de las ondas qS1 y qS2	43
4.4	Graficas de S-P	45
4.5	Esfuerzos tectónicos del CVTM	48
CAPITULO 5. CONCLUSIONES		49
REFERENCIAS		50
Anexos		56

Relación de Figuras

CAPITULO 2

Figura 2.1. Localización del campo geotérmico Los Humeros.

Figura. 2.2 Geología del campo Los Humeros.

Figura 2.2.1 Evolución volcánica de la caldera Los Humeros.

Figura 2.3 El mapa de la geología y estructuras superficiales en Los Humeros.

Figura 2.3.1 Mapa de elevación del campo geotérmico Los Humeros con las principales fallas.

Figura 2.4 Fotografías de las estaciones sísmicas.

Figura 2.5 Mapa de la distribución de las redes sísmicas.

Figura 2.6 Sismograma de un evento sísmico.

Figura 2.6.1 Mapa que muestran elipses de error

Figura 1.7 Sismicidad dentro del campo Los Humeros.

Figura 2.7.1 Perfiles N-S, E-W del campo.

Figura 2.7.2 Sismos al centro del campo.

Figura 2.8. Mecanismos focales en Los Humeros.

Figura 2.8.1 Esfuerzo horizontal máximo compresivo del Cinturón Volcánico Mexicano y en el campo geotérmico Los Humeros.

CAPITULO 3

Figura 3.1. Modelo de anisotropía elemental.

Figura 3.2 Esquema de los sistemas cristalinos.

Figura 3.3 La incidencia de una onda S en un medio anisótropo.

Figura 3.4 Dirección de propagación en un medio de isotropía transversal o anisotropía elemental.

Figura 3.5 Síntesis de los patrones y fuentes anisótropos típicamente reportados en ambientes tectónicos.

Figura 3.6 Componentes Radial y Transversal.

Figura 3.7 Arribos de un evento sísmico en sus tres componentes Z, N y E con hodogramas.

Figura 3.7.1 Arribos de un evento sísmico en sus tres componentes rotadas Z, R y T con hodogramas.

Figura 3.7.2 Arribos Registro sísmico de la estación HU5 muestra diferentes arribos de tiempo en las componentes horizontales Radial y Transversal.

Figura 3.8. Metodología para obtener retraso de ondas S.

CAPITULO 4

Figura 4.1 Diagramas de polarización de la zona centro, periodo 1997-2002.

Figura 4.2 Diagramas de polarización de la zona centro, periodo 2004-2008.

Figura 4.3 Mapas de altitud donde se muestran los diagramas de polarización: arriba de 1997-2002, debajo de 2002-2008.

Figura 4.3.1 Mapa de elevación que muestra la zonificación de fallas, las áreas del mismo color son una propuesta de las direcciones predominantes de las fallas y fracturas.

Figura 4.3.2 Graficas de tiempo de retardo ($qS2-qS1$) contra tiempo (mes-año) de las estaciones de la zona Centro del periodo 1997-2002.

Figura 4.3.2 Graficas de tiempo de retardo ($qS2-qS1$) contra tiempo (mes-año) de las estaciones de la zona Centro del segundo periodo (2004-2008).

Figura 4.4 Gráfica de polarización de dispersión de datos y roseta de la estación S01.

Figura 4.4.1 Las gráficas de polarización $qS1$ (θ) contra S-P de las estaciones del periodo 1997-2002 muestran valores más agrupados en el eje S-P que el de polaridad (θ).

Figura 4.4.1 Gráficas de polarización $qS1$ (θ) contra S-P del periodo 2004-2008 muestran valores más agrupados en la S-P que la polaridad (θ).

Figura 4.4 Cinturón Volcánico Transmexicano donde se muestra fracturamiento preferencial NE-SW y NE-SW en gran parte del CVTM.

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados del análisis de anisotropía sísmica en el campo Geotérmico Los Humeros, Puebla, para correlacionar los parámetros de anisotropía: polarización (θ) de la onda rápida $qS1$ y retraso (δt) de las ondas de corte $qS1$ y $qS2$, con la tectónica y el estado de esfuerzos horizontales del campo. La correlación permitirá hacer coincidir direcciones de polarización (θ) con fracturamiento presentes dentro del campo Los Humeros.

Los datos seleccionados para el análisis de anisotropía son eventos sísmicos registrados en cinco o más estaciones con errores de localización de 2 km y provenientes de la zona Centro del campo. El análisis de datos se realiza en dos periodos: de 1997-2002 y de 2004-2008 la división de periodos se realizó debido al cambio de localidad de algunas estaciones sísmicas.

Los resultados de analizar 79 sismos de la zona Centro del campo, de donde proviene la mayor parte de la sismicidad, indican que la polaridad (θ) obtenida de cada estación se correlaciona con la tectónica del lugar. También, se localizaron tres zonas de anisotropía: NE-SW 20° posiblemente de esfuerzos tectónicos principales, NW -SE 45° causado por esfuerzos de menor influencia tectónica según fracturamiento asociado y el análisis de polarización de las estaciones y finalmente la dirección E-W aproximadamente, posiblemente producto de esfuerzos casi E-W y sobre todo a fallas inferidas en estas direcciones.

De acuerdo a las tres zonas de anisotropía, se realiza un mapa de zonificación donde se proponen zonas con la misma dirección de esfuerzos, fracturamiento y/o fallamiento.

CAPITULO 1

1.1 Introducción

El Campo Geotérmico de Los Humeros se ubica en el extremo oriente del Cinturón Volcánico Transmexicano en el límite de Puebla y Veracruz. El monitoreo sísmico en Los Humeros comenzó en el año de 1977 con Ponce y Rodríguez, sin embargo en 1994 se comenzó con un monitoreo sísmico más intenso debido a que se registró un sismo de magnitud 4.6 localizado dentro del campo geotérmico Los Humeros (Lermo et al., 1999) causando daños a las instalaciones de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Por tal razón, CFE en 1997 instaló una Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP) que consta de seis sismógrafos digitales triaxiales (S01, S02, S03, S04, S05, S06) distribuidos dentro y alrededor del campo geotérmico. Con la colaboración de instituciones como el Instituto de Ingeniería de la UNAM se han realizados estudios de la sismicidad pasiva del campo.

En el presente trabajo se realiza un análisis de la anisotropía sísmica en el del campo geotérmico Los Humeros, Puebla, con registros sísmicos de 1997 a 2008. En este trabajo se analizan alrededor de 79 sismos localizados en cinco o más estaciones que provienen de la zona centro del campo Los Humeros, y mediante una estadística de datos se obtiene los parámetros de anisotropía: dirección preferencial de la polarización (θ) y retraso (δt) de las ondas de corte $qS1$ y $qS2$ de cada estación, finalmente se correlacionan los parámetros de anisotropía con la tectónico del campo.

1.2 Antecedentes

La sismicidad pasiva está encargada de detectar los eventos sísmicos del subsuelo que se generan por movimientos tectónicos, eventos volcánicos o, en este caso, sismicidad local inducida por esfuerzos al inyectar fluido geotérmico (Rutledge, 2003, Garcia, 2006). Este método ha sido utilizado para conocer de una mejor manera la geología estructural interna del subsuelo en la exploración de recursos naturales como agua, gas y petróleo.

En México se han llevado a cabo estudios de anisotropía para la detección de fracturamiento, como el realizado por Gonzales, 1999 en Mexicali en el campo geotérmico Cerro Prieto; él obtuvo los parámetros de anisotropía (polaridad y retraso de ondas S) de los eventos sísmicos para correlacionar el fracturamiento con las polarizaciones obtenidas en más de nueve estaciones alrededor del campo.

Vázquez (1994), en la Brecha de Guerrero utilizó diversas técnicas para determinar que la mayor causa de anisotropía sísmica es la presencia de microfracturas alineadas por esfuerzos de origen tectónico.

En general, un medio anisótropo es aquel que muestra variaciones en la magnitud de las propiedades en una determinada dirección preferencial, la alineación de minerales en las rocas, las fallas o fracturas alineadas son ejemplos de medio anisótropos. En el medio isótropo la magnitud de las propiedades físicas permanecen constantes en cualquier dirección, pero el comportamiento de estos materiales se aleja del modelo real. Sin embargo, el modelo anisótropo tiene más cercanía al modelo real al considerar que las variaciones existen en direcciones preferenciales.

Los parámetros de anisotropía se pueden estimar de los eventos sísmicos que se registra de la microsismicidad originados por la inyección de fluido en las rocas en el campo geotérmico Los Humeros mediante la polarización (θ) de la onda rápida $qS1$ y retraso (δt) de las ondas de corte $qS1$ y $qS2$, estos parámetros han mostrado ser de gran utilidad para detectar zonas de fracturamiento y dirección de esfuerzos locales en Campos Geotérmicos y Petroleros (García, 2006, Tang, 2006).

1.3 Planteamiento del problema

En este trabajo se propone el análisis de anisotropía sísmica como método para indagar direcciones de fracturamiento. En la inyección de agua y producción de vapor en el campo geotérmico Los Humeros, los fluidos fracturan las formaciones debido a cambios de presión y temperatura generando microsismicidad que puede ser detectada en superficie mediante una red sísmica. De los eventos sísmicos detectados se pueden obtener los parámetros de anisotropía para estimar zonas con direcciones preferenciales de fallas o fracturas alineadas.

1.4 Hipótesis

Existe una relación entre la anisotropía y las fracturas alineadas, de acuerdo con Crampin, (1985a) cuando un cuerpo está sometido a esfuerzos máximos en una determinada dirección se genera fracturamiento paralelos a dichos esfuerzos. El campo Los Humeros experimenta sistemas de esfuerzos que alinean fallas y fracturas; se puede conocer el fracturamiento mediante análisis de anisotropías sísmica debido a que las fallas y fracturas se comportan como medios anisótropos.

1.5 Alcances

El análisis de anisotropía sísmica es una herramienta complementaria en la exploración y búsqueda de fracturamiento, sin embargo este método necesita ser complementado con información geológica, geofísica y geoquímica para una mejor certitud en la información.

En el campo geotérmico Los Humeros, se dan las condiciones que permiten realizar un análisis de anisotropía sísmica debido a que existe una sismicidad generada por inyección y producción de fluidos, se cuenta con un red sísmica que registra dichos los eventos y finalmente se tiene una amplia información científica en el campo Los Humeros.

1.6 Metodología

En cada una de las estaciones que monitorean la sismicidad del campo Los Humeros se analizan los parámetros de anisotropía sísmica. En general la metodología que se seguirá en este trabajo para el análisis de los datos es la siguiente:

- 1) Selección de datos de 1997-2008: se seleccionaron sólo aquellos datos que tengan magnitud M_d menor a 3.5, localizados en al menos cinco estaciones, con errores de localización menores a 1 km en profundidad y 2 km en superficie y valores de rms menores a 1. Este criterio se tomó para tener una mejor calidad de datos.
- 2) Localización de los eventos sísmicos en superficie y profundidad. El software utilizado fue la subrutina del HYPO71 del programa SEISAN versión 8.0 (Havskov y Ottemoller, 2003).
- 3) Para el análisis de anisotropía sísmica, de cada estación se obtuvieron los parámetros de polarización de la onda $qS1$ (θ) y retraso de ondas de corte (δt , es decir $qS2-qS1$) de los 79 eventos mejor localizados con las características antes descritas. Ver Capítulo 3.
- 4) Se realiza un conteo estadístico de los valores de polarización para determinar la dirección preferencial de cada estación, de igual manera, se determina el retraso de tiempo promedio entre las ondas S de las estaciones.
- 5) Para visualizar de una mejor manera los resultados se grafican las direcciones de polarización acimutal de cada estación en rosetas circulares y los retrasos de tiempo ($qS2-qS1$) con gráficas de dispersión.
- 6) Se correlacionan las direcciones de polarización promedio de las estaciones con esfuerzos tectónicos o locales obtenidos de mecanismos focales para mostrar su posible coincidencia.
- 7) Finalmente, se proponen zonas que pudieran tener una dirección preferencial de fracturamiento de acuerdo con las direcciones de polarización de las rosetas de las estaciones.

1.7 Objetivos

- Realizar un análisis de la anisotropía sísmica en el del campo Geotérmico Los Humeros, Puebla, con registros sísmicos de 1997 a 2008 con el fin de detectar fracturas alineadas.
- Correlacionar la dirección espacial de la anisotropía sísmica del campo con esfuerzos principales locales obtenidos con mecanismos focales, con las fallas y fracturas alineadas en del campo Los Humeros.
- Proponer zonas que tengan la misma dirección de fracturamiento dentro del campo geotérmico Los Humeros.

1.8 Organización del trabajo

- CAPITULO 1.- En este capítulo se describe un panorama general del trabajo, el propósito, la importancia de la anisotropía sísmica y su relación a campos geotérmicos.
- CAPITULO 2.- Se mencionan los antecedentes geológicos, tectónicos y de sismicidad del campo Los Humeros, así como la distribución de los pozos productores, estaciones, y eventos sísmicos.
- CAPITULO3.- Se muestra el marco teórico de los fundamentos de la anisotropía sísmica, la metodología para obtener la anisotropía a partir de sus parámetros.
- CAPITULO 4.- Se muestran los resultados de aplicar la metodología descrita sobre los datos sísmicos, se describen los resultados y la interpretación de y fallas y esfuerzos regionales.
- CAPITULO 5.- Conclusiones.

CAPITULO 2

CAMPO GEOTÉRMICO LOS HUMEROS, PUEBLA

2.1 Área de estudio

El campo geotérmico de Los Humeros se ubica en el extremo oriente del Cinturón Volcánico Transmexicano en el límite de Puebla y Veracruz. Las coordenadas geográficas son: latitud de 19.700 a 19.635° y longitud de -97.475° a -97.440°. Figura 2.1. La caldera principal de Los Humeros tiene un diámetro aproximado de 16 km, y cuenta con tres calderas en su interior: el colapso Los Potreros de 7 km y dos colapsos más pequeños: el colapso Central y Xalapasco.

Estudios geoquímicos (Barragan et al, 1988) y mediante estudios de pozos y análisis de núcleos (Arellano et al. 1998) muestran la presencia de dos yacimientos a diferentes profundidades, el más somero a 1.5 km de 280°C de temperatura y otro más profundo a 330°C.

Desde 1982 hasta la actualidad se han perforado alrededor de 42 pozos entre inyectores y productores. Actualmente Los Humeros es el tercer campo de mayor producción con 40 MW distribuido en 8 unidades productoras de 5 MW cada una, las cuales son alimentadas en promedio por 20 pozos productores por unidad.

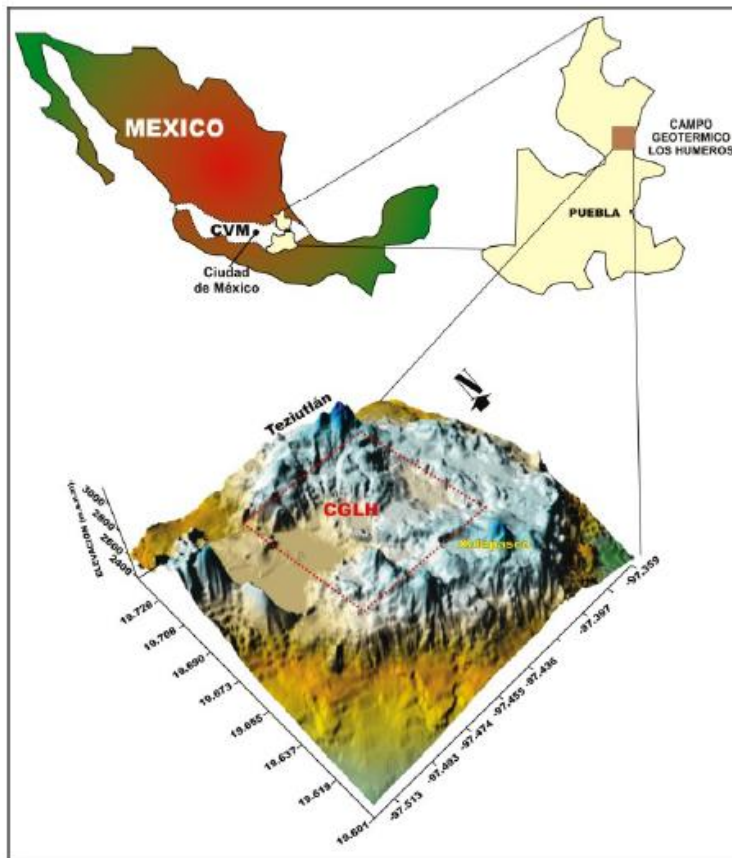


Figura 2.1. Vista de planta del Campo Geotérmico Los Humeros. (Lermo et. al, 2008).

2.2 Marco geológico

De acuerdo a estudios geológicos de Arellano et al. (2000) y Cedillo (1997), la estratigrafía de la caldera Los Humeros está conformada por nueve capas principales. Ésta información se complementa con estudios geofísicos de reflexión sísmica (COMESA, 1998) y gravimétricos (Campos-Enríquez, 1992), la litología aflorante en el campo Los Humeros data de esquistos del Pérmico Tardío en el norte del campo hasta basamentos de olivino de hace 20,000 años.

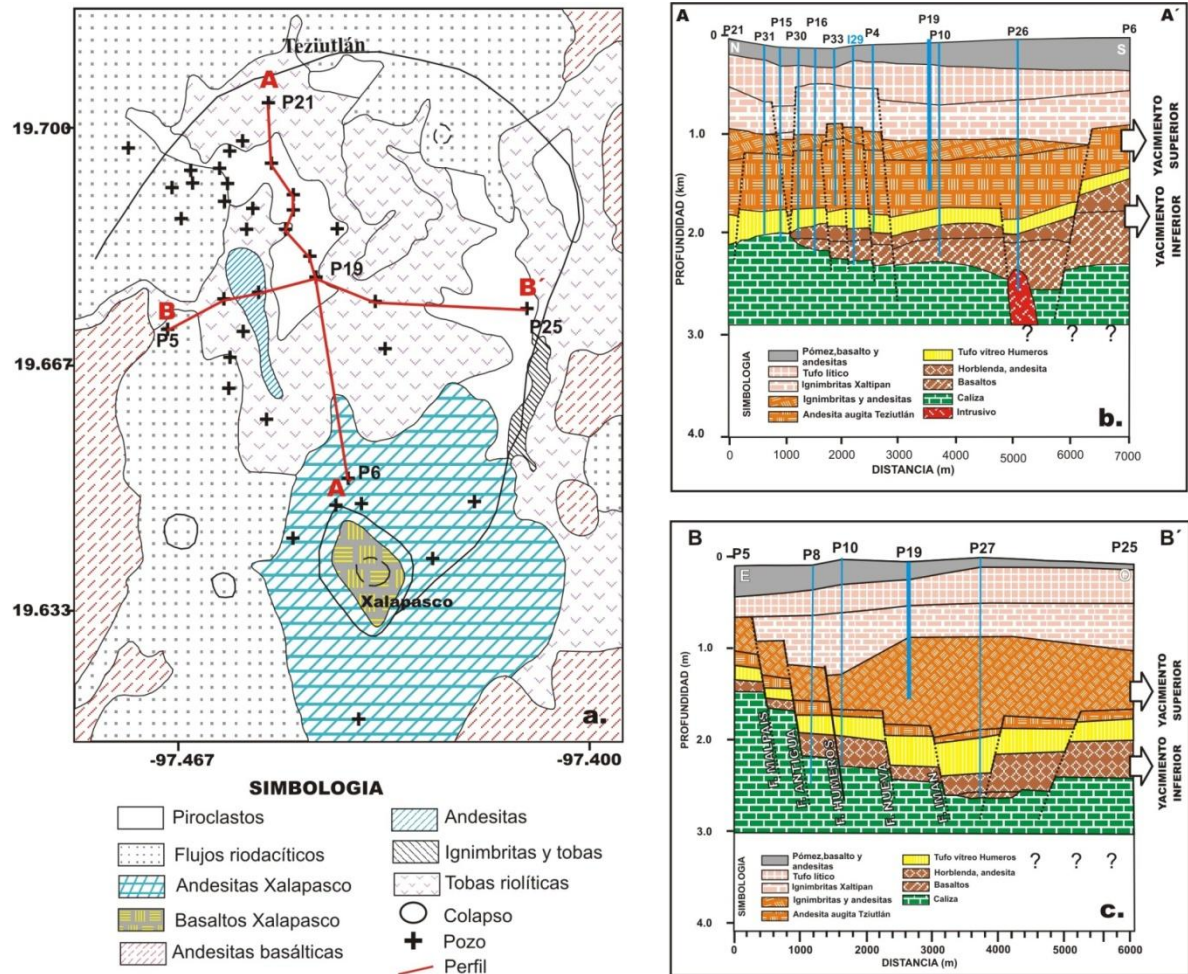


Figura. 2.2 Geología del campo geotérmico Los Humeros de acuerdo con Cedillo (2000). (Modificado de Cedillo, 1997, y Arellano et al., 2000).

En la Figura 2.2, a) muestra la geología superficial de Los Humeros con distintas formaciones que en su mayoría son productos de actividad volcánica, en la misma figura, b) y c) se muestra un modelo de los perfiles N-S y E-W de las nueve capas, y la localización de los pozos.

En la Figura 2.2.1 se muestra un resumen de la evolución de la caldera Los Humeros (Robin, 1982) que indica las diferentes etapas de la evolución que a continuación se explican:

En la sección 1) y 2) de la figura comienza con la emersión de material magmático y flujo de lava a la superficie a través de eventos de tipo explosivo, 3) al vaciar el contenido de la cámara magmática se forma la caldera Los Humeros por colapso de la parte superior de la formación, 4) enfriamiento de la cámara magmática y nuevo evento volcánico latente, emisión de lava, 5) nuevo evento volcánico abundante en gas que da origen al colapso Los Potreros y finalmente 6) se crea la Caldera Xalapasco por emisión de lava andesítica.

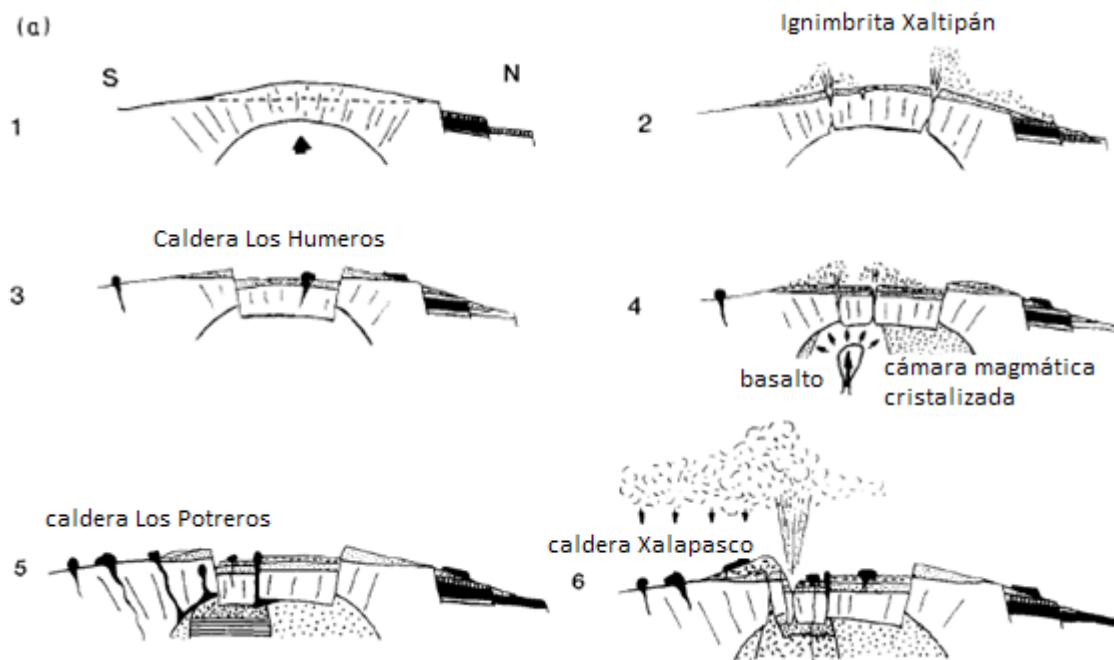


Figura 2.2.1 Evolución volcánica de la caldera Los Humeros (modificada de Robin, 1982).

1. Desplazamiento ascendente de la cámara magmática riolítica, lava de Tezuitlán 2. Emisión de la ignimbrita Xaltipán. 3. Formación de la caldera de Los Humeros 4. Enfriamiento de la cámara magmática y emisión de la ignimbrita Zaragoza 5. Formación de la caldera Los Potreros abundante en gas. 6. Formación de la Caldera Xalapasco, emisión de lava andesítica.

Se determinaron dos modelos de capas en Los Humeros. Uno propuesto por Cedillo (1988), anteriormente se consideró otro modelo de cuatro unidades por Viggiano (1988a) que de manera general englobaba varias de las capas con las mismas características petrológicas y geoquímicas.

En la Tabla 1 se muestra un resumen de las cuatro unidades propuestas por Viggiano (1988a) y las nueve capas propuestas por Cedillo (1997), además se muestran el tipo de litología tentativa y el nivel de permeabilidad de cada unidad de acuerdo a información de registros de pozo.

Tabla 1. Comparación de la geología propuesta por Viggiano (1988) y Cedillo (1997) junto con litología y permeabilidad en Los Humeros.

Viggiano-Robles 1988	Cedillo 1997	UNIDADES LITOLÓGICAS	Permeabilidad
I	1	Pómez, Basalto de Olivino y Andesita	alta
II	2	Toba e Ignimbrita Zaragoza	media
	3	Ignimbrita Xáltipan	baja a nula
	4	Interacción de Ignimbrita y Andesita	baja
III	5	Andesita de Augita	media
	6	Toba Vítreo Humeros	baja
	7	Andesita Hornblenda	media
IV	8	Basaltos	media
	9	Caliza, Mármoles e Intrusivos (basamento local)	baja

Estudios geoquímicos (Barragan et al, 1988) y mediante estudios de pozos y análisis de núcleos (Arellano et al. 1998) muestran la presencia de dos yacimientos a diferentes profundidades, el más somero a 1.5 km de 280°C de temperatura y otro más profundo a 330°C. El yacimiento somero es de tipo Líquido Dominante y el profundo de Vapor Dominante (Arellano et al., 2000). Las formaciones permeables son: Andesita de augita, andesita de Hornblenda. Por otro lado basaltos y mármoles (cerca del basamento), son los menos permeables y son posiblemente las zonas de los dos tipos de yacimientos.

2.3 Estructuras y pozos geotérmicos

La perforación del primer pozo exploratorio se realizó en 1982 (Lermo et al., 2008). Los pozos inyectoros I29, I38 se perforaron en 1993 y 1997, respectivamente y continúan en operación hasta la actualidad, adicionalmente se tienen perforados poco más de 40 pozos productores en diferentes lugares. Los pozos de producción se localizan en zonas donde el flujo de vapor es más abundante. Las estaciones sísmicas se encuentran en una zona cercana a los pozos para registrar la continua actividad sísmica.

En Los Humeros se detectaron dos sistemas de fallas (Seismocontrol, 2005). El primero de NW-SE formado por las fallas Malpaís, La Antigua, Mastaloya, La Nueva, Imán, La Cuesta y Los Humeros, estas dos últimas se observan en superficie y el resto son inferidas por estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos. El otro sistema de fallas está orientado en la dirección NE-SW, formado por las fallas Arrollo Grande, Pamela, Parajes y Morelia (Lorenzo, 2002), mientras que las fallas Las papas y Las Víboras se orientan en dirección E-W. Figura 2.3.

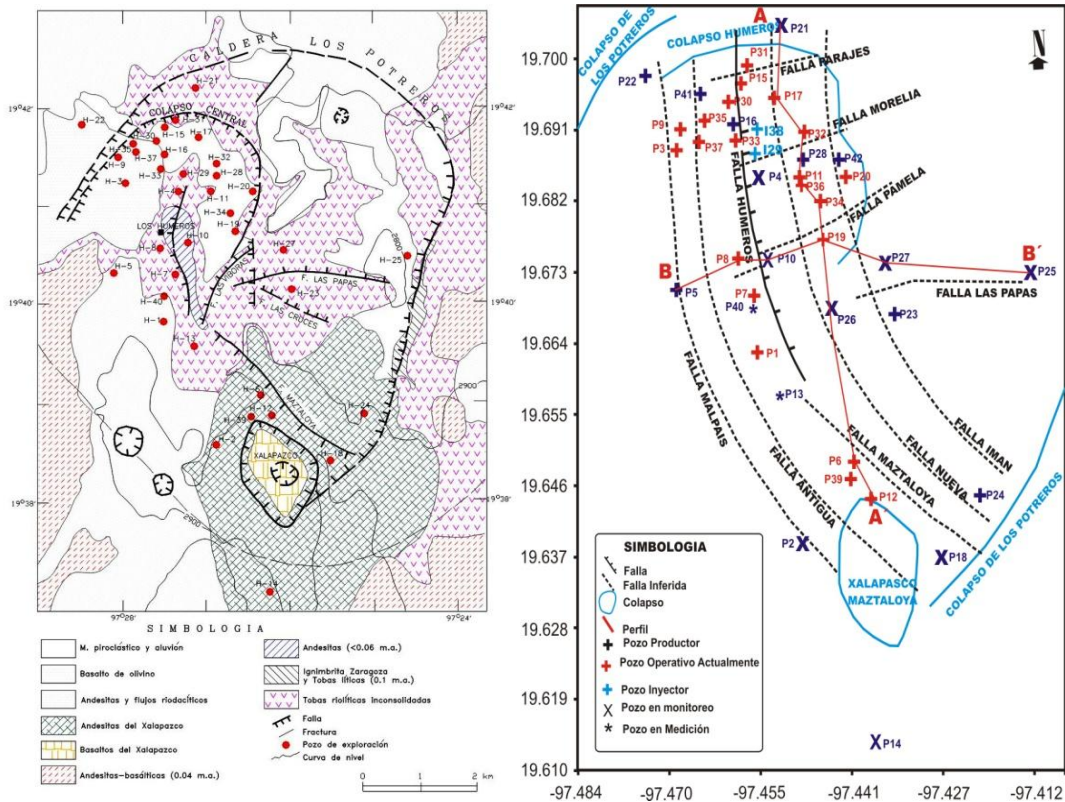


Figura 2.3 El mapa de la izquierda (modificada de Arellano, 2000) muestra la caldera Los Potrerillos, la Caldera Xalapasco y el colapso central. A la derecha (modificado de Lorenzo, 2002) el mapa muestran los dos sistemas de fallas NW-SE formados por las fallas: Antigua, Malpaís, Humeros, Iman y Nueva y el otro sistema en dirección NE-SW formado por las fallas: Pamela, Arrollo Grande, Pajares.

La figura 2.3.1 es un mapa de elevación del campo Los Humeros donde se muestran las principales fallas del campo y la red sísmica. En este mapa se muestran con líneas continuas en amarillo las fallas que se observa en superficie como el caso de la Falla Humeros, La Cuesta, El colapso los Potreros y Las Víboras, en líneas punteadas se muestran las fallas inferidas, entre las más importantes se encuentran la Falla Malpaís, La Antigua, La Nueva, Parajes y Morelia.

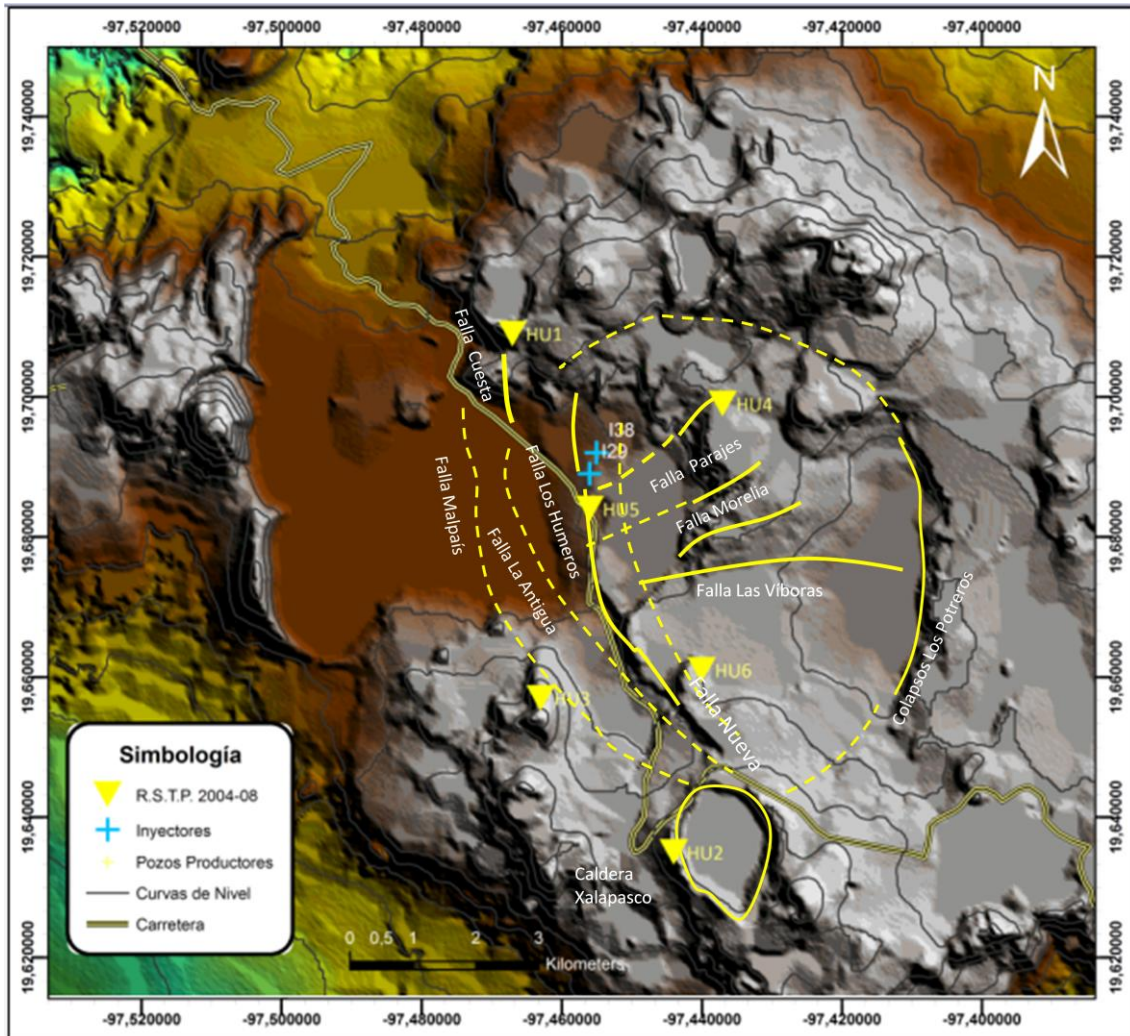


Figura 2.3.1 Mapa del campo geotérmico Los Humeros con las principales estructuras. Los triángulos en amarillo representan la localización de las estaciones y en cruces azules los pozos inyectores. Adicionalmente se observa que las líneas continuas representan las fallas que se ven en superficie, mientras las líneas punteadas representan las fallas inferidas por estudios previos.

2.4 Sismicidad del campo Los Humeros

2.4.1 Estudios Previos

La microsismicidad puede ser utilizada para investigar las estructuras del subsuelo en áreas geotérmicas y petroleras donde exista sismicidad inducida por inyección de fluidos, sin embargo, la sismicidad en campos geotérmicos se puede deber también a factores como esfuerzos tectónicos, incremento de la presión de poro de la formación o movimiento relativo a causa del colapso entre las estructuras. (Tosha et al, 1993).

Los primeros estudios de sismicidad fueron realizados por Ponce y Rodríguez (1977) antes de que se efectuara la exploración del recurso geotérmico en Los Humeros. Posteriormente, a raíz de un evento sísmico del 24 de Noviembre de 1994 de magnitud $M_d = 4.6$ que causó daños en la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), se instaló la Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP) y una Red Sísmica Temporal (RST) para detectar y analizar la sismicidad dentro del campo.

El hipocentro del sismo de 1994 se localizó, de acuerdo con el Servicio Sismológico Nacional, fuera del campo Los Humeros. Por otra parte, Lermo et al. (1999a) relocalizaron el evento dentro del campo según la diferencia entre la onda P y S que fue menor a 0.8 segundos ($T_s - T_p < 0.8s$), su origen estaría relacionado a la falla Los Humeros. En la Tabla 2 se muestran los valores hipocentrales.

Tabla 2. Parámetros hipocentrales, Localización del servicio Sismológico Nacional y relocalización por Lermo del sismo del 25 de Noviembre de 1994.

SISMO	FECHA AA/MM/DD	HORA GMT HH:MM:SS	LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	PROF. (km)	Md (grados)
Lermo	1994/11/25	18:52:57.8	19.701°	-97.452°	2.0	4.6

2.5 Adquisición de datos y equipo de trabajo

La primera estación sísmica en el campo geotérmico Los Humeros fue un sismómetro Sprengnether MEQ-800 de componente vertical que se colocó cerca del pozo P21 por personal de la CFE, con el objetivo de monitorear las replicas y relocalizar el hipocentro del sismo de 1994, la estación estuvo en operación hasta Enero de 1995. Actualmente, la adquisición de datos se realiza mediante redes sísmicas con estaciones sísmicas multi-componentes colocadas al alrededor del campo geotérmico. (Lermo et al., 2001)

2.5.1 Red Sísmica Telemétrica Permanente

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) instaló una Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP), a partir del 1 de Diciembre de 1997, que consta de seis estaciones sísmicas (S01, S02, S03, S04, S05, S06). La Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP) cubre el campo geotérmico Los Humeros en un área de 20 km² aproximadamente. Figura 2.5.

En septiembre de 2002 se reubicaron las estaciones: S02 por problemas de vandalismo; las estaciones S01 y S02 por ruido ambiental; y la estaciones S03 y S04 por la lejanía de la actividad sísmica. Las estaciones S05 y S06 no presentaron problemas y conservaron su posición original. Cabe mencionar que la relocalización de las estaciones (Lermo et al., 2003) se realizó mediante un estudio de efecto de sito utilizando la metodología descrita por Nakamura (1989).

Cada estación tiene un sismógrafo con registrador digital de aceleración Altus K2, con resolución de 16 bits. El registrador está acoplado a tres sensores de velocidad Kinometrics tipo Ranger SS-1 de periodo corto (1s) en sus tres componentes, dos horizontales (N-S y E-O) y una vertical (Z), con dos memorias flash de capacidad de 1Mb para el almacenamiento de la información sísmica. Cada estación sísmica está conectada a un radio de transmisión Freewave modelo DGR-115H, una antena transmisora tipo Yagi de 920-960Mhz y un panel solar de 75watts a 17 V que alimentan a una batería de ciclo profundo de 12 V a 135 Amp que a su vez alimenta al resto del equipo (Lermo et al.2005). Figura 2.4a

2.5.2 Red Sísmica Temporal

La Red Sísmica Temporal (RST) fue instalada los meses de Julio a Octubre de 1999 e inicios del 2000 alrededor de la estación S05 para calibrar las estaciones de la Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP), (Lermo y Lorenzo, 2003). La red temporal consta de cuatro estaciones sísmicas de banda ancha. Cada estación contiene un registrador de aceleración Reftek 72A-08 de 24 bits y un sismómetro multi-componentes (N-S, E-O y Z) marca Guralp CMG-40T de periodo natural de 30.8s. La corrección instrumental muestra una respuesta plana entre 0.03 a 80 Hz. Figura 2.4b.

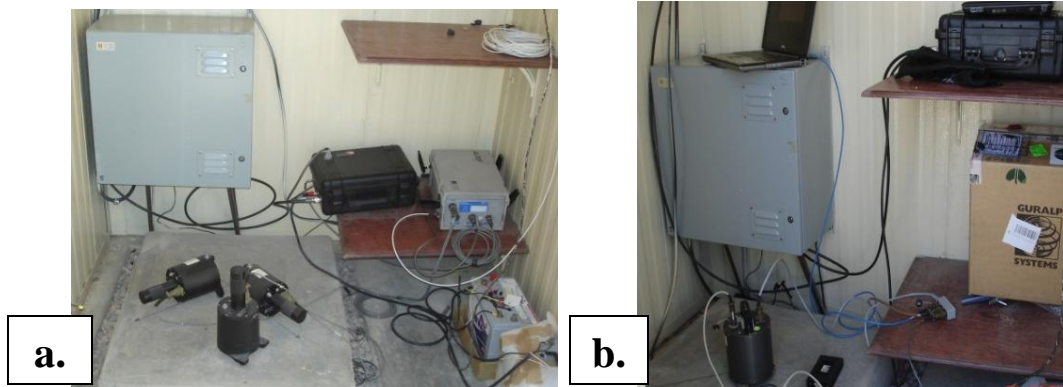


Figura 2.4 Fotografías de las estaciones sísmicas. a) equipo K2 con sensores en tres componentes de la Red Permanente. b) El quipo Guralp de banda ancha de la Red Sísmica Temporal.

La figura 2. 5, en el mapa de elevación se muestra la Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP) en triángulos color amarillo de 1997 a 2002, y en triángulos color azul la misma red después de 2004 a 2008. La Red Sísmica Temporal en triángulos verdes se encuentra cerca de los pozos inyectoros y de la estación S05.

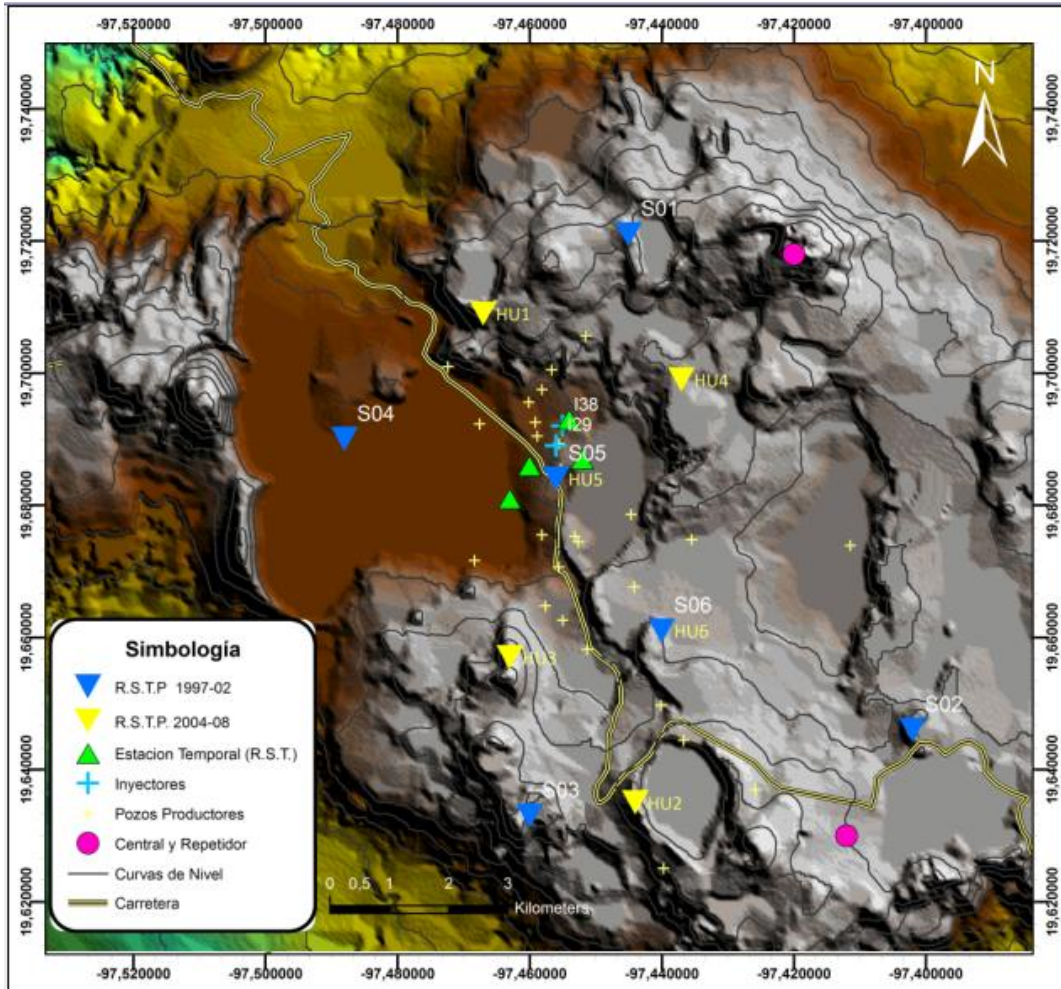


Figura 2.5 El Mapa de altitud muestra la distribución de las redes sísmicas. La Red Sísmica Telemétrica Permanente (RSTP) se muestra en triángulos azules de 1997-2002 y en triángulos amarillos de 2004-2008. En triángulos verde se muestra la Red Sísmica Temporal (RST) y en círculos morados el Repetidos (Norte) y la Central (Sur).

2.6 Procesamiento y localización de los eventos sísmicos

2.6.1 Localización de los sismos

El siguiente procedimiento muestra la forma en la que fueron localizados los sismos:

- Recopilación de la información sísmica de ambos periodos 1997-2002 y 2004-2008 recordando que la división de periodos se realizó en 2002 por la relocalización de las estaciones S01, S02, S03 y S04.
- En los sismogramas se seleccionaron los sismos registrados en más de tres estaciones y con software que comprobara su existencia.
- Con ayuda de la subrutina HYPO71 del programa SEISAN, se localizaron los eventos con los tiempos de arribo de las ondas P y S, y posteriormente su localización hipocentral.
- Del total de 237 sismos locales, 95 se registraron en al menos cinco estaciones

2.6.2 Programa de Localización

El programa utilizado para localización de los eventos sísmicos fue el SEISAN versión 8.0 (Havskov y Ottemoller, 2003). Los parámetros que requiere este software para localizar los sismos son: nombre de la estación, coordenadas geográficas (latitud, longitud, elevación), lectura de los tiempos de arribos de la onda S-P, duración total del sismo, la relación de ambas velocidades (V_s/V_p), un modelo de velocidades del área, y la ecuación para el cálculo de magnitud de duración. Figura 2.6 muestra un ejemplo de sismograma típico de un evento localizado en cinco estaciones.

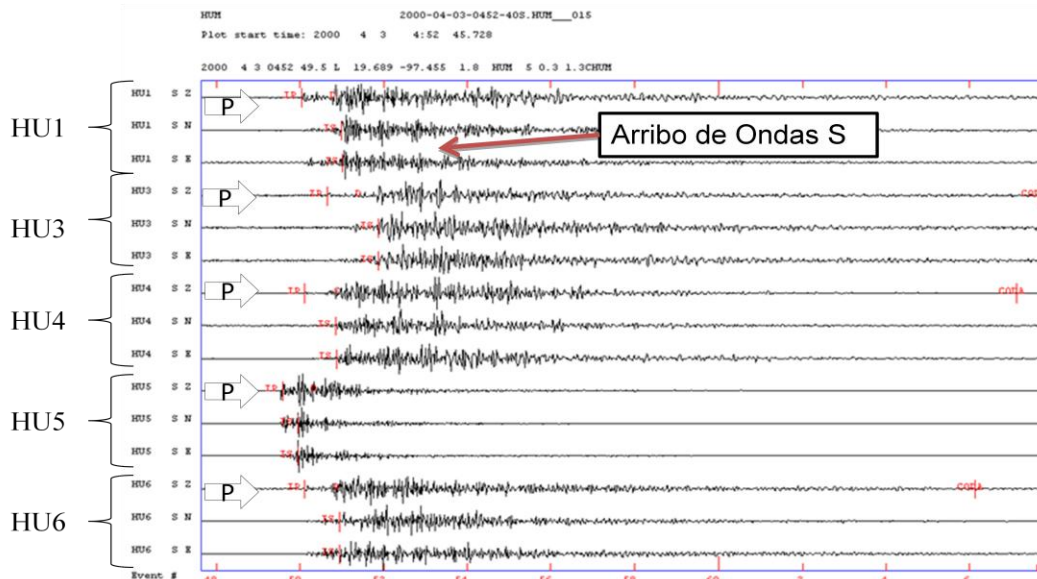


Figura 2.6 Sismograma que registró un evento sísmico en cinco estaciones, se muestran en flechas azules el arribo de las ondas P (componente vertical) con sus respectivas componentes transversales Norte y Este.

2.6.3 Ecuación para el cálculo de Magnitud de duración

La ecuación utilizada para el cálculo de la magnitud de duración de los eventos del campo geotérmico Los Humeros, es la que propuso Antayhua et al. 2007, para su cálculo utilizó sismos locales del campo Los Humeros. La ecuación es:

$$M_d = -0.1285 + 1.6283 \log_{10}(T) + 0.0487(D)$$

Donde: **M_d** es la magnitud de duración en grados corregida de la ecuación propuesta por Lee et al. (1975), **T** es la duración total del sismo en segundos y **D** es la distancia epicentral en kilómetros.

2.6.4 Modelo de velocidades

Para determinar el modelo de velocidades, Hurtado (2001) analizó cuatro perfiles de reflexión sísmica realizados por COMESA en 1998 en el campo geotérmico Los Humeros. Los perfiles están orientados en dirección N-S y E-O, con una longitud de 4 km. Hurtado (2001) mediante la metodología descrita por Dix (1995), obtuvo la velocidad de la onda P (V_p) y la profundidad para las nueve unidades del campo Los Humeros propuestos por Cedillo (1997) y Arellano et al. (2000). En la Tabla 2.2 se muestra la profundidad y los valores de velocidad de las nueve capas.

Tabla 2.2 Modelos de velocidad de acuerdo a las formaciones del campo geotérmico Los Humeros (Hurtado, 2001).

PROF. (km)	V _p (km/s)
0.00	1.24
0.24	1.94
0.65	2.85
1.25	3.54
1.79	3.69
1.93	3.90
2.13	4.14
2.37	5.18
30.00	6.00

2.7 Distribución de la sismicidad

De 1997 a 2008 la distribución de la sismicidad, de acuerdo a su localización hipocentral, estuvo cerca de los pozos inyectoros I29 e I38, en la zona norte del campo Los Humeros, donde también se encuentra la estación de monitoreo sísmico S05. Pero en febrero de 1999 la sismicidad tuvo un aumento de su ocurrencia en la zona Sur del campo donde la sismicidad se distribuye principalmente a lo largo de la falla Los Humeros (Lermo et al. 2002).

En la Figura 2.6.1 a se muestran las elipses de error de los 237 sismos del periodo de Diciembre 2007 a Octubre 2008 localizados en más de tres estaciones con errores promedio mayores a 3km. (Lermo et al, 2008). Por otro, en la Figura 2.6.1b se observa las elipses de error para los 94 sismos mejor localizados en más de cuatro estaciones del mismo periodo de tiempo con errores menores a 1 km (Antayhua et al., 2007).

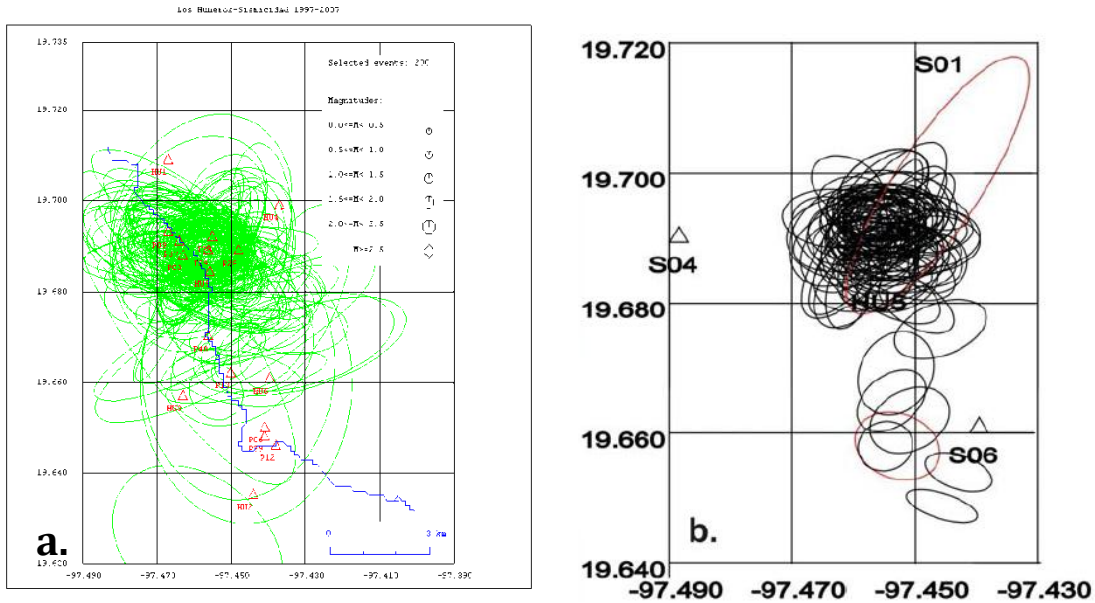


Figura 2.6.1 a) Mapa que muestran elipses de error de 237 sismos de Diciembre 1997 a Octubre 2008 en más de tres estaciones y 3 km de error. (Lermo et al, 2008). b) Elipses de error de 94 sismos mejor localizados en 4 estaciones de 1997 a 2008 con errores menores a 1 km . (Antayhua et al., 2007).

Para fines de estudio de anisotropía sísmica se analizará solamente los eventos sísmicos con las siguientes características:

- Los eventos localizados en 5 o más estaciones con el fin de tener una mejor localización de los eventos.
- Con magnitudes de menores a 3.2 y mayores a 1 de magnitud de duración (Md), para este criterio solo se descartaron pocos sismos por ser eventos locales.
- Estar cerca de la zona Centro.

El último criterio mencionado es de gran importancia para este trabajo de anisotropía sísmica, debido a que es necesario tener contralada la zona de donde provengan los sismos; al estar confinados a una zona, el barrido que atraviesan las ondas sísmicas es casi el mismo lugar y de esa manera se puede hacer la estadística de valores obtenidos de los parámetros de anisotropía. El total de eventos que cumplen las características anteriores son de 79 sismos locales.

En la Figura 2.7 se muestra la localización de los sismos de Diciembre 1997 a Octubre 2008 la cual tiene dos perfiles (líneas verdes) que se pueden observar en la Figura 2.8. Los perfiles N-S y E-W muestran la sismicidad de entre 2-4 km aproximadamente.

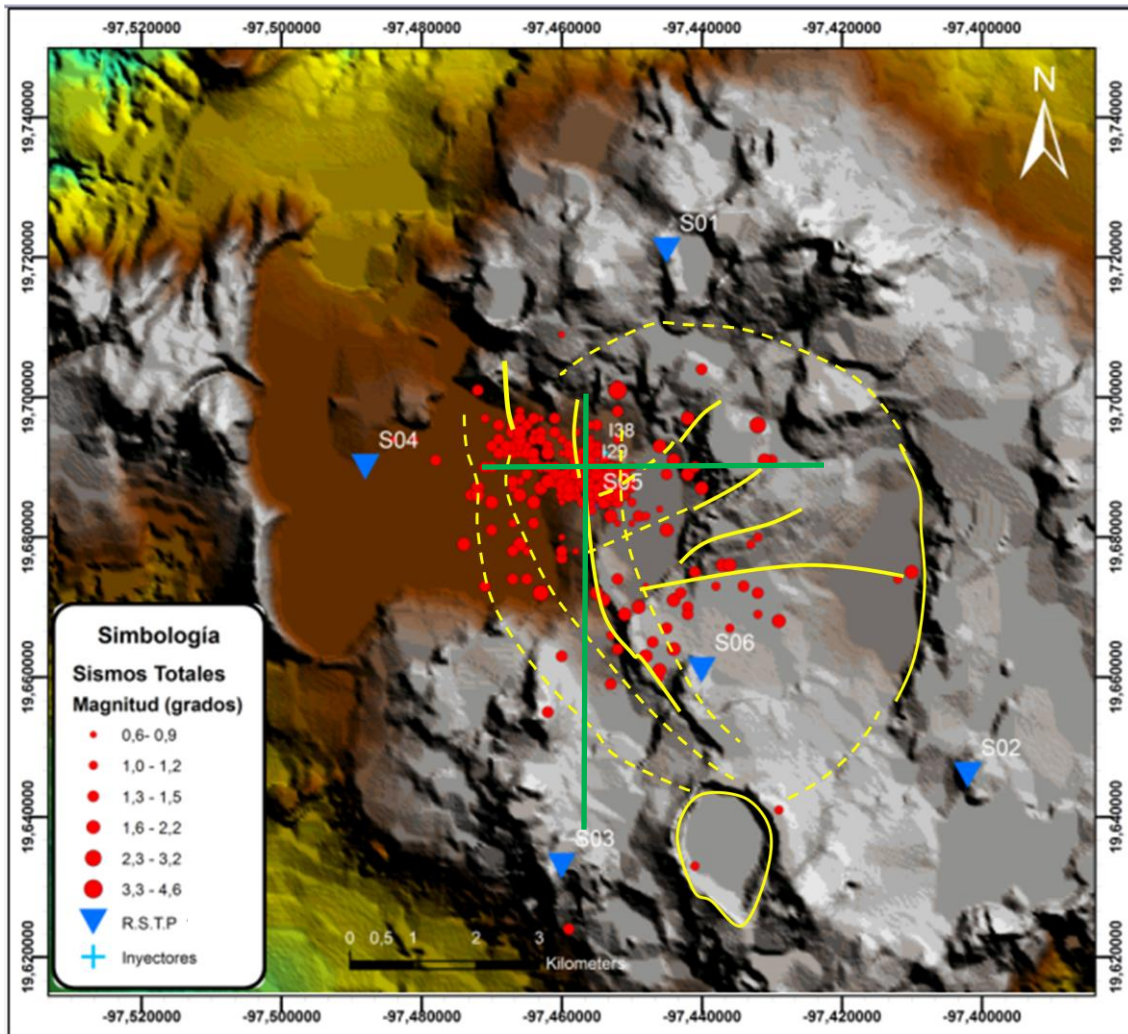


Figura 2.7 En círculos rojos se muestra la sismicidad dentro del campo Los Humeros de 1997-2008. Se observa una mayor distribución de sismos en el centro del campo. Adicionalmente representan las fallas vistas en superficie (líneas continuas) y fallas inferidas (líneas punteadas).

En la Figura 2.7.1 se muestra la sismicidad en perfiles N-S y E-W de 1997-2008. Se seleccionó esta zona debido a que presentó una mayor cantidad de eventos y por estar cerca de los pozos inyectoros.

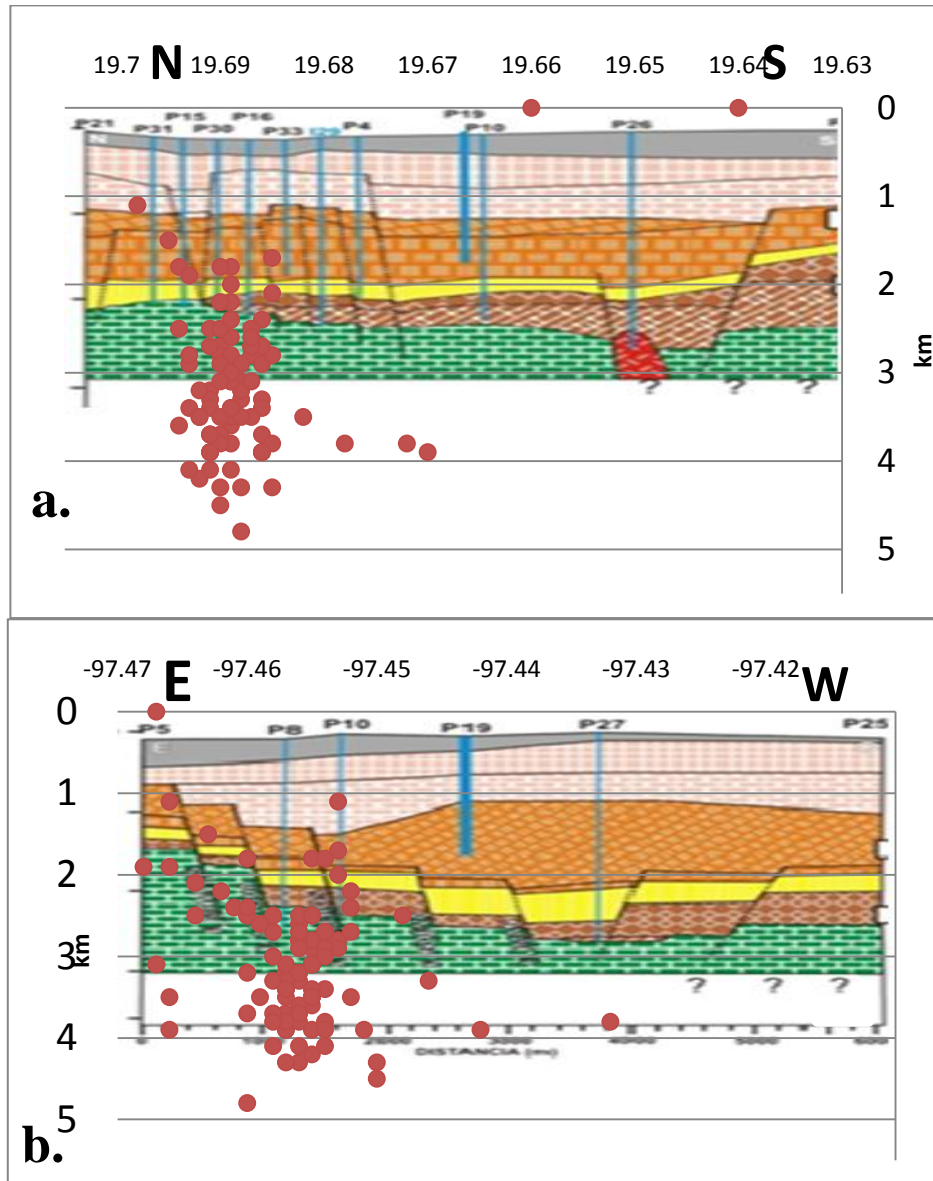


Figura 2.7.1 a) Perfiles N-S, b) E-W muestran la sismicidad del periodo 1997 a 2008. La mayoría de ellos está entre 2 y 4 km de profundidad, los sismos se presentan cerca de las fallas La Antigua y Humeros. Algunos eventos someros tienen 0.2 km de profundidad y los más profundos a casi 5 km (modificada de Cedillo, 1997 y Arellano et al. 2000)

En la Figura 2.7.2, se observa que la mayor cantidad de la sismicidad se concentra cerca de los pozos inyectoros I38 e I29 en un 85% de la sismicidad, en esta zona se tienen la estación S05 la cual no cambia de posición durante el monitoreo sísmico.

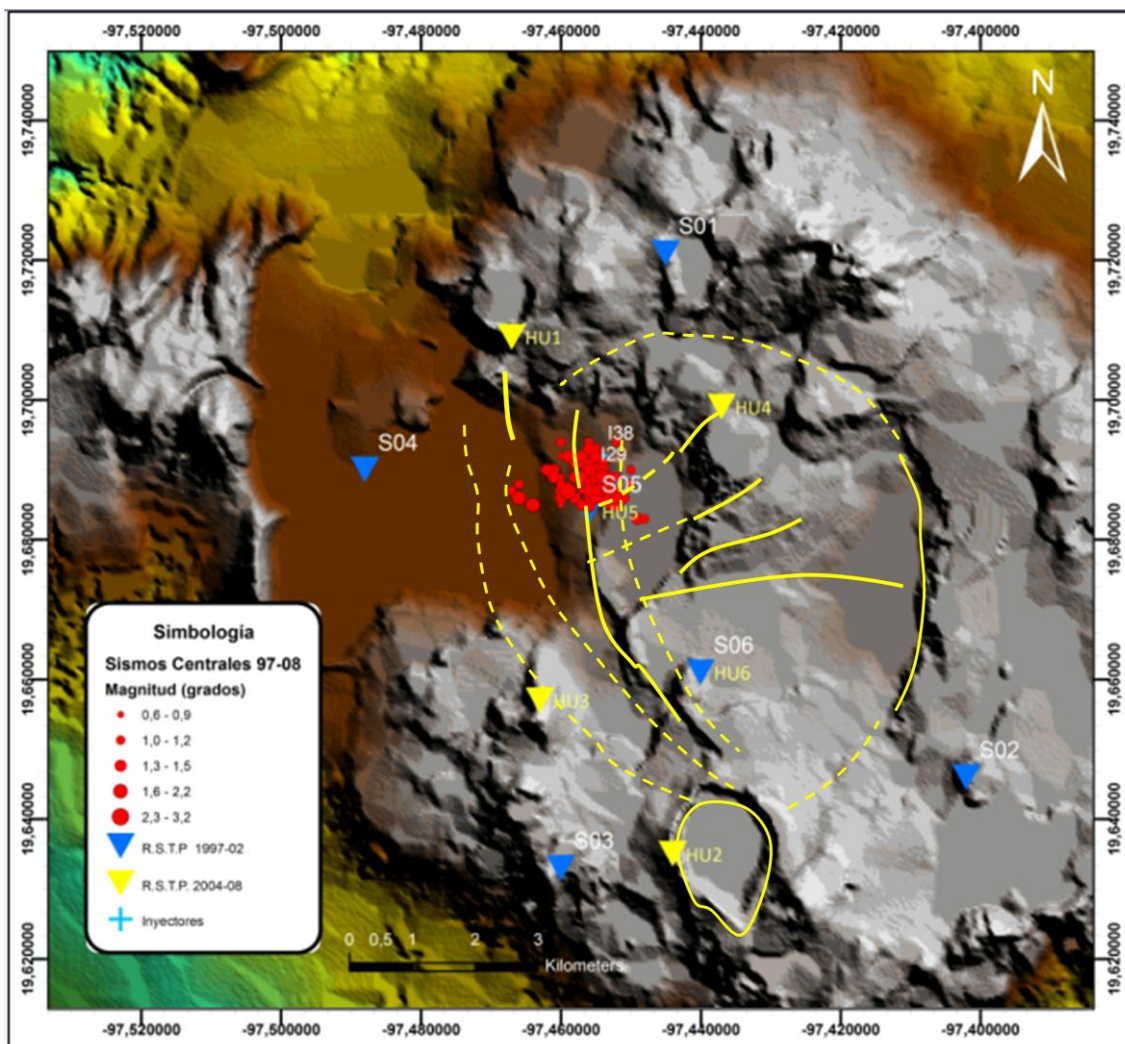


Figura 2.7.2. En círculos rojos se muestran los sismos localizados que cumplen las características para realizar el análisis de anisotropía sísmica: Registrados en al menos cinco estaciones, con valores de magnitud de duración entre $1 < M_d < 3.2$ y en el provenientes del centro del campo. El área seleccionada tiene casi el 85 % de los sismos y se encuentra cerca de los pozos inyectoros.

2.8 Distribución de esfuerzos

Antayhua et al. 2007 realizó estudios sobre la distribución de los esfuerzos en la zona del campo geotérmico Los Humeros, a partir de información de mecanismos focales simples y de momento a partir de la polaridad de la onda P.

2.8.1 Mecanismos Focales Simples

Los mecanismos simples de eventos identificados en cinco o más estaciones con una clara polaridad de onda P, se calcularon mediante el subprograma “focmec” del programa de localización SEISAN Versión 8.0 con la metodología descrita por Reasenberg y Oppenheimer (1985). Los resultados de estos mecanismos simples (Figura 2.8) corresponden a un fallamiento de transurrencia lateral derecha (4 y 61), e izquierda (72), así como de tipo normal con componente en la transurrencia izquierda (10 y 79), finalmente cabe mencionar que la ruptura, de acuerdo con la polaridad, muestra heterogeneidad en los eventos (Antayhua et al., 2007).

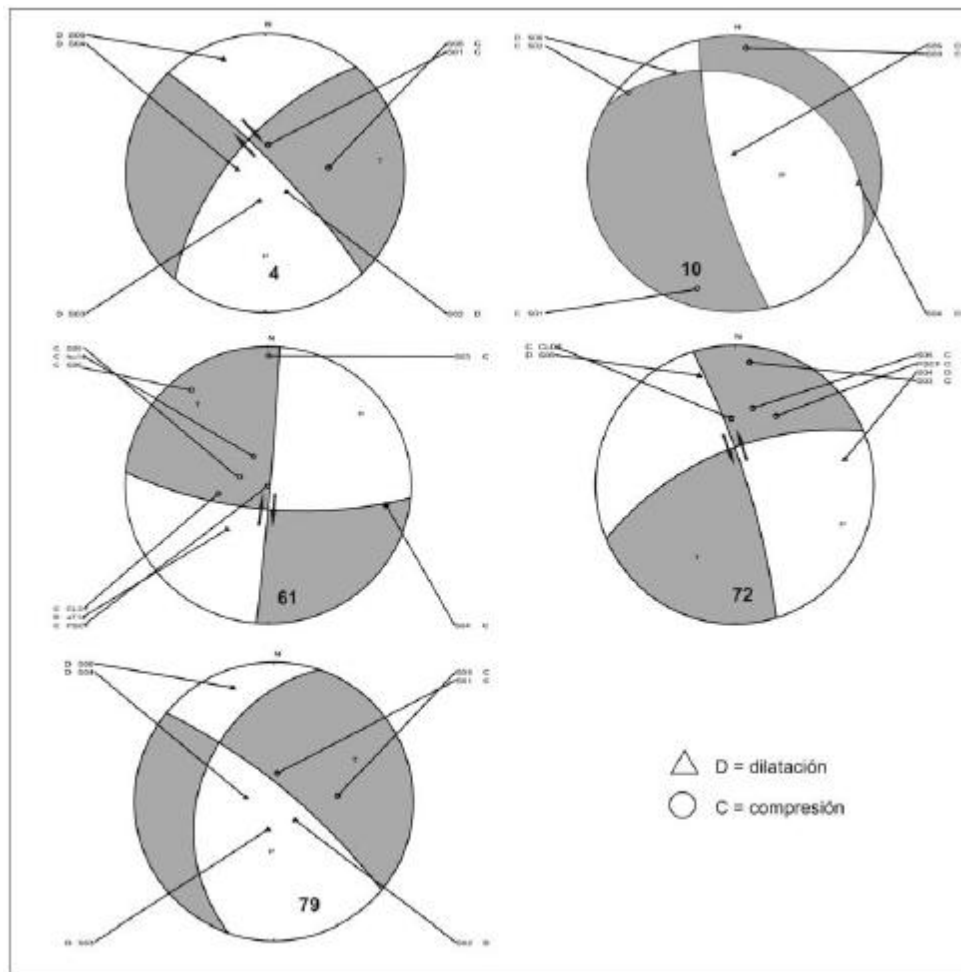


Figura 2.8 Mecanismos focales obtenidos a partir de las polaridades de onda P y registrados en seis estaciones del campo geotérmico Los Humeros. (Antayhua et al., 2007).

Los esfuerzos se dividen de acuerdo a la polaridad compresional o de dilatación de los sismos seleccionados. Los ejes de presión horizontal máximos tienen dirección N60°E a S30°O. Otras direcciones de compresión son N320° a S150° y N240° a S120°. Finalmente para el esfuerzo de Tensión (T) (compresión horizontal mínimo) tiene dirección N3°E a S180° y otro en dirección N20° a S200° (Antayhau et al., 2007). Figura 2.8.1. Los esfuerzos anteriores se grafican en diagramas de rosas para su mejor visualización. Los valores van de 0 a 360° y la mayor amplitud de los datos indica la dirección preferencial.

De acuerdo con estudios de Ferrari et al. (1994b), Suter (1991 y 1997) y García-Palomo (2002) a nivel regional, en el Cinturón Volcánico Transmexicano existen diferentes direcciones de esfuerzos principales, pero predominando la dirección NE-SW. En el campo Los Humeros el esfuerzo compresivo máximo tiene tendencia NE-SW y mínimo en la dirección casi NW-SE.

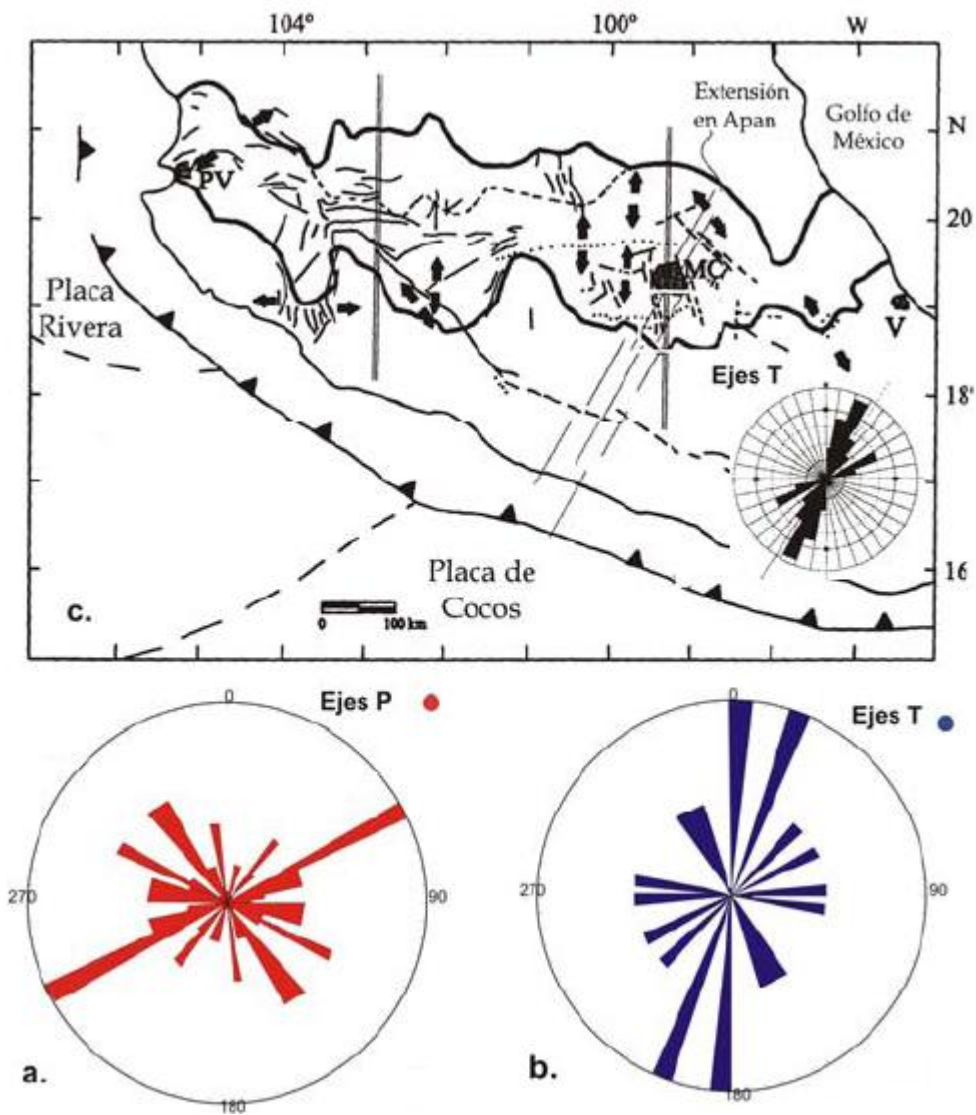


Figura 2.8.1. a. Diagrama de rosas que muestra la dirección de esfuerzo horizontal máximo compresivo en Los Humeros b. Orientación del esfuerzo horizontal mínimo en Los Humeros. c. Orientación del esfuerzo máximo en el Cinturón Volcánico Transmexicano en el diagrama de rosas de esta figura se muestra la dirección promedio del esfuerzo máximo T. (Suter, 1991).

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

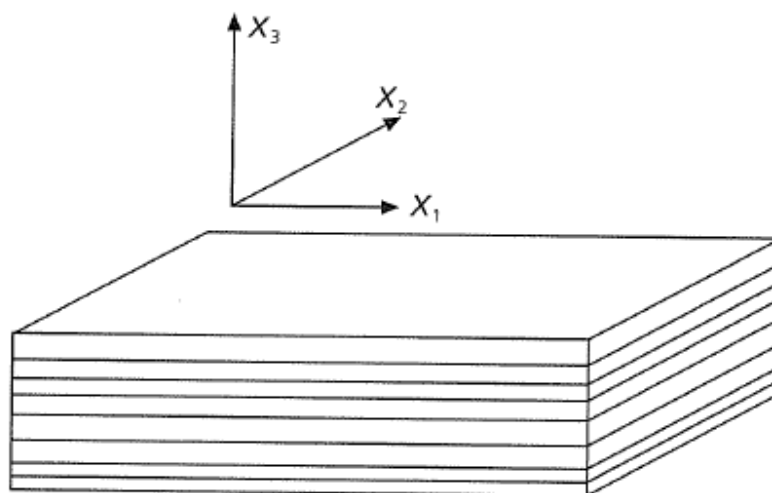


Figura 3.1. Modelo de anisotropía elemental. Capas horizontales paralelas con eje vertical X_3 .

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 triclinico, de los cuales el sistema cristalino de isotropía tiene simetría total puesto sus propiedades no cambian a diferencia del modelo anisótropo.

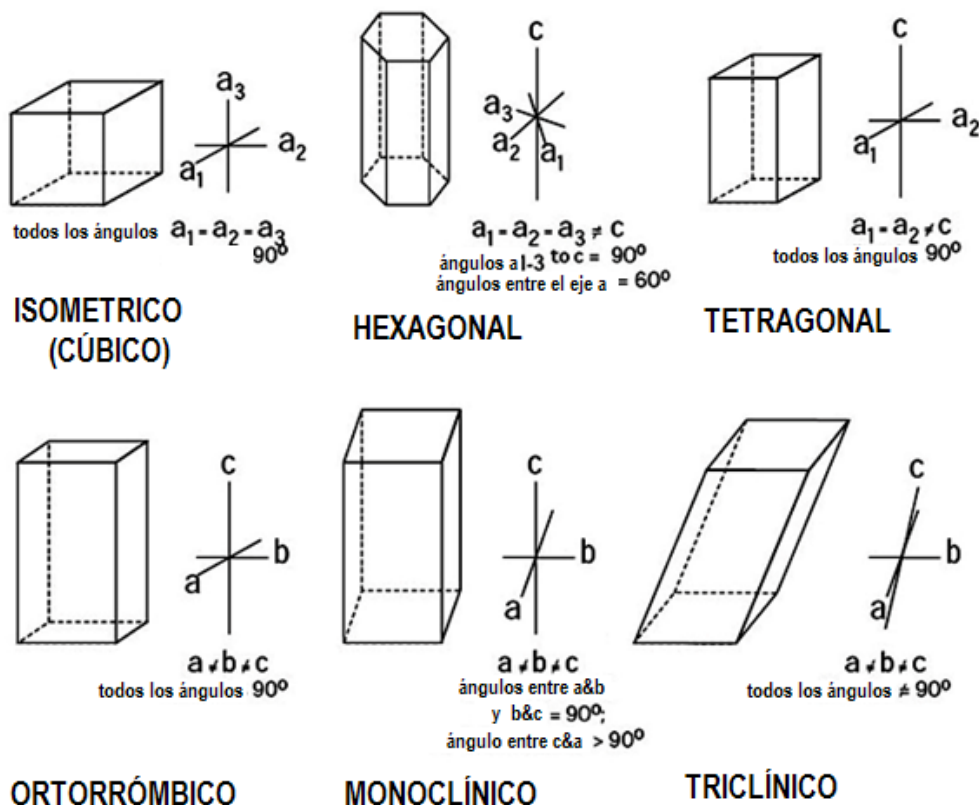


Figura 3.2 Esquema de los sistemas cristalinos.

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.

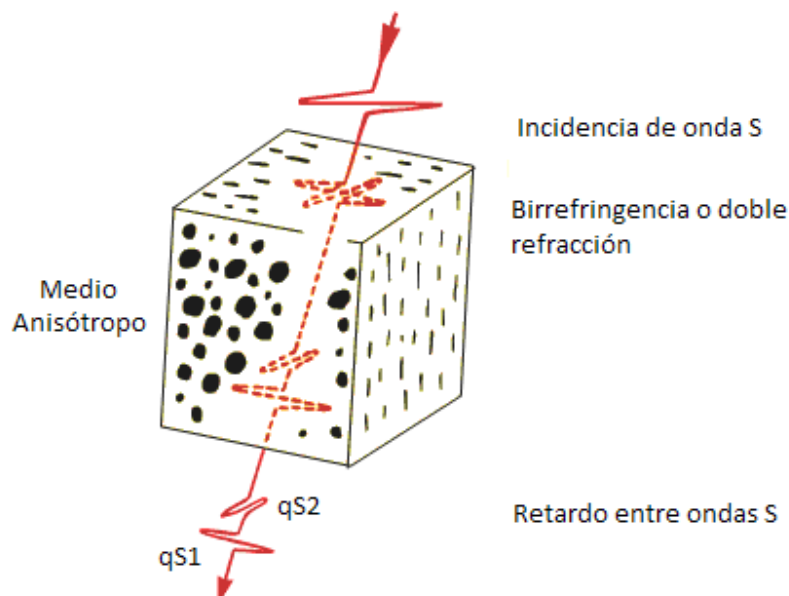


Figura 3.3 La incidencia de una onda S en un medio anisótropo produce el fenómeno de birrefringencia, el trascurso de la onda en el medio produce un retardo entre las ondas y polarizaciones ortogonales entre las ondas $qS1$ y $qS2$.

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.

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

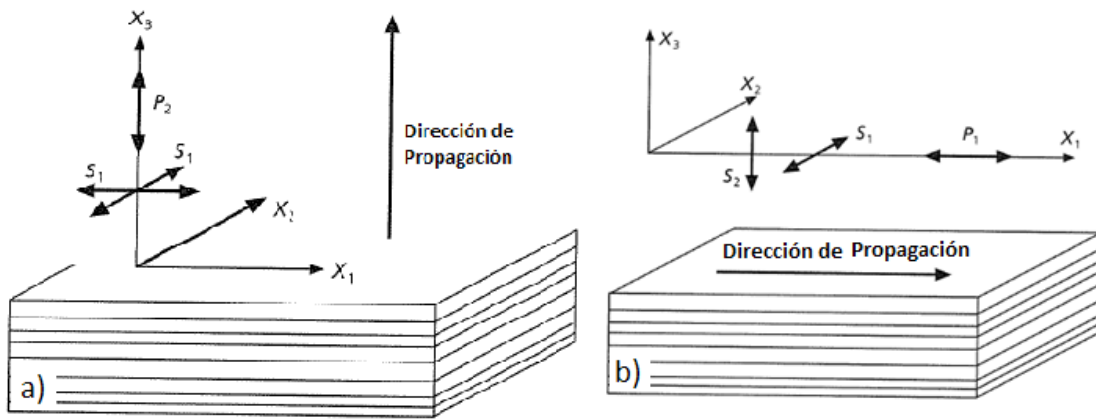


Figura 3.4 Dirección de propagación en un medio de isotropía transversal o anisotropía elemental: a) en la dirección x_3 , se observa la variación de la velocidad de la onda S1 es más rápida que la onda S2 propagándose perpendicular a ella. (b) En dirección x_1 la onda S1 se propaga en dirección más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

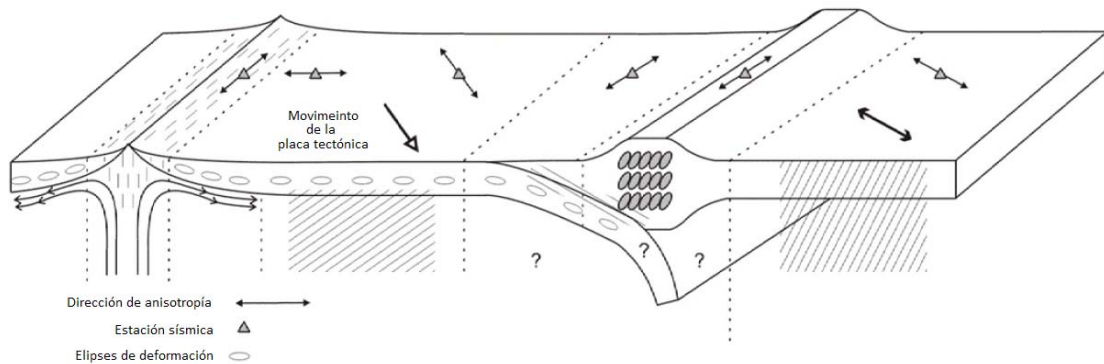


Figura 3.5 Síntesis de los patrones y fuentes anisótropos típicamente reportados en ambientes tectónicos. Las flechas delgadas dobles indican la orientación que típicamente se estima, y los triángulos representan estaciones sísmicas imaginarias. Las líneas de abajo de la dorsal indican el ascenso del 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 qS_1 y lenta qS_2) 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 (qS_1) se polarizará en dirección paralela de las fallas y/o fracturas y la onda lenta (qS_2) 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 qS_1 y qS_2 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 qS_1 y qS_2 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 qS_1 . 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 qS_1 y el retraso entre las ondas qS_1 y qS_2 . Figura 3.6.

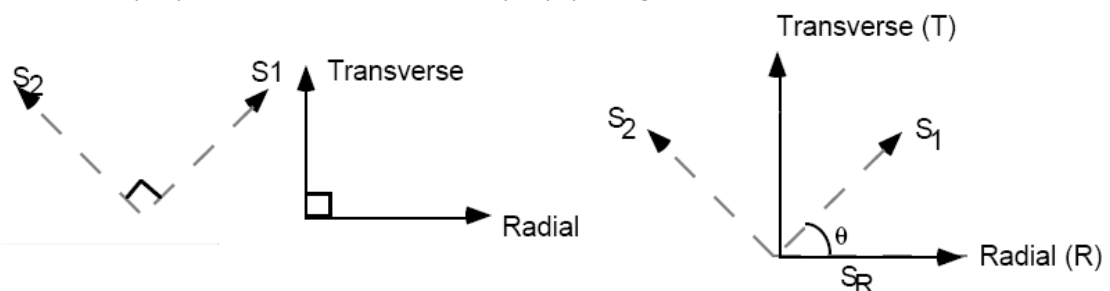


Figura 3.6 Componentes Radial y Transversal.(Modificada de Fang et al., 1996).

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.

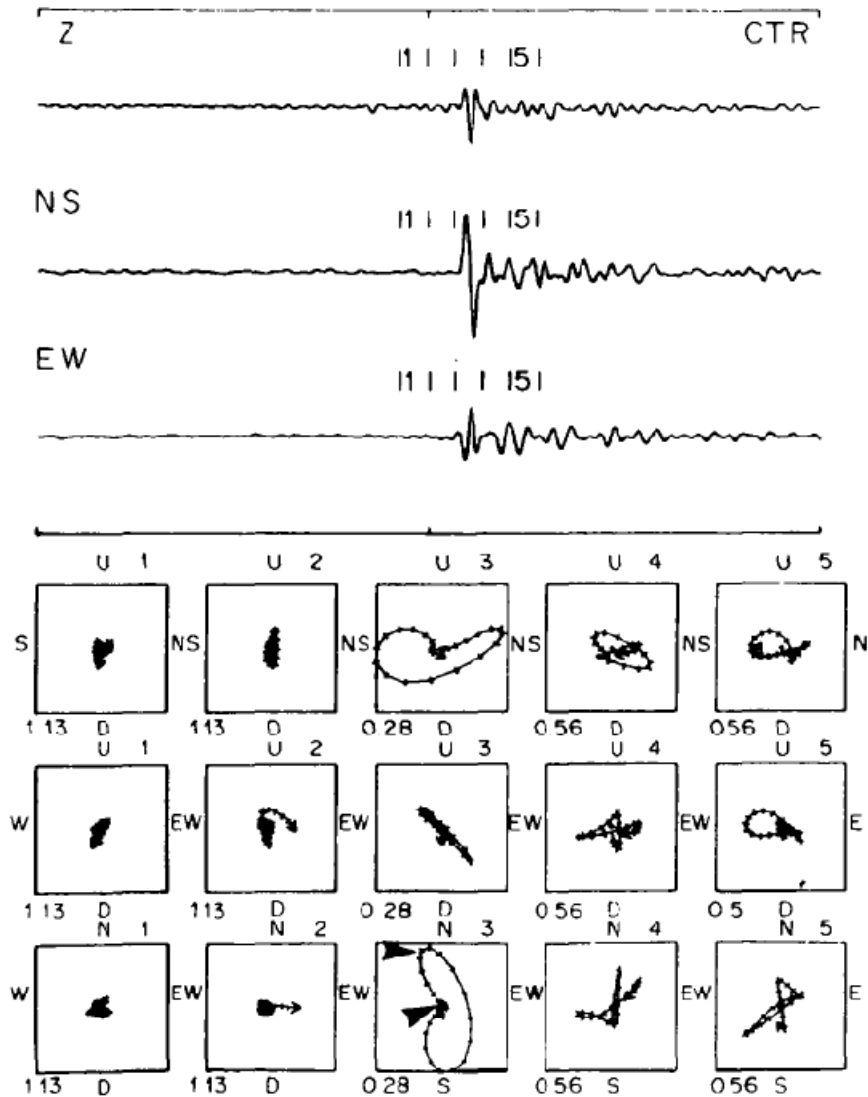


Figura 3.7 . A manera de ejemplo este registro sísmico muestra los arribos de de un evento sísmico en sus tres componentes Z N y E. Abajo. Primera línea de hodogramas de la componente Z contra la N-S, segunda línea, Z contra la E-W y la tercera Las componentes transversales donde se observa más claramente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

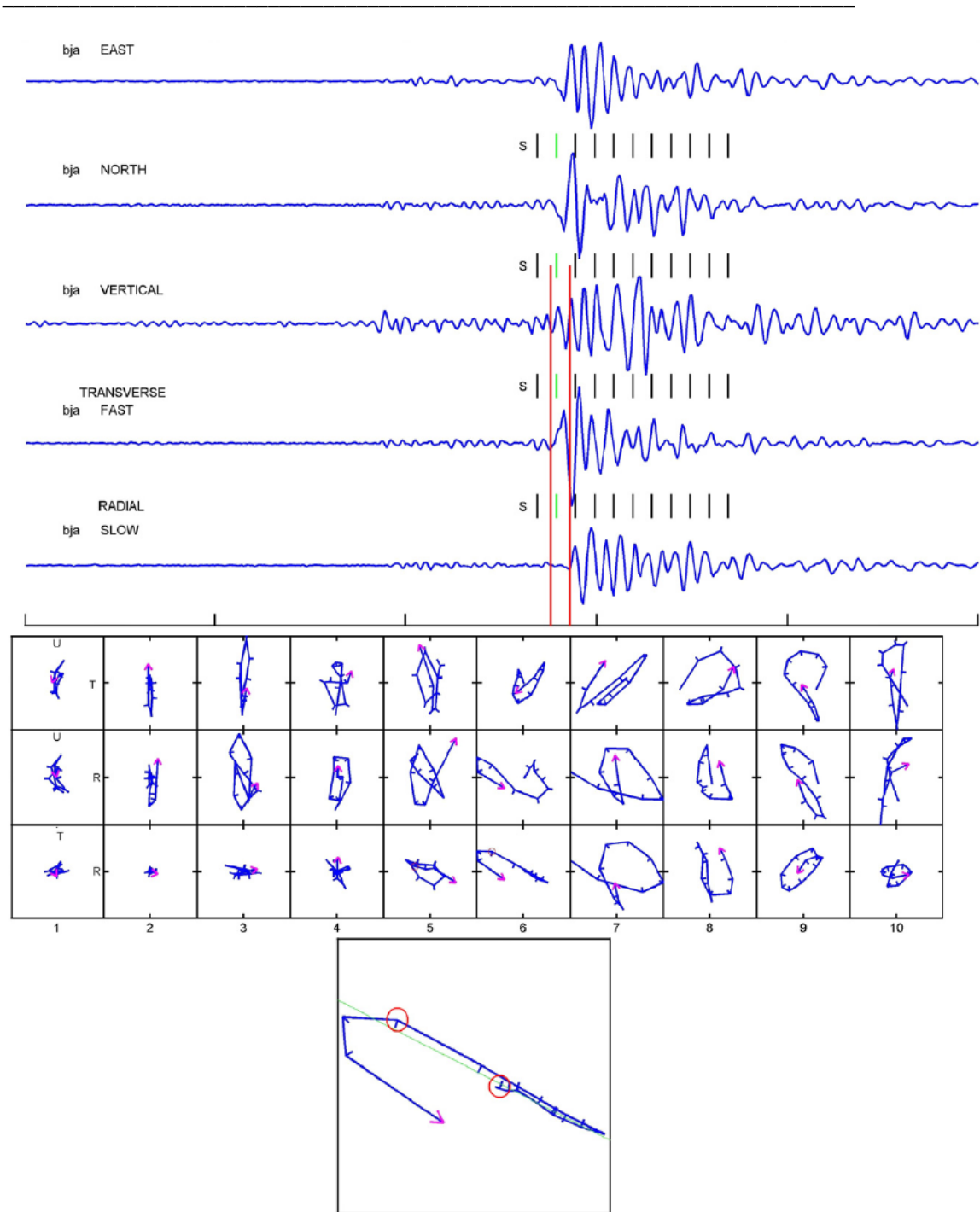


Figura 3.7.1 A manera de ejemplo se muestra un sismograma tipo en sus tres componentes, una vertical y dos horizontales en donde se realizaron sucesivas ventanas de tiempo para graficar el movimiento de partícula u Hodograma. El último renglón de ventanas corresponde a los hodogramas de las componentes 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

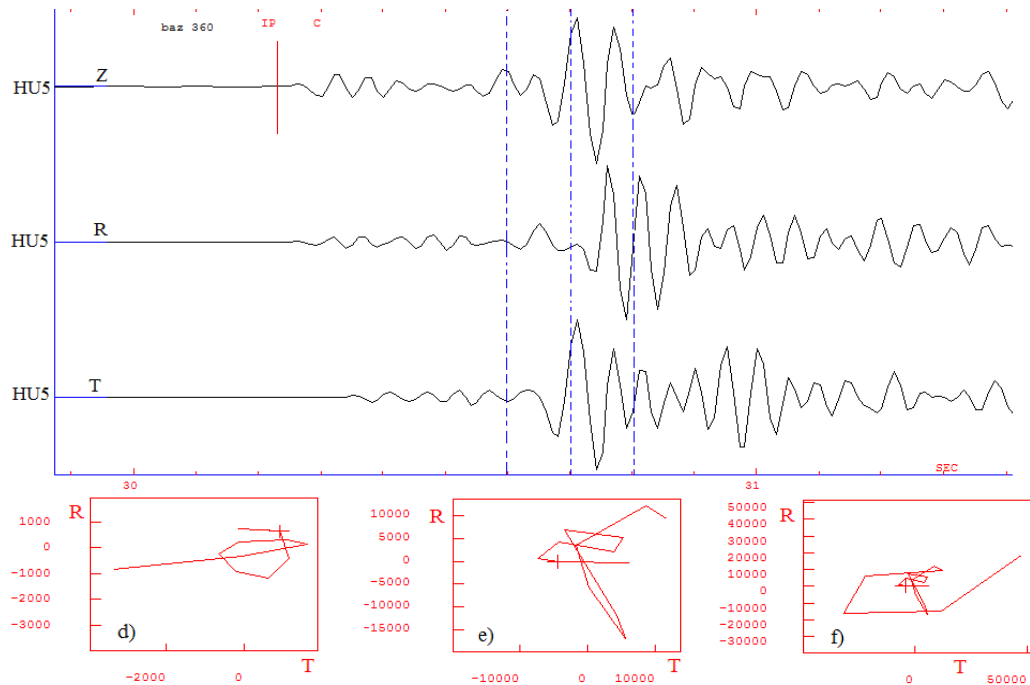


Figura 3.7.2 Registro sísmico de la estación HU5 muestra diferentes arribos de tiempo en las componentes horizontales Radial y Transversal. d). Hodograma de la primera sección de las líneas punteadas e) Hodograma de la siguiente sección f) Hodograma que abarca las dos secciones anteriores.

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.

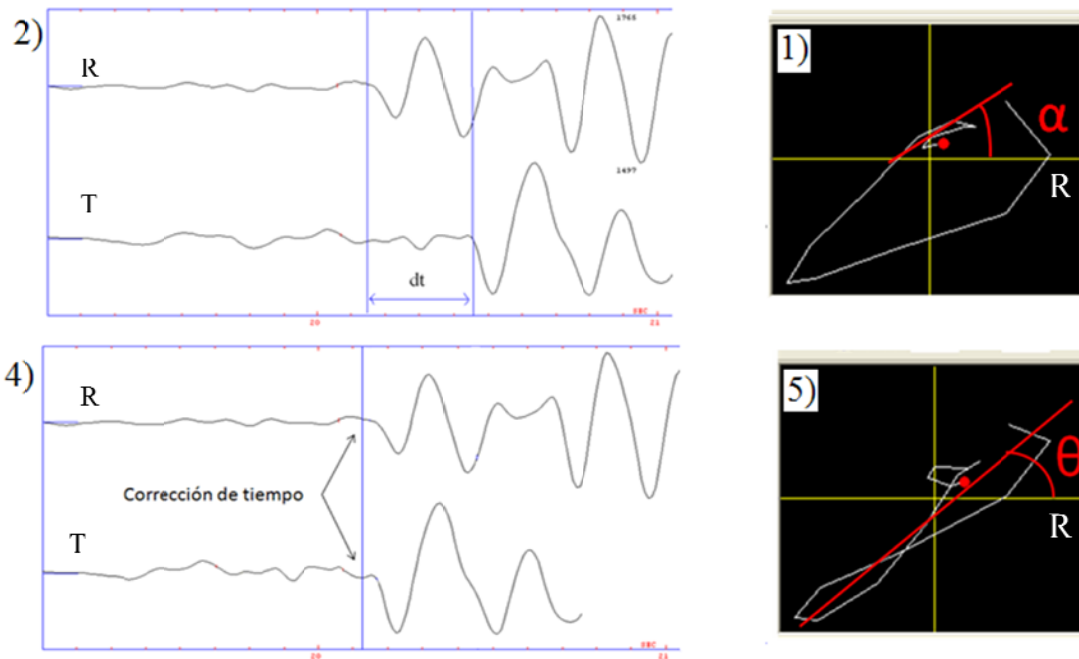


Figura 3.8. Metodología para obtener parámetros de anisotropía. 1) Ángulo acimutal (α) entre ondas S. 2) Rotación en α° de componentes horizontales. 4) Correlación cruzada y corrección de tiempo de retraso entre ondas S. 5) Rotación a las componentes N-E y medición del ángulo de polarización.

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).

CAPITULO 4

DISCUSION Y RESULTADOS

4.1 Resultados del análisis de parámetros

La sismicidad del campo geotérmico Los Humeros que se analizó para este trabajo está dividida en dos periodos, el primero de ellos comprende de 1997-2002 y el otro de 2004-2008. Como se explicó anteriormente, la distinción entre los periodos se debe al cambio de posiciones de las estaciones. Cada periodo está dividido, a su vez, en las zonas: Norte, Sur, Este, Oeste y Centro del campo. Esta última división se realizó para conocer la proveniencia de los sismos, ya que para este estudio de anisotropía es importante conocer el área barrida por las ondas de corte y determinar las posibles estructuras entre la fuente y receptor. La Zona Centro tiene más del 85% de los epicentros, por lo que los resultados estadísticos de polarización (θ) y retraso (δt) de ondas S se resumirán a la zona Centro. Figura 4.2.

A continuación se analizan los parámetros de anisotropía de la zona Centro que tendrá los valores más relevantes en este estudio de acuerdo a la metodología descrita en el Capítulo 3.

En la Tabla 4, se puede observar las características de algunos sismos: número de evento (N), fecha, coordenadas geográficas, profundidad (Z), número de estaciones (E), rms, Md, y las estaciones donde cada una muestra los valores de polarización de la onda qS1; a partir de ella se realizó el análisis estadístico de las estaciones. Adicionalmente se realizó una tabla para los retrasos de tiempo.

Tabla 1. Características de los sismos, N=numero de evento, fecha, coordenadas geográficas, Z=profundidad (km), E=número de estaciones, rms= error cuadrático medio, Md= magnitud de duración, y estaciones S01, S02, S03, S04, S05, S06 con su respectivo valor de polarización de onda qS1 (grados).

N	Evento	Lat.	Lon.	Z (km)	E	rms	Md	S01	S02	S03	S04	S05	S06
1	1997 1213 1104 53.1	19.686	-97.45	3.9	5	0	1	91	300	315	342	214	90
2	1997 1230 1614 44.3	19.686	-97.46	3.3	5	0.1	1.3	84	30		5	350	300
3	1997 1230 1709 24.5	19.686	-97.46	3.7	6	0.1	1.5	120	355	125	140	305	
4	1997 1230 1726 58.1	19.687	-97.45	2.8	6	0.2	1.7	60	255	57	330	20	160
5	1997 1230 1953 52.9	19.686	-97.45	2.9	6	0.2	1.9	60	200	190	-	-	-
6	1997 1230 2002 1.2	19.685	-97.46	2.8	6	0.1	1.6	58	35	330	260	25	253
7	1997 1231 0503 57.8	19.686	-97.45	3.4	6	0.1	1.9	150	210	147	327	20	60

4.2 Parámetro de polarización de la onda de corte qS1

En zona centro del campo Los Humeros del periodo 1997-2002 las direcciones de polarización de la onda qS1 para cada estación se muestran en diagramas de rosas Figura 4.1, las mayores amplitudes representan una mayor ocurrencia de polarización.

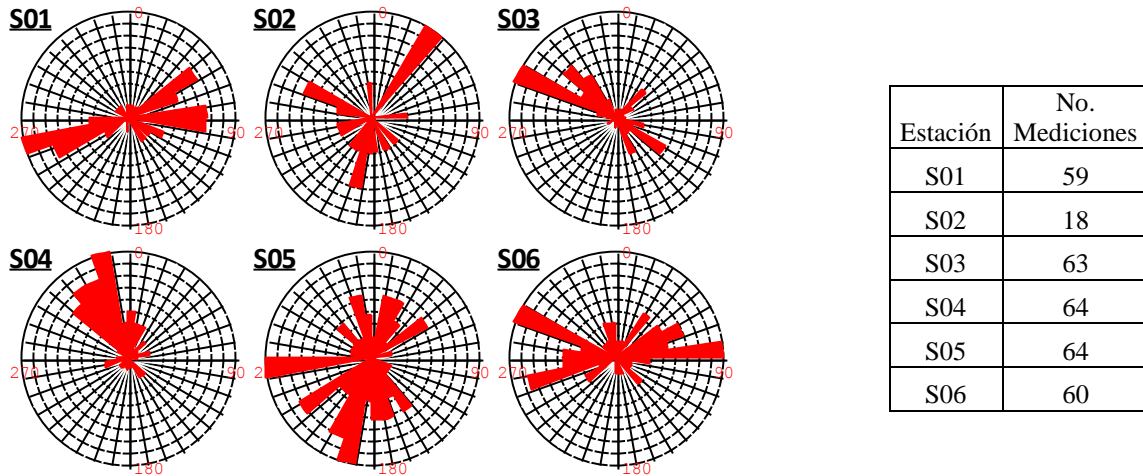


Figura 4.1 Diagramas de polarización de la onda qS1 obtenidos para cada estación sísmica. Los eventos provienen de la zona Centro del campo. A la derecha se muestra una tabla con el número mediciones de polarización por estación.

La Figura 4.2 muestra rosetas con polarización de la onda qS1 de 12 eventos localizados en la zona Centro de 2004-2008.; las estaciones HU5 y HU6 (antes S05 y S06) tienen casi los mismos valores debido a que no cambiaron de posición, las demás estaciones variaron de posición. Se observa que el número de eventos para este periodo se redujo debido, principalmente, a que muchos sismos no fueron localizados en 5 o más estaciones, por lo que se utilizaron algunos eventos mejor localizados en cuatro estaciones. Figura 4.3.

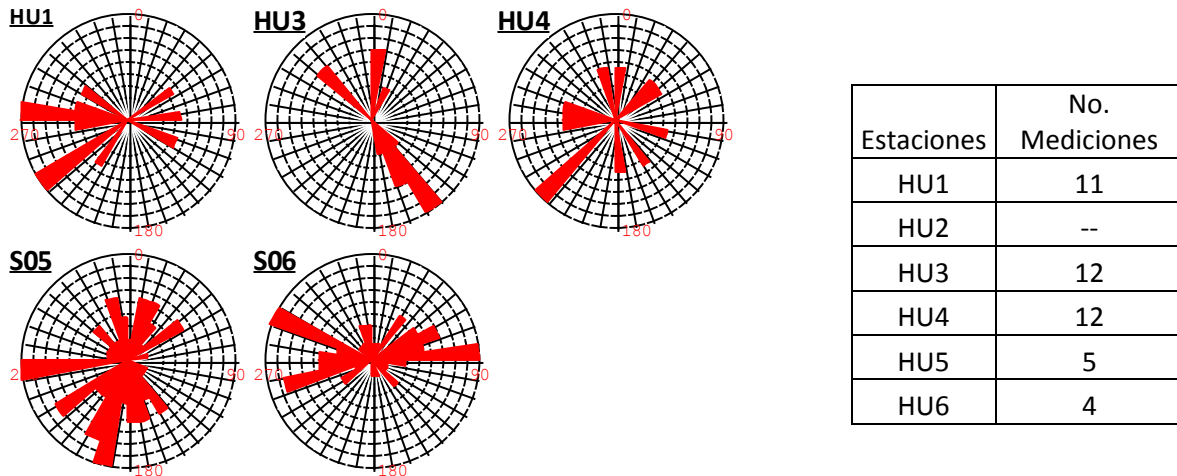


Figura 4.2. Las rosetas muestran las direcciones de polarización de la onda qS1 de cada estación. Los datos son 12 eventos que provienen de la zona Centro del campo para el periodo 2004-2008.

Observaciones:

En la estación S01 y HU1 (2do periodo), los esfuerzos se alinean aproximadamente en la dirección E-W y ligeramente NE-SW, posiblemente a causa de fracturamiento asociado a un sistema de esfuerzos de compresión dentro del Cinturón Volcánicos Transmexicano (Ferrari, 1994b, Suter, 1991, Cserna et al., 1988).

La estación S06 muestra polaridad preferencial casi E-W a causa de sistemas de fracturamiento coincidente en la dirección con la falla Las Papas.

-La estación S02, muestra dirección de polarización NE-SW coincidente con esfuerzos en todo el CVTM (Suter, 1991, Cserna, 1988). Sin embargo, la poca cantidad de datos no permite hacer una interpretación adecuada.

-La estación S05 presenta polaridad casi N-S como NE-SW. La primera se explicaría por el fracturamiento asociado a la falla Los Humeros, mientras la segunda se asocia a un sistema de esfuerzos regionales NE-SW a lo largo del CVTM (Suter, 1991, Cserna, 1988).

-Las estaciones S03 y S04, del primer periodo, tienen polarizaciones preferenciales NW-SE, contraria a los esfuerzos regionales posiblemente asociados a las fallas La Antigua y Malpaís. Para el segundo periodo, la estación HU3 tiene la misma polaridad, en cambio la estación HU4 relocalizada en el Centro del campo, cambia de polaridad a NE-SW en dirección de fallas en esta misma dirección.

-Las polarizaciones en las estaciones se correlacionan con la tectónica del lugar, en dirección de las fallas. Las estaciones S01, S06 y S05 tienen una tendencia NE-SW coincidente con esfuerzos regionales y las estaciones S03 y S04 muestran una tendencia NW-SE perpendicular a las primeras.

Lo anterior indica que el sistema de esfuerzos regionales NE-SW mencionados por Ferrari et al., 1994b y Cserna, 1988 tienen influencia en esta parte del Cinturón Volcánico Transmexicano y las polarizaciones de las ondas de corte qS_1 serían evidencia de éstos esfuerzos. Mientras que perpendicular a dichos esfuerzos se crean los pares conjugados de fallas.

De acuerdo a la hipótesis de la anisotropía de dilatación extensiva (EDA) por Crampin, (1978) sugiere que la anisotropía en los humeros, es causada por fallas, fracturas y microfracturas alineadas por los esfuerzos máximos horizontales de compresión.

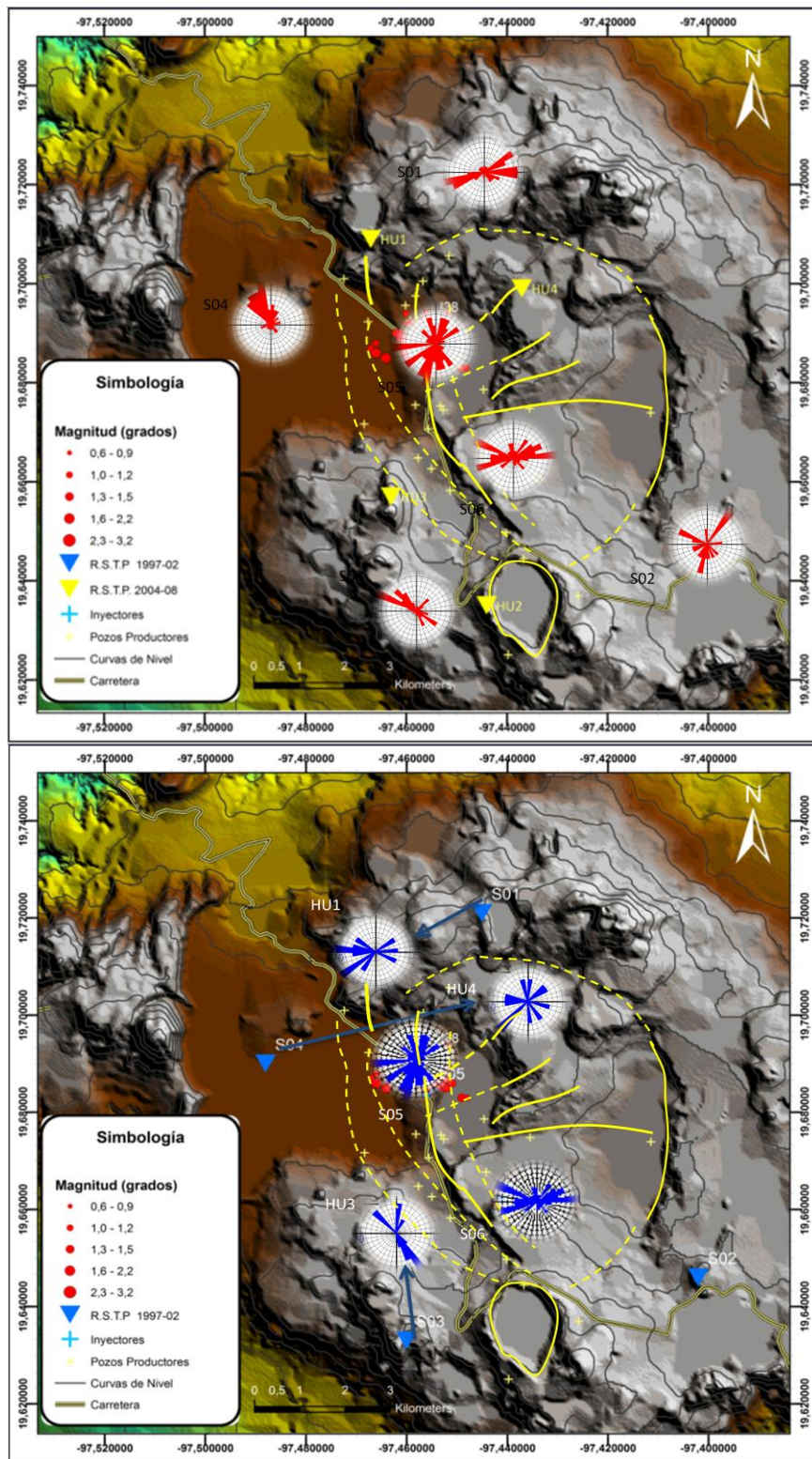


Figura 4.3. En este mapa digital de altitud, se muestran: Arriba. Las polarizaciones de onda qS1de las estaciones para el primer periodo 1997-2002. Abajo, el mismo mapa con las polarizaciones del periodo de 2004-2008. Se muestran demás con flechas el desplazamiento de las estaciones HU1, HU3 y HU4 mientras que la HU5 y HU6 no cambian de posición, la HU2 no figura al presentar poca información.

La Figura 4.4, muestra una propuesta de zonificación de fallas y fracturas, es decir, áreas en donde puede haber la misma dirección de fallas, fracturas y esfuerzos.

En la zona color rosa, las estaciones S04, S03 y HU3 indican polarización preferencial NW-SE. Al norte, la estación S01 en sus dos periodos muestra otra zona en color amarillo con dirección preferencial casi E-W y, adicionalmente la estación S06 muestra una clara tendencia en la misma dirección. Al centro del campo las estaciones S05 y HU4 presentan dirección NE-SW, al igual que la estación S02.

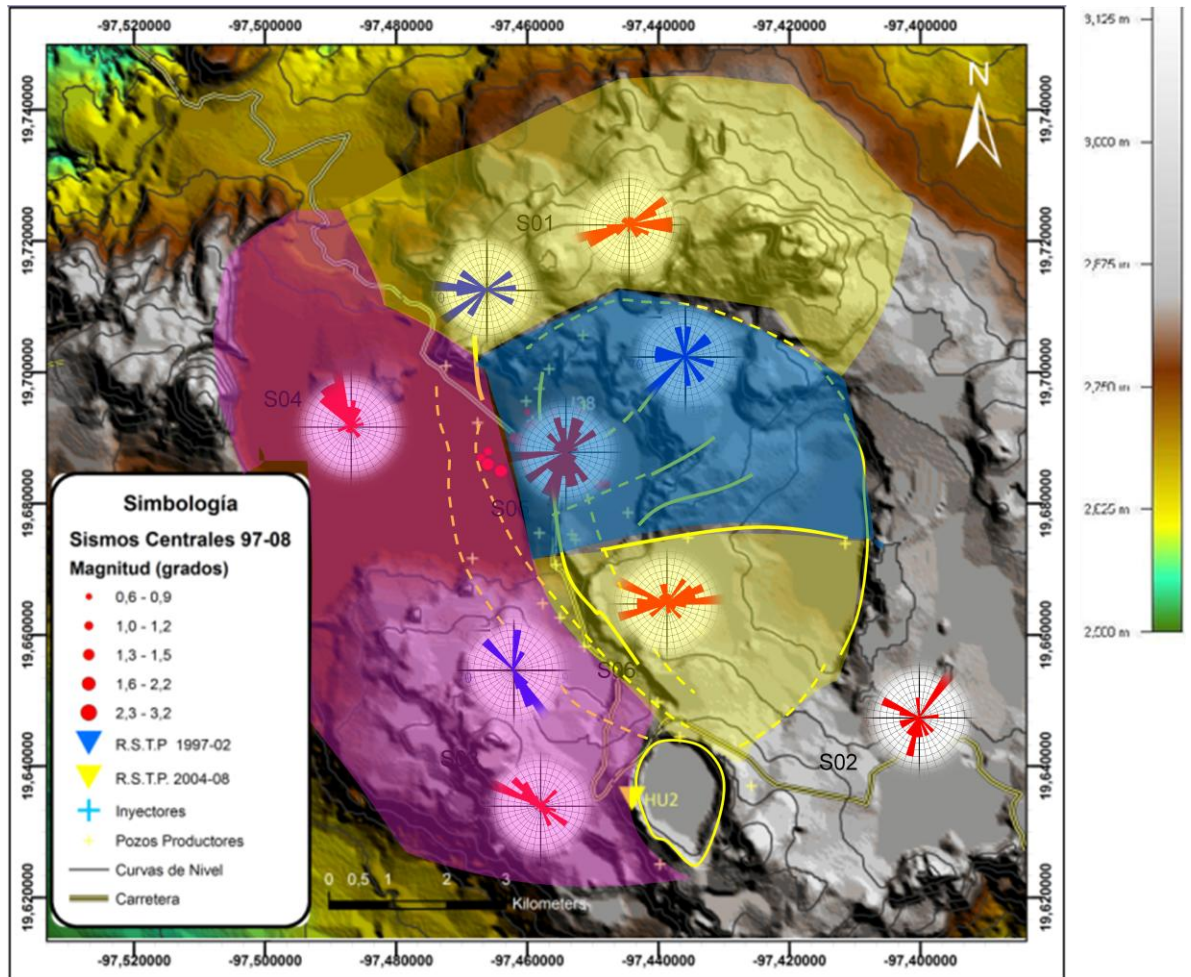


Figura 4.4 Mapa de elevación que muestra la zonificación de fallas, las áreas del mismo color son una propuesta de las direcciones predominantes de las fallas y fracturas, en rosa la dirección preferencial sería NW-SE, en azul NE-SW y en amarillo E-W.

Como se puede observar en el mapa, la zona color rosa indica un fracturamiento (y, por lo tanto, de polaridad de onda qS1) en dirección preferencial NW-SE. La zona se delimita, al Este, por la falla Malpaís y La Antigua, al Sur, por la Caldera Xalapasco, al Norte, por la falla La Cuesta, que tiene dirección N-S, y al Este por la el colapso Los Potreros que delimita mediante fallas en este colapso exterior.

La zona en color azul (dirección NE-SW) ocupa el centro del campo geotérmico y está limitado al Este por el colapso Los Potreros, mientras que al sur se limita por la falla Las Víboras que es donde cambia la dirección de fracturamiento y finalmente ésta zona está limitada en el occidente por la falla La Antigua que a su vez es el límite de la zona color rosa.

En color amarillo se muestran en dos zonas en el campo Los Humeros: al Norte (estaciones S01 y HU1) que es coincidente con esfuerzos mencionados por Ferrari que indica que hay esfuerzos E-W en esta parte del CVTM y en cuando a la zona Sur (estación S06), esta polarización está implicada con la presencia de la falla Las Víboras y fracturamiento asociado a ésta dirección.

Podemos concluir que el campo Los Humeros, al estar al Oriente del CVTM está influenciado por esfuerzos en dirección E-W, (estaciones S01, HU1) de acuerdo a Ferrari, 1994b. Por otro lado Suter, 2001 y Cserna et al., 1988 encontraron esfuerzos de compresión en varias zonas del CVTM son NE-SW que se observa en la caldera los Humeros (S05 y HU4 y posiblemente S02) en la zona centro en color azul, finalmente estos esfuerzos tectónicos generan fallas y fracturas paralela y también de manera perpendicular que se manifiestan al Este del campo (estaciones S04, S03 u HU3).

4.3 Tiempos de retardo de las ondas qS1 y qS2

El tiempo de retardo qS1-qS2 (δt) de las ondas de corte representa el grado de anisotropía de una zona barrida por estas ondas S. El retraso de las ondas es un fenómeno acumulativo, mientras mayor sea la longitud que atraviese la onda S del cuerpo anisótropo, mayor será la separación de las ondas qS1 y qS2. La separación se conserva durante todo el viaje de las ondas. (Crampin y Booth, 1989)

La dificultad de interpretar este parámetro es que se desconoce del ángulo con el que incida en el medio anisótropo (con incidencia normal la separación es máxima y perpendicular es mínima), así como de otros factores físicos del cuerpo que afectan el grado de anisotropía como: la densidad de los materiales, densidad de fracturas y poros, contenido de fluidos, etc.

Las siguientes gráficas Figura 4.3.2 se muestran el tiempo de retraso entre las ondas qS1 y qS2 de los sismos del periodo de 1997-2002.

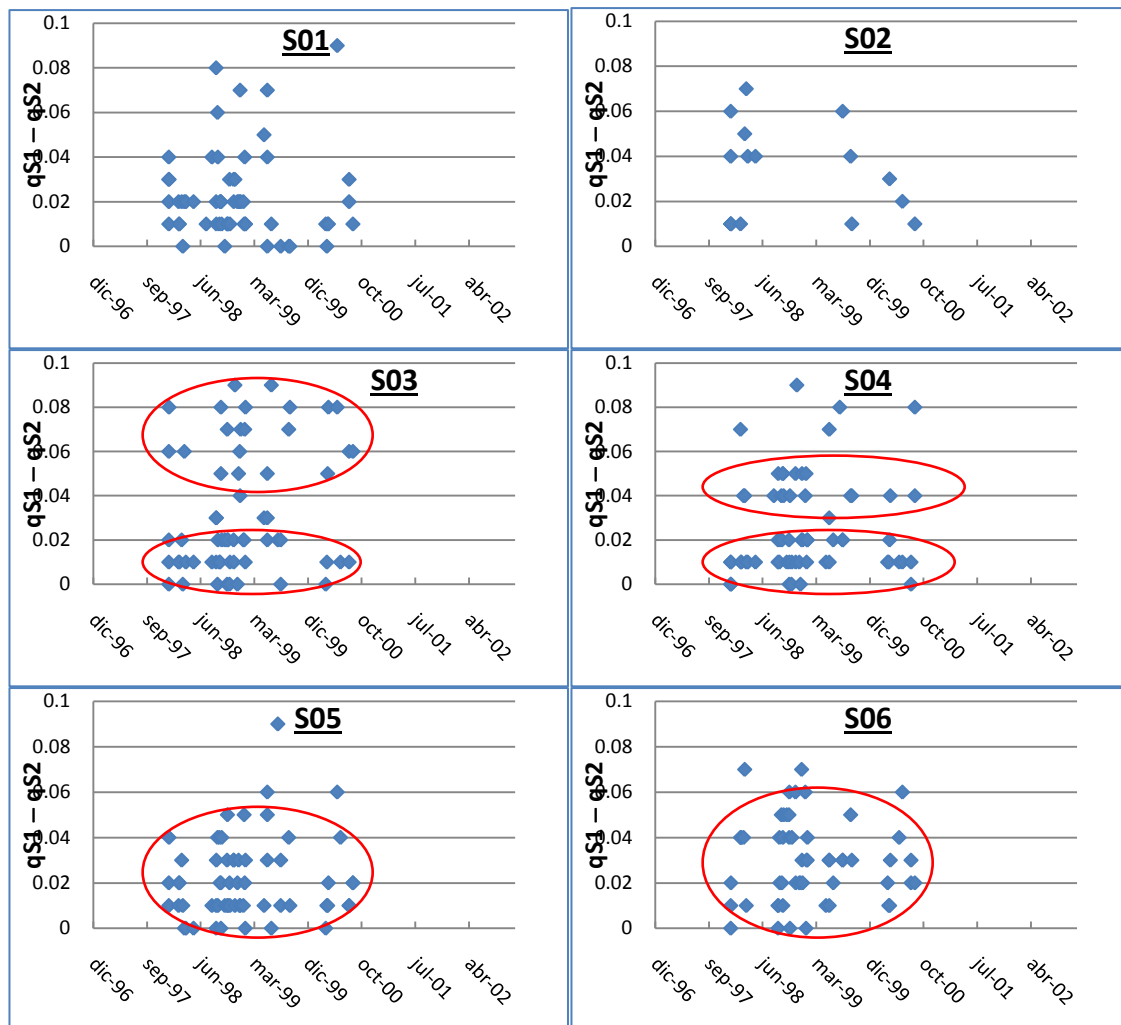


Figura 4.3.2. Graficas de tiempo de retardo (qS2-qS1) contra tiempo (mes-año) del las estaciones de la zona Centro del periodo 1997-2002. Se observan épocas de mayor sismicidad (abscisas) y rango de mayor retrasos de tiempo (ordenadas). En círculos rojos las principales acumulaciones que indican zonas de anisotropía. Las elipses muestran zonas de anisotropía.

Para el periodo 2004-2008, se realizó el mismo análisis de las gráficas de retraso entre ondas qS1 y qS2 contra tiempo de los eventos (mes-año). Figura 4.3.3

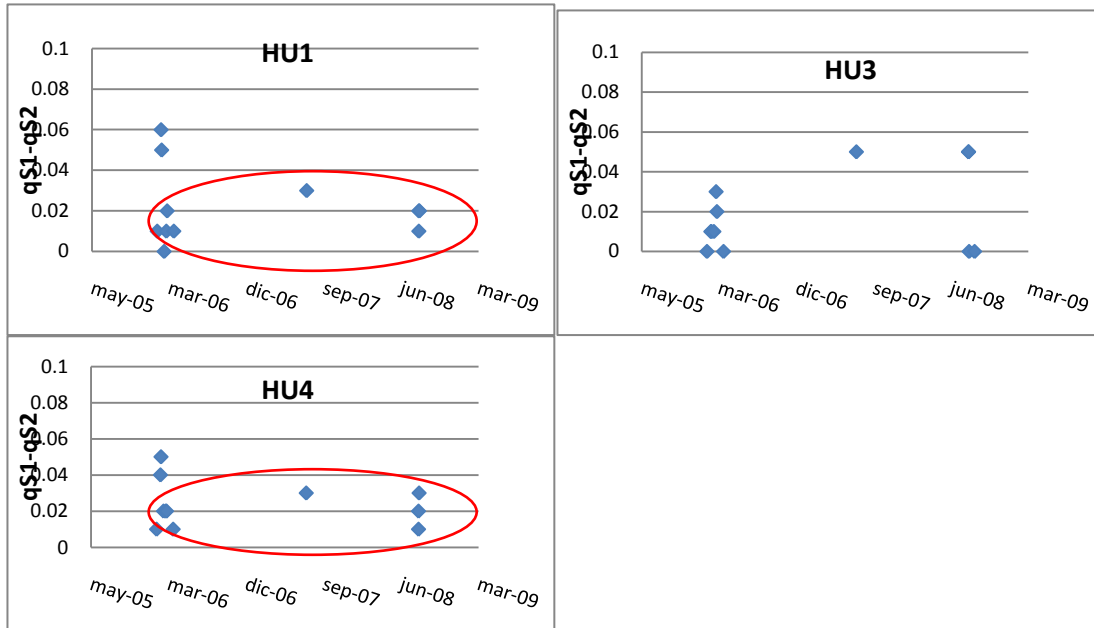


Figura 4.3.3. Gráficas de tiempo de retardo ($qS2-qS1$) contra tiempo (mes-año) de las estaciones de la zona Centro del segundo periodo (2004-2008). Se muestran épocas de mayor sismicidad (abscisas) y rango de mayor retraso de tiempo (ordenadas).

El número de eventos para este periodo se redujo respecto al anterior, por lo que se observa poca información para realizar una interpretación estadística, sin embargo se puede observar que los valores de la mayoría de las estaciones se detectan a finales 2005 e inicio de 2006.

Observaciones:

- a) Las estaciones S03 y S04 presentan dos intervalos de retraso, es decir, dos posibles zonas de anisotropía, la primera muy pequeño entre [0.0-0.02] que se interpreta como un volumen de anisotropía de poco espesor o un bajo grado de anisotropía, el otro conjunto de valores [0.05 - 0.09] indica una zona de mayor espesor o grado de anisotropía por que la diferencia de las ondas S aumenta.
- b) Los valores de las estaciones S01, S05 y S06 lo único que indican es que presentan una sola zona de anisotropía entre los valores $qS1 - qS1$ de [0.01-0.05].

4.4 Graficas de S-P

El valor S-P es la diferencia de tiempo entre los arribos de la onda S respecto a la onda P de los eventos localizados. El tiempo S-P aumenta a medida que la fuente tiene una mayor distancia de la estación.

En las siguientes gráficas S-P vs Polarización (θ) la acumulación de los datos indican que los eventos provienen de la misma zona, de un volumen confinado, es decir, mientras los valores S-P indican la distancia, los valores de polarización (θ) están concentrada alrededor de un valor que indique la dirección preferencial (García, 2006).

Las gráficas de la Figura 4.4.1 muestran valores acotados de polarización (θ) entre $[0-180^\circ]$ y no valores acimutalmente de $[0-360^\circ]$. El motivo de mostrar así las gráficas es para evitar observar dos zonas aparentes de polarización en las graficas de dispersión. Figura 4.4.

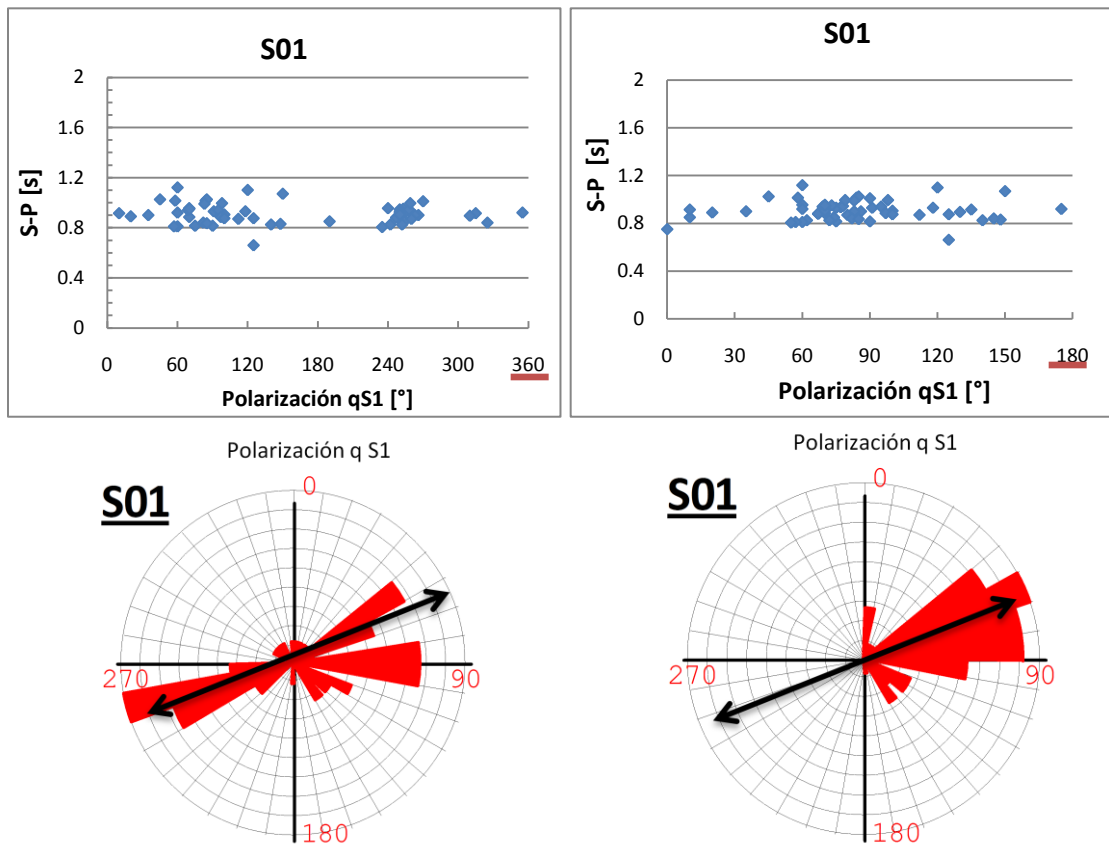


Figura 4.4. Izquierda. La gráfica de dispersión de datos y la roseta de la estación S01 tienen valores acimutales de polarización entre $[0-360^\circ]$, la grafica de dispersión muestra dos zonas $70^\circ-90^\circ$ y 250° , sin embargo los valores están separadas a 180, en la roseta se observa claramente la polarización preferencial. Derecha. Se observa que restando los 180° a los valores la dirección de polarización qS1 se mantiene en una sola zona, la roseta muestra valores entre $[70^\circ-90^\circ]$.

Con las modificaciones anteriores los valores de polarización se encuentran confinados en una sola zona Figura 4.4 además de que se tienen una mejor visualización en ambas tipos de gráficos.

Los valores de polarización qS1 contra S-P de cada una de las estaciones para el periodo de 1997-2002 se muestran a continuación.

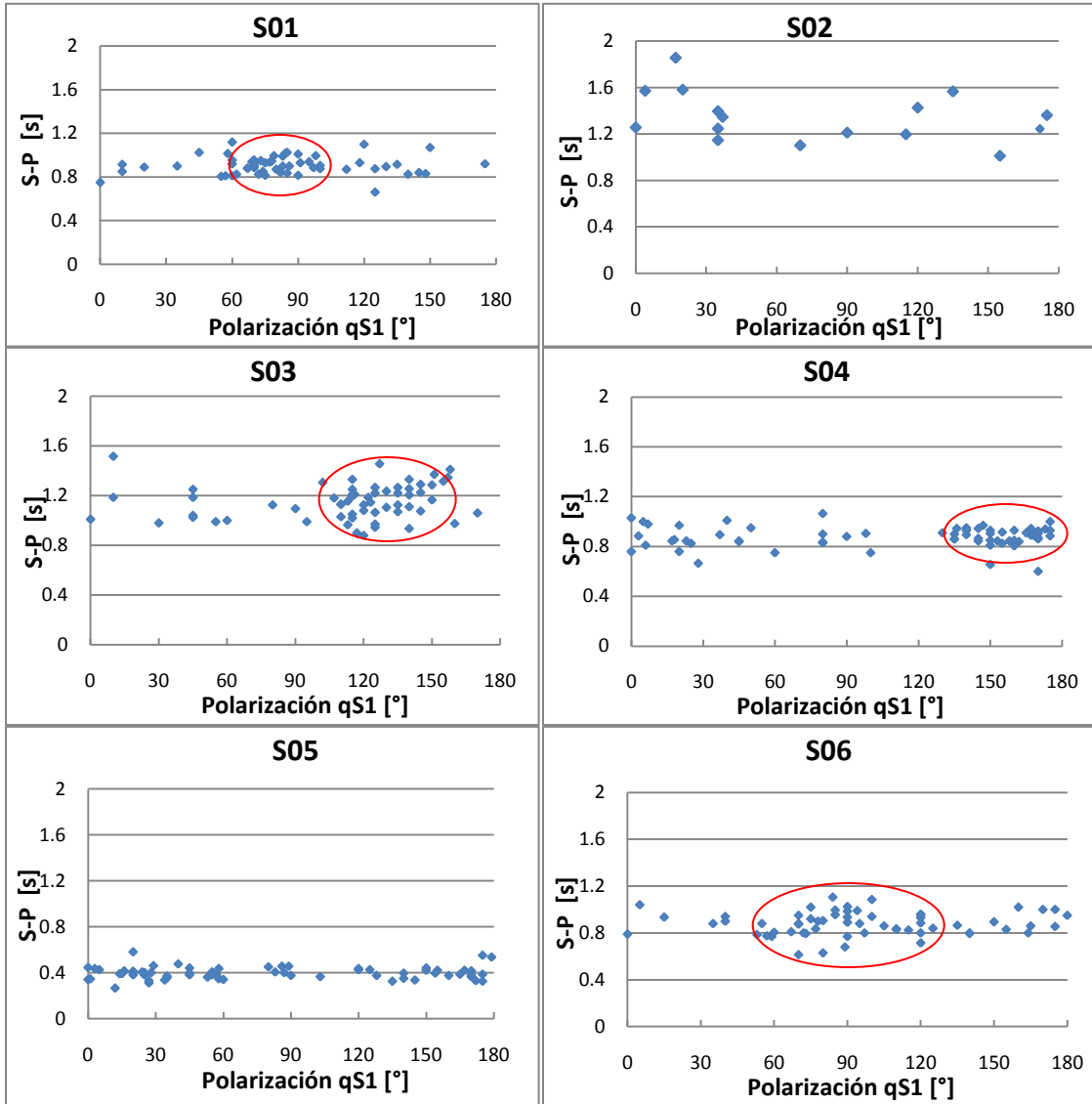


Figura 4.4.1. Las gráficas de polarización qS1 (θ) contra S-P de las estaciones del periodo 1997-2002 muestran valores más agrupados en el eje S-P que el de polaridad (θ). Los valores de S-P están asociados a la distancia y profundidad. Las elipses muestran la mayor concentración de datos. La polarización de las estaciones S05 y S02 se aprecian mejor en graficas de roseta.

El mismo análisis se realizó con los sismos del periodo 2004-2008, el rango de los valores es el mismo que el del periodo anterior. Se observa una menor cantidad de datos.

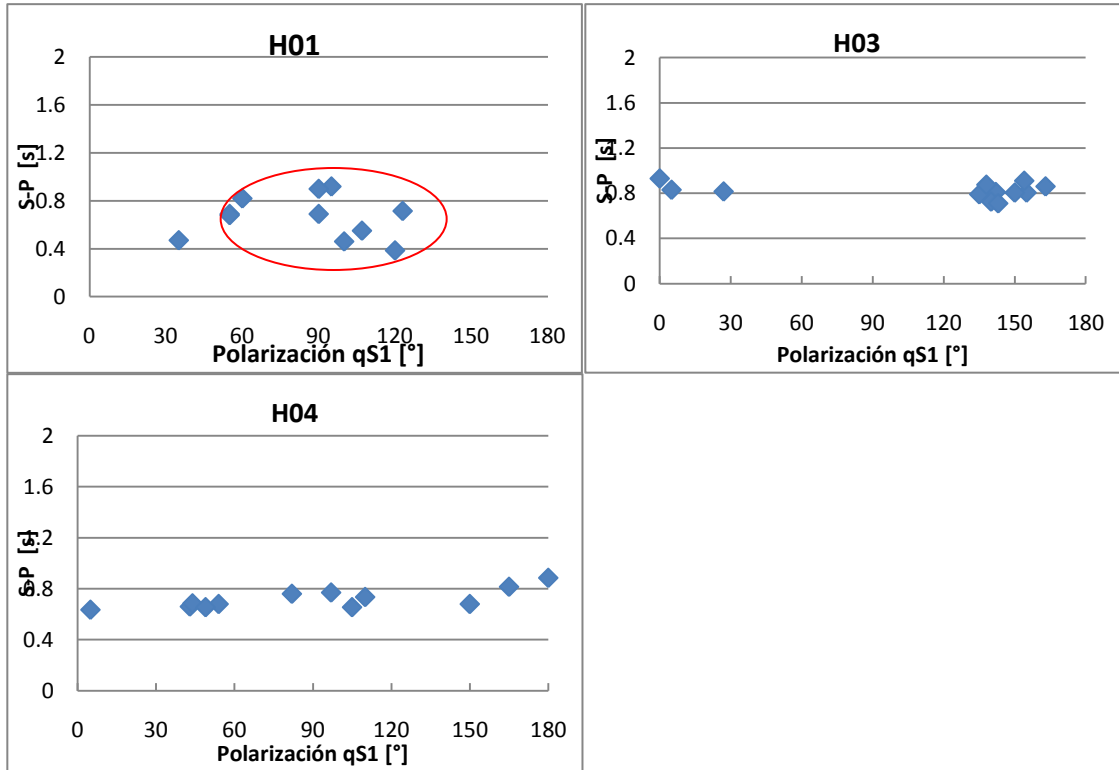


Figura 4.4.2 Gráficas de polarización qS1 (θ) contra S-P del periodo 2004-2008 muestran valores más agrupados en la S-P que la polaridad (θ).

Observaciones:

De acuerdo con los valores de polarización (θ) y el retraso de tiempo se puede determinar que las ondas provenientes de un mismo lugar, tienen una dirección particular en cada estación relacionada con elementos estructurales como las fallas y fracturas.

Estas gráficas son otra manera de visualizar la polarizaciones de la onda qS1 de las estaciones que hasta ahora ha sido el parámetro más representativo para la interpretación de la dirección de fracturas y fallas (Figura 4.4) y al graficarlo con la diferencia de tiempo de ondas S-P permite visualizar de otra manera la presencia de cuerpos anisótropos entre la fuente y las estaciones.

4.5 Esfuerzos tectónicos del Cinturón Volcánico Trasmexicano (CVTM)

El régimen de esfuerzos presentes en la Cuenca del Valle de México y en el campo Los Humeros parece estar relacionados según el análisis de fracturamiento y esfuerzos dentro del Cinturón Volcánico Trasmexicano.

Entre las principales causas de esfuerzos horizontales dentro del Cinturón Volcánico Mexicano se encuentran las propuestas de Cserna et al., (1988) y Suter, (1991).

Cserna et al., 1988, sugiere que el campo de esfuerzos regionales en el Cinturón Volcánico Trasmexicano tiene dirección NE-SW producto del cabalgamiento de la placa Norteamericana sobre la placa de Cocos y la placa Rivera. Este movimiento induce sistemas de fallas y fracturamiento principalmente en dirección NE-SW en el CVTM. Figura 4.5.

Sutter, (2001), propone que la zonas occidente y centro del CVTM está expuesto a esfuerzos distensivos casi N-S mientras que la parte Oriental, cerca del campo Los Humeros, hay esfuerzos E-W son menos evidentes. La causa de dichos esfuerzos, de acuerdo con Suter et al (2001) es que la parte central está colapsando por una compensación isostática por su alta elevación y además en esta parte central la corteza es más delgada (30-40km) que la parte Oriental (40-50km).

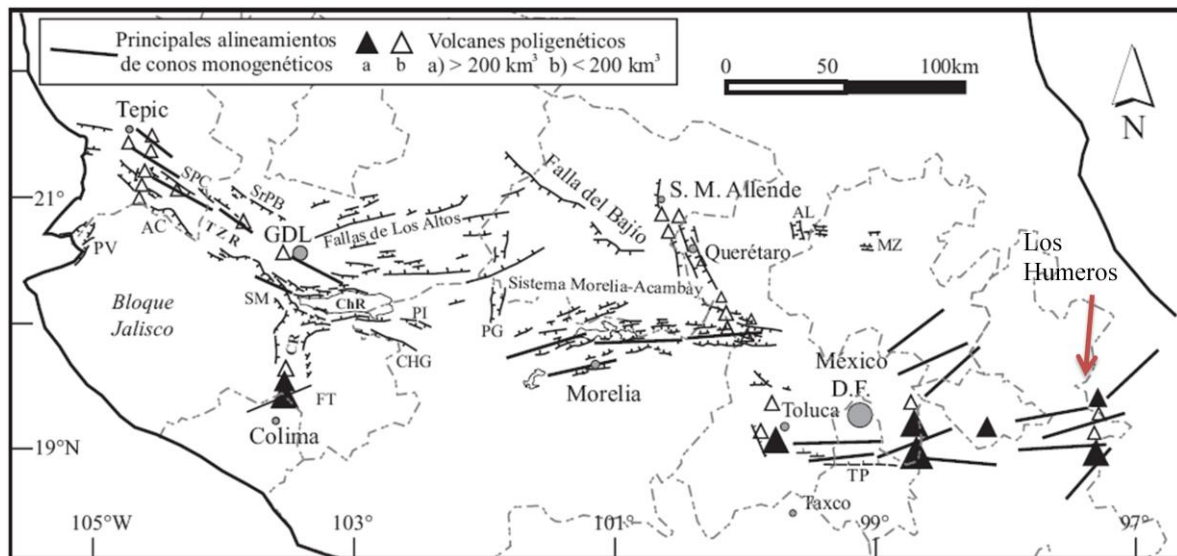


Figura 4.5. Cinturón Volcánico Trasmexicano donde se muestra fracturamiento preferencial NE-SW y NE-SW en gran parte del CVTM. (Gomez-Teuna et al., 2005).

CAPITULO 5

CONCLUSIONES

Los datos seleccionados para el análisis de anisotropía son eventos sísmicos registrados en cinco o más estaciones con errores de profundidad menor a 2 km y provenientes de la zona Centro del campo con el fin de tener polarización (θ) y retrasos (δ) de la misma zona. El análisis de datos se realiza en dos periodos: de 1997-2002 y de 2004-2006 debido al cambio de localidad de algunas estaciones sísmicas.

Mediante el análisis del fenómeno de birrefringencia o doble de refracción de las ondas de corte de los eventos sísmico, se detectaron tres zonas de anisotropía con diferentes direcciones dentro el campo geotérmico Los Humeros, Puebla:

1. La dirección NE-SW 30°, detectada por las estaciones S05 y HU4 en el centro del campo geotérmico, coincide con los esfuerzos regionales estudiados por varios autores (ver sección 4.5). La teoría de la EDA (Anisotropía de Dilatación Extensiva, por sus siglas en inglés de Crampin, 1985a) confirma que las polaridades coinciden con los esfuerzos de compresión máxima.
2. La dirección casi E-W (NE-SW 85°), es detectada en las estaciones S01, HU1 y S06. Las dos primeras al Norte del campo y la S06 en el Centro del campo; ésta última zona presenta una complejidad estructural debido a que en una parte muestra estructuras en dirección NE-SW (casi N-S como la falla Humeros) y E-W (falla Las Papas y Víboras).
3. La dirección NW-SE 45°, detectada en las estaciones S04, S03 y HU3 coincide con las fallas Malpaís y La Antigua, lo que sugiere que la polarización de la onda $qS1$ analizada, se rige por fracturamiento asociado la dirección éstas fallas.

-La zonificación del fracturamiento se realizó a partir de las tres direcciones de anisotropía mencionadas anteriormente. Los límites de cada zona son fallas inferidas y observadas en superficie donde el sistema de esfuerzos cambia según sentido de las fracturas.

REFERENCIAS

- Arellano, M., García, A, Barragán M.R., Izquierdo, G., Aragón, A., y Pizano, Arturo., 2000. Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros. Boletín Instituto de Investigaciones Eléctricas-Comisión Federal de Electricidad, pp 450.
- Arellano, V.M., García, A., Barragán, M. R., Izquierdo, G., Aragón, A., Nieva, D., Portugal, E. y Torres, I., 1998. Desarrollo de un modelo básico actualizado del yacimiento geotérmico de Los Humeros, Pue. Informe IIE/11/11459/I01/F, Instituto de Investigaciones Eléctricas-Comisión Federal de Electricidad, Cuernavaca, 1998, 450 p.
- Antayhua, Y. y Lermo, J., 2007. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros-Puebla (1997 -2004), su relación con los pozos y la tectónica local. Instituto de Geofísica. Tesis de Maestría.
- Babuska, V. y Cara, M., 1991. Seismic Anisotropy in the Earth. London. Kluwer Academic Publishers Boston. Modern Approaches in Geophysics. Volumen 10.
- Barragán, M. R., 1988. Cambios químicos en fluidos de pozos del campo geotérmico de Los Humeros: Evidencia de recarga profunda. Revista Mexicana de Geoenergía.
- Barragán, M. R., Santoyo E., Nieva, D., Portugal, E. y Verma M. P., 1988. Caracterización de yacimientos geotérmicos por medio de la determinación de parámetros físico-químicos, Informe IIE, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, 1988, pp 250.
- Bowmann, R.J. and Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper mantle wedge above the Tonga subduction zone, Royal, astr. Soc. Geophys. Journal, Vol. 76, pp. 89-111.
- Campos-Enríquez, J.O., Arredondo-Fragoso J.J. 1992. Gravity of Los Humeros caldera complex, Mexico Structure and associated geothermal system. Journal of Volcanology Geothermal Research, Vol. 49, pp 69-90.
- Cedillo, F., 1997. Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Comisión Federal de Electricidad-Gerencia de Proyectos Termoeléctricos, Residencia Los Humeros. Informe HU/RE/03/97.
- Cedillo, F., 2000. Hydrogeological model of the geothermal reservoirs from Los Humeros, Puebla, México. Proceeding World Geothermal Congres. Kyushu-Tohoku, Japan, May 28-June 10.
- Chen T, C., Booth D.C. y Crampin, S., 1987. Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault -III. Observations of temporal changes. Geophys. J.R. astr. Soc., Vol. 91, pp. 287-311.

COMESA, 1998. Informe sismológico final (Vibrosismo). Sísmica 2D. Campo geotérmico de Los Humeros. Informe: RHU-002/98.

Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, Vol. 53, pp. 467-496.

Crampin, S., 1985a. Evaluation of Anisotropy By Shear-Wave Splitting. *Geophysics*, Vol.50, No.1.

Crampin, S. and Robert, G. 1986. Shear-wave polarization in hot dry rock geothermal reservoir: Anisotropic Effect in Fractures. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci & Geomech.* Vol. 4, pp 291-302.

Crampin, S., 1987b. Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy, *Nature*, num. 328, pp. 491-496.

Crampin, S, and D.C, Booth, 1989. Shear-wave splitting showing hydraulic dilation of pre-existing joints in granite. *Scientific Drilling.* Vol.1, pp 21-26.

Crampin, S. and Lynn, H. B., 1989. Shear-wave VSPs: a powerful new tool for fracture and reservoir description, *J. pet. Tech.*, Paper No. 16866, Vol. 3, pp. 283-28.

Crampin, S. and Lovell, J., 1991. A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: What does it mean? What use can we make of it? And what should we do next? *Geophys. J. Int.*, 1991, Vol. 107, pp. 387-40.

Cserna, Z., de la Fuente, M., Palacios, M., Triay, I., Mitre, M., Mota, R., 1988, *Estructura, Geología, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, Vol. 104, p. 71.

Dix, C. H., 1995. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics.* Vol. 20. pp.68-86.

Duncan P. M., 2005. Passive Seismic: Something Old, Something New. AAPG online version. *MicroSeismic Inc.* No. 40153.

Fang K., and Brown, R. J., 1996. A new algorithm for the rotation of horizontal components of shearwave seismic data: *CREWES Research Report*, Vol. 8, pp 12.1-12.14.

Farnell G.W, 1978. Types of properties of surface waves, in *Acoustic Surface Waves, Topic in Applied Physics*", Springer Verlag, Berlin. Vol. 24.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G. y Tibaldi, A., 1994b. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligoceno to Recent. *Geofísica Internacional.* Vol 33, pp. 91-105.

García-Palomo, A, J.L. Macías, G. Tolson, G. Valdez y J.C. Mora., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*. Vol. 41 Num. 2. pp 18.

García, M., 2006. Aprovechamiento de Microsismicidad Inducida en Cuencas Petrolera. *Rev. Colombiana*. Vol.38 No.1.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L. Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana., 2005. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana*. Tomo LVII, número Vol. 3, pp. 227-285.

González E. M., 1999. Estudio sismológico en al región del valle de Mexicali-Imperial: Parámetros de fuente, Simulación de movimientos fuertes y Anisotropía Sísmica. CICESE. Ensenada, BC. Tesis Doctoral.

Havskov, J., 1982. The earthquake swarm of February 1981 in Mexico City, *Geofísica Internacional*, Vol. 21-2, pp. 157-175.

Havskov, J. and Ottemoller, L., 2003. SEISAN. The earthquake analysis software Versión 8.0. Preliminary. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen Bergen, Norway.

Hurtado, A., 2001. Mecanismos focales y modelamiento (CMT) del sismo del 1ro de julio de 1999, campo geotérmico de Los Humeros. Informe Interno del Instituto de Ingeniería.

Janek, M., 2007. Estudio de anisotropía sísmica y su relación con la tectónica de Baja California. CICESE. Ensenada, BC. Tesis Doctoral.

Kaneshima, E.R., 1989. Analysis of Split share-waves observed above cristal and uppermost mantle earthquakes beneath Shikoku, Japan; *Geophys. Res*, Vol. 94, pp. 14077-14092.

Lee, W., Bennet, R. y Meagher, L., 1975. A method for estimating magnitude of local earthquake from signal duration. U.S.G.S. Open file report.

Levin, V., and Park, J., 1998. P-SH Conversions in Layered Media with Hexagonally Symmetric Anisotropy: A Cookbook, *Pure Appl. Geophys.*, 151, 669-697.

Lermo, J., Guerrero, J., Soto, J., Machorro, G., 1999a. Procesado e interpretación de datos sísmicos de la red sismológica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Memoria del XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Veracruz, México. pp. 127-136.

Lermo, J., Havskov, J, y J. Soto, 2001. Sistema de información sismotelemétrica de México (SISMEX). Veintisiete años de servicio, Memorias Técnicas del XIII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Guadalajara, Jal. México, Octubre 31-Noviembre 3.

Lermo, J., Soto, J., Lorenzo, C., Mijares, C., y Flores, J., 2002. Estudio de la sismicidad del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla Fase III. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Departamento de Exploración. Informe Técnico: DEX-HU-02/01.

Lermo, J., y Lorenzo, C., 2003. Calibración del equipo electrónico de la red sísmica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Departamento de Exploración. Informe Técnico: DEX-HU-00/2003.

Lermo J., Lorenzo, C., Espitia, G., y Antayhua, Y. 2005. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Instrumentación y operación de la Red Sismológica. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Departamento de Exploración. Informe Técnico: GF-HU-01-05.

Lermo, J., Antayhua, Y. 2007. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla 1994-2004, su relación con los pozos y la tectónica local. Instituto de Geofísica. Tesis de Maestría.

Lermo, J., Y. Antayhua, L. Quintanar y C. Lorenzo, 2008. Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I. Revista Mexicana de Geoenergía ISSN0186-5897.

Lorenzo, C. 2002. Reporte de la actividad sísmica registrada en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla durante el periodo enero 2001-abril 2002. Informe Interno. Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Residencia de Estudios, C.F.E. 20p.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. QR of RTRI. pp. 25-33.

Nur, A., and Simmons, G., 1969. Stress-induced velocity anisotropy in rock: An experimental study: J. Geophys. Res., Vol. 74, pp. 6667-6674.

Macbeth C. and Crampin, S. 1991. Processing of Seismic Data in the Presence of Anisotropy. Geophysics Vol. 56, pp. 1320-1330.

Ping, H., Gao, Y., Crampin, S. 2008. An Expert System for measuring shear-wave splitting above small earthquakes. ESEVIER. Scotland, UK. Computers & Geosciences, Vol. 34, pp 226-234.

Ponce L. y Rodríguez C. 1977. Microearthquake activity associated to Los Humeros caldera, Mexico: Preliminary survey. Geofísica Internacional. Vol. 17. Nº 4. pp. 461-478.

Reasenberg, P. and Oppenheimer, D. 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, U.S. Geological Survey. Open file report N° 85-739.

Robin, C. 1982. Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique, application au passage entre volcanisme alcalin et andesitique dans le Sud Mexicain (Axe Transmexicain et Province Alcaline Oriental). These de Doc. d, Etat Univ. De Clermont-Ferrand 70, 503.

Rutledge J. y W. Scott, 2003. Hydraulic stimulation of natural fractures as revealed by induced microearthquakes, Carthage Cotton Valley gas field, east Texas. Geophysics. Vol. 68. pp. 441-452.

Santoyo V. E. et al .2005. Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México. TGC geotecnia S. A. de C. V., México.

Savage, M.K. 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?. REVIEWS OF GEOPHYSICS, VOL. 37, NO. 1, PP. 65-106.

Seisegmud S. and Vollbretch A., 1992. Complete seismic properties obtained from microcrack fabrics and textures in an amphibolites from the Ivrea zone, western Alps, Italy, Tectonophysics, Vol. 199, pp 13-24.

Seismocontrol, S. A. 2005. Estudio de resistividad con transitorio electromagnético en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Comisión Federal de Electricidad, gerencia de Proyectos Termoeléctricos-departamento. Informe: GF-HU-08-05.

Suter, C. 1991. State of stress and active deformation in Mexico and Central America, in Siemmons, D.D., et al., eds., Neotectonics of North America: Geological Society of America, decade of North America geology, decade Map Volume 1, pp. 401-421.

Suter, C., Contreras-Péres, J., and Ochoa Carrillo, H. 1997. Structure of the Sierra Madre Oriental Fold-thrust belt in east central Mexico: II Convención sobre la Evolución Geológica de México, Pachuca-Hidalgo. Libreto guía de las excursiones geológicas. Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 45-66.

Suter, M., M. López-Martínez, O. Quintero-Legorreta and M. Carrillo-Martínez, 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. GSA Bull. Vol. 113,num. 6, p. 693-703.

Tang, C., Rial, J.A., Lees, J.M. 2006. Shear-wave splitting: A diagnostic tool to monitor fluid pressure in geothermal fields. Proceeding, 31th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford California. SGP-TR-179. pp 3.

Vázquez A., 1994. Análisis de anisotropía en la Brecha de Guerrero, Posgrado de Geofísica, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades de la UNAM. Tesis Doctoral.

Viggiano, J., and Robles, C. 1988. Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Tomo I: Sus usos como indicadora de temperatura del régimen hidrológico. Geotermia, Vol. 4.

Yaung, G., Crampin, S., 2003. Temporal Variations of Shear-Waves Splitting in Field and Laboratory Studies in China, Journal of Applied Geophysics, No. 53, pp 279-287.

Yáñez García, C., y J. Casique Vázquez, 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz, México. CFE, Internal report. Unpublished.

Winterstein, D.F., 1989, Comparison of three methods for finding polarization direction of fast shearwave: SEG research workshop, Snowbird, Utah, Technical Abstracts, 118-119.

Anexos

N	Evento	Lat	Lon	Z	E	rms	Md	POLARIZACION ()						qS1-qS2 (δ)					
								S01	S02	S03	S04	S05	S06	S01	S02	S03	S04	S05	S06
1	1997 1230 1709 24.5	19.686	-97.46	3.7	6	0.1	1.5	120	355	125	140	305		S01	S02	S03	S04	S05	S06
2	1997 1230 1726 58.1	19.687	-97.453	2.8	6	0.2	1.7	60	255	57	330	20	160	0.01	0.04	0	0		
3	1997 1230 1953 52.9	19.686	-97.453	2.9	6	0.2	1.9	60	200	190				0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
4	1997 1230 2002 1.2	19.685	-97.456	2.8	6	0.1	1.6	58	35	330	260	25	253	0.03	0.01	0.06			
5	1997 1231 0503 57.8	19.686	-97.454	3.4	6	0.1	1.9	150	210	147	327	20	60	0.02	0.06	0.01	0.01	0.02	0
6	1998 219 0714 40.9	19.69	-97.456	2.8	6	0.1	1.8	91	300	315	342	214	90	0.03	0.01	0.08	0	0.04	0.02
7	1998 221 2239 28.1	19.687	-97.452	2.7	5	0.1	1.4	84		30	5	350	300	0.02	0.01	0.01	0.07	0.01	0.04
8	1998 223 1935 44.7	19.689	-97.455	3.6	5	0.1	1.5	75		300	320	140	300	0.01			0.01	0.02	0.04
9	1998 3 1 1847 3.4	19.687	-97.454	2.7	5	0.1	1.2							0.01		0.01	0.01	0.02	0.04
10	1998 3 7 1218 57.0	19.686	-97.455	3.9	5	0.1	1.5	70		295	0	175	300						
11	1998 313 2111 23.9	19.688	-97.457	3.2	6	0.1	1.4	45	37	130	345	238	40	0.02		0.02	0.04	0.03	0.04
12	1998 321 0323 4.2	19.691	-97.456	2.7	6	0.1	1.3	70	135	127	347	128	345	0	0.05	0	0.04	0.01	0.07
13	1998 322 1402 12.4	19.688	-97.457	3.3	6	0	1.4							0.02	0.07	0.06	0.01	0	0.01
14	1998 329 1357 48.2	19.688	-97.455	3.1	5	0.1	1.7	100	215	135	340	225							
15	1998 5 8 1843 21.9	19.687	-97.455	3.5	5	0.1	1.7	95	90	325	18	185		0.02	0.04	0.01	0.01	0	
16	1998 713 2223 19.6	19.691	-97.458	2.5	5	0.1	1.5	140	250	240	60	355		0.02	0.04	0.01	0.01	0	
17	1998 812 0824 27.9	19.688	-97.456	3.2	5	0.1	1.3	69		90	350	55	290	0.01					
18	1998 9 3 1921 20.9	19.694	-97.456	3.6	5	0.1	1.2	190		315	340	355	330	0.04		0.01	0.04	0.01	
19	1998 9 3 1928 37.1	19.693	-97.455	2.9	5	0.1	1.4	355		325	230	120	255	0.02		0.01	0.02	0	0
20	1998 9 4 0934 56.8	19.693	-97.455	2.8	5	0.1	1	148		151	330	145	235	0.08		0.03	0.01	0.01	0.01
21	1998 910 1824 26.1	19.689	-97.454	3.8	5	0.1	1.2	242		170	325	167	270	0.01		0.03	0.05	0.03	0.01
22	1998 912 0438 33.6	19.691	-97.456	3.2	5	0.1	1.7	60		275	350	320	140	0.06		0	0.01	0.04	0.04
23	1998 920 0043 15.1	19.691	-97.457	3.9	5	0.1	1.3	10		335	355	80	5	0.04		0.02	0.02	0.01	0.02
24	1998 923 0207 2.5	19.689	-97.457	3.4	5	0.1	1.4	257		290	3	165	75	0.01		0.01	0.04	0.04	0.05
25	1998 928 1152 32.8	19.691	-97.457	3.9	5	0.1	1.4	266		122	80	240	355	0.02		0.01	0.02	0.02	0.02
26	1998 928 19.69	19.69	-97.456	4.3	5	0.1	1.3	325		113	173	192	15	0.02		0.05	0.05	0	0.01

	2303 42.8																		
27	1998 10 2 1539 48.7	19.692	-97.455	4.2	5	0.1	1.5	125		45	355	179	355	0.02		0.08	0.05	0.02	0.04
28	1998 1018 1904 52.9	19.689	-97.456	2.8	5	0.1	1.3	125		290	150	300	53	0.01		0.02	0.04	0.04	0.05
29	1998 1030 0442 8.7	19.689	-97.455	3.5	5	0.1	1.4	255		157	330	196	252	0		0.02	0.01	0.01	0.05
30	1998 1031 0558 39.7	19.69	-97.456	3.7	5	0.1	1.3	98		10	200	220	85	0.01		0	0.02	0.03	0.05
31	1998 11 1 1944 56.6	19.691	-97.457	3.4	5	0.1	1.4	263		320	320	150	95			0.07	0	0.01	0.04
32	1998 11 4 1341 36.6	19.691	-97.457	3.7	5	0.1	1.5	253		295	320	58	350	0.01		0.02	0.01	0.05	0.06
33	1998 1112 0524 49.6	19.69	-97.456	2.9	5	0.1	1.2	240		300	217	350	90	0.01		0.02	0.04	0.01	0
34	1998 1114 0642 31.6	19.688	-97.454	2.9	5	0.1	1.3	90		110	186	207	277	0.03		0	0	0.02	
35	1998 12 3 0325 19.7	19.691	-97.458	3.7	5	0.1	1.2	60		310	333	266	125	0.01		0.01	0.01	0.01	0.04
36	1998 12 4 1452 23.4	19.69	-97.456	3.8	5	0.1	1.6	250		295	355	225	78	0.03		0.02	0.05	0.03	0.06
37	1998 1210 1832 19.1	19.689	-97.455	3.1	5	0.1	1.4	254		160	23	155	105	0.02		0.01	0.01	0.03	0.02
38	1998 1223 2358 43.2	19.687	-97.456	2.7	5	0.1	1.3	270		303	260	172	90	0.03		0.09	0.09	0.01	
39	1998 1229 0818 9.2	19.685	-97.457	4.3	5	0.1	1.4	85		55	325	200	265	0.02		0	0.01	0.02	0.02
40	1999 1 4 1035 45.8	19.691	-97.454	4.1	5	0.1	1.5	118		325	270	315	94	0.02		0.05	0	0.03	0.02
41	1999 1 6 0715 7.3	19.693	-97.455	3.4	5	0.1	1.1	57		295	347	29	300	0.02		0.06	0.02	0.01	0.07
42	1999 1 9 0919 35.2	19.689	-97.458	4.1	5	0.1	1.3	258		295	350	35	257	0.07		0.04	0.05	0.01	0.03
43	1999 123 0300 33.7	19.689	-97.454	3	5	0.1	1.2	260		305	20	3	300	0.02		0.07	0.02		0.02
44	1999 127 1709 47.9	19.690	-97.455	3.1	5	0.1	1.3	247		125	335	170	40	0.02		0.02	0.04	0.01	0.06
45	1999 130 0004 51.0	19.692	-97.455	2.5	5	0.1	1.4	35		297	17	269	70	0.01		0.02	0.05	0.05	0
46	1999 2 2 0141 49.3	19.690	-97.455	3.1	5	0.1	1.5	83		107	315	200	70	0.04		0.07	0.01	0.02	0.03
47	1999 2 3 0602 47.7	19.691	-97.456	3.7	5	0.1	1.1	247		296	25	330	70	0.01		0.01	0.02	0	0.03
48	1999 511 0437 5.6	19.69	-97.461	3.3	6	0.1	1.3	259	184	338	330	207	89	0.01		0.08	0.02	0.03	0.04
49	1999 528 0245 10.4	19.692	-97.457	3.5	5	0.1	1.3	315		102	80	24	280	0.05		0.03	0.01	0.01	0.01
50	1999 528 0303 55.4	19.693	-97.456	4.1	5	0.1	1.5	252		305	45	53	247	0		0.02	0.01	0.05	0.01
51	1999 528 0409 42.0	19.691	-97.454	3.9	5	0.1	1.2	20		330	350	267	35	0.04		0.05	0.03	0.03	0.03
52	1999 618 1734 19.9	19.690	-97.455	3.5	5	0.1	1.5	250		45	315	208	290	0.07		0.03	0.07	0.06	0.03
53	1999 722 0747 57.9	19.685	-97.453	1.7	13	0.2	1			160	7	270	164	0.01		0.09	0.02	0	0.02
54	1999 8 6 0141 25.2	19.694	-97.452	5.8	7	0.5	1.1		197	320	136	205	280			0.02	0.08	0.09	
55	1999 8 6 0806 47.7	19.687	-97.467	3.1	5	0	1.1				280	237	90	0	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03

56	1999 917 1338 46.0	1 19.685	-97.452	0	5	0.2	1.4		35	80	335	283	264			0	0.02	0.01	0.03
57	1999 923 1029 8.5	1 19.683	-97.449	0.5	5	0.1	1.4		295	320	350	45	59	0	0.04	0.07	0.04	0.04	0.05
58	2000 328 0150 30.7	19.689	-97.453	2	5	0.2	1.5	97		45	310	263	120	0	0.01	0.08	0.04	0.01	0.03
59	2000 4 3 0452 49.5	19.689	-97.455	1.8	5	0.3	1.3	250		295	145	35	295	0.01		0	0.01	0	0.02
60	2000 4 7 0731 38.3	19.69	-97.454	1.8	5	0.2	1.5	310	290	140	98	235	180	0		0.01	0.01	0.01	0.01
61	2000 411 0142 19.5	19.686	-97.451	0.1	5	0.2	1.3	112		125	340	350	320	0.01	0.03	0.05	0.02	0.01	0.01
62	2000 527 1801 21.2	19.686	-97.455	0	5	0.2	1.5	82		320	168	340	335	0.01		0.08	0.04	0.02	0.03
63	2000 613 2209 15.3	19.683	-97.448	0	5	0.1	1.1		172	300	338	14	135	0.09		0.08	0.01	0.06	0.04
64	2000 728 1917 16.2	19.689	-97.452	2.2	6	0.3	1.1	70		45	40	150	70		0.02	0.01	0.01	0.04	0.06
65	2000 728 1917 16.0	19.694	-97.46	1.8	5	0.2	1.2	235		315	45	154	237	0.03		0.06	0.01	0.01	0.02
66	2000 817 2336 48.9	19.686	-97.466	3.9	5	0.1	1.7	100	155		315	195	260	0.02		0.01	0	0.01	0.03
67	2000 817 2342 42.2	19.69	-97.456	2.5	5	0.2	1.3	85		113	28	181	80		0.01		0.08	0.02	
68	2006 119 1336 6.8	19.686	-97.452	2.4	5	0.1	1.4	303		5	5	205	60	0.01		0.06	0.04	0.02	0.02
69	2006 2 2 0253 9.3	19.687	-97.455	2.5	5	0.1	1.2	235		142	150	105	84	0.01		0	0.01	0.01	0.04
70	2006 2 4 1921 10.4	19.687	-97.46	2.5	5	0.1	1.5	235		140	290	355	240	0.06		0.01	0.04	0.01	0.03
71	2006 213 0700 22.9	19.692	-97.459	3.5	5	0.1	1.5	90		0	105	195	345	0.05		0.01	0.05		0.02
72	2006 221 0737 32.3	19.687	-97.459	2.6	5	0.1	1.5	215		155	262	110	68	0		0.01	0.02	0	0.01
73	2006 224 0850 12.8	19.689	-97.461	2.4	5	0.1	1.3	280		150	277	20	270	0.01		0.03	0.02	0.04	0.02
74	2006 320 1629 20.5	19.69	-97.462	2.2	5	0.1	1.5	120		315	345	172	225	0.02		0.02	0.02	0.02	0.05
75	2007 714 0721 9.7	19.689	-97.46	2.4	5	0	0.9	287		143	223	35	37	0.01		0	0.01	0	0.03
76	2008 823 0750 37.1	19.688	-97.45	4.3	6	0.1	1.1	275		163	54		173	0.03		0.05	0.03	0.01	0.01
77	2008 823 0750 37.1	19.69	-97.45	4.5	5	0.1	1.1	270		154	44		250	0.02		0.05	0.01		0
78	2008 825 1747 39.4	19.688	-97.46	4.8	5	0.1	1.2	60		318	180		220	0.01		0.05	0.02		0.08
79	2008 914 0318 38.2	19.689	-97.457	3.4	5	0	1.4		150	27	229		184	0.02		0	0.03		0.04