

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR.
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMATICA.
ESCUELA DE FISICA.



TRABAJO DE GRADUACION.

**DETERMINACIÓN DE LOS MECANISMOS FOCALES DE LOS SISMOS
OCURRIDOS ENTRE EL VOLCÁN SAN SALVADOR Y LA CALDERA DEL
LAGO DE ILOPANGO
EN EL PERÍODO DE 1994 A MARZO DE 2005.**

PRESENTADO POR:

LUZ DE MARÍA MÉNDEZ MARTÍNEZ.

ANA MERCEDES PORTILLO QUEVEDO.

PARA OPTAR AL GRADO DE:

LICENCIADA EN FISICA.

SAN SALVADOR, CIUDAD UNIVERSITARIA, DICIEMBRE 2006

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR.
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA.
ESCUELA DE FÍSICA.



TRABAJO DE GRADUACION.
**DETERMINACIÓN DE LOS MECANISMOS FOCALES DE LOS SISMOS
OCURRIDOS ENTRE EL VOLCÁN SAN SALVADOR Y LA CALDERA DEL
LAGO DE ILOPANGO
EN EL PERÍODO DE 1994 A MARZO DE 2005.**

PRESENTADO POR:

LUZ DE MARÍA MÉNDEZ MARTÍNEZ.

ANA MERCEDES PORTILLO QUEVEDO.

ASESORES:

M.Sc. JOSÉ TOMÁS SORIANO MARINERO.

M.Sc. LUIS ALFONSO CASTILLO RAMOS.

SAN SALVADOR, CIUDAD UNIVERSITARIA, DICIEMBRE 2006

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR.
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMATICA.
ESCUELA DE FISICA.



TRABAJO DE GRADUACION.

**DETERMINACIÓN DE LOS MECANISMOS FOCALES DE LOS SISMOS
OCURRIDOS ENTRE EL VOLCÁN SAN SALVADOR Y LA CALDERA DEL
LAGO DE ILOPANGO
EN EL PERÍODO DE 1994 A MARZO DE 2005.**

PRESENTADO POR:

LUZ DE MARÍA MÉNDEZ MARTÍNEZ.

ANA MERCEDES PORTILLO QUEVEDO.

F: _____
M.Sc. LUIS ALFONSO CASTILLO RAMOS.

SAN SALVADOR, CIUDAD UNIVERSITARIA, DICIEMBRE 2006

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS.

RECTORA: DRA. MARIA ISABEL RODRIGUEZ.

SECRETARIO GENERAL: LIC. MARGARITA RIVAS DE RECINOS

FISCAL GENERAL: LIC. PEDRO ROSALIO ESCOBAR

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMATICA.

DECANO(A): M.Sc. JOSÉ HÉCTOR ELÍAS DÍAZ

SECRETARIO(A): LIC. VICTOR MANUEL DURAN

DIRECTOR DE LA ESCUELA: LIC. FRANCISCO AMERICO MEJÍA

CIUDAD UNIVERSITARIA, DICIEMBRE 2006

A Dios todopoderoso y a mis padres.

Luz de María Méndez Martínez

A Dios, a mi papi y a mi mamá

Ana Mercedes Portillo Quevedo

AGRADECIMIENTOS

- A M. Sc. Martha Griselda Marroquín Parada** por el apoyo técnico proporcionado para el desarrollo de este trabajo de investigación, su invaluable colaboración en la capacitación para el manejo del software e información y por su constante asesoría en el análisis de los datos y resultados.
- A Lic. Américo Mejía López** por su incondicional ayuda para la elaboración de las figuras y mapas de este trabajo y sus oportunas observaciones
- A M. Sc. Dagoberto Arévalo** por sus acertadas y oportunas observaciones y sugerencias.
- A Lic. Nelson E. Gómez Cedillos** por sus sugerencias claves en el desarrollo de la investigación.
- A M. Sc. José Tomás Soriano Marinero y M. Sc. Luís Alfonso Castillo Ramos** por su colaboración en la asesoría y revisión del trabajo

Luz y Mercy

Índice

RESUMEN	VII
INTRODUCCIÓN	VIII
CAPÍTULO 1. MARCO TEÓRICO	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 SISMOS	2
1.3 ONDAS ELÁSTICAS.....	3
1.4 MECÁNICA DE UN MEDIO ELÁSTICO	9
1.5 ONDAS PLANAS	12
1.6 DESPLAZAMIENTO DE LAS ONDAS P Y S.....	13
1.7 PARÁMETROS DE UNA FALLA.....	17
1.8 TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO	20
1.9 DESPLAZAMIENTOS PRODUCIDOS POR UNA FUENTE PUNTUAL	22
1.10 ESFERA FOCAL Y PATRONES DE RADIACIÓN	25
1.11 PASOS PARA EL CÁLCULO DEL MECANISMO FOCAL.....	30
1.12 CALCULO DEL MECANISMO FOCAL A TRAVÉS DEL MÉTODO DE LA PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA ..	33
1.13 CALCULO DEL MECANISMO FOCAL A TRAVÉS DE SEISAN.....	38
CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO	40
2.1 INTRODUCCIÓN.....	40
2.2 SISMISIDAD Y TECTÓNICA	40
2.3 FALLAS GEOLÓGICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO	46
2.4 MONITOREO SÍSMICO	47
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA	49
3.1 INTRODUCCIÓN.....	49
3.2 TRATAMIENTO DE INFORMACIÓN.....	50
CAPÍTULO 4. PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	55
4.1 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS.....	55
4.2 DISCUSIÓN DE RESULTADOS	74
CONCLUSIONES	79
RECOMENDACIONES	80
BIBLIOGRAFÍA	81

Índice de Figuras

Capítulo 1

FIGURA 1.1: ESQUEMA DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS. DONDE F ES EL FOCO O HIPOCENTRO, E: EPICENTRO, H: PROFUNDIDAD FOCAL, S: ESTACIÓN SÍSMICA, L: DISTANCIA HIPOCENTRAL Y Δ : DISTANCIA EPICENTRAL.	3
FIGURA 1.2: ONDA COMPRESIONAL PROPAGÁNDOSE A LO LARGO DE UN RESORTE CON VELOCIDAD v . C INDICA COMPRESIÓN Y D INDICA DILATACIÓN. EL DESPLAZAMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DEL RESORTE SE PRODUCE EN LAS DIRECCIONES INDICADAS POR D.	5
FIGURA 1.3: ONDA DE CIZALLA PROPAGÁNDOSE CON VELOCIDAD v A LO LARGO DE UNA CUERDA. EL DESPLAZAMIENTO DE LAS PARTÍCULAS DE LA CUERDA SE DA EN LAS DIRECCIONES INDICADAS POR D.	5
FIGURA 1.4: LA ONDA S Y SUS COMPONENTES SV Y SH.	6
FIGURA 1.5: TELESISMO REGISTRADO EN SISMÓMETROS VERTICAL (Z) Y HORIZONTAL EN DIRECCIÓN NORTE-SUR (N) Y ESTE-OESTE (E). EN (A) D INDICA CÓMO ES EL DESPLAZAMIENTO DE UNA PARTÍCULA DE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA AL PASO DE UNA ONDA RAYLEIGH CON VELOCIDAD v	8
FIGURA 1.6: FUERZAS Y ESFUERZOS ACTUANDO EN UN MEDIO ELÁSTICO V , LIMITADO POR UNA SUPERFICIE S.	9
FIGURA 1.7: GEOMETRÍA DE LOS DESPLAZAMIENTOS P Y S EN UN PUNTO CON RESPECTO A UN SISTEMA DE EJES ORTOGONAL (x_1, x_2, x_3).....	16
FIGURA 1.8: PARÁMETROS QUE DEFINEN EL MOVIMIENTO DE UNA FALLA.	18
FIGURA 1.9: TIPOS DE FALLAS, (A) FALLA NORMAL, (B) FALLA INVERSA, (C) FALLA DE DESGARRE, (D) FALLA VERTICAL, (E) FALLA MIXTA.....	20
FIGURA 1.10: DOS FUERZAS DE LA MISMA MAGNITUD, F_0 , PERO DE DIRECCIONES OPUESTAS, ACTUANDO EN DOS PUNTOS, $Q_1 (r_0 + (e/2)v)$ Y $Q_2 (r_0 - (e/2)v$. DONDE v ES UN VECTOR UNITARIO.	23

FIGURA 1.11: CUANDO v COINCIDE CON A, SE GENERA UNA FUERZA DOBLE, COMO EN LAS PRIMERAS 2 FIGURAS (33) Y (22). SI v ES PERPENDICULAR A A SE GENERA UNA CUPLA SIMPLE, CON MOMENTO M, COMO LAS ULTIMAS 2 FIGURAS (32) Y (23).	24
FIGURA 1.12: (A) CUPLA DOBLE. (B) DOS DIPOLOS PERPENDICULARES, DE IGUAL MAGNITUD Y DE SENTIDOS OPUESTOS, UNO REPRESENTA UNA COMPRESIÓN C Y EL OTRO UNA TENSION T.....	25
FIGURA 1.13: FALLA TRANSCURRENTE DEXTRAL, ALREDEDOR DE LA CUAL SE ENCUENTRAN LAS ESTACIONES A, B, C, D, E Y F A DIFERENTES DISTANCIAS. LAS ESTACIONES A, C Y E PRESENTAN UN MOVIMIENTO DE COMPRESIÓN Y LAS ESTACIONES B Y F MOVIMIENTOS DE DILATACIÓN. LA ESTACIÓN D NO RECIBE ENERGÍA DE LA ONDA P YA QUE SU DIRECCIÓN ES PERPENDICULAR A LA FALLA.	26
FIGURA 1.14: PATRÓN DE RADIACIÓN, DONDE LA LONGITUD DE LA FLECHA DESDE EL CENTRO DEL NÓDULO HASTA LAS ORILLAS REPRESENTA LA AMPLITUD DE LAS ONDAS P GENERADAS POR LA RUPTURA EN ESA DIRECCIÓN.	27
FIGURA 1.15: (A) TÍPICO PATRÓN DE RADIACIÓN PARA UNA ONDA P. (B) PATRÓN DE RADIACIÓN PARA UNA ONDA S, NÓTESE QUE ESTÁ ROTADO 45° RESPECTO AL DE LA ONDA P.	28
FIGURA 1.16: (A) LAS ESTACIONES QUE SE ENCUENTREN MÁS CERCA DEL FOCO, INTERCEPTAN AL HEMISFERIO INFERIOR DE LA ESFERA FOCAL CON UN ÁNGULO CERCANO A LOS 90° . LAS ESTACIONES MÁS LEJANAS, INTERCEPTARAN EL HEMISFERIO INFERIOR CASI A 0° , ES DECIR CASI VERTICALMENTE (B). UNA ESTACIÓN S PUEDE SER REPRESENTADA A TRAVÉS DE DOS COORDENADAS: EL AZIMUT A Y EL ÁNGULO DE SALIDA I_H	29
FIGURA 1.17: (A) ONDA QUE REPRESENTA UN MOVIMIENTO DE COMPRESIÓN (POLARIDAD POSITIVA) EL CUAL INDICA QUE EL DESPLAZAMIENTO DEL TERRENO DESDE EL FOCO HACIA EL OBSERVADOR. (B) REPRESENTACIÓN DE UNA ONDA CON POLARIDAD NEGATIVA, ES DECIR DE DILATACIÓN. EL MOVIMIENTO DEL TERRENO ES HACIA EL FOCO DEL FOCO.	31

FIGURA 1.18: (A) PROYECCIÓN DE SCHMIDT O DE ÁREAS IGUALES. (B) PROYECCIÓN DE WOLF O DE ÁNGULOS IGUALES	32
FIGURA 1.19: PROYECCIÓN DE DOCE ESTACIONES SOBRE UNA ESTEREOMALLA DE SCHMIDT, LOS CÍRCULOS OSCUROS INDICAN ESTACIONES DONDE EL PRIMER ARRIBO FUE DE COMPRESIÓN Y LOS CÍRCULOS BLANCOS REPRESENTAN ESTACIONES DONDE EL PRIMER ARROBO DE LA ONDA P FUE UNA DILATACIÓN.....	33
FIGURA 1.20: UBICACIÓN DEL PLANO NODAL 1, EL POLO DEL PLANO NODAL 1 (P_1) Y EL BUZAMIENTO DEL PLANO NODAL (δ_1). OBSÉRVESE QUE EL VALOR DE ESTE ÚLTIMO ES DE 60°	34
FIGURA 1.21: UBICACIÓN DEL PLANO NODAL 2, POLO 2 P_2 Y BUZAMIENTO DEL PLANO NODAL 2 δ_2 , DONDE EL VALOR DE ÉSTE ES DE 60° . NÓTESE QUE EL PLANO NODAL 2 PASA POR EL POLO P_1 Y EL PLANO NODAL 1 PASA POR EL POLO P_2	35
FIGURA 1.22: MEDICIÓN DE LOS AZIMUT PARA EL PLANO NODAL 1 Y 2. SE MIDEN A PARTIR DEL NORTE (N) EN SENTIDO DE LAS AGUJAS DEL RELOJ, HASTA INTERCEPTAR UNO DE LOS PLANOS. OBSÉRVESE QUE EL AZIMUT PARA EL PLANO NODAL 1 ES DE 147° Y PARA EL PLANO NODAL 2 ES DE 78°	35
FIGURA 1.23: EN LA FIGURA SE OBSERVAN LAS DIRECCIONES LOS VECTORES DESLIZAMIENTO PARA EL PLANO 1 Y PARA EL PLANO 2. OBSÉRVESE CÓMO EL AZIMUT DE CADA UNO DE ESTOS ES MEDIDO A PARTIR DEL NORTE (N) EN SENTIDO DE LAS AGUJAS DEL RELOJ, MARCANDO PARA EL VECTOR DESPLAZAMIENTO 1, 150° Y PARA EL VECTOR DESPLAZAMIENTO 2, 348° APROXIMADAMENTE.	36
FIGURA 1.24: PARA FACILITAR LA INTERPRETACIÓN NORMALMENTE SE COLOREA LAS ZONAS DE COMPRESIÓN CON UN TONO OSCURO.....	37
FIGURA 1.25: RELACIÓN DE FALLAS GEOLÓGICAS Y LOS MECANISMOS FOCALES CORRESPONDIENTES.....	37
FIGURA: 1.26: EJEMPLO DE UN ARCHIVO DE SALIDA UTILIZANDO SEISAN, OBSÉRVESE QUE EN EL ARCHIVO DE SALIDA SE INDICAN LAS POSICIONES DE LOS EJES DE PRESIÓN (P) Y TENSIÓN (T) (ENCERRADAS EN CÍRCULOS AZULES).....	39

Capítulo 2

FIGURA 2.1: PLACAS TECTÓNICAS RELACIONADAS CON LA SISMICIDAD EN CENTROAMÉRICA, OBSÉRVESE LAS VELOCIDADES RELATIVAS ENTRE LAS DIFERENTES PLACAS.	41
FIGURA 2.2: EJES TECTÓNICOS WNW DE EL SALVADOR. A TRAVÉS DE TIEMPO GEOLÓGICO, LA ACTIVIDAD DE ESTE SISTEMA SE HA IDO DESPLAZANDO HACIA EL SUR (TOMADO DE GEOGRAFÍA DE EL SALVADOR, 1986).....	43
FIGURA 2.3: ZONAS DE ENJAMBRES SÍSMICOS OCURRIDOS EN EL PERIODO DE 1985 A 1999. ZONA A: CANDELARIA DE LA FRONTERA, SAN LORENZO. ZONA B: JUAYUA, SONSONETE. ZONA C: VALLE DE ZAPOTITÁN. D: VOLCÁN DE SAN SALVADOR-LAGO DE ILOPANGO. ZONA E: SAN VICENTE. ZONA F: BERLÍN-SANTIAGO DE MARÍA. ZONA G: VOLCÁN DE SAN MIGUEL Y ZONA H: CONCHAGUA.	44
FIGURA 2.4: MAPA DE FALLAS. LA ZONA DE ESTUDIO (ENCERRADA EN EL RECUADRO), MUESTRA UNA ORIENTACIÓN DE FALLAS PREDOMINANTE EN LA DIRECCIÓN NOROESTE.	46
FIGURA 2.5: ESTACIONES SISMOGRÁFICAS Y ACELEROGRÁFICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.	48

Capítulo 3

FIGURA 3.1: IDENTIFICACIÓN DE LA POLARIDAD DE LAS ONDAS. A) EJEMPLO DE UNA FORMA DE ONDA CUYA POLARIDAD DEL PRIMER IMPULSO DE LA ONDA P ES UNA COMPRESIÓN. B) EJEMPLO DE UNA FORMA DE ONDA CON POLARIDAD DEL PRIMER IMPULSO DE LA ONDA P COMO UNA DILATACIÓN.	51
FIGURA 3.2: EJEMPLO UNA FORMA DE ONDA A LA QUE NO SE LE PUEDE IDENTIFICAR LA POLARIDAD DEL PRIMER IMPULSO DE LA ONDA P DEBIDO AL EXCESO DE RUIDO ELÉCTRICO.	52
FIGURA 3.3: SOLUCIONES ENCONTRADAS PARA EL EVENTO DEL 23 DE ABRIL DE 2004 REGISTRADO A LAS 02:09, DONDE SE OBSERVA MUCHA DISPERSIÓN EN LAS SOLUCIONES, POR LO CUAL SE DESECHO EL EVENTO.	53

FIGURA 3.4: UBICACIÓN DE EPICENTROS DE LOS SISMOS ESTUDIADOS. SE AGRUPARON EN 2 ZONAS. ZONA 1, 15 SISMOS UBICADOS AL NOROESTE ENTRE SAN SALVADOR Y EL VOLCÁN DE SAN SALVADOR; ZONA 2, 22 SISMOS UBICADOS EN EL LAGO DE ILOPANGO Y SUS ALREDEDORES.....	54
FIGURA 4.1: MECANISMOS ENCONTRADOS PARA LOS SISMOS DE LA ZONA DE ESTUDIO 1. .	56
FIGURA 4.2: MECANISMOS ENCONTRADOS PARA LOS SISMOS DE LA ZONA DE ESTUDIO 2. .	57
FIGURA 4.3: GRÁFICO DE TODOS LOS EJES P (PUNTOS BLANCOS) Y T (PUNTOS NEGROS) DE PRESIÓN Y TENSIÓN OBTENIDOS DE LOS MECANISMOS FOCALES CALCULADOS PARA EL ÁREA 1 (A) Y EL ÁREA 2 (B).	58
FIGURA 4.4: MECANISMOS FOCALES CALCULADOS PARA LA ZONA 1, (A) MECANISMOS DE DESGARRE, (B) MECANISMOS OBLICUOS INVERSOS (C) MECANISMOS OBLICUOS NORMALES.	76
FIGURA 4.5: MECANISMOS FOCALES CALCULADOS PARA LA ZONA 2, (A) MECANISMOS DE DESGARRE, (B) MECANISMOS OBLICUOS INVERSOS (C) MECANISMOS OBLICUOS NORMALES	78

Índice de Tablas.

TABLA I. RESUMEN DE ACTIVIDAD SÍSMICA RELEVANTE.	45
TABLA II. MECANISMOS FOCALES ENCONTRADOS PARA LA ZONA 1.	60
TABLA III. MECANISMOS ENCONTRADOS EN LA ZONA 2.	65
TABLA IV: PARÁMETROS DE LOS PLANOS DE FALLA DE LOS MECANISMOS CALCULADOS PARA LA ZONA 1.....	72
TABLA V: PARÁMETROS DE LOS PLANOS DE FALLA DE LOS MECANISMOS CALCULADOS PARA LA ZONA 2.....	73

Resumen

El área de estudio se encuentra ubicada geográficamente en la parte central de El Salvador, entre el volcán de San Salvador (Quetzaltepec) y el lago de Ilopango, aproximadamente entre las coordenadas: latitud: de $13^{\circ}36'$ a $13^{\circ}54'$ y longitud de $-89^{\circ}18'$ a $-88^{\circ}57'$ esta área es afectada directamente por el eje WNW, el más prominente sistema de debilidad tectónica en la región.

El objetivo de este trabajo es determinar los mecanismos focales de sismos ocurridos en el área de estudio en el período de 1994 al 2005, teniendo así, con el análisis de dichos mecanismos focales de la sismicidad generada durante ese período, mayor información sobre el tipo de desplazamientos de las fallas geológicas.

Por lo anterior se procedió a utilizar el método del primer impulso de la onda P. Para el caso específico de ésta investigación, los programas computacionales usados fueron SEISAN con la subrutina FOCMEC y ARCGIS. Los datos de los sismos estudiados se obtuvieron de la base del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET), las coberturas usadas en la elaboración de mapas fueron obtenidas del Sistema de Información Geográfica (SIG) de la Escuela de Física de la Universidad de El Salvador.

Se identificó en los sismogramas digitales de cada sismo la polaridad del arribo de la onda P en cada estación, obteniéndose los 37 mecanismos focales que se graficaron en el mapa de fallas y con los cuales se hicieron los análisis de datos y se correlacionaron junto con sus replicas.

A partir de este análisis se encontró evidencia que nos permite considerar que hay continuidad de fallas que no fueron reportadas por la misión alemana, especialmente en la zona el noroeste entre la ciudad de San Salvador y el volcán de San Salvador. Además de existe actividad importante en el lago de Ilopango y sus alrededores, pero no fue posible hacer inferencias sobre los resultados obtenidos.

Los ejes de presión y tensión para la zona 1 son dos ejes principales de esfuerzo, horizontales y la orientación media es NNE-SSW para el eje de tensión y WNW-SEE para el de presión. Para el caso de la zona 2, no hubo resultados concluyentes, ya que la distribución de los esfuerzos resultó muy dispersa.

Introducción

Con el estudio de los mecanismos focales de la sismicidad generada en los últimos años se pretende tener mayor información sobre el tipo de desplazamientos de las fallas geológicas. Los sismos son uno de los eventos naturales más frecuentes en El Salvador, son clasificados como uno de los fenómenos naturales más catastróficos, debido principalmente a que ocurren en una forma repentina e inesperada y por su capacidad de destrucción. Comprender las características de los procesos que los generan contribuye grandemente a la mitigación de sus efectos en la población y sus bienes.

En general las fuentes generadoras de sismos en El Salvador son: la cadena volcánica, el sistema de fallas geológicas internas; el proceso de subducción entre las placas tectónicas de Cocos y del Caribe, el sistema de fallas geológicas que definen la frontera entre la placa de Norteamérica y la placa del Caribe.

Este trabajo está orientado a conocer el mecanismo focal de algunos de los sismos generados por fallamiento geológico superficial en los últimos 10 años, ocurridos entre la zona del volcán de San Salvador y el lago de Ilopango. Con los resultados se pretende tener una mejor idea del tipo de fallas geológicas que los generan.

El trabajo está estructurado en cuatro capítulos fundamentales, en el primero se desarrolla la teoría básica para la comprensión del cálculo de los mecanismos focales, el segundo describe el área de estudio, el tercero la metodología usada en el desarrollo de la investigación y el cuarto los resultados obtenidos en la investigación.

Se ha hecho uso de los datos sísmicos recopilados por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET). Se ha utilizado el método del primer impulso de la onda sísmica P. Para el procesamiento y análisis de los datos se utiliza el programa de computación SEISAN y la subrutina adaptada FOCMEC.

Capítulo 1. Marco Teórico.

1.1 Introducción

Una onda es una perturbación que se propaga a través del espacio en un tiempo determinado transportando energía. Durante un terremoto, las ondas que se producen pueden propagarse a través de la Tierra a velocidades que dependen de la naturaleza de los materiales que atraviesan, en otras palabras se dice que una onda sísmica es una onda elástica que viaja por la Tierra, como resultado del movimiento relativo entre placas tectónicas, su ruptura y acomodamiento de fallas locales o una explosión ya sea volcánica o artificial.

Este capítulo inicia definiendo los sismos: clasificación y parámetros; se presentan detalles de las ondas sísmicas desplazándose en el interior de la Tierra: sus tipos, características, la forma en que se propagan en medios elásticos, etc. Luego se define otro concepto relacionado al estudio de los mecanismos focales: las fallas, de estas se hace una clasificación, y se describen sus parámetros.

Un concepto muy importante para entender los procesos que generan sismos es el tensor de momento sísmico, dicho concepto será aplicado en capítulos posteriores para el estudio de los esfuerzos aplicados en el foco y la relación de estos esfuerzos con los desplazamientos ya que es el problema básico de la sismología poder relacionar ambas magnitudes a través de una función.

Se finaliza el capítulo haciendo una descripción del método del primer impulso de la onda sísmica P, y ya que el procesamiento y análisis de los datos requiere la utilización el programa de computación SEISAN y la subrutina adaptada FOCMEC, se describe brevemente como se lleva a cabo el cálculo de los mecanismos focales utilizando dicho programa.

1.2 Sismos

Terremoto o sismo puede definirse como las vibraciones del terreno causadas por el paso de ondas sísmicas irradiadas desde una fuente de energía elástica. La causa de los terremotos se atribuye a movimientos de reajuste originados en la producción repentina de esfuerzos dentro de la Tierra (Cantos Figuerola, 1987). En este sentido se distinguen: a) causas de origen tectónico: fracturas y fallas, plegamientos, b) causas de origen volcánico: explosiones debidas a presión acumulada, fenómenos de cristalización, intrusiones magmáticas, c) causas producidas por impacto: explosiones superficiales, caída de meteoritos, caída de masas rocosas en pendientes.

Los terremotos del grupo a), denominados terremotos tectónicos, son los más frecuentes y dejan sentir sus efectos en zonas extensas; pueden ser terremotos interplaca: zona de contacto entre placas, o terremotos intraplaca: zonas internas de estas.

Otra clasificación de los terremotos es en base a su profundidad (h) (Herráiz Sarachaga, 1997), estos pueden ser: a) terremotos superficiales o someros (con profundidad $h < 30$ Km), b) terremotos intermedios ($30 \text{ Km} < h < 200 \text{ Km}$) y c) terremotos profundos ($h > 200 \text{ Km}$).

El movimiento tectónico origina ondas teóricamente esféricas denominadas ondas sísmicas, que se propagan en todas las direcciones a partir del punto de máximo movimiento. El punto donde se origina la vibración se llama *foco o hipocentro*. La proyección vertical del foco se llama *epicentro* y sirve para ubicarlo geográficamente en la superficie, además del foco y el epicentro, existen otros parámetros importantes para el estudio del movimiento de las ondas sísmicas y se representan en la figura 1.1: la profundidad focal (h), la distancia hipocentral (L) y la distancia epicentral. (Δ).

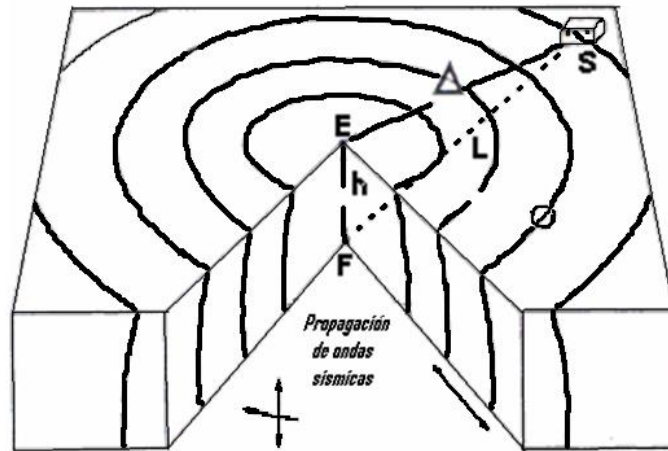


Figura 1.1: Esquema de propagación de las ondas sísmicas. Donde F es el foco o hipocentro, E: Epicentro, h: profundidad focal, S: estación sísmica, L: Distancia hipocentral y Δ : distancia epicentral.

1.3 Ondas elásticas

Si se toma una barra de algún material elástico (metal, madera, piedra, etc.) por un extremo y se golpea en el otro extremo, se comprueba que la energía del golpe se transmite a través de la barra y llega a la mano. Esto sucede porque cada parte de la barra se deforma y luego vuelve a su forma original; al deformarse jala o empuja a las partes vecinas, las cuales, a su vez, mueven a sus propias partes vecinas, etc., lo que hace que la deformación *viaje* a lo largo de la barra. Nótese que es la deformación la que viaja y no las partículas o pedazos de la barra, los cuales sólo se *desplazan* un poco de su posición original y luego vuelven a ella.

Se llama *onda elástica* a la deformación que viaja a través de un medio elástico, y cuando el medio a través del cual se desplaza es la Tierra, se llama *onda sísmica*, ésta deforma el terreno a través del que pasa, lo cual indica que puede hacer trabajo, por lo tanto, corresponde a energía elástica que se desplaza. En el caso de ondas generadas por explosiones, la energía es producto de las reacciones químicas o nucleares que causaron

la explosión; en el caso de ondas generadas por sismos, es la que estaba almacenada como energía de deformación en las rocas.

La teoría de la elasticidad dice que son posibles dos tipos de ondas elásticas que viajan a través de la Tierra, y que son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, las cuales pueden ser compresionales o de cizalla.

Las ondas *compresionales* son las que se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio. Esto es fácil de visualizar al pensar en un resorte como el mostrado en la figura 1.2. Si se comprime un extremo del resorte y luego se suelta, el material comprimido se extiende en la dirección indicada por la flecha pequeña, comprimiendo al material que está junto a él; esa compresión y la dilatación correspondientes viajan en la dirección indicada por las flechas gruesas, que es la misma, aunque puede variar el sentido del desplazamiento de las partículas.

Ésta es la más veloz de todas las ondas sísmicas ($> 5 \text{ Km. /s}$ en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanza los 11 Km. /s en el interior de la Tierra) y, por lo tanto, es la primera en llegar a cualquier punto, en ser sentida y en ser registrada en los sismogramas, por lo que se llamó onda *Primera* o *Primaria* y de allí el nombre de P (en inglés se asocia también con *push* que se traduce como empujón o empujar).

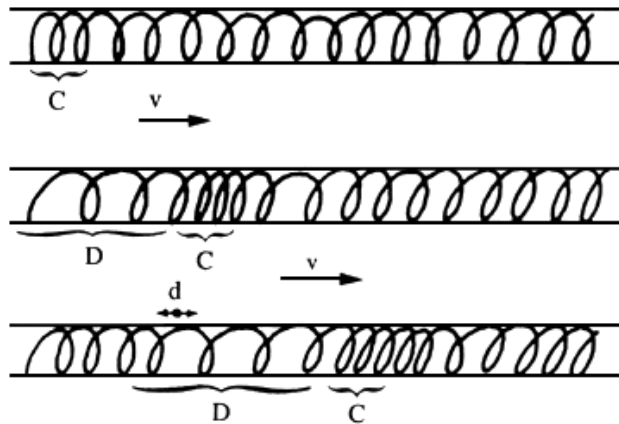


Figura 1.2: Onda compresional propagándose a lo largo de un resorte con velocidad v . C indica compresión y D indica dilatación. El desplazamiento de las partículas del resorte se produce en las direcciones indicadas por d .

Las ondas de *corte* o de *cizalla*, llamadas *ondas S*, son aquéllas en las cuales las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con deformaciones del terreno de tipo de cizalla. Pueden ser visualizadas al pensar en las ondas que viajan por una cuerda tensa (figura 1.3) y se mueve uno de sus extremos perpendicularmente a ella tal y como se ve en la figura 1.3(a). Cada partícula de la cuerda se mueve, hacia arriba o hacia abajo en la dirección indicada por las flechas verticales, halando a sus vecinas; de manera que la onda viaja en la dirección de la cuerda (indicada por las flechas horizontales) perpendicularmente a la dirección del desplazamiento de cada pedazo de cuerda, como se observa en la figura 1.3 (b) y (c).

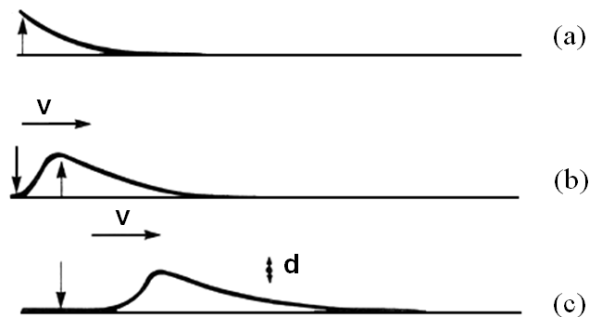


Figura 1.3: Onda de cizalla propagándose con velocidad v a lo largo de una cuerda. El desplazamiento de las partículas de la cuerda se da en las direcciones indicadas por d .

La onda S es más lenta que la onda P. En una amplia gama de rocas su velocidad, V_s , es aproximadamente igual a la velocidad de la onda P (V_p), dividida entre $\sqrt{3}$ (esto es conocido como *condición de Poisson*). Como la onda S es la segunda en llegar se llamó *Secundaria*, y de allí su nombre (en inglés se asocia con *shake*, que se traduce como sacudir). Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos.

El desplazamiento de las partículas en el terreno durante el paso de la onda S puede ser en cualquier dirección perpendicular a la de propagación; pero, a veces, pueden desplazarse en una sola dirección, en cuyo caso se dice que las ondas están *polarizadas*. La componente vertical de la onda S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH (figura 1.4). Usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la onda P, y se siente más fuerte que ésta.

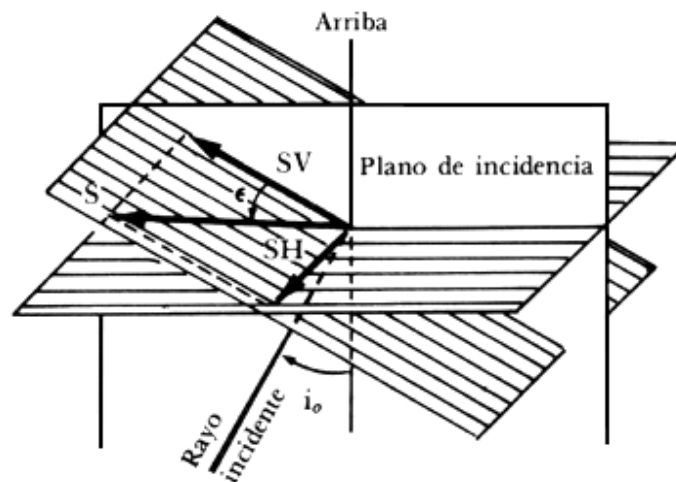


Figura 1.4: La onda S y sus componentes SV y SH.

Además de las ondas que viajan a través de la Tierra, existen otras que lo hacen por la superficie, son generadas por la interacción de las ondas de cuerpo con la superficie

libre de la Tierra. Existen dos tipos de ondas superficiales, conocidas como Rayleigh y Love, en honor a los científicos que las descubrieron.

En el caso de los *telesismos* (los que ocurren a más de 1000 Km. de distancia del observador), como el mostrado en la figura 1.5 las ondas superficiales llegan mucho después que las ondas de cuerpo. Las ondas superficiales muestran una característica que se conoce como dispersión, o más completamente, dispersión de velocidad. La velocidad de las ondas P y S depende solamente de las propiedades elásticas del medio, pero para las ondas superficiales la velocidad también depende del período de la onda, generalmente la velocidad aumenta con el período.

Las ondas de Rayleigh, denotadas usualmente por *R*, o *LR* cuando son de periodo muy largo (figura 1.5), se deben a la interacción entre las ondas P y las SV, y el movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda se da en forma de elipse retrógrada, según se muestra en la figura 1.5(a).

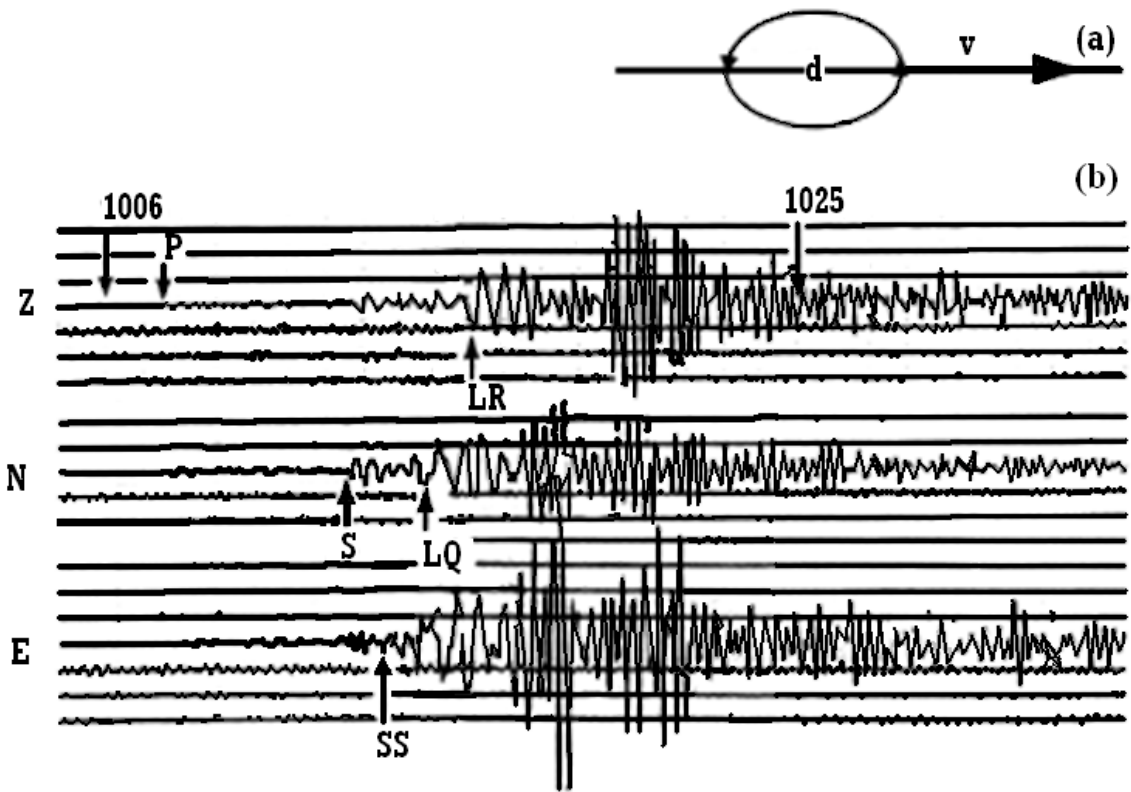


Figura 1.5: Telesismo registrado en sismómetros vertical (Z) y horizontal en dirección Norte-Sur (N) y Este-Oeste (E). En (a) d indica cómo es el desplazamiento de una partícula de la superficie de la Tierra al paso de una onda Rayleigh con velocidad v

Las ondas de Love son las denotadas usualmente por L, G o LQ si son de periodo muy largo. Se comportan de manera muy parecida a la descrita para las ondas de Rayleigh, pero se deben a interferencia constructiva de ondas SH solamente, por lo que no pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. Son polarizadas horizontalmente (como las SH) y, por lo tanto, no se registran en los sensores verticales. Aunque más lentas que las ondas de cuerpo, las ondas de Love tienen velocidades de 1 a 4.5 Km. /s son más veloces que las de Rayleigh, como se muestra en la figura 1.5 (b).

1.4 Mecánica de un medio elástico

En general todos los cuerpos se deforman con la aplicación de una fuerza, la Tierra no es la excepción a esta afirmación. La energía producida por un terremoto se propaga en el interior de la Tierra en todas direcciones en forma de ondas elásticas (Udías y Mézcua, 1997). Para estudiar este fenómeno se verá la propagación de las ondas en un medio elástico, infinito, isotrópico y homogéneo. Las ecuaciones de un medio elástico pueden calcularse sabiendo que la segunda ley de Newton de la mecánica para un medio continuo, puede expresarse de acuerdo con Euler y usando la notación de subíndices de la siguiente manera:

$$\int_v F dv + \int_s T ds = \frac{d}{dt} \int_v \rho v dv, \quad (1.1)$$

$$\int_v F_i dv + \int_s T_i ds = \frac{d}{dt} \int_v \rho v_i dv,$$

Donde F son las fuerzas por unidad de volumen, T el vector de esfuerzos por elemento de superficie dS cuya normal es v y ρ es la densidad del medio, esto puede observarse en la figura 1.6.

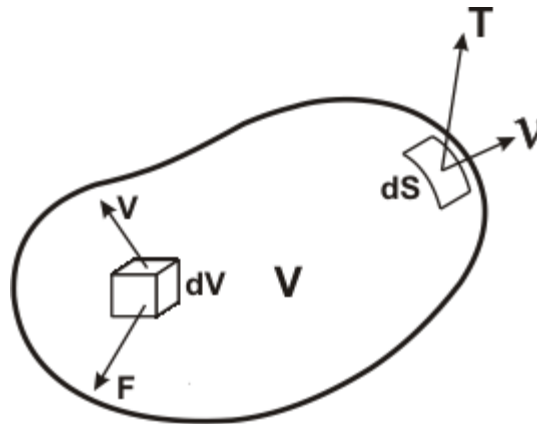


Figura 1.6: Fuerzas y esfuerzos actuando en un medio elástico V, limitado por una superficie S.

El vector T puede expresarse en función del tensor de esfuerzos τ_{ij} de acuerdo con la ecuación de Cauchy de la siguiente forma:

$$T_j = \tau_{ij}v_i \quad (1.2)$$

Luego, sustituyendo en la ecuación 1.1, aplicando el teorema de Gauss y considerando la densidad constante se puede obtener:

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + F_i = \rho \frac{dv_i}{dt} = \rho \left(\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} \right) \quad (1.3)$$

Para expresar esta ecuación en términos de los desplazamientos \mathbf{u} , se tiene la relación entre los esfuerzos τ_{ij} Para un medio elástico perfecto y deformaciones e_{ij} , para el medio de que se trate, este último para deformaciones infinitesimales viene dado por:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (1.4)$$

Para un medio elástico perfecto la ley de Hooke establece que las deformaciones son proporcionales a los esfuerzos. Si se expresa en forma tensorial es:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} \quad (1.5)$$

La constante de proporcionalidad es un tensor de cuarto rango que en el caso general debido a la simetría de los esfuerzos y las deformaciones tiene 21 elementos diferentes, pero si el medio es isótropo solo dos son independientes y la relación se reduce a:

$$\tau_{ij} = \delta_{ij}\lambda e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (1.6)$$

Aquí λ y μ son los coeficientes de Lamé, que para el caso homogéneo son constantes, μ es el modulo de cizalla o rigidez que relaciona los esfuerzos y deformaciones cortantes o de cizalla, por ejemplo, para la dirección x_1 sobre la superficie normal x_2 .

$$\mu = \frac{\tau_{12}}{2e_{12}} \quad (1.7)$$

λ está relacionado con el coeficiente volumétrico o de compresibilidad (K) por la relación:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu \quad (1.8)$$

K viene dado por la presión dividida por el cambio de volumen por la unidad de volumen que produce,

$$K = \frac{-p}{\theta} \quad (1.9)$$

Donde $\theta = \frac{\delta v}{v}$, la dilatación cúbica, es igual a la divergencia de \mathbf{u} , de acuerdo con la ecuación 1.4:

$$\theta = e_{11} + e_{22} + e_{33} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \quad (1.10)$$

La relación entre las contracciones y las elongaciones en dos direcciones perpendiculares vienen dada por el cociente de Poisson $\sigma = -e_{22}/e_{11}$. En función de λ y μ resulta ser igual a:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (1.11)$$

Para los materiales de la tierra se cumple aproximadamente que $\sigma = 0.25$, lo cual implica que $\lambda = \mu$.

El resultado de sustituir (1.4) y (1.6) en la ecuación (1.3) y considerando $F = 0$, es decir, en ausencia de fuerzas exteriores, se obtiene la ecuación de Navier en función de los desplazamientos

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu\nabla^2 \mathbf{u} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (1.12)$$

Que en notación tensorial se expresa de la siguiente forma

$$(\lambda + \mu)u_{k,ki} + \mu u_{i,kk} = \rho \ddot{u}_i \quad (1.13)$$

Donde se ha despreciado el término $v_j \frac{\partial v_i}{\partial v_j}$ en la derivada $\frac{dv_i}{dt}$. Aplicando el operador

divergencia en la ecuación 1.12 y sustituyendo la dilatación cúbica se obtiene:

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad (1.14)$$

Donde

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1.15)$$

Si se aplica el rotacional en la ecuación de Navier y se sustituye $\omega = \nabla \times u$, se obtiene

$$\nabla^2 \omega = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} \quad (1.16)$$

Siendo

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.17)$$

Las ecuaciones 1.14 y 1.16 son ecuaciones de onda, sus soluciones representan dos tipos de ondas que se propagan con distinta velocidad. Las representadas por θ de la ecuación 1.14 corresponden a perturbaciones elásticas de cambios de volumen sin cambios de forma, son ondas longitudinales y se propagan con velocidad α . Estas ondas son las primeras en llegar ($\alpha > \beta$) y en sismología reciben el nombre de ondas P (onda primaria).

Las soluciones para ω de la ecuación 1.16 representan cambios de forma sin cambios de volumen, son ondas transversales, su velocidad es β y reciben el nombre de ondas S (onda secundaria). Ambas reciben el nombre de ondas internas.

1.5 Ondas Planas

Una de las soluciones más sencillas de las ecuaciones (1.14) y (1.16) es la que se expresa con dependencia armónica del tiempo y frentes de onda planos. Para una onda P que se propaga en la dirección de X, esta tiene la forma de:

$$\theta = A \cos[k_\alpha(x - \alpha t) + \varepsilon] = A \cos[k_\alpha x - \omega t + \varepsilon] \quad (1.18)$$

Cuando la onda se propaga en una dirección arbitraria, definida por los cosenos directores v_i , la ecuación toma la forma

$$\theta = A \cos[k_\alpha(\nu_1 x_1 + \nu_2 x_2 + \nu_3 x_3 - \alpha t) + \varepsilon] = A \cos[k_\alpha(\nu_i x_i - \alpha t) + \varepsilon] \quad (1.19)$$

El vector ν_i es normal al frente de onda y define la dirección del rayo o de propagación. Los parámetros que aparecen en estas soluciones son: A la amplitud de la onda; k_α el número de onda $k_\alpha = \frac{2\pi}{\lambda_\alpha} = \frac{\omega}{\alpha}$; ω la frecuencia angular, $\omega = \frac{2\pi}{T}$ donde T es el período y ε la fase en el origen. (No confundir ω con $\boldsymbol{\omega}$ ó ω_i , la frecuencia angular con el vector de rotación).

El argumento del coseno es la fase de la onda. Si ponemos, por ejemplo, la fase cero a la que corresponde la amplitud máxima, esta se propaga en la dirección de ν_i , con la velocidad α , por lo que α es la velocidad de fase. Lo mismo se puede decir de la solución para la onda S,

$$\omega_i = B_i \cos|k_\beta(\nu_i x_j - \beta t) + \eta| \quad (1.20)$$

Este tipo de soluciones es el más sencillo y corresponde a ondas monocromáticas ($\omega =$ constante) planas. En las observaciones, las ondas no son trenes de infinita duración, como los representados por (1.19) y (1.20), sino impulsos cortos que pueden aproximarse por un ciclo de una onda sinusoidal y de esta forma se puede considerar su amplitud y período. Más correctamente, un impulso se representa por la superposición de trenes de onda de distintas frecuencias.

1.6 Desplazamiento de las Ondas P y S.

Los componentes de los desplazamientos de las ondas P y S se pueden expresar, también, en forma de ondas planas, que en forma exponencial vienen dados por

$$u_k^p = A_k \exp i[k_\alpha(\nu_j x_j - \alpha t) + \varepsilon] \quad (1.21)$$

$$u_k^S = B_k \exp i \left[k_\beta (v_j x_j - \beta t) + \eta \right] \quad (1.22)$$

Estos desplazamientos se pueden expresar en función de dos potenciales, uno escalar ϕ y otro vectorial ψ en la forma

$$\mathbf{u} = \nabla \phi + \nabla \times \psi \quad (1.23)$$

Cumpléndose que

$$\nabla \cdot \psi = 0 \quad (1.24)$$

Esta partición es una aplicación del teorema de Helmholtz, es válido para cualquier campo vectorial. Estos potenciales son también soluciones de la ecuación de onda en la forma

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2}; \quad \nabla^2 \psi = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (1.25)$$

Como se puede demostrar sustituyendo (1.24) en (1.12).

Si se supone que tanto ϕ como ψ tienen dependencia armónica del tiempo $\phi(x, t) = \phi(x_i) \exp i \omega t$, al sustituir en la ecuación (1.25) se obtiene:

$$(\nabla^2 + k_\alpha^2) \phi = 0; \quad (\nabla^2 + k_\beta^2) \psi_i = 0 \quad (1.26)$$

Estas ecuaciones se conocen como ecuaciones de Helmholtz y en ellas se ha eliminado la dependencia del tiempo.

Las expresiones de ϕ y ψ , para una solución en la forma de ondas planas que se propagan en la dirección definida por los cosenos directores (v_1, v_2, v_3)

$$\phi = A \exp i \left\{ k_\alpha (v_j x_j - \alpha t) + \varepsilon \right\} \quad (1.27)$$

$$(\psi_1, \psi_2, \psi_3) = (B_1, B_2, B_3) \exp i \left\{ k_\beta (v_j x_j - \beta t) + \eta \right\} \quad (1.28)$$

El potencial ϕ , representa la onda P y el potencial ψ la onda S. De esta forma, se puede escribir:

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}^P + \mathbf{u}^S \quad (1.29)$$

Donde:

$$\mathbf{u}^P = \nabla \phi \quad (1.30)$$

$$\mathbf{u}^S = \nabla \times \psi \quad (1.31)$$

A partir de las ecuaciones (1.27) y (1.28), por un lado, y (1.30) y (1.31), por otro, se puede fácilmente deducir que los desplazamientos de la onda P son longitudinales, coincidentes con la dirección de propagación, y los de la onda S están en un plano normal a esta dirección.

Como en sismología las observaciones sísmicas se realizan en la superficie de la tierra, se acostumbra a referir los componentes de los desplazamientos de las ondas P y S con respecto al sistema de ejes geográficos (x_1, x_2, x_3) en la dirección este, oeste y cenit.

El plano (x_1, x_2) es el plano horizontal, el plano que contiene el eje x_3 y la dirección de propagación v_i es el plano de incidencia o vertical. El plano normal al rayo que contiene al vector \mathbf{u}^S es el plano de la onda S. Las intersecciones de este plano con los planos de incidencia y horizontal definen las direcciones llamadas SV y SH (S vertical y S horizontal), que pueden observarse en la figura 1.7.

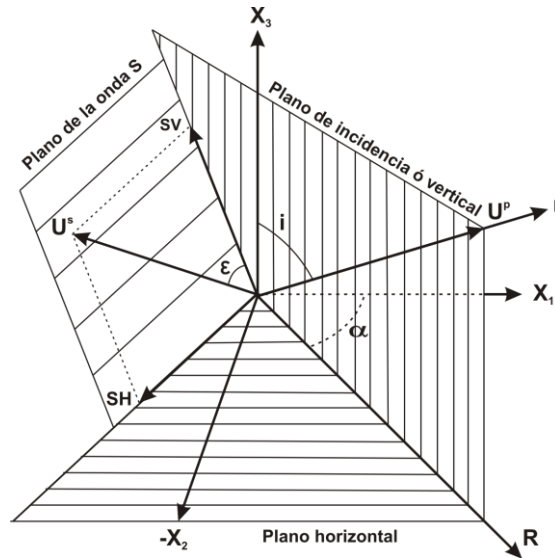


Figura 1.7: Geometría de los desplazamientos P y S en un punto con respecto a un sistema de ejes ortogonal (x_1, x_2, x_3) .

Si se descompone el vector desplazamiento u^S en sus dos componentes en estas dos direcciones, se obtienen las componentes SV y SH de la onda S. El ángulo entre la dirección de la onda S y el eje SV es el ángulo de polarización ε .

$$tg \varepsilon = \frac{SH}{SV} \quad (1.32)$$

El ángulo entre la dirección del rayo v_i , (dirección de la onda P) y la vertical, es el de incidencia i y entre el eje x_1 y la proyección de la dirección de propagación, en el plano horizontal es el azimut α del rayo. Su relación con los cosenos directores del rayo es

$$v_1 = \text{sen } i \cos \alpha \quad (1.33)$$

$$v_2 = \text{sen } i \text{ sen } \alpha \quad (1.34)$$

$$v_3 = \cos i \quad (1.35)$$

Es de importancia saber que el movimiento de las ondas P y la componente vertical SV de las ondas S están en el plano de incidencia y el de la componente SH es normal a éste en el plano horizontal.

En el caso en que un rayo se propague en el plano de incidencia (x_1, x_3) , los componentes del desplazamiento u_1 y u_3 se pueden expresar en función de dos potenciales escalares ϕ y ψ ($\psi = \psi_2$), dejando u_2 aparte.

$$u_1 = \frac{\partial \phi}{\partial x_1} - \frac{\partial \psi}{\partial x_3} = u_1^P + u_1^{SV} \quad (1.36)$$

$$u_3 = \frac{\partial \phi}{\partial x_3} + \frac{\partial \psi}{\partial x_1} = u_3^P + u_3^{SV} \quad (1.37)$$

$$u_2 = u^{SH} \quad (1.38)$$

Así, ϕ es el potencial de las ondas P, ψ de las ondas SV y u_2 el desplazamiento de las SH. Si las ondas se propagan en la dirección positiva de x_1 y x_3 , en función del ángulo de incidencia i , ϕ , ψ y u_2 viene dados por

$$\phi = A \exp ik_\alpha (\text{sen } i x_1 + \text{cos } i x_3 - \alpha t) \quad (1.39)$$

$$\psi = B \exp ik_\beta (\text{sen } i x_1 + \text{cos } i x_3 - \beta t) \quad (1.40)$$

$$u_2 = C \exp ik_\beta (\text{sen } i x_1 + \text{cos } i x_3 - \beta t) \quad (1.41)$$

Eligiendo un sistema de ejes en el que el rayo esté contenido en el plano (x_1, x_3) se simplifica la solución de muchos problemas de propagación de ondas.

1.7 Parámetros de una falla

Una falla puede definirse de manera sencilla como una fractura de material con un corrimiento relativo de sus dos partes o una discontinuidad que se forma en las rocas someras de la Tierra por fracturamiento, cuando concentraciones de fuerzas tectónicas exceden la resistencia de las rocas. La zona de ruptura tiene una superficie más o menos bien definida denominada plano de falla y su formación va acompañada de deslizamiento tangencial (paralelo) de las rocas a este plano. A cada deslizamiento repentino de estos bloques se produce un temblor.

Tal como se observa en la figura 1.8, para definir la orientación de una falla es necesario reconocer los siguientes parámetros:

- ✓ Las dimensiones del plano de falla que son Longitud de la falla y Anchura de la falla que en la figura están representadas por las letras L y D y su área suponiendo que la falla es rectangular es $S = L.D$
- ✓ La traza de la falla que es la intersección del plano de falla ($AA'BB'$) con el plano horizontal.
- ✓ El azimut de la falla representado por ϕ y que se define como el ángulo formado por la traza con el norte geográfico su valor varía en el intervalo de $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$.
- ✓ Buzamiento del plano representado por δ que es el ángulo que forma el plano de la falla con el plano horizontal su valor se encuentra entre: $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$.
- ✓ Dislocación representada por Δu , es el desplazamiento del bloque 1 con respecto al bloque 2.
- ✓ Ángulo de desplazamiento representado por λ es el ángulo entre la dirección de la dislocación y la horizontal, que en resumen da la dirección del deslizamiento y cuyos valores pueden variar entre: $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$.

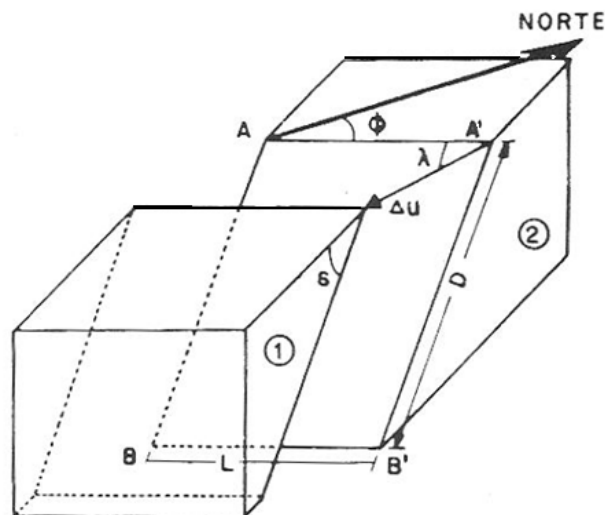


Figura 1.8: Parámetros que definen el movimiento de una falla.

De acuerdo con los valores que tomen los ángulos δ y λ se tienen diferentes tipos de fallas, las cuales se mencionaran a continuación:

- Fallas Normales: $0^\circ < \delta < 90^\circ$ con un desplazamiento de $\lambda = -90^\circ$ (figura 1.9 a)
- Fallas inversas: $0^\circ < \delta < 90^\circ$ con un desplazamiento de $\lambda = +90^\circ$ (figura 1.9 b)
- Fallas Horizontales o de desgarre, llamadas también transcurrentes o laterales son aquellas en las que el valor del buzamiento (δ) está cerca de los 90° , dependiendo del movimiento relativo entre los bloques, la falla puede ser dextral tal como se observa en la figura 1.9 (c) (si el movimiento es a la derecha) cuando $\lambda = 180^\circ$ o sinistral (si es hacia la izquierda), $\lambda = 0^\circ$.
- Fallas de gravedad cuando $\delta = 90^\circ$ y $\lambda = \pm 90^\circ$ (figura 1.9 d).

Además de estos tipos de fallas se tienen las fallas mixtas u oblicuas que ocurren cuando $\lambda \neq 0, 180^\circ$ o $\pm 90^\circ$. Esto se da cuando hay una combinación entre los tipos de fallas antes detallados por ejemplo: una falla normal con una falla de desgarre, provoca una falla oblicua normal como la que se observa en la figura 1.9 (e).

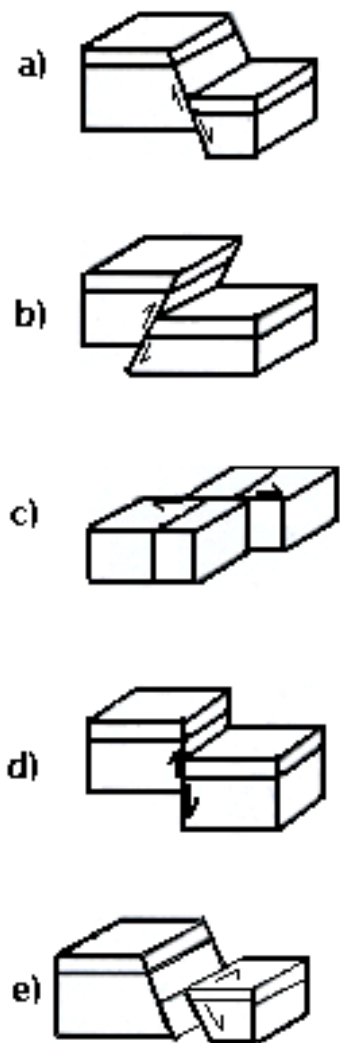


Figura 1.9: Tipos de fallas, (a) Falla normal, (b) Falla inversa, (c) Falla de desgarre, (d) Falla vertical, (e) Falla mixta.

1.8 Tensor de momento sísmico

El mecanismo de los terremotos, corresponde al de una fractura, producida por la acumulación de esfuerzos, actuando sobre una región de la corteza terrestre (Udías y Mézcua, 1987). Una formulación adecuada de este problema es la que hace uso del tensor de momento sísmico que esta relacionado con la situación de esfuerzos en la región focal y es un parámetro importante para caracterizar el tamaño de un sismo; depende de la

rigidez del medio, del área de ruptura y del corrimiento promedio. Si se considera un volumen de material litosférico V sujeto a esfuerzos τ_{ij}^I . En un momento dado $t = 0$, se produce en dicho volumen una fractura de área S y de desplazamiento relativo Δu , en general este desplazamiento variará en magnitud sobre la superficie de la fractura y a lo largo del tiempo, desde su comienzo en un punto determinado hasta su final en los bordes de la fractura. Después de producida la fractura los esfuerzos se habrán reducido a τ_{ij}^{II} .

La caída de esfuerzos que ha producido la fractura será:

$$T_{ij} = \tau_{ij}^I - \tau_{ij}^{II} \quad (1.42)$$

Si τ_{ij}^{II} es cero la caída de esfuerzos es total

El tensor de momento sísmico por unidad de volumen o de superficie se denomina tensor densidad de momento m_{ij} . Este tensor representa el esfuerzo en exceso del elástico o el esfuerzo inelástico, que esta relacionado solamente con las deformaciones inelásticas e_{ij}^T confinadas a la región focal y que a su vez se relacionan con el desplazamiento de la fractura Δu .

$$m_{ij} = C_{ijkl} e_{kl}^T \quad (1.43)$$

El momento sísmico total M_{ij} viene dado por la integral de m_{ij} sobre el volumen de la región focal V_0 debido a que m_{ij} es cero fuera de la región focal.

$$M_{ij} = \int_{V_0} m_{ij} dv \quad (1.44)$$

Este tensor es distinto de la caída total de esfuerzos, que es la diferencia entre el estado inicial y final de de esfuerzos, en la que se encuentra incluido el cambio sufrido por los esfuerzos elásticos. En general el tensor de momento sísmico M_{ij} es simétrico, tiene seis componentes distintas y puede representar, con gran generalidad, los procesos del foco de un terremoto. Sus vectores propios v_1, v_2, v_3 son ortogonales y representan la dirección de

los ejes principales de los esfuerzos y los valores propios $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, representan su magnitud.

Un caso muy importante en la representación de fuentes sísmicas es el de una fractura o dislocación de cizalla (todo el movimiento se produce a lo largo del plano de fractura). En este caso, si n_i es la normal al plano de fractura y l_i la dirección en la que se produce el desplazamiento o dislocación, $\Delta u_i = \Delta u l_i$, se puede escribir el tensor del momento sísmico en la forma

$$M_{ij} = \mu \int_s \Delta u (l_i n_j + l_j n_i) ds \quad (1.45)$$

Para el caso en que la dislocación Δu , la dirección de la dislocación l_i y la normal del plano de fractura n_i son constantes en toda la fractura.

$$M_{ij} = M_0 (l_i n_j + l_j n_i) \quad (1.46)$$

El momento sísmico escalar puede definirse en la siguiente forma:

$$M_0 = \mu \overline{\Delta u} S \quad (1.47)$$

$\overline{\Delta u}$ es el valor medio de la dislocación. De este modo, el momento sísmico se podría calcular a partir de “observaciones de campo”, si fueran evidentes, la dislocación y el plano de falla (cosa poco común). Antes de presentar otras maneras de calcular el momento sísmico, y para entender mejor la magnitud de momento, conviene aclarar que el término “momento”, como se usa en dinámica rotacional para referirse a la fuerza multiplicada por el brazo respecto al punto de giro, es el mismo que aquí se usa para hablar de las fuerzas o esfuerzos tanto compresivos, como extensivos que originan los rompimientos o sismos.

1.9 Desplazamientos producidos por una fuente puntual

El mas simple de los casos para analizar, es el de calcular los desplazamientos elásticos u_i en un punto de coordenadas x_j en un tiempo t , $u_i(x_j, t)$, perteneciente a un medio *infinito, homogéneo e isotrópico* y producido por una fuerza *unitaria impulsiva* que actúa en el

origen de coordenadas en la dirección \mathbf{n} , $f_j = \delta(x_j) \delta(t) \delta_{jn}$. Los símbolos δ se usan para referirse a la denominada función delta. La solución de este problema se conoce como Función de Green para dicho medio, entonces:

$$u_i(x_j, t) = G_{in}(x_j, t) \quad (1.48)$$

Por lo tanto, conociendo la función de Green para el medio, se pueden calcular los desplazamientos producidos por fuentes sísmicas más complejas.

Por ello se puede demostrar que, para una fuerza no necesariamente unitaria, $\mathbf{F}_0 \delta(t)$, actuando en el punto $Q(\mathbf{r}_0)$, y en la dirección de un vector unitario \mathbf{a} , los desplazamientos en el punto $P(\mathbf{r})$ están dados por:

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}) = \mathbf{F}_0 \mathbf{G}(\mathbf{r}|\mathbf{r}_0) \cdot \mathbf{a}(\mathbf{r}_0) \quad (1.49)$$

Consideremos ahora dos fuerzas de la misma magnitud, F_0 , pero de direcciones opuestas, actuando en dos puntos, $Q_1(\mathbf{r}_0 + (\varepsilon/2)\mathbf{v})$ y $Q_2(\mathbf{r}_0 - (\varepsilon/2)\mathbf{v})$, siendo $\mathbf{v}(\mathbf{r}_0)$ un vector unitario, como se aprecia en la figura 1.10

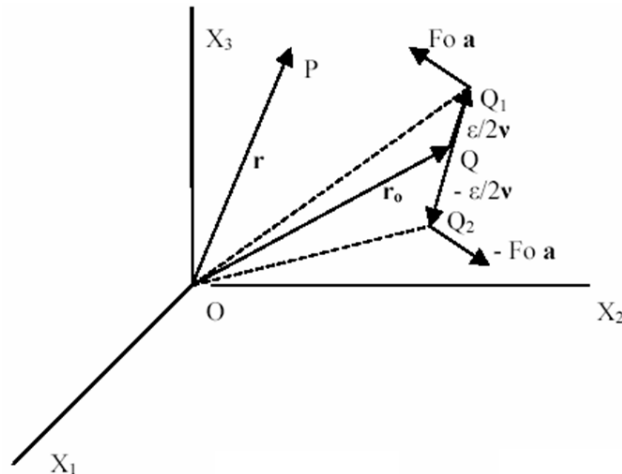


Figura 1.10: Dos fuerzas de la misma magnitud, F_0 , pero de direcciones opuestas, actuando en dos puntos, $Q_1(\mathbf{r}_0 + (\varepsilon/2)\mathbf{v})$ y $Q_2(\mathbf{r}_0 - (\varepsilon/2)\mathbf{v})$. Donde \mathbf{v} es un vector unitario.

Se puede mostrar en este caso, que:

$$u(r) = F_0 \varepsilon \left[\mathbf{a}(\mathbf{r}_0) \nu(\mathbf{r}_0) : \mathbf{grad}_0 G(\mathbf{r} | \mathbf{r}_0) + \mathbf{O}(\varepsilon^2) \right] \quad (1.50)$$

Donde \mathbf{grad}_0 es operador que se aplica sobre las coordenadas de la fuente (\mathbf{r}_0) y los dos puntos (:) significan un doble producto escalar. En el caso límite de $F_0 \rightarrow \infty$ y $\varepsilon \rightarrow 0$, de modo que su producto tiende a una constante, $F_0 \varepsilon \rightarrow \mathbf{M}_0$ (el mismo momento escalar de la fuerza doble o cupla) entonces:

$$u(\mathbf{r}) = \mathbf{M}_0 \mathbf{a} \nu \mathbf{grad}_0 \mathbf{G}(\mathbf{r} | \mathbf{r}_0) \quad (1.51)$$

En el caso anterior hay dos consideraciones importantes:

1. Cuando ν coincide con \mathbf{a} , lo cual genera una fuerza doble, sin momento, fuerza dipolar
2. Cuando ν es perpendicular a \mathbf{a} , lo cual genera una cupla simple. Su momento es M

En la figura 1.11, se presentan ejemplos de dos dipolos y dos cuplas simples:

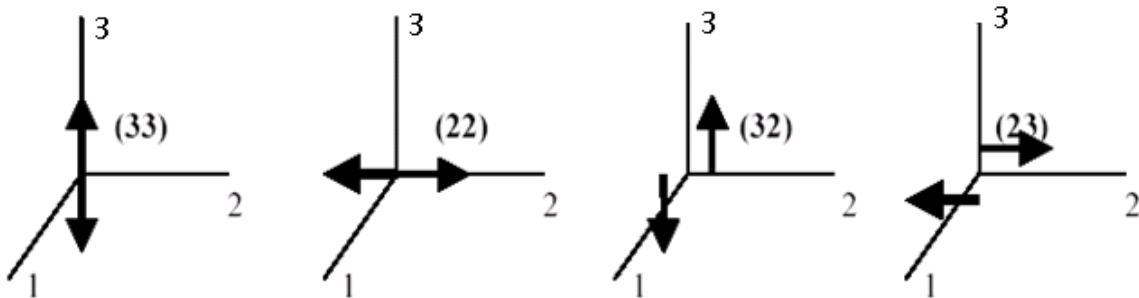


Figura 1.11: Cuando ν coincide con \mathbf{a} , se genera una fuerza doble, como en las primeras 2 figuras (33) y (22). Si ν es perpendicular a \mathbf{a} se genera una cupla simple, con momento M , como las ultimas 2 figuras (32) y (23).

La combinación de cuplas de la forma (ij) con (ji), genera pares de cuplas o cuplas dobles, de fuerza neta cero y momento neto cero. Se puede además demostrar que “el campo de desplazamientos inducido por una cupla doble, es idéntico al inducido por dos dipolos perpendiculares, de igual magnitud y diferentes sentidos, esto es, uno de presión (C) y otro de tensión (T), actuando a lo largo de las *bisectrices* de los ángulos formados

por las direcciones de las fuerza de la cupla doble”. Esto se observa gráficamente en la siguiente figura:

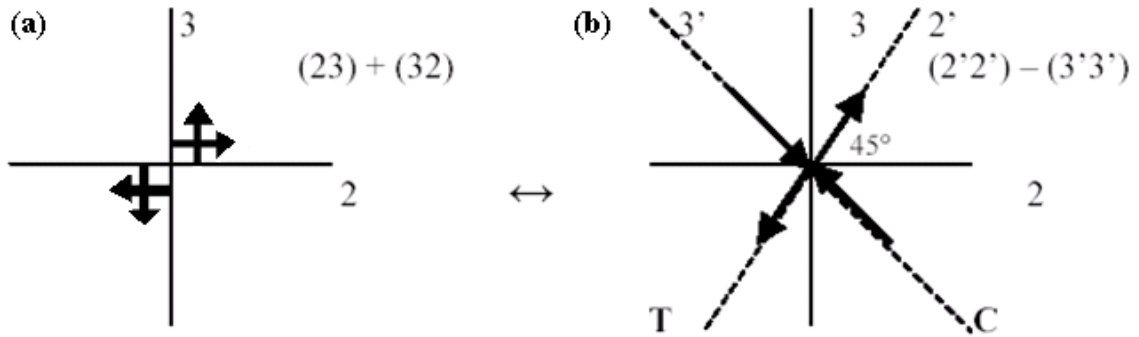


Figura 1.12: (a) cupla doble. (b) dos dipolos perpendiculares, de igual magnitud y de sentidos opuestos, uno representa una compresión C y el otro una tensión T.

Desde el punto de vista de la sismología, los resultados anteriores significan que una fractura con rompimiento y desplazamiento en un plano, lo cual origina un sismo, puede ser producida por un par de fuerzas dipolares perpendiculares T y C, o por una cupla doble, con fuerzas a 45° de los dipolos, la diferencia es irrelevante.

1.10 Esfera focal y patrones de radiación

El método de determinación de los mecanismos focales a partir de registros sismográficos asume que el sistema de fuerzas en una fuente sísmica es un doble par de fuerzas sin momento resultante que corresponde a una fractura de cizalla pura, y que representa la dislocación de la falla.

Estudiando la dirección del movimiento o polaridad del primer arribo de la onda sísmica en una gran variedad de estaciones distribuidas sobre la superficie de la Tierra se puede, usualmente, determinar el tipo de sismo y la geometría del plano de falla (Flower, 1997). Para entender esto considérese la figura 1.13, que representa una falla transcurrente dextral, y supóngase que el mundo es plano y que las estaciones sismográficas A, B, C, D, E y F están localizadas a diferentes distancias de la falla donde ocurrió el sismo.

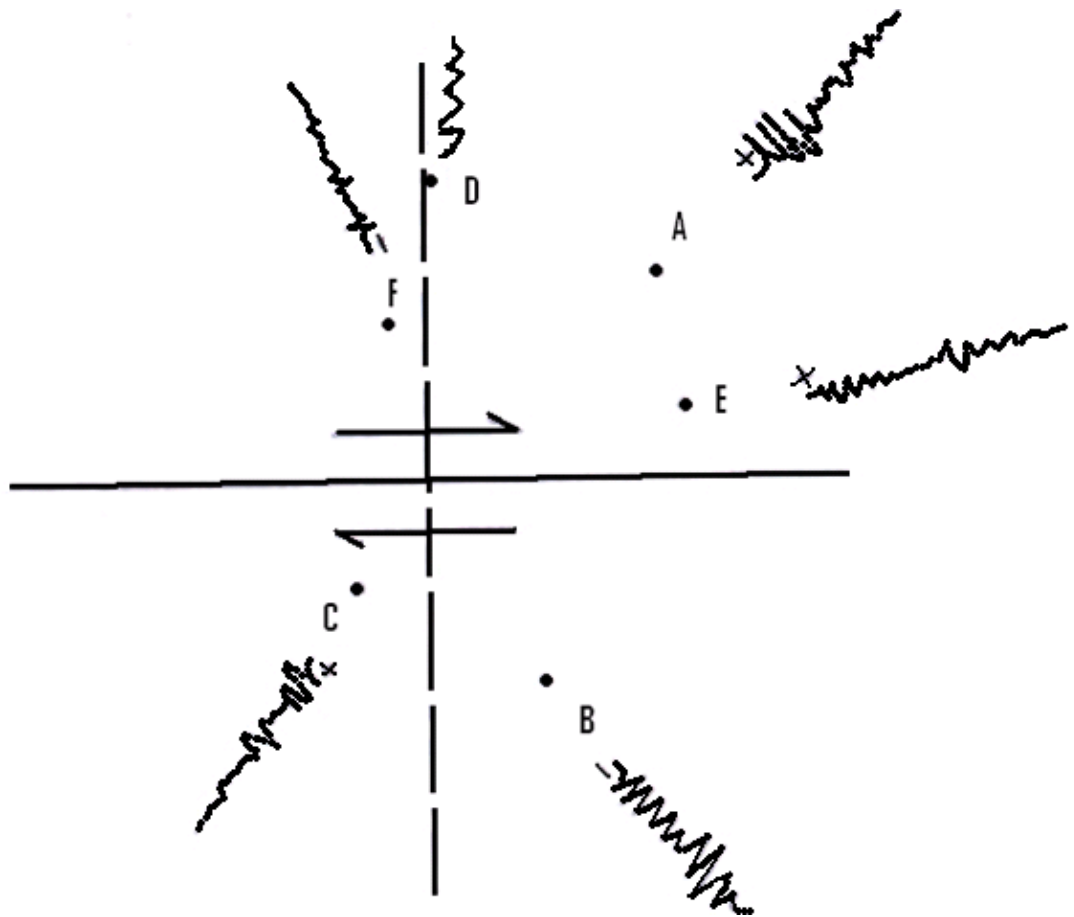


Figura 1.13: Falla transcurrente dextral, alrededor de la cual se encuentran las estaciones A, B, C, D, E y F a diferentes distancias. Las estaciones A, C y E presentan un movimiento de compresión y las estaciones B y F movimientos de dilatación. La estación D no recibe energía de la onda P ya que su dirección es perpendicular a la falla.

El primer movimiento de arribo de la onda P a cualquier estación particular puede ser de compresión (el primer movimiento es un empuje) o dilatación (el primer movimiento es un tirón). En cada una de esas 5 estaciones sismográficas la energía de la polaridad del primer arribo es registrada.

De este modo las polaridades en las estaciones A, C y E son positivas ya que la fuente se mueve hacia ellas (compresionales) y en las estaciones B y F estas polaridades son negativas (dilatacionales) la fuente alejándose de ellas y siendo así que la estación D no

recibe energía de la onda P debido a que su posición es perpendicular a la falla. Si la distribución de compresiones y dilataciones del primer movimiento de muchas estaciones sismográficas alrededor del sismo son graficadas, se podrá observar que caen en cuatro cuadrantes alternadamente, positivos y negativos, formándose un *patrón de radiación* que está representado en la figura 1.14.

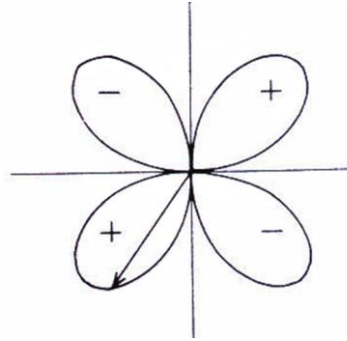


Figura 1.14: Patrón de radiación, donde la longitud de la flecha desde el centro del nódulo hasta las orillas representa la amplitud de las ondas P generadas por la ruptura en esa dirección.

En la curva de la figura 1.15 (a) en forma de trébol, la longitud de una línea recta que vaya desde el origen de coordenadas hasta la curva, en una dirección dada, indica la amplitud de las ondas P generadas por la ruptura en esa dirección. Véase que la amplitud tiene un máximo en direcciones que se encuentran sobre el plano perpendicular a la falla y forman ángulos de 45° con ésta; tiene mínimos, llamados *nodos*, sobre dicho plano en la dirección perpendicular a la falla y sobre el plano de la falla en todas direcciones.

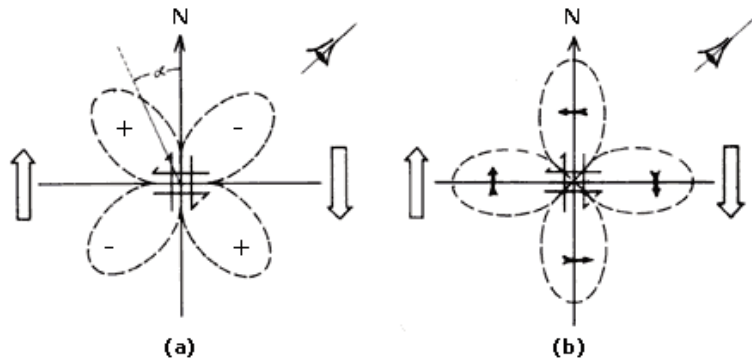


Figura 1.15: (a) típico patrón de radiación para una onda P. (b) patrón de radiación para una onda S, nótese que está rotado 45° respecto al de la onda P.

El patrón de radiación para las ondas S (figura 1.15 b) es parecido al de las ondas P pero está rotado 45° con respecto a éste; las líneas sólida y punteada indican ahora diferentes polaridades para el inicio de la onda. Las ondas superficiales tienen patrones de radiación igualmente sencillos pero más difíciles de interpretar. Nótese que si el deslizamiento hubiera ocurrido, en vez de en el plano de falla, en el plano perpendicular a él (llamado plano auxiliar), el patrón de radiación sería el mismo. Por tanto, existe siempre una incertidumbre en la determinación de planos de falla a partir de estudios del patrón de radiación, aunque generalmente es posible determinar cual de los dos posibles planos es el de falla, basándose en otras observaciones o en consideraciones tectónicas.

Por lo tanto, del estudio de sismogramas obtenidos en varios puntos de la superficie terrestre a donde llegan ondas que salieron del foco en distintas direcciones, se puede determinar cuál es el patrón de radiación de un sismo específico y de allí cuál es su mecanismo focal. De éste se puede inferir el tipo de esfuerzos que actúan en la región donde ocurrió y la posible orientación del plano de falla. Siendo la Tierra un geóide, se debe trabajar en coordenadas esféricas, lo cual complica un poco la geometría pero no los resultados.

Imagínese ahora una pequeña esfera centrada alrededor del foco de un sismo como se muestra en la figura 1.16 (a), esta esfera recibe el nombre de Esfera Focal (Köning y Honda, 1940). Cada punto o estación S, a una distancia angular Δ del epicentro y azimut α_S se proyecta sobre la esfera focal siguiendo la trayectoria del rayo y queda definido por sus coordenadas polares i_h y A las cuales se representan gráficamente en la figura 1.16 (b).

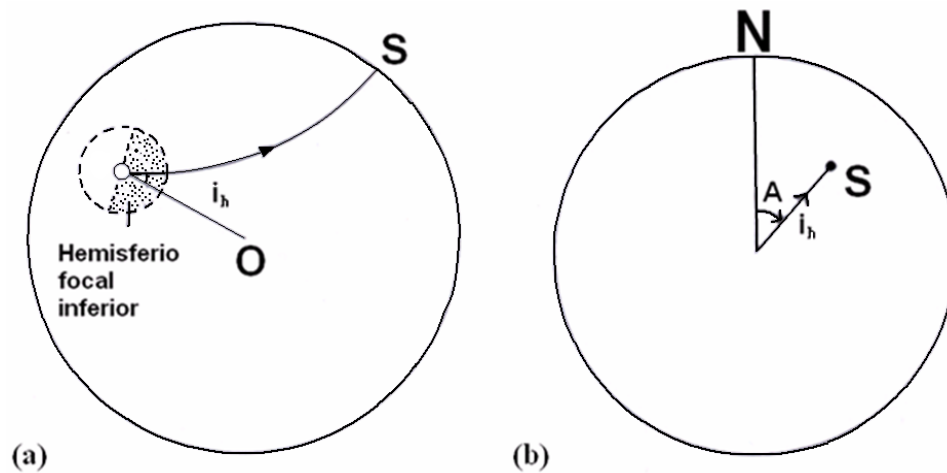


Figura 1.16: (a) Las estaciones que se encuentren más cerca del foco, interceptan al hemisferio inferior de la esfera focal con un ángulo cercano a los 90° . Las estaciones más lejanas, interceptaran el hemisferio inferior casi a 0° , es decir casi verticalmente (b). Una estación S puede ser representada a través de dos coordenadas: el azimut A y el ángulo de salida i_h .

Siendo i_h el ángulo de salida que se mide a partir de la vertical y ϕ es el azimut de la estación con respecto al epicentro: ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico, estos ángulos tiene valores comprendidos entre $0^\circ \leq i_h \leq 90^\circ$ y $0^\circ \leq A \leq 360^\circ$ y se calculan a partir de las coordenadas del foco y la estación. Para calcular el ángulo con la vertical en el cual los rayos interceptan el hemisferio inferior focal, es necesario conocer el movimiento de las ondas P en la estructura de la Tierra, se traza entonces un rayo desde la estación S, hacia atrás, hacia la fuente. Este ángulo de salida, puede ser obtenido a través de tablas sismológicas estándar. El hemisferio focal inferior es entonces proyectado sobre un plano horizontal usando una proyección de áreas iguales, o una proyección estereográfica.

En la figura 1.16 (b) se observa que el primer arribo de una onda P a un sismógrafo cercano al foco de un sismo debe viajar casi horizontalmente. De este modo, dicho rayo intercepta el hemisferio inferior focal casi en su ecuador $i_h = 90^\circ$ en contraste la onda P que llega a una estación en el lado opuesto de la Tierra viaja casi verticalmente hacia abajo del foco, e intercepta el hemisferio inferior focal cerca de su centro (polo) $i_h = 0^\circ$.

Esto significa que estaciones sismográficas cercanas se graficarán cercanos a la orilla de la proyección y estaciones distantes se graficará alrededor del centro. El azimut de cada estación sismográfica es fácilmente medido geográficamente. La polaridad (*positiva* y *negativa*) del primer movimiento registrado en cada estación sismográfica es entonces graficado en esta proyección.

De este modo, datos de estaciones sismográficas alrededor del mundo, pueden ser trazados en una gráfica la cual es una proyección del hemisferio focal inferior, este gráfico permite construir la solución del plano de falla o mecanismo focal.

1.11 Pasos para el cálculo del mecanismo focal

Existen diversos métodos para determinar el mecanismo focal de los terremotos y su aplicación se ha visto muy favorecida con el avance de la informática y por la disponibilidad hoy en día, de información sísmica digital de buena calidad, permitiendo realizar estudios mas detallados sobre los procesos físicos ocurridos en el foco sísmico. Actualmente se tiene diferentes programas basados en distintos principios físicos. El software SEISAN (Havskov and Ottemoller, 2001) es una herramienta para el análisis de datos sísmicos; los archivos de salida de este software usados en conjunto con el programa FOCMEC son utilizados para la determinación de ciertos parámetros del plano de falla.

Antes de construir una solución del plano de falla para un evento sísmico debe seguirse los pasos siguientes:

a) Interpretar la polaridad de la onda P del sismograma de varias estaciones

Para ello se debe tomar en cuenta que un movimiento de compresión es cuando el desplazamiento de la onda está en dirección del foco al punto de observación y dilatación si es en sentido contrario; es decir el punto de observación se desplaza hacia el foco

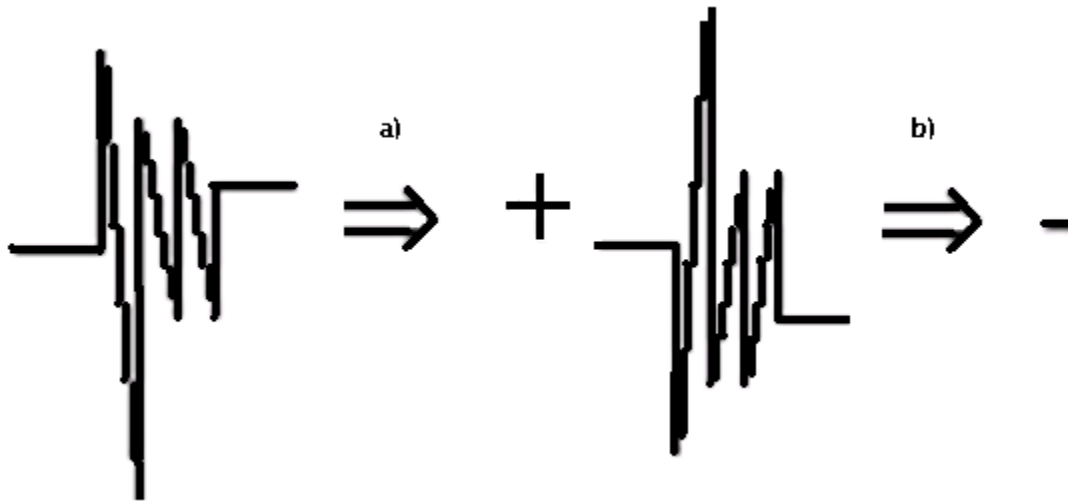


Figura 1.17: (a) Onda que representa un movimiento de compresión (polaridad positiva) el cual indica que el desplazamiento del terreno desde el foco hacia el observador. (b) Representación de una onda con polaridad negativa, es decir de dilatación. El movimiento del terreno es hacia el foco del foco.

- b) Calcular la distancia epicentral y el azimut de la fuente a la estación para cada una de las estaciones.
- c) Calcular el ángulo de salida de los rayos sísmicos de la onda P dejando el hipocentro hacia esas estaciones. Esto requiere el conocimiento de la profundidad focal y la velocidad de la onda P a esa profundidad.

Algunos programas de localización proporcionan los datos mencionados en los literales b) y c) en sus archivos de salida.

El método gráfico consiste en dibujar sobre una proyección de la esfera focal las observaciones una vez reducidas a su superficie y utilizando un símbolo distinto según se trate de compresión o dilatación. Normalmente los dos tipos de proyecciones estereográficas usadas son: de Schmidt, llamada también de áreas iguales y la Wulf o de ángulos iguales que se representan en la figura 1.18

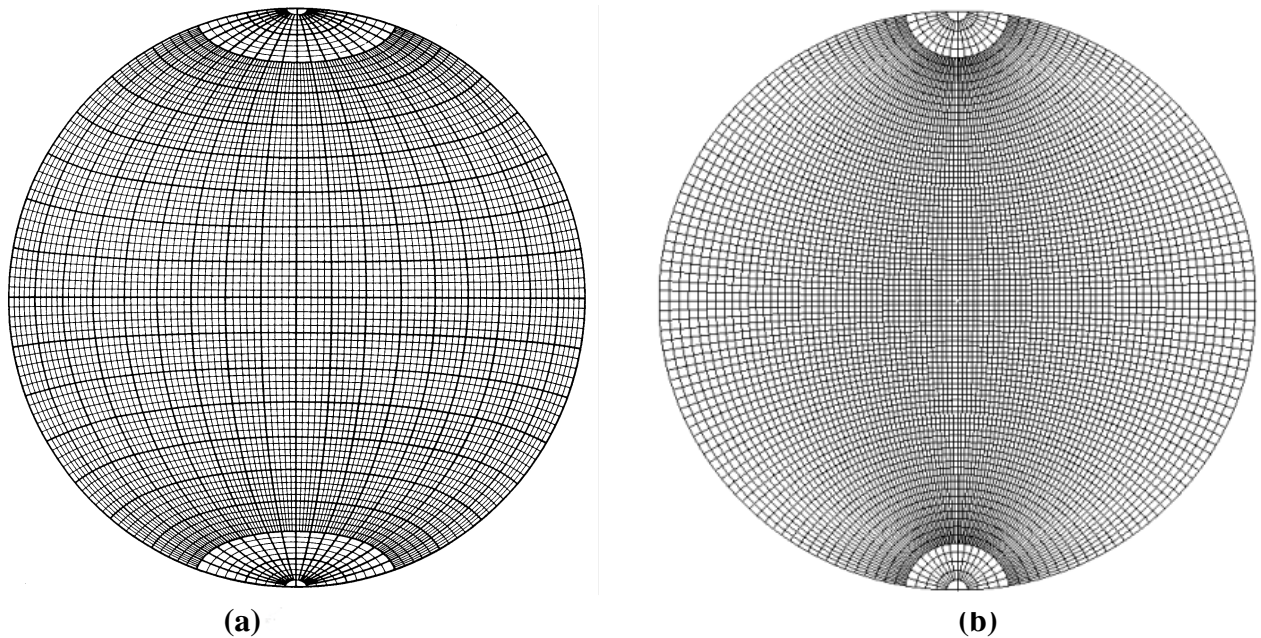


Figura 1.18: (a) Proyección de Schmidt o de áreas iguales. (b) Proyección de Wolf o de ángulos iguales

Es de hacer notar que la proyección de Schmidt es utilizada para graficar el primer arribo de las ondas P y la proyección de Wulf para graficar los arribos de las ondas S.

Una vez representadas las observaciones sobre la proyección de la esfera se separan por dos planos ortogonales: el plano de falla y el plano auxiliar, no es posible definir del gráfico cuál de estos dos planos es el auxiliar y cual es el plano de falla, para ello habrá que recurrir a observaciones de tipo geológico.

1.12 Cálculo del mecanismo focal a través del método de la proyección estereográfica

Para obtener la solución del plano de falla, manualmente básicamente se requiere el siguiente procedimiento (Flower, 1993):

Se marca en una plantilla sobre la estereomalla el norte N, luego usando el azimut (ϕ) y el ángulo de salida del rayo (i_h) se hace la proyección estereográfica en el hemisferio inferior para cada estación, usando diferentes símbolos para indicar si el primer arribo de la onda P observado en la estación es una compresión o dilatación tal y como se muestra en la figura 5.3 (usualmente se utiliza un círculo relleno ● para indicar una compresión y un círculo abierto ○ para indicar una dilatación).

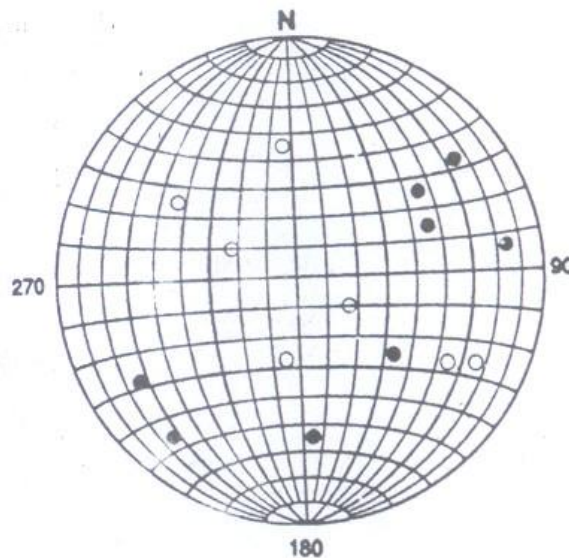


Figura 1.19: Proyección de doce estaciones sobre una estereomalla de Schmidt, los círculos oscuros indican estaciones donde el primer arribo fue de compresión y los círculos blancos representan estaciones donde el primer arribo de la onda P fue una dilatación.

Los datos del primer movimiento son rotados sobre la estereomalla hasta encontrar la línea meridiana que separa la dilatación de la compresión, se traza este plano que es llamado plano nodal 1, se miden 90° desde el plano nodal 1 a lo largo del ecuador de la proyección se marca este punto como Polo 1 o P_1 . El buzamiento del plano nodal 1 δ_1 es medido a lo largo del ecuador de la proyección, desde la base de la estereomalla hasta el plano nodal 1 (obsérvese figura 1.20)

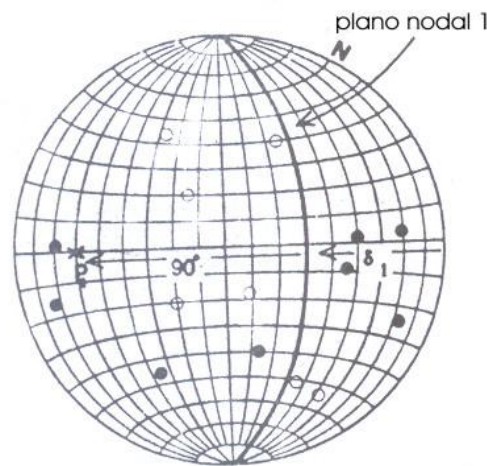


Figura 1.20: Ubicación del plano nodal 1, el polo del plano nodal 1 (P_1) y el buzamiento del plano nodal (δ_1). Obsérvese que el valor de este último es de 60° .

Los datos graficados son rotados de nuevo para encontrar el segundo meridiano que separe lo mejor posible las compresiones de las dilataciones, con la condición que este segundo plano deberá pasar por el polo 1, esto para garantizar que ambos planos son ortogonales entre sí.

De igual manera que en el caso del plano nodal 1 (figura 1.20), para el plano nodal 2 se encuentra el polo 2 P_2 y el buzamiento del plano nodal 2 δ_2 (figura 1.21).

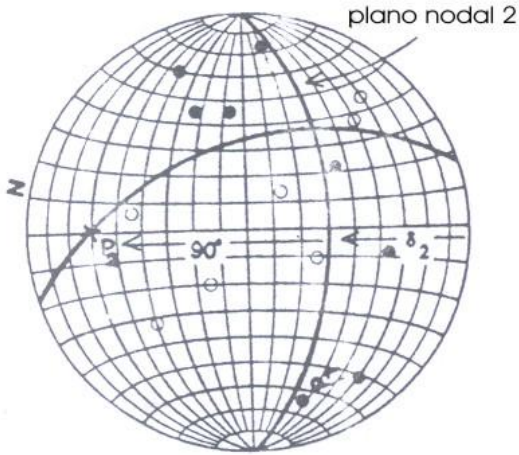


Figura 1.21: Ubicación del plano nodal 2, polo 2 P_2 y buzamiento del plano nodal 2 δ_2 , donde el valor de éste es de 60° . Nótese que el plano nodal 2 pasa por el polo P_1 y el plano nodal 1 pasa por el polo P_2 .

Una vez trazados ambos planos nodales con sus respectivos polos y buzamientos se rota la proyección para que el norte N, esté de nuevo en la parte superior de la proyección. Los azimut de los planos nodales son medidos a partir del norte N, en sentido de las agujas del reloj alrededor de la proyección (ver figura 1.22).

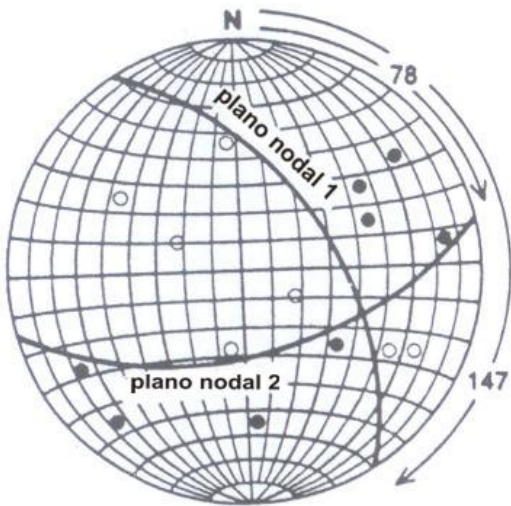


Figura 1.22: Medición de los azimut para el plano nodal 1 y 2. Se miden a partir del norte (N) en sentido de las agujas del reloj, hasta interceptar uno de los planos. Obsérvese que el azimut para el plano nodal 1 es de 147° y para el plano nodal 2 es de 78° .

En la figura 1.23, el vector deslizamiento es normal al plano auxiliar, entonces si el plano nodal 2 es el plano de falla, el punto P_1 es el vector deslizamiento y si el plano nodal 1 es el plano de falla, entonces el punto P_2 es el vector deslizamiento. El azimut de la componente horizontal del posible vector deslizamiento puede ser medido a partir del norte N, en sentido de las agujas del reloj alrededor de la proyección.

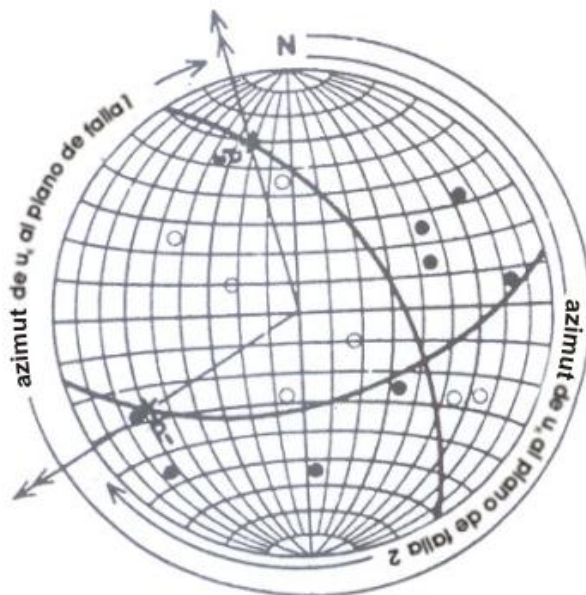


Figura 1.23: En la figura se observan las direcciones los vectores deslizamiento para el plano 1 y para el plano 2. Obsérvese cómo el azimut de cada uno de estos es medido a partir del norte (N) en sentido de las agujas del reloj, marcando para el vector desplazamiento 1, 150° y para el vector desplazamiento 2, 348° aproximadamente.

Para poder distinguir entre los dos planos nodales cual es el plano de falla y cual el plano auxiliar frecuentemente es necesario contar con información adicional. En algunas ocasiones la geología local puede ser usada para decidir cual de los dos planos es el plano de falla. En otras ocasiones el sismo puede mostrar la falla en la superficie, en tal caso el azimut de esa falla puede ser comparado con los planos nodales y ver a cual corresponde.

Una vez se tienen las ubicaciones de las estaciones con sus respectivas polaridades y se han identificado los parámetros de la falla, es común rellenar las zonas de compresión en las proyecciones (figura 1.24).

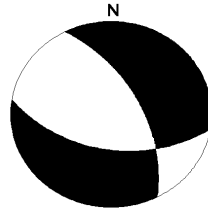


Figura 1.24: Para facilitar la interpretación normalmente se colorea las zonas de compresión con un tono oscuro.

Rellenando de esta manera las proyecciones resulta mas sencillo asociar un mecanismo focal con un tipo de falla específico. En la figura 1.25 se resumen los principales tipos de falla y sus respectivos mecanismos:

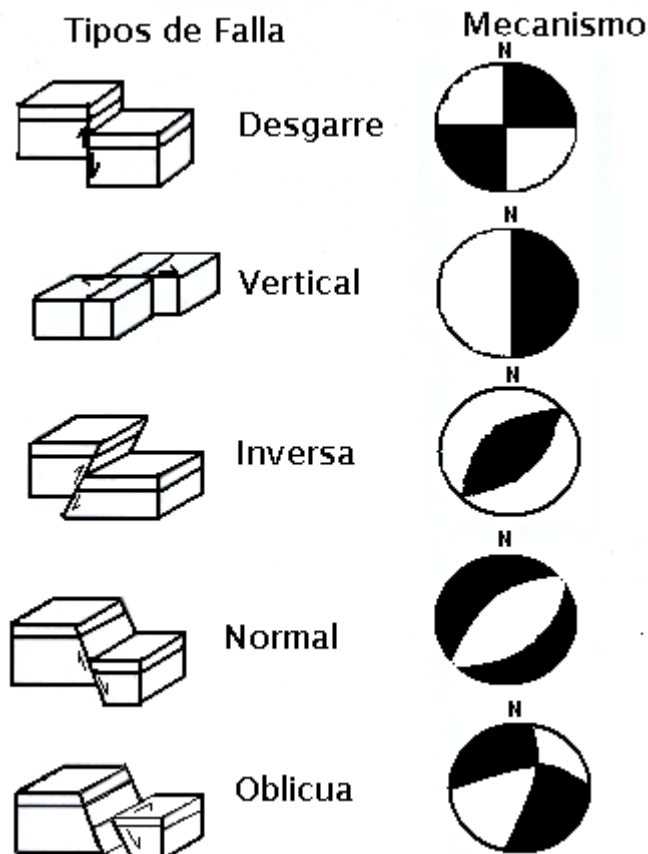


Figura 1.25: Relación de fallas geológicas y los mecanismos focales correspondientes.

1.13 Cálculo del mecanismo focal a través de SEISAN

Para calcular el mecanismo focal de un sismo utilizando el software SEISAN en conjunto con el programa FOCMEC es necesario generar una base de datos que contenga la información de cada sismo. Los datos que contiene dicha base son: tiempos de arribo de la onda P y S a cada estación, ubicación del epicentro y su profundidad, polaridad de la onda P, azimut entre el epicentro y cada estación, ángulo de salida del rayo de la onda P desde la fuente sísmica a cada estación. Para efectos de verificar algunos de los datos es necesario integrar a la base las respectivas formas de onda de cada sismo (sismogramas en formato digital), para el caso de los mecanismos focales se requiere más que todo revisar las polaridades.

Una vez ingresada la base con las formas de onda en el programa, se puede calcular el mecanismo focal para cada sismo, el programa lo da a través de un gráfico como el que se presenta en el ejemplo de la figura 1.26.

```
2004 218 0022 12.9 L 13.745 -89.228 7.0 SAL 17 0.5 2.4CSAL 2.7LSAL
163.2 74.8 -48.2 0
```

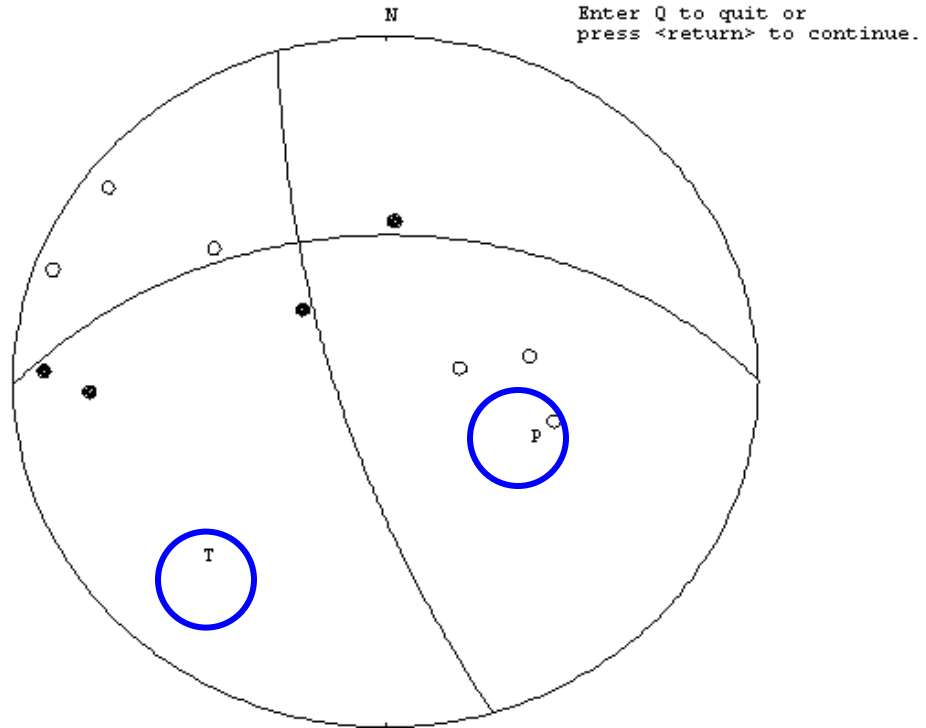


Figura: 1.26: Ejemplo de un archivo de salida utilizando SEISAN, obsérvese que en el archivo de salida se indican las posiciones de los ejes de Presión (P) y Tensión (T) (encerradas en círculos azules).

Obsérvese en la figura anterior que los círculos rellenos ● se usan para indicar una compresión y los círculos abiertos ○ para indicar una dilatación igual que en el caso de calcular el mecanismo focal en forma manual. Las letras T y P representan los ejes de compresión y tensión.

Capítulo 2. Área de estudio.

2.1 Introducción

En este capítulo se presenta la ubicación geográfica de la zona de estudio y se describen sus características sísmicas y tectónicas. Se detalla, además, las condiciones bajo las cuales se realiza el monitoreo sísmico en la zona de estudio por parte de SNET.

El Salvador es afectado principalmente por tres sistemas tectónicos que corren en las direcciones WNW, NNE y NNW, siendo el más importante el sistema WNW el cual ha sido empleado para la subdivisión del país en zonas morfológicas-geológicas (Geografía de El Salvador, 1986)

El área de estudio se encuentra ubicada geográficamente en la parte central de El Salvador, entre el volcán de San Salvador (Quetzaltepec) y el lago de Ilopango, aproximadamente entre las coordenadas: latitud: de $13^{\circ}36'$ a $13^{\circ}54'$ y longitud de $-89^{\circ}18'$ a $-88^{\circ}57'$ esta área es afectada directamente por el eje WNW, el más prominente sistema de debilidad tectónica en la región (Dürr, F. 1960).

2.2 Sismicidad y tectónica

El Salvador, geográficamente se encuentra ubicado en el “anillo de fuego”, zona de actividad sísmica y volcánica que bordea la cuenca del océano Pacífico e incluye toda la costa occidental del continente americano, Japón, Filipinas y Nueva Zelanda. La tectónica de América Central es el resultado de la interacción de de varias placas las cuales se muestran en la figura 2.1. Obsérvese que las velocidades relativas entre estas placas tiene marcadas diferencias: en el caso de las placas del Caribe y Norteamericana la velocidad de desplazamiento es de 1 cm/año, la de Nazca 4 cm/año y para el caso de la placa del Coco entre 8 y 9 cm/año, estando la cresta de la Placa del Coco ubicada frente

a las costa pacífica de Costa Rica, siendo esto una de las fuentes de la alta sismicidad en la zona.

La fuente principal de sismos que afecta a El Salvador es la fosa de subducción, localizada a unos 125 Km. de la costa, en donde la placa de Cocos empieza a sumergirse debajo de la placa del Caribe, llegando hasta profundidades arriba de 300 Km. por debajo del istmo centroamericano.

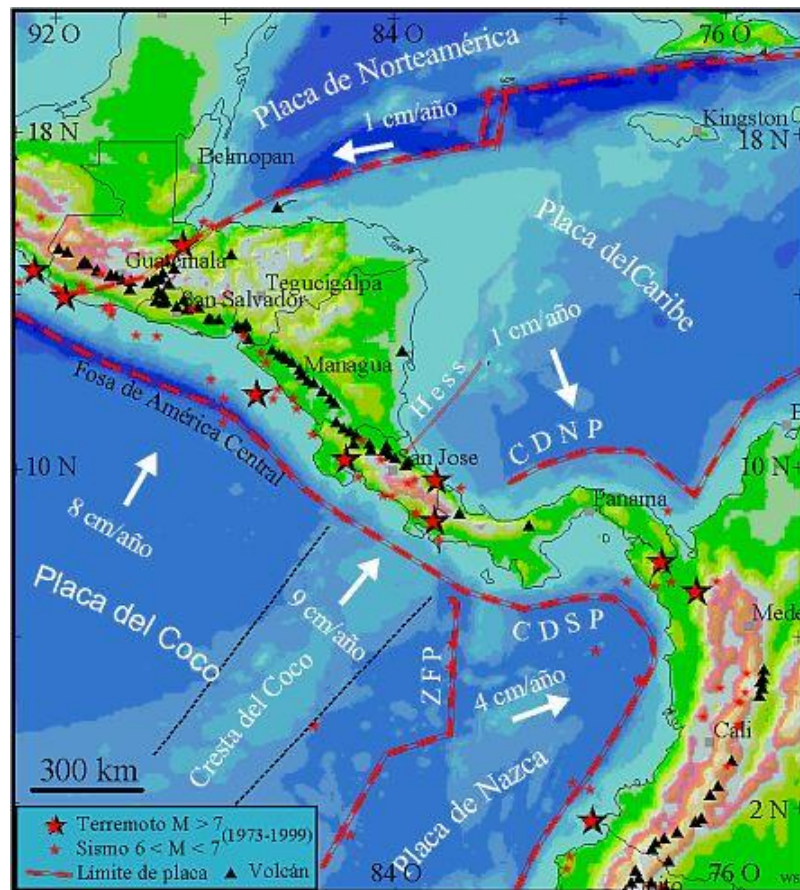


Figura 2.1: Placas tectónicas relacionadas con la sismicidad en Centroamérica, obsérvese las velocidades relativas entre las diferentes placas.
(Figura tomada de <http://www.ineter.gob.ni/geofisica/tect/tect-placas.html>)

El mayor rasgo estructural de El Salvador esta constituido por la fosa Central (Geografía de El Salvador, 1986) y el origen de esta ha sido explicado de la forma siguiente: en el Terciario Superior, fuerzas de compresión regional dieron inicio a la formación de un geoanticlinal, que se extiende paralelamente a la costa del Pacífico, desde Guatemala hasta Nicaragua pasando por El Salvador; posteriormente fuerzas de tensión a lo largo de la cresta de este geoanticlinal dieron lugar a una zona de fallas, seguidas de un hundimiento, formándose de esta manera la Fosa Central.

El vulcanismo del cuaternario en El Salvador esta activado por causa de la zona de fallas antes mencionada; inició a lo largo de las fracturas septentrionales, migrando luego al lado sur de la Fosa Central, donde tiende a ocultarla. Tal actividad volcánica se encuentra activa actualmente.

De lo anterior, puede observarse la gran intensidad del tectonismo en El Salvador; aunque sólo se tiene conocimiento de tectónica de fractura, sin indicios de plegamientos. Existen en el país tres sistemas tectónicos (Dürr, F. 1960):

El primero que corre en dirección WNW y se considera el de mayor importancia, debido a que se le ha empleado para la subdivisión del país en zonas morfológico-geológica. Lo más notable de este sistema consiste en los desplazamientos verticales que se observan a lo largo de esta dirección en todo el país.

A este sistema se le pueden reconocer 5 ejes principales los que se detallan en la figura 2.2

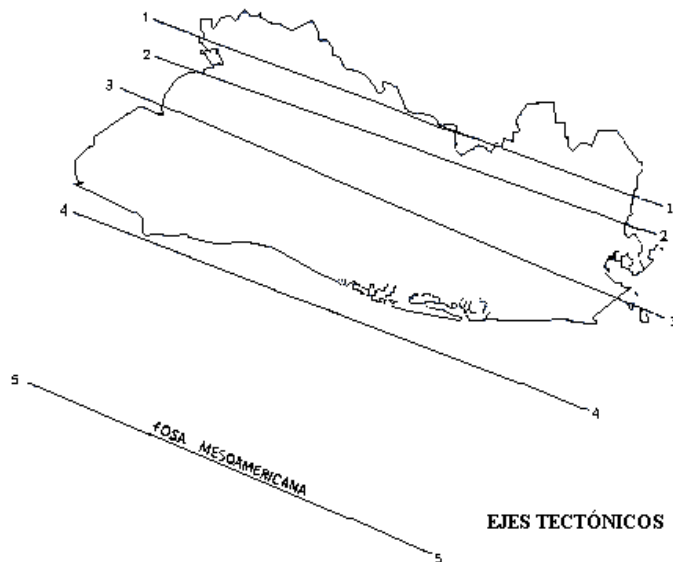


Figura 2.2: Ejes tectónicos WNW de El Salvador. A través de tiempo geológico, la actividad de este sistema se ha ido desplazando hacia el sur (Tomado de Geografía de El Salvador, 1986).

El primer eje no presenta ningún tipo de vulcanismo; el segundo presenta un vulcanismo individual apagado y ambos carecen de actividad sísmica. Mas hacia el sur se encuentra el tercer eje, que parece ser mas prominente; sus dislocaciones y tectónicas formaron continuamente fosas tectónicas (Fosa Central). Es importante notar que este eje cuenta con un vulcanismo individual joven, el cual aún se encuentra, en parte, activo. Los volcanes pertenecientes a este eje son del tipo estrato-volcán; además en esta fosa se encuentran depresiones volcánico-tectónicas como los lagos de Ilopango y Coatepeque y cúpulas de lava como el cerro de San Jacinto. Los movimientos tectónicos son bastante continuos; los hipocentros alcanzan profundidades de más o menos 10 Km.

El cuarto eje se encuentra a unos 25 Km. de la costa, presenta actividad sísmica muy notable con hipocentros de aproximadamente 100 Km. de profundidad.

El quinto eje situado más al Sur, forma la “Fosa Mesoamericana”, que presenta una actividad sísmica muy pronunciada.

De acuerdo a estos ejes que constituyen el sistema tectónico WNW, se puede deducir que la actividad tectónica del país comenzó en el Norte y sufrió posteriormente un desplazamiento gradual hacia el Sur. En la actualidad los ejes de mayor actividad son el 4 y el 5.

Los últimos terremotos que han causado grandes daños en de la zona de estudio se encuentran dentro del tercer eje: son los del 3 de mayo de 1965 con magnitud 6.3 cuyo mecanismo focal representa fallas de desgarre con planos casi verticales y orientación del plano A: 105° y plano B: 195° ; y el del 10 de octubre de 1986 con magnitud de 5.4 con mecanismo focal que representa una falla de desgarre con dos planos casi verticales de azimutes plano A: 276° y plano B: 6° (Buforn, Tavera, y Udías, 1997). Después del sismo del 10 de octubre de 1986, el evento del 17 de febrero de 2001 ha sido el de mayor magnitud registrada hasta la fecha.

Según un estudio del Departamento de Investigaciones Sismológicas del Ministerio de Obras Públicas de El Salvador, en el período comprendido desde 1986 a 1999, (<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismología.html>) ocurrieron 45 enjambres sísmicos, a partir de los cuales se identifican 8 zonas principales de mayor actividad sísmica, dichas zonas se muestran a continuación en la figura 2.3

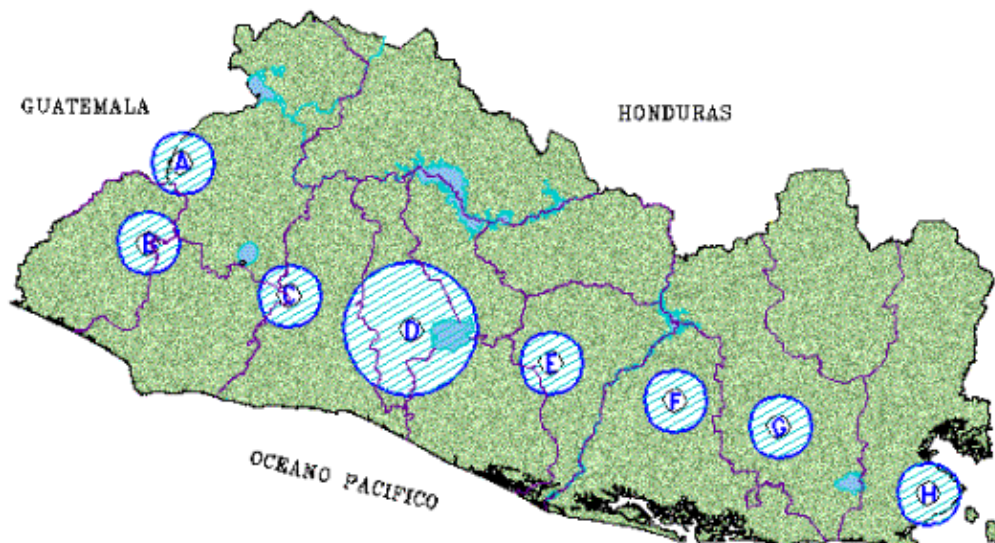


Figura 2.3: Zonas de enjambres sísmicos ocurridos en el periodo de 1985 a 1999. Zona A: Candelaria de la frontera, San Lorenzo. Zona B: Juayúa, Sonsonete. Zona C: Valle de Zapotitán. D: Volcán de San Salvador-Lago de Ilopango. Zona E: San Vicente. Zona F: Berlín-Santiago de María. Zona G: Volcán de San Miguel y Zona H: Conchagua.

Puede observarse de la figura 2.3 que las zonas de enjambres sísmicos coinciden con el eje WNW y que de las ocho zonas de alta actividad sísmica, las que presentan mayor cantidad de enjambres son las de la zona D: San Salvador-Lago de Ilopango, con 13 enjambres en ese período y la zona E: San Vicente con 14 enjambres en el mismo período.

Además, del 16 al 24 de Febrero del año 2004 la red de monitoreo sísmico del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) registró 64 sismos en el Volcán de San Salvador y el AMSS, de los cuales 10 fueron sentidos por la población.

Las distintas series sísmicas ocurridas en el periodo 2001-2003 se han concentrado en diferentes puntos del área Metropolitana de San Salvador. El resumen de este tipo de actividad (volcánica) y la del terremoto del 10 de octubre de 1986 se presenta a continuación:

Tabla I. Resumen de actividad sísmica relevante.

Inicio de sismicidad	Número de sismos	Magnitud Máxima	Zona epicentral
10 de octubre 1986	Mas de 1000	Mb= 5.4	Toda el Área Metropolitana
Después del 13 de febrero de 2001	Más de 2000	Mw = 5.1	Sur oeste de San Salvador
18 de marzo 2002	46	Mc = 3.6	Cerro San Jacinto
10 de octubre de 2003	12	Mc = 2.9	Noroeste de San Salvador
Del 16 al 24 de Febrero de 2004	64	Mi =5.6	Volcán de San Salvador y AMSS

(Basado en la información de la página del Servicio Nacional de Estudios Territoriales, SNET)

En base a la historia tectónica reciente del área y por ser un polo de desarrollo urbano es que se ha considerado entre otras razones tomar la zona D de la figura 2.3 como el objeto de estudio de esta investigación.

2.3 Fallas Geológicas de la zona de estudio

A continuación se presenta el mapa de fallas de la zona de estudio.

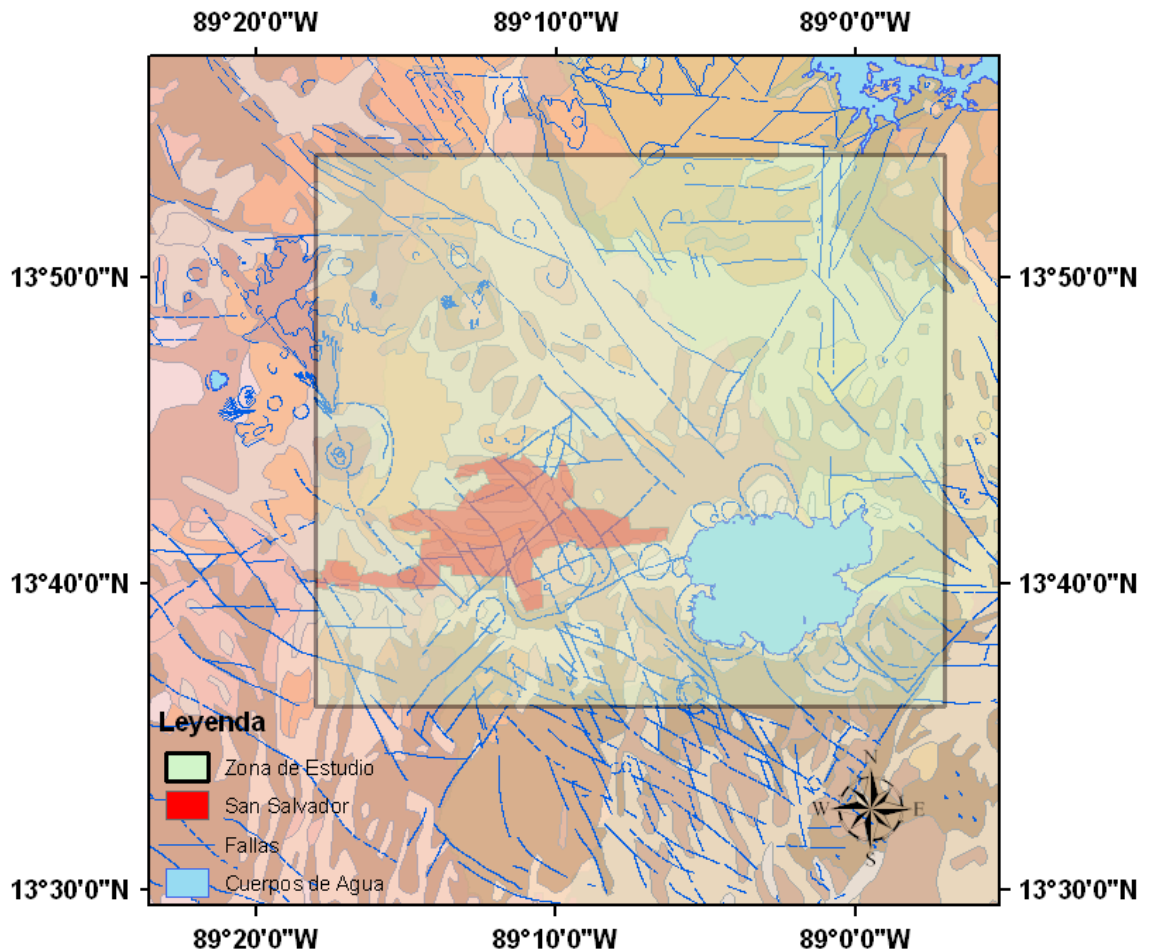


Figura 2.4: Mapa de fallas. La zona de estudio (encerrada en el recuadro), muestra una orientación de fallas predominante en la dirección Noroeste.

Debido al acelerado crecimiento de la ciudad de San Salvador, se pensó en elaborar un estudio geológico detallado del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) y sus alrededores inmediatos, dicho estudio fue elaborado por una misión alemana, enviada por el Servicio Geológico de la República Federal de Alemania en 1975.

En la figura 2.4, se presenta el mapa de fallas basado en la información recopilada por esa misión, como puede observarse la mayoría de las fallas geológicas del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) tienen una orientación predominante en la dirección Noroeste. Este tipo de fallas pueden ser el causante de la sismicidad aislada o en forma de series de sismos que ha afectado el Área Metropolitana de San Salvador y alrededores.

Al hacer una revisión de la sismicidad del terremoto de 1986 y la posterior actividad generada por los terremotos del 2001 se observa que la ubicación de epicentros no concuerda con fallas específicas que tengan representación en los mapas geológicos existentes. Sin embargo, se identifican tendencias lineales que pueden representar los sistemas de fallas que predominan en el AMSS, principalmente el sistema de fallas Noroeste y Noreste. (Bomer, Julián. et, al., 1997)

2.4 Monitoreo Sísmico

Los estudios sismológicos en El Salvador se iniciaron el 25 de octubre de 1890, al establecerse por decreto la creación del Observatorio Astronómico y Meteorológico. Un hecho aún más significativo fue la fundación del Observatorio Sismológico Nacional el 25 de febrero de 1918.

Con la llegada del sismólogo alemán, Dr. Rudolf Schulz en 1953, los estudios sismológicos en El Salvador dieron inicio de manera sistemática no obstante de haber existido instrumentación sísmica desde 1896. Cabe mencionar que se cuenta con información sísmica analógica desde 1952.

Con el fin de modernizar el equipo sismológico existente el Centro de Investigaciones Geotécnicas implementó a finales de 1983 la Red Nacional de Telemetría Sísmica. Con el proyecto se instalaron 11 estaciones telemétricas, con las cuales se estaría en capacidad de detectar sismos con origen dentro o fuera del territorio salvadoreño.

En 1991 la Red Nacional de Telemetría Sísmica fue ampliada a 22 estaciones, 5 de ellas para la vigilancia de la macro y microsismicidad dentro del área metropolitana de San Salvador y 6 estaciones para la vigilancia de los volcanes activos del área metropolitana, el volcán de San Salvador y el de Ilopango. (Tomado de <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismología.html>)

De esta red de Telemetría Sísmica, las estaciones utilizadas en la investigación, por estar dentro de la zona de estudio fueron: estaciones sismográficas BOQ6, PIC4, GRDA, LFU, LFR1, LCB2, LBR3 (todas ellas fueron instaladas a finales del año 1991) y estaciones acelerográficas UESS, UDBS, MAGT, SNET (fueron instaladas en el 2002). En la Figura 2.5 se muestran las ubicaciones de dichas estaciones:

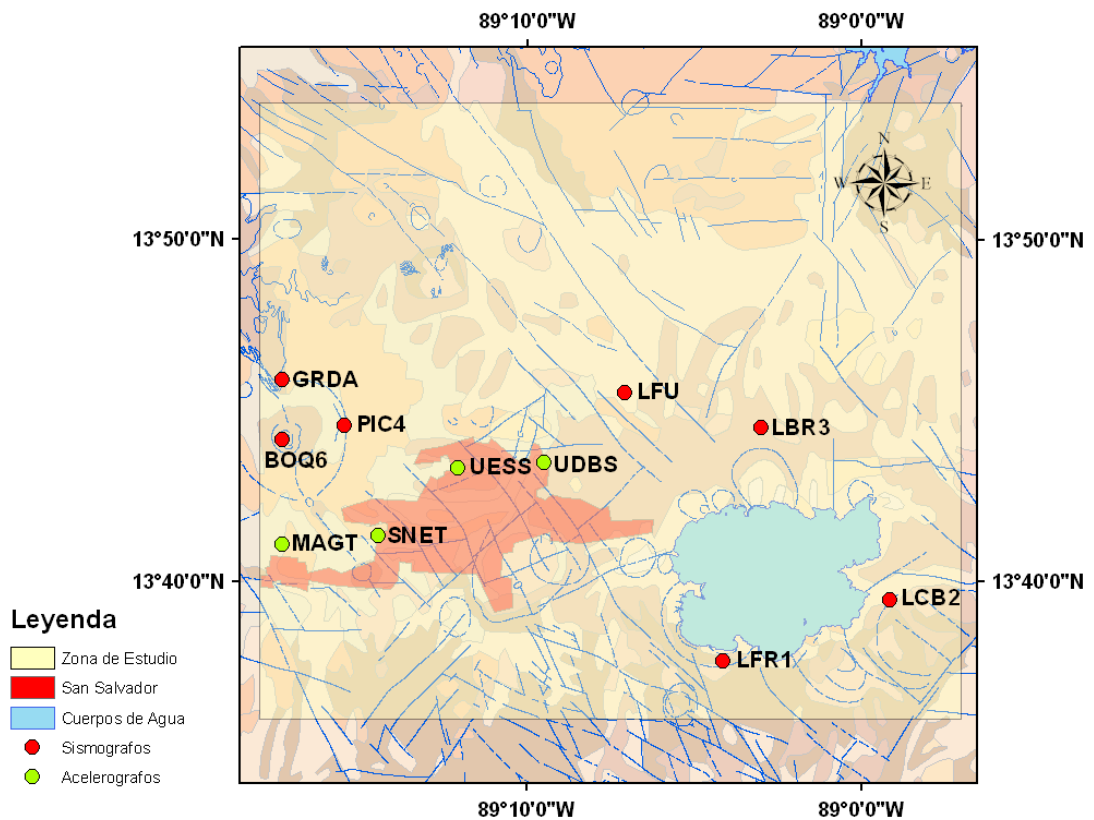


Figura 2.5: Estaciones sismográficas y acelerográficas de la zona de estudio.

Capítulo 3. Metodología.

3.1 Introducción

Existen diferentes programas para determinar el mecanismo focal de los terremotos y su aplicación se ha visto muy favorecida con el avance de la informática y por la disponibilidad que se tiene hoy en día de información sísmica digital, permitiendo realizar estudios más detallados sobre los procesos físicos ocurridos en el foco.

Actualmente se tiene diferentes programas basados en distintos principios físicos. El software SEISAN es una herramienta muy útil para el análisis de datos sísmicos; los archivos de salida de este software usados en conjunto con el programa FOCMEC son utilizados para la determinación de ciertos parámetros del plano de falla, tales como: buzamiento, deslizamiento, ejes de tensión y presión entre otros.

Para el caso específico de ésta investigación, los programas computacionales usados fueron SEISAN con la subrutina FOCMEC y ARCGIS. Los datos de los sismos estudiados se obtuvieron de la base del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET), las coberturas usadas en la elaboración de mapas fueron obtenidas del Sistema de Información Geográfica (SIG) de la Universidad de El Salvador.

En este capítulo se muestran los pasos que se siguieron para tratar la información, explicando algunos detalles del funcionamiento de las subrutinas del programa.

3.2 Tratamiento de información

Con el fin de cumplir con los objetivos planteados para esta investigación se presenta a continuación los siguientes pasos:

Paso I. Selección de información

De la base sismológica de SNET correspondiente al período 1992-2005 se seleccionaron 142 sismos con las siguientes características: 1. Localizados dentro de las coordenadas geográficas latitud $13^{\circ}36'$ a $13^{\circ}54'$ y longitud de $-89^{\circ}18'$ a $-88^{\circ}57'$. 2. Tener una buena cobertura azimutal de estaciones con respecto al epicentro (estaciones ubicadas al menos en 3 de los cuadrantes geográficos). 3. Profundidades focales menores a 20 Km., 4. Tener sismograma en formato digital.

Es de hacer notar que con los registros de los años 1992 y 1993 no se pudo trabajar debido a que SEISAN no reconoce los registros.

Paso II Creación de una base de datos en formato SEISAN

Una vez seleccionados los sismos de la base general, es necesario generar una base de datos en formato SEISAN que contenga la información de cada sismo.

Los datos que contiene dicha base son: tiempos de arribo de la onda P y S a cada estación, ubicación del epicentro y su profundidad, polaridad de la onda P, azimut entre el epicentro y cada estación, ángulo de salida del rayo de la onda P desde la fuente sísmica a cada estación. También es necesario integrar a la base las respectivas formas de onda de cada sismo (sismogramas en formato digital).

Paso III Identificación de la polaridad de la onda P

Dado que el método utilizado en esta investigación se basa en la polaridad de la onda sísmica P, en este paso se procedió a identificar en los sismogramas digitales de cada sismo la polaridad del arribo de la onda P en cada estación. Para ello se utilizó la base de datos creada en el paso anterior.

Tal como se explicó en la sección 1.11, en un sismograma registrado en la componente vertical, si el primer pulso es hacia abajo representa dilatación y hacia arriba compresión. En SEISAN una polaridad hacia abajo se identifica con una D y hacia arriba con una C. Un ejemplo de como se identificaron las polaridades de las formas de onda usando SEISAN se muestra en la Figura 3.1, donde puede observarse una compresión y una dilatación.

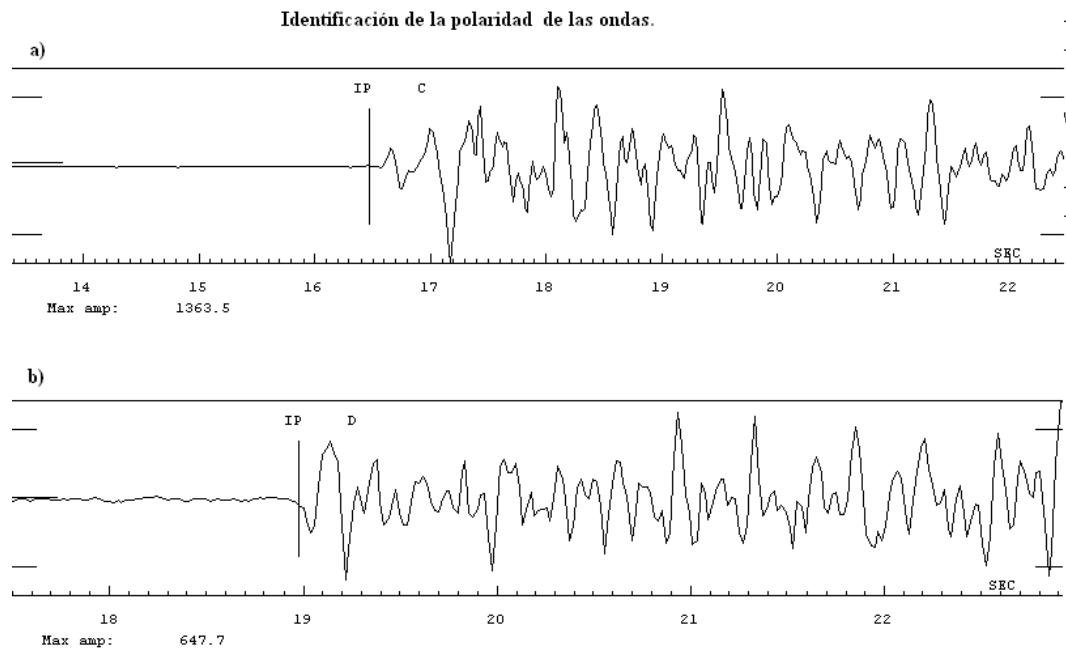


Figura 3.1: Identificación de la polaridad de las ondas. a) Ejemplo de una forma de onda cuya polaridad del primer impulso de la onda P es una compresión. b) Ejemplo de una forma de onda con polaridad del primer impulso de la onda P como una dilatación.

También existieron casos donde fue difícil o imposible identificar el tipo de polaridad, como se puede ver en la figura 3.2, en tales casos esta forma de onda no se utilizó para el cálculo del mecanismo focal.

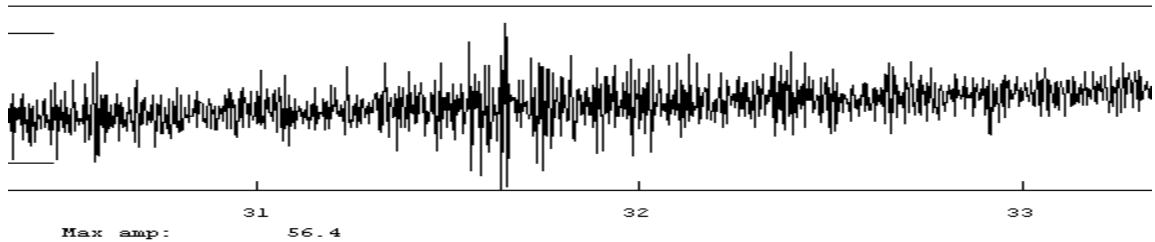


Figura 3.2: Ejemplo una forma de onda a la que no se le puede identificar la polaridad del primer impulso de la onda P debido al exceso de ruido eléctrico.

Paso IV. Calcular los mecanismos focales.

Al tener identificadas las polaridades del primer impulso de la onda P para cada evento en todas las estaciones, o por lo menos en aquellas en las que fue posible identificar la polaridad, se procedió a calcular el mecanismo focal. En algunos casos, se descartaron los eventos debido a la dispersión de los resultados.

Como por ejemplo el evento del 23 de abril del 2004 a las 02:09, el cual tenía 13 polaridades identificadas del primer impulso de la onda P, presentó 49 posibles soluciones las cuales se encontraban muy dispersas, como se observa en la figura 3.3

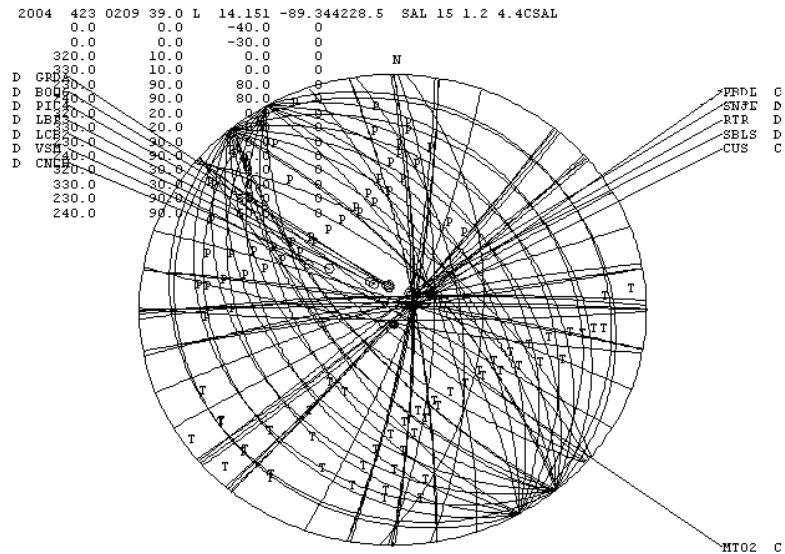


Figura 3.3: Soluciones encontradas para el evento del 23 de abril de 2004 registrado a las 02:09, donde se observa mucha dispersión en las soluciones, por lo cual se desecho el evento.

Paso V. Graficar los epicentros en el mapa de fallas y relacionarlo con los mecanismos focales obtenidos.

Después del proceso de selección y análisis, el número de eventos a estudiar se redujo a 37 sismos, los cuales son mostrados en la figura 3.4, en donde se puede observar que los epicentros se concentran en dos zonas, la primera en la zona noroeste de San Salvador, entre el área metropolitana de San Salvador y el Volcán de San Salvador, y la segunda zona de concentración de actividad sísmica fue en el lago de Ilopango y sus alrededores.

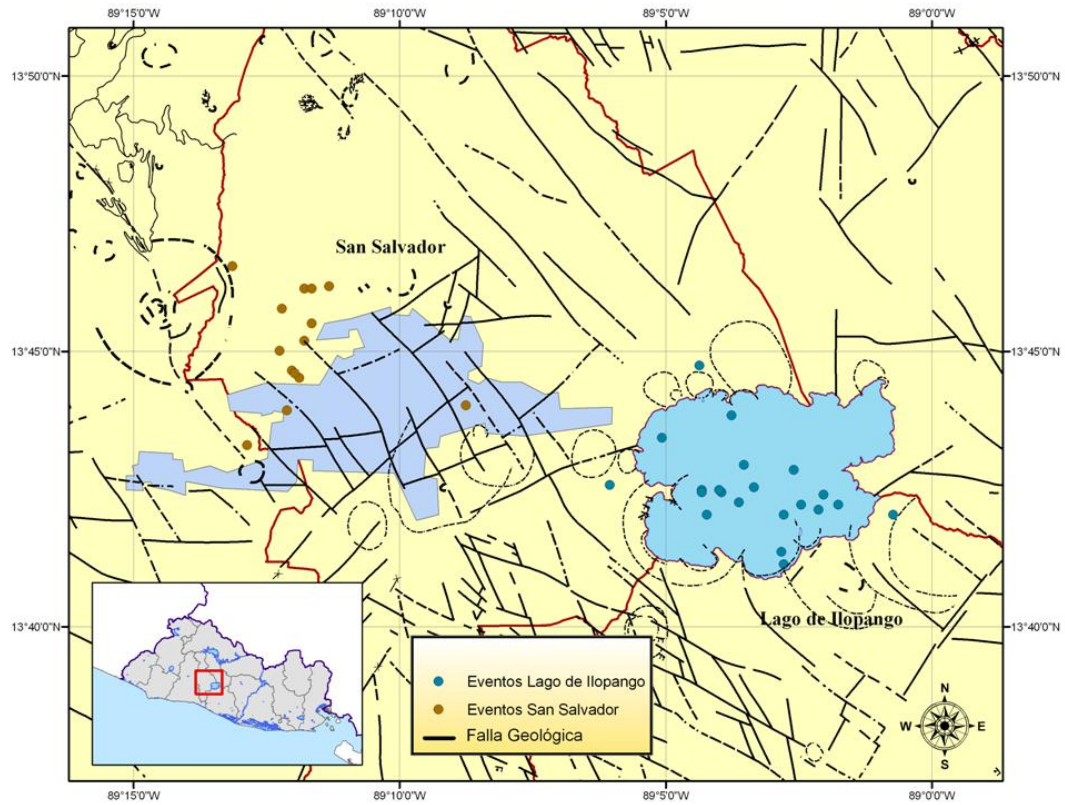


Figura 3.4: Ubicación de epicentros de los sismos estudiados. Se agruparon en 2 zonas. Zona 1, 15 sismos ubicados al noroeste entre San Salvador y el Volcán de San Salvador; zona 2, 22 sismos ubicados en el Lago de Ilopango y sus alrededores.

Capítulo 4. Presentación y Discusión de Resultados.

4.1 Presentación de resultados.

Después de tomar de la base general de SNET todos los sismos que cumplieron la condición de encontrarse dentro de la zona de estudio, y durante el periodo de estudio, no importando su distribución de estaciones, profundidad o magnitud. Los epicentros de esta segunda base se trataron de correlacionar con los resultados de los mecanismos focales.

Con este objetivo se buscaron y graficaron los epicentros de los sismos ocurridos en las mismas fechas o fechas cercanas a la de los sismos con mecanismo focal, esto con el fin de identificar alineaciones de epicentros que coincidan con los posibles planos de falla

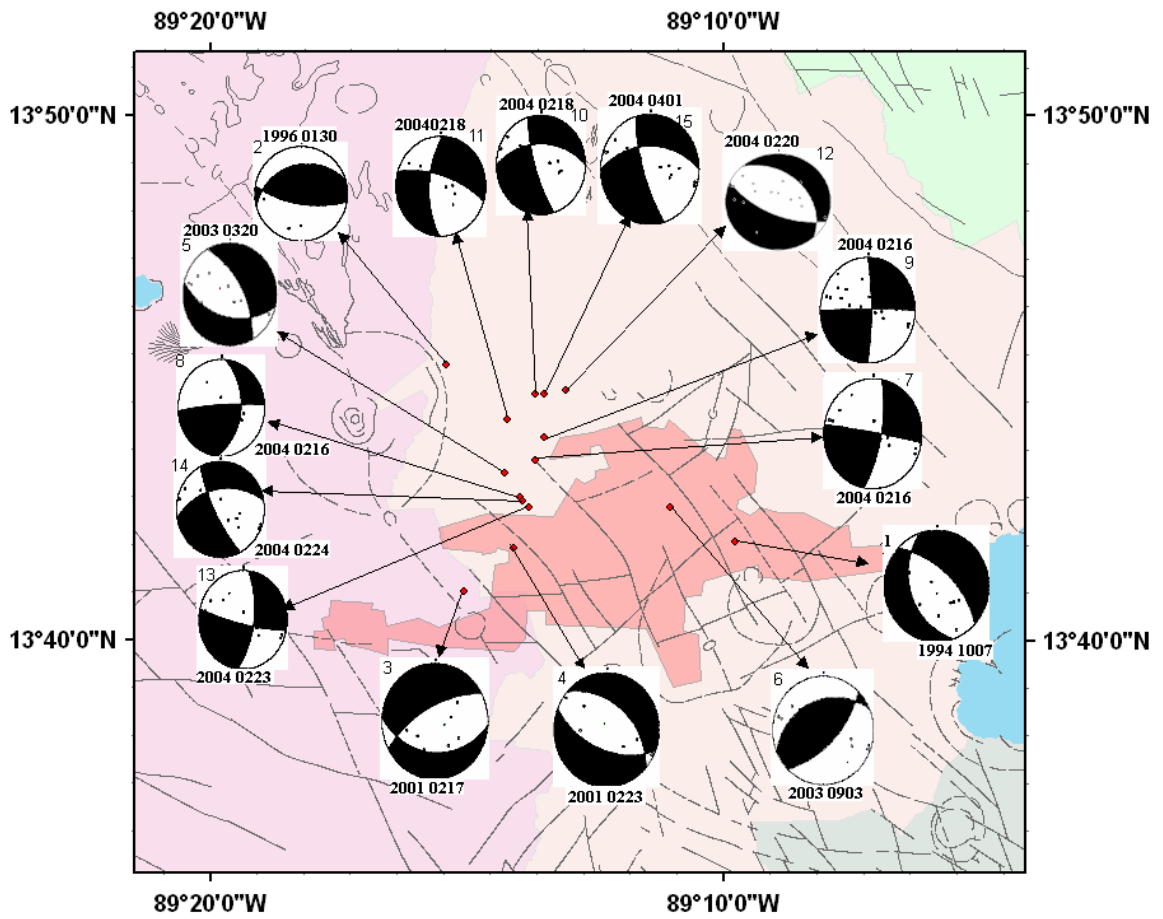


Figura 4.1: Mecanismos encontrados para los sismos de la zona de estudio 1.

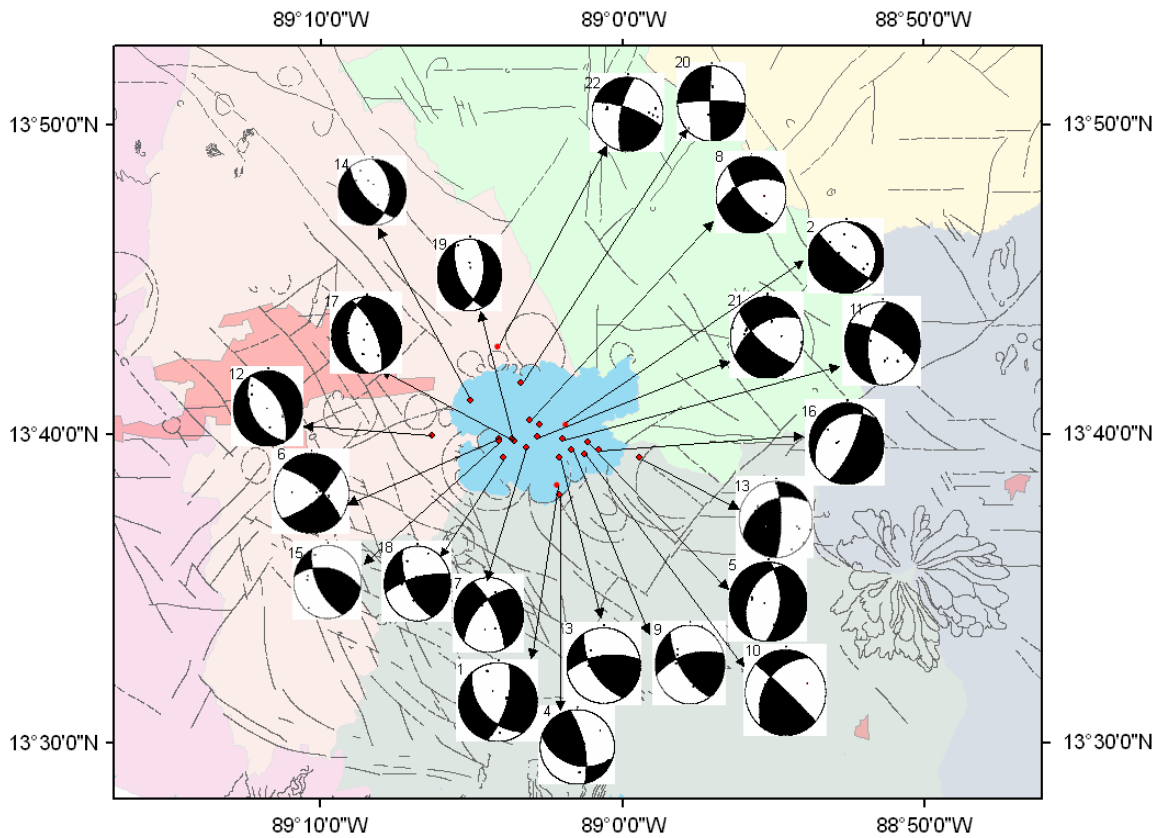


Figura 4.2: Mecanismos encontrados para los sismos de la zona de estudio 2.

Después de ubicar espacialmente los mecanismos focales calculados para cada sismo dentro de las zonas 1 y 2, se graficaron sobre una esfera los ejes de Presión y Tensión (P y T) de cada mecanismo focal calculado, obteniéndose las distribuciones mostradas en la figura 4.3.

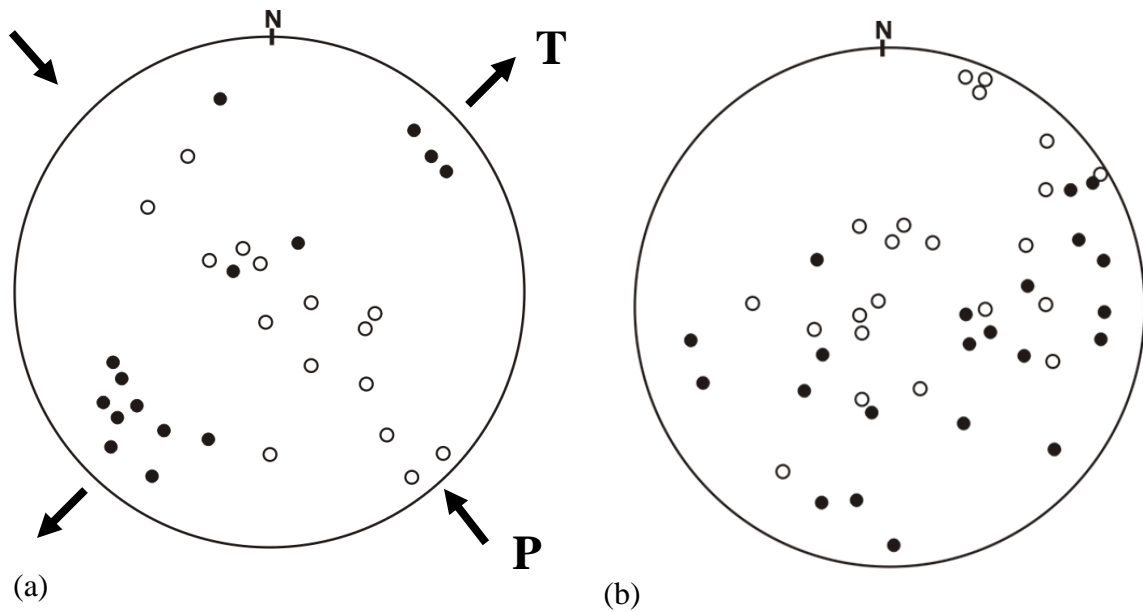


Figura 4.3: Gráfico de todos los ejes P (puntos blancos) y T (puntos negros) de presión y tensión obtenidos de los mecanismos focales calculados para el área 1 (a) y el área 2 (b).

De la distribución de los ejes de presión y tensión graficados en la figura 4.3, se observa que para la zona 1 los dos ejes principales de esfuerzo son horizontales y la orientación media es NEN-SWS para el eje de tensión y WNW-ESE para el de presión. Esta interpretación es congruente con los resultados obtenidos al estudiar los mecanismos focales de los terremotos de 1951, 1965 y 1986 (Buforn, E., Tavera, H., Udías, A, Muñoz, D.1997)

Para la zona 2 no resulta nada concluyente de la figura, ya que la distribución resultó muy dispersa.

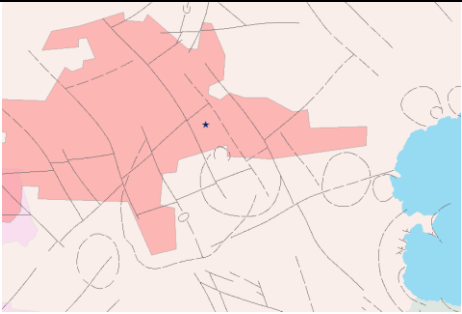
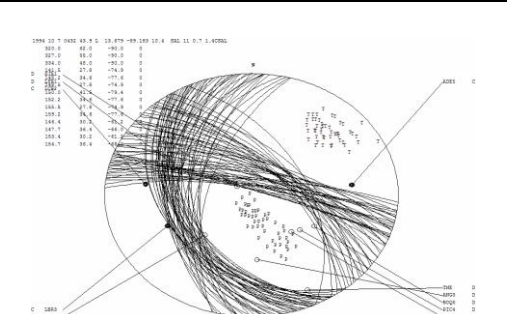
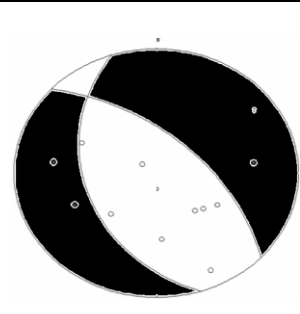
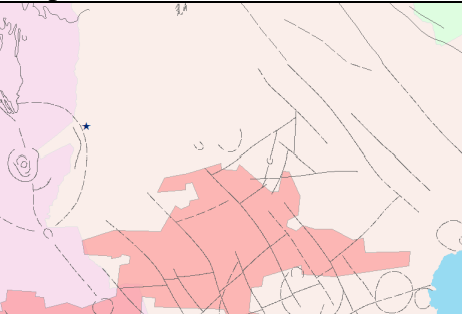
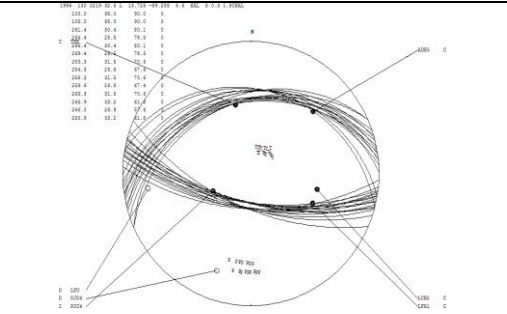
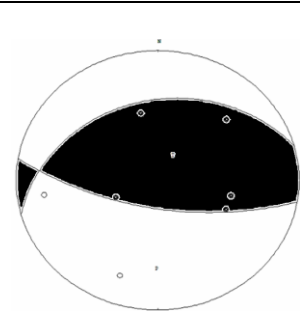
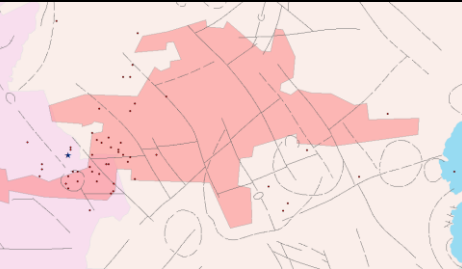
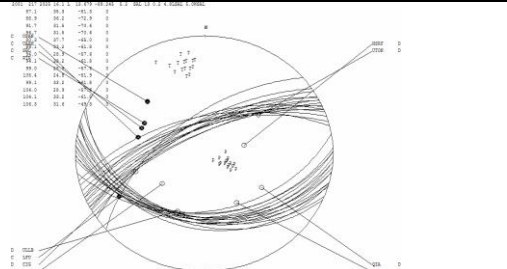
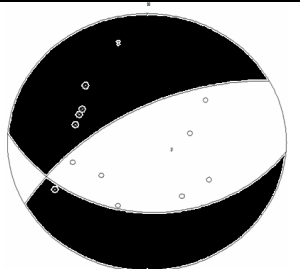
De la base general de datos del SNET, se tomaron 142 sismos que cumplieron los requisitos planteados en el protocolo de investigación. De los 142 sismos se encontró mecanismos focales para 37.

Las razones por las que no se obtuvo mecanismo focal para los 105 sismos restantes son:

1. Los registros sismográficos no se tenían en forma digital adecuada para ser procesados por el programa SEISAN.
2. Algunos sismos fueron registrados por 7 estaciones, pero la cantidad de ruido en los sismogramas, no permitió leer la polaridad del primer arribo de la onda P, de esta manera no fue posible cumplir con el requisito de la cobertura azimutal.
3. A pesar de tener buena cobertura azimutal, en algunos casos se obtenía soluciones muy dispersas, por lo que estas no eran confiables y se desecharon.

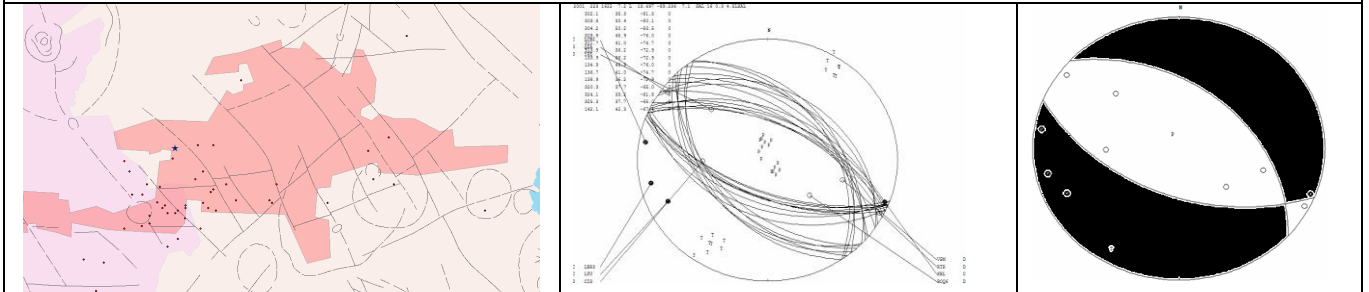
Los Mecanismos focales calculados pueden observarse en las tablas II y III. En la primera columna aparece el mapa en que se ha ubicado espacialmente el sismo con mecanismo focal calculado (representado con una estrella) y los sismos ocurridos en la misma fecha (replicas) representados con un punto, en la segunda columna el mecanismo focal obtenido con el programa SEISAN y en la tercera el mecanismo focal terminado. Cada sismo es identificado en la parte superior de la siguiente manera: número correlativo del sismo, fecha de ocurrencia en el formato año, mes, día; hora en que fue registrado el sismo en el formato hora, minutos; la magnitud del sismo; la letra L significa que el sismo es local y finalmente la localización del sismo, Latitud y Longitud respectivamente; después, se encuentra un comentario sobre el tipo de falla representada por el mecanismo, la cantidad de replicas para cada sismo; y la tendencia o relación que podría existir entre ellas.

Tabla II. Mecanismos focales encontrados para la zona 1.

<p>1) 1994 1007, 0432, 1.5, L 13.698, -89.163.</p> <p>El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, no hay replicas para este sismo en la base general.</p>		
		
<p>2) 1996 0130, 0219, 1.8 L 13.754, -89.257.</p> <p>El mecanismo corresponde a una falla oblicua inversa, no hay replicas cercanas para ese periodo de tiempo.</p>		
		
<p>3) 2001 0217, 2025, 4.9, L 13.682, - 89.251.</p> <p>El mecanismo representa una falla oblicua normal, en ese día pueden observarse 85 replicas, pero no se logra distinguir ningún tipo de relación entre ellas.</p>		
		

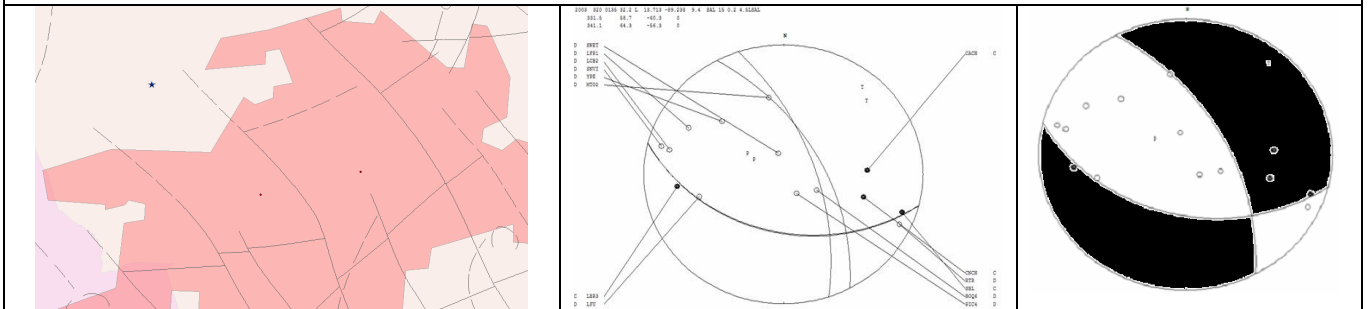
4) 2001 0223, 1622, 4.5, L 13.696, - 89.235.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, en este día se pueden observar 32 sismos, todos se encuentran bastante cerca pero no se observa ningún tipo de alineación.



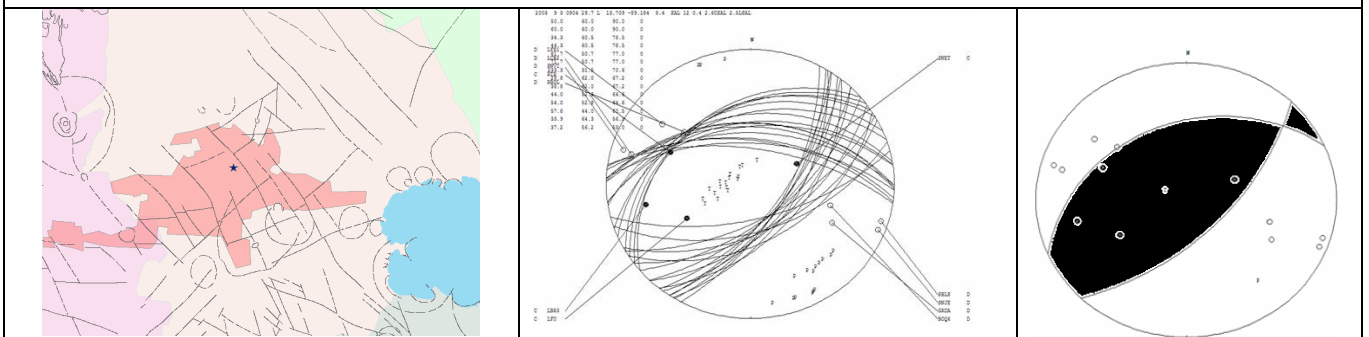
5) 2003 0320, 0135, 4.5, L 13.720, -89.238.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, solo se tienen 2 replicas que están un poco alejadas del sismo principal.



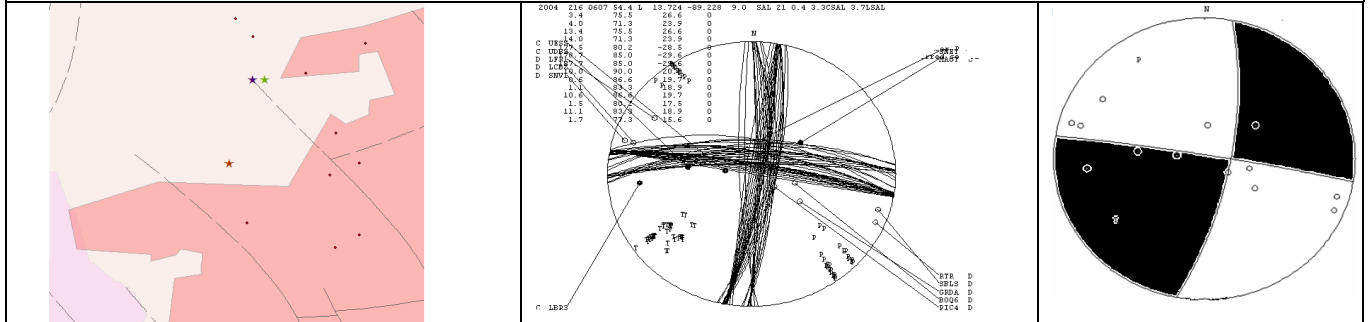
6) 2003 0903, 0904, 2.5, L 13.709, -89.184.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua inversa. No hay replicas para ese día.



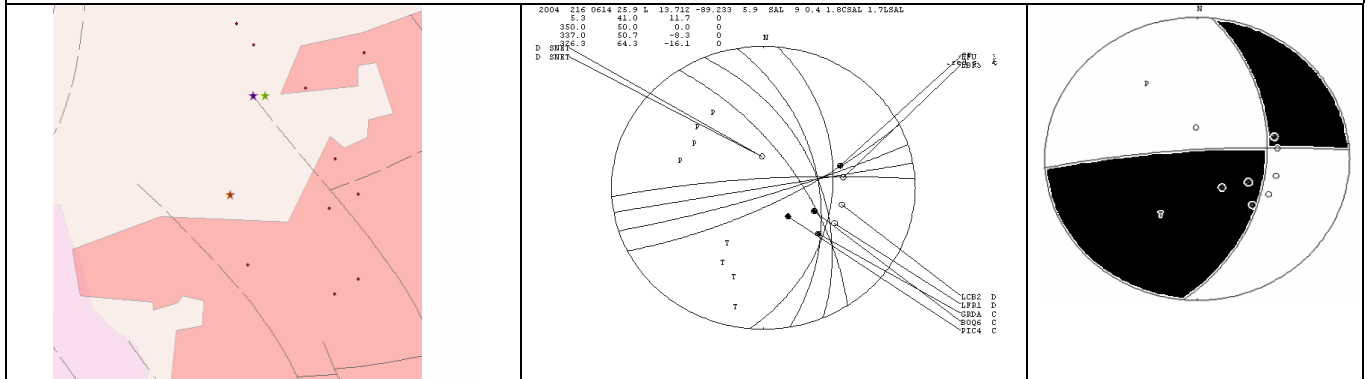
7) 2004 0216, 0607, 3.7, L 13.724, -89.228.

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre. Hay 14 replicas, no se observa alineación entre ellas.



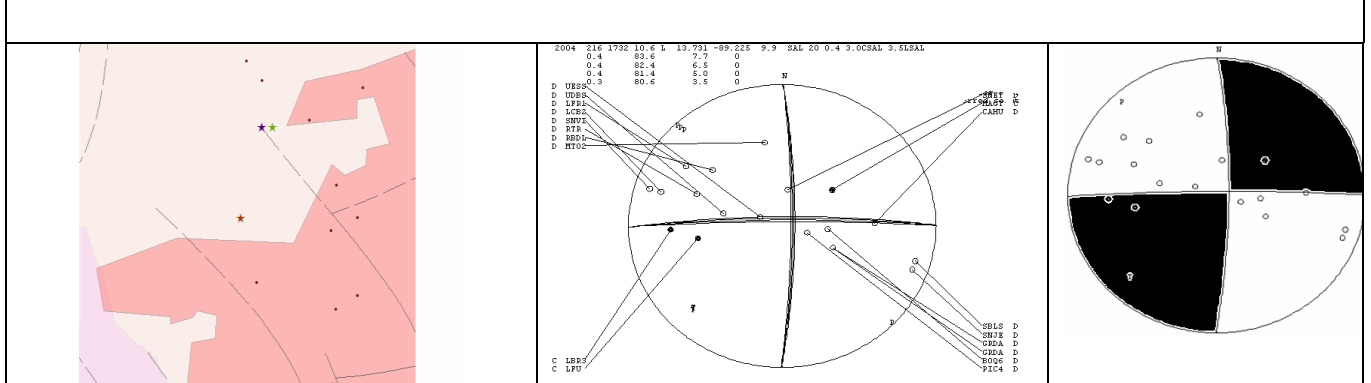
8) 2004 0216, 0614, 1.8, L 13.712, -89.233.

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre. Hay 14 replicas, no se observa alineación entre ellas.



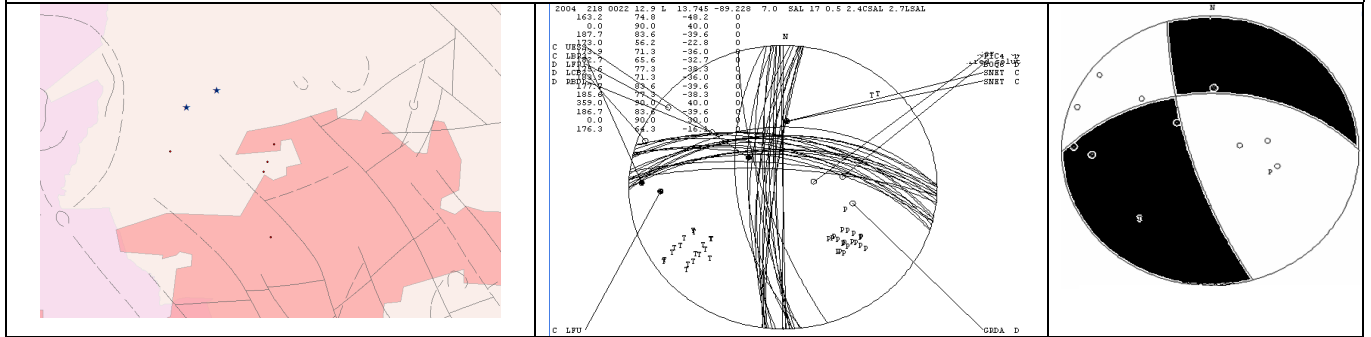
9) 2004 0216, 1732, 3.5, L 13.731, -89.225

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre. Hay 14 replicas, no se observa alineación entre ellas.



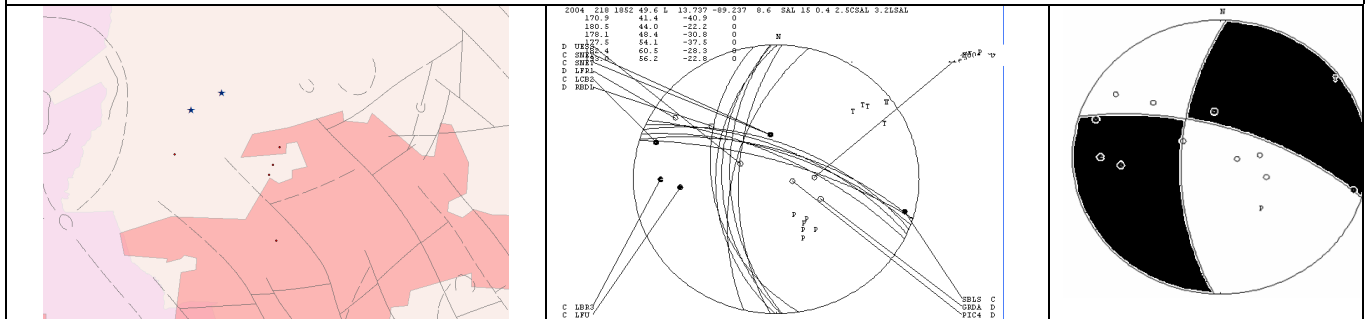
10) 2004 0218, 0022, 2.4, L 13.745, -89.228.

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre, hay 5 replicas pero no se observa alineación entre ellas.



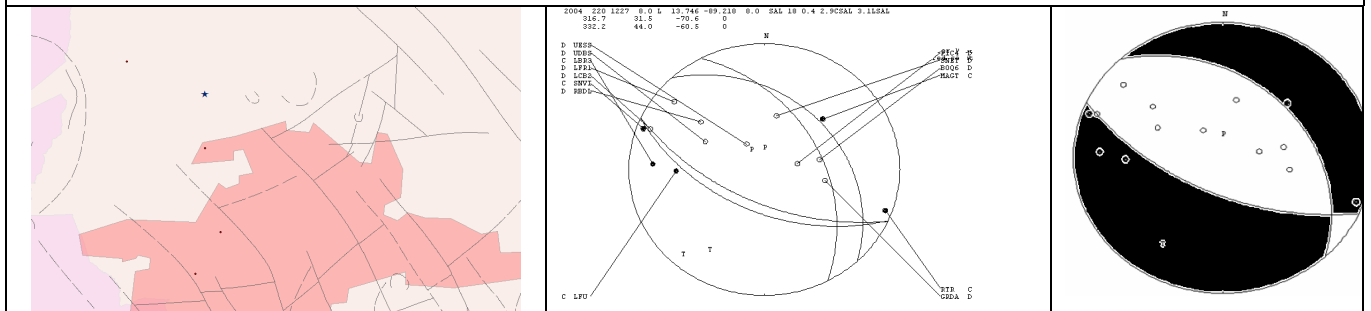
11) 2004 0218, 1852, 2.5, L 13.737, -89.237.

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre, hay 5 replicas pero no se observa alineación entre ellas.



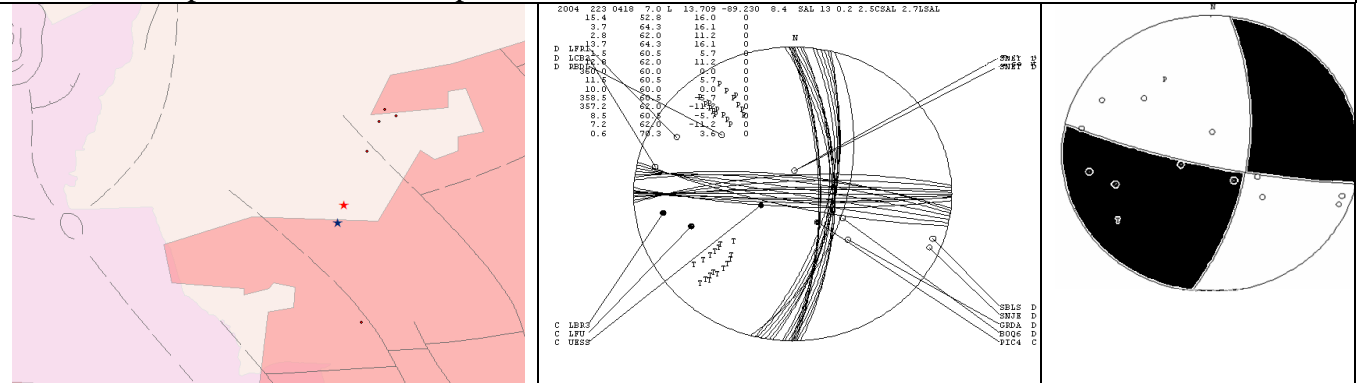
12) 2004 0220, 1227, 2.9, L 13.746, -89.218.

El mecanismo corresponde a una falla normal, hay 4 replicas para este día, pero no se observa alineación entre ellas.



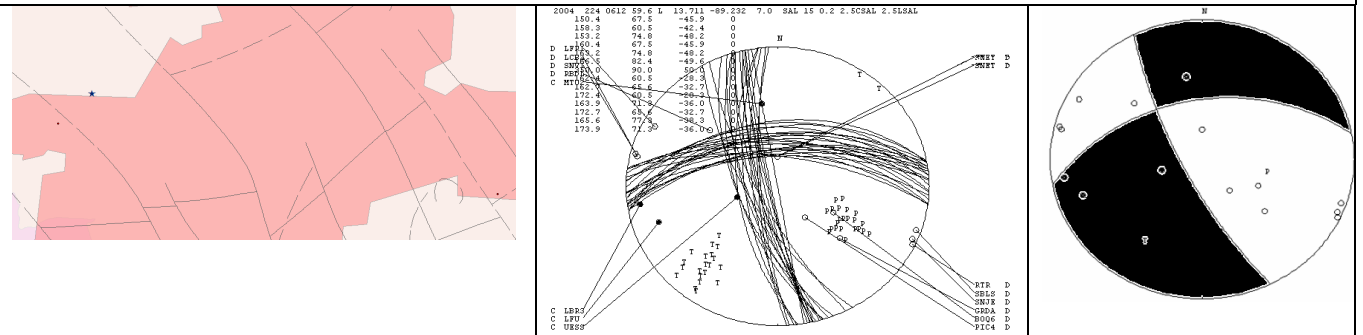
13) 2004 0223, 0418, 2.5, L 13.709, -89.230.

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre. Hay 6 replicas para ese día entre las cuales se observa una aparente alineación espacial en la dirección noreste.



14) 2004 0224, 0612, 2.5, L 13.711, -89.232.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua, hay tres replicas para ese día y no se observa alineación entre ellas.



15) 2004 0401, 1158, 3.1, L 13.745, -89.225.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua. Hay cuatro replicas y no se observa alineación entre ellas.

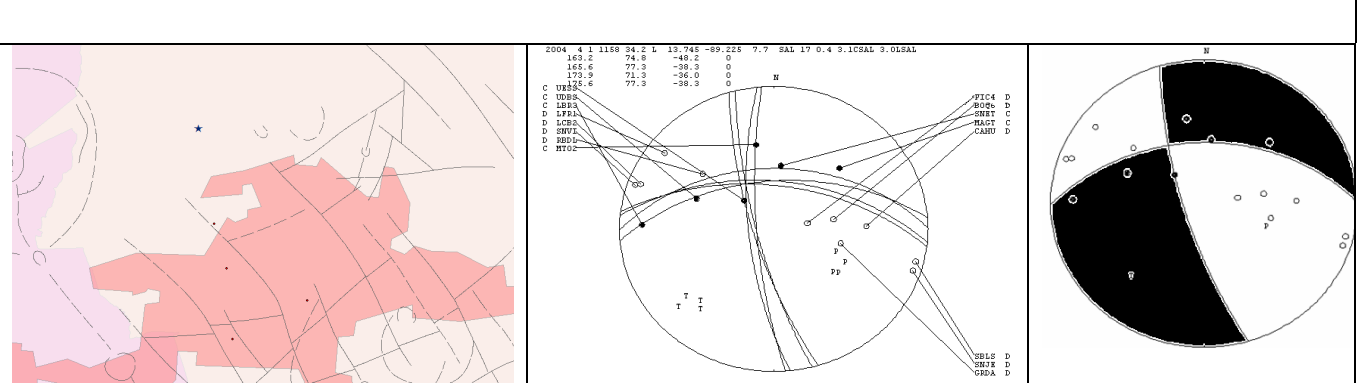
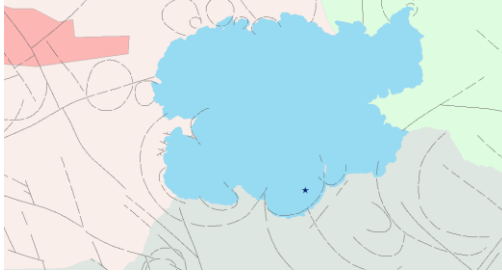
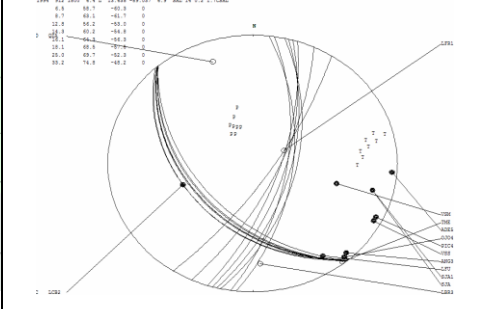
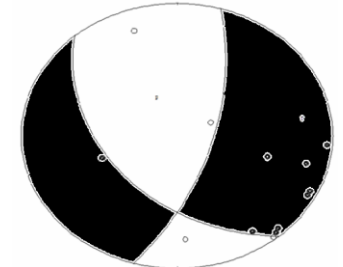
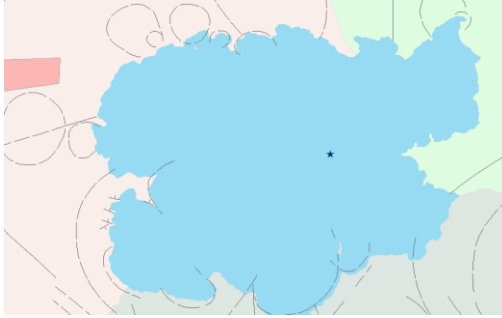
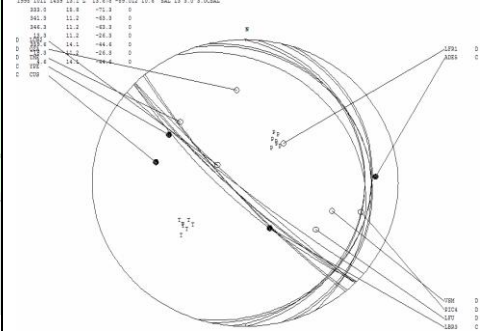
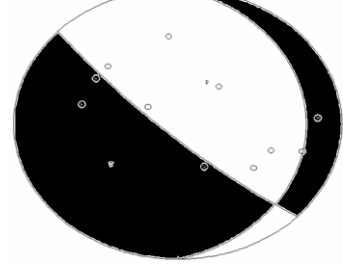
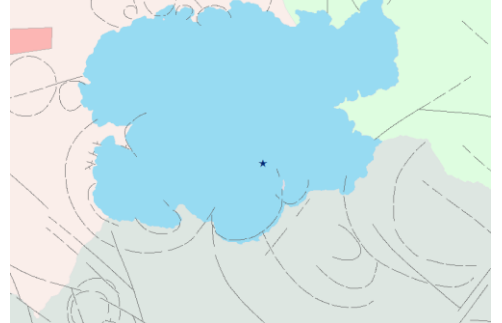
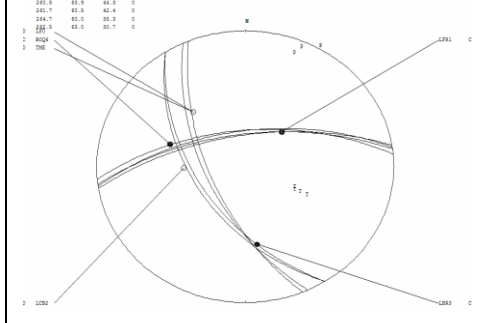
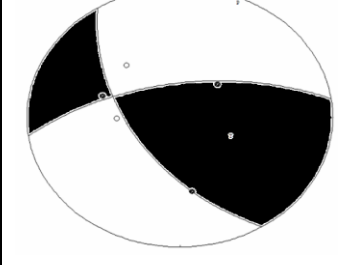
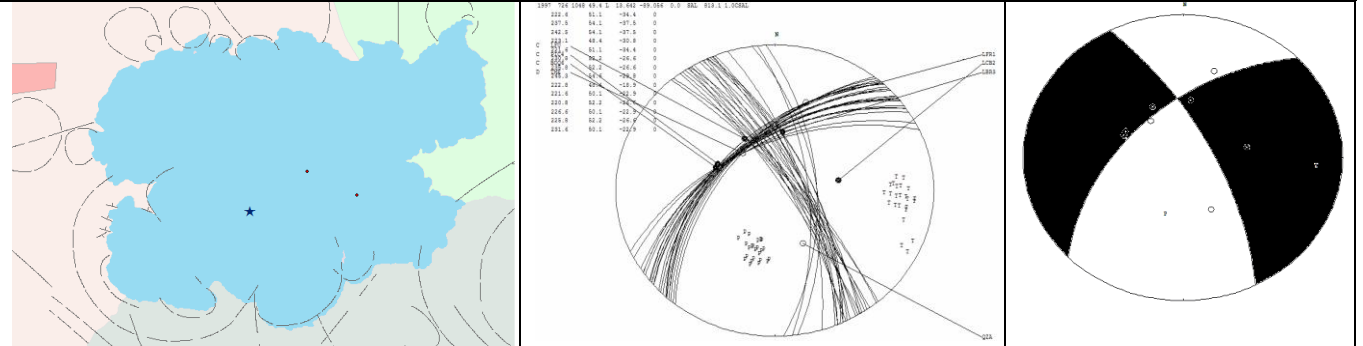


Tabla III. Mecanismos encontrados en la zona 2.

<p>1) 1994 0912, 1500, 1.7, L 13.639, -89.036.</p> <p>El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, no hay replicas para esta fecha.</p>		
		
<p>2) 1995 1011, 1439, 3.0, L 13.672, - 89.031.</p> <p>El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, no hay replicas para esta fecha.</p>		
		
<p>3) 1996 0204, 1108, 1.7, L 13.654, -89.035.</p> <p>El mecanismo corresponde a una falla oblicua inversa, no hay replicas para esa fecha.</p>		
		

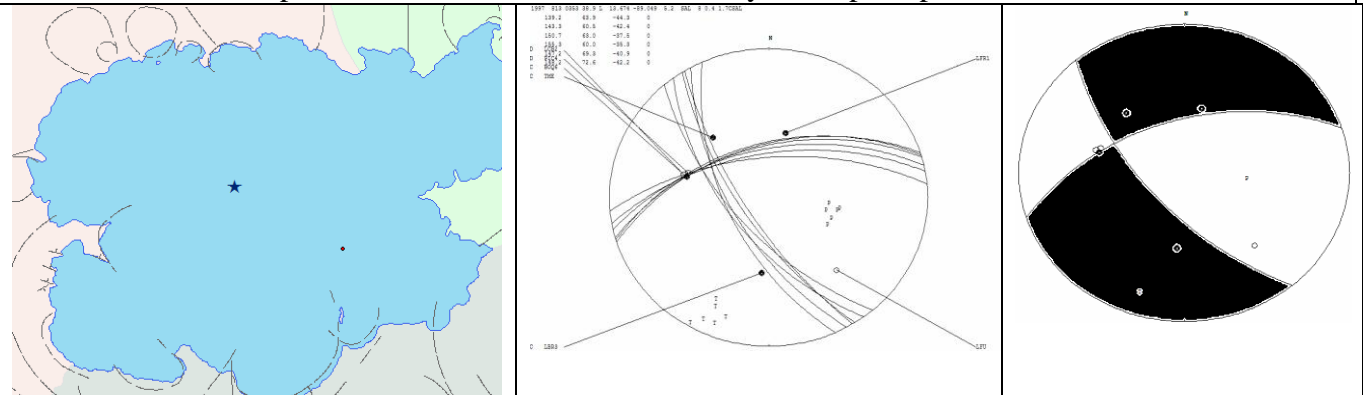
7) 1997 0726, 1048, 1.0, L 13.659, -89.053

El mecanismo representa a una falla de desgarre, hay 2 replicas para esa fecha.



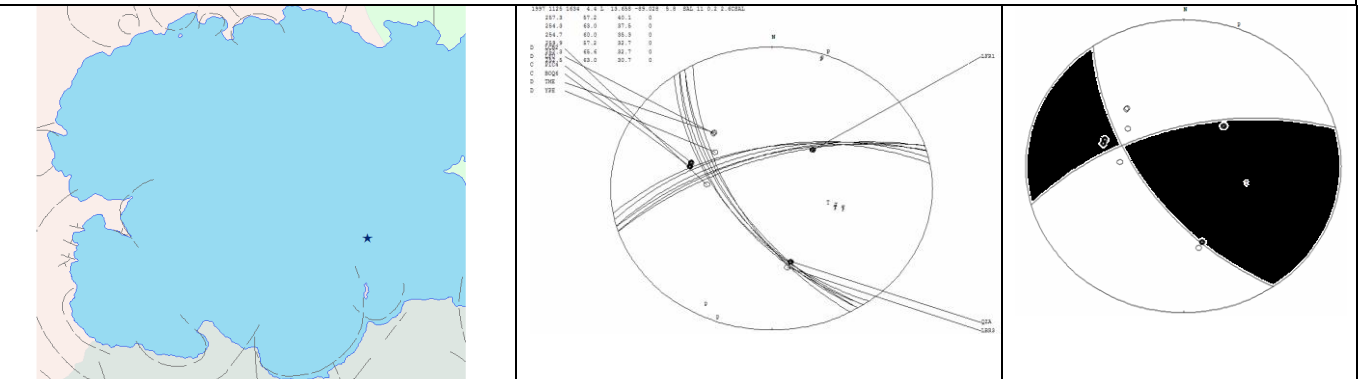
8) 1997 0813, 0353, 1.8, L 13.674, - 89.051.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, hay una replica para esa fecha.



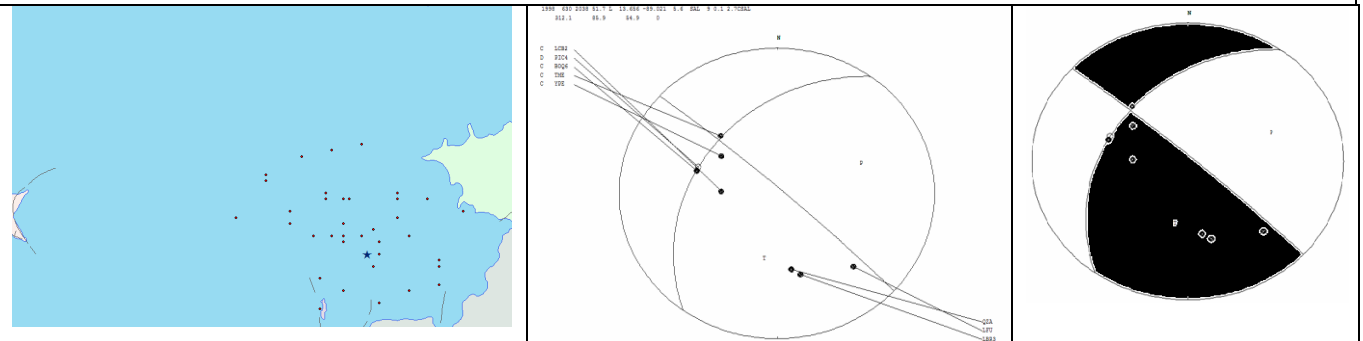
9) 1997 1125 1634, 2.6, L 13.658, -89.028.

El mecanismo representa a una falla oblicua inversa, no hay replicas para esa fecha.



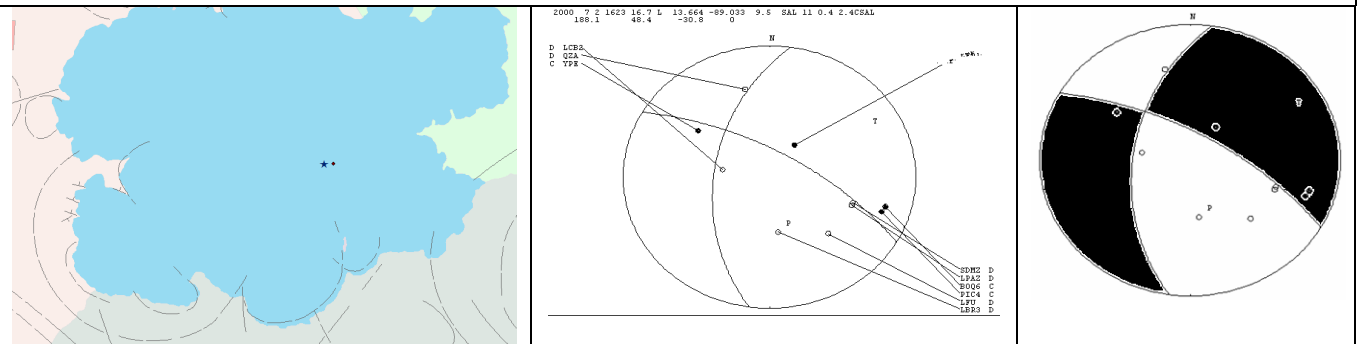
10) 1998 0630, 2038, 1.2, L 13.656, - 89.021.

El mecanismo representa una falla oblicua, hay 38 replicas, todas están ubicados al sureste dentro del lago, no se observaron alineaciones.



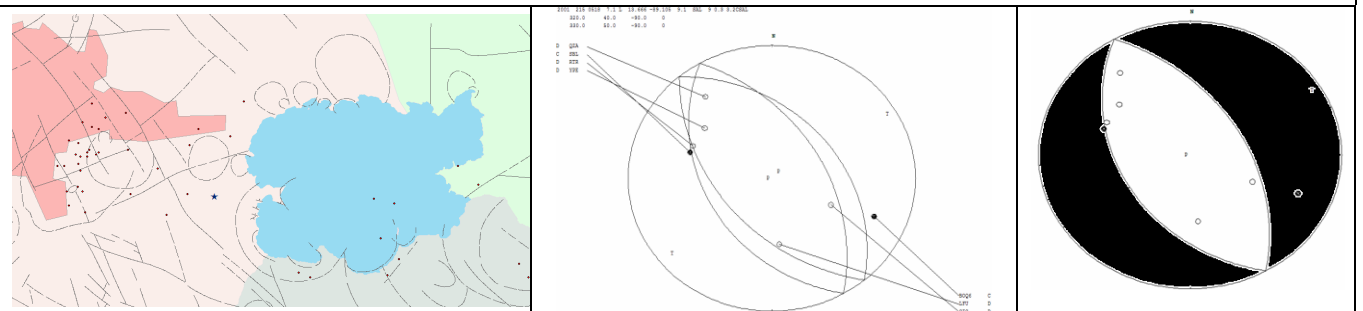
11) 2000 0702, 1623, 2.4, L 13.664. -89.033.

El mecanismo representa a una falla oblicua normal, sólo hay una replica para esta fecha.



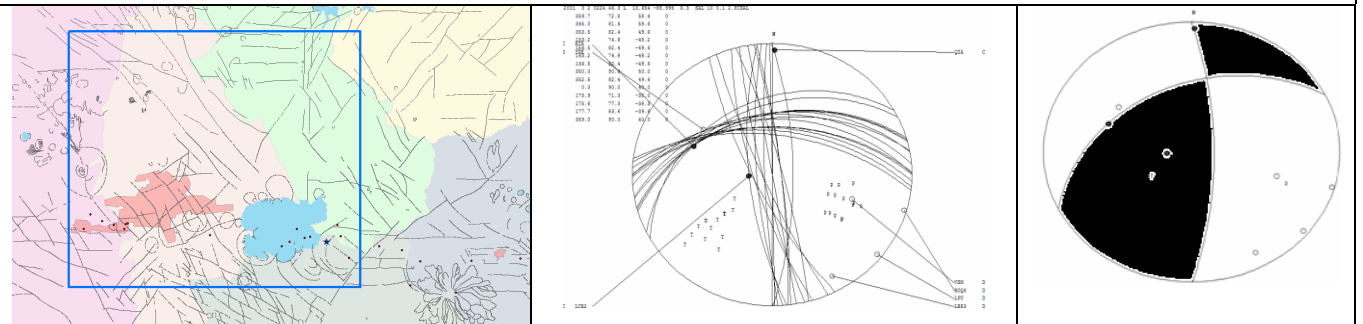
12) 2001 0215, 0518, 3.2, L 13.666, - 89.105.

El mecanismo corresponde a una falla normal, hay 109 replicas, no se observa ningún tipo de alineamiento en las replicas.



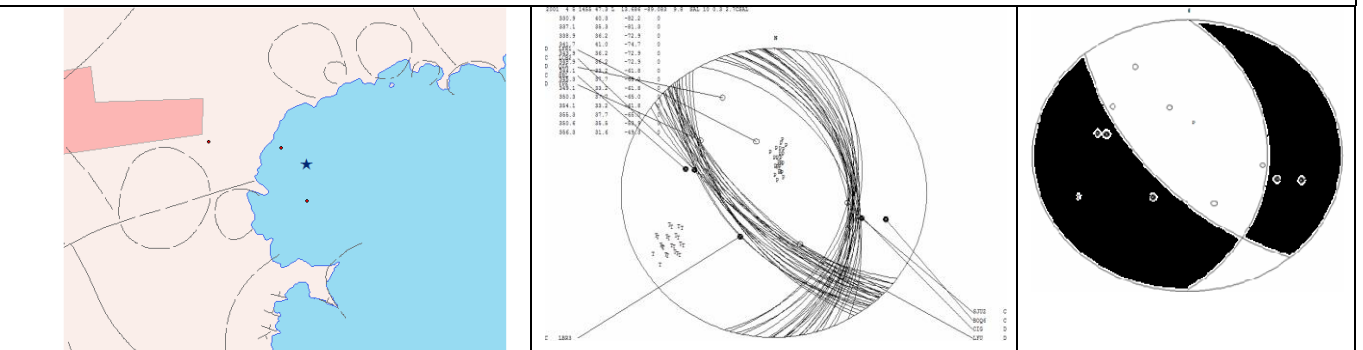
13) 2001 0302, 0024, 2.8, L 13.654, - 88.991.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua inversa, hay 24 replicas para esa fecha, que se encuentran distribuidas a lo largo de la cadena volcánica.



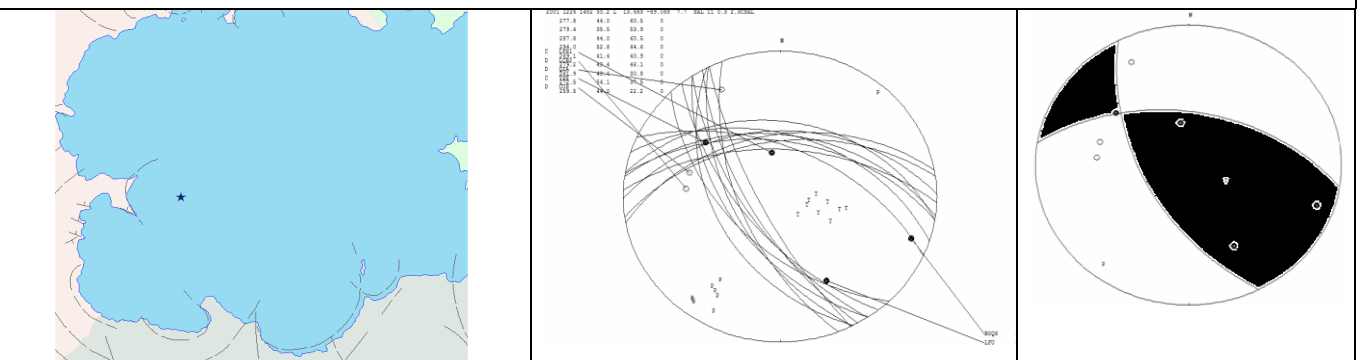
14) 2001 0405, 1455, 2.8, L 13.685, 89.084.

El mecanismo representa a una falla oblicua normal, hay cuatro replicas para esa fecha



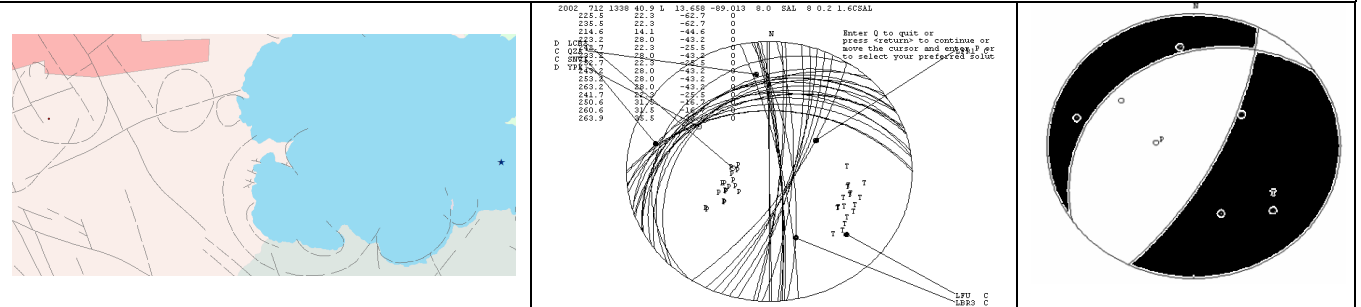
15) 2001 1226, 1452, 2.3, L 13.663, - 89.068.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua inversa, No hay replicas para esa fecha.



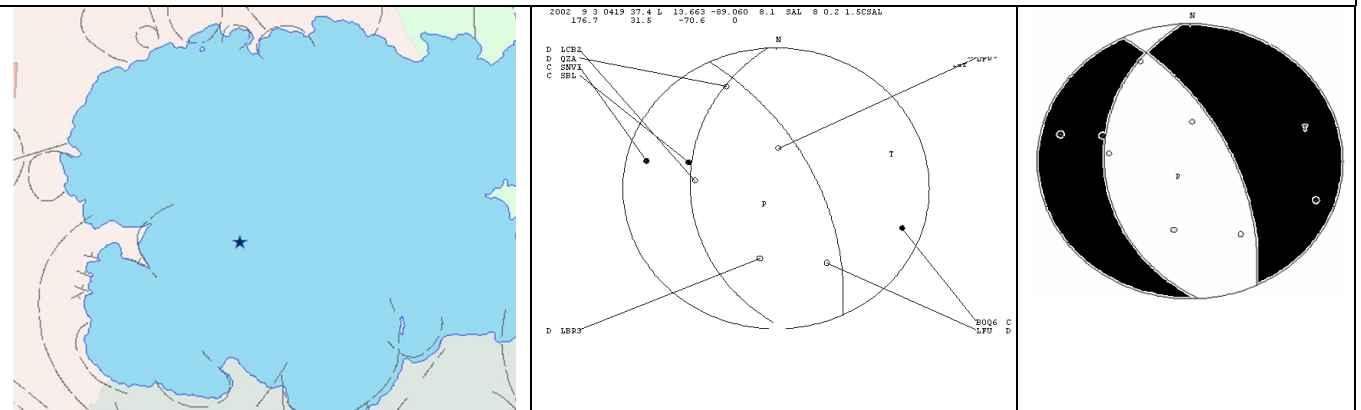
16) 2002 0712, 1338, 1.6, L 13.658 -89.013.

El mecanismo corresponde a una falla normal, no hay replicas para esa fecha.



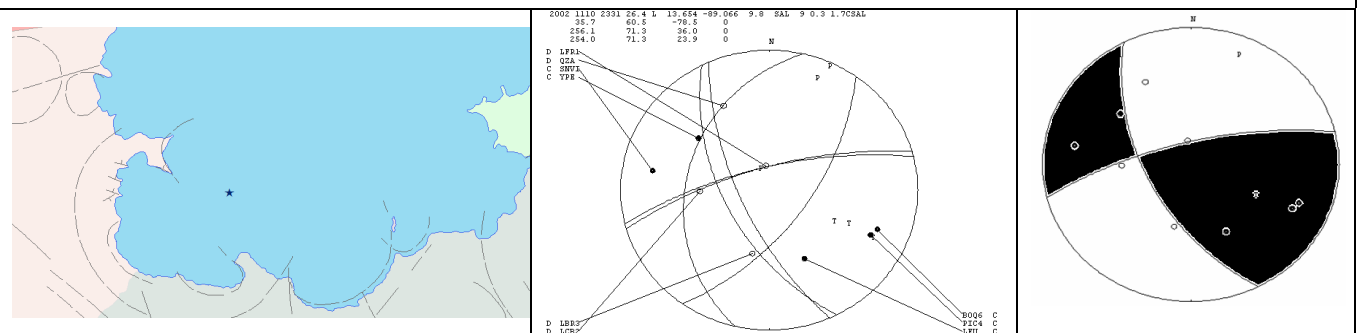
17) 2002 0903, 04 19, 1.5, L 13.663, -89.060.

El mecanismo corresponde a una falla normal, no hay replicas para esa fecha.



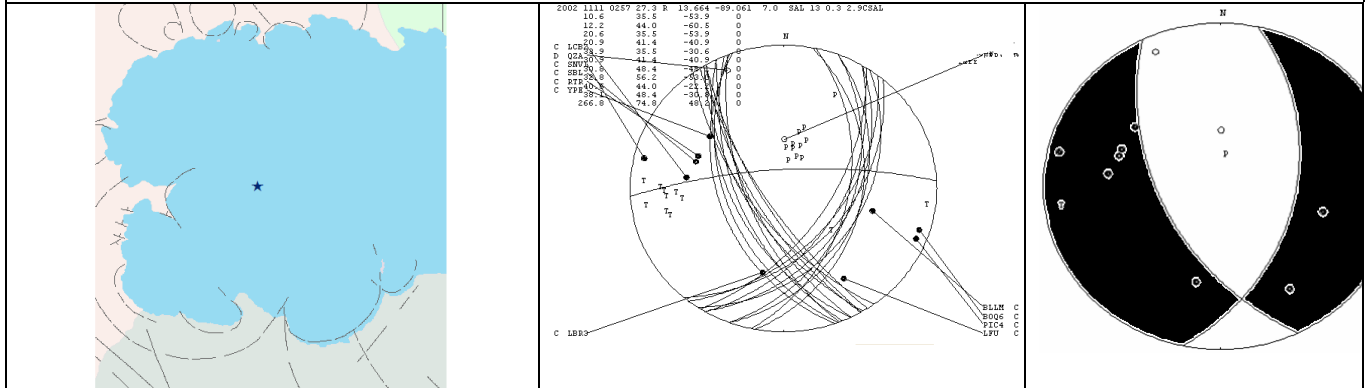
18) 2002 1110, 2331, 1.7, L 13.654, -89.066.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua inversa, no hay replicas para esa fecha.



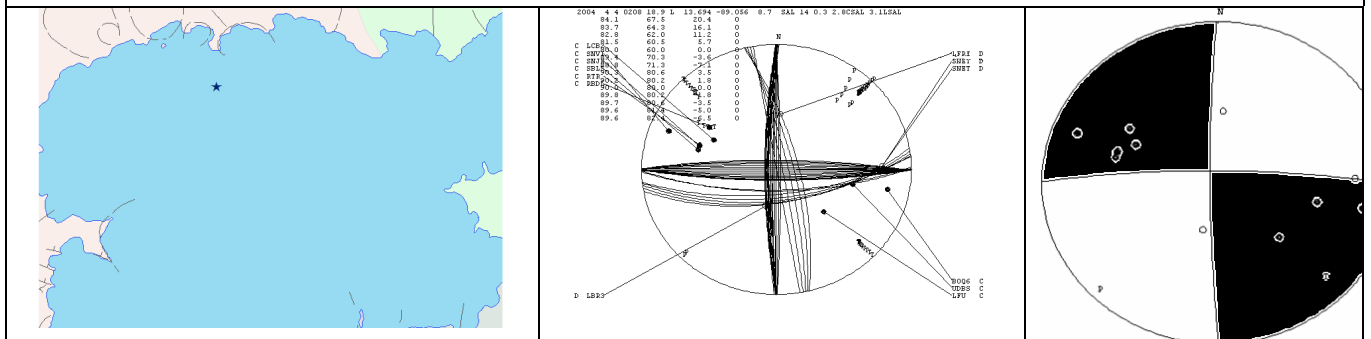
19) 2002 1111, 0257, 2.9, L 13.664, -89.061.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, no hay replicas para esa fecha.



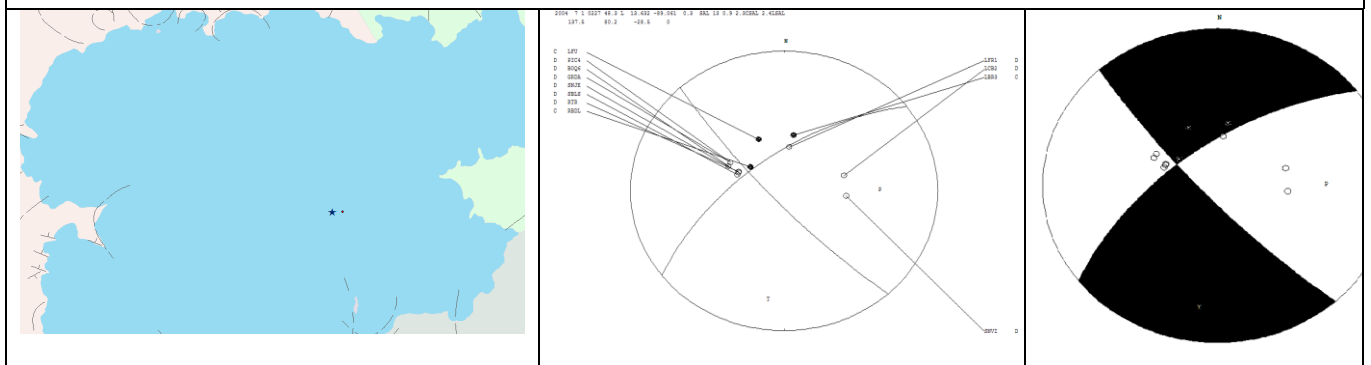
20) 2002 0404, 0208, 2.8, L 13.694, -89.056.

El mecanismo corresponde a una falla de desgarre sinistral, no hay replicas esa fecha.



21) 2004 0701, 0227, 2.2, L 13.665, -89.047.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal. Hay una replica para esa fecha.



22) 2005 0324, 2004, 3.1, L 13.714, -89.069.

El mecanismo corresponde a una falla oblicua normal, no hay replicas para esa fecha.

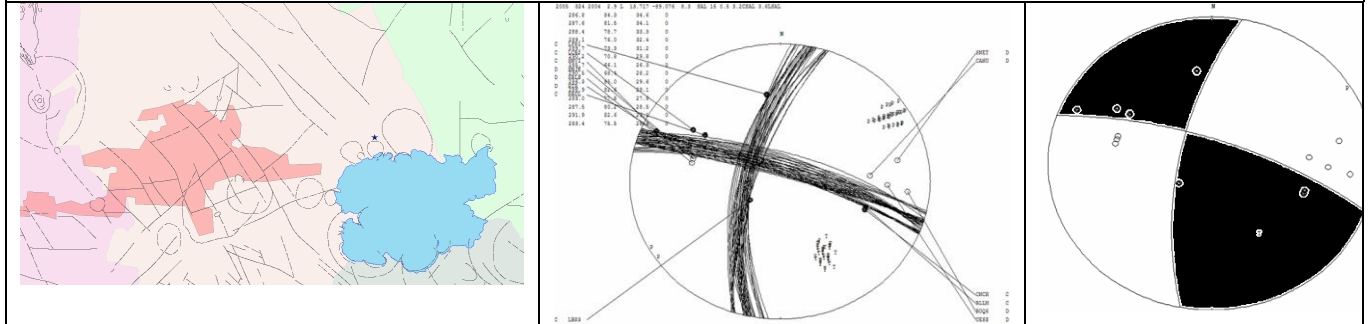


Tabla IV: Parámetros de los planos de falla de los mecanismos calculados para la zona 1

No	Azimut ϕ	Buzamiento δ	Desplazamiento λ
1	161.7	36.4	-66.0
2	254.6	26.8	67.4
3	94.1	33.2	-61.8
4	311.7	41.0	-74.7
5	331.5	59.7	-40.3
6	44.3	40.1	70.1
7	10.6	70.3	3.6
8	5.3	41.0	11.7
9	0.3	80.6	3.5
10	163.2	74.8	-48.2
11	182.4	60.5	-28.3
12	316.7	31.5	-70.6
13	7.2	62.0	-11.2
14	153.2	74.8	-48.2
15	163.2	74.8	-48.2

Tabla V: Parámetros de los planos de falla de los mecanismos calculados para la zona 2

No	Azimut ϕ	Buzamiento δ	Desplazamiento λ
1	16.1	64.3	-56.3
2	359.6	14.1	-44.6
3	261.7	60.5	42.4
4	108.0	38.3	36.2
5	203.9	36.2	-72.9
6	302.73	65.6	-32.7
7	226.8	62.2	-26.6
8	139.2	63.9	-44.3
9	254.7	60.0	35.3
10	312.1	85.9	54.9
11	188.1	48.4	-30.8
12	330.0	50.0	-90.0
13	359.7	72.8	58.4
14	0.6	35.5	-53.9
15	279.2	48.4	48.1
16	235.5	22.3	-62.7
17	176.7	31.5	-70.6
18	256.1	71.3	36.0
19	12.2	44.0	-60.5
20	270.4	81.4	5.0
21	137.5	80.2	-28.5
22	289.0	71.3	23.9

4.2 Discusión de resultados.

Como ya se explico en el capitulo 3, la zona de estudio fue dividida en 2 partes y ahora se presentan los resultados obtenidos para la zona 1, ubicada en los alrededores del área metropolitana de San Salvador; en la cual se ha logrado calcular 15 mecanismos focales de los cuales 8 son de desgarre, 2 oblicuos inversos y 5 oblicuos normales, y pueden observarse en las figura 4.4, 4.5 y 4.6 respectivamente; cada sismo ha sido ubicado espacialmente junto a las replicas ocurridas en la misma fecha, con la finalidad de conocer el comportamiento temporal de las fallas. El sismo principal, es representado por una estrella y sus replicas por puntos del mismo color, si para una misma fecha se logró calcular mas de un mecanismo, estos son representados por estrellas del mismo color, ya que las replicas son las mismas para ambos casos. Así en 4.4 se puede observar una alineación predominante en la dirección noroeste aquí se pueden comparar las direcciones de los alineamientos observados y las direcciones de las fallas observadas en esa zona de estudio, obsérvese por ejemplo los azimuts de los planos de fallas de los mecanismos 10, 11 y 15, tiene en promedio un valor de aproximadamente 169° , lo que corresponde a la dirección noroeste, podría ser que esta continuidad de mecanismos corresponda a fallas en esta zona, esta evidencia que nos permite considerar que hay continuidad de fallas, la cual no fue reportada por la misión alemana, en 4.5 no se tuvieron replicas y en 4.6 no puede verse alineaciones a pesar de la enorme cantidad de replicas registradas para cada uno de los sismos estudiados.

Los mecanismos de desgarre encontrados en la zona 1, corresponden al año 2004, desde febrero hasta abril. Coincidiendo en febrero con el inicio del enjambre de 2004 (Tabla 1) Los mecanismos oblicuos normales que tienen mayor número de replicas ocurrieron en febrero de 2001, pero en los ocurridos en febrero de 2004, se identifica posible alineación en la dirección noroeste; para efectos de este estudio son de mayor relevancia los del 2004.

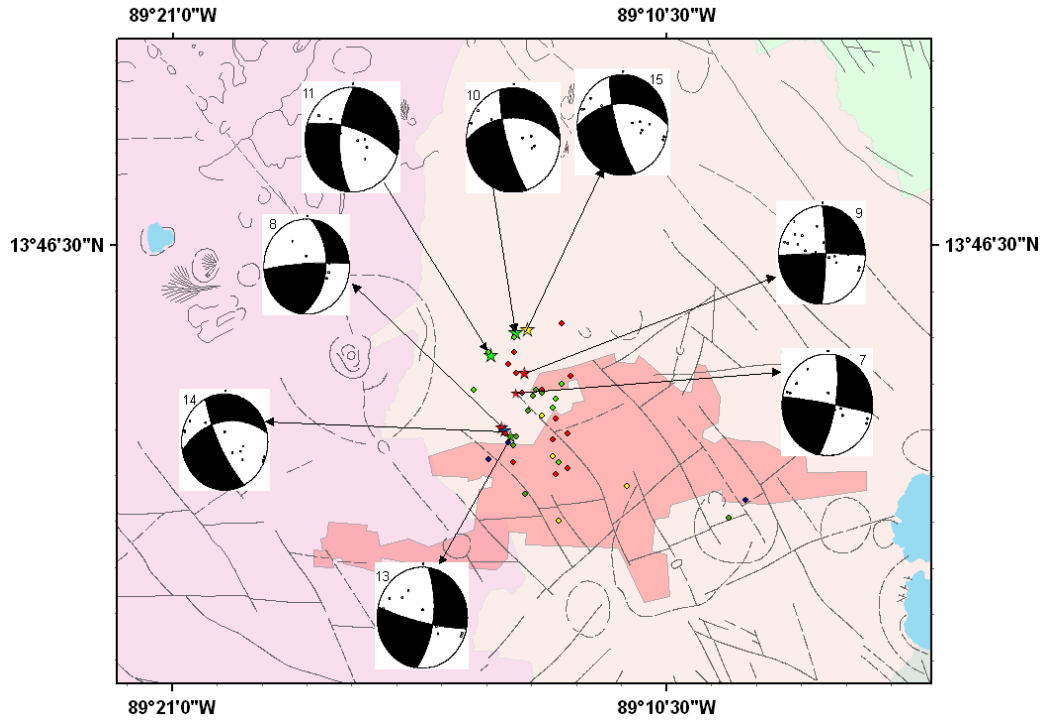


Figura 4.4: Mecanismos focales de desgarre calculados para la zona 1.

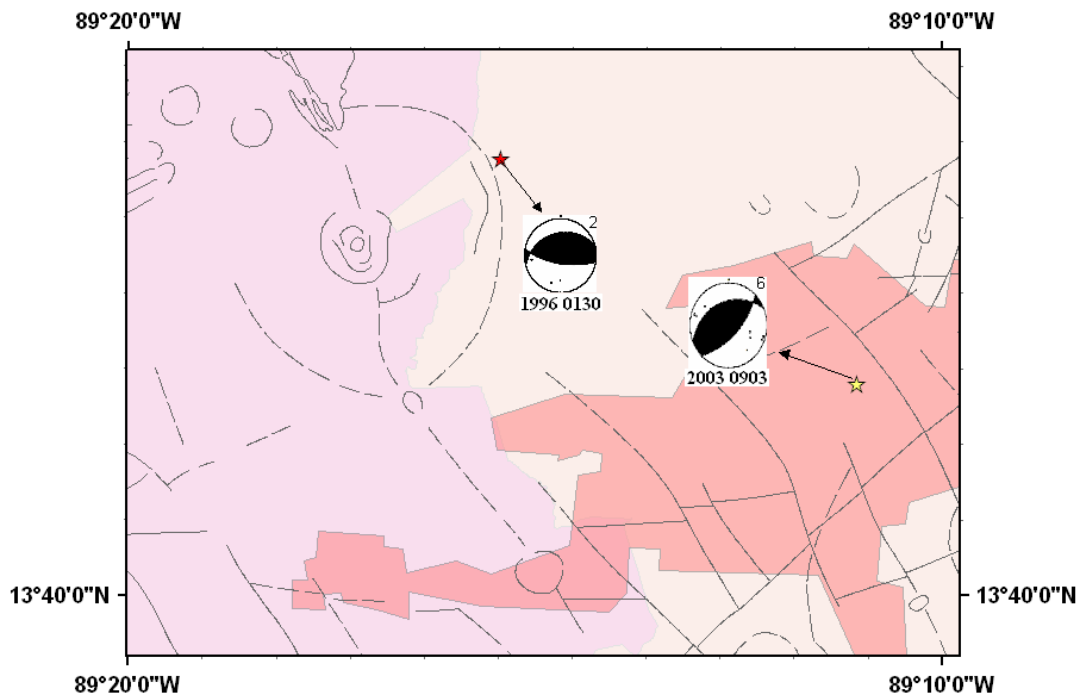


Figura 4.5: Mecanismos focales oblicuos inversos calculados para la zona 1.

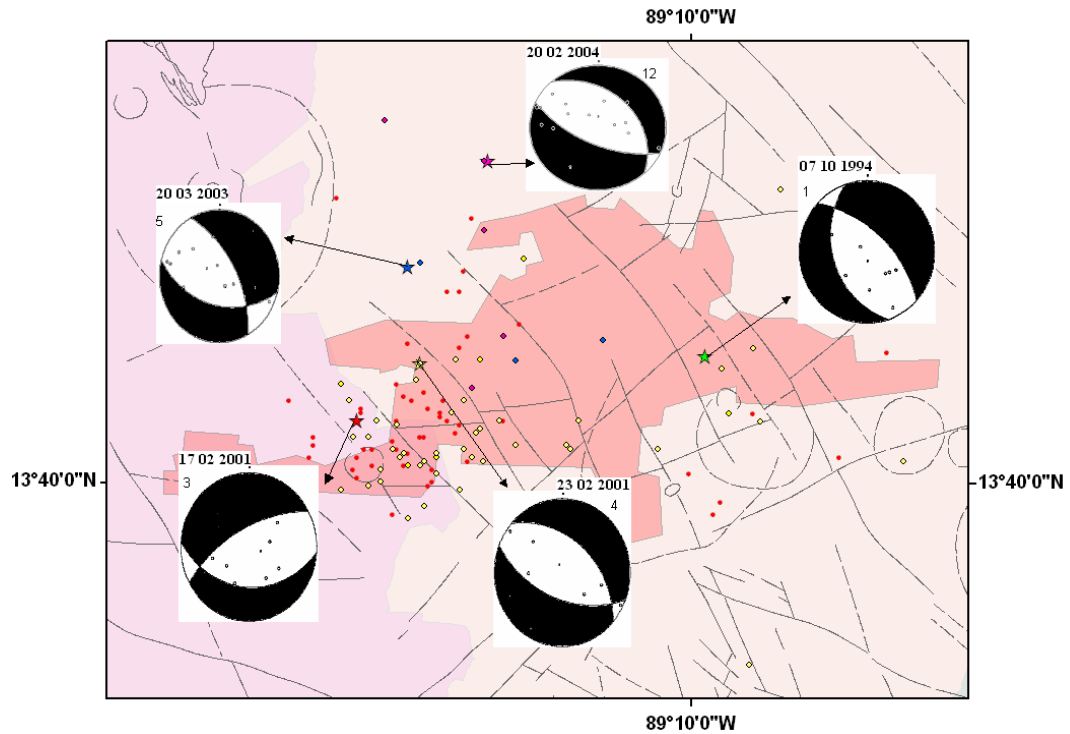


Figura 4.6: Mecanismos Focales oblicuos normales calculados para la zona 1.

Los resultados obtenidos para la zona 2, ubicada en los alrededores del Lago de Ilopango, fueron: 3 mecanismos de desgarre, 6 oblicuos inversos y 13 oblicuos normales; estos se observan en la figura 4.7, 4.8 y 4.9. Igual que la zona 1, los sismos fueron ubicados espacialmente con las replicas para observar las posibles alineaciones temporales de la actividad sísmica. En 4.7 no se observan alineaciones de las replicas que están agrupadas en el sureste del lago, en 4.8 y 4.9 las replicas están dispersas en el sur del lago.

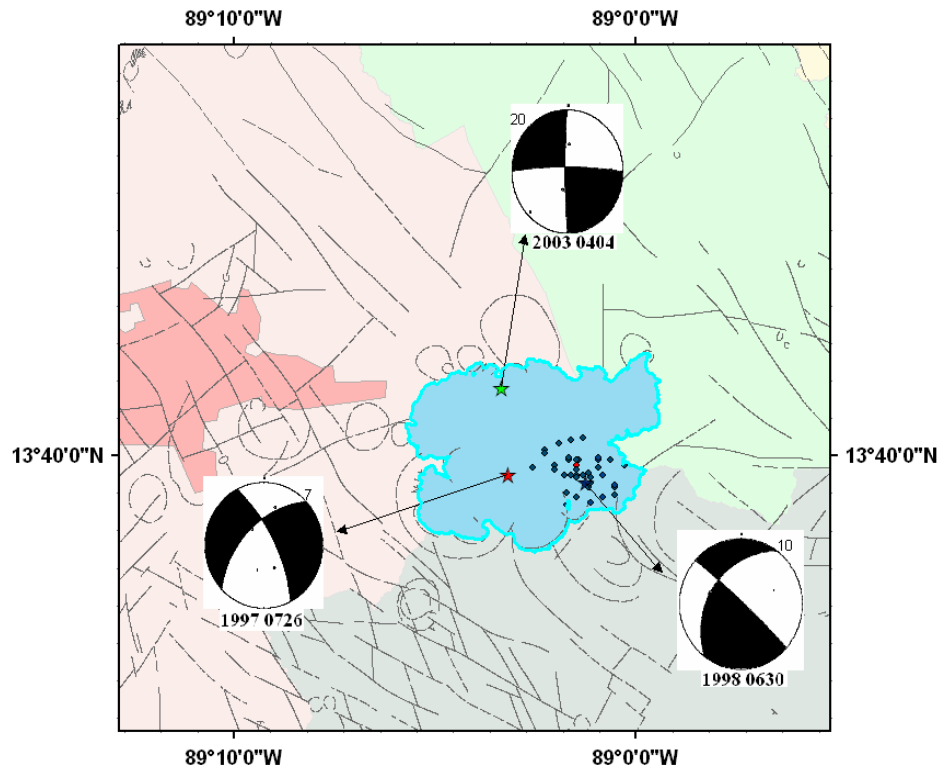


Figura 4.7: Mecanismos focales de desgarre calculados para la zona 2.

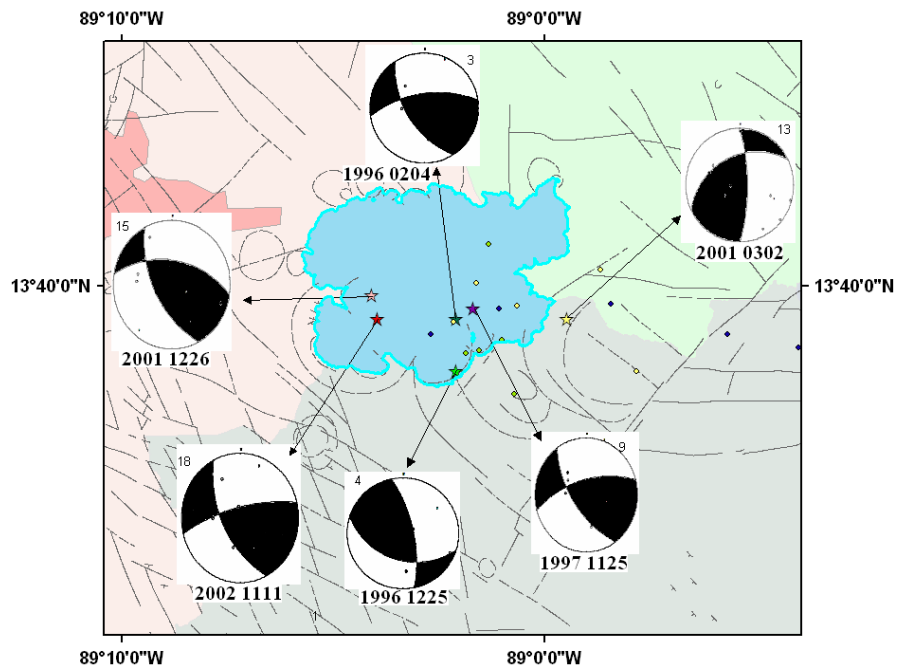


Figura 4.8: Mecanismos focales oblicuos inversos calculados para la zona 2.

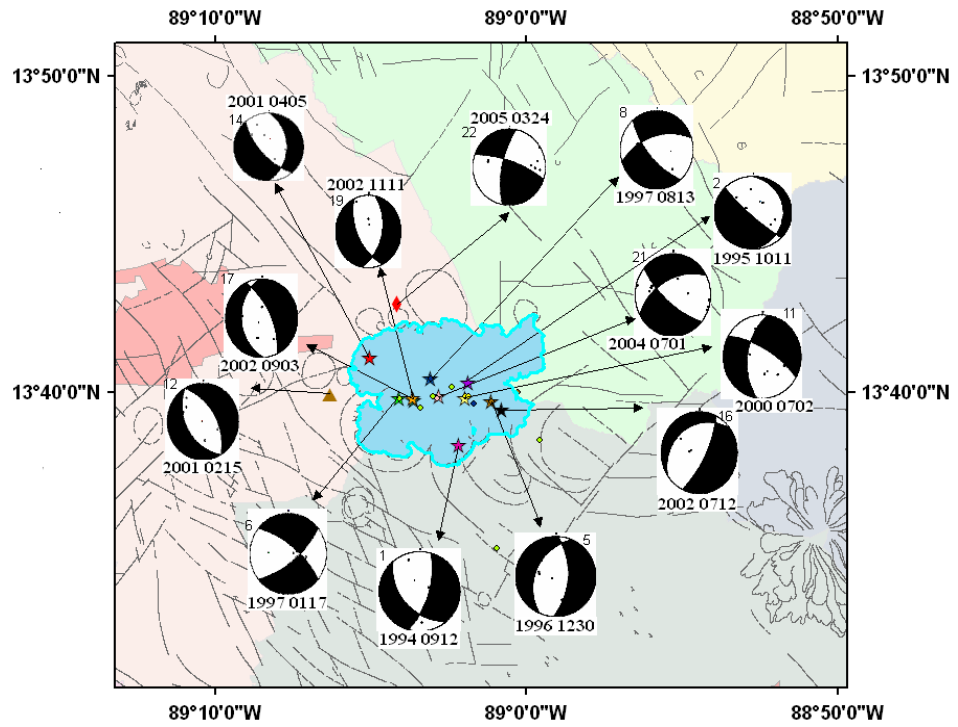


Figura 4.9: Mecanismos focales oblicuos normales calculados para la zona 2.

Conclusiones

1. El uso de registros sísmicos digitales obtenidos de la red sismológica del Servicio Nacional de Estudios Territoriales, tratados con el programa computacional SEISAN y la subrutina FOCMEC, han permitido calcular el mecanismo focal de los sismos analizados en la zona estudio y conocer acerca de los procesos de ruptura en el foco; así de los 142 sismos seleccionados se logró determinar el mecanismo focal de 37, entre los cuales se obtuvo 11 mecanismos focales de desgarre, 18 oblicuos normales y 8 oblicuos inversos.
2. Hay evidencia que nos permite considerar que hay continuidad de fallas que no fueron reportadas por la misión alemana, especialmente en la zona el noroeste entre la ciudad de San Salvador y el volcán de San Salvador.
3. Existe actividad importante en el lago de Ilopango y sus alrededores, pero no es posible hacer inferencias sobre los resultados obtenidos.
4. Los ejes de presión y tensión para la zona 1 son dos ejes principales de esfuerzo, horizontales y la orientación media es NNE-SSW para el eje de tensión y WNW-SEE para el de presión. Para el caso de la zona 2, no hubo resultados concluyentes, ya que la distribución de los esfuerzos resultó muy dispersa.
5. Los resultados obtenidos son congruentes con la tectónica de la zona, ya que en la zona 1, se encontró que los mecanismos de desgarre son los más abundantes debido al tipo de esfuerzos predominantes típico de un borde caldérico. En la zona 2, no existe una distribución clara de los ejes de presión y tensión debido a que se trata de una caldera.

Recomendaciones

Después de haber realizado el trabajo de calcular los mecanismos focales para los sismos ocurridos en la zona comprendida entre el volcán de San Salvador y el lago de Ilopango en el periodo comprendido entre enero de 1994 y febrero del 2005 se ha logrado observar que en la zona de estudio el fallamiento, posiblemente es del tipo de desgarre con componentes principalmente normales, Por lo que se recomienda:

1. Desarrollar estudios futuros utilizando tanto el método del primer impulso de la onda P como otros métodos para el cálculo de los mecanismos focales y visitas o estudio de campo, con la finalidad de comprobar o verificar los resultados obtenidos en este trabajo de forma teórica y práctica, para mejorar el mapa de fallas que se conoce en la actualidad.
2. Extender un estudio similar al actual para toda la cadena volcánica del país, explotando la factibilidad del uso del método del primer impulso de la onda P, así como otros métodos que en casos específicos faciliten el calculo de los mecanismos focales tanto simples como compuestos manteniendo un monitoreo constante de la sismicidad en el país y por consiguiente el estudio y caracterización de las fallas existentes en la cadena volcánica de El Salvador.
3. Ampliar la Red Nacional de Telemetría sísmica, para mejorar la cobertura de estaciones en todo el territorio salvadoreño y de esta manera factibilizar estudios futuros relacionados con los mecanismos focales de sismos ocurridos en El Salvador.
4. Levantar un Perfil estructural- geológico con los mecanismos focales obtenidos para conocer el comportamiento de los esfuerzos en el foco y por lo tanto la geología de la zona.

Bibliografía

- BOMMER, JULIÁN, 1996. *Papeles Técnicos UCA, Serie Fundamentos de Sismología para Ingenieros*. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, El Salvador
- BUFORN, E., TAVERA, H., UDÍAS, A., MUÑOZ, D. 1997. *Mecanismo Focal de los Terremotos en el eje Volcánico de El Salvador*. Memorias del Seminario sobre Evaluación y Mitigación del riesgo Sísmico en el área Centroamericana, del 22 al 26 de septiembre, Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas, UCA, El Salvador.
- CANTOS FIGEROLA, JOSÉ. 1987. *Tratado de Geofísica Aplicada*. Promotoras de Minas de Carbón S.A. Tercera edición. Madrid. España
- DEMETS, CHARLES. 2001. *A New Estimate for Present-day Cocos-Caribbean Plate Motion: Implication for slip along the Central American Volcanic Arc*. Department of Geology and Geophysics, UW Madison, Wisconsin Geophysical Research Letters, Vol 28 N° 21, page 4043-4046 November 1
- DEMETS, CHARLES. 2002. *Reply to comment on ‘A New Estimate for Present-day Cocos-Caribbean Plate Motion: Implication for slip along the Central American Volcanic Arc’ by Marco Guzman-Speziale and Juan Martín Gómez*. Department of Geology and Geophysics, UW Madison, Wisconsin. USA. Geophysical Research Letters, Vol 29 NO 20.
- DEWEY, JAMES W, et al, 2004. *Seismicity and tectonics of El Salvador*. Geological Society of America, Special Paper 375,
- DÜRR, F. 1960. “*Energía Geotérmica*”. Informe No 1. Servicio Geológico Nacional. San Salvador. 268 p

- ELÍAS TORRES, RODOLFO, 2000. *Vigilancia Sísmica en El Salvador*, Unidad Técnica, Departamento de Sismología, Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas de El Salvador, El Salvador.
- FOWLER, C.M.R., 1993. *The Solid Earth an introduction to Global Geophysics*. Cambridge University press. Canada
- HARLOW, DAVID H, at el. 1993. *The San Salvador Earthquake of 10 October 1986 and its Historical Context*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 83, pp 1143 – 1154, august.
- HAVSKOV, JENS AND LINDHOLM, CONRAD. 1997. *The Seisan Earthquake Analysis Software for the IBM Pc and Sun". Version 6.0*. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- HERRÁIZ SARACHAGA, MIGUEL. 1997. *Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros*. Centro Peruano Japonés de Investigaciones sísmicas y mitigación de desastres. I edición Lima Perú.
- LINDO, R, OLIVERA, C, at el. *Estimación del estado de esfuerzos actual en la zona de Cataluña y del Pirineo Oriental Francés*. Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica.
- NICOLAS, M.; SANTOIRE, J.P. AND DELPECH, P.Y. 1990. *Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe*. Tectonophysis, 179: 27-53.
- MISION GEOLÓGICA ALEMANA EN EL SALVADOR. 1975. *"The geology in the San Salvador area El Salvador, Cantral America"* A basis for city development and planning. Hannover.
- SHEARER, PETER M, 1999. *Introduction to Seismology*. University of California, San Diego, Cambridge, University Press, Primera Edición,

THORNE, LAY, WALLACE, TERRY C. 1995. Modern Global Seismology.
Academic Press, International Geophysics v 58. USA.

UDIAS, A, MÉZCUA, J. 1997. *Fundamentos De Sismología 2da. Edición. UCA*
Editores. El Salvador

UDIAS, A, MUÑOZ, D, BUFORN, E, 1985. *Mecanismos de los Terremotos y*
Tectónica. Facultad de Ciencias Físicas Universidad Complutense,
Madrid,

WONG, VÍCTOR, MURGUÍA, LUÍS. Seismicity Focal Mechanisms, and Stress
Distribution in the Tres Vírgenes Volcanic and Geothermal Region, Baja
California Sur, México. Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, México. Geofísica Internacional (2006) Vol. 45
Num. 1 pp 23-37.

Monografías de Ingeniería Sísmica.- Editor Alex H. Barbat - Centro Internacional de
Métodos Numéricos en Ingeniería.

Páginas Web del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicas
<http://www.ugr.es/iag/iag.html>

Páginas Web de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica
<http://tlacaelel.igeofcu.unam.mx/Sismo.html>

<http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/cuaderno1/ondas-index.html>

<http://www.cepredenac.org/proyectos/resis/seisman.html>

<http://www.dgf.uchile.cl/mercalli.html>

<http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Richter/richter.htm>

<http://cipres.cec.uchile.cl/~gl41b/apuntes/curso/node3html#>

<http://www.ineter.gob.ni/geofisica/tect/tect-placas.html>

<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismología/sisextra.html>

<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismologia/sisextra22004.html>.