



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio de las características focales
de la sismicidad en el estado de
Hidalgo

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

PRESENTA:

BRENDA ABRIL NÉQUIZ GUILLÉN

TUTOR:

DR. LUIS QUINTANAR ROBLES

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. DE MÉXICO, 2021





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

II

1. Datos de la autora

Néquiz
Guillén
Brenda Abril
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física

2. Datos del tutor

Dr.
Luis
Quintanar
Robles

3. Datos del sinodal 1

Dra.
Mirna
Villavicencio
Torres

4. Datos del sinodal 2

Dr.
Juan
López
Patiño

5. Datos del sinodal 3

M. En C.
Delia Iresine
Bello
Segura

6. Datos del sinodal 4

Dr.
Víctor Hugo
Espíndola
Castro

7. Datos del trabajo escrito

Estudio de las características focales de la sismicidad en el estado de Hidalgo
92 páginas
2021

*“Les symphonies de la nature ne connaissent pas de point d’orgue.
Le monde n’est jamais silencieux;
son mutisme même répète éternellement les mêmes notes,
selon des vibrations qui nous échappent.
Quant à celles que nous percevons,
elles nous délivrent des sons, rarement un accord,
jamais une mélodie.”*

Albert Camus,
“L’Homme révolté”, (1951).

Agradecimientos

*Agradesco al programa **Dra. Silvia Susana Bravo Núñez**, del Instituto de Geofísica de la UNAM, por haberme otorgado la beca que me permitió dedicarme a esta investigación. De igual manera, expreso mi agradecimiento a las personas del Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica que facilitaron mi estancia allí, en especial al **Dr. Jaime Yamamoto** y a **Patricia Medina**.*

*Asimismo, agradezco a la **Dra. Xyoli Pérez** por haberme permitido ser parte de tan importante y dedicado grupo de trabajo como lo es el grupo de Análisis y Monitoreo Sísmico del Servicio Sísmológico Nacional. También agradezco a cada uno de los miembros del SSPN por haber hecho cada día de trabajo una oportunidad de aprendizaje y diversión científica.*

Agradezco a cada uno de mis sinodales, cuyas observaciones y propuestas permitieron el perfeccionamiento y completitud de este escrito:

*al **Dr. Víctor Espindola**, por sus excelentes comentarios, enriquecedores y alentadores;*

*a la **Dra. Mirna Villavicencio**, a quien admiro, por ser una gran profesora y haber resuelto todas mis dudas en electromagnetismo. Con paciencia y empeño, a pesar de las mil veces que la visité en su cubículo para este fin;*

*al **Dr. Juan López**, por ser un profe genial y paciente, de quien aprendí muchísimo sobre física y sobre otras disciplinas, así como por hacer tan amena la forma de aprender;*

*con el mismo ahínco, expreso mi mayor gratitud, admiración y respeto a la **M. C. Delia Bello**, quien con su paciencia, ejemplo y sabiduría también me introdujo y guió dentro del mismo grupo de análisis.*

*Al **Dr. Luis Quintanar**, por ser un gran profesor, un gran asesor de tesis y un gran guía durante estos años que lo he conocido. Por haberme apoyado durante este mismo tiempo y haberme aclarado cada una de las dudas que tuve durante la realización de esta tesis. Por haberme enseñado con paciencia cada una de las mil veces que lo visité para exponerle las mismas preguntas y haber esperado hasta que los conceptos me quedaran claros, y por supuesto, por mostrarme la belleza de la sismología.*

A cada uno de los profesores de la Facultad de Ciencias cuyo profesionalismo, dedicación y pasión por la docencia dejó impreso en mi persona un gran acervo científico y ético, con el cual siempre buscaré ser una profesionista que trabaje en pro de nuestra sociedad.

Agradexo a las siguientes personas ya que han enriquecido cada aspecto de mi vida:

*a **Janeth Hernández**, por ser mi gran amiga de la prepa 9;*

*a **Diego Hernández**, por ser un gran amigo y hacer más amena la carga del semestre;*

*a **Lupita Reza**, por hacer súper divertidos los últimos semestres de la carrera;*

*a **Manuel Moreno**, por todo el apoyo que me diste, por ser tan divertido y comprensivo;*

*a **Ruth Gaspar**, por ser mi mejor amiga y apoyarme siempre, y porque aunque a veces no podíamos platicar, cuando retomamos nuestra amistad es como si solo hubiera pasado un día;*

*a **Abraham Álvarez**, por ser mi tío Leguisamo favorito, por haber reparado a Lázara, por tu tiempo para escucharme y aconsejarme;*

*a **Armando Grajeda**, por ser mi figura paterna, por consentirme y quererme;*

*a **Thalia Néquiz**, por ser un gran ejemplo de vida y quererme tanto. Te amo, hermana;*

*a mis sobrinos, **Fernando Pichardo** y **Naomi Pichardo**, por ser tan curiosos, amorosos y traviosos. A ustedes les dedico esta tesis;*

*a mi mamá, **Thalia Guillén**, por ser un gran ejemplo de transformación y perseverancia, y por tu apoyo y amor.*

*A **José Francisco Pérez Barraquán**, mi novio, amigo y colega, por tu amor y cariño. Por ser receptivo a mis ideas y enfoque dentro de la vasta gama de temáticas que discutimos y analizamos a diario, por motivarme a continuar con la exégesis de mis lecturas, por aprender juntos cada día, por brindarme tus comentarios sinceros y constructivos, y por aclarar e iluminar el discurso de mis dudas científicas.*

*Finalmente, a la **Facultad de Ciencias** de la **UNAM**, por ser la mejor facultad de todas.*

Índice general

| | |
|---|-----------|
| Agradecimientos | v |
| Índice de figuras | ix |
| Introducción | 1 |
| 1. Contexto geológico y geofísico del área de estudio | 3 |
| 1.1. Descripción geológica general | 4 |
| 1.2. Descripción tectónica del centro de México | 7 |
| 1.3. El estado de Hidalgo | 10 |
| 1.3.1. Fallas tectónicas del estado de Hidalgo | 12 |
| 2. Conceptos de sismología | 19 |
| 2.1. Teoría de la elasticidad | 19 |
| 2.1.1. Ondas sísmicas | 23 |
| 2.2. Parámetros de la geometría de una falla | 25 |
| 2.3. Mecanismos focales | 27 |
| 2.3.1. Primeros arribos | 27 |
| 2.3.2. La esfera focal | 28 |
| 2.4. Proyecciones estereográficas | 30 |
| 2.5. Ejes de compresión máxima y mínima | 31 |
| 3. Mecanismos focales | 35 |
| 3.1. Sismicidad de diciembre de 2010 a mayo de 2019 | 37 |

| | |
|---|-----------|
| 3.2. Análisis de datos y resultados | 39 |
| 4. Discusión y conclusiones | 47 |
| A. Ondas esféricas y campo lejano | 53 |
| B. Mecanismos focales | 55 |
| Bibliografía | 78 |

Índice de figuras

| | |
|---|----|
| 1.1. Estructura interna de la Tierra: el núcleo se subdivide en interno y externo, el manto en bajo, astenosfera y litosfera, que a su vez incluye la corteza. Imagen tomada de (Marshak, 2013). | 5 |
| 1.2. La interacción entre placas tectónicas puede ser caracterizada de acuerdo con su movimiento relativo, el cual ocasiona la formación de a) dorsales, b) zonas de subducción y c) movimientos conservativos. Imagen tomada de (Marshak, 2013). | 6 |
| 1.3. Los terremotos se concentran a lo largo de los bordes de las placas tectónicas y son especialmente notorios en el anillo de fuego del Pacífico. Imagen tomada de (USGS, 2018). | 7 |
| 1.4. Grabens, horsts y semigrabens son estructuras geológicas resultadas de fallamiento normal. Imagen tomada de (Hess and Tasa, 2014). | 8 |
| 1.5. Provincias fisiográficas de México, en especial: Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Faja Volcánica Transmexicana y Mesa Central. Imagen tomada del artículo (Tuena et al., 2005). | 9 |
| 1.6. Los tres sectores de la FVTM. HGA denota el semigraben de Aljibes. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Ferrari, 2000). | 10 |
| 1.7. Provincias fisiográficas del estado de Hidalgo. La mayor porción corresponde a la Faja Volcánica Transmexicana, seguida de la Sierra Madre Oriental, y solo una pequeña parte está en las llanuras y lomeríos de la llanura costera del Golfo Norte. Elaborado con Mapa Digital de México (INEGI, 2017). | 11 |
| 1.8. Zonas sísmicas de Hidalgo. Las líneas color rojo brillante representan fallas, las negras, anticlinales y sinclinales, y las rojo oscuro, fracturas. Elaborado con Mapa Digital de México (INEGI, 2017) y Sentinel-2 cloudless (EOX IT Services, 2017). | 13 |
| 1.9. Mapa de las fallas y fracturas del estado de Hidalgo, 1978-1988. Las líneas color rojo brillante representan fallas, las negras, anticlinales y sinclinales, y las rojo oscuro, fracturas (INEGI, 2017). | 14 |

| | |
|---|----|
| 1.10. Zona geotérmica de Pathé. A: falla Las Rosas, B: falla La Mesa, C: falla Pathé. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis del artículo de (Carrillo-Martínez, 1998). | 15 |
| 2.1. Representación geométrica del vector de esfuerzos y su relación con el tensor de esfuerzos. Imagen tomada de (Sanpaz, 2018). | 20 |
| 2.2. Terremoto registrado en la estación DHIG, perteneciente a la Red de Banda Ancha del SSN. | 24 |
| 2.3. Tipos de ondas sísmicas. Ondas internas o de cuerpo: P y S; y ondas superficiales: de Rayleigh y de Love. Imagen tomada de (Britannica, 2019). | 24 |
| 2.4. Elementos que caracterizan la geometría de la falla. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wyssession, 2003). | 26 |
| 2.5. Formas puras de los principales tipos de deslizamientos. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wyssession, 2003). | 26 |
| 2.6. Representación gráfica de los primeros arribos en una falla de rumbo: el hipocentro está justo en el centro de la figura; al generarse el terremoto, salen los frentes de onda sísmicos cuyas polaridades son registradas en la componente vertical de los sismómetros. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wyssession, 2003). | 28 |
| 2.7. En la esfera focal, la intersección de los planos nodales conforma los cuadrantes de compresiones (C), en negro, y dilataciones (D), en blanco. | 29 |
| 2.8. El ángulo de incidencia de la fuente sísmica es el ángulo que se forma entre la vertical y el rayo saliente, y es el mismo ángulo que interseca el hemisferio inferior de la esfera focal. Imagen tomada de (Stein and Wyssession, 2003). | 30 |
| 2.9. a) La estereored de Wulff, en la cual paralelos y meridianos son ortogonales, preserva ángulos. b) En la estereored de Schmidt se preservan áreas pero no ángulos. Tomado de (Joshuardavis, 2007a; Joshuardavis, 2007b) | 31 |
| 2.10. Mecanismos focales: modelo de bloque, esfera focal y proyección estereográfica. Para fallas transformante, normal, inversa y oblicuas. El color rojo corresponde a las compresiones y el blanco a las dilataciones. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Rowan, 2009). | 32 |
| 2.11. Ejes de compresión máxima, P, y mínima, T, para fallamiento normal e inverso. Imagen tomada y modifica para su presentación en esta tesis de (Stein and Wyssession, 2003). | 33 |

| | | |
|------|---|----|
| 3.1. | Estaciones cercanas a los epicentros de estudio. Las siglas corresponden a: MOIG (Morelia, Michoacán), IGIG (Irapuato, Guanajuato), RPIG (Río Verde, S. L. P.), JRQG (Juriquilla, Qro.), ACIG (Acambay, México), YAIG (Yautepec, Morelos), PPIG (Popocatepetl, México), LVIG (Laguna Verde, Veracruz), TPIG (Tehuacán, Puebla), DHIG (Demacú, Hidalgo), ZUVM (Zumpango, México) y PZIG (El Pozo, Ciudad de México). CTUV (Tempoal), JAUV (Jalcomulco) y CXUV (Coxquihui), de la Red Sísmica de Veracruz (INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017). | 36 |
| 3.2. | Epicentros de los eventos que fueron analizados, los números corresponden al etiquetado de la tabla 3.1. El triángulo invertido rojo muestra la ubicación de la estación DHIG. Las líneas rojas y negras corresponden a las fallas y fracturas reportadas por el INEGI (INEGI, 2017; OpenStreetMap, 2020). | 40 |
| 3.3. | Comparación entre polaridades analizadas. Polaridades emergentes no bien definidas no fueron consideradas en la obtención de los mecanismos focales; por el contrario, polaridades de tipo impulsivo fueron las que permitieron obtener los mecanismos focales. | 41 |
| 3.4. | Mapa que muestra los epicentros de los eventos sísmicos cuyas características permitieron la obtención de sus planos nodales (INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017). | 41 |
| 3.5. | Mapa de epicentros con sus respectivos mecanismos focales. Las fallas y fracturas están cartografiadas en rojo. Los epicentros se muestran como círculos amarillos con centro negro. La numeración corresponde a la dada en la tabla 3.2 (INEGI, 2017; GEBCO, 2020). | 45 |
| 4.1. | Sismicidad del estado de Hidalgo acontecida entre diciembre de 2010 y mayo de 2019, reportada por el Servicio Sismológico Nacional. Los epicentros se muestran en amarillo. El triángulo rojo corresponde a la estación DHIG (SSN, 2019a; INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017). | 48 |
| 4.2. | Mecanismos focales obtenidos. La numeración corresponde a la dada en la tabla 3.2. Se muestran en color naranja las fallas al SE de del graben de Mezquital; y en color rojo las fallas, fracturas y los ejes de los pliegues reportados por el INEGI (INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017). | 50 |
| B.1. | Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 14 de diciembre de 2010. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 55 |
| B.2. | Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 23 de septiembre de 2013. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 56 |

| | |
|---|----|
| B.3. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 10 de diciembre de 2013. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 57 |
| B.4. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 25 de junio de 2014. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 58 |
| B.5. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 27 de marzo de 2015. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (Verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 59 |
| B.6. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 11 de julio de 2015. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (Verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 60 |
| B.7. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 11 de enero de 2016. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 61 |
| B.8. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 2 de mayo de 2016. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 62 |
| B.9. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 29 de diciembre de 2016. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 63 |
| B.10. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 2 de marzo de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 64 |
| B.11. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 10 de septiembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. | 65 |

B.12. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 16 de septiembre de 2017 a las 23:44:33 (UTC). Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 66

B.13. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 16 de septiembre de 2017 a las 23:45:37 (UTC). Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 67

B.14. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 16 de septiembre de 2017 a las 23:48:42 (UTC). Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 68

B.15. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 10 de noviembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 69

B.16. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 20 de noviembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 70

B.17. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 5 de diciembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 71

B.18. Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 20 de marzo de 2018. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones. 72

Introducción

La diversidad de México se encuentra no solo en lo intangible, sino también en sus rasgos fisiográficos, los cuales lo hacen un país único y también propenso a las devastaciones por fenómenos naturales, como los terremotos; por ello, toma principal relevancia el estudio detallado de las estructuras que conforman nuestro territorio nacional. En particular, en esta tesis se estudió la sismicidad correspondiente al estado de Hidalgo, ubicado en el cruce de la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana, resaltando los aspectos geofísicos propios de la zona que demuestran se trata de una región tectónicamente activa, cuyo potencial sísmico no ha sido evaluado.

Para ello, se analizaron los planos de falla obtenidos mediante un análisis de polaridades de los primeros arribos de las ondas P de los sismos de magnitudes mayores a $M_w = 3.3$ ocurridos en el estado de Hidalgo en el periodo comprendido entre diciembre de 2010 y mayo de 2019. Este análisis se hizo con base en los registros obtenidos del catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2019a).

Se generó un mapa de epicentros con sus respectivos mecanismos focales, los cuales fueron obtenidos mediante el software *SEISAN*, representados por la proyección inferior de sus esferas focales. Estos mecanismos fueron comparados con las fallas registradas en la bibliografía actual y con las fallas y fracturas reportadas por el INEGI para corroborar los mecanismos existentes en dichas fallas y también complementarlas, para los casos en que no existe la bibliografía correspondiente a los epicentros de estudio.

La estructura de esta tesis es tal que en el primer capítulo se brinda un contexto geofísico general y se introducen las características tectónicas particulares sobre las que se asienta el estado de Hidalgo, el cual no ha sido ampliamente estudiado al día de hoy como para reconocer su potencial sísmico.

El segundo capítulo concentra los conceptos y modelos físicos que se aplican dentro de la sismología. En él, se hace un repaso de los conceptos básicos de la teoría de la elasticidad desde el punto de vista de los medios deformables para introducir las categorías, características y leyes físicas que cumplen las ondas sísmicas al viajar por la Tierra cuando ocurre un terremoto. Asimismo, se revisan y relacionan estos conceptos físicos con los parámetros de la geometría de la falla y los tipos de fallas geológicas que existen, con la finalidad de definir lo que es un mecanismo focal y su proyección estereográfica.

Una vez que se presentó el panorama físico y geológico sobre el que se trabajó, se presentan en el tercer capítulo los datos que se analizaron así como la metodología para la generación de los planos nodales. Adicionalmente, se incluye una sección de sismos históricos ocurridos en la zona de estudio y sus cercanías. En este capítulo también se incluye el mapa comparativo de los mecanismos focales obtenidos para 18 epicentros respecto a las fallas encontradas en la literatura.

En el cuarto capítulo se presenta la discusión y lógica usada en el análisis de los planos nodales que resultó en la obtención de 18 mecanismos focales, de un total de 64 sismos analizados. Estos mecanismos de fallamientos corresponden a diferentes sectores estructurales del estado de Hidalgo. Finalmente, se presentan las conclusiones a través de una breve recapitulación del problema, y se hace la propuesta de continuar el estudio de la sismicidad del estado a fin de contribuir a la cultura de prevención sísmica que ha caracterizado a México en los últimos años.

Capítulo 1

Contexto geológico y geofísico del área de estudio

El planeta Tierra es un ente dinámico, producto de la evolución del Universo, y particularmente, de la formación del Sistema Solar, el cual se encuentra en un estado de perpetua transformación. Por ello, todos los seres vivos han presenciado de alguna u otra forma la evolución del planeta, ya sea al observar la corriente de un río, la fumarola de un volcán o al sentir un sismo¹. Es a través del estudio de los procesos internos de la Tierra que se han logrado descifrar los fenómenos que dentro de ella acontecen así como su origen y composición.

Desde tiempos inmemoriales, los seres humanos le han dado significado a los movimientos telúricos, creándose mitos y supersticiones alrededor de ellos. En la Antigua Grecia se creía que Poseidón provocaba los terremotos al golpear el suelo con su tridente ([Britannica, 2018b](#)); mientras que en la mitología nórdica era Loki quien los ocasionaba ([Groeneveld, 2018](#)). En el caso de México, los aztecas creían que el quinto sol, que corresponde a la época actual, terminaría a causa de un gran terremoto ([Suárez and García, 1996](#)); los mayas asociaban la actividad sísmica a Kisín, quien también era la divinidad asociada a la muerte ([Britannica, 2018a](#)).

El estudio más antiguo del que se tenga registro respecto a los sismos fue hecho por Aristóteles; no obstante, debido a que esta obra incluye datos de sismos anteriores, se cree que estos fueron estudiados con antelación. En este escrito, titulado *Meteorología*, Aristóteles expone su teoría en la cual los sismos son originados por masas de aire moviéndose en el interior de la Tierra y saliendo a la superficie de manera explosiva; también, hizo un primer esbozo de la clasificación de los sismos con base en su intensidad, de acuerdo con qué tan fuerte eran sentidos, y su tipo de movimiento, respecto a si se percibían con un movimiento predominantemente vertical u horizontal ([Missiakoulis, 2008](#); [Oesler, 1992](#)).

El problema del origen y la caracterización de los sismos va de la mano con las ideas sobre la forma y longevidad de la Tierra. En este sentido, Sir Isaac Newton y Lord Kelvin estuvieron

¹Sismo, temblor y terremoto tienen exactamente el mismo significado dentro de la sismología.

a favor de una Tierra extremadamente joven, mientras que Charles Darwin era rechazado por su idea de que la Tierra debía tener del orden de millones de años de antigüedad. Sin embargo, fue a partir del siglo pasado cuando al retomarse estos grandes debates surgieron diversas propuestas, entre las cuales resaltan aquella en la cual la Tierra se enfriaría y se contraería para formar montañas, y otra en la cual la Tierra sufriría convulsiones periódicas (Udías and Mézcua, 1996). Finalmente, estas discusiones y los estudios a los que condujeron germinaron en la formalización de las teorías que han podido resolver el problema del origen de los sismos.

Así, hoy se sabe que el planeta Tierra se formó a partir de un disco de acreción, tras la formación del Sol, junto con otros cuerpos celestes del Sistema Solar hace unos 4,550 millones de años; que debido a la fuerza de gravedad procura una forma esférica; y que atraviesa por procesos de estratificación y sedimentación, de modo que su composición es heterogénea y se da conforme las variaciones de presión y temperatura afectan a los diversos materiales que la componen, siendo estas capas estructural y químicamente estables dentro los intervalos físicos en que se hallan (Schettino, 2015).

1.1. Descripción geológica general

Debido a la perpetua transformación del planeta, existe una continua redistribución de energía, la cual va desde el núcleo hacia la corteza, deformando a su paso las capas internas y dando como resultado la aparición de cordilleras y hundimientos. Los sismos se encuentran entre los movimientos que ocurren dentro de la Tierra, y a partir de los estudios realizados sobre ellos se ha podido caracterizar y comprender la estructura interna del planeta (Shearer, 2009).

En general, es posible identificar las estructuras que componen el interior de la Tierra como núcleo, manto y corteza, como se muestra en la figura 1.1. A su vez, estas capas se subdividen en núcleo interno, que va desde el centro de la Tierra hasta un radio aproximado de 1,320 km y es esencialmente sólido; y el núcleo externo, que se extiende hasta un radio de alrededor de 3,400 km y es básicamente líquido. El manto se subdivide en manto inferior, también llamado mesosfera, que es una capa rígida que se extiende hasta una profundidad de 2,900 km; manto superior o astenosfera, que es una capa plástica de grosor variable de entre 100 y 700 km; y litosfera, que es una capa rígida con un espesor de entre 80 y 250 km, siendo más ancha bajo los continentes y más delgada bajo los océanos. La porción más externa de la litosfera es la corteza terrestre que puede ser oceánica, de 7 a 10 km de grosor, o continental, de 5 a 70 km de grosor (Shearer, 2009; Schettino, 2015; Frisch et al., 2011).

Las fuerzas y los desplazamientos producidos en la litosfera, debidos a las corrientes de convección térmica del manto, se manifiestan como deformaciones en la corteza terrestre y son estudiados por la rama de la geología llamada tectónica de placas, la cual se centra en la dinámica y cinemática de las capas más externas del planeta (Closson, 2011). Esta teoría, la cual

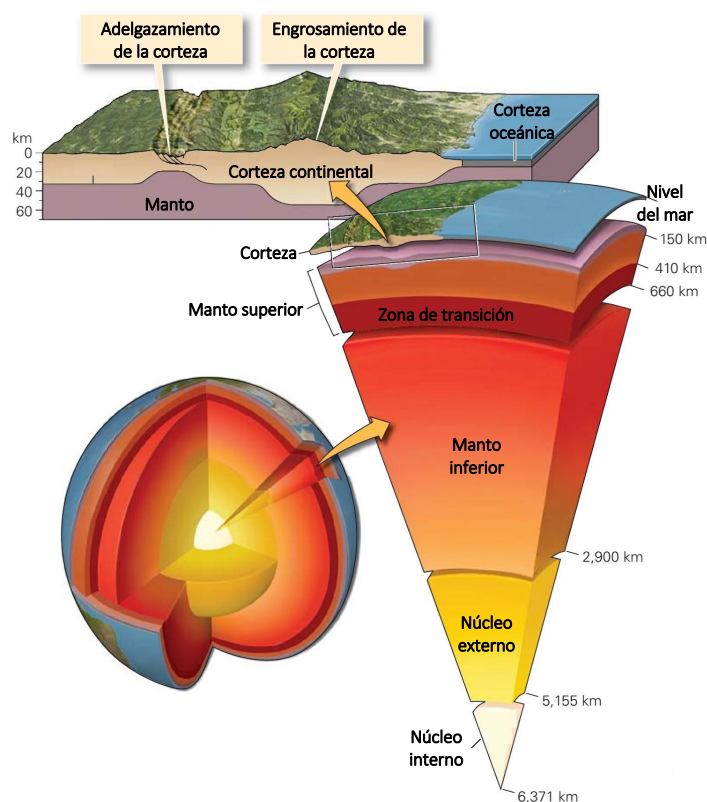


Figura 1.1: Estructura interna de la Tierra: el núcleo se subdivide en interno y externo, el manto en bajo, astenosfera y litosfera, que a su vez incluye la corteza. Imagen tomada de (Marshak, 2013).

toma su nombre de las placas litosféricas, surgió a partir de la teoría de la deriva continental² al considerar a las placas rígidas de la corteza como móviles sobre el manto dúctil, y se ha seguido desarrollando hasta el día de hoy (Udías and Mézcua, 1996).

El movimiento que se da entre dos placas litosféricas define tres tipos de bordes entre ellas: el límite de tipo constructivo, ilustrado en la figura 1.2 a), caracterizado por placas divergentes y causante de las dorsales oceánicas; el borde destructivo, figura 1.2 b), caracterizado por placas convergentes, donde la placa más densa se dobla y es empujada debajo de la menos densa, hundiéndose en las profundidades del manto y formando así las zonas de subducción; y el conservativo, figura 1.2 c), donde las placas se deslizan lateralmente una respecto a la otra y puede o no crearse, o destruirse, corteza en el proceso. Cada una de las placas tectónicas tiene dimensiones y velocidades de deriva diferentes, tal que sus interacciones con las demás placas generan una gran cantidad de esfuerzos mecánicos que a su vez ocasionan terremotos: la tensión es inducida a lo largo de los planos de deslizamiento de las rocas, que son, hasta cierto grado, deformables elásticamente, y se libera en un movimiento brusco cuando se alcanza su valor límite

²La teoría de la deriva continental fue presentada por primera vez, de manera formal, por Alfred Wegener en 1915. En ella rescató observaciones anteriores y evidencias geográficas, paleontológicas y paleoclimáticas.

(Tarbuck and Lutgens, 2005; Frisch et al., 2011; Lay and Wallace, 1995).

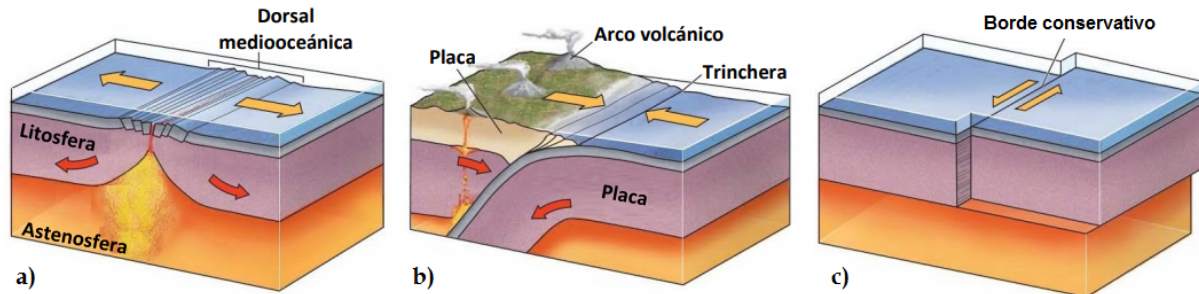


Figura 1.2: La interacción entre placas tectónicas puede ser caracterizada de acuerdo con su movimiento relativo, el cual ocasiona la formación de a) dorsales, b) zonas de subducción y c) movimientos conservativos. Imagen tomada de (Marshak, 2013).

Los sismos pueden ocurrir en cualquier lugar del manto y la corteza y su distribución varía de acuerdo con los tipos de bordes entre las placas. Los sismos profundos se dan en las zonas de subducción y los superficiales pueden ocurrir en cualquier borde y en el interior de las placas ya que estas presentan deformación interna y, por lo tanto, podrían estar cortadas por grandes zonas de fallas. Globalmente, los terremotos se concentran a lo largo de los bordes de las placas y son especialmente notorios en el anillo de fuego del Pacífico. En la figura 1.3 se muestran los epicentros de los sismos registrados entre 1890 y 1990 con magnitudes que van desde $M_W = 4$ hasta $M_W = 7$ (Schettino, 2015; Frisch et al., 2011; Lay and Wallace, 1995).

La corteza es un sólido deformable que está compuesto principalmente de silicatos (Schettino, 2015) y que presenta un relieve diverso que ha ido modificándose por procesos como el vulcanismo y la sedimentación. Debido a la extensión y al estiramiento de las placas, así como a los choques entre ellas, se han generado fracturas, plegamientos y fluctuaciones en la corteza, originando, mediante la deformación de las rocas, las formas geológicas básicas como los pliegues y las fallas (Tarbuck and Lutgens, 2005).

Un pliegue es la ondulación que resulta del doblamiento de las rocas durante la formación de las montañas. Los dos tipos principales de pliegues son los sinclinales, que son pliegues cuyas rocas viejas definen su lado convexo, y los anticlinales, cuyas rocas viejas definen su lado cóncavo. Por otro lado, se define una falla como la fractura en la corteza terrestre a lo largo de la cual se llevan a cabo los deslizamientos. Es posible caracterizar las fallas de acuerdo con si su desplazamiento relativo entre bloques de roca tiene una componente principalmente horizontal, dando fallas de rumbo o transformantes que pueden ser dextrales o sinistrales; vertical, como fallas normales e inversas; u oblicuo, si es una combinación de ambas. Resultados de las fallas son los grabens, los horsts y los semigrabens (Tarbuck and Lutgens, 2005).

Un graben, también llamado fosa tectónica, es una estructura estrecha y alargada de la corteza que consiste en una depresión axial central cercada por fallas normales paralelas que se hunden abruptamente hacia el centro del eje del sistema; los grabens presentan hundimientos

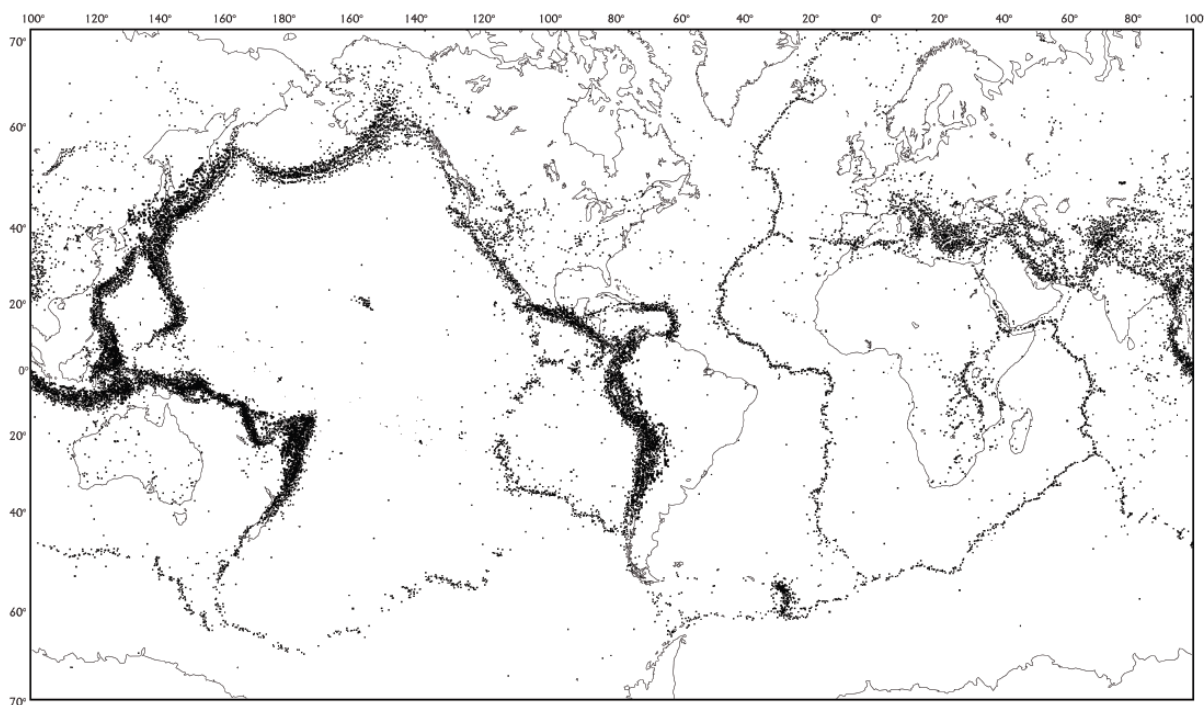


Figura 1.3: Los terremotos se concentran a lo largo de los bordes de las placas tectónicas y son especialmente notorios en el anillo de fuego del Pacífico. Imagen tomada de (USGS, 2018).

característicos entre los 60 y 65°. Un semigraben es un hundimiento cercado por una única falla normal; y, un horst, o pilar tectónico, es un bloque elevado que se encuentra entre dos fosas tectónicas (Frisch et al., 2011). Estas estructuras geológicas se ilustran en la figura 1.4.

1.2. Descripción tectónica del centro de México

La mayor parte del territorio mexicano se encuentra en la placa norteamericana, la cual se desplaza en dirección suroeste (SW). La sección mexicana de esta placa colinda al oeste (W) con la placa del Pacífico, sobre la que está la península de Baja California y cuyo movimiento se da hacia el noroeste (NW); al sur (S) con las de Rivera y de Cocos, que se mueven hacia el noreste (NE); y la del Caribe, que se desplaza hacia el sureste (SE). Entre las placas del Pacífico y la norteamericana se presenta un borde de tipo transformante; las placas de Rivera y Cocos presentan límites destructivos al converger con la placa norteamericana, formando la zona de subducción conocida como trinchera mesoamericana; la placa del Caribe tiene límite transformante con la norteamericana. Como resultado de estas interacciones se ha originado el diverso relieve mexicano entre el que destacan las cadenas montañosas, como las conocidas como Sierras Madre, y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), señalizadas en la figura 1.5.

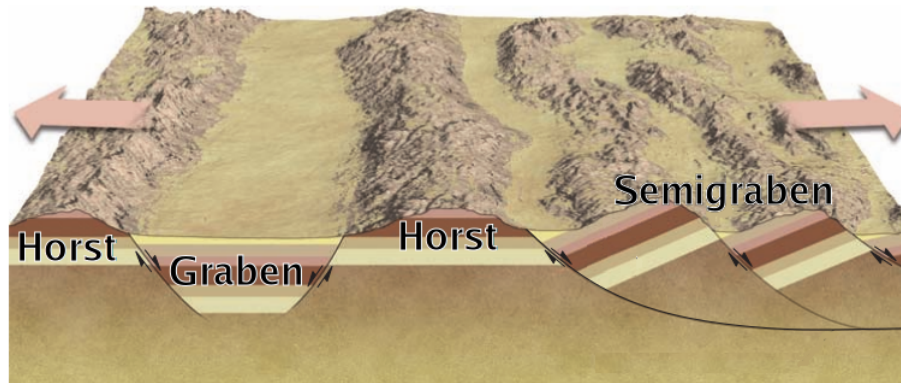


Figura 1.4: Grabens, horsts y semigrabens son estructuras geológicas resultadas de fallamiento normal. Imagen tomada de (Hess and Tasa, 2014).

Es propósito de este estudio hacer énfasis en las características referentes a la sismicidad del estado de Hidalgo, el cual se encuentra en el centro de México, en el cruce de dos entidades geológicas importantes: la Faja Volcánica Transmexicana, en sus porciones central y oriental; y la Sierra Madre Oriental (SMOr), en su sección sureste, justo antes de cruzar la FVTM.

La Faja Volcánica Transmexicana surge como resultado de los procesos de subducción de las placas de Rivera y de Cocos a lo largo de la porción noreste de la trinchera mesoamericana. Es el arco volcánico, continental y activo, de alrededor de 100 km de anchura y 1,200 km de longitud, que se desarrolla sobre la margen suroccidental de la placa norteamericana, y que recorre México longitudinalmente de este a oeste entre los 19 y 21° N, e incluye la mayor parte del vulcanismo del país. Dentro de este arco están las mayores elevaciones del país, mostrando un promedio de 2,200 m s. n. m. Además, la FVTM se caracteriza por presentar sismicidad cortical, redes de fallas paralelas en torno a su eje, y vulcanismo alcalino intraplaca relacionado con la zona de subducción, el cual ha estado activo desde el Mioceno (Frédéric and Ansan, 2002; Suter et al., 2001; Ferrari, 2000; Tuena et al., 2005).

La distribución de los volcanes a lo largo de la FVTM se da de acuerdo a la variación del ángulo de la placa de subducción, formando en promedio 15° respecto a la trinchera mesoamericana. Entre la placa de Rivera y el bloque de Jalisco se presenta un ángulo de entre 45 y 50°; respecto a la placa de Cocos, el ángulo de inmersión decrece hasta volverse casi horizontal en Guerrero y aumenta nuevamente conforme se avanza hacia la zona de subducción en Centroamérica. La placa de Cocos forma un mayor ángulo de subducción por debajo de la FVTM (Ferrari, 2000; Frédéric and Ansan, 2002).

Comúnmente se distinguen tres segmentos de la FVTM, indicados en la figura 1.6, estos no corresponden estrictamente a una división geográfica sino más bien están definidos por la geología y, especialmente, por las características estructurales de las fallas que componen cada sector. De esta forma, a grandes rasgos puede segmentarse la FVTM en los siguientes sectores:

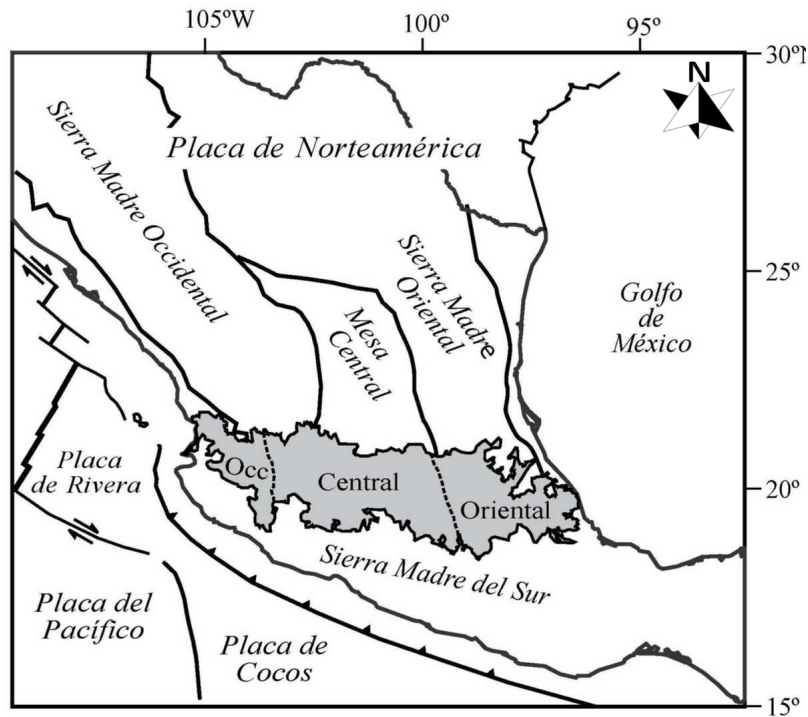


Figura 1.5: Provincias fisiográficas de México, en especial: Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Faja Volcánica Transmexicana y Mesa Central. Imagen tomada del artículo (Tuena et al., 2005).

- ★ el segmento occidental, ubicado entre los 102 y 103° W. Este sector está limitado al este por el graben de Colima y se caracteriza por tener tres redes de fallas normales orientadas NW-SE, NNE-SSW y WNW-ESE que delimitan el oeste del bloque de Jalisco;
- ★ el segmento central, el cual se encuentra entre los 99° y 102° W. Este sector exhibe una red principal de fallas normales de rumbo E-W con una componente lateral izquierda, y en menor medida, NE-SW y NW-SE. Su longitud es de alrededor de 300 km de largo, y su anchura de hasta 150 km (Ferrari, 2000; Campos-Enriquez et al., 2000; Frédéric and Ansan, 2002; Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990);
- ★ y el sector oriental, limitado al oeste por el sistema de fallas Querétaro-Taxco y al este por la cadena volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Este segmento presenta actividad sísmica cortical de baja magnitud y se caracteriza por estar segmentada por fallas normales escalonadas orientadas NE-SW de buzamiento variable (García-Palomo et al., 2017).

Por otro lado, la Sierra Madre Oriental (SMOr) es un cinturón angosto de pliegues y fallas inversas de bajo ángulo, alargado y curvado, de 800 km de longitud y de hasta 100 km de ancho. Su frente está bien definido y emerge de la planicie costera del Golfo de México, con cumbres que

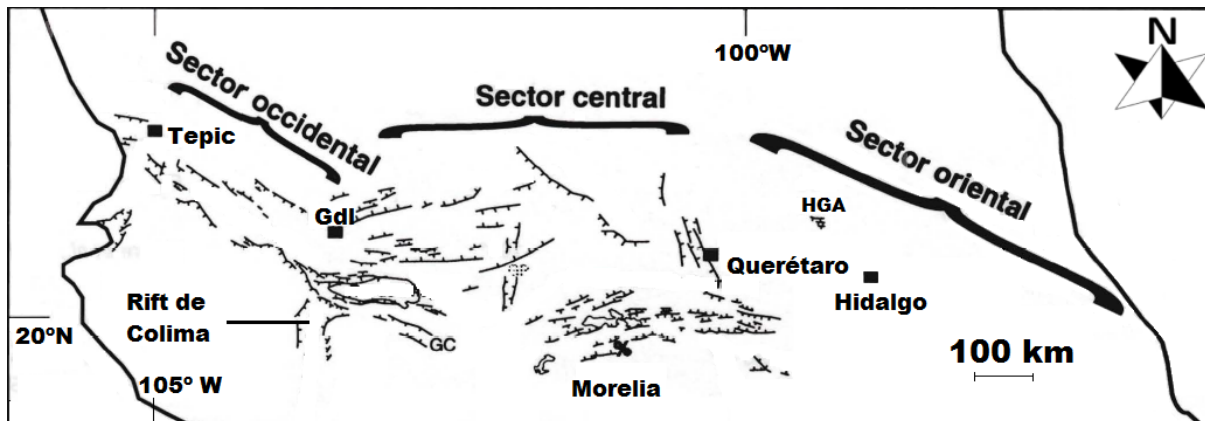


Figura 1.6: Los tres sectores de la FVTM. HGA denota el semigraben de Aljibes. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Ferrari, 2000).

sobrepasan los 2,500 m s. n. m. y descienden de altura hacia el poniente, pasando a un extenso altiplano situado en el centro del país. Estructuralmente se extiende hacia el noroeste desde la parte central de Chihuahua, hacia el sureste hasta el límite de Córdoba y Tuxtepec pasando por la FVTM (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

1.3. El estado de Hidalgo

El estado de Hidalgo se ubica dentro de los límites geográficos con latitud de $21^{\circ}23'55''$ al norte y $19^{\circ}35'52''$ al sur, y entre las longitudes de $97^{\circ}59'06''$ al este y al oeste de $99^{\circ}51'34''$; colinda al norte con San Luis Potosí, al este con Veracruz de Ignacio de la Llave y Puebla, al sur con Tlaxcala y México y al oeste con Querétaro. Cuenta con nueve elevaciones principales por encima de los 1,840 m s. n. m., siendo la más alta el cerro de la Peñuela con 3,350 m. s. n. m. El 53.46 % del territorio hidalguense está sobre el sector oriental de la FVTM, el 45.21 % posa sobre la parte sur de la Sierra Madre Oriental, correspondiente a la subprovincia de Carso Huasteco; y el 1.33 % del territorio es de las llanuras y lomeríos de la llanura costera del Golfo Norte (INEGI, 2017), como puede apreciarse en la figura 1.7.

Específicamente, la porción central de la FVTM tiene un espesor cortical menor a 40 km y es deformado por la zona de fallas Chapala-Tula. Está compuesto principalmente por grabens asimétricos, formados por las fallas Epitacio Huerta y Acambay-Tixmadejé, al norte, y las fallas Venta de Bravo y Pastores, al sur (Tuena et al., 2005; Suter et al., 1995b), y forman un sistema en estado inicial de coalescencia (Suter et al., 2001). Otras estructuras fisiográficas relevantes son el complejo de calderas Huichapan-Donguinyó y la zona geotérmica Pathé.

En el sector oriental, donde la deformación es más antigua, el espesor de la corteza podría llegar hasta los 50 km; esta parte se encuentra delimitada al oeste por el sistema Taxco-Querétaro

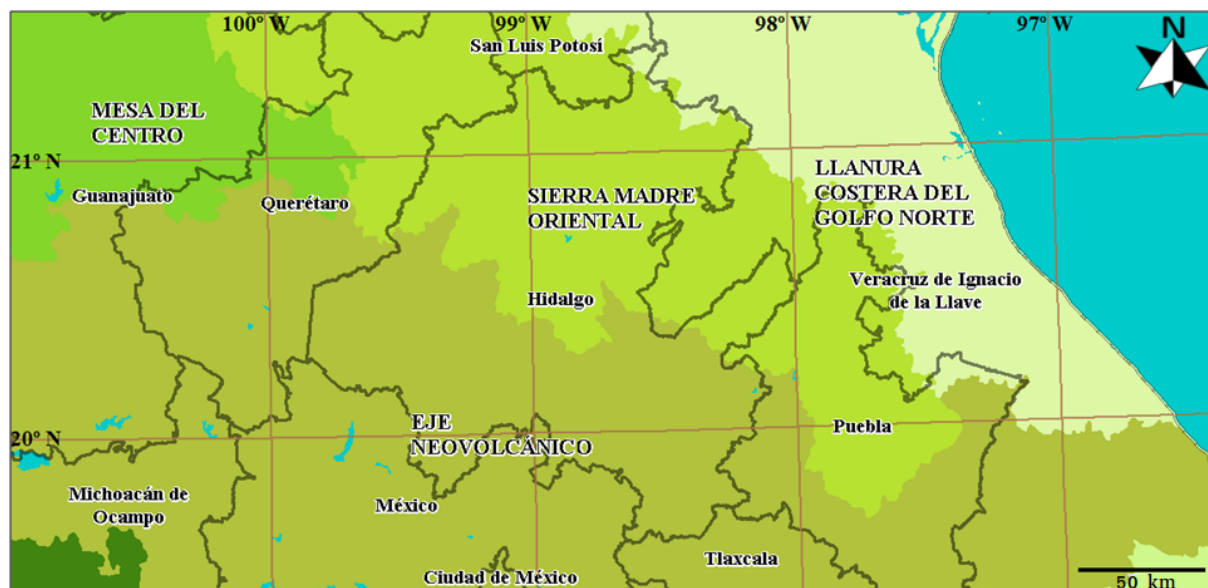


Figura 1.7: Provincias fisiográficas del estado de Hidalgo. La mayor porción corresponde a la Faja Volcánica Transmexicana, seguida de la Sierra Madre Oriental, y solo una pequeña parte está en las llanuras y lomeríos de la llanura costera del Golfo Norte. Elaborado con Mapa Digital de México (INEGI, 2017).

(Ferrari, 2000). Las estructuras más evidentes de esta sección son el semigraben Aljibes, conformado por cuatro fallas normales de dirección E-W consideradas potencialmente activas; el graben Mezquital, de dirección E-W limitado por la falla Cardonal que también se considera potencialmente activa, y las fallas normales del campo de Apan, de dirección NE respecto al campo y sin actividad aparente (Tuena et al., 2005); en la misma región se encuentra el graben Cobrecito y el graben Molango, formados por fallas normales activas (Suter et al., 2001).

Respecto a la Sierra Madre Oriental, el sector Huayacocotla, el cual corresponde a su parte sureste, es la segunda provincia fisiográfica en extensión sobre la que está Hidalgo. En este sector las estructuras pertenecen a un anticlinal de grandes dimensiones, amplio y orientado NNW-SSW. La deformación más importante de la zona está representada por fallamiento inverso, de bajo ángulo y de vergencia al NE (Eguiluz de Antuñano et al., 2000).

Muchas de estas estructuras se extienden desde y hacia los estados vecinos, donde se pierden o conectan con otras estructuras geológicas. Por ejemplo, una depresión E-W casi continua se extiende desde el valle del Mezquital hasta la zona de fracturas de Querétaro (Campos-Enriquez et al., 2000). También dentro del estado en estudio se dan estas conexiones, recientemente se propuso que el semigraben Aljibes y el graben Mezquital podrían ser parte de la misma estructura, con múltiples fallamientos laterales izquierdos y derechos (Quintanar et al., 2004), y que, por el contrario, la falla Pastores no se extiende hasta el valle del Mezquital (Campos-Enriquez et al., 2000).

1.3.1. Fallas tectónicas del estado de Hidalgo

Los principales sistemas de fallas del estado de Hidalgo, que han sido documentados, incluyen la falla Cardonal, la zona de fallas Pathé, y las que han dado origen a los grabens Molango, Cobrecito, Mezquital y el semigraben Aljibes, además de colindar con las fallas Pastores, Acambay-Tixmadejé, Epitacio Huerta y Venta de Bravo, en el Estado de México, y la zona de fracturas de Querétaro que incluye la falla Sanfandila y el sistema Taxco-San Miguel de Allende. Se ha propuesto la clasificación de las zonas sísmicas de Hidalgo, ilustradas en la figura 1.8, como (Quintanar et al., 2004):

- ★ la región Ixmiquilpan-Cardonal, al centro del estado, que incluye el graben Mezquital,
- ★ la parte norte de Tecozautla, que está en el centro-oeste del estado y está limitada por el semigraben Aljibes,
- ★ la región Jacala de Ledezma-Landa de Matamoros, en la porción noroeste del estado,
- ★ la región de Apan, en la parte sureste del estado de Hidalgo,
- ★ la región de Actopan y Tepatepec, que corresponde a la parte centro sur del estado,
- ★ la región Tula-Ajacuba-Tlaxcoapan, al suroeste del estado.

En la figura 1.9 se presentan las fallas y fracturas del estado de Hidalgo reportadas por el INEGI en su mapa digital. A continuación se presenta una recopilación bibliográfica de los principales sistemas de fallas para cada una de las zonas sísmicas del estado de Hidalgo; nótese que en la figura 1.9 algunos sistemas de fallas no están actualizados.

Ixmiquilpan-Cardonal

La región Ixmiquilpan-Cardonal, ubicada al centro del estado, presenta extensión activa y su distribución de fallas y sismicidad indican que es tectónicamente activa (Suter et al., 2001). En su parte oeste se encuentra el semigraben Aljibes, conformado por cinco fallas normales paralelas principales, de más de 10 km de longitud, de rumbo E-W y de buzamiento al sur que podrían estar activas y unidas en la profundidad para así formar esta fosa tectónica. Además, el semigraben Aljibes es la continuación al oeste de la falla maestra del graben Mezquital, lo que sugiere que este sea sísmicamente activo, estimándose una magnitud máxima para un evento sísmico de $6.5 < M_W < 7.5$ (Suter et al., 1995a).

También se encuentra el graben Mezquital, el cual se caracteriza por presentar sismicidad superficial moderada, tiene entre 15 y 18 km de anchura y hasta 500 m de relieve topográfico. El norte del graben está formado por la falla maestra Cardonal, de 11 kilómetros de longitud y

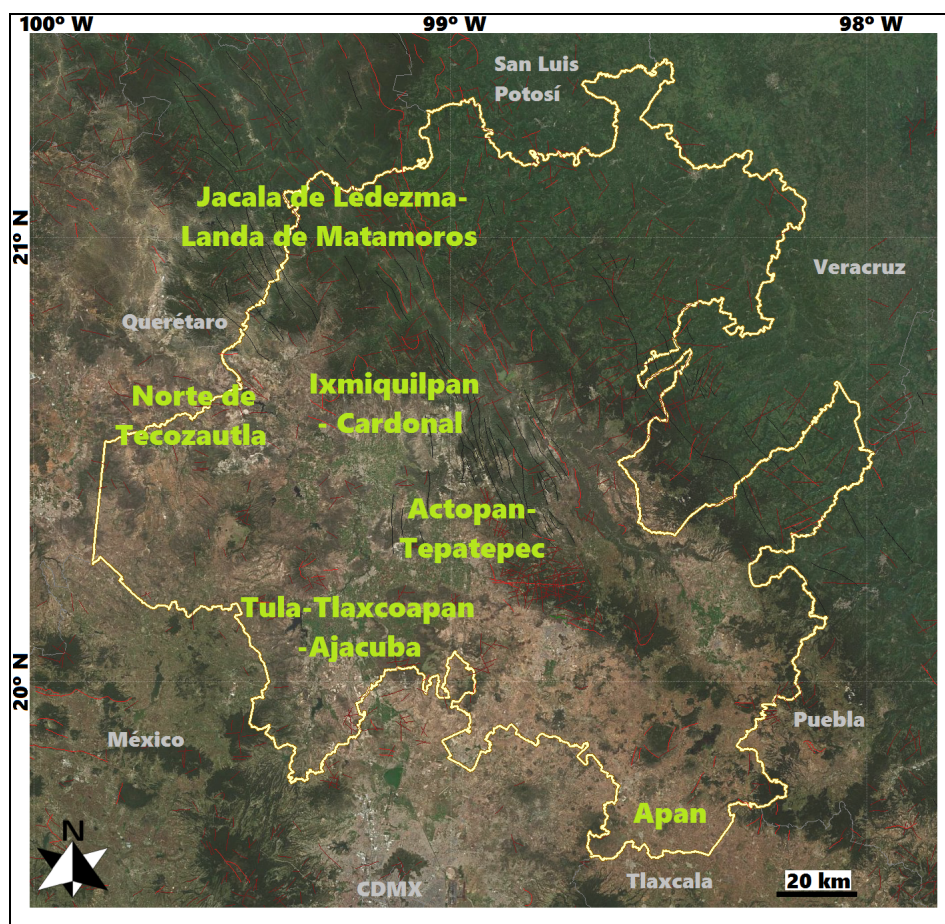


Figura 1.8: Zonas sísmicas de Hidalgo. Las líneas color rojo brillante representan fallas, las negras, anticlinales y sinclinales, y las rojo oscuro, fracturas. Elaborado con Mapa Digital de México (INEGI, 2017) y Sentinel-2 cloudless (EOX IT Services, 2017).

buzamiento promedio de 70 a 80° S. En el margen sur del graben hay dos fallas normales con rumbo E-W, la mayor de 12 km de largo y la menor de 9 km de longitud (Suter et al., 2001).

En el poniente de esta área de estudio se encuentra la cuenca de Zimapán, caracterizada por un gran número de pliegues superficiales y fallas inversas de bajo ángulo del periodo laramídico (Martínez and Suter, 1982; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 1990); en especial, se distinguen la cabalgadura³ El Doctor; el Anticlinorio El Piñón, delimitado por los sinclinales Maconí y El Aguacate; y el Anticlinal Bonanza. También se encuentra el graben Cobrecito, de tipo asimétrico, de dos kilómetros de anchura y orientación NE-SW, cuyas fallas maestras desplazan la cabalgadura de Jiliapan (Suter et al., 1997).

Hacia el oriente hay dos fallas normales del Cenozoico tardío, de rumbo E-W, buzamiento

³Una cabalgadura o cabalgamiento es una falla inversa de bajo ángulo; esto es, de alrededor de 20°.

hacia el sur y con escarpes de hasta 250 m. Se ha propuesto que dichas fallas podrían ser las causantes de la avalancha de rocas que dio origen a la laguna de Metztitlán (Suter, 2004).

En la margen oriente de la región se encuentra el graben Molango, el cual está delimitado por fallas normales de rumbo NW-SE, tiene más de 10 km de longitud, un escarpe mayor a 200 m y pertenece a la parte central del anticlinorio de Huayacocotla (Ochoa-Camarillo et al., 1998).

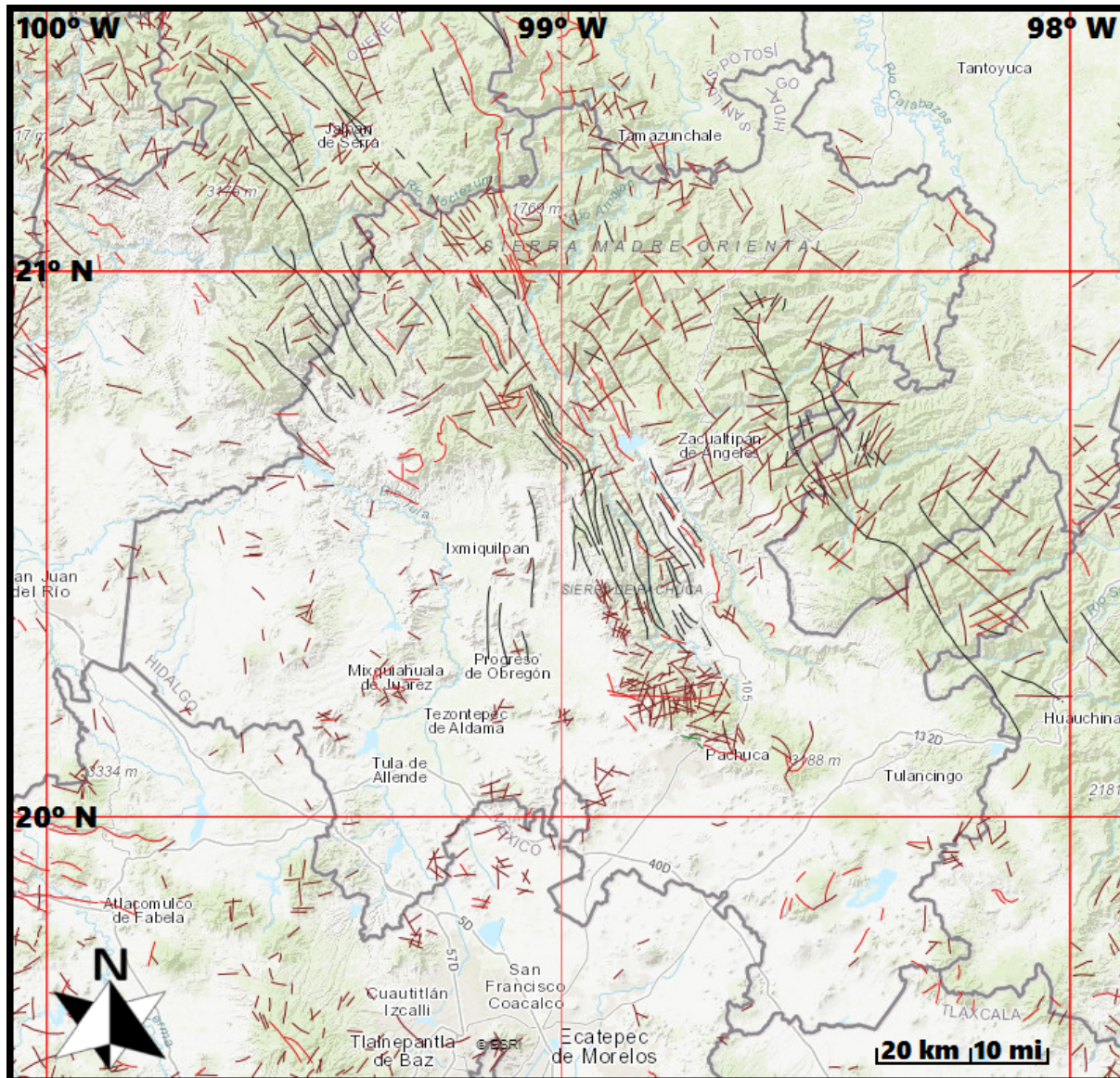


Figura 1.9: Mapa de las fallas y fracturas del estado de Hidalgo, 1978-1988. Las líneas color rojo brillante representan fallas, las negras, anticlinales y sinclinales, y las rojo oscuro, fracturas (INEGI, 2017).

Norte de Tecozautla

En la parte norte del municipio de Tecozautla se halla el campo geotérmico Pathé, localizado dentro de una región de fallamiento normal activo, ilustrado en la figura 1.10, cuyas fallas se alinean con dos tendencias de dirección aproximada NS y cercana a la EW, estas últimas corresponden a la extensión meridional del semigraben Aljibes.

El primer conjunto de fallas, conformado por las fallas Pathé, Las Rosas y La Mesa, define el graben San Francisco; este conjunto tiene alrededor de 12 km de longitud y 8.5 km de amplitud. La falla Pathé es discontinua, de 14 km de longitud, de rumbo entre N10°E y N10°W y buzamiento de entre 70 y 85°W; la falla Las Rosas tiene rumbo NW y buzamiento de 80°E; y la falla La Mesa es de 9 km de largo con rumbo casi N-S y buzamiento de 80°E.

El segundo conjunto consiste en nueve fallas principales de alineación EW, ocho de las cuales son planas y de buzamiento entre 65 y 90°. Las tres fallas meridionales de este grupo definen pequeños grabens. El campo geotérmico Pathé yace completamente sobre la margen este del graben San Francisco, el vapor se encuentra en la falla Pathé, cerca de la intersección de la falla norte orientada EW (Carrillo-Martínez, 1998).

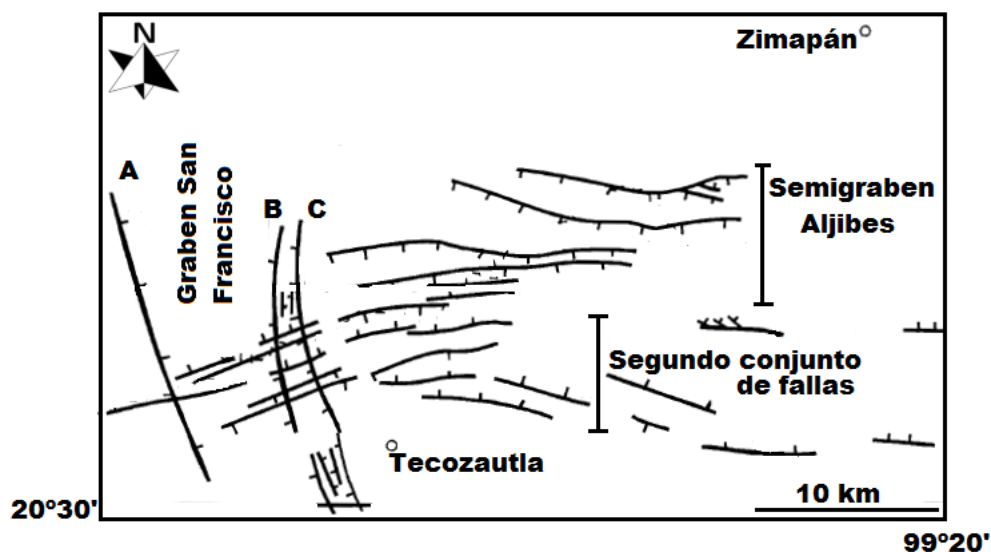


Figura 1.10: Zona geotérmica de Pathé. A: falla Las Rosas, B: falla La Mesa, C: falla Pathé. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis del artículo de (Carrillo-Martínez, 1998).

Jacala de Ledezma-Landa de Matamoros

La región Jacala de Ledezma-Landa de Matamoros colinda al sur con la de Ixmiquilpan-Cardonal, y al poniente con Jalpan de Serra en Querétaro; de esta forma, aquí se extienden el anticlinal El

Piñón, conectándose con el anticlinal Pingüical, y este último hacia el oriente con el anticlinal Bonanza; el sinclinal El Fraile con el sinclinal Ahuacatlán, y la cabalgadura de Jiliapan con la de Puente de Dios (Carrillo-Martínez, 1990).

Hacia el extremo noreste de la región, en el límite que definen los estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, en el frente de la SMO_r y el borde de la plataforma de Valles-San Luis, las principales estructuras son el anticlinal de Huayacocotla, el sinclinal de Xilitla-Chapulhuapán, el cabalgamiento Xilitla, de inclinación promedio de 7°; el anticlinal Cerro Grande, el anticlinorio Pisaflores, que consiste de varios anticlinales y sinclinales que se hunden hacia el norte; los cabalgamientos Agua Zarca, Lobo-Ciénega, y La Misión, imbricados a lo largo de la margen este de la plataforma Valles-San Luis; y el cabalgamiento Agua Fría, ubicado a la mitad de la misma y de longitud aproximada de 100 km. (Suter, 1980; Suter et al., 1997; Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 1990).

Apan

La región de Apan, la cual incluye el campo volcánico Apan-Tecocomulco, se ubica en el extremo sureste del estado de Hidalgo, extendiéndose más allá de los límites con los estados de México, Tlaxcala y Puebla. La geomorfología de esta zona es dominada por tres amplias llanuras: Apan, Tochac y Tizayuca, las cuales están limitadas por fallas normales principales orientadas NE-SW, con buzamientos al NW y SE. En la región se han identificado cinco fallas principales, las cuales delimitan los horsts de Chignahuapan, Rosario-Acocolco, Cerro Gordo-Las Navajas y Tolcayuca-Zapotlán; y los grabens de Tlaxco-Chignahuapan y de Tizayuca; y el semigraben de Apan.

La primera falla recibe el nombre de Axaxalpa, mide 17 km de longitud y 3 km de anchura, presenta orientación NE-SW y buzamiento al NW; le sigue el sistema de fallas Apan-Tlálloc, de 25 km de largo y 4.6 km de ancho, es un sistema de fallas lineales con buzamiento de entre 70 y 90° al NW. El sistema de fallas de Texcoco de 15 km de largura y 2 km de anchura, presenta concavidad local hacia el NW y está asociada con fracturas y fallas de dirección promedio de N35°E. El sistema de fallas de Tizayuca, de 50 km de longitud y 10 km de anchura, de dirección NE y buzamiento al NW; y finalmente, el sistemas de fallas de Tolcayuca, que tiene al menos 12 km de largo y 4 km de ancho, de dirección principal NE y buzamiento al NW (García-Palomo et al., 2017; García-Tovar et al., 2015).

Actopan y Tepatepec

En la región de Actopan y Tepatepec, al sur de la región Ixmiquilpan-Cardonal, limitada al nororiente por el anticlinorio Cerro Blanco y el anticlinal Atotonilco, incluye las fallas inversas Doñana y Sauz Sabino y, más hacia el sur, en el municipio El Arenal, la zona de fracturas y fallas normales de rumbo preferencial NW-SE, entre las que destacan las de Capula-Arévalo,

Estanzuela y Vizcaína, y que a su vez es cortada por fallas perpendiculares dando origen a grabens y horsts (Salvador-Flores, 2001; Rodríguez, 2012).

Tula-Ajacuba-Tlaxcoapan

La región de Tula-Ajacuba-Tlaxcoapan se encuentra en el límite sur del estado de Hidalgo con el estado de México. Estructuralmente, está entre el sistema diagonal de dirección NE-SW que abarca desde el lago de Cuitzeo, en Michoacán, hasta el flanco occidental de la SMOr, en Hidalgo; por lo tanto, es admisible describirla con características similares a las de otras estructuras que conforman la FVTM. Es decir, presenta bloques limitados por fallas normales que originan un relieve escalonado a uno y otro lado de los sistemas regionales que lo forman (Silva-Mora, 1997). Esta región incluye los volcanes Xithi y la Joya, en este último se aprecia fallamiento de rumbo NE-SW y, posiblemente, E-W, que afectó la estructura y dio origen a un conjunto de bloques inclinados hacia el NE, NW y SE.

Hacia el norte se encuentra el complejo de calderas Huichapan-Don Guinyó, que es una estructura resultante del traslape de dos calderas y tiene alrededor de 10 km de diámetro (Aguirre-Díaz and López-Martínez, 2009; Silva-Mora, 1997); y al sur, en Tepeji del Río, está el grupo de fallas de Taximay que presenta orientación NE-SW y E-W, con fuerte inclinación hacia el norte (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990).

Descripción tectónica y fisiográfica del resto del estado

El geoparque Comarca Minera de Hidalgo se encuentra entre los límites de la SMOr y la FVTM, va desde Tulancingo de Bravo hasta Actopan. Incluye las regiones de Pachuca-Real del Monte, del Cerro de San Cristóbal, de los prismas Basálticos de Santa María Regla y de la Sierra de las Navajas (Canet et al., 2017). Las rocas del campo volcánico de Pachuca son cortadas por fallas normales de tendencia E-W, buzamiento de entre 55 y 70° y desplazamientos verticales de hasta 500 m; y por fallas normales N-S de buzamiento de más de 75° y desplazamientos máximos de 30 m. Las fallas E-W están a lo largo de toda la región y sus alrededores. En contraste, las fallas normales N-S están presentes únicamente en el área de Real del Monte y no parecen estar activas (Dreier, 2005). Por su parte, los prismas basálticos son el resultado de la superposición de dos campos volcánicos, el de La Sierra de las Navajas y el campo responsable de la prismatización (Sánchez-Rojas and Osorio-Pérez, 2008).

El Complejo de Calderas de Tulancingo-Acoaculco descansa en la intersección de dos sistemas regionales de fallas, uno de tendencia NE, sistema Apan-Piedras Encimadas, y otro de tendencia NW, llamado sistema Tulancingo-Tlaxco. Ambos sistemas han sido cubiertos por rocas volcánicas (López-Hernández et al., 2009).

Alrededores del estado

A continuación se presenta una breve descripción de las principales fallas que rodean al estado de Hidalgo, principalmente del Estado de México, ya que han sido las más estudiadas.

La falla Venta de Bravo es una falla normal, de rumbo W-E, de 45 km de largo, en su porción poniente está conformada por segmentos individuales interconectados que componen un arreglo escalonado; al oeste, la falla maestra se ramifica continuamente alrededor de un terreno lenticular de 5 km de largo que está rodeado completamente por planos de falla normales interconectados (Suter et al., 1992).

La falla Pastores es la falla maestra del sureste del graben de Acambay, es de tipo normal con una ligera componente lateral izquierda y presenta buzamiento hacia el norte, su longitud aproximada es de 32 km (Suter et al., 2001; Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990).

El graben de Acambay tiene de 27 a 40 km de largo y entre 12 y 15 km de ancho. Las fallas que delimitan el graben se hunden en ángulos de entre 50 y 70°; se encuentra en el área definida entre las fallas de Acambay-Tixmadejé, de 42 km de longitud y buzamiento entre 60 y 70° S, en el norte; y la Pastores en el sur. Forma parte de un sistema de fallas normales de rumbo al este de entre 70 y 75 km de largo, la cual incluye la falla Epitacio Huerta al norte y la Venta de Bravo al sur (Suter et al., 2001; Suter et al., 1995b).

La falla activa Epitacio Huerta mide 22 km de longitud y su parte más escarpada alcanza un máximo de 100 m de altura en su parte central, cerca de la mitad de su longitud la falla se transforma y pasa de tener rumbo W-E a NNW-SSE (Suter et al., 1995b)

El graben de Cuitzeo es la estructura más alejada de los límites del estado de Hidalgo, pero aún así colinda como estructura geológica con este. Se halla al oeste del graben de Acambay y tiene alrededor de 12 fallas con actividad cuaternaria documentada, su rumbo aproximado es E-W, y su falla principal es de 21 km de largo.

En Sanfandila, al sur del estado de Querétaro, se intersecan la zona de fallas de Chapala-Tula, con tendencia E-W, y el sistema de fallas de Taxco-San Miguel de Allende, de orientación N-S, ocasionando la formación de bloques de alineaciones dadas por ambas zonas, que, debido a una secuencia sísmica reciente, han mostrado la reactivación tectónica de fallas con tendencia N-S en esta región. Se ha sugerido que esta zona sea considerada como la extensión al sureste de la Provincia Mexicana de Cuencas y Sierras y marque el límite entre esta y la FVTM (Zúñiga et al., 2003).

Finalmente, la falla Perales, ubicada al sur de la falla Pastores, presenta alrededor de 50 km de largo y tiene orientación preferencial E-W en su porción oriental, que pasa a NW en su parte occidental, con su bloque hundido invariablemente al norte y buzamiento de más de 70° (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990; Suter et al., 1992).

Capítulo 2

Conceptos de sismología

La sismología es la ciencia encargada del estudio de las ondas elásticas provenientes del interior de la Tierra. Generadas idealmente en un punto, las ondas sísmicas son ondas elásticas que se propagan a través de la Tierra y son registradas por instrumentos especializados llamados sismómetros, los cuales almacenan y transmiten la información grabada para su posterior análisis. De este análisis se obtienen el tiempo exacto en que se originó el movimiento y la localización del punto dentro de la Tierra ([Stein and Wysession, 2003](#)).

El estudio de la propagación de las ondas sísmicas ha permitido conocer la estructura del interior de la Tierra, como lo son su distribución en capas, con sus respectivas densidades y constantes elásticas, así como la geometría de las estructuras de la corteza, dada por los mecanismos focales que caracterizan las diferentes fallas tectónicas. Los fundamentos teóricos de la sismología se basan en los principios de la mecánica de medios continuos y, concretamente, en la teoría de la elasticidad ([Udías and Mézcua, 1996](#)); es por ello que en este capítulo se presentan los conceptos fundamentales para la comprensión y el análisis de los eventos sísmicos a estudiar.

2.1. Teoría de la elasticidad

Un medio continuo es la idealización matemática de un cuerpo físico constituido por un número gigantesco de partículas consecutivas, de tal manera que, macroscópicamente, se puede aproximar sin discontinuidades. De esta forma, al considerar un elemento de superficie se considerará un elemento tal que contenga un número grande de partículas pero que macroscópicamente presente una sección diferencial de dicha superficie ([Velasco-Belmont, 2009](#)).

La teoría de la elasticidad estudia las deformaciones de los materiales cuando a estos se les aplican esfuerzos. La primera relación de esfuerzo-deformación fue encontrada por Hooke y afirma que el esfuerzo y la deformación son proporcionales mediante el módulo elástico; en general, esto solo es válido para intervalos donde los esfuerzos aplicados son pequeños. Históricamente,

la elasticidad fue estudiada por Galileo, Mariotte, Bernoulli, Euler, Lagrange y Coulomb. Finalmente, la teoría se formalizó con la deducción de las ecuaciones generales de la elasticidad de Navier y, posteriormente, con los coeficientes de Cauchy para especificar las características elásticas de un cuerpo (Udías and Mézcua, 1996; Velasco-Belmont, 2009).

Cuando se aplica una fuerza, $\mathbf{F}(\mathbf{x}, t)$, sobre la superficie de un cuerpo se genera un esfuerzo, tal que para cada parte diferencial del cuerpo se tiene un diferencial de fuerza $(\Delta f)_i$ sobre un diferencial de superficie ΔS . Siendo así, se define el vector de esfuerzos $t_i^{\hat{n}}$, cuya existencia se basa en el principio de esfuerzos de Cauchy, como

$$\lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{(\Delta f)_i}{\Delta S} = t_i^{\hat{e}_j}, \quad (2.1)$$

donde \hat{e}_j denota el vector normal al plano donde se aplica la fuerza (Velasco-Belmont, 2009), siendo $j = 1, 2, 3$, como se muestra en la figura 2.1. A la componente del vector de esfuerzos que es paralela al plano normal de la superficie donde se aplica la fuerza se le llama esfuerzo normal, mientras que las otras dos componentes definen el esfuerzo cortante.

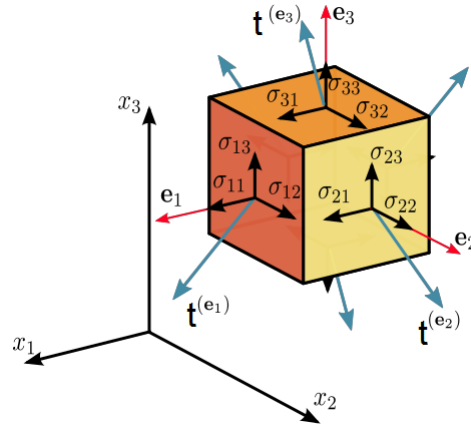


Figura 2.1: Representación geométrica del vector de esfuerzos y su relación con el tensor de esfuerzos. Imagen tomada de (Sanpaz, 2018).

El vector de esfuerzos se relaciona con el tensor de esfuerzos, σ_{ij} , como $t_j^{\hat{e}_i} \equiv \sigma_{ij}$. A partir de la figura 2.1, se observa que geoméricamente el vector y el tensor de esfuerzos se relacionan por medio del producto interior, tal que, en notación matricial, dicha relación se expresa como

$$\mathbf{t}^{\hat{e}_i} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \hat{\mathbf{e}}_i, \quad (2.2)$$

donde

$$\boldsymbol{\sigma} \equiv \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix}. \quad (2.3)$$

De esta forma, las componentes de la diagonal de σ representan los esfuerzos normales y las seis componentes restantes representan los esfuerzos cortantes aplicados sobre la superficie del cuerpo (Velasco-Belmont, 2009).

Cuando se presentan fuerzas de volumen¹, $\rho \mathbf{b}(\mathbf{x}, t)$, en un elemento de volumen arbitrario dentro del cuerpo, la suma total de las fuerzas de superficie y volumétricas debe ser nula para tener una situación de equilibrio, esto es,

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho b_i = 0, \quad (2.4)$$

donde ρ es la densidad media del cuerpo. Por otro lado, para el problema dinámico, en el cual desaparece el equilibrio entre esfuerzos y fuerzas volumétricas, se tiene, por la segunda ley de Newton, que

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho b_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}, \quad (2.5)$$

donde $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ es el vector de desplazamiento.

Cuando se tiene equilibrio rotacional en el cuerpo, es decir, cuando su torca total es cero, el tensor de esfuerzos cumple con ser simétrico, $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$, tal que solo 6 de sus componentes son independientes. Adicionalmente, si el cuerpo tiene equilibrio traslacional y se le aplica una fuerza externa que le ocasione únicamente desplazamientos internos, entonces se tendrá una deformación, la cual puede describirse al considerar su movimiento relativo en la i -ésima componente como

$$du_i = e_{ij} dx_j + \Omega_{ij} dx_j, \quad (2.6)$$

donde

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.7)$$

denota el tensor de deformación, cuyas componentes diagonales corresponden a elongaciones y las que están fuera de la diagonal corresponden a deformaciones cortantes; y

$$\Omega_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.8)$$

denota el tensor de rotación.

Para un medio isótropo sometido a fuerzas externas, de modo que permanezca en el intervalo de respuesta lineal de esfuerzo-deformación tras la aplicación de esta, se tiene que los esfuerzos normales se describen mediante

$$\sigma_{ij} = 2\mu e_{ij} + \lambda e_{kk} \delta_{ij}, \quad (2.9)$$

¹Las fuerzas de volumen son aquellas que actúan sobre cada parte componente del cuerpo, por ejemplo, la fuerza gravitacional.

donde

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad \text{y} \quad \lambda = \frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (2.10)$$

son los coeficientes de Lamé, que a su vez dependen del Módulo de Young, E , y de la razón de Poisson, ν . A la ecuación (2.9) se le conoce como ley de Hooke generalizada. Análogamente, para el caso de esfuerzos cortantes se satisface la siguiente relación

$$\sigma_{ij} = 2\mu e_{ij}. \quad (2.11)$$

Físicamente, el módulo de Young indica el grado en que se alarga o acorta un cuerpo cuando se le estira o comprime; el coeficiente de Poisson proporciona la razón entre el acortamiento generado a lo largo de la sección sobre la que se aplican las fuerzas y el alargamiento producido en la dirección perpendicular a estas. Por su parte, el primer coeficiente de Lamé, λ , está relacionado físicamente con el módulo de compresibilidad termodinámico mientras que el segundo coeficiente de Lamé, μ , es el módulo de corte de un objeto.

Al sustituir el tensor de deformación (2.7) en la ley de Hooke generalizada, y esta última en la segunda ley de Newton para la elasticidad (2.5), se llega a la ecuación de Lamé-Navier-Cauchy:

$$\mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + (\mu + \lambda) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} + \rho b_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}. \quad (2.12)$$

Finalmente, para un medio homogéneo, isótropo, en condiciones adiabáticas, y considerando que las fuerzas de volumen son aproximadamente nulas, esto es, $\mathbf{b} = \mathbf{0}$, la ecuación (2.12) se reescribe en notación vectorial como

$$\mu \nabla^2 \mathbf{u} + (\mu + \lambda) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2}. \quad (2.13)$$

De acuerdo al teorema de Helmholtz, el vector de desplazamiento \mathbf{u} puede descomponerse en sus partes irrotacional y solenoidal, de tal manera que

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_l + \mathbf{u}_t, \quad (2.14)$$

es decir, se satisface que $\nabla \times \mathbf{u}_l = \mathbf{0}$ y $\nabla \cdot \mathbf{u}_t = 0$. Así, al sustituir la descomposición de \mathbf{u} en la ecuación (2.13), se obtienen las siguientes ecuaciones de onda:

$$\nabla^2 \mathbf{u}_l = \left(\frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \right) \frac{\partial^2 \mathbf{u}_l}{\partial t^2}, \quad (2.15)$$

donde se usó la propiedad vectorial $\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}_l) = \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}_l) + \nabla^2 \mathbf{u}_l$; y

$$\nabla^2 \mathbf{u}_t = \left(\frac{\rho}{\mu} \right) \frac{\partial^2 \mathbf{u}_t}{\partial t^2}. \quad (2.16)$$

Las ecuaciones (2.15) y (2.16) son ecuaciones de onda con rapidezces $v_l = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$ y $v_t = \sqrt{\mu/\rho}$, respectivamente. Las soluciones de estas ecuaciones de onda pueden expresarse como una superposición de ondas planas, tales que:

$$\mathbf{u}_l(\mathbf{x}, t) = \sum_{\alpha} \tilde{\mathbf{u}}_{l\alpha}(\mathbf{x}) e^{i\omega_{\alpha} t}; \quad (2.17)$$

$$\mathbf{u}_t(\mathbf{x}, t) = \sum_{\alpha} \tilde{\mathbf{u}}_{t\alpha}(\mathbf{x}) e^{i\omega_{\alpha} t}. \quad (2.18)$$

Debido a que se pidió que $\nabla \times \mathbf{u}_l = \mathbf{0}$, las ondas \mathbf{u}_l son de tipo longitudinal e implican compresiones y dilataciones a lo largo de la dirección de propagación, ocasionando cambios de volumen pero no de forma. Por otro lado, las ondas \mathbf{u}_t , como satisfacen que $\nabla \cdot \mathbf{u}_t = 0$, son ondas transversales, que viajan en dirección perpendicular al vector de propagación y no generan cambios de volumen pero sí cambios de forma (Udías and Mézcua, 1996; Velasco-Belmont, 2009). Consiguientemente, los coeficientes de Lamé y Poisson y el módulo de Young determinan la manera en la que se deforma un cuerpo cuando se propagan ondas elásticas a través de él, así como la velocidad de las mismas.

2.1.1. Ondas sísmicas

En la sección anterior se obtuvo que las vibraciones en un medio elástico, homogéneo e isótropo se propagan en forma de ondas longitudinales, ecuación (2.15), y transversales, ecuación (2.16). En general, para los materiales de la Tierra se tiene que $\lambda \approx \mu$, con lo cual $v_l \approx \sqrt{3}v_t$ (Udías and Mézcua, 1996). La corteza tiene una densidad promedio de $\rho \approx 3 \text{ g/cm}^3$ y $\lambda \approx 3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$, con lo cual $v_l \approx 5.5 \text{ km/s}$ y $v_t \approx 3.2 \text{ km/s}$ (Stein and Wysession, 2003).

Dentro de la sismología, a las ondas longitudinales \mathbf{u}_l se les conoce como ondas P u ondas primarias debido a que son las primeras en ser registradas en un sismómetro; en cambio, a las ondas de tipo transversal \mathbf{u}_t , cuya velocidad es menor, se les conoce como ondas S u ondas secundarias. Tanto las ondas P como las S se clasifican como ondas internas y conforme se propagan a mayor profundidad sus rapidezces incrementan debido al compactamiento del material ocasionado por el aumento de presión. Debido a sus características, las ondas P pueden viajar tanto por sólidos como por líquidos, al contrario de las ondas S que sólo se propagan a través de sólidos.

Como es sabido, la Tierra está compuesta por su superficie y diferentes capas internas, las cuales representan discontinuidades del medio elástico, de modo que cuando ocurre un evento sísmico se produce una transferencia de energía y se generan otro tipo de ondas. Estas ondas pueden ser de Rayleigh o de Love y pertenecen a la clasificación de ondas superficiales (Udías and Mézcua, 1996). Las ondas superficiales tienen como características comunes que su movimiento es paralelo a la superficie de la Tierra, su amplitud disminuye con la profundidad y presentan dispersión. Las ondas de Love presentan movimiento horizontal transversal, son generadas por la superposición de ondas en las discontinuidades y viajan a lo largo de estas. Por

otro lado, las ondas de Rayleigh son generadas únicamente por la existencia de la superficie de la Tierra, presentan un movimiento de tipo elíptico retrógrado y su velocidad es menor que la de las ondas P, S y de Love, estas características se ilustran en la figuras 2.2 y 2.3 (Udías and Mézcua, 1996).

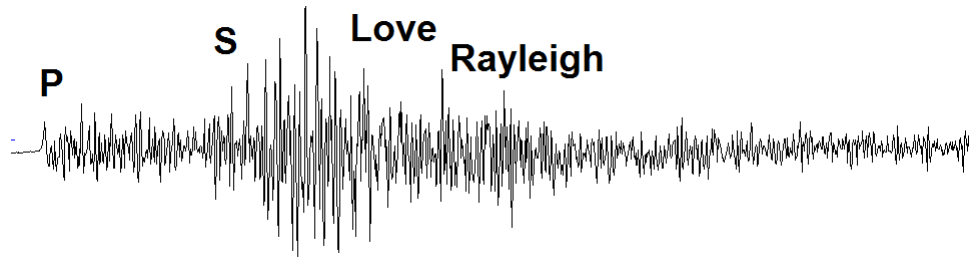


Figura 2.2: Terremoto registrado en la estación DHIG, perteneciente a la Red de Banda Ancha del SSN.

Cuando una onda sísmica es generada en el interior de la Tierra, esta viaja a través del medio por el camino de menor tiempo posible, es decir, los rayos sísmicos satisfacen el principio de Fermat y, en general, les es aplicable la teoría de la óptica geométrica, que en este caso recibe el nombre de teoría sísmica geométrica. Así, ya que las capas de la Tierra tienen densidades diferentes, al generarse una onda sísmica esta sufrirá reflexión y refracción al incidir en cada una de las interfases, esto es, para cada onda P o S incidente se generará un nuevo par P y S, con sus respectivos ángulos dados de acuerdo a la ley de Snell. Al registro de la suma de todas las ondas, con sus fases y amplitudes, tras atravesar los diferentes estratos y llegar a la superficie, se le llama sismograma.

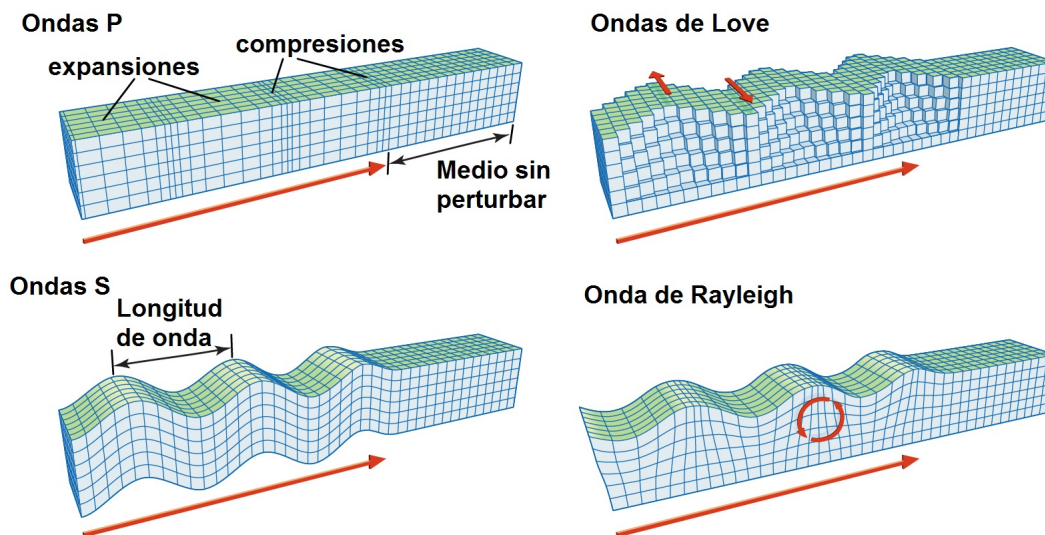


Figura 2.3: Tipos de ondas sísmicas. Ondas internas o de cuerpo: P y S; y ondas superficiales: de Rayleigh y de Love. Imagen tomada de (Britannica, 2019).

Una aplicación de esto es que, en 1909, Andrija Mohorovicic demostró la existencia de la discontinuidad corteza-manto al descubrir que los tiempos de llegada de las ondas P a estaciones localizadas a más de 200 km del foco implicaban velocidades mayores que las obtenidas para estaciones más cercanas. Este fenómeno físico es debido a que las ondas viajan a través de la trayectoria de menor tiempo posible y por ello las trayectorias por caminos más densos se ven favorecidas; particularmente, la discontinuidad de Mohorovicic, ubicada a alrededor de los 35 km de profundidad, es una zona donde se da un aumento súbito de velocidades.

Análogamente, existe el límite núcleo-manto, el cual se descubrió mediante la observación de que las ondas P no se registran entre los 105 y 145° respecto al epicentro del terremoto. Este cinturón angular, llamado zona de sombras, se debe al alto ángulo de refracción de las ondas P al atravesar el núcleo; además, se notó que las ondas S no atraviesan el núcleo y por ello se determinó que al menos una porción de él debía ser líquida (Tarbuck and Lutgens, 2005).

2.2. Parámetros de la geometría de una falla

Las fallas son fracturas en la corteza terrestre a lo largo de las cuales se da el desplazamiento durante los terremotos. A lo largo de ellas, las rocas suelen romperse y pulverizarse conforme los bloques de corteza situados a lados opuestos rozan unos contra otros. Pueden extenderse hasta centenares de kilómetros y se pueden hallar grandes zonas de fallas interconectadas (Tarbuck and Lutgens, 2005; Stein and Wysession, 2003). Se clasifican de acuerdo a sus movimientos relativos, pudiendo ser de tipo transformante, normal, inverso u oblicuo. Los parámetros que permiten caracterizar la geometría de las fallas son el plano de falla, el rumbo, el buzamiento y la dirección de deslizamiento de la falla.

A pesar de que físicamente una falla presenta una geometría complicada y es de dimensiones finitas, bajo el tratamiento de la teoría de la elasticidad en los medios continuos es posible modelar una falla como una superficie plana a lo largo de la cual ocurren los desplazamientos durante un terremoto. De esta forma, la geometría de la falla queda descrita por la orientación del plano de falla, que es el plano sobre el cual se lleva a cabo el deslizamiento, y la dirección en la que ocurre el desplazamiento por este plano.

Se define el vector \hat{n} como el vector normal al plano de falla y el vector \hat{d} como el vector de deslizamiento. Este último yace sobre el plano de falla e indica la dirección en la que el bloque superior, también llamado bloque de techo, se mueve respecto al bloque inferior, o bloque de muro o de piso. Consecuentemente, en este sistema coordenado \hat{n} y \hat{d} son siempre ortogonales, como se ilustra en la figura 2.4.

El *strike*, azimuth o rumbo de la falla, denotado por ϕ_f , es el ángulo que se forma entre la dirección al norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección del plano de falla con la superficie de la Tierra, en sentido horario. Esta dirección se suele expresar como el valor de un ángulo en relación con el norte, por ejemplo N 10° E significa que la línea de dirección se

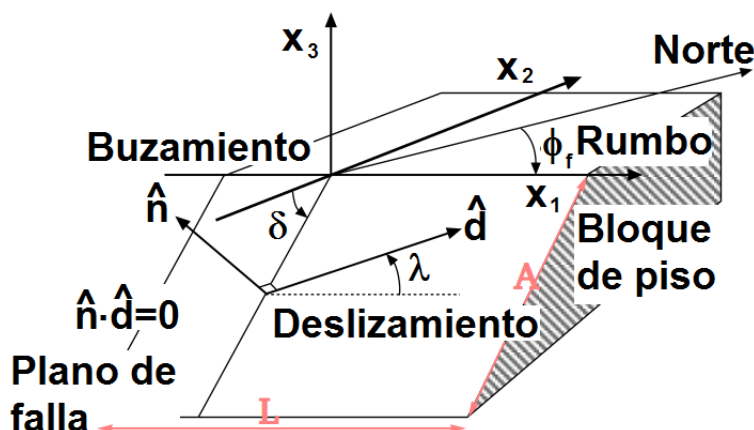


Figura 2.4: Elementos que caracterizan la geometría de la falla. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wysession, 2003).

dirige 10° al este desde el norte. El *dip* o buzamiento representa el ángulo de inclinación, δ , de una falla medido desde un plano horizontal sobre la tierra (Tarbuck and Lutgens, 2005).

Además se define el sistema ortonormal coordenado $X = \{\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, \mathbf{x}_3\}$ de modo que el eje \mathbf{x}_1 esté orientado con el rumbo de la falla ϕ_f , \mathbf{x}_3 apunte hacia arriba del plano horizontal de la Tierra y \mathbf{x}_2 sea simultáneamente ortonormal a \mathbf{x}_1 y \mathbf{x}_3 . Debido a que \mathbf{x}_1 puede ser definido en dos direcciones, se debe elegir de tal manera que el buzamiento, δ , medido desde $-\mathbf{x}_2$, sea menor a 90° . La dirección del movimiento del bloque de techo respecto al de piso queda indicado por el *rake* o ángulo de deslizamiento, λ , medido en sentido antihorario desde \mathbf{x}_1 sobre el plano de falla. En la figura 2.4 se esquematizan estos parámetros.

De esta forma, el movimiento del bloque de techo respecto del bloque de piso puede ser representado tal que $\lambda \in [-180^\circ, 180^\circ]$, $\delta \in [0, 90^\circ]$ y $\phi_f \in [0, 360^\circ]$ ². De aquí que sea posible clasificar los movimientos de las fallas como transformante, normal, inverso, o más comúnmente, oblicuo, cuando tienen componentes de λ , δ y ϕ_f no nulos, como se ilustra en la figura 2.5.

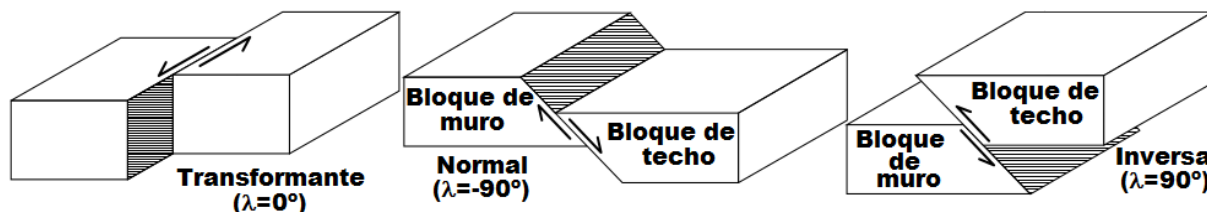


Figura 2.5: Formas puras de los principales tipos de deslizamientos. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wysession, 2003).

En este tratamiento, se puede definir la longitud, L , del plano de falla como la magnitud de la

²No debe confundirse el ángulo *rake* (λ) con la constante de Lamé.

extensión del rumbo, y la anchura, A , como la magnitud de la extensión del buzamiento. Por lo tanto, el área del plano de falla queda determinado por el producto $L \cdot A$. Con la determinación de estos parámetros es posible describir los deslizamientos de la tierra tras los terremotos.

2.3. Mecanismos focales

Al producirse un sismo, el terreno experimenta cambios en su forma; estas deformaciones dependen de las características del deslizamiento de la falla debido a que éste determinará la dirección con la que el patrón de radiación de las ondas elásticas generadas tras el sismo se propaga.

Mediante el análisis de los sismogramas y las consideraciones geológicas de la zona epicentral es que se pueden llegar a conocer los parámetros que describen la geometría de una falla particular. A la caracterización de la falla geológica tras este análisis se le conoce como Mecanismo Focal. Como su nombre lo indica, la obtención de los mecanismos focales parte de la consideración en la que las ondas elásticas son generadas en el foco sísmico a raíz del deslizamiento relativo entre bloques.

El método más sencillo y fácil de visualizar físicamente para la obtención de mecanismos focales es el método de primeros arribos de la onda P, con el cual además se trabajará a lo largo de esta tesis. Además, existen otros métodos más sofisticados, como lo es el de la inversión del tensor momento sísmico mediante análisis espectral; no obstante, la caracterización generada por el método de primeros arribos de ondas P brinda la geometría necesaria y suficiente para tener una primera descripción de la estructura de estudio.

2.3.1. Primeros arribos

Cuando ocurre un terremoto, la onda P llega por debajo a cada estación sismológica; ahí, la componente vertical HZ del sismómetro registra una componente hacia arriba, en caso de una compresión, o hacia abajo, si es una dilatación del terreno. Para diferentes estaciones se tendrán diferentes polaridades, dependiendo de su ubicación respecto del hipocentro y del patrón de radiación de las ondas sísmicas. De esta manera, se entiende como primer arribo, o polaridad de la onda P, de un evento sísmico al signo de la primera amplitud de la primera onda registrada en un sismograma correspondiente a dicho evento.

El ejemplo más claro, ilustrado en la figura 2.6, es el del deslizamiento de una falla de rumbo: tras el evento sísmico las estaciones que se ubican en la dirección del movimiento registrarán la compresión del suelo cercano al epicentro, las que están en la dirección opuesta registrarán una dilatación y las ubicadas cerca de los planos de falla y auxiliar, registrarán primeros arribos aproximadamente nulos.

Además, los primeros arribos definen cuatro cuadrantes: dos compresionales y dos dilacionales, cuya división está dada por los planos nodales, que son el plano de falla y su correspondiente

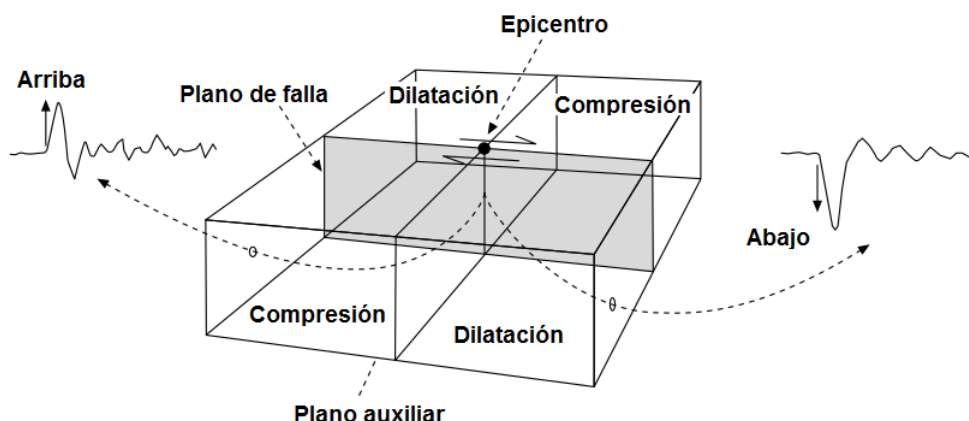


Figura 2.6: Representación gráfica de los primeros arribos en una falla de rumbo: el hipocentro está justo en el centro de la figura; al generarse el terremoto, salen los frentes de onda sísmicos cuyas polaridades son registradas en la componente vertical de los sismómetros. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wysession, 2003).

plano auxiliar.

Ya que las ondas P son las primeras en llegar a cada estación sismológica, es, frecuentemente, fácil distinguir su registro y polaridad, contrario a las ondas S, que llegan ya dentro del tren de ondas y no son tan fáciles de distinguir; por lo tanto, con registros de primeros arribos localizados en estaciones bien distribuidas respecto del epicentro, es posible obtener los planos nodales y, así, el mecanismo focal del evento sísmico; más aún, al contar con registros de diversos eventos ocurridos en la misma región epicentral, es posible monitorear y encontrar las características geofísicas de la falla.

Uno de los problemas de este método es que los primeros arribos debidos a ambos planos nodales serán los mismos, por lo que de solo considerar los primeros arribos no se puede conocer cuál de los dos es el plano de falla. Sin embargo, con las correspondientes observaciones geológicas, como su dirección o rumbo, es posible indicarlo. Cuando ocurren réplicas de un evento sísmico es posible delinear el plano de falla con mayor precisión (Stein and Wysession, 2003).

2.3.2. La esfera focal

Dentro de las consideraciones de campo lejano y de la propagación de ondas dentro de la teoría de la elasticidad en medios homogéneos, apéndice A, es factible hacer la aproximación de que las ondas sísmicas generadas en una fuente puntual viajan a través de una esfera ficticia alrededor del foco sísmico, como se ilustra en la figura 2.7. De este modo, las amplitudes y polaridades de las ondas sísmicas, las cuales quedan registradas en los sismogramas, representan los esfuerzos físicos bajo los que se dio el movimiento telúrico. Esta esfera recibe el nombre de esfera focal y

es un concepto indispensable para la obtención de los mecanismos focales de los terremotos.

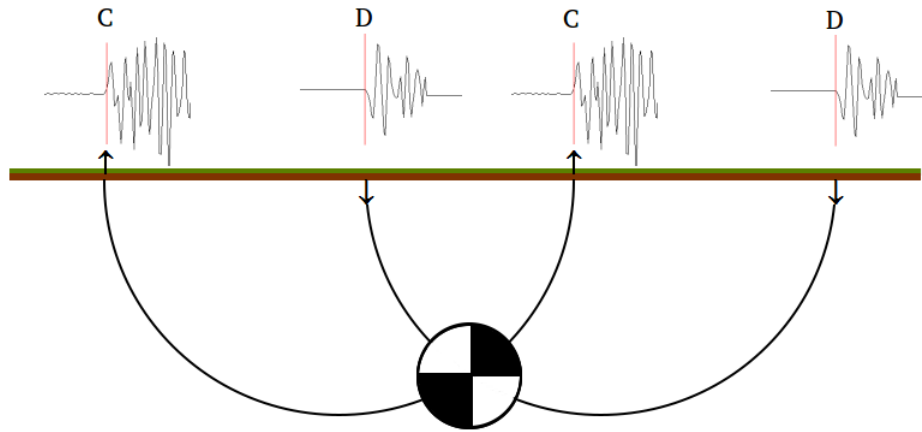


Figura 2.7: En la esfera focal, la intersección de los planos nodales conforma los cuadrantes de compresiones (C), en negro, y dilataciones (D), en blanco.

Al generarse un evento sísmico, las ondas sísmicas son registradas en las estaciones sismológicas distribuidas a lo largo de todo el planeta, y mediante el análisis de estas señales se obtiene la ubicación epicentral. De esta forma, es posible hacer una proyección de cada punto de la superficie terrestre sobre la esfera focal unitaria. Una vez que se tienen las proyecciones de las ubicaciones de las estaciones sismológicas sobre la esfera focal, es posible considerar las respectivas polaridades detectadas para encontrar los planos nodales y con ellos la geometría de la falla.

Para hacer la proyección de la ubicación de las estaciones de registro sísmico hasta la esfera focal, es indispensable considerar que las ondas sísmicas se curvan debido a que su velocidad varía con la profundidad, ya que la densidad del medio por el que viajan cambia. La ley de Snell en sismología proporciona esta relación, la cual, en la aproximación de Tierra esférica y con la consideración de capas delgadas consecutivas, permite definir el parámetro de rayo p , como

$$p = \frac{r \sin i}{v}, \quad (2.19)$$

de modo que p es constante a lo largo de todo el camino del rayo. Si r es la distancia del centro de la Tierra al hipocentro y v es la velocidad inicial, entonces, el ángulo i recibe el nombre de ángulo de salida; esta configuración geométrica se esquematiza en la figura 2.8. La misma relación es válida para cuando r tiene el valor de la distancia del centro de la Tierra a la estación y v es la velocidad con la que llegan las ondas P a la estación; así, el valor del ángulo i recibe el nombre de ángulo de incidencia.

La circunferencia de la Tierra es de aproximadamente cuarenta mil kilómetros; por lo que, al dividir esta magnitud en 360 grados, se obtiene la relación en que un grado terrestre corresponde a 111 kilómetros sobre la superficie. La relación (2.19) es válida en general para distancias

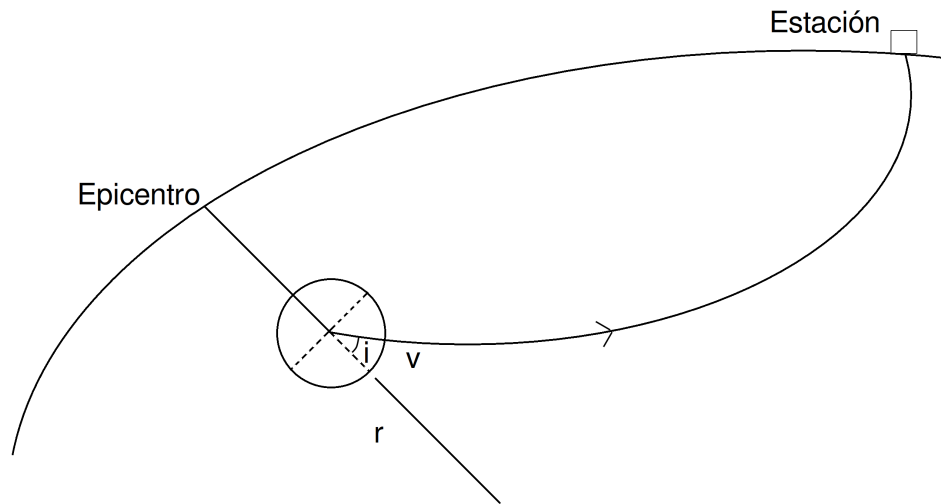


Figura 2.8: El ángulo de incidencia de la fuente sísmica es el ángulo que se forma entre la vertical y el rayo saliente, y es el mismo ángulo que interseca el hemisferio inferior de la esfera focal. Imagen tomada de (Stein and Wysession, 2003).

terrestres de entre treinta y cien grados, para distancias menores es válida siempre que se utilice un modelo de velocidades para la zona de estudio. De esta forma, se han obtenido tablas para convertir las distancias a las estaciones sísmicas en ángulos de despegue (Stein and Wysession, 2003; Shearer, 2009).

2.4. Proyecciones estereográficas

A la proyección de los puntos en la superficie de una esfera unitaria sobre un plano se le conoce como proyección estereográfica. Existen dos tipos principales de proyecciones estereográficas, la proyección de Wulff y la Schmidt, figura 2.9. El primer tipo de proyección se hace tomando como centro el ecuador y como rejilla los meridianos y paralelos de un hemisferio. Además, en la proyección de Wulff se preservan los ángulos, de tal manera que los paralelos y meridianos son ortogonales entre sí aunque las áreas no son preservadas. A la red resultante se le conoce como estereored.

En la proyección estereográfica de Schmidt la mayoría de paralelos y meridianos del hemisferio no forman ángulos rectos entre sí y los ángulos no se preservan pero las áreas sí. En ambas proyecciones el plano de falla se proyecta como un círculo máximo.

Dentro de la sismología es más utilizada la red de Schmidt, en la cual el azimuth va de los 0° a los 360° a lo largo de la circunferencia, y los ángulos de buzamiento van de los 90° a 0° desde el centro del ecuador hasta el último meridiano. De esta forma los meridianos representan planos de diferentes azimuths con diferentes buzamientos.

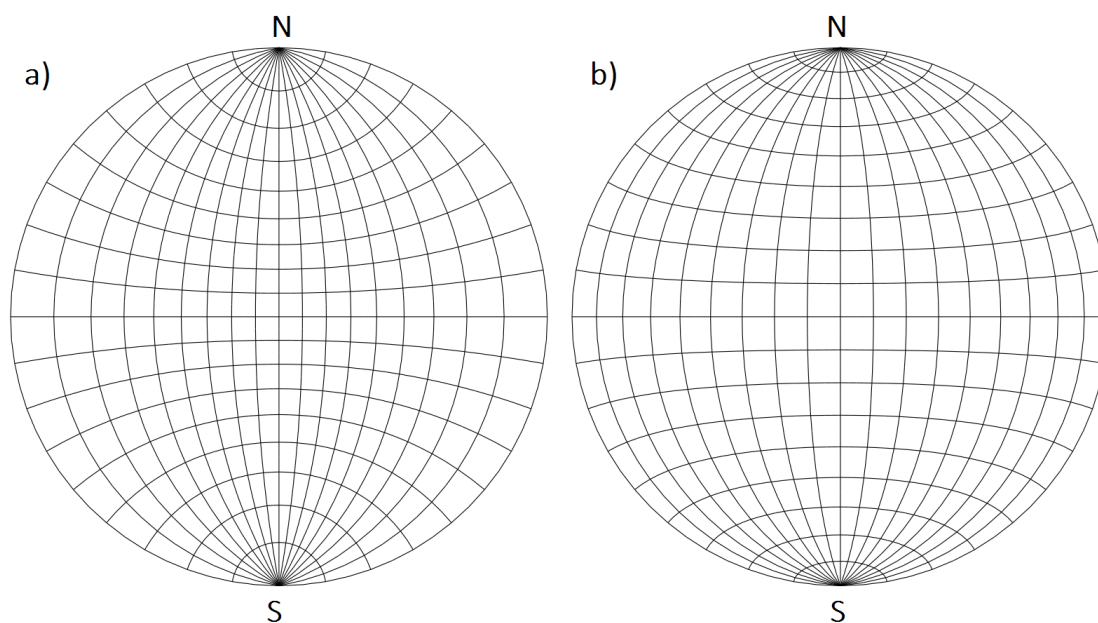


Figura 2.9: a) La estereored de Wulff, en la cual paralelos y meridianos son ortogonales, preserva ángulos. b) En la estereored de Schmidt se preservan áreas pero no ángulos. Tomado de (Joshuardavis, 2007a; Joshuardavis, 2007b)

Para hallar el mecanismo focal de un evento sísmico por el método de primeros arribos de ondas P, primero se proyecta la localización de cada estación en la estereored, considerando sus respectivos ángulos de incidencia. Para cada localización se marca un círculo negro, "•", si el primer arribo de onda P para esa estación corresponde a una compresión, un círculo blanco, "o", si es una dilatación, o una equis, "x", si el arribo no es claro.

Después, debe rotarse la estereored para encontrar el plano que separe más claramente las compresiones de las dilataciones. Un plano con rumbo ϕ se halla al rotar la red de modo que el eje vertical apunte en la dirección de ϕ . El plano auxiliar será aquel que esté a 90° del plano de falla en el ecuador. Finalmente, los sectores donde abunden los "•" serán los cuales en los que se dio la compresión y los restantes serán los de dilatación. De esta forma es posible obtener las proyecciones estereográficas de los diferentes mecanismos focales. En la figura 2.10 se muestran los tipos de mecanismos focales atribuibles a la sismicidad de la Tierra.

2.5. Ejes de compresión máxima y mínima

Un resultado adicional de la obtención de los mecanismos focales es el poder deducir, en una primera aproximación, las orientaciones de los esfuerzos de la Tierra. Como se mencionó en la sección 2.1, el vector de esfuerzos, $t^{\hat{e}_i}$, actuando sobre una superficie tiene componentes norma-

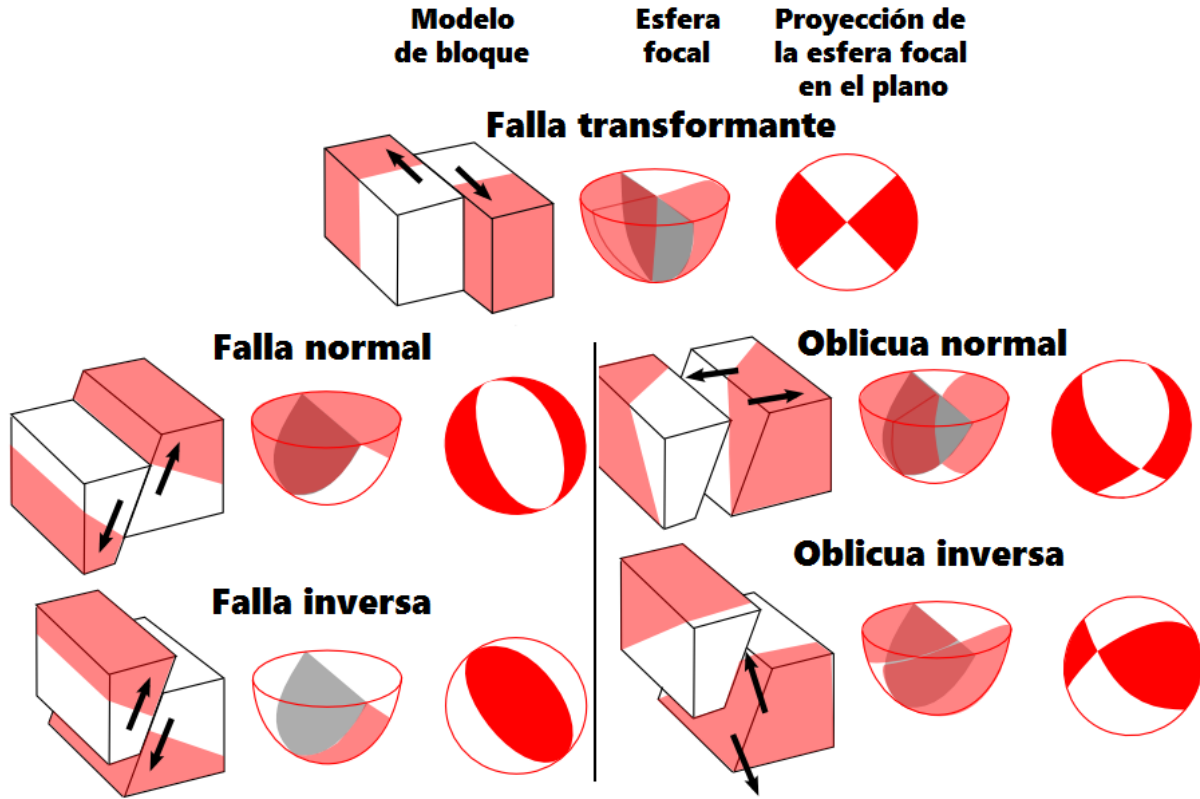


Figura 2.10: Mecanismos focales: modelo de bloque, esfera focal y proyección estereográfica. Para fallas transformante, normal, inversa y oblicuas. El color rojo corresponde a las compresiones y el blanco a las dilataciones. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Rowan, 2009).

les y cortantes. Sin embargo, puede ocurrir que los esfuerzos cortantes sean nulos debido a la orientación de la superficie; en este caso, los esfuerzos normales reciben el nombre de esfuerzos principales. Es decir, las componentes tangenciales del vector de esfuerzos son nulas si el esfuerzo es paralelo a la normal de la superficie (Stein and Wysession, 2003). Matemáticamente, esto ocurre cuando el vector de esfuerzos difiere únicamente por una constante multiplicativa, λ , del vector normal a cada superficie, \hat{e}_i ,

$$t^{\hat{e}_i} = \sigma \cdot \hat{e}_i = \lambda \hat{e}_i. \quad (2.20)$$

Así, los ejes de esfuerzos principales, \hat{e}_i , son los eigenvectores del tensor de esfuerzos, σ , y sus respectivos esfuerzos principales λ asociados son los eigenvalores. Al resolver la ecuación de valores propios,

$$(\sigma_{jk} - \lambda \delta_{jk}) (\hat{e}_i)_k = \vec{0}, \quad (2.21)$$

se halla que cada raíz λ corresponde a los esfuerzos principales, donde una compresión corresponde a una $\lambda < 0$. Los vectores propios resultantes de los esfuerzos principales son ortogonales entre sí y forman una base en la cual el tensor de esfuerzos es diagonal.

En esta representación se encuentra que los planos de máximo esfuerzo cortante se hallan a 45° de los ejes de esfuerzos principales máximos y mínimos, donde cualquiera de ambos planos es igualmente probable de fracturar. En términos de sismología esto significa que el deslizamiento de roca se da a lo largo de los planos de máximo esfuerzo cortante, los cuales están a 45° de los planos de esfuerzos compresivos máximos y mínimos, como se puede observar en la figura 2.11. Visto de otra forma, los esfuerzos compresivos máximos, eje P, y mínimos, eje T, se dan justo a la mitad de los planos nodales, bisectando los cuadrantes dilacionales y compresionales, respectivamente (Stein and Wysession, 2003).

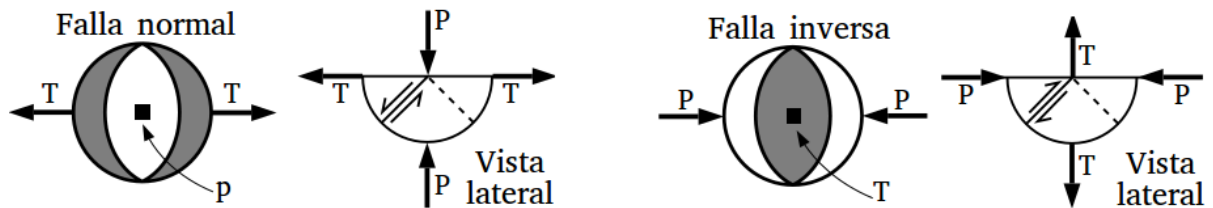


Figura 2.11: Ejes de compresión máxima, P, y mínima, T, para fallamiento normal e inverso. Imagen tomada y modificada para su presentación en esta tesis de (Stein and Wysession, 2003).

Capítulo 3

Mecanismos focales asociados a la sismicidad en el estado de Hidalgo

Como se vio en el primer capítulo, el estado de Hidalgo presenta características tectónicas que lo hacen proclive a presentar sismicidad frecuente. Esta actividad ha sido registrada y almacenada por el Servicio Sismológico Nacional de manera digital desde 1997 (Soto, 2012) e incluye la información utilizada en esta tesis. Para esta misma región geográfica, los registros y análisis de los eventos sísmicos ocurridos entre 1997 y 2010 fueron analizados en la tesis de licenciatura de Jorge Soto Peredo, citada como (Soto, 2012); así, la sismicidad a partir de diciembre de 2010 y hasta mayo de 2019 fue analizada en esta tesis con la finalidad de obtener los mecanismos focales correspondientes.

El Servicio Sismológico Nacional es la dependencia de la Universidad Nacional Autónoma de México encargada de registrar, almacenar y distribuir los datos de los eventos sísmicos ocurridos dentro del territorio nacional. Se encuentra en constante colaboración con otros organismos nacionales e internacionales, razón por la cual concentra la mayor cantidad de datos de monitoreo sísmico de México. En esta tesis se utilizaron, en específico, la red IG de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional, la Red Sísmica del Valle de México y la Red Sismológica de Veracruz.

Cabe destacar que en el estado de Hidalgo solo se tiene una estación, con código DHIG, en la localidad de Demacú, en el municipio de San Salvador; por lo que solo fue posible caracterizar sismos de magnitudes $M_W > 3.3$ y cercanos a dicha estación (a menos de 150 km de distancia), o cuyas polaridades de sus primeros arribos de ondas P fueron muy distinguibles.

En la figura 3.1 se muestran las estaciones más cercanas a la estación DHIG. De la Red Sísmica del Valle de México, la cual incluye las estaciones tanto del estado de México como de la Ciudad de México, solo se incluyó ZUVM a fin de no saturar la imagen.

La sismicidad histórica del centro de México a partir del siglo XX incluye eventos como el sismo cortical del 19 de noviembre de 1912, en el semigraben de Aljibes, de magnitud 6.9. Este

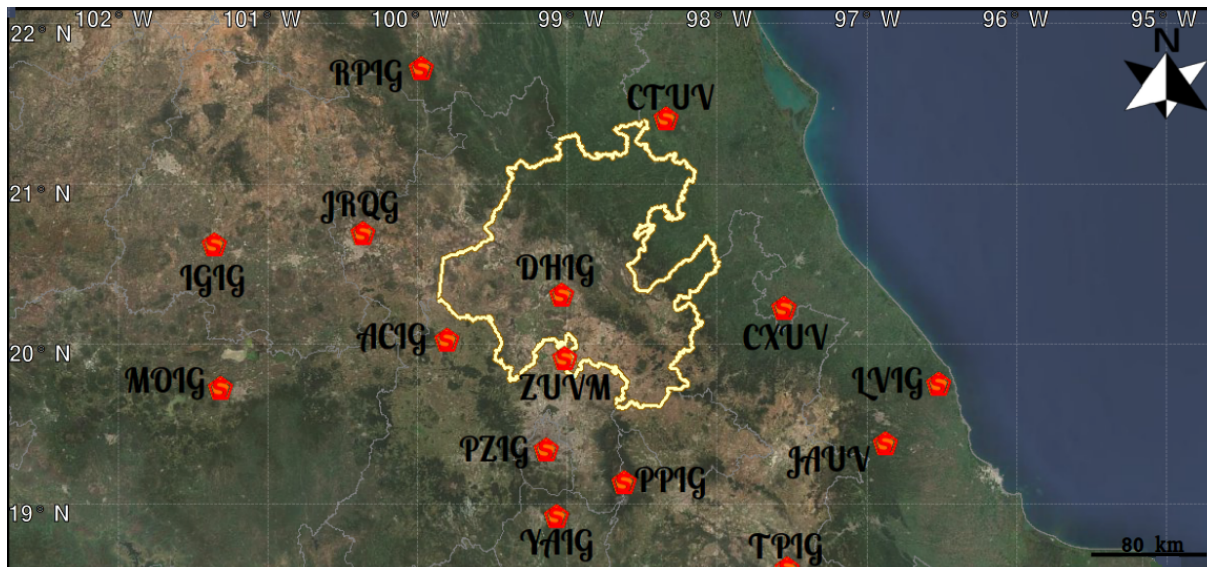


Figura 3.1: Estaciones cercanas a los epicentros de estudio. Las siglas corresponden a: MOIG (Morelia, Michoacán), IGIG (Irapuato, Guanajuato), RPIG (Río Verde, S. L. P.), JRQG (Juriquilla, Qro.), ACIG (Acambay, México), YAIG (Yautepec, Morelos), PPIG (Popocatépetl, México), LVIG (Laguna Verde, Veracruz), TP1G (Tehuacán, Puebla), DHIG (Demacú, Hidalgo), ZUVM (Zumpango, México) y PZIG (El Pozo, Ciudad de México). CTUV (Tempoal), JAUV (Jalcomulco) y CXUV (Coxquihui), de la Red Sísmica de Veracruz (INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017).

sismo presentó alrededor de sesenta réplicas ocurridas hasta abril de 1913 y quitó la vida a al menos cien personas. Su estudio dejó precedentes de la posibilidad de que ocurran eventos de magnitudes $M_w \sim 7$ con epicentro en el centro del país (SSN, 2019b), región que es, además, la de mayor concentración poblacional.

También se incluye el doblete sísmico de Cardonal, cuyos epicentros se hallan en el valle del Mezquital: el primer evento, de magnitud $M_w = 5.0$, ocurrió el 25 de marzo, y el segundo, de magnitud $M_w = 5.1$, el 4 de octubre de 1976 (Quintanar et al., 2004). Además, el sismo del 22 de febrero de 1979, de magnitud 5.3 y epicentro en la zona de Tlalpujahua-Maravatío. Este evento formó parte de una secuencia de 90 sismos acontecidos en un periodo de cinco meses (Astiz-Delgado, 1980). Finalmente, es posible agregar el sismo del 10 de septiembre de 1989, de epicentro cercano a Landa de Matamoros y de magnitud ~ 4.6 . Todos estos eventos coinciden en ser corticales de profundidades menores a 15 km; contrario a eventos como el del 19 de septiembre de 2017, de 52 km de profundidad, situado en el límite sur de la FVTM, entre los estados de Puebla y Morelos.

3.1. Sismicidad de diciembre de 2010 a mayo de 2019

Debido a que el objetivo de esta tesis fue la obtención de los mecanismos focales de los sismos ocurridos entre el 14 de diciembre de 2010 y el 23 de mayo de 2019, se recopilaron los registros sísmicos correspondientes a este periodo para eventos de magnitudes mayores a $M_W = 3.3$ con epicentros¹ dentro del territorio que conforma el estado de Hidalgo. Por consiguiente, dentro del catálogo de sismos proporcionado por el Servicio Sismológico Nacional, se encontró que 64 registros de eventos sísmicos cumplían con estas características, mismos que se presentan en la siguiente tabla 3.1.

Tabla 3.1: Eventos sísmicos con epicentro en Hidalgo acontecidos entre 2010 y 2019.

| # | Fecha UTC | Hora UTC | Lat. | Long. | Prof. | Mag. | Región |
|----|------------|----------|-------|--------|--------|------|----------------------|
| 1 | 14/12/2010 | 06:13:36 | 19.73 | -98.58 | 1 km | 3.8 | Apan |
| 2 | 08/02/2011 | 12:37:07 | 20.82 | -99.18 | 10 km | 3.4 | Zimapan |
| 3 | 08/02/2011 | 19:53:56 | 20.91 | -99.4 | 5 km | 3.5 | Zimapan |
| 4 | 07/08/2013 | 21:38:17 | 20.25 | -99.21 | 1 km | 3.3 | Progreso-Chilcuautla |
| 5 | 17/09/2013 | 10:31:05 | 20.35 | -99.22 | 2 km | 3.5 | Progreso-Chilcuautla |
| 6 | 17/09/2013 | 12:35:09 | 20.22 | -99.25 | 6.4 km | 3.7 | Progreso-Chilcuautla |
| 7 | 17/09/2013 | 13:54:33 | 20.28 | -99.22 | 1.3 km | 3.5 | Progreso-Chilcuautla |
| 8 | 17/09/2013 | 15:09:46 | 20.34 | -99.22 | 1 km | 3.6 | Progreso-Chilcuautla |
| 9 | 17/09/2013 | 20:37:47 | 20.22 | -99.18 | 5 km | 3.7 | Mixquiahuala |
| 10 | 17/09/2013 | 21:24:43 | 20.32 | -99.2 | 5 km | 3.4 | Progreso-Chilcuautla |
| 11 | 17/09/2013 | 21:41:36 | 20.22 | -99.18 | 3 km | 3.7 | Mixquiahuala |
| 12 | 18/09/2013 | 00:37:15 | 20.3 | -99.2 | 3 km | 3.4 | Progreso-Chilcuautla |
| 13 | 18/09/2013 | 05:34:46 | 20.31 | -99.21 | 3.1 km | 3.4 | Progreso-Chilcuautla |
| 14 | 18/09/2013 | 13:48:19 | 20.41 | -99.19 | 7.7 km | 3.3 | Ixmiquilpan |
| 15 | 23/09/2013 | 06:45:54 | 20.34 | -99.21 | 3.1km | 4 | Progreso-Chilcuautla |
| 16 | 10/12/2013 | 08:42:28 | 20.41 | -99.05 | 1 km | 3.6 | Ixmiquilpan-Cardonal |
| 17 | 25/06/2014 | 02:58:35 | 19.92 | -98.91 | 5 km | 3.6 | Tizayuca |
| 18 | 01/11/2014 | 14:33:33 | 20.26 | -99.14 | 20 km | 3.7 | Tepatepec |
| 19 | 27/03/2015 | 20:54:52 | 20.35 | -99.02 | 5 km | 3.8 | Cardonal |
| 20 | 14/04/2015 | 07:55:18 | 20.43 | -99.1 | 5 km | 3.5 | Cardonal |
| 21 | 11/07/2015 | 04:58:31 | 20.2 | -98.9 | 5.5 km | 3.3 | Actopan |
| 22 | 13/08/2015 | 23:56:57 | 20.43 | -99.09 | 3 km | 3.3 | Cardonal |
| 23 | 22/08/2015 | 14:38:08 | 20.37 | -99.2 | 4 km | 3.3 | Progreso-Chilcuautla |
| 24 | 02/10/2015 | 13:35:31 | 20.34 | -98.91 | 5 km | 3.3 | Actopan |
| 25 | 07/11/2015 | 01:39:53 | 20.36 | -99.02 | 19 km | 3.5 | Cardonal |

¹Los epicentros de esta tesis se obtuvieron con el modelo de velocidades del SSN; sin embargo, (Soto, 2012) obtuvo un modelo de velocidades que permitiría una mejor caracterización de los eventos sísmicos, i. e. localización y profundidad, para eventos corticales, característicos del estado de Hidalgo. Si bien, el modelo de (Soto, 2012) muestra una mejora en la obtención de los parámetros sísmicos, esta no es esencialmente diferente a la obtenida con el modelo del SSN.

Tabla 3.1: Eventos sísmicos con epicentro en Hidalgo acontecidos entre 2010 y 2019.

| # | Fecha UTC | Hora UTC | Lat. | Long. | Prof. | Mag. | Región |
|----|------------|----------|-------|--------|---------|------|---------------------------|
| 26 | 11/01/2016 | 09:52:45 | 20.91 | -99.3 | 10 km | 3.9 | Jacala-Landa de Matamoros |
| 27 | 31/01/2016 | 22:06:02 | 20.37 | -98.98 | 11 km | 3.3 | Actopan |
| 28 | 04/03/2016 | 16:07:53 | 20.38 | -98.96 | 20 km | 3.3 | Cardonal |
| 29 | 08/03/2016 | 05:14:16 | 20.42 | -99.17 | 5 km | 3.3 | Ixmiquilpan |
| 30 | 02/05/2016 | 00:41:42 | 20.21 | -99.12 | 4.9 km | 3.5 | Ajacuba |
| 31 | 06/07/2016 | 14:29:09 | 20.3 | -99.23 | 22 km | 3.8 | Progreso-Chilcuautila |
| 32 | 22/12/2016 | 14:00:35 | 20.36 | -99.05 | 3 km | 3.5 | Cardonal |
| 33 | 29/12/2016 | 13:00:08 | 20.21 | -99.11 | 5.5 km | 3.5 | Ajacuba |
| 34 | 19/02/2017 | 08:41:53 | 20.26 | -98.89 | 3 km | 3.3 | Actopan |
| 35 | 02/03/2017 | 11:52:42 | 19.92 | -98.73 | 7.2 km | 3.6 | Tolcayuca-Zempoala |
| 36 | 19/05/2017 | 17:42:16 | 20.34 | -99.08 | 5 km | 3.4 | Ixmiquilpan-Cardonal |
| 37 | 06/07/2017 | 07:03:09 | 20.29 | -99.2 | 10 km | 3.3 | Progreso-Chilcuautila |
| 38 | 10/09/2017 | 02:03:55 | 20.55 | -98.9 | 5 km | 4 | Cardonal-Metztlán |
| 39 | 16/09/2017 | 23:44:33 | 19.73 | -98.47 | 5 km | 3.4 | Apan |
| 40 | 16/09/2017 | 23:45:37 | 19.82 | -98.49 | 5 km | 3.6 | Apan |
| 41 | 16/09/2017 | 23:48:42 | 19.79 | -98.47 | 5 km | 3.5 | Apan |
| 42 | 17/09/2017 | 02:58:33 | 19.64 | -98.5 | 11.2 km | 3.4 | Apan |
| 43 | 17/09/2017 | 12:57:26 | 19.78 | -98.53 | 9.6 km | 3.6 | Apan |
| 44 | 24/09/2017 | 01:46:54 | 20.35 | -99.51 | 5 km | 3.4 | Chapatongo |
| 45 | 19/10/2017 | 13:15:09 | 20.29 | -99.16 | 5 km | 3.3 | Progreso-Chilcuautila |
| 46 | 10/11/2017 | 14:26:46 | 20.18 | -99.14 | 10.5 km | 3.6 | Ajacuba |
| 47 | 13/11/2017 | 07:16:11 | 20.18 | -99.09 | 7.6 km | 3.5 | Ajacuba |
| 48 | 18/11/2017 | 11:53:23 | 19.74 | -98.56 | 5 km | 3.4 | Apan |
| 49 | 20/11/2017 | 08:52:05 | 19.75 | -98.58 | 5 km | 3.6 | Apan |
| 50 | 04/12/2017 | 04:54:48 | 20.41 | -99.07 | 5 km | 3.5 | Cardonal |
| 51 | 05/12/2017 | 11:29:00 | 20.74 | -99.28 | 5 km | 4 | Zimapán |
| 52 | 08/12/2017 | 03:46:19 | 20.9 | -99.17 | 5 km | 3.8 | Jacala-Landa |
| 53 | 03/03/2018 | 06:23:41 | 20.31 | -99.04 | 15.6 km | 3.5 | Actopan-Tepatepec |
| 54 | 19/03/2018 | 05:33:34 | 20.16 | -99.07 | 5 km | 3.4 | Ajacuba |
| 55 | 20/03/2018 | 10:12:28 | 20.45 | -99.07 | 2 km | 3.3 | Cardonal |
| 56 | 20/03/2018 | 22:06:11 | 20.39 | -99.06 | 3.5 km | 3.9 | Cardonal |
| 57 | 22/05/2018 | 07:39:10 | 19.99 | -98.53 | 5 km | 3.5 | Comarca Minera |
| 58 | 17/10/2018 | 02:46:01 | 19.79 | -98.51 | 5 km | 3.6 | Apan |
| 59 | 09/11/2018 | 07:54:21 | 20.41 | -99.02 | 5 km | 3.7 | Cardonal |
| 60 | 11/11/2018 | 19:02:53 | 20.42 | -99.03 | 4 km | 3.8 | Cardonal |
| 61 | 05/12/2018 | 08:55:20 | 19.7 | -98.58 | 13 km | 3.5 | Apan |
| 62 | 15/12/2018 | 06:46:47 | 21.05 | -99.37 | 5 km | 3.7 | Jacala-Landa de Matamoros |
| 63 | 09/03/2019 | 10:07:59 | 21.07 | -99.31 | 5 km | 3.8 | Jacala-Landa de Matamoros |
| 64 | 23/05/2019 | 17:24:14 | 20.98 | -99.21 | 5 km | 3.7 | Jacala-Landa de Matamoros |

Al analizar la tabla 3.1, se observa que durante este periodo, en Ixmiquilpan y Cardonal acaecieron la mayoría de los eventos sísmicos, con un total de 15 de ellos, seguida de Progreso de Obregón y Chilcuautla, 13 eventos; y Apan, con 11 eventos, si se considera Tizayuca. Estas áreas sísmicas fueron revisadas en la sección 1.3.1. Por lo tanto, fue de esperar que la mayoría de los mecanismos focales obtenidos correspondiera a fallamiento de tipo normal.

Durante este periodo ocurrieron tres sismos de magnitud $M_W = 4$ en diferentes regiones del estado. Entre el 17 y 23 de septiembre de 2013 acontecieron once eventos cercanos espacial y temporalmente, los cuales podrían considerarse parte de un enjambre sísmico² en la región de Progreso-Chilcuautla. De la misma manera, entre el 16 y 17 de septiembre de 2017, se registraron cinco epicentros correspondientes a la región de Apan.

Con la información de la tabla 3.1 se elaboró el mapa 3.2, en el cual es posible observar que la mayoría de los sismos reportados en el estado de Hidalgo entre diciembre 2010 y mayo de 2019 pertenece a las cercanías de Demacú³. Estas regiones incluyen la zona de Ixmiquilpan-Cardonal, seguida de las regiones de Progreso-Chilcuautla, Jacala-Landa de Matamoros y Apan.

3.2. Análisis de datos y resultados

Una vez obtenidos los registros sísmicos necesarios para hacer el análisis de polaridades de los primeros arribos de ondas P, proporcionados por el Servicio Sismológico Nacional, se llevó a cabo su respectiva preparación con el software *SEISAN*. Cabe resaltar que para hacer la localización de un sismo, se hace una lectura de fases para cada estación; de modo que esta lectura de la onda P debe ser la utilizada para marcar la polaridad del primer arribo de ondas P.

Así, se procedió a la revisión de cada uno de los eventos sísmicos indicados en la tabla 3.1. Se revisó y marcó la polaridad del primer arribo de ondas P en cada una de las estaciones utilizadas para la localización de cada sismo. Como se observa en la figura 3.3, se observaron polaridades confiables, frecuentemente correspondientes a arribos de tipo impulsivo, y, por el contrario, polaridades de tipo emergente, que resultaron poco confiables y no pudieron ser incluidas al obtener las soluciones de los planos nodales.

Tras haber sido indicadas todas las polaridades, se utilizó la herramienta *FPFIT*, perteneciente al paquete del software *SEISAN* (Havskov and Ottemoller, 2013), para la obtención automática de los planos nodales. Asimismo, mediante la variación de los ángulos de búsqueda y permitiendo a lo más una polaridad de error, se utilizó *FOCMEC* para generar los planos nodales relativos a cada evento. Los planos nodales producidos con este software se muestran en

²Se le llama enjambre sísmico al conjunto de eventos sísmicos ubicados en cercanía geográfica y temporal sin que se discierna un evento principal.

³Cabe resaltar que en esta tesis se usaron los epicentros publicados por el SSN (SSN, 2019a), los cuales no necesariamente cuentan con las correcciones de orientación respecto al norte geográfico de los sismómetros que calculó (Pérez, 2018) y que implementó (Vega, 2020).

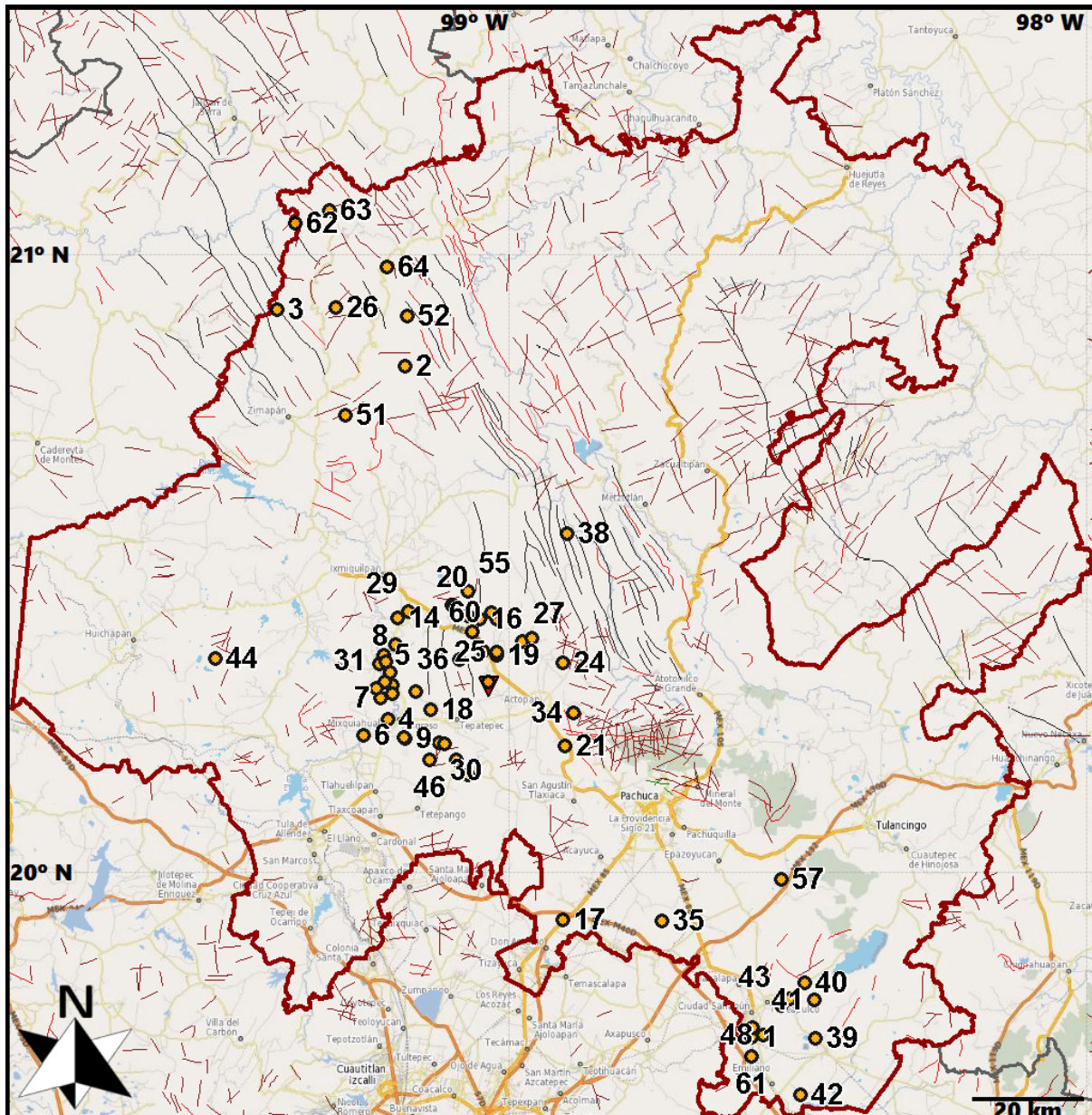


Figura 3.2: Epicentros de los eventos que fueron analizados, los números corresponden al etiquetado de la tabla 3.1. El triángulo invertido rojo muestra la ubicación de la estación DHIG. Las líneas rojas y negras corresponden a las fallas y fracturas reportadas por el INEGI (INEGI, 2017; OpenStreetMap, 2020).

el Anexo B. Finalmente, aquellos terremotos cuyas características permitieron la obtención de planos nodales se presentan en el mapa 3.4.

Habiendo sido analizados todos los eventos sísmicos y encontradas todas las soluciones ad-

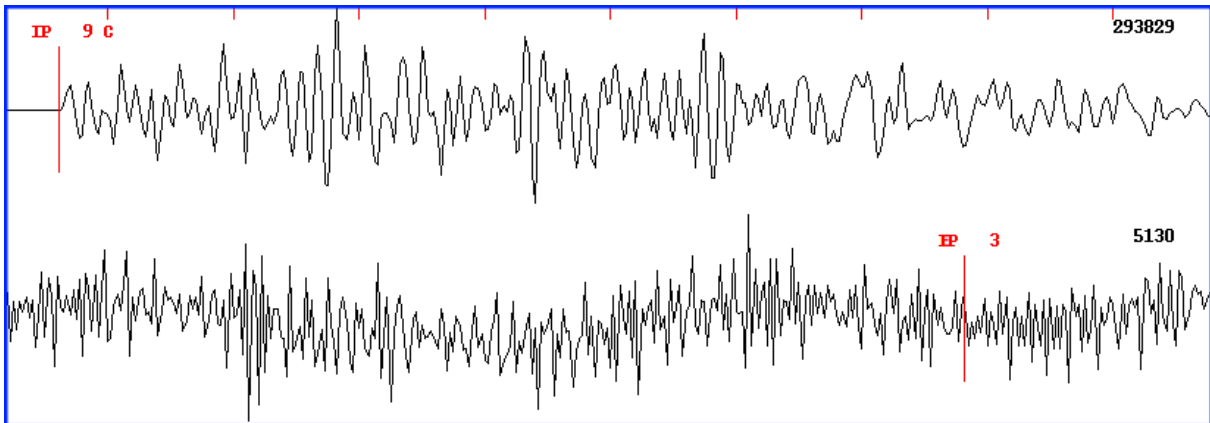


Figura 3.3: Comparación entre polaridades analizadas. Polaridades emergentes no bien definidas no fueron consideradas en la obtención de los mecanismos focales; por el contrario, polaridades de tipo impulsivo fueron las que permitieron obtener los mecanismos focales.

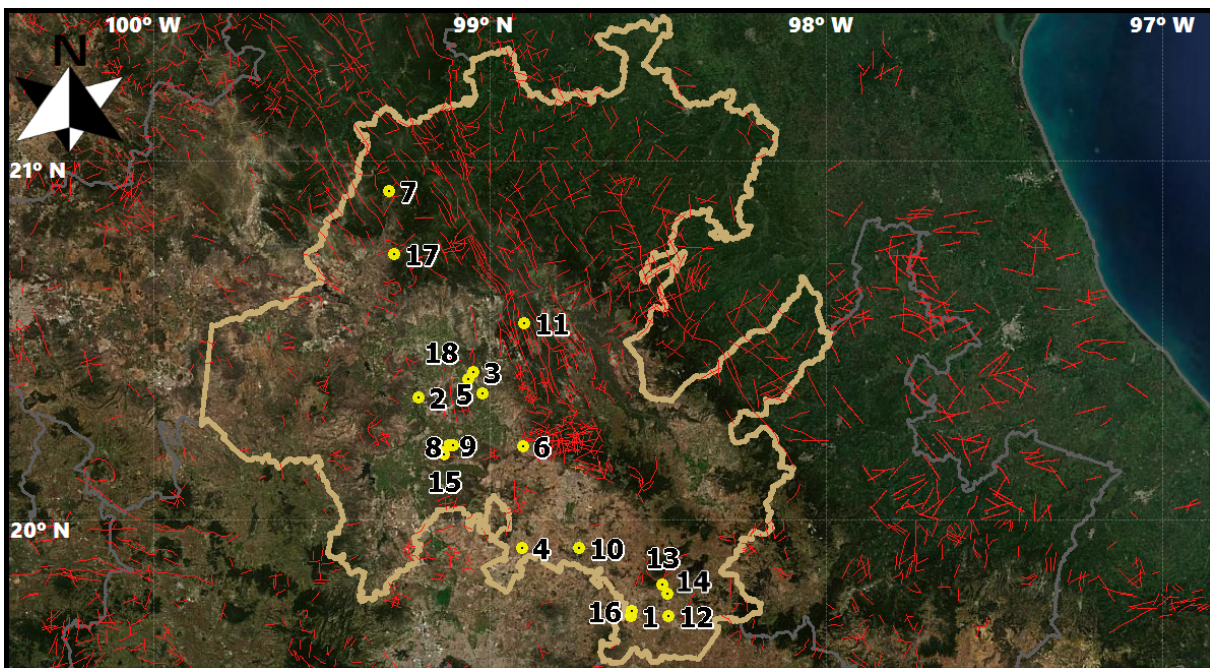


Figura 3.4: Mapa que muestra los epicentros de los eventos sísmicos cuyas características permitieron la obtención de sus planos nodales (INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017) .

misibles de los correspondientes planos nodales, se procedió a hacer una comparación de los resultados con la literatura disponible, citada en la sección 1.3.1. En consecuencia, se eligieron como planos de falla aquellos cuyo azimut, principalmente, correspondiera en mayor medida con las características tectónicas de la región. Sin embargo, también acaecieron eventos sísmicos en

áreas que no cuentan con literatura científica suficiente como para justificar un rumbo preferencial. Para este tipo de epicentros, localizados a partir de $\sim 99^\circ$ W hasta el límite occidental del estado, se eligieron los planos de falla tales que coincidieran con la tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana. Es decir, se eligieron los mecanismos focales que preferentemente mostraran rumbo alrededor E-W, seguido del N-S (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990).

Conforme se fueron eligiendo los planos principales, se encontraron los correspondientes planos auxiliares, así como los ángulos de azimut y plunge para los respectivos ejes de presión y de tensión. De esta forma quedaron determinados completamente los mecanismos focales para 18 terremotos. Además, con la información obtenida fue posible proponer que algunos de estos corresponden a determinadas estructuras geológicas. En la tabla 3.2 se presentan los resultados obtenidos.

Finalmente, con la información de la tabla 3.2 se elaboró el mapa 3.5, el cual muestra los mecanismos focales obtenidos. Al observar los valores de *rake* presentados en la tabla de resultados (3.2) y el mapa de mecanismos focales (3.5) es notorio que la mayoría de mecanismos focales resultantes corresponde a mecanismos de tipo oblicuo-normal, como se puede corroborar al comparar con la figura 2.10.

| # | Fecha y hora (UTC) | Latitud y longitud | Profundidad y magnitud | Plano de falla | Plano auxiliar | Eje de presiones | Eje de tensiones | Sistema de fallas / zona |
|---|------------------------|--------------------------------|-----------------------------|--|--|--|--|--------------------------------|
| 1 | 14/12/2010 06:13:36 | Lat: 19.73 Long: -98.58 | Prof: 1 km $M_W = 3.8$ | $\phi_f = 237.8$ $\delta = 74.3$ $\lambda = -99$ | $\phi_f = 88$ $\delta = 18$ $\lambda = -61$ | $\varphi = 135.2$ $\Delta = 59.7$ | $\varphi = 335$ $\Delta = 28.8$ | Semigraben de Apan |
| 2 | 23/09/2013 06:45:54 | Lat: 20.34 Long: -99.21 | Prof: 3.1 km $M_W = 4$ | $\phi_f = 8$ $\delta = 43$ $\lambda = -71$ | $\phi_f = -162.8$ $\delta = 49.8$ $\lambda = -106.9$ | $\varphi = 9.7$ $\Delta = 76.7$ | $\varphi = 264.7$ $\Delta = 3.5$ | Al este de Actopan-Tepatepec |
| 3 | 10/12/2013 08:42:28 | Lat: 20.41 Long: -99.05 | Prof: 1 km $M_W = 3.6$ | $\phi_f = 270$ $\delta = 60$ $\lambda = -89$ | $\phi_f = 88$ $\delta = 30$ $\lambda = -91.7$ | $\varphi = 182.73$ $\Delta = 74.98$ | $\varphi = 359.27$ $\Delta = 14.99$ | Al SE del graben de Mezquital |
| 4 | 25/06/2014 02:58:35 | Lat: 19.92 Long: -98.91 | Prof: 5 km $M_W = 3.6$ | $\phi_f = 236.6$ $\delta = 58.2$ $\lambda = -119$ | $\phi_f = 103$ $\delta = 42$ $\lambda = -52$ | $\varphi = 95.3$ $\Delta = 64$ | $\varphi = 346.9$ $\Delta = 8.8$ | Grahen de Tizayuca |
| 5 | 27/03/2015 20:54:52 | Lat: 20.35 Long: -99.02 | Prof: 5 km $M_W = 3.8$ | $\phi_f = 163$ $\delta = 52.5$ $\lambda = -151.8$ | $\phi_f = 55$ $\delta = 68$ $\lambda = -41$ | $\varphi = 12.9$ $\Delta = 44$ | $\varphi = 112.2$ $\Delta = 9.5$ | Margen NW de Actopan-Tepatepec |
| 6 | 11/07/2015 04:58:31 | Lat: 20.2037 Long: -98.9022 | Prof: 5.5 km $M_W = 3.3$ | $\phi_f = 128$ $\delta = 12$ $\lambda = -31$ | $\phi_f = 248$ $\delta = 83.9$ $\lambda = -100.3$ | $\varphi = 147$ $\Delta = 50.1$ | $\varphi = 347.7$ $\Delta = 38$ | Actopan-Tepatepec |
| 7 | 11/01/2016 09:52:45 | Lat: 20.914 Long: -99.2992 | Prof: 10 km $M_W = 3.9$ | $\phi_f = 157$ $\delta = 66$ $\lambda = 39$ | $\phi_f = 48.8$ $\delta = 54.9$ $\lambda = 150.2$ | $\varphi = 280.6$ $\Delta = 6.83$ | $\varphi = 17.24$ $\Delta = 43.96$ | Al este del graben Cobrecito |
| 8 | 02/05/2016 00:41:42 | Lat: 20.2085 Long: -99.1202 | Prof: 4.9 km $M_W = 3.5$ | $\phi_f = 28$ $\delta = 4$ $\lambda = -129$ | $\phi_f = 247.1$ $\delta = 86.9$ $\lambda = -87.5$ | $\varphi = 159.7$ $\Delta = 48$ | $\varphi = 334.7$ $\Delta = 41.8$ | Valle del Mezquital |
| 9 | 29/12/2016 13:00:08 | Lat: 20.2077 Long: -99.11 | Prof: 5.5 km $M_W = 3.5$ | $\phi_f = 262.7$ $\delta = 72.4$ $\lambda = -23.1$ | $\phi_f = 0$ $\delta = 68$ $\lambda = -161$ | $\varphi = 220.42$ $\Delta = 28.58$ | $\varphi = 312.03$ $\Delta = 2.95$ | Valle del Mezquital |

Tabla 3.2: Strike (ϕ_f), dip (δ) y rake (λ) de los planos de falla y de los planos auxiliares obtenidos tras el análisis de polaridades de primeros arribos de ondas P. Además, parámetros de los ejes de presiones y tensiones: azimut (φ) y plunge (Δ).

| # | Fecha y hora (UTC) | Latitud y longitud | Profundidad y magnitud | Plano de falla | Plano auxiliar | Eje de presiones | Eje de tensiones | Sistema de fallas / zona |
|----|------------------------|--------------------------------|------------------------------|---|---|---------------------------------------|--|-------------------------------|
| 10 | 02/03/2017 11:52:42 | Lat: 19.9192 Long: -98.7338 | Prof: 7.2 km $M_W = 3.6$ | $\phi_f = 44$ $\delta = 35$ $\lambda = -1$ | $\phi_f = 134.8$ $\delta = 89.4$ $\lambda = -125$ | $\varphi = 14.8$ $\Delta = 35.9$ | $\varphi = 254.5$ $\Delta = 34.9$ | Horst Cerro Gordo-Las Navajas |
| 11 | 10/09/2017 02:03:55 | Lat: 20.5482 Long: -98.8987 | Prof: 5 km $M_W = 4$ | $\phi_f = 353.6$ $\delta = 9.1$ $\lambda = -96.3$ | $\phi_f = 180$ $\delta = 81$ $\lambda = -89$ | $\varphi = 91.2$ $\Delta = 54$ | $\varphi = 269.1$ $\Delta = 36$ | Metztitlán |
| 12 | 16/09/2017 23:44:33 | Lat: 19.7298 Long: -98.4695 | Prof: 5 km $M_W = 3.4$ | $\phi_f = 34.5$ $\delta = 71.7$ $\lambda = -111.6$ | $\phi_f = 266$ $\delta = 28$ $\lambda = -42$ | $\varphi = 275.3$ $\Delta = 57.8$ | $\varphi = 141$ $\Delta = 23.7$ | Semigraben de Apan |
| 13 | 16/09/2017 23:45:37 | Lat: 19.8195 Long: -98.4868 | Prof: 5 km $M_W = 3.6$ | $\phi_f = 189.7$ $\delta = 69.8$ $\lambda = -139$ | $\phi_f = 83$ $\delta = 52$ $\lambda = -26$ | $\varphi = 53$ $\Delta = 42.8$ | $\varphi = 312.6$ $\Delta = 11$ | Apan (Tepeapulco) |
| 14 | 16/09/2017 23:48:42 | Lat: 19.7923 Long: -98.4713 | Prof: 5 km $M_W = 3.5$ | $\phi_f = 192.6$ $\delta = 73.8$ $\lambda = -139$ | $\phi_f = 89$ $\delta = 51$ $\lambda = -21$ | $\varphi = 58.4$ $\Delta = 34$ | $\varphi = 316$ $\Delta = 14.4$ | Apan (Tepeapulco) |
| 15 | 10/11/2017 14:26:46 | Lat: 20.182 Long: -99.1365 | Prof: 10.5 km $M_W = 3.6$ | $\phi_f = 46$ $\delta = 47$ $\lambda = -55$ | $\phi_f = 180.2$ $\delta = 53.2$ $\lambda = -121.6$ | $\varphi = 29.2$ $\Delta = 64.9$ | $\varphi = 292$ $\Delta = 3.4$ | Tula-Ajacuba-Tlaxcoapan |
| 16 | 20/11/2017 08:52:05 | Lat: 19.7455 Long: -98.5772 | Prof: 5 km $M_W = 3.6$ | $\phi_f = 221.5$ $\delta = 36.2$ $\lambda = -127.4$ | $\phi_f = 85$ $\delta = 62$ $\lambda = -66$ | $\varphi = 36.9$ $\Delta = 64.5$ | $\varphi = 157.8$ $\Delta = 13.8$ | Semigraben de Aljibes |
| 17 | 05/12/2017 11:29:00 | Lat: 20.7395 Long: -99.2833 | Prof: 5 km $M_W = 4$ | $\phi_f = 136$ $\delta = 48.2$ $\lambda = 16.2$ | $\phi_f = 35$ $\delta = 78$ $\lambda = 137$ | $\varphi = 91.85$ $\Delta = 18.95$ | $\varphi = 346.17$ $\Delta = 38.22$ | Cuenca de Zimapán |
| 18 | 20/03/2018 22:06:11 | Lat: 20.39 Long: -99.0637 | Prof: 3.5 km $M_W = 3.9$ | $\phi_f = 105$ $\delta = 83$ $\lambda = -101$ | $\phi_f = 342.9$ $\delta = 13$ $\lambda = -32.8$ | $\varphi = 2.7$ $\Delta = 50.8$ | $\varphi = 204.7$ $\Delta = 37.1$ | Al SE del graben de Mezquital |

Tabla 3.2: Strike (ϕ_f), dip (δ) y rake (λ) de los planos de falla y de los planos auxiliares obtenidos tras el análisis de polaridades de primeros arribos de ondas P. Además, parámetros de los ejes de presiones y tensiones: azimut (φ) y plunge (Δ).

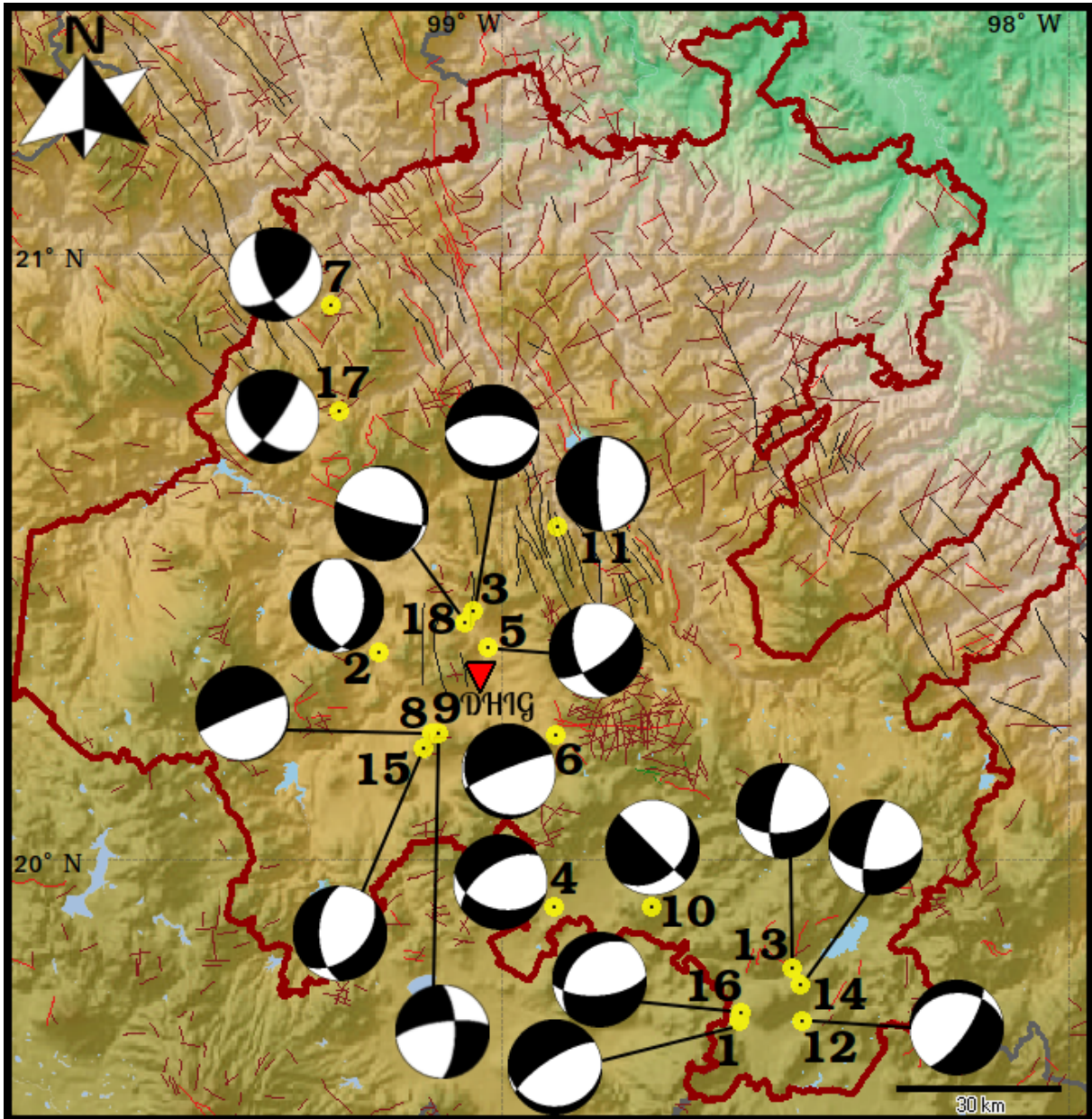


Figura 3.5: Mapa de epicentros con sus respectivos mecanismos focales. Las fallas y fracturas están cartografiadas en rojo. Los epicentros se muestran como círculos amarillos con centro negro. La numeración corresponde a la dada en la tabla 3.2 (INEGI, 2017; GEMCO, 2020).

Capítulo 4

Discusión y conclusiones

Entre diciembre de 2010 y mayo de 2019, el Servicio Sismológico Nacional, (SSN, 2019a), reportó 296 eventos sísmicos cuyos epicentros se ubican dentro de los límites geográficos que conforman el estado de Hidalgo, con magnitudes entre $M_w = 1.6$ y $M_w = 4$, mismos que se muestran en la figura 4.1. La mayoría de estos epicentros se encuentran en la parte centro-sur del estado, en las proximidades de la estación DHIG. Debido a la baja densidad de cobertura azimutal de estaciones sísmicas para la caracterización de la sismicidad local, existe la posibilidad de que la actividad tectónica detectada dentro de este estado esté infravalorada de manera significativa y por ende se subestime el potencial sísmico de los diferentes sectores sísmicos del estado.

El desconocimiento de la peligrosidad sísmica de una región puede resultar en una situación catastrófica. Particularmente, en esta entidad federativa, que también es la novena en cuanto a densidad poblacional, se encuentra un gran número de asentamientos urbanos y rurales (INEGI, 2020). Por ello, es importante estudiar y caracterizar los movimientos telúricos y las estructuras geológicas de la región de modo que se puedan establecer posteriormente los respectivos riesgos sísmicos y las medidas de prevención correspondientes a cada zona.

En esta tesis se analizaron únicamente los terremotos de magnitudes $M_w \geq 3.3$ acontecidos durante el mismo periodo debido a que para magnitudes menores no se tienen los suficientes registros sísmicos. Así, se obtuvieron 18 mecanismos focales característicos de diversas zonas sísmicas del estado, las cuales se presentaron en la sección 1.3.1. Recientemente, se han estudiado las secciones de Apan, Cardonal y Jacala-Landa de Matamoros; sin embargo, secciones como la de Progreso de Obregón-Chilcuautla también presentaron actividad importante y aún no han sido ampliamente estudiadas.

De los 64 eventos sísmicos que fueron objeto de análisis en esta tesis, 46 no pudieron ser caracterizados debido a que sus primeros arribos de ondas P fueron emergentes en la mayoría de las estaciones en que fueron registrados y debido a la baja densidad de estaciones sísmicas. Particularmente, de los once eventos que conforman la secuencia sísmica de septiembre de 2013

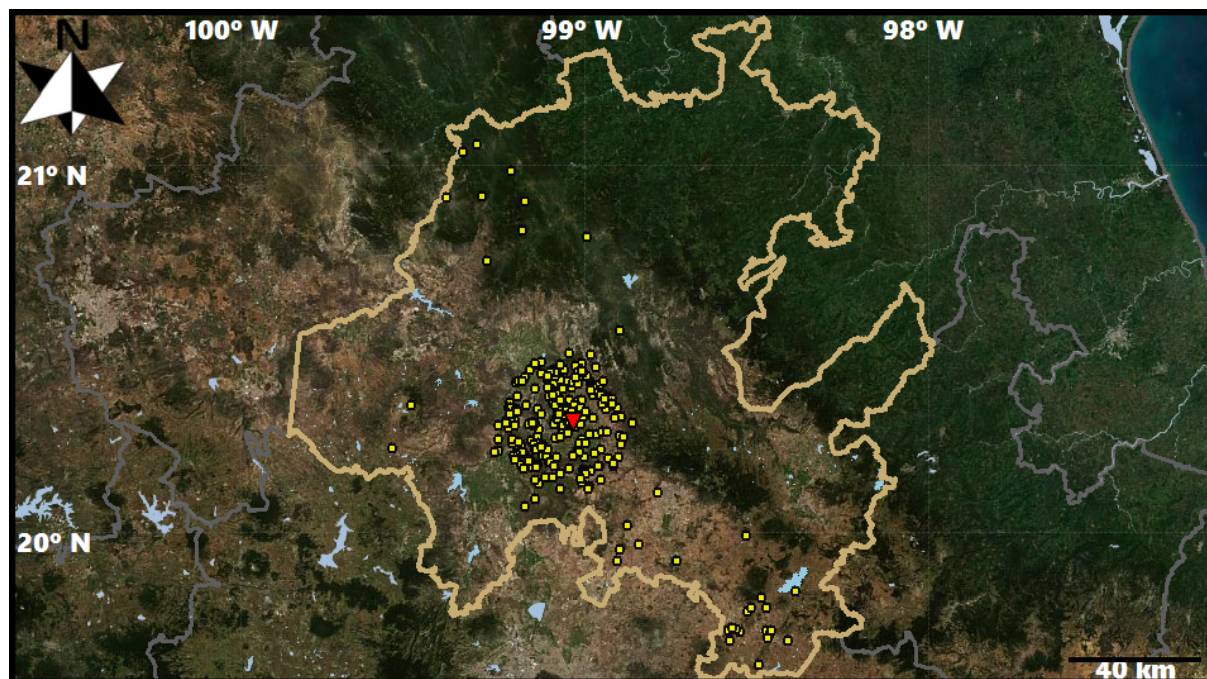


Figura 4.1: Sismicidad del estado de Hidalgo acontecida entre diciembre de 2010 y mayo de 2019, reportada por el Servicio Sismológico Nacional. Los epicentros se muestran en amarillo. El triángulo rojo corresponde a la estación DHIG (SSN, 2019a; INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017).

solo se pudo obtener la caracterización del último terremoto ya que los sismos de esta secuencia tuvieron arribos muy emergentes de ondas P en las estaciones en que pudieron ser registrados.

En la zona sísmica de Apan¹ acaecieron veintidós terremotos durante este periodo (SSN, 2019a). Como se mencionó en la sección 3.1, entre el 16 y 17 de septiembre de 2017, tres días antes del terremoto intraplaca del 19 de septiembre de 2017, se registraron cinco epicentros de magnitud mayor a $M_w > 3.3$ dentro del área. De esta secuencia sísmica se lograron obtener tres mecanismos focales, específicamente los etiquetados con los números doce a catorce en la tabla de resultados 3.2. Además, se obtuvieron los mecanismos para los eventos correspondientes a los números 1 y 16 de la misma tabla. Cabe destacar que en las cercanías de la región de Apan se encuentran las estaciones VTVM, ZUVM, TXVM y PTVM, pertenecientes a la Red Sísmica del Valle de México, mismas que hicieron posible la caracterización de estos epicentros.

En el apéndice B se muestran las proyecciones estereográficas de los hemisferios inferiores de los mecanismos focales obtenidos. Los triángulos rojos corresponde a dilataciones y las circunferencias azules corresponden a compresiones, las curvas azules corresponden a los planos de falla obtenidos mediante FPFIT, y las curvas verdes corresponden a los planos de falla obtenidos con FOCMEC; las rectas azules unen cada una de las estaciones, indicadas por sus siglas,

¹Considerando únicamente la parte correspondiente a los límites políticos del estado de Hidalgo. Se incluyó a Tizayuca dentro de esta zona sísmica.

con sus respectivas polaridades sobre la esfera focal. En los resultados obtenidos, los cuadrantes de compresiones toman, por convención, color negro, mientras que los cuadrantes dilacionales toman color blanco. Estos cuadrantes están separados mediante los planos nodales; así, se obtienen los característicos mecanismos focales con los cuales se elaboró el mapa 3.5.

Como puede observarse de los valores de rumbo, buzamiento y *rake* de las soluciones obtenidas con *FPFIT* y *FOCMEC*, presentadas en el apéndice B, las soluciones obtenidas para los epicentros 13 y 14, figuras B.13 y B.14, corresponden a fallas normales de bajo ángulo orientadas aproximadamente NE-SW con buzamiento cercano a W. De esta forma, la obtención de estos mecanismos focales coincide con la geología reportada para Apan por García-Palomo citada en (García-Palomo et al., 2002; García-Palomo et al., 2017).

Análogamente, para el evento número 1, figura B.1, se obtuvieron soluciones de fallamiento normal de rumbo NE-SW con ambos métodos. Si bien la diferencia entre una y otra radica en el buzamiento, su concordancia con la geología de la zona y su localización justifican la posibilidad de que sea el mecanismo de una de las fallas que componen el semigraben de Apan. De esta manera, se optó por elegir la solución con buzamiento al NW por su cercanía con las fallas de Texcoco y de Apan-Tlálloc.

Para el epicentro cuyo etiquetado es el número 16, figura B.16, también se obtuvieron soluciones de tipo normal. En este caso la solución de *FPFIT* no coincidió con la geología de la zona; sin embargo, la solución arrojada por medio de *FOCMEC* sí coincidió con la tendencia general de la zona, es decir, rumbo NE-SW y buzamiento al NW. Considerando su cercanía con el epicentro del primer evento, 1.83 kilómetros, también se tiene la posibilidad de que este mecanismo corresponda a la misma estructura geológica.

El siguiente evento de la región de Apan cuyo mecanismo focal fue obtenido es el marcado con el número 12, figura B.12. Con *FPFIT* se obtuvo un mecanismo de tipo inverso orientado casi E-W; por otro lado, con *FOCMEC* se obtuvo el mecanismo correspondiente a una falla normal orientada NE-SW con buzamiento al SE. Se eligió este último mecanismo como el correspondiente a este evento sísmico debido a la tendencia estructural del sector.

El epicentro etiquetado con el número 4, figura B.4, acaeció posiblemente en el graben de Tizayuca. Se puede hacer esta asociación debido a su localización y mecanismo resultante, el cual coincide con la literatura reportada por García-Palomo. Es decir, el mecanismo resultante corresponde a una falla normal orientada NE-SW con buzamiento al NW. Asimismo, las soluciones obtenidas con ambos métodos presentaron congruencia entre sí.

El último mecanismo focal obtenido para la sismicidad en las cercanías de Apan es el correspondiente al número 10, figura B.10. En este caso hubo concordancia con ambas soluciones obtenidas. El rumbo coincide todavía con la tendencia de la sección de Apan; sin embargo, particularmente en este mecanismo se tiene un ángulo de buzamiento bajo. Este mecanismo focal contrasta con las soluciones obtenidas para la región de Apan. La localización de este evento corresponde al horst de Cerro Gordo-Las Navajas, el cual, de acuerdo con García-Palomo está pobremente expresado en la superficie (García-Palomo et al., 2017). Finalmente, debido a la

cercanía con la Sierra Madre Oriental, existe la posibilidad de tener mecanismos inversos y normales de bajo ángulo, e incluso transcurrentes. De esta forma, este evento sísmico reflejaría la diversidad tectónica de la zona.

Asimismo, al analizar las soluciones de planos nodales obtenidas con *FOCMEC* y *FPFIT* para el segundo epicentro de la tabla de resultados, figura B.2, se aprecia que ambas soluciones corresponden a una falla de tipo normal. La elección del mecanismo se hizo con base en la alineación del plano de falla con del río Tula, el cual se halla a menos de un kilómetro, y a la cercanía con una estructura orientada similarmente llamada cerro la Colmena.

Respecto al epicentro etiquetado con el número 3, figura B.3, se eligió la solución de falla normal de rumbo E-W con buzamiento al N al considerar que la solución obtenida con *FOCMEC* puede corresponder a una de las fallas normales de rumbo E-W, reportadas en el artículo de (Quintanar et al., 2004) e ilustradas en la figura 4.2. De la misma forma se eligió el plano de falla para el epicentro 18, B.18, como el orientado E-W con buzamiento al sur.

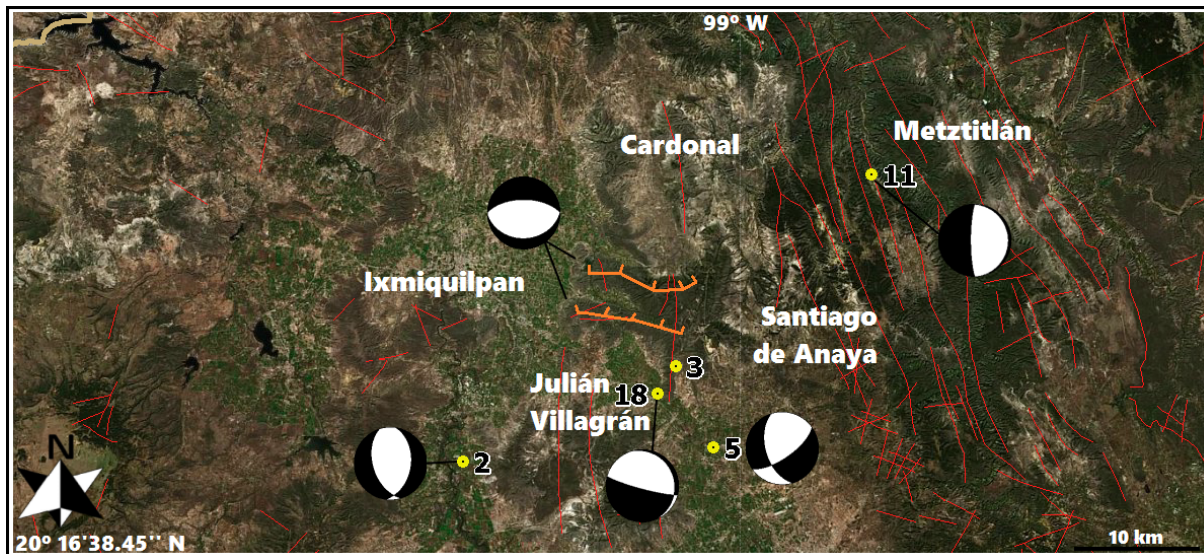


Figura 4.2: Mecanismos focales obtenidos. La numeración corresponde a la dada en la tabla 3.2. Se muestran en color naranja las fallas al SE de del graben de Mezquital; y en color rojo las fallas, fracturas y los ejes de los pliegues reportados por el INEGI (INEGI, 2017; EOX IT Services, 2017).

En el análisis del evento número 5, figura B.5, se obtuvo esencialmente el mismo mecanismo para ambas soluciones; así, se eligió la generada por *FPFIT*. El plano principal se eligió con rumbo NW-SE debido a su cercanía con la zona de Actopan y Tepatepec, en la cual se han observado fracturas y fallas con esta orientación. Sin embargo, es necesario considerar la geología específica de la localización para determinar concretamente el mecanismo focal asociado a este sismo.

El epicentro marcado con el número 11, cuyas soluciones de mecanismos focales se muestran en la figura B.11, posa al norte de Cerro Boludo en Metztitlán. Este sismo generó esencialmente

la misma solución de mecanismo de tipo normal con ambos métodos. De esta manera, se eligió como plano de falla el plano cuya orientación está más cercana hacia el NW ya que la geología de la zona está caracterizada por estructuras con esta alineación.

Análogamente, para el sexto evento de la tabla 3.2 se obtuvieron soluciones de planos nodales con casi la misma orientación; sin embargo, este mecanismo, como se muestra en la figura B.6, varió de normal, con *FPFIT*, a inverso, con *FOCMEC*. Al hacer la consideración de la geología reportada en la zona, la cual corresponde al sector de Actopan-Tepatepec, se optó por elegir el mecanismo correspondiente a fallamiento de tipo normal orientado NW-SE.

El más septentrional de los sismos cuyo mecanismo focal fue obtenido es el correspondiente al etiquetado número 7, figura B.7. Por su ubicación geográfica, este evento corresponde a la zona sísmica de Jacala de Ledezma-Landa de Matamoros. Habiéndose encontrado congruencia entre las soluciones obtenidas por medio de ambos métodos, se eligió como plano principal aquel cuya orientación es NW-SE con buzamiento al SW. Este mecanismo, el cual corresponde a una falla de tipo inverso de bajo ángulo, forma parte de la cuenca de Zimapán y, asimismo, pertenece al cinturón de pliegues y cabalgaduras de la SMOr (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 1990; Suter et al., 1997).

Dentro de la cuenca de Zimapán se obtuvo el mecanismo para el evento número 17, figura B.17. Este mecanismo corresponde a una falla inversa de bajo ángulo, orientada NW-SE, con buzamiento al SW.

Para la zona de Tula-Ajacuba-Tlaxcoapan se obtuvieron tres mecanismos focales para los eventos correspondientes a los números 8, 9 y 15, respectivamente. Para el primero de estos sismos, figura B.8, se obtuvieron mecanismos de fallamiento normal con ambos métodos. Se optó por elegir el mecanismo orientado casi N-S con buzamiento al E debido a la cercanía con una de las fracturas reportadas en esta región por el INEGI.

Para el noveno epicentro, figura B.9, se obtuvieron fallamientos normales. En este caso se eligió como plano principal el que presenta rumbo E-W con buzamiento al norte al haber considerado la geometría de la estructura bajo la que se dio el evento sísmico, la cual recibe el nombre de Rincón de los caballos. Por último, para el evento número 15, figura B.15, se eligió como plano de falla el dado por *FOCMEC* ya que está orientado al NE con buzamiento al SE. Nuevamente se tomó en cuenta la fractura reportada por el INEGI, para este fin.

Así, fue posible la obtención de mecanismos focales que correspondieron principalmente a fallas normales orientadas congruentemente con la zona geológica del epicentro. Sin embargo, debido a la baja magnitud de los eventos y a que en el estado solo hay una estación de monitoreo sísmico, el error propagado a los ángulos que caracterizan los planos nodales puede resultar en un cambio de tipo de fallamiento. Consecuentemente, para caracterizar íntegramente la sismicidad del estado de Hidalgo es necesario hacer mayor investigación tectónica dentro del área, apoyada con la instalación de por lo menos una estación de monitoreo sísmico más, de modo que el azimut para la localización mejore y se pueda analizar más ampliamente la sismicidad de la zona.

A pesar de que en las cercanías de la estación DHIG se tiene una rápida atenuación sísmica

(<80 km), esto no es indicador de que no pueda darse sismicidad importante en otros sectores de Hidalgo, como Zimapán o la zona norte del estado (Vega, 2020). Como fue planteado en (Zúñiga, 2010), cuando se tiene una zona de sismicidad cortical activa es necesario hacer una evaluación de su potencial sísmico y, así, del riesgo sísmico para la zona con la finalidad de implementar las medidas de prevención y edificación necesarias. Aunque no se trate de una región sísmica del tipo de subducción, es necesario no pasar por alto el potencial sísmico de zonas sísmicamente activas de otro tipo ya que también pueden resultar en eventos catastróficos, tales como el ocurrido en el semigraben de Aljibes en 1912 o el sismo intraplaca del 17 de septiembre de 2017.

La cantidad de epicentros reportados por el Servicio Sismológico Nacional demuestra que esta entidad federativa presenta zonas de actividad sísmica frecuente de baja magnitud y profundidad, demostrando ser una región sísmicamente activa. Por un lado, el municipio de Tizayuca forma parte de la Zona Metropolitana del Valle de México, la cual es la de mayor concentración poblacional del país, y está ubicado a menos de cien kilómetros de la región que presentó mayor sismicidad en el estado. Por otro lado, la sección de Apan demostró ser tectónicamente activa y se encuentra a menos de 50 kilómetros tanto de la Zona Metropolitana del Valle de México como de Pachuca, la capital del estado. Finalmente, se tienen antecedentes de sismicidad importante en las cercanías del estado con la Faja Volcánica Transmexicana, razón por la cual se concluye que se deben aumentar los estudios sobre la sismicidad en el estado de Hidalgo y alrededores a fin de contribuir a la cultura de prevención sísmica que ha caracterizado durante los últimos años a este país.

Apéndice A

Ondas esféricas y campo lejano

Para conocer la relación que se da entre los desplazamientos y la fuente, dentro de la elasto-dinámica, se requiere conocer la respectiva función de Green, lo cual puede ser complicado. Sin embargo, al considerar la propagación de las ondas sísmicas en simetría esférica se pueden conocer, de manera aproximada, algunas de las características que relacionan estos parámetros. Con este fin, al aplicar el teorema de Helmholtz a la ecuación (2.14), se tiene que la suma de los desplazamientos \mathbf{u}_l y \mathbf{u}_t se pueden escribir como la suma de un potencial escalar ϕ y uno vectorial $\bar{\psi}$:

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_l + \mathbf{u}_t = \nabla\phi + \nabla \times \bar{\psi}. \quad (\text{A.1})$$

Sustituyendo los potenciales de la ecuación (A.1) en la ecuación (2.13) se obtienen las ecuaciones de onda para medios homogéneos

$$\nabla^2\phi = \frac{1}{v_l^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2} \quad \text{y} \quad \nabla^2\bar{\psi} = \frac{1}{v_t^2} \frac{\partial^2\bar{\psi}}{\partial t^2}. \quad (\text{A.2})$$

Particularmente, puede tomarse la ecuación de onda para el potencial escalar, ϕ , y hacerse la suposición de que las ondas parten de la fuente sísmica, en una simetría esférica, es decir, con dependencia radial únicamente; así, se tiene que el operador laplaciano se reduce al cambio en la dirección radial. De esta forma, la ecuación de onda para el potencial escalar se reescribe como

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial\phi}{\partial r} \right) = \frac{1}{v_l^2} \frac{\partial^2\phi}{\partial t^2}; \quad (\text{A.3})$$

haciendo el cambio de variable

$$\phi(r, t) = \frac{\xi(r, t)}{r}, \quad (\text{A.4})$$

se obtiene la ecuación de onda unidimensional para ξ :

$$\frac{\partial^2\xi}{\partial r^2} = \frac{1}{v_l^2} \frac{\partial^2\xi}{\partial t^2}, \quad (\text{A.5})$$

cuyas soluciones son de la forma

$$\xi(r, t) = f(t \pm r/v_l). \quad (\text{A.6})$$

El signo positivo representa ondas cuya amplitud aumenta gradualmente conforme viajan hacia la fuente; el signo negativo modela frentes de onda esféricos cuya amplitud decrece conforme aumenta el radio, y se propagan partiendo de la fuente. En esta aproximación es posible descartar las ondas entrantes en la solución ya que no corresponden al fenómeno físico estudiado. Por lo tanto, la solución a la ecuación de onda (A.2) para el potencial escalar ϕ está dada por

$$\phi(r, t) = \frac{-f(t - r/v_l)}{r}. \quad (\text{A.7})$$

En esta solución también se refleja la restricción física de que el frente de ondas comience en la fuente debido a que el signo negativo impone la elección de tomar funciones impares.

Además, es posible obtener el campo de desplazamientos al calcular el gradiente del potencial de la onda P. Nuevamente, ya que se tiene solo dependencia radial, el gradiente ∇ en coordenadas esféricas se reduce a la parcial del potencial escalar ϕ respecto de r . De esta manera, se obtiene

$$\frac{\partial \phi(r, t)}{\partial r} = \frac{f(t - r/v_l)}{r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial f(t - r/v_l)}{\partial r}. \quad (\text{A.8})$$

Finalmente, si se define el tiempo de retardo como $\tau = t - r/v_l$, se obtiene la expresión para el vector desplazamiento de las ondas longitudinales:

$$\mathbf{u}_l(r, t) = \frac{\partial \phi(r, t)}{\partial r} \hat{\mathbf{r}} = \left(\frac{f(\tau)}{r^2} + \frac{1}{rv_l} \frac{\partial f(\tau)}{\partial \tau} \right) \hat{\mathbf{r}}, \quad (\text{A.9})$$

en la cual debe notarse que r/v_l es el tiempo que le toma a la onda P viajar la distancia r desde la fuente. Al término proporcional a r^{-2} , en la ecuación (A.9), se le llama de campo cercano y, como su nombre lo indica, es relevante únicamente cerca de la fuente; al segundo término, proporcional a r^{-1} , se le llama término de campo lejano y es el término dominante lejos de la fuente (Shearer, 2009; Stein and Wysession, 2003).

Apéndice B

Mecanismos focales

En este apéndice se presentan los mecanismos focales obtenidos con el software de análisis de datos sísmicos *SEISAN* tras la obtención de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P en las estaciones indicadas, respectivamente. En color verde se presentan los planos nodales obtenidos mediante FOCMEC y en azul los obtenidos con FPFIT.

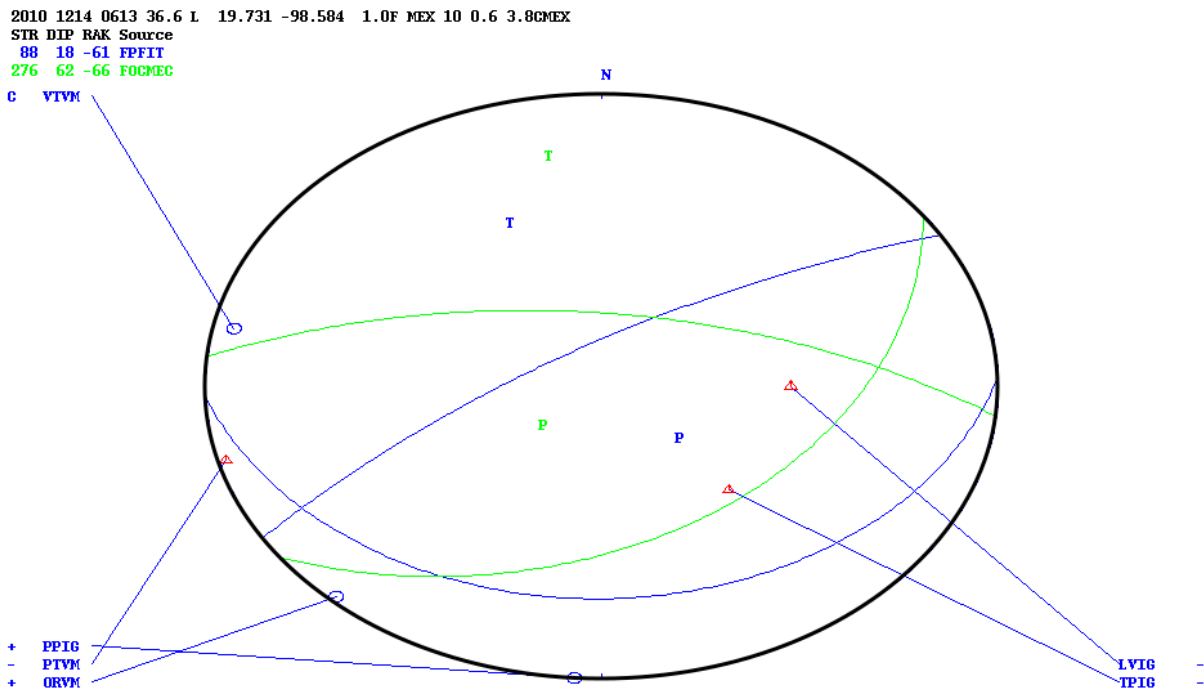


Figura B.1: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 14 de diciembre de 2010. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2013 923 0645 54.2 L 20.333 -99.228 0.0 MEX 18 1.3 4.0CMEX
 STR DIP RAK Source
 0 47-123 FPFIT
 8 43 -71 FOCMEC

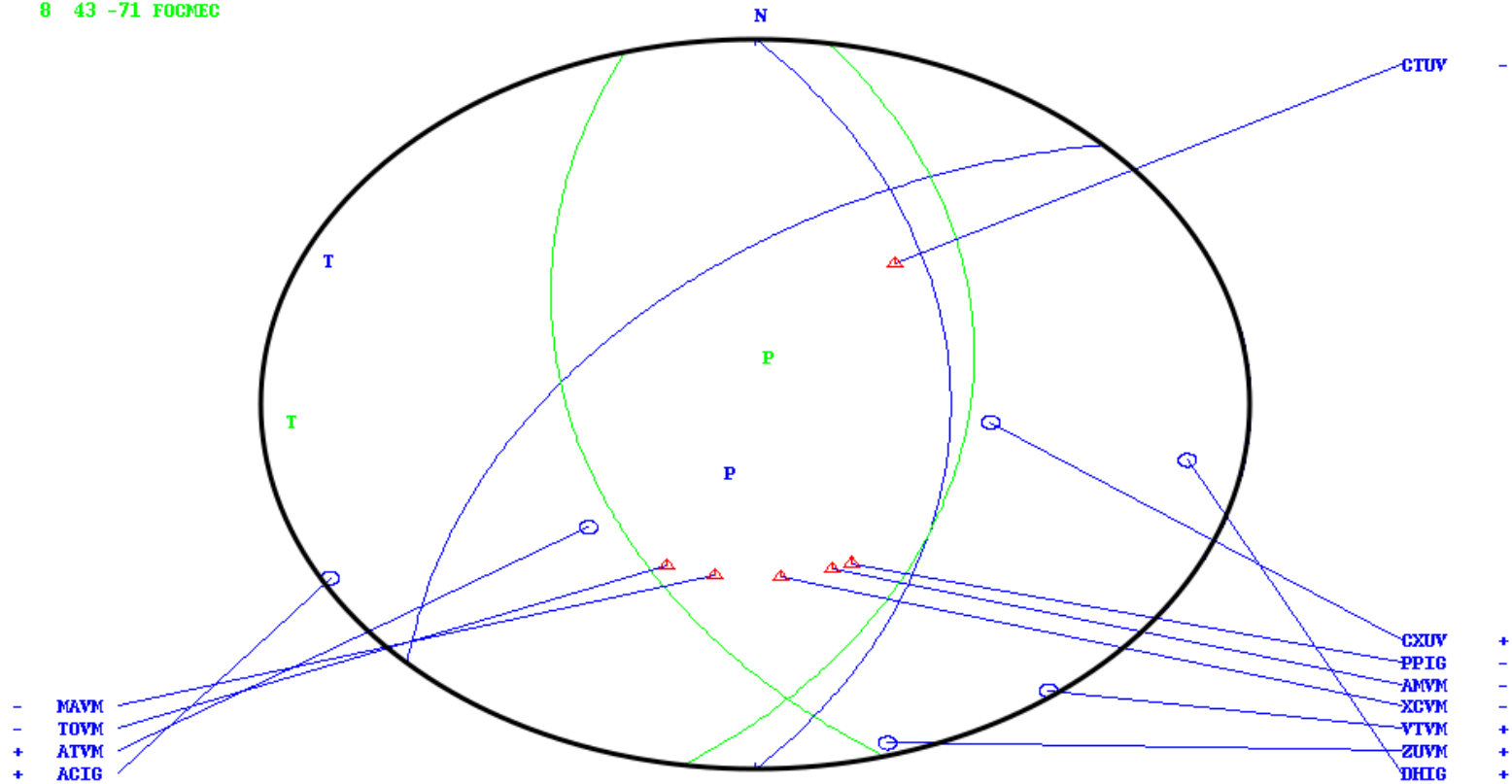


Figura B.2: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 23 de septiembre de 2013. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2013 1210 0842 28.5 L 20.411 -99.062 1.0F MEX 8 0.5 3.6CMEX
 STR DIP RAK Source
 18 18-151 FPFIT
 270 60 -89 FOCMEC

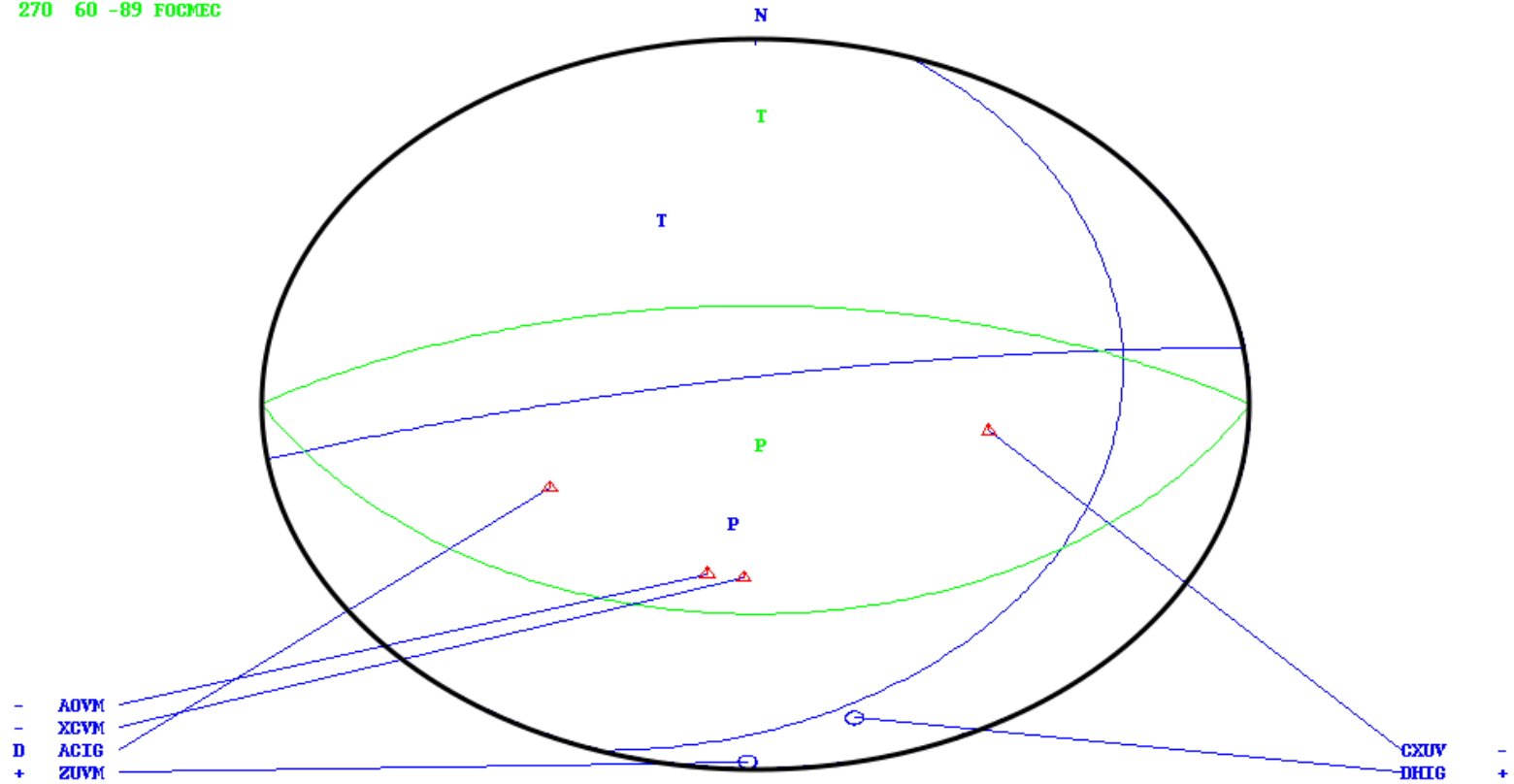


Figura B.3: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 10 de diciembre de 2013. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2014 625 0258 35.9 L 19.920 -98.905 5.0F MEX 15 0.5 3.6CMEX

STR DIP RAK Source

119 49 -41 FPFIT

103 42 -52 FOCMEC

C VTVM

+ ACIG

C CUIG

C IPVM

ZUVM -

PTVM +

AZVM C

LVIG C

PPIG -

DHIG +

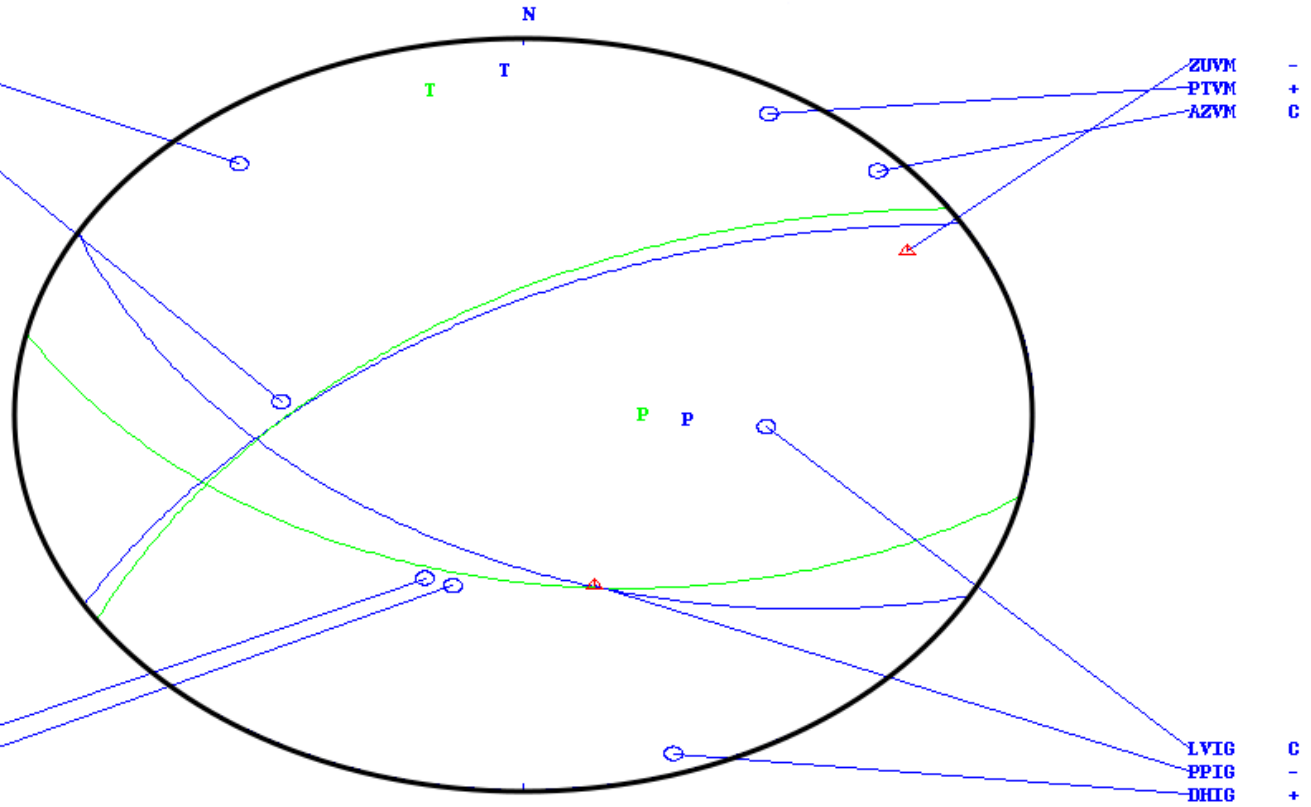


Figura B.4: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 25 de junio de 2014. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2015 327 2054 52.4 L 20.351 -99.021 5.0F MEX 6 0.8 3.7CMEX
 STR DIP RAK Source
 55 68 -41 FPFIT
 58 57 -45 FOCMEC

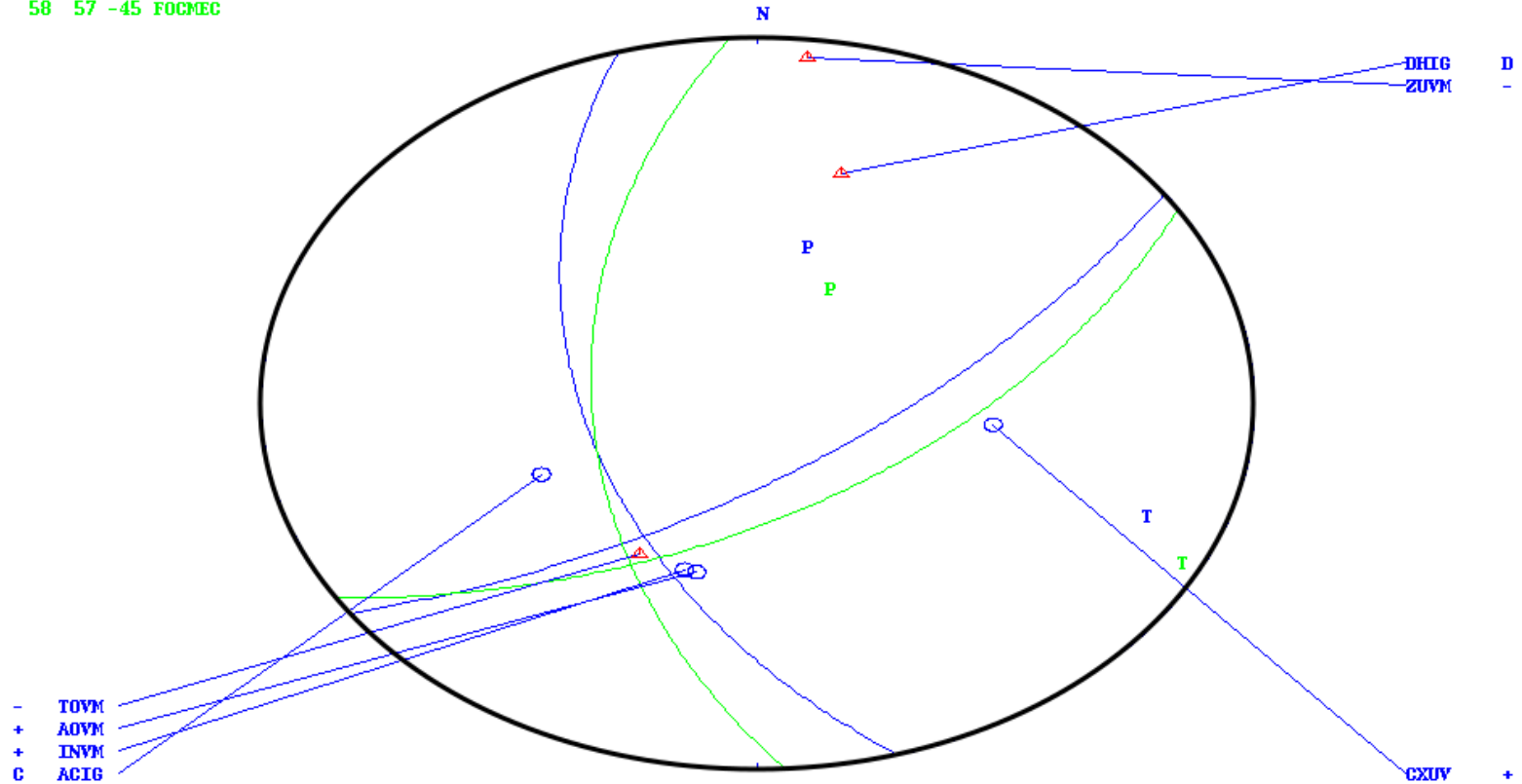


Figura B.5: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 27 de marzo de 2015. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (Verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

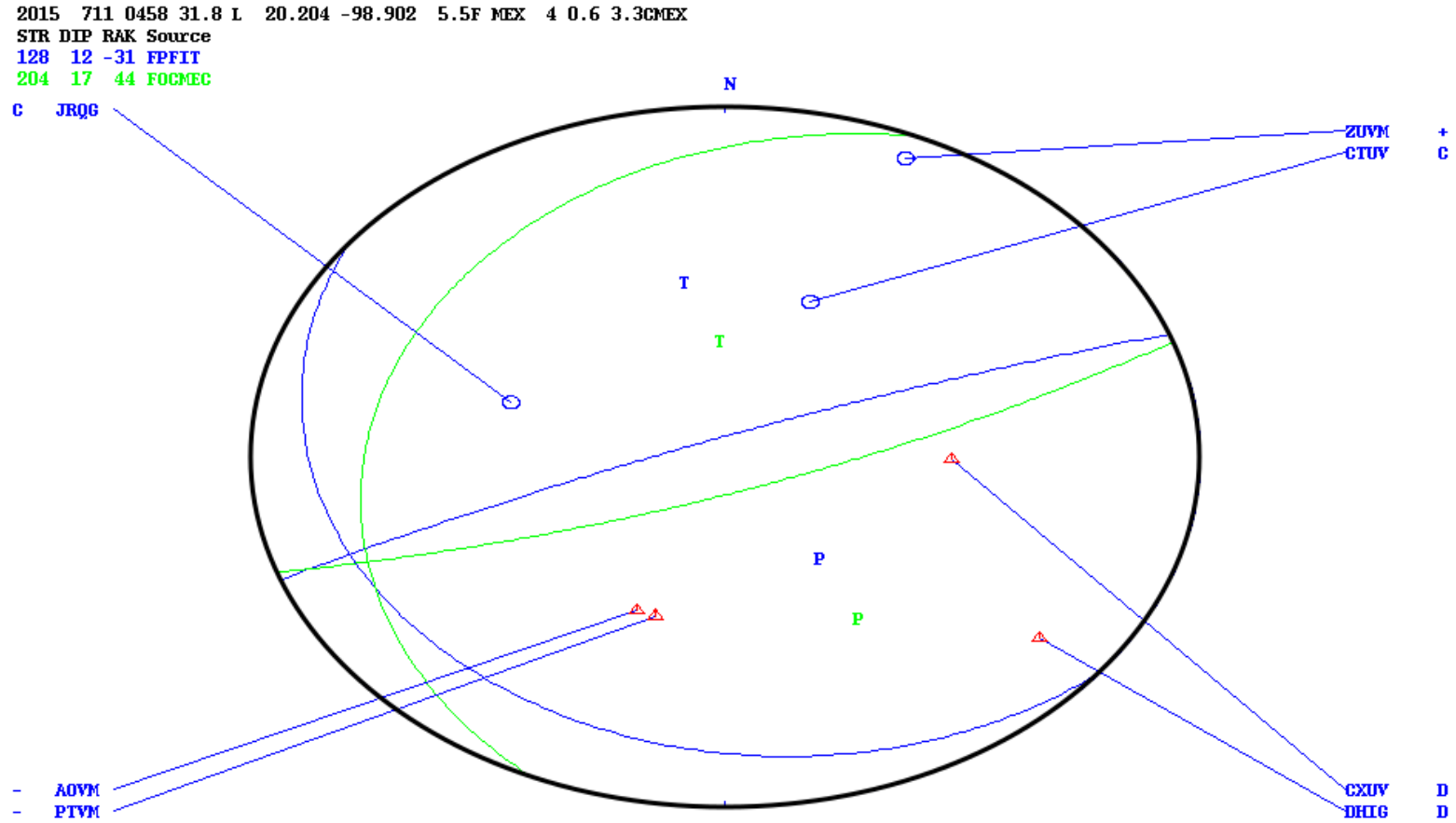


Figura B.6: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 11 de julio de 2015. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (Verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

```

2016 111 0952 45.2 L 20.909 -99.284 5.0F MEX 4 0.4 3.9CMEX
STR DIP RAK Source
160 67 33 FPFIT
157 66 39 FOCMEC

```

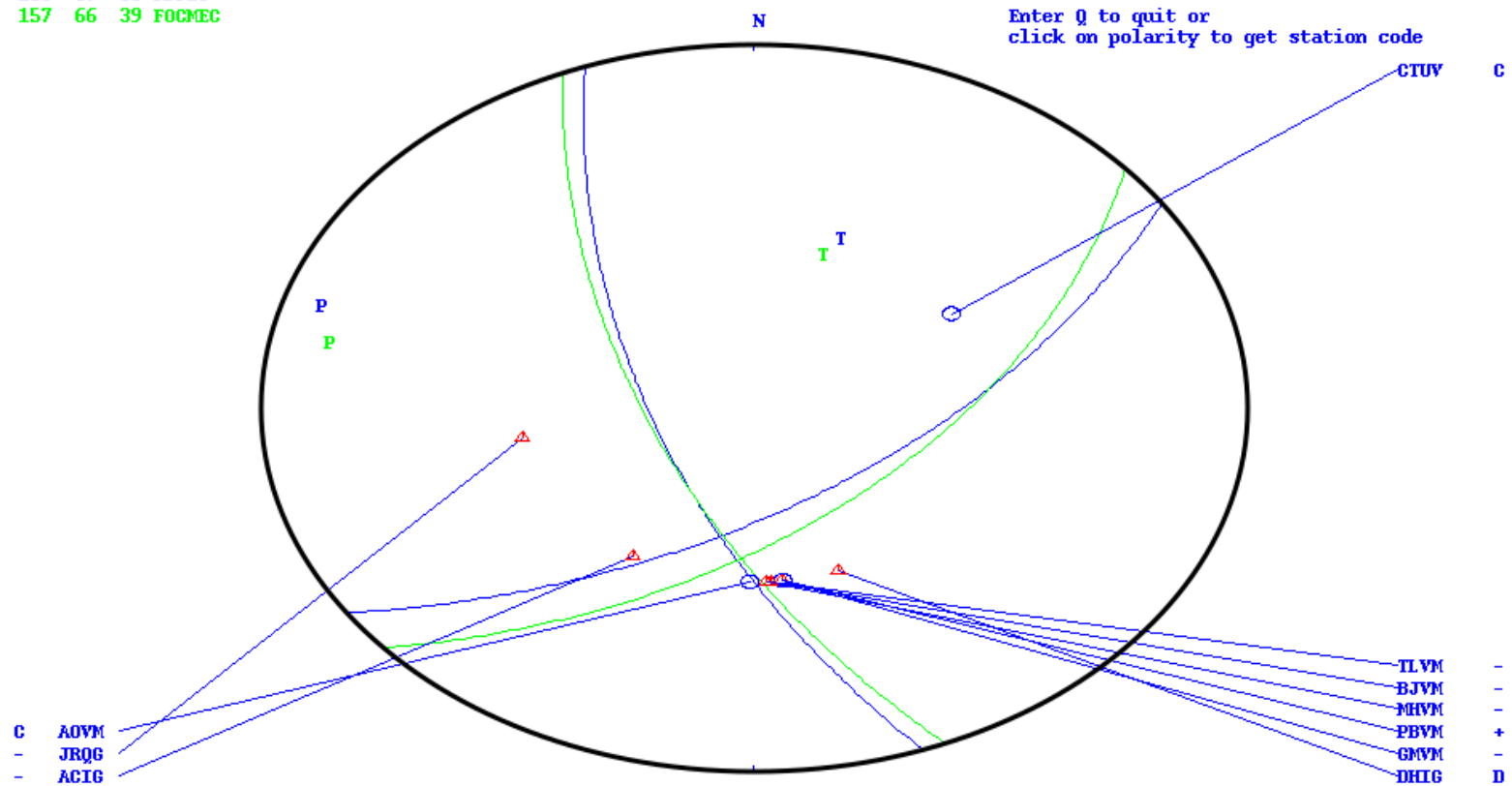


Figura B.7: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 11 de enero de 2016. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

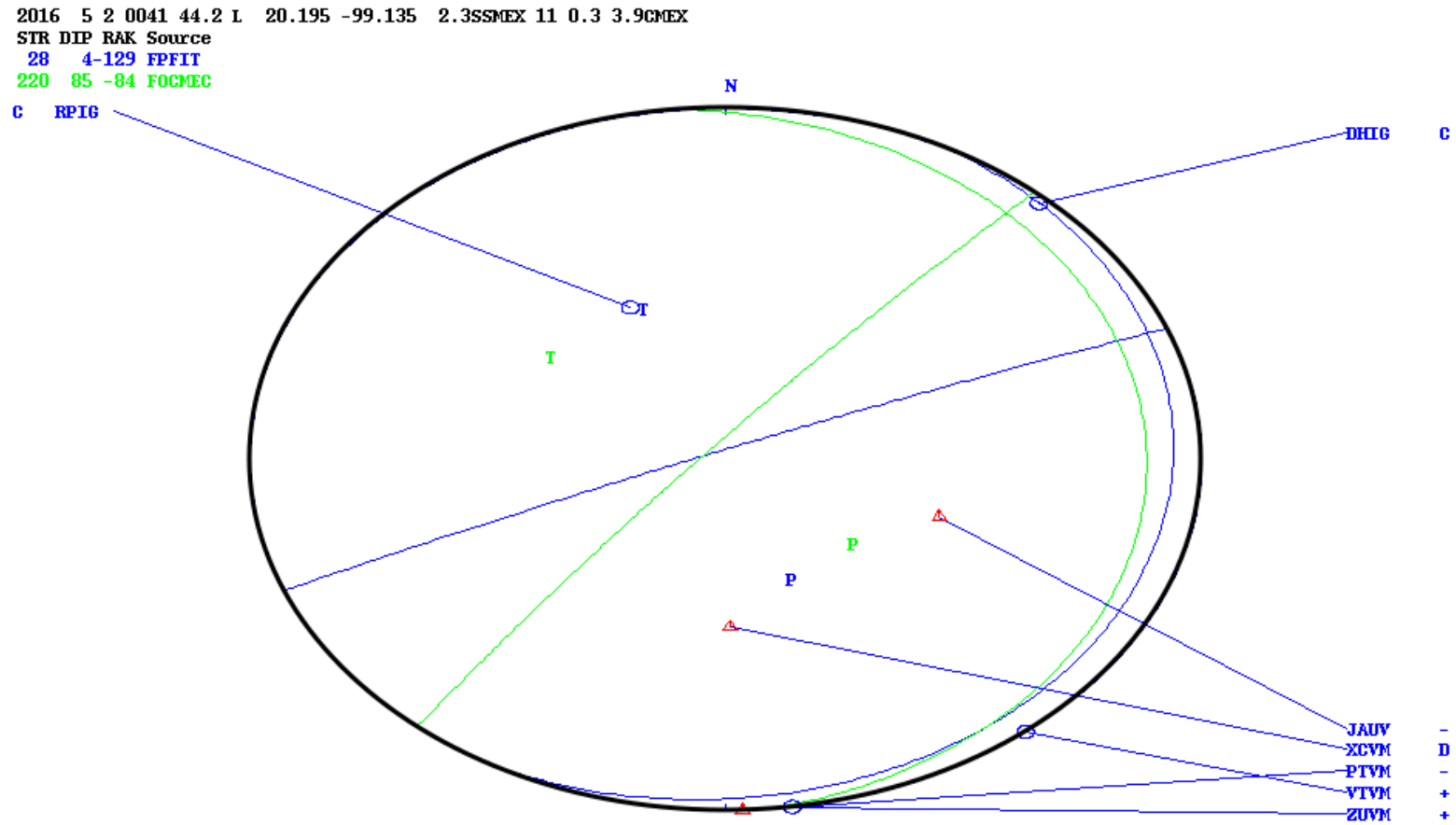


Figura B.8: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 2 de mayo de 2016. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

```

2016 1229 1300 8.4 L 20.208 -99.110 5.5 MEX 6 0.3 3.4CMEX
STR DIP RAK Source
  0 68-161 FPFIT
216 36 -89 FOCMEC

```

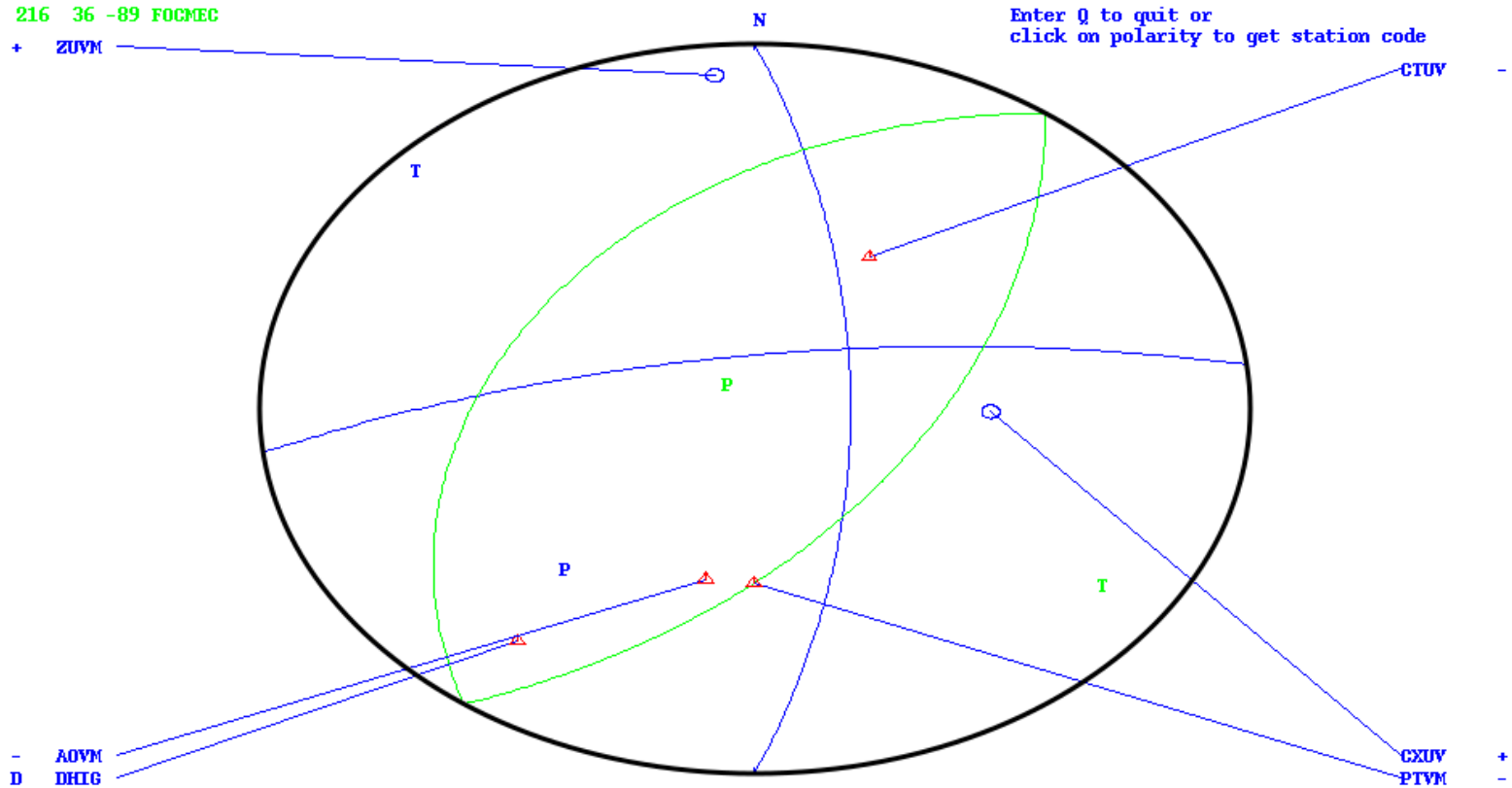


Figura B.9: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 29 de diciembre de 2016. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

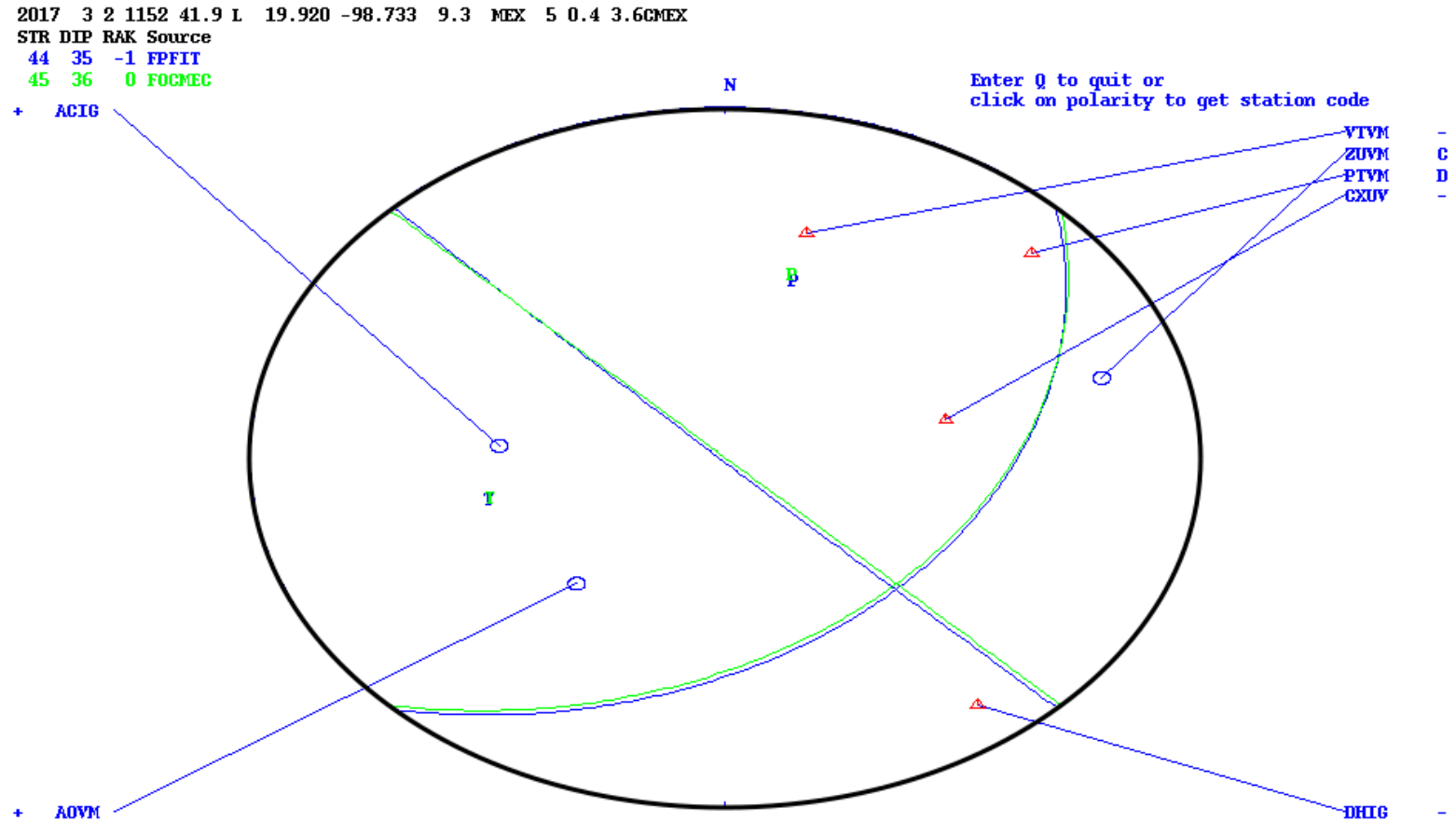


Figura B.10: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 2 de marzo de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2017 910 0203 54.7 L 20.537 -98.871 5.0F MEX 7 0.7 4.0CMEX
 STR DIP RAK Source
 10 3 -85 FPFIT
 180 81 -89 FOCMEC

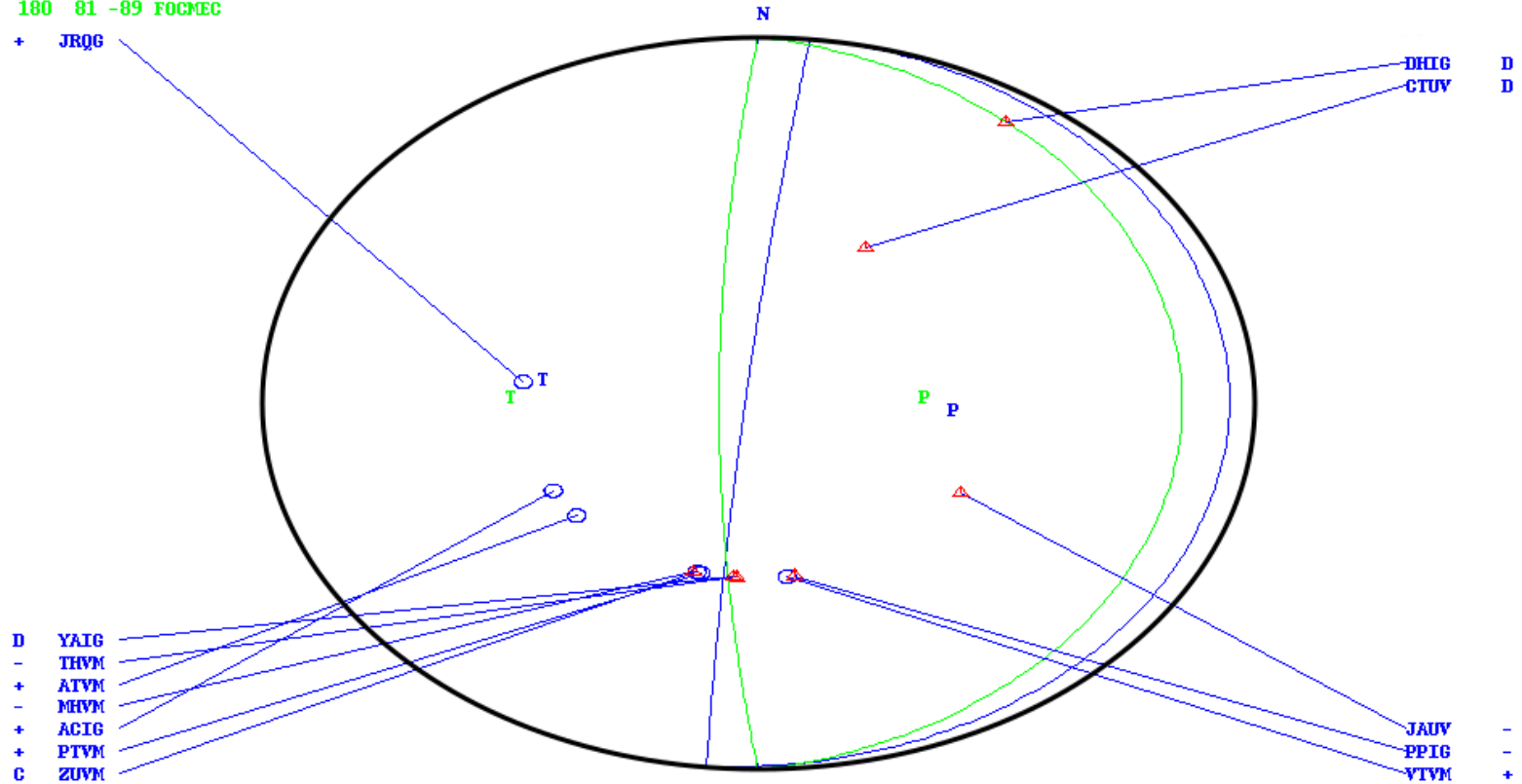


Figura B.11: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 10 de septiembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2017 916 2344 35.5 L 19.756 -98.541 5.0F MEX 12 0.9 3.2CMEX
 STR DIP RAK Source
 133 48 134 FPFIT
 266 28 -42 FOCMEC

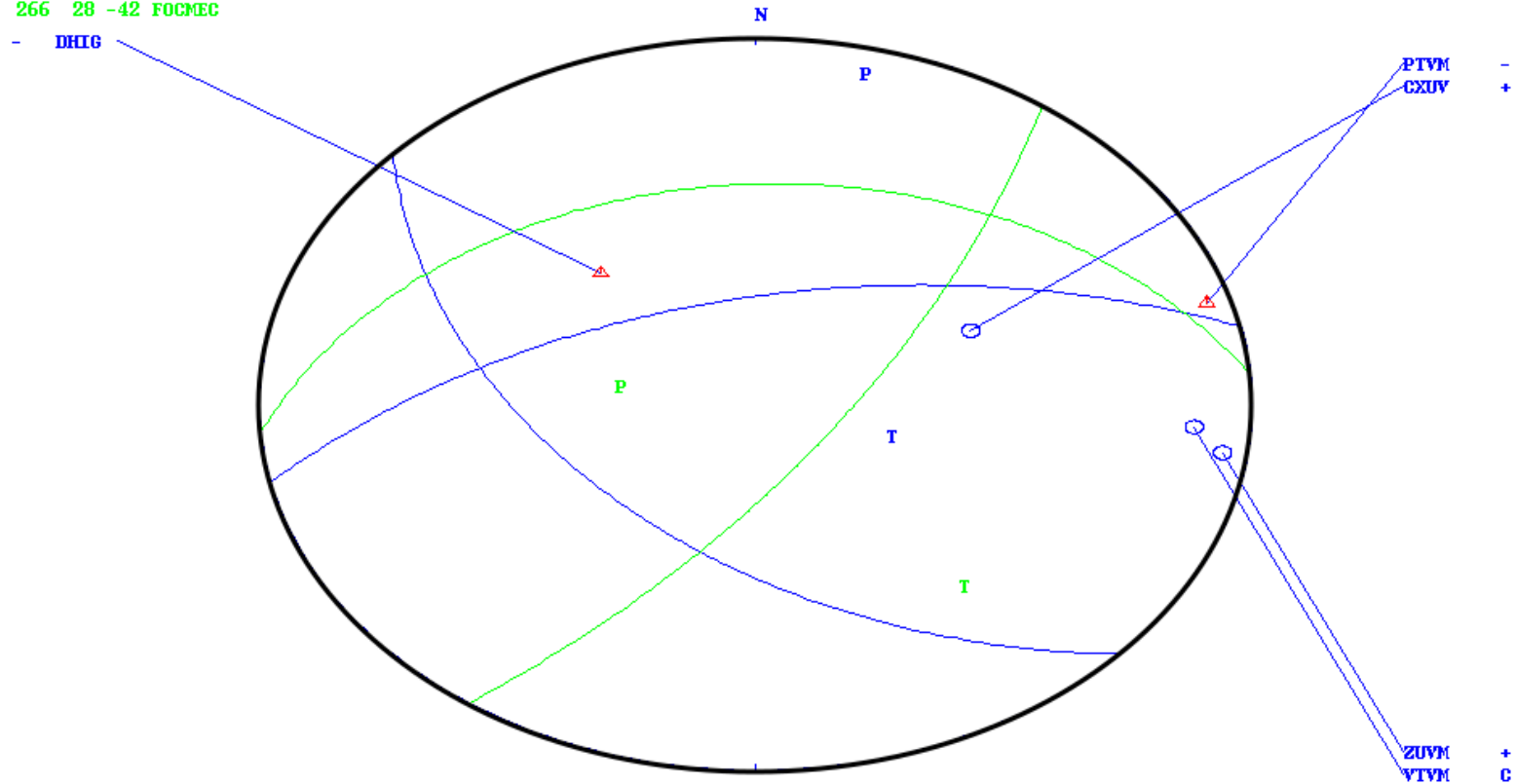


Figura B.12: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 16 de septiembre de 2017 a las 23:44:33 (UTC). Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2017 916 2345 37.7 L 19.820 -98.487 5.0F MEX 14 0.5 3.6CMEX
 STR DIP RAK Source
 83 52 -26 FOCMEC
 79 55 -21 FPFIT

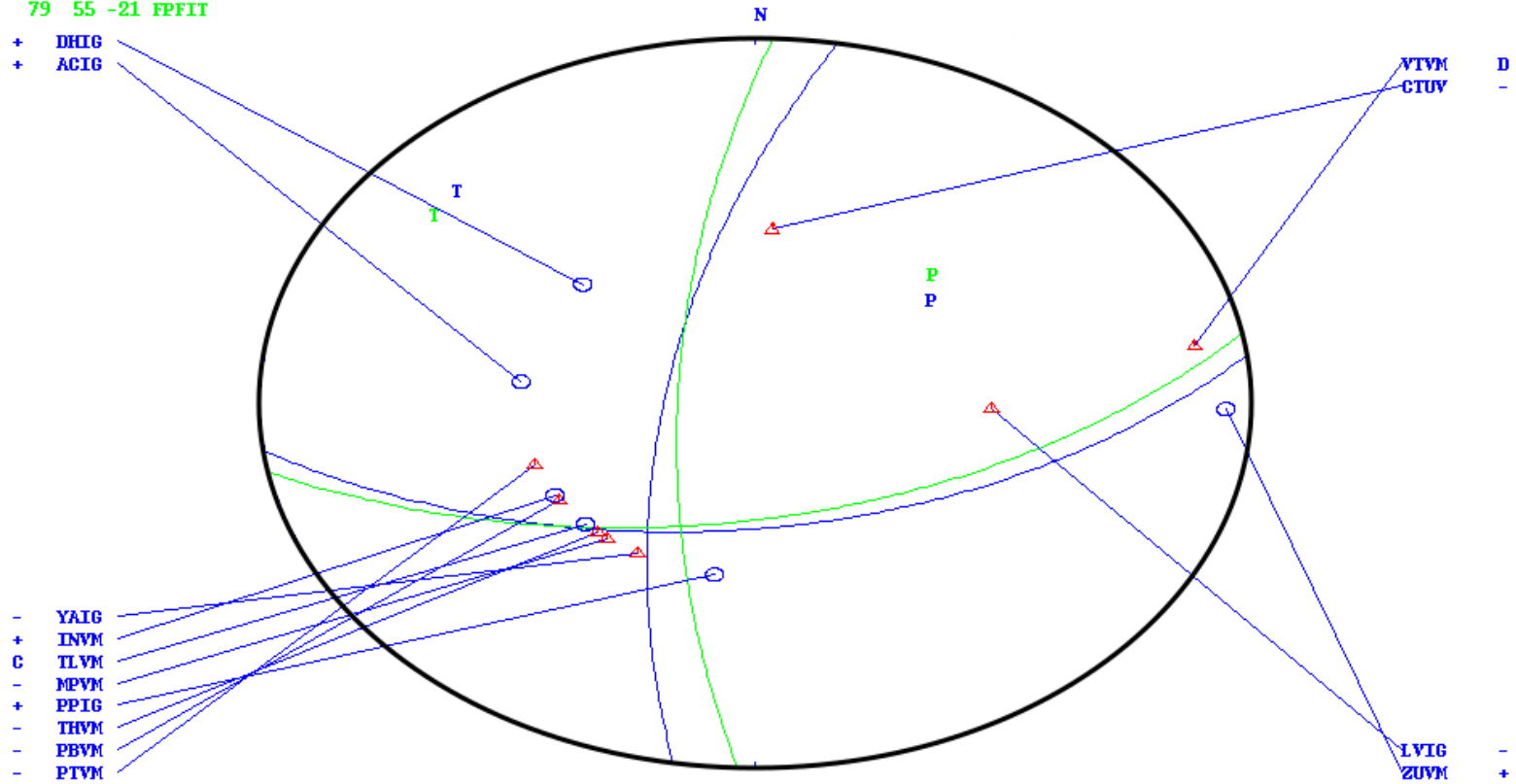


Figura B.13: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 16 de septiembre de 2017 a las 23:45:37 (UTC). Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

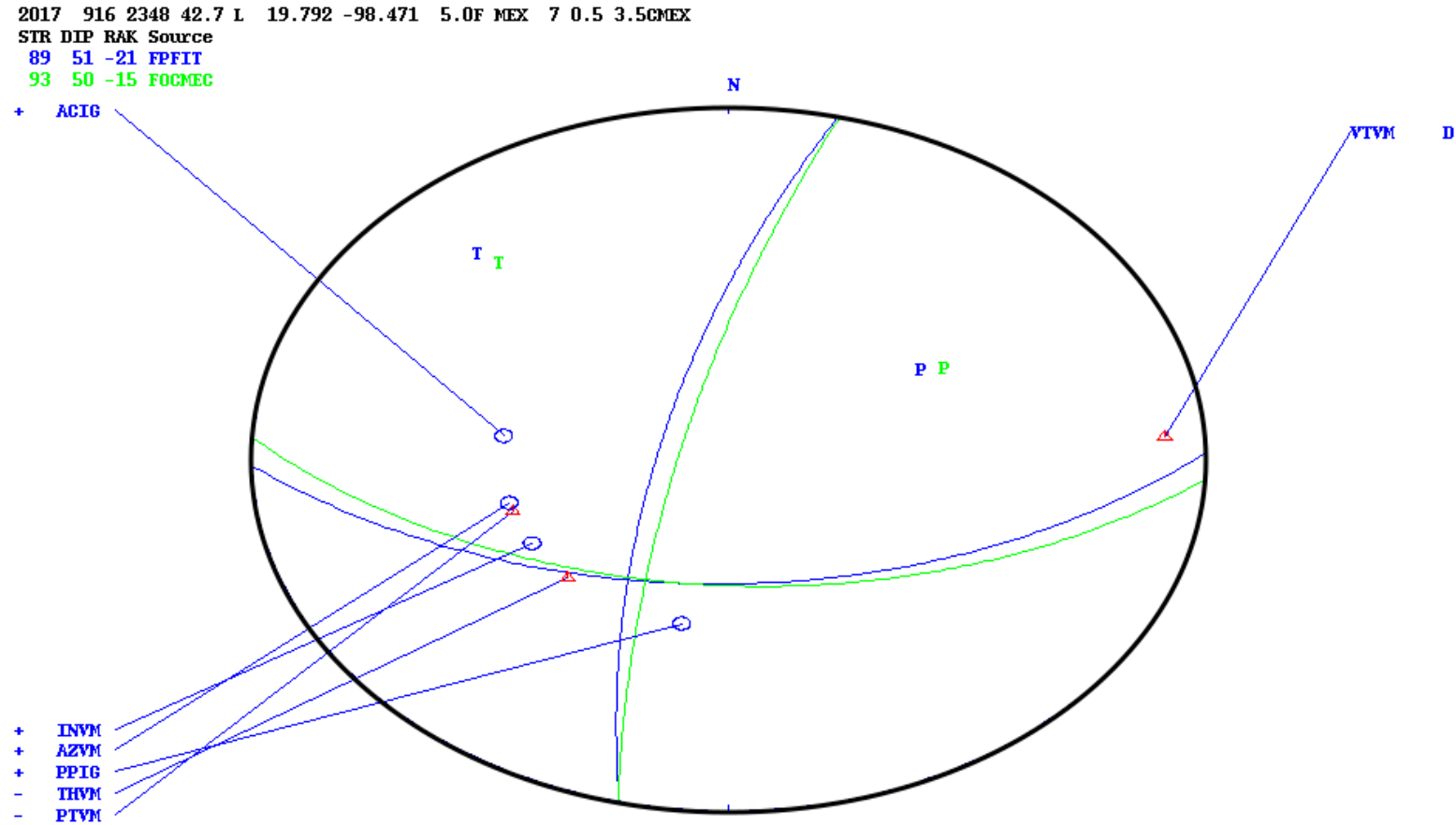


Figura B.14: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 16 de septiembre de 2017 a las 23:48:42 (UTC). Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2017 1110 1426 46.0 L 20.182 -99.137 10.5 MEX 6 0.3 3.6CMEX
 STR DIP RAK Source
 98 76 -81 FPFIT
 46 47 -55 FOCMEC

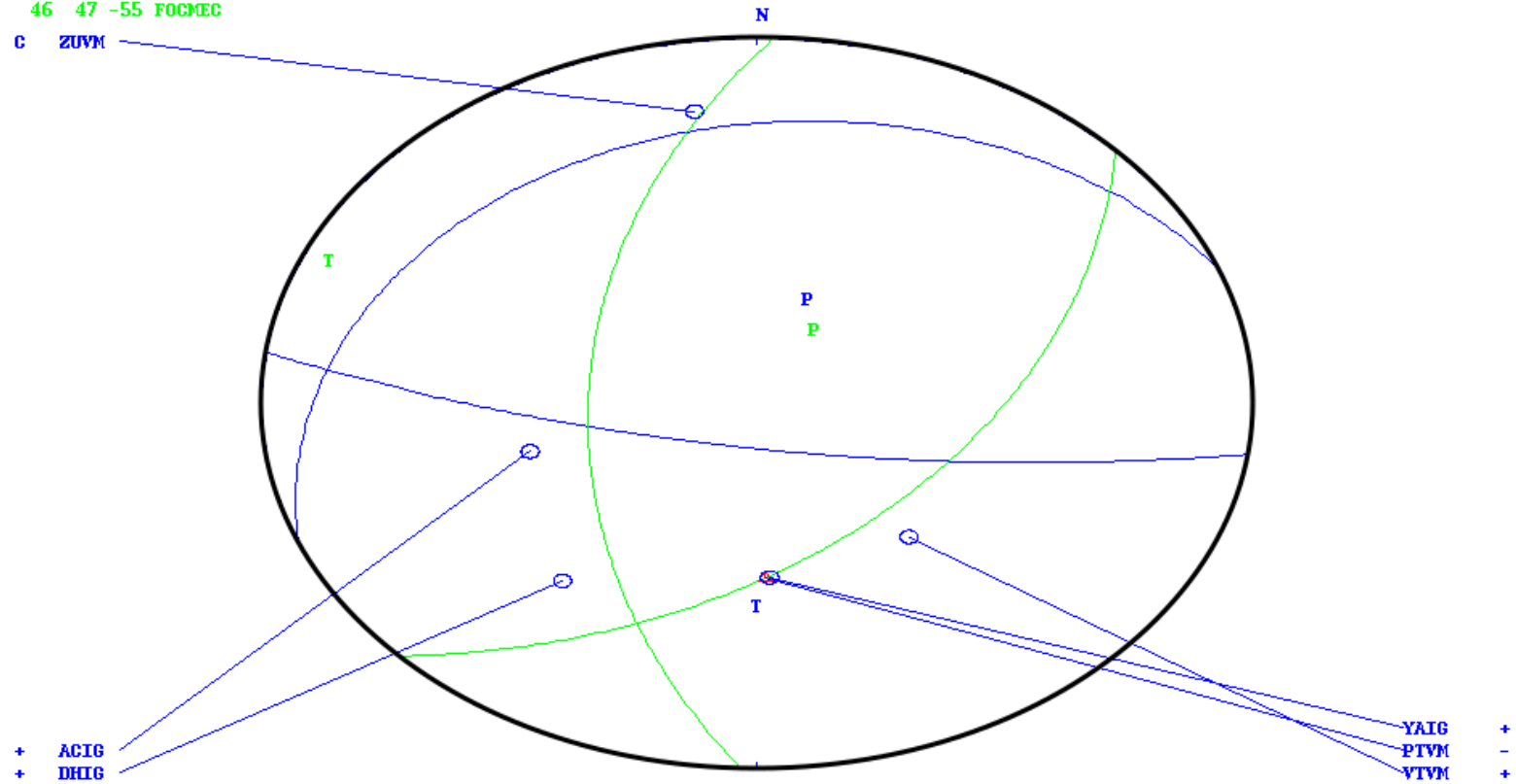


Figura B.15: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 10 de noviembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

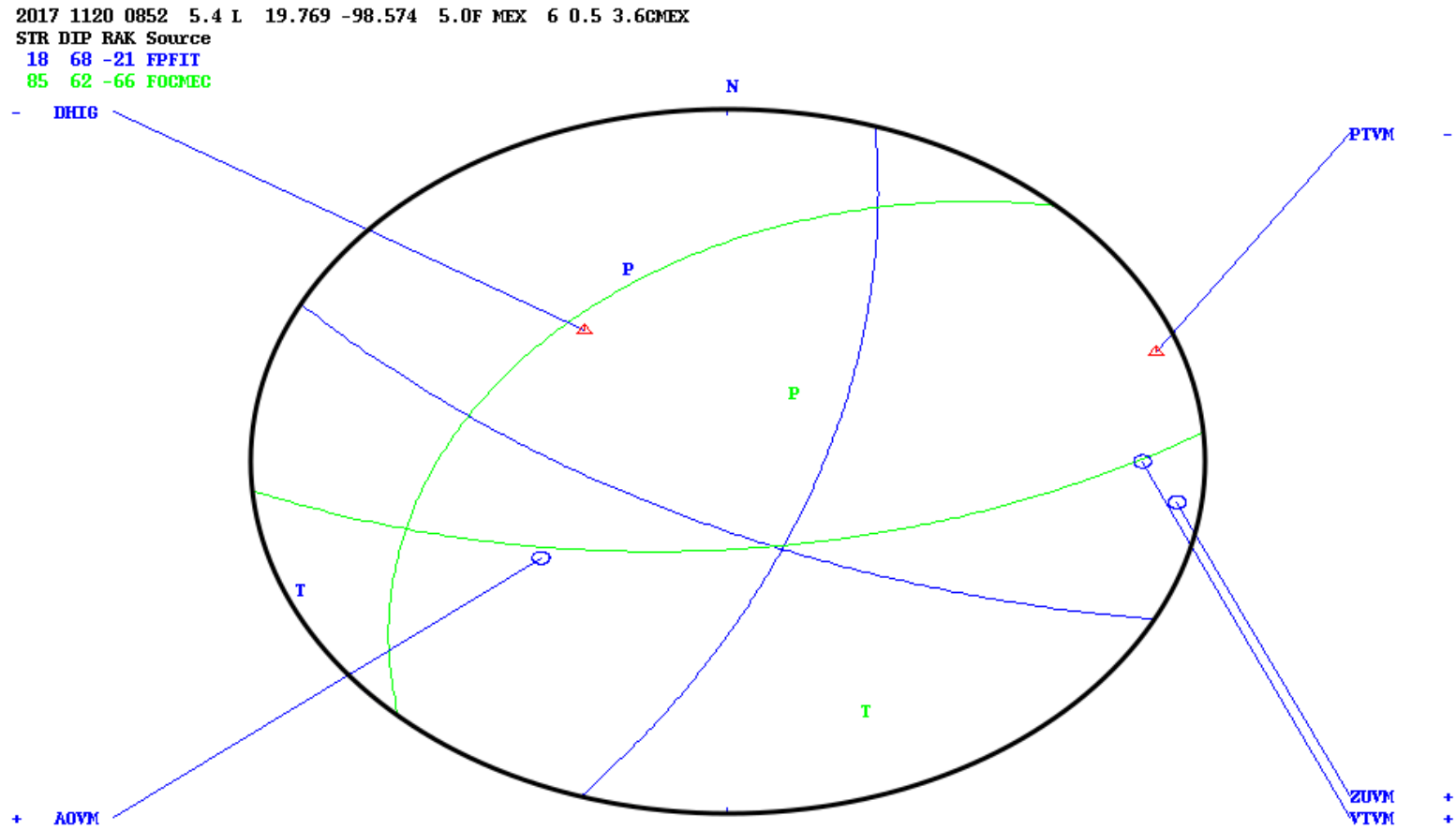


Figura B.16: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 20 de noviembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

2017 12 5 1129 0.9 L 20.785 -99.182 5.0F MEX 4 0.9 4.1CMEX
 STR DIP RAK Source
 35 78 137 FPFIT
 103 41 -57 FOCMEC

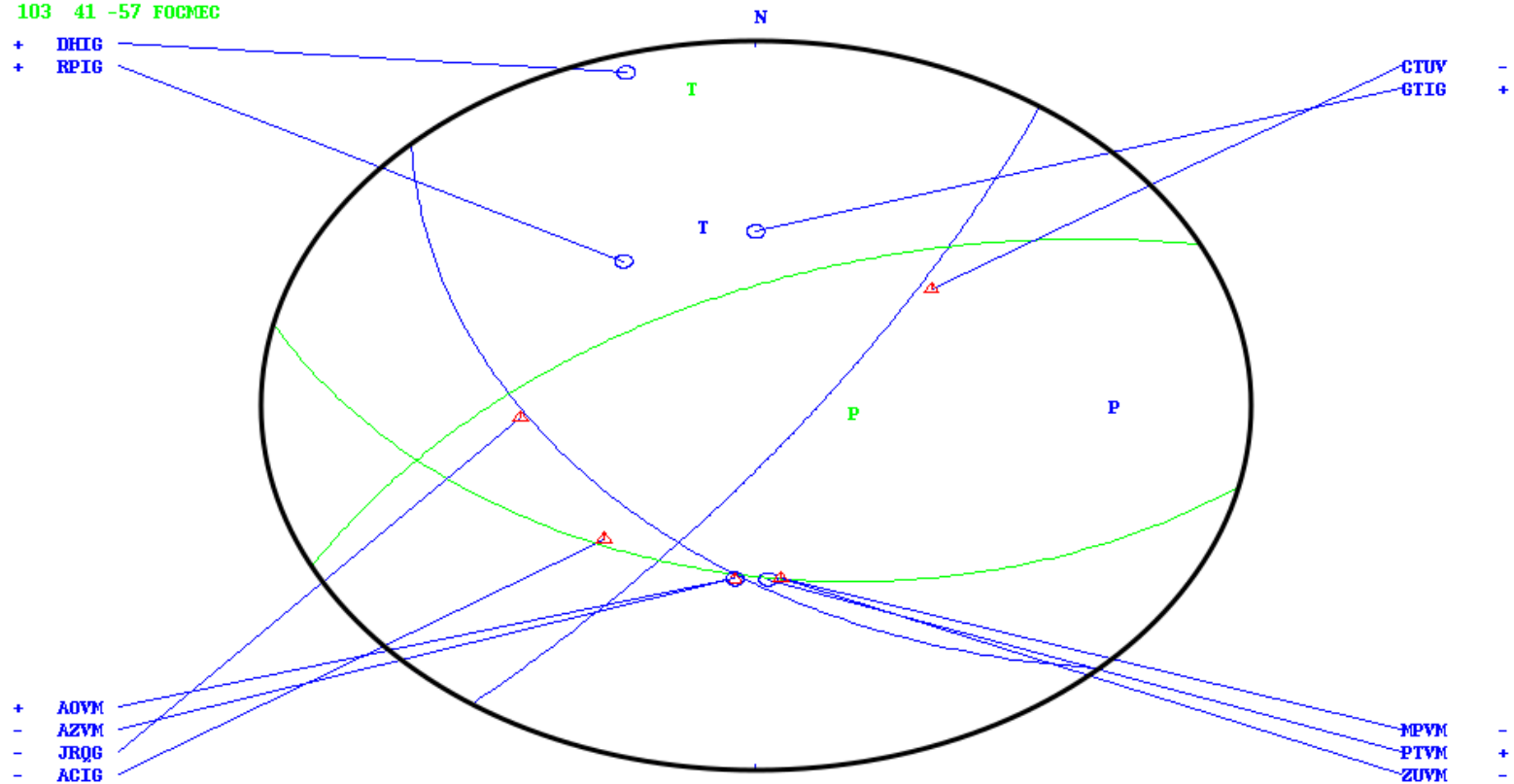


Figura B.17: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 5 de diciembre de 2017. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

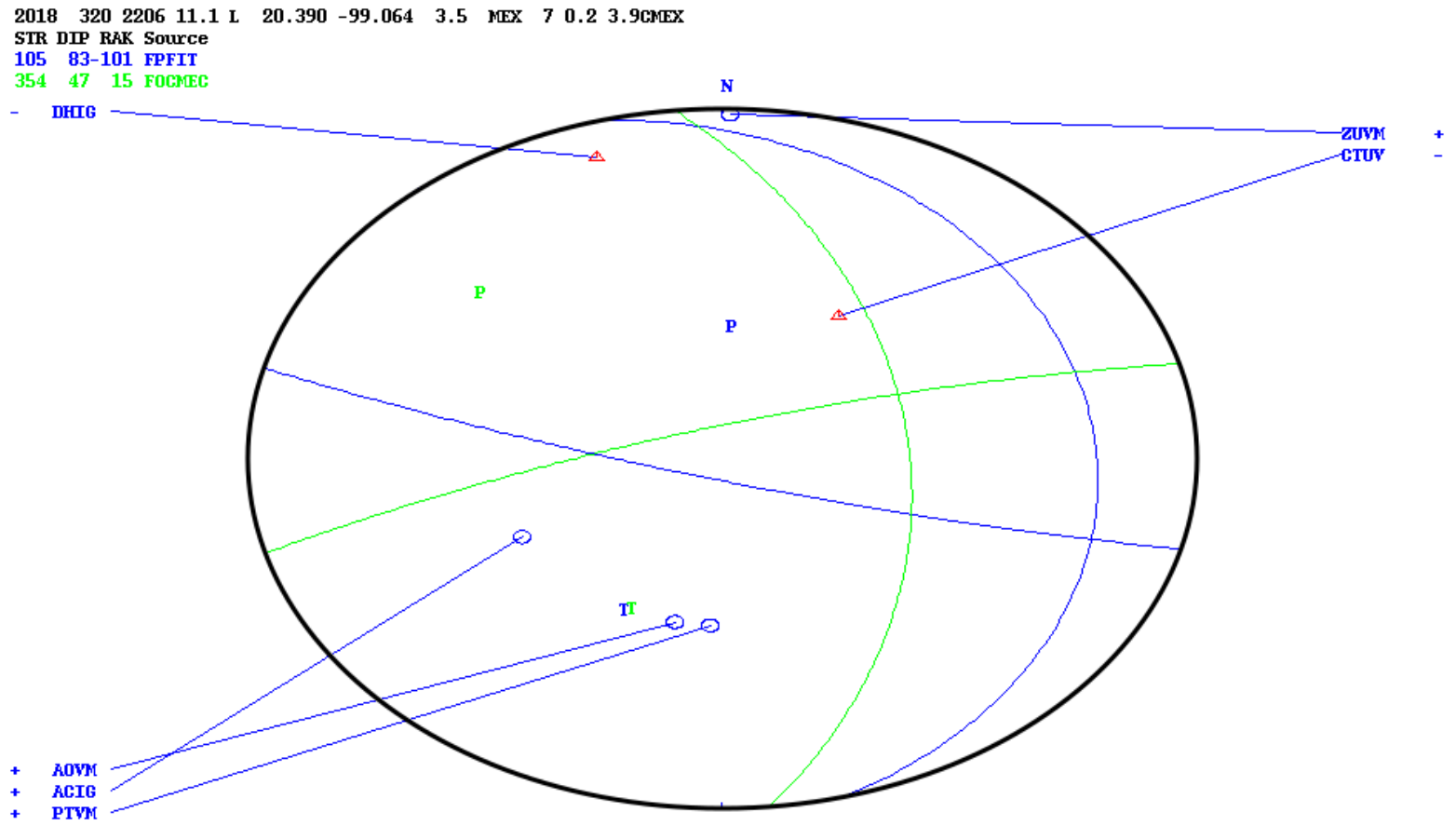


Figura B.18: Mecanismo focal obtenido con SEISAN para el epicentro del 20 de marzo de 2018. Mediante FPFIT (azul) y FOCMEC (verde). P indica el cuadrante compresivo máximo, T el cuadrante compresivo mínimo; “+” y “C” corresponden a compresiones, y “-” y “D” a dilataciones.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G. and López-Martínez, M. (2009). Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research - J VOLCANOL. GEOTHERM. RES.*, 179:133–148.
- Astiz-Delgado, L. M. d. I. A. (1980). *Sismicidad en Acambay, estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979*. Tesis profesional. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Britannica (2018a). Cizin. The Editors of Encyclopædia. Url=<https://www.britannica.com/topic/Cizin>.
- Britannica (2018b). Poseidon. The Editors of Encyclopædia. Url=<https://www.britannica.com/topic/Poseidon>.
- Britannica (2019). Applications of the seismograph. The Editors of Encyclopædia. Url=<https://www.britannica.com/science/seismograph/Applications-of-the-seismograph>.
- Campos-Enriquez, J., Rodríguez, M., Delgado-Rodríguez, O., and Milán, M. (2000). A contribution to the tectonics of the northern portion of the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334.
- Canet, C., Mora-Chaparro, J. C., Iglesias, A., Cruz-Pérez, M., Salgado-Martínez, E., Zamudio, D., Fitz-Díaz, E., Martínez-Serrano, R., Ríos, A., and Serra, J. (2017). Cartografía geológica para la gestión del geopatrimonio y la planeación de rutas geoturísticas: aplicación en el Geoparque Mundial de la UNESCO Comarca Minera, Hidalgo. *Terra Digitalis*, 1:1–7.
- Carrillo-Martínez, M. (1990). Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9.
- Carrillo-Martínez, M. (1998). Normal faulting in the Pathé geothermal area, Central Mexico. *Geofísica Internacional*.
- Closson, D. (2011). *Tectonics*. InTech Open, Rijeka.

- Dreier, J. (2005). The environment of vein formation and ore deposition in the Purisima-Colon vein system, Pachuca Real del Monte District, Hidalgo, Mexico. *Economic Geology*, 100.
- Eguiluz de Antuñano, S., García, M., and Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53:1–26.
- EOX IT Services (2017). Sentinel-2 cloudless. Url=<https://s2maps.eu/>.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 53:84–92.
- Frisch, W., Meschede, M., and Blakey, R. C. (2011). *Plate tectonics: continental drift and mountain building*. SpringerVerlag.
- Frédéric, E. and Ansan, V. (2002). Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°–99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, 359:189–208.
- García-Palomo, A., Macías, J., Jimenez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J., Arce, J., Layer, P., Santoyo, M., and Lermo-Samaniego, J. (2017). NW-SE Pliocene-quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., and Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*.
- García-Tovar, G., Martínez-Serrano, R., Solé Viñas, J., Correa-Tello, J., Núñez-Castillo, E., Ghullou, H., and Monroy-Rodríguez, E. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-cuaternario del Campo Volcánico Apan-Tecocomulco, Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32:100–122.
- GEBCO (2020). Imagery reproduced from the GEBCO 2020 grid, GEBCO. Compilation Group (2020) GEBCO 2020 Grid.
- Groeneveld, E. (2018). Loki. Url=<https://www.ancient.eu/Loki/>.
- Havskov, J. and Ottemoller, L. (2013). SEISAN EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE FOR WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX. Url=<http://seisan.info/>.
- Hess, D. and Tasa, D. (2014). *McKnight's Physical Geography: A Landscape Appreciation*. Pearson Education.
- INEGI (2017). Anuario estadístico y geográfico de Hidalgo, edición 2017. *Instituto Nacional de Estadística y Geografía*. Url=http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/Productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/nueva_estruc/anuarios_2017/702825095093.pdf.

- INEGI (2017). Mapa digital de México para escritorio v. 6.3 inegi y Proyecto Básico de Información 2017, INEGI. Url=<https://www.inegi.org.mx/servicios/wsinfogeo/default.html>.
- INEGI (2020). Cuéntame. Información por Entidad. Url=<http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/hgo/poblacion/densidad.aspx?tema=me&e=13>.
- Joshuardavis (2007a). Schmidt net. Url=https://en.wikipedia.org/wiki/Schmidt_net#/media/File:Schmidtnet.svg.
- Joshuardavis (2007b). Wulff net. Url=<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=3204585>.
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., and Quijano-León, J. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acozul Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38:279–293.
- Marshak, S. (2013). *Essentials of geology*. W.W. Norton.
- Martínez, M. and Suter, M. (1982). Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. libro guía de la excursión geológica de la región de Zimapán. *Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención geológica nacional*, pages 1–20.
- Martínez-Reyes, J. and Nieto-Samaniego, A. (1990). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 9.
- Missiakoulis, S. (2008). Aristotle and earthquake data: A historical note. *International Statistical Review*, 76:130–133.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, E., and Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratografía, paleoecología y tectónica del jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla), en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15.
- Oesler, E. (1992). Historical earthquake theories from Aristotle to Kant. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 48.
- OpenStreetMap (2020). Openstreetmap bajo open data commons open database license. Url=<https://www.openstreetmap.org/copyright>.
- Pérez, M. (2018). *Orientación real de sismómetros de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional por medio del análisis de componentes principales y polarización de ondas Rayleigh*. Tesis para optar al grado de Ingeniero Geofísico. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.

- Quintanar, L., Rodríguez-González, M. ., and Campos-Enriquez, J. (2004). A Shallow Crustal Earthquake Doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *The Bulletin of the Seismological Society of America*, 94.
- Rodríguez, C. (2012). *Análisis espacial geológico-minero para la definición de áreas de interés prospectivo en los municipios de Actopan y Pachuca, estado de Hidalgo, México*. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Rowan, C. (2009). 5 focal mechanisms. Url=<http://all-geo.org/highlyallochthonous/2009/12/5-focal-mechanisms/>. Thanks to Chris Rowan for letting me use this wonderful image.
- Salvador-Flores, R. (2001). *Origen, sedimentología y estratigrafía del paleolago de Amajac, Hidalgo*. Tesis para obtener el grado de Ingeniera geóloga. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sanpaz (2018). Components stress tensor cartesian. Url=<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=5668647>.
- Schettino, A. (2015). *Quantitative plate tectonics: physics of the earth- plate kinematics- geodynamics*. Springer.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Silva-Mora, L. (1997). Geología volcánica y carácter químico preliminar de las rocas de la región Tula-Polotitlán, estados de Hidalgo, México y Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14.
- Soto, J. (2012). *Sismicidad en el estado de Hidalgo durante 1997-2010*. Tesis para obtener el grado de Ingeniero Geofísico. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- SSN (2019a). Catálogo de sismos. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional. El catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (México) es posible gracias a todo su personal y producto de los cálculos realizados por su área de Análisis e Interpretación de Datos Sísmicos. Url=<http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo>.
- SSN (2019b). Sismos históricos: Sismo de 1912 en Acambay, Edo. de Mex. (M~6.9). Url=http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/1912/SSNMX_rep_his_19121119_acambay_M69.pdf.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publ.

- Suter, M. (1980). Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí States). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 4:19–31.
- Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 98:249–264.
- Suter, M. (2004). A neotectonic geomorphologic investigation of the prehistoric rock avalanche damming Laguna de Metztlán (Hidalgo State, east central Mexico). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Suter, M., Contreras, J., and Ochoa-Camarillo, H. (1997). Structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo and Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, pages 45–63.
- Suter, M., López-Martínez, M., Legorreta, O., and Martínez, M. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113:693–703.
- Suter, M., Martínez, M., López-Martínez, M., and Farrar, E. (1995a). The Aljibes half-graben—Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107:627–641.
- Suter, M., Quintero, O., and Johnson, C. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 971:11983–11993.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and Farrar, E. (1995b). The Acambay graben: active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Tectonics*, 14:1245–1262.
- Suárez, G. and García, V. (1996). *Los Sismos en la historia de México*. Fondo de Cultura Económica, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social.
- Sánchez-Rojas, E. and Osorio-Pérez, M. (2008). Geología y petrogénesis de los prismas basálticos, Santa María Regla, Hgo. *Revista GeoCiencia: Servicio Geológico Mexicano*.
- Tarback, E. and Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. Pearson, Prentice Hall, Madrid, España.
- Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., and Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57:227–283.

- Udías, A. and Mézcua, J. (1996). *Fundamentos de Sismología*. UCA Editores, Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, San Salvador.
- USGS (2018). Earthquakes: map showing locations of earthquakes epicenters recorded between 1960-1990 of magnitudes 4.0-7.0 (>7, 1897-1990). Url=<https://geomaps.wr.usgs.gov/parks/pltec/allegqs.pdf>.
- Vega, M. (2020). *Magnitud local y parámetros de atenuación para el estado de Hidalgo*. Tesis para optar al grado de Ingeniera Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Velasco-Belmont, R. (2009). *Introducción a la elasticidad*. Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Iztapalapa.
- Zúñiga, F., Pacheco, J., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G., Espíndola, V., and Nava, E. (2003). The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: Activation of an undocummented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 361:229–238.
- Zúñiga, R. (2010). El otro riesgo sísmico: los sismos en el centro de México. *Sociedad mexicana de ingeniería sísmica*, XI Simposio nacional de ingeniería sísmica.