



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Análisis del sismo del 19 de septiembre
del 2017 y su secuencia de réplicas**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A:

MIGUEL ANGEL MÉNDEZ ALARCÓN

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA



CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. MX., 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos	3
Resumen	9
Capítulo 1	10
1. Introducción	10
1.1. Motivación	11
1.2. Marco tectónico	12
1.3. Sismos intraplaca de profundidad intermedia	14
1.4. Revisión bibliográfica acerca del sismo del 19-09-2017	16
1.5. Sismos históricos en la región	18
Capítulo 2	19
2. Fuente de adquisición del conjunto de datos	19
2.1. Datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN)	19
2.2. Datos de Movimientos Fuertes (II)	23
2.3. Datos del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES)	25
2.4. Datos de G-GAP	27
2.5. Datos de la Red de Asistencia para Emergencia Sísmica (RAES)	29
Capítulo 3	33
3. Metodología	33
3.1. Inspección visual y metódica de los registros sísmicos.....	33
3.1.1. Seismic Analysis Code (SAC).....	33
3.2. Localización.....	35
3.2.1. Earthquake Analysis Software (Seisan)	35
3.2.2. Hypo.....	40
3.2.3. Relocalización con Doble Diferencial (DD).....	44
3.3. Magnitud.....	46

3.3.1. Magnitud coda M_c	47
3.3.2. Magnitud de momento M_w	49
3.4. Fuente sísmica	50
3.4.1. Tensor de momentos sísmicos (Dreger)	50
3.4.1.1. Problema directo	50
3.4.1.2. Funciones de Green	51
3.4.1.3. Inversión del Tensor de Momentos Sísmicos	53
3.4.1.4. Tensor de Momentos Sísmico	55
3.4.1.5. Cálculo del Tensor de Momento Sísmico	55
3.5. Mecanismos focales	60
3.5.1. Esferas Focales	62
3.6. Polaridades (Focmec).....	63
3.6.1. Uso de amplitudes	64
Capítulo 4	68
4. Resultados	68
4.1. Localización	68
4.2. Fuente	70
4.3. Réplicas (Seisan).....	80
4.4. Réplicas (HypoDD)	84
Capítulo 5	87
5. Análisis.....	87
5.1. Comparación de localización y mecanismo focal	87
5.2. Comparación de relocalizaciones	91
Conclusiones	93
Apéndice	98
Bibliografía	104

Agradecimientos

Mis principales agradecimientos a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por forjar mi humanidad y darme las bases para desarrollarme como profesional, creyendo en mí como estudiante.

A la Facultad de Ciencias al darme cobijo a lo largo de mis estudios, moldear mi pensamiento abstracto y ponerlo a disposición de la sociedad.

Al Instituto de Geofísica, en donde desarrollé este trabajo de tesis, que me abrió sus instalaciones mostrándome el amplio trabajo que se realiza en sus cubículos y proporcionarme la oportunidad de aprender de todo lo que comprende ser un sismólogo.

Al proyecto Papiit-DGAPA-UNAM#IN102618-2 que parcialmente financió este trabajo de tesis.

Al Dr. Arturo Iglesias Mendoza, mi asesor, quien me instruyo en toda mi tesis, me transmitió de su conocimiento, apoyo en cada decisión, me concedió una invaluable confianza ciega en mi persona y mi trabajo, otorgándome la luz necesaria en mi camino a concluir este trabajo de tesis. Sin duda, no sería la misma persona sin él.

Al Servicio Sismológico Nacional (SSN), por proporcionarme los datos del sismo del 19 de septiembre del 2017. Además, de permitirme desarrollarme en sus instalaciones como becario, adquiriendo la experiencia para analizar con mayor detalle este evento. También, me dio la oportunidad de conocer sus estaciones físicamente y ayudar a que trabajaran en las mejores condiciones. A las personas que laboran aquí por confiar en mí y proyectarme en mi trabajo.

Al instituto de Ingeniería (II), Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES) y al proyecto de la red G-GAP, quienes otorgaron un mayor número de datos para el estudio del evento del 19 de septiembre del 2017.

A mi jurado evaluador por el tiempo que me dedico en sus comentarios, correcciones, propuestas y sugerencias, con el objetivo de hacer de esta tesis un valioso trabajo.

Y sin olvidar a todas las personas que han creído en mí, mi familia y mis amigos.

Los Foo Fighters suenan a los Foo Fighters porque somos Taylor, Nate, Chris, Pat y yo. Si fuera alguien más, sonaría diferente. No es agradable perder a nadie, ni ver como alguien desaparece de tu vida, pero no estaríamos aquí si hubiera sido diferente con William. Ni estaríamos aquí si hubiera sido diferente con Franz. Me siento mal por lo malo y muy bien por lo bueno, pero no cambiaría nada.

Dave Grohl "Foo Fighters: Back and forth".

Agradecimientos personales

Agradecer siempre es la parte más difícil del ser humano, es aceptar que gracias a otro has logrado algún objetivo. ¿Cómo empezar hacerlo? Quizás contando una historia.

En el tiempo en el cual trabajé en una tesis de sismología, muchas personas preguntaban de dónde había obtenido la inspiración de tomar tal tema. Eso lo recuerdo muy bien.

Cuando tenía una muy corta edad salí con mis padres a ver una película, era tan pequeño que no recuerdo que película era, sin embargo, solo recuerdo en algún momento decir que quería ser investigador de cosas.

Dos sucesos atrajeron mi atención, la explosión del volcán Popocatepetl (1997-1999) el cual podía lograr ver sentado desde la azotea de mi casa y el sismo del 30 de septiembre de 1999 en Oaxaca de 7.4 de magnitud, el cual viví bajando de las escaleras de mi primaria sin entender por qué no podía controlar mis movimientos. Esos dos sucesos quedaron bien presentes en mí. Así fue como tomé la decisión de llegar a estos temas sin importar cuál fuera mi camino.

Este trabajo es la ilusión del niño que vivió estos eventos, pero también, es de las personas que me acompañaron a realizar estos sueños. Este trabajo no sólo es mío, es de cada persona que me acompañó en todo este camino, porque yo soy un poco de todas estas personas.

Soy mi madre (Rosi) que es mi mayor ejemplo y fortaleza en cada paso que he dado, mi soporte en los momentos difíciles y mi sonrisa en cada objetivo cumplido. No sé si sea la mejor mamá, pero es la ideal para mí.

Soy mi abue (Carmen) que es el pilar en una familia que individualmente no es perfecta pero junta es el mejor apoyo que puedes esperar.

Soy mis tíos (Armando, Dora, David, Humberto y Gerardo) porque tengo la personalidad de todos y con ello he afrontado cada decisión en mi vida.

Soy mi padre (Jorge) que siempre me ha hecho saber que soy el mejor.

Soy mi tía (Magda) la cual siempre he visto como una madre y nunca nos ha dejado naufragar solos.

Soy mi secundaria (Emilio, Ricardo y Miguel) que una plática con ellos puede resultar la luz en un momento de oscuridad.

Soy mi prepa (Samuel, Víctor, Hugo, Alejandro, Rodrigo, Ivonne y Damarix) que a pesar de la distancia están más cerca que nunca.

Soy mi facultad (Naremi, Rebeca y Azucena) que me acompañan con la más pura confianza que alguien pudiera esperar.

Soy mi tesis (Dr. Arturo, Óscar, Jorge, Mauricio, Antonio, Sergio y Miguel) que me entregaron toda su sabiduría y sobre todo una fe invaluable.

Soy las personas que estuvieron en mi camino y me regalaron de su tiempo y su alegría.

“Me siento mal por lo malo y muy bien por lo bueno, pero no cambiaría nada.”

Hoy no sé cuál sea mi camino, pero deseo que estas personas estén, para que la caminata sea placentera a nuestro finito.

Resumen

El 19 de septiembre del 2017 aconteció un evento sísmico que genero el objetivo de diferentes caracteres de poder estudiarlo. En este trabajo de tesis se determinaron diferentes parámetros que surgen después de un evento sísmico de gran magnitud. Entender este suceso conlleva investigar la historia de sismos con peculiaridades e incidentes similares al estudiado, con esta finalidad, la primera sección expone algunos eventos durante la historia con particularidades semejantes. Posteriormente, para adquirir parámetros que nos expliquen el paralelismo con eventos anteriores, se expone las redes de datos manipuladas en esta investigación que generar la segunda mitad de este trabajo.

En esta segunda mitad se agrupan la teoría y el procedimiento, donde se exponen los pasos seguidos para generar los resultados que se expones en la parte final de este trabajo, sumado deducciones presentadas y debatidas al final.

Los detalles de este sismo, ocurrido a las 13:14:39.8 horas del centro de la Ciudad de México (18:14:39.8 *UTC*) a tan solo 130 *Km* del centro de México. Se realiza un análisis que nos proporciona las siguientes características; un epicentro en la ciudad de Puebla con 18.344 de latitud (N), -98.676 de longitud (W) y una profundidad de 52.1 *km*.

Un segundo procedimiento muestra una magnitud de 7.16 *M_w* ($M_0 = 6.74 \times 10^{26}$ (dyne x cm)) con un mecanismo focal de tipo normal, con azimut (strike)=312°, echado (Dip) =38° y desplazamiento (rake)=-61° y una profundidad de 52 *km*.

Este sismo genero 15 réplicas en total, las cuales se localizaron por el software de Seisan y su magnitud por Coda en cada evento. Además, se generaron mecanismos focales por Focmec y Hash para contrastar con el mecanismo del sismo principal. Por último, se aplicó HypoDD para realizar una relocalización y generar mejores resultados, con el fin de encontrar el plano de falla del sismo principal.

Capítulo 1

Introducción

Es indiscutible el hecho de que México ha demostrado ser un país con alta actividad sísmica, debido principalmente a la interacción de cinco placas tectónicas (Imagen 1.1) que presentan diferentes movimientos entre sus límites. Debido a esto, se generan gran cantidad de sismos que a diario se localizan y reportan por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). La mayoría de los sismos son los denominados interplaca, es decir, los sismos que se originan en los límites de placas que en su mayoría se caracterizan por ser someros (5km a 15km de profundidad), sin embargo, también se surgen muchos sismos intraplaca donde la profundidad varía.

El 19 de septiembre del 2017 al sur de la ciudad de México, ocurrió uno de los sismos más importantes de las últimas décadas, debido a los daños provocados y al número de personas que perdieron la vida. Este sismo fue clasificado como intraplaca, ya que la ruptura ocurrió dentro de una placa tectónica y no del contacto entre dos placas. La sismicidad intraplaca es menos frecuente que la sismicidad interplaca (Singh *et. al.*, 2015.⁴⁰). Pero son sismos igual de catastróficos para asentamientos humanos, que son vulnerables por la poca cultura de construcción.

Uno de los puntos importantes es conocer con precisión algunas de las características básicas del sismo, como son, la localización geográfica, profundidad, magnitud, mecanismo focal, número de réplicas, etc. Por lo cual, queremos analizar los datos generados por el sismo, y que estos nos ayuden a entender y explicar las particularidades de este evento.

1.1 Motivación

Los sismos han creado un miedo a la sociedad por el desconocimiento que representan estos fenómenos, sin embargo, el vivir y ver con propios ojos todo lo generado por un sismo de gran magnitud y el asombro que genera la impotencia de no poder realizar algún movimiento ha formado una fascinación propia por esta clase de fenómenos. Y que mejor manera de comprender este fenómeno natural que realizando un trabajo el cual me acerque al ámbito de la sismología y aun mejor, siendo un sismo de propia vivencia e importancia.

Es importante introducirme al tema estudiando la información presentada tiempo después del acontecimiento, por ello, en este inicio de investigación se abordan las características sociales y científicas básicas del 19 de septiembre del 2017. A las 13:14:40 hora del centro de México, el SSN reportó un evento sísmico en el estado de Puebla con el límite del estado de Morelos, este presentó una magnitud de momento sísmico $M_w = 7.1$ que provocó desastres en los municipios alrededor de su epicentro que más adelante mencionaremos. Los daños más notables, tanto materiales como humanos se presentaron en la Ciudad de México; donde colapsaron 38 edificios y alrededor de 360 personas perdieron la vida. Cabe mencionar que 11 días antes a este sismo, hubo un temblor en las costas de Oaxaca, en la trinchera de Tehuantepec con magnitud de $M_w = 8.1$, que fue percibido en la Ciudad de México. En conjunto, estos dos sismos han causado el temor de las personas sobre estos fenómenos naturales y sus causas. De aquí nace mi interés de estudiar a detalle este hecho y lograr encontrar respuestas acerca de la naturaleza de su origen y de las réplicas asociadas. Asimismo, este trabajo encuentra su motivación en aportar resultados interesantes a la comunidad científica y dar las respuestas necesarias a la sociedad, para entender de mejor manera todo lo ocurrido esta fecha.

Es importante mencionar que este sismo es, probablemente, el evento mejor instrumentado debido al número de redes sísmicas instalados en el país y que estas diferentes redes rodearon en todo su azimut al evento. Dando como resultado un gran número de datos e información que nos ayuden a entender este sismo. Además, estos datos serán de ayuda para detallar la localización de réplicas y las características del sismo principal.

1.2 Marco tectónico

A lo largo del tiempo se han registrado una gran variedad de sismos en la República Mexicana, ya que se encuentra dentro de las regiones sísmicamente más activas por la frecuente actividad entre las placas tectónicas y en fallas geológicas activas dentro de nuestro país. Esta gran actividad ha moldeado la forma geológica que conocemos hasta ahora. Por ejemplo, en la costa del Pacífico mexicano resalta la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo la placa continental de Norte América. Esta subducción es la causante de la alta actividad sísmica del país. Estos sismos generados en la cercanía de las costas presentan un gran peligro a las poblaciones costeras además de afectar ciudades importantes del centro del país como la Ciudad de México. Numerosos ejemplos se pueden mencionar de estos efectos a la Ciudad de México, como son los relacionados a los sismos de las fechas de 7 de junio de 1911 ($M_s = 7.9$) Jalisco, 17 de junio de 1928 ($M_s = 8$) Pinotepa Nacional, 28 de julio de 1957 ($M_s = 7.7$) Acapulco, 14 de marzo de 1979 ($M_w = 7.6$) Petatlán, 19 de septiembre de 1985 ($M_w = 8.1$) Michoacán (Nava, 2002.³).

En el caso específico de la Ciudad de México los daños de estos sismos costeros son debido a las amplificaciones y largas duraciones que provocan las condiciones del tipo de suelo en las que está construida la ciudad. “Todo indica que se debe a que se localiza en uno de los bordes del antiguo lago precortesiano de Tenochtitlan, en la zona de transición entre el suelo blando y el suelo duro, región donde se han podido simular efectos de duraciones anómalamente largas” (Cruz-Atienza *et. al.*, 2016.¹⁴).

Algunas de las características tectónicas más relevantes en términos de sismos y mostradas en la Imagen 1.1, son:

- La placa del Pacífico (Pa) que comprende la zona de la península de Baja California y delimita con la placa de Norteamérica, la placa de Rivera y la placa de Cocos.
- La placa del Caribe (Ca); se posiciona al sur del país en el estado de Chiapas hacia Centro América, generando sismos por el contacto con la placa de Cocos. Sin embargo, no es claro

el contacto en estas dos placas, por lo que en la (Imagen 1.1), con la línea punteada se muestra otra posible posición de la placa del Caribe.

- La placa de Rivera (Ri) se encuentra en el sur de la península de Baja California frente a las costas de Sinaloa, Nayarit, Jalisco y Colima. Presenta una subducción bajo la placa de Norteamérica y ha sido causante de sismos de grandes magnitudes en la historia de México.
- El mayor porcentaje del territorio mexicano pertenece a la Placa de Norteamérica (NA), la cual presenta un mayor número de sismos al tener un límite convergente con la placa de Cocos (Co); esta se encuentra en las costas de Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca al suroeste del país. El comportamiento entre estas dos placas es nuestra zona de estudio para este trabajo.

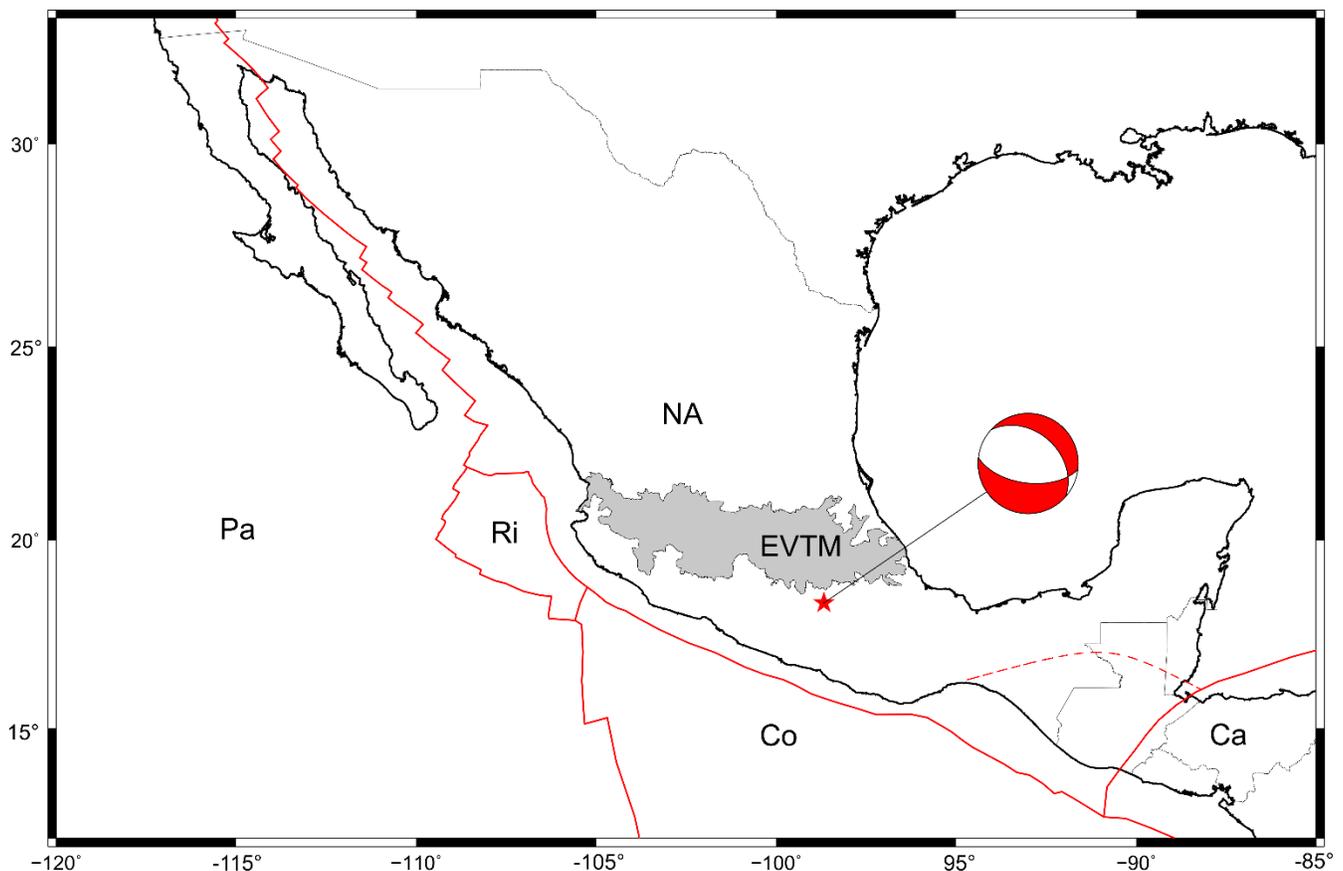


Imagen 1.1 Mapa que muestra las cinco placas tectónicas en el territorio mexicano; además, del Eje Volcánico Transversal Mexicano junto se muestra el epicentro del sismo del 19 de septiembre del 2019.

En resumen, podemos ver que la República Mexicana se encuentra sobre cinco placas tectónicas que generan la actividad sísmica que se ha presentado en tiempos recientes, como en toda su

historia. El estudio de la sismicidad asociada a los límites de estas placas en el interior de ellas nos proporciona información valiosa para entender de mejor manera la forma y comportamiento de cada placa.

1.3 Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Las características sísmicas principales entre las placas son los sismos profundos o corticales intraplaca y sismos de subducción interplaca (Singh *et. al.*, 2015.⁴⁰). En lo que se refiere a los sismos interplaca, son los generados en su mayoría por el límite convergente entre la placa de Norteamérica y la placa de Cocos, donde se presentan el mayor número de sismos registrados por el proceso de subducción en donde la placa de Cocos (Oceánica) se está hundiendo por debajo de la placa de Norteamérica (Continental). La placa de Cocos subducida tiene una forma particular y se mantiene horizontal entre 120-150 kilómetros de profundidad bajo la placa (Pérez-Campos *et al.*, 2008.³⁵) de Norteamérica. Por otra parte, los sismos intraplaca suceden dentro de las placas (Imagen 2.1) y debido a esto, este tipo de sismos son mucho menores en número (aunque no son inusuales).

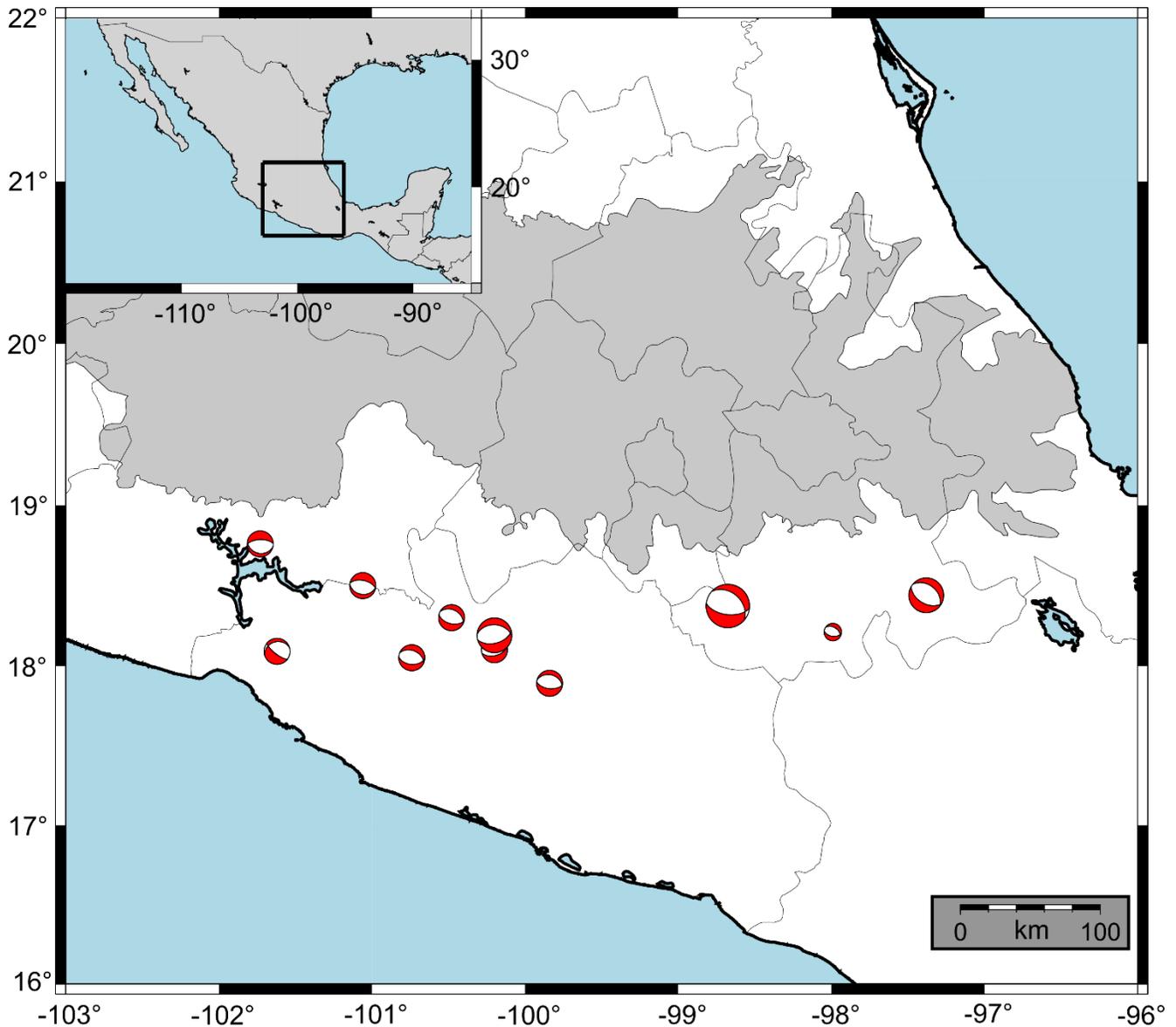


Imagen 2.1 Sismos con profundidad intermedia (mayores a 40 km) y magnitud mayor a 4, dentro del territorio mexicano. Solo se presentan los sismos con un mecanismo focal tipo normal, ya que son sismos con características intraplaca.

El sismo del 19 de septiembre del 2017 presentó un reporte con características intraplaca que ocurrió a 123 km al sureste del centro de la Ciudad de México con una profundidad de 57 km en la placa oceánica de Cocos. Los sismos intraplaca, de profundidad intermedia, ocurren por esfuerzos extensivos a lo largo de la placa y sus mecanismos focales relacionados al fallamiento se les conoce con el nombre de falla tipo “normal”.

1.4 Revisión bibliográfica acerca del sismo del 19-09-2017

Un punto a resaltar del sismo del 19 de septiembre, es que, presentó una magnitud mayor a 7 y su epicentro se encuentra dentro del continente, a tan solo 130 kilómetros del centro de la Ciudad de México. Las redes del SSN, II, CIRES, G-GAP y RAES (Mencionadas en el capítulo dos de este trabajo) son estaciones sísmicas que rodeaban el epicentro y obtuvieron una mejor información sobre el sismo, además, se desplegaron equipos de la Red de Asistencia para Emergencia Sísmica (RAES) en Jolalpan, Huehuetlán el Chico y Pilcaya, municipios cercanos al epicentro para obtener datos de las réplicas consecuentes al sismo principal, estas réplicas se dan en su mayoría en el área de ruptura del sismo principal. Las réplicas se generan en zonas que no rompieron durante el sismo principal y que la energía de deformación no es consumida durante el sismo principal. Sin embargo, el número de réplicas fue limitado, ya que este sismo liberó o transformó mucha de su energía de deformación en ondas y quedó poca energía almacenada en la zona de ruptura. Esto generó un número pequeño de réplicas.

Por otro lado, los daños provocados fueron de gran relevancia para los municipios alrededor del epicentro, constatando así lo destructivo del evento sísmico. Un ejemplo es Pilcaya, un municipio que sufrió de graves daños en las estructuras de las viviendas del lugar (Imagen 3.1).



Imagen 3.1 Casa e iglesia en Pilcaya, Puebla. Daños generados por el sismo, donde el epicentro se encuentra a 19 Km de Pilcaya.

Cabe mencionar que además de los daños localizados en la Ciudad de México, los estados alrededor del epicentro tuvieron daños considerables; entre las entidades federativas afectadas se encuentran, Guerrero, Estado de México, Morelos, Oaxaca, Puebla y Tlaxcala (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2017.¹⁶). Tan solo en la Ciudad de México, el 40% de las viviendas sufrieron daños con 44 puntos de posible derrumbe y 9 inmuebles colapsados. Morelos que presentó daños en 13 de los municipios, entre los que se encuentra Cuernavaca, Yecapixtla, Yautepec, Cuautla y Xochitepec. Puebla declaró una emergencia para 112 municipios poblanos, esto significa el 51% de los municipios del estado; donde los mayores daños se presentaron en el corredor de Atlixco, Izúcar y la Mixteca. Por último, también afectó el Estado de México donde se registraron caída de bardas y hundimientos en los municipios de Santiago Tianguistengo, Toluca, Ecatepec, Tlalnepantla y La Paz. Sin olvidar los daños que presentó el estado de Oaxaca sumados al sismo del 7 de septiembre del 2017 (Animal Político website, 2017.⁶).

Para tratar de buscar un antecedente con respecto a los daños causados por este evento sísmico se realizó una búsqueda de sismos históricos en esta región con niveles de daño importante en esta zona del centro del país. Para esto consultamos el portal de Sismos Históricos de México del Instituto de Geofísica de la UNAM (Sismos Históricos de México, IGEF UNAM.⁴²). Este contiene en su catálogo sismos previos a 1900, y presenta una búsqueda por fecha, zona macro sísmica, estado y localidad. La búsqueda que realizamos fue por coordenadas, donde resultó que no existe un sismo con epicentro en Puebla o Morelos que haya provocado tan grandes daños. Para confirmar esta información nos acercamos con el Dr. Gerardo Suárez Reynoso encargado de la plataforma y nos platicó del método que aplico él con sus estudiantes para realizar una localización y dar magnitud basados únicamente en la intensidad y aplicando ecuaciones de las que obtuvieron resultados. Pero hizo énfasis que no se conoce un evento sísmico que tenga características destructivas como el sucedido el 19 de septiembre del 2017.

1.5 Sismos históricos en la región

En tiempos recientes debemos mencionar que hay dos sismos importantes que sucedieron en Puebla:

- El 24 de octubre de 1980 un evento de 7.0 de magnitud con epicentro en Huajuapán de León, a 19 kilómetros al oeste de Acatlán de Osorio; ocurrió a las 8:54 horas y cimbró los estados de Puebla, Morelos, Oaxaca, Estado de México y la Ciudad de México, cobrándose la vida de 50 personas (Yamamoto *et. al.*, 1984.⁵¹).
- El 15 de junio de 1999 al suroeste de Tehuacán Puebla, un sismo de $M_w = 7.0$ de magnitud y profundidad de entre 60 y 80 km a las 15:41 horas, el sismo se percibió en el Estado de Tlaxcala, Veracruz, Guerrero, Morelos y en la Ciudad de México. Donde la mayoría de daños ocurrieron en el centro de Puebla (Sergio M. Alcocer *et. al.*, 1999.⁵³).

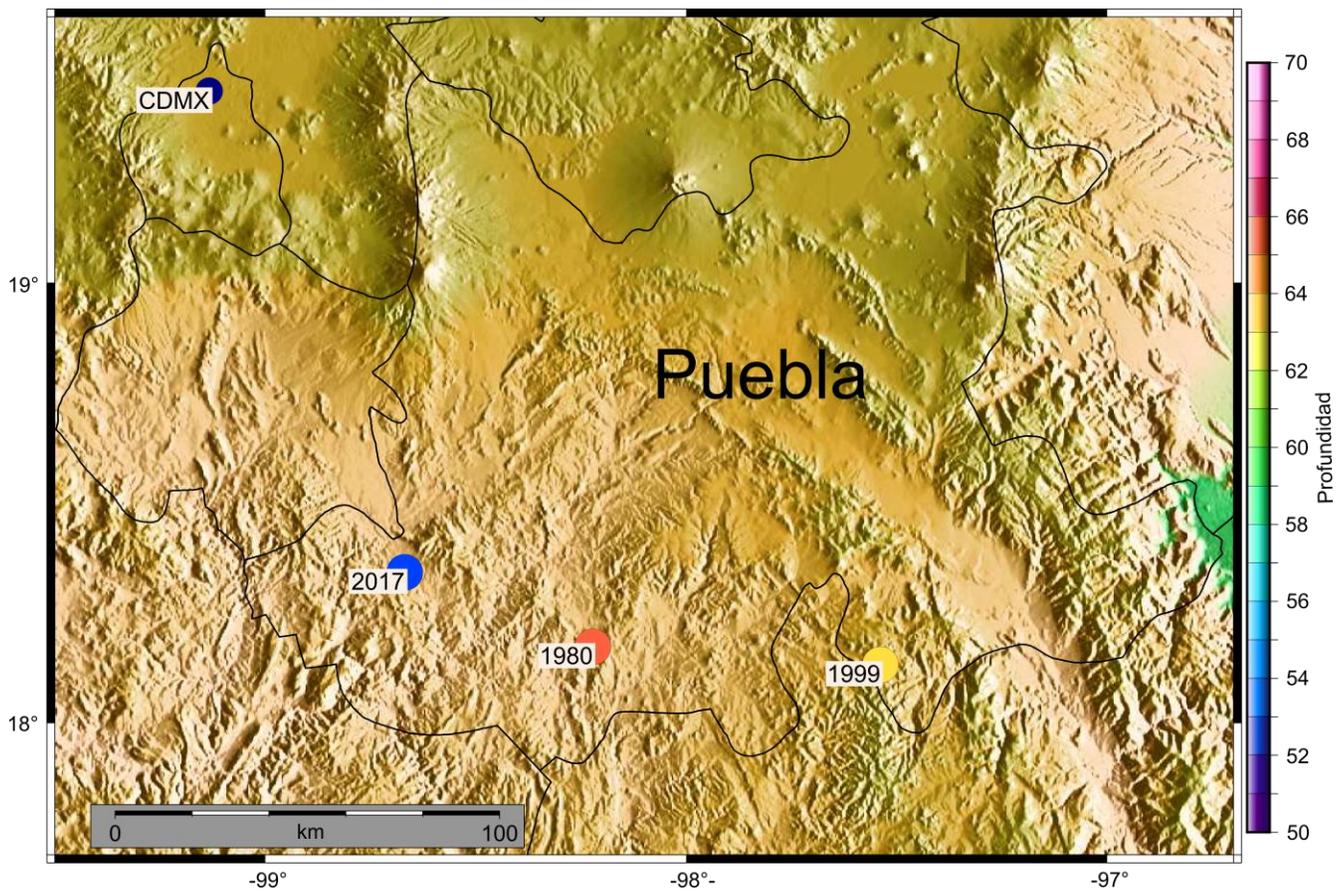


Imagen 4.1 Mapa con los epicentros de los sismos de la región. Los colores representan la profundidad de cada uno.

Agregando al sismo de 19 de septiembre del 2017, tenemos estos dos eventos de gran relevancia que causaron estragos a la población y es conveniente decir que la intensidad de movimiento para la ciudad de México provocadas por sismos intraplaca es similar a los sismos de subducción como el de 1985 que presentó una magnitud de 8.1. Es por esto que el peligro por sismos intraplaca es igual de grande como los sismos de subducción, que ocurren en las costas del Pacífico Mexicano.

Capítulo 2

Fuentes de adquisición del conjunto de datos

Las diferentes redes sísmicas situadas en la república mexicana registraron tanto el sismo de 7.1 de magnitud del 19 de septiembre como sus réplicas con magnitud mucho menor. Estos registros constituyen la base para su estudio.

En el ejercicio de localización del sismo de magnitud de 7.1, se utilizaron las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN), los acelerómetros de Centro de Instrumentación y Registro Sísmico A. C. (CIRES) e Instituto de Ingeniería, mientras que las réplicas se registraron en las estaciones que se encontraban más cercanas, utilizando la red de G-Gap y Red de Atención a Emergencias Sísmicas (RAES).

Para poder explicar el proceso de localización, es de gran importancia que detallemos el proceso de adquisición de datos, así también, hablemos de las instituciones que facilitaron estos.

2.1 Datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN)

El Servicio Sismológico Nacional (SSN) fue fundado en 5 de septiembre de 1910. Su centro de operaciones se encontraba en la Estación Sismológica Central de Tacubaya, en los primeros 13 años contaba con 9 estaciones autónomas las cuales aumentaron en los años siguientes (Kostoglodov & Pacheco.¹³). Fue hasta el año de 1929 cuando pasó a ser parte de la UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México) y posteriormente en 1949 queda adscrito al Instituto de Geofísica (González & Robles, 2010.²¹).

El SSN tiene como misión registrar, almacenar y distribuir datos del movimiento del terreno e informar la sismicidad del país a las autoridades correspondientes y a la población en general. Con estos propósitos, el SSN cuenta con 61 estaciones de banda ancha. Los equipos de banda ancha son

sismómetros con capacidades de respuesta para altas frecuencias (ej. 200 Hz) y periodos muy largos (ej. 360 segundos). El SSN cuenta con equipos con respuesta de 120, 240 y 360 segundos de periodo, así logra captar movimientos terrestres de origen local, regional o telesísmicos.

Las estaciones sísmicas del SSN son fijas y están equipadas con los siguientes instrumentos: sensores triaxiales que permiten registrar ondas sísmicas con una frecuencia de velocidad del suelo entre 100 Hz y 120s, un acelerómetro que registra aceleraciones del movimiento del suelo dentro de un espectro, un registrador con digitalizador de 24 bits, antena GPS que permite obtener una referencia de tiempo de alta precisión y un enlace satelital que se controla con un controlador de transmisión satelital, también cuentan con detectores de tormentas, regulador de voltaje, un regulador de corriente (UPS) de los instrumentos sísmicos y un sistema satelital.

Adicionalmente, las estaciones del SSN cuentan con un sensor GPS de alta precisión que permite observar deformaciones del alrededor de algunos milímetros.

Las estaciones de SSN de la Tabla 1.2, fueron empleadas para realizar la localización del sismo de magnitud 7.1 como de algunas réplicas (Imagen 1.2) para generar el tensor de momento sísmico (Imagen 2.2).

Tabla 1.2 Nombre y localizaciones de las estaciones utilizadas de la red del Servicio Sismológico Nacional.

<i>Estación</i>	<i>Ubicación</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (W)</i>
<i>YAIG</i>	Yautepec, Mor.	18.862	-99.066
<i>FTIG</i>	Fresnillo de Trujano, Oax.	17.907	-98.132
<i>PPIG</i>	Popocatepetl, Mex.	19.067	-98.628
<i>PLIG</i>	Platanillo, Gro.	18.392	-99.502
<i>TLIG</i>	Tlapa, Gro.	17.562	-98.566
<i>MEIG</i>	Mezcala, Gro.	17.925	-99.619
<i>HLIG</i>	Huajuapán de León, Oax.	17.829	-97.803
<i>TPIG</i>	Tehuacán, Pue.	18.420	-97.361
<i>TXIG</i>	Tlaxiaco, Oax.	17.253	-97.767
<i>ARIG</i>	Arcelia, Gro.	18.280	-100.347
<i>TOIG</i>	San Martín Toxpala, Oax.	18.095	-97.064
<i>DAIG</i>	Dos Arroyos, G.ro	17.021	-99.650
<i>YOIG</i>	Yosondúa, Oax.	16.856	-97.545

<i>CAIG</i>	El Cayaco, Gro.	17.048	-100.267
<i>DHIG</i>	Demacú, Hgo.	20.300	-99.035
<i>PNIG</i>	Pinotepa Nacional, Oax.	16.392	-98.127
<i>OXIG</i>	Oaxaca, Oax.	17.072	-96.732
<i>PEIG</i>	Puerto Escondido, Oax.	15.998	-97.147
<i>HUIG</i>	Huatulco, Oax.	15.769	-96.108
<i>RPIG</i>	Río Verde, SLP.	21.884	-99.982
<i>TUIG</i>	Tuzandepetl, Ver.	18.033	-94.422
<i>MMIG</i>	Maruata, Mich.	18.288	-103.345
<i>GTIG</i>	Gómez Farías, Tams.	23.066	-99.169
<i>AAIG</i>	Aguascalientes, Ags.	21.968	-102.567
<i>TGIG</i>	Tuxtla Gutiérrez, Chis.	16.778	-93.122
<i>ZAIG</i>	Zacatecas, Zac.	22.762	-102.567
<i>ANIG</i>	Ahuacatlán, Nay.	21.053	-104.520
<i>CJIG</i>	Chamela, Jal.	19.499	-105.043
<i>CCIG</i>	Comitán, Chis.	16.281	-92.136

En particular se les dio mayor peso a estas estaciones para concretar la localización del sismo principal. Igualmente se utilizaron datos de otras estaciones del SSN, pero no se incluyeron en la localización, ya que al encontrarse retiradas al hipocentro provoca que la profundidad disminuya. Esto sucede porque el programa de SEISAN calcula la profundidad considerando que la tierra es plana.

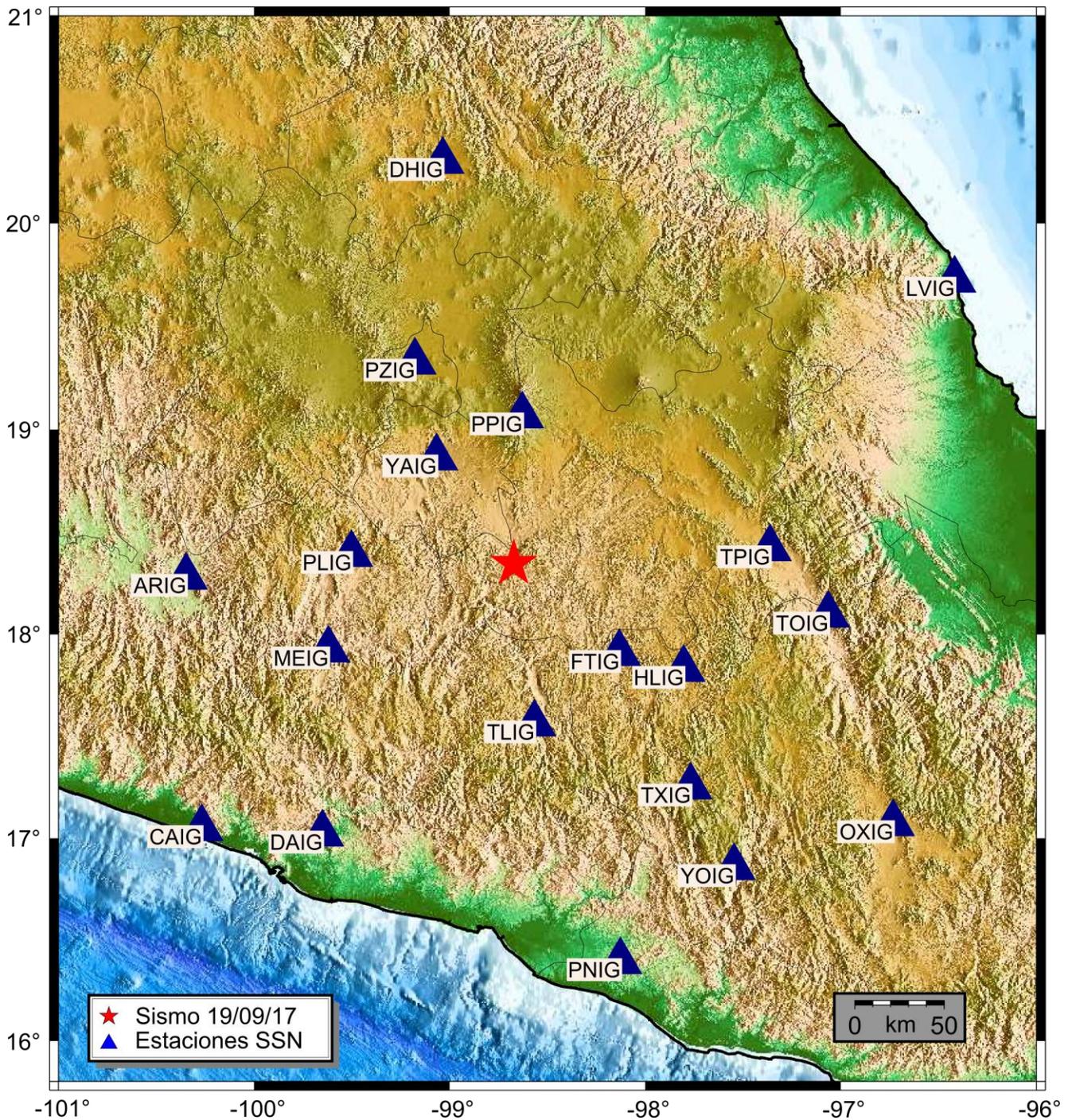


Imagen 1.2 Ubicación geográfica de cada estación del SSN con el que se realizó la localización del epicentro del sismo de $M_w = 7.1$ del 19 de septiembre del 2017. La estrella muestra la localización del sismo 7.1 de magnitud



Imagen 2.2 Localización de las estaciones del SSN que se usaron para generar en tensor de momento sísmico.

2.2 Datos de Movimientos Fuertes (II)

La Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería inicia en el año de 1960 con dos acelerógrafos instalados en la ciudad de México, pero fue hasta 1978 que se determina ampliar la instrumentación en el país, en 1985 el Instituto de Ingeniería de la UNAM junto a la Universidad de Nevada realizaron un proyecto donde se instalaron 20 estaciones acelerográficas en la zona. Después del sismo de 1985 la red aumento a 106 estaciones; con las que actualmente provee datos de sismos con magnitud mayor a 5 o sismos muy cercanos a las estaciones (Instituto de Ingeniería.⁹).

El desarrollo de la red de estaciones acelerográficas se realizó con el proyecto de colaboración entre la UNAM y la Secretaría de Gobernación a través del Centro Nacional de Prevención de Desastres, para la construcción de la plataforma de funcionamiento de la Red Sísmica Mexicana con el objetivo de mejorar el conocimiento del fenómeno y riesgo sísmico presente en el territorio nacional.

Los acelerógrafos son útiles cuando el movimiento de un sismo es tan fuerte que provoca que los sismómetros más sensibles salgan de su escala, principalmente los sensores más cercanos al epicentro. El tipo de información reunida (como la velocidad de movimiento) no sería posible de obtener con los sismómetros comunes, estos instrumentos registran la aceleración sísmica, los acelerómetros trabajan en un modo provocado, esto quiere decir que el movimiento del suelo tiene que llegar a un umbral de disparo para que éstos empiecen a registrar el movimiento, sin embargo, la señales tienen un respaldo de los datos obtenidos de cualquier momento. Los acelerómetros de la Red de Ingeniería se activan al detectar movimiento cuando la aceleración del suelo alcanza los 2 gales.

Para este trabajo solo se utilizó un acelerómetro de la Red de Ingeniería Tabla 2.2 que, al ser relativamente cercana al epicentro (Imagen 3.2), no se saturó con la información recolectada por el evento. Esto nos ofreció la posibilidad de ver la onda P y S del sismo y fue de gran ayuda para localizar el evento.

Tabla 2.2 Estación de la red del Instituto de Ingeniería.

<i>Estación</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (W)</i>
<i>HMTT</i>	17.808	-98.566

La estación empleada para la localización del sismo principal es HMTT, tal como se observa en la imagen 3.2:



Imagen 3.2 El acelerómetro del II está en el estado de Guerrero con algunos kilómetros de cercanía con el epicentro en el estado de Puebla.

2.3 Datos del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES)

El Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), fue fundado en el año 1986 y tiene la finalidad de realizar investigación y desarrollo en la tecnología para la instrumentación sísmica. Con ello busca aminorar los posibles desastres generados por sismos en la Ciudad de México. Este

progreso ha posibilitado la adquisición de datos sísmicos que ayuden a entender las características de terreno sobre el que está asentado la Ciudad y permita adaptar el reglamento de construcción, según los parámetros del terreno (Centro de Instrumentación y Registro Sísmico.¹²).

Cabe señalar que el CIRES está encargado del control y desarrollo del Sistema de Alerta Sísmica (SAS) que está en operación desde 1991. El propósito es avisar de manera anticipada el efecto de sismos fuertes o moderados, otorgando un tiempo de prevención desde el momento que se lanza la alerta sísmica, hasta la llegada de las ondas más destructivas, conocidas como ondas superficiales. Las ondas superficiales viajan por la superficie (Rayleigh y Love) y es aquí donde la amplitud es máxima, y a gran profundidad tienden a ser nulas.

De la misma forma que los acelerómetros de Ingeniería, los acelerómetros de CIRES recolectan información cuando el evento supera un umbral de disparo, de esta red se utilizaron 4 estaciones (Tabla 3.2), y como el acelerómetro de Ingeniería, fueron de gran ayuda en el proceso de localización del evento por el mismo principio de que los acelerómetros no se saturaban al adquirir los datos.

Las estaciones que se utilizaron para la localización del sismo principal se encuentran en la tabla 3.2.

Tabla 3.2 Localización de las estaciones del CIRES.

<i>Estación</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (W)</i>
<i>PB01</i>	18.244	-98.700
<i>PB02</i>	18.338	-98.266
<i>TNLP</i>	18.103	-99.568
<i>GR25</i>	18.318	-99.184

Hay que resaltar que las estaciones se encontraban muy cerca del epicentro del sismo (Imagen 4.2), resultando el tiempo S-P aproximadamente de 6 segundos. Dado que las estaciones se encontraban mal en tiempo, la localización solo se basó en el tiempo S-P de la onda.

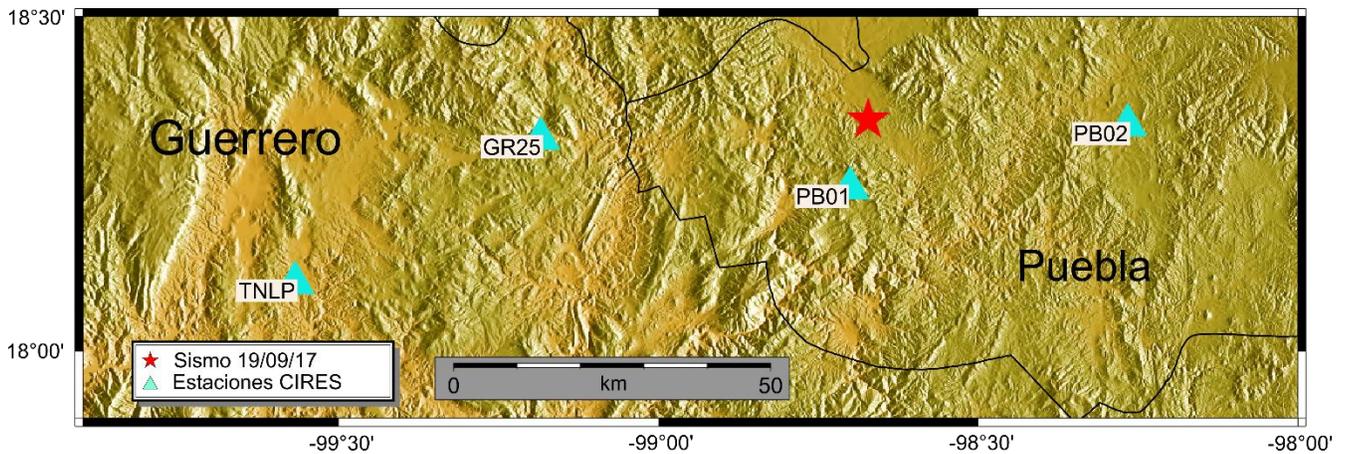


Imagen 4.2 Localización geográficas de la red de CIREs.

2.4 Datos de G-GAP

La red G-GAP inicia en el año 2009 con la participación de los Institutos de Geofísica de la UNAM, de Ciencias de la Tierra de Grenoble y el de Física del Globo de París (ISTerre - Projet G-GAP, 2012.²⁸); con el propósito de monitorear tremores no volcánicos (NVT) y sismos lentos (SSE) entre los estados de Morelos y Guerrero. El arreglo lleva el nombre de GGAP por la brecha de Guerrero o “Guerrero Gap” que está ubicada en las costas del Pacífico mexicano, esta consiste en un arreglo de 8 estaciones sumadas a las estaciones del SSN que se encuentran en los estados de Guerrero y Morelos (Campillo *et al.*, 2011.¹⁰).

El objetivo fue lograr una base de datos sísmicos y de GPS tan amplia como fuese posible, sumado a los datos de estaciones del SSN hasta el año 2014 que duró el proyecto. Dado que el proyecto se acabó y los instrumentos se retiraron, las estaciones se acondicionaron para ser fijas y seguir adquiriendo datos con equipos nuevos que fueron posteriormente instalados; gracias a ello las estaciones siguen adquiriendo datos hasta ahora. Por esta razón y la cercanía, se decidió utilizar dos estaciones de esta red para realizar la localización de las réplicas (G-GAP, IGEF UNAM, 2009.¹⁷).

Se acudió a visitar las estaciones ubicadas en Atenango del Río y Coacán (Tabla 4.2) en el estado de Guerrero (Imagen 5.2), para dar mantenimiento y recoger las memorias con los datos entre el periodo del 30 de agosto del 2017 hasta 15 de noviembre del 2017. Al realizar este trabajo en la estación de Atenango del Río, notamos que el digitalizador no estaba obteniendo datos

correctamente, y se debió a que la configuración del digitalizador Reftek no era la correcta con respecto al sensor Reftek, este esperaba datos de un sensor Guralp, y además presentaba un desnivelado que provocó que solo obtuviera datos de una sola componente. Así pues, se corrigió la configuración y se le dio los parámetros necesarios para que la adquisición de datos fuera la correcta. Debido a esta situación los datos de esta estación no ayudaron a realizar el proceso de localización de los sismos necesarios.

Por otra parte; a la estación de Coacán se le realizó un mantenimiento general de limpieza y chequeo de parámetros de adquisición que nos arrojó un buen funcionamiento de la estación, se extrajeron los datos del periodo antes mencionado para su procesamiento y se dejó la estación funcionando en buenas condiciones. La estación está equipada con un sensor y digitalizador Reftek, un panel solar que proporciona energía a la estación que almacena en una batería y cuenta con GPS; todo el equipo está bien resguardado dentro de una cabina de metal. Debemos mencionar que las dos estaciones tienen las mismas instalaciones.

Las estaciones de esta red se ubican en.

Tabla 4.2 Latitud y longitud de las dos estaciones de G-GAP.

<i>Estación</i>	<i>Ubicación</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (W)</i>
<i>ATEN</i>	Atenango del Río	18.070	-99.060
<i>COAC</i>	Coacán	18.140	-99.193

En efecto, la estación de Atenango del Río presentaba fallas en su configuración, por lo cual, la localización exacta de la estación no fue precisa con respecto a su latitud y longitud, y solo para ilustrar decidimos mostrar la ubicación del municipio en el cual está colocado la estación.

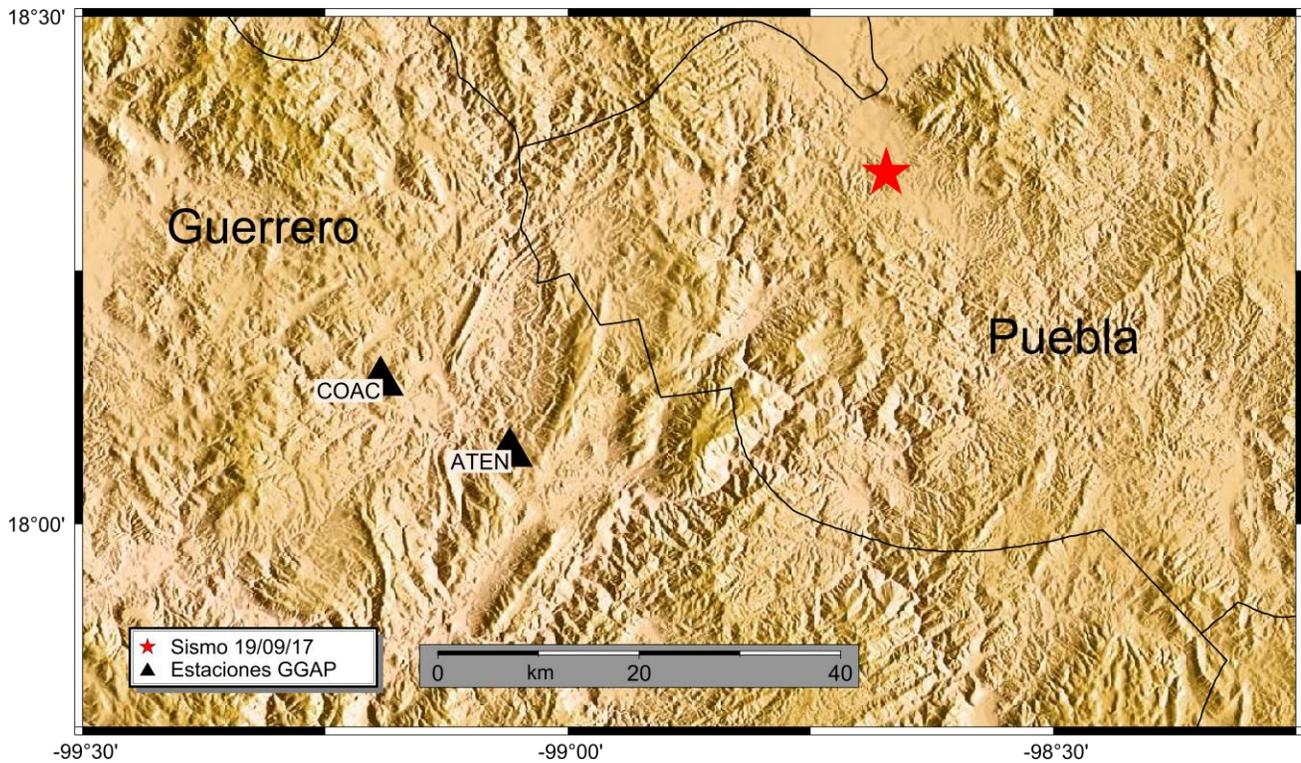


Imagen 5.2 Estaciones localizadas en el estado de Guerrero.

2.5 Datos de la Red de Asistencia para Emergencia Sísmica (RAES)

La red Red de Asistencia para Emergencia Sísmica (RAES) fue creada por la necesidad del monitoreo de réplicas de sismos relevantes y con la finalidad de poder mover los equipos de manera fácil y rápida cerca de donde se generó el sismo principal. Incluso la instalación de los equipos tiende a ser sencilla, ya que sólo se busca un sitio relativamente lejos de la trayectoria de los pobladores, debido que los sensores se colocan en la superficie del sitio seleccionado para adquirir datos y así evitar el ruido generado por cualquier movimiento humano (Registro de resúmenes UGM, 2014.⁴⁶).

En este caso particular, la red RAES fue instalada un par de días después del sismo en localidades cercanas al epicentro (Imagen 6.2) y los datos se recolectaron dos meses después del sismo, para después transformarlos a formato Seismic Analysis Code (SAC).

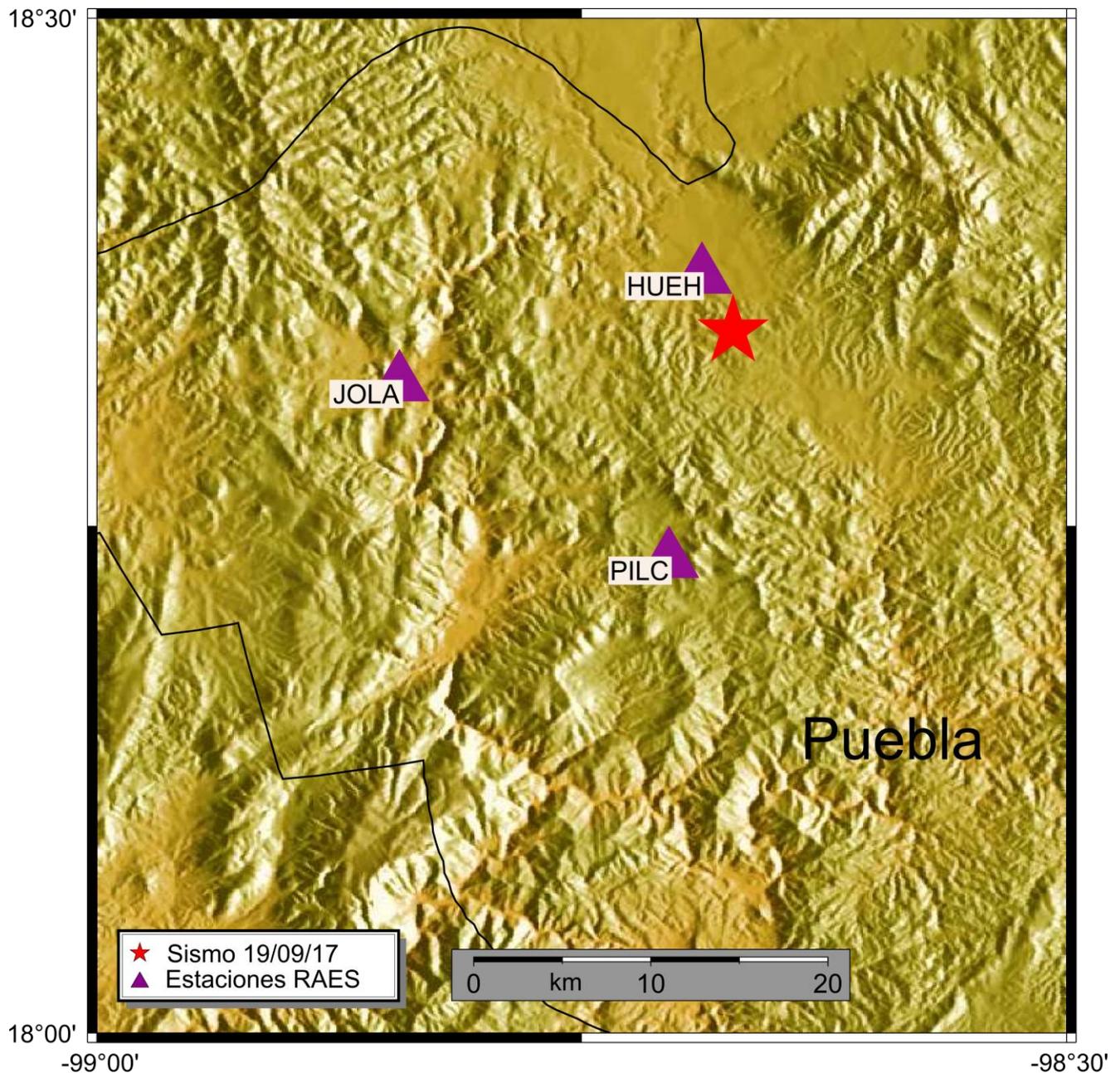


Imagen 6.2 Ubicación geográfica de las estaciones de la red RAES, ubicadas en el estado de Puebla, en los municipios cercanos al epicentro.

En Pilcaya, los instrumentos se colocaron en el centro médico del municipio. Fueron instalados en un cuarto, el cual no sería utilizado, para evitar cualquier ruido al registro, la energía se obtuvo de la corriente del lugar; en particular este municipio fue de los que sufrieron daños considerables en general. Debido a éstos la corriente del lugar era intermitente, pero la adquisición de datos fue continua gracias a la batería que tenía el equipo; el GPS fue situado en lo más alto de una ventana

del cuarto para detectar su ubicación y tiempo en la zona. Afortunadamente esto no afectó en la búsqueda de las réplicas en los sismogramas.

La instalación en el municipio de Huehuetlán el Chico se realizó en palacio municipal del lugar. La energía se tomó de la corriente del lugar y ésta no presentó dificultades, el GPS se colocó en la ventana del lugar y el sensor y digitalizador se montaron en la esquina más alejada del lugar, siendo acordonada para que las personas que laboraran ahí no manipularan los instrumentos. El funcionamiento resulto el correcto y los datos obtenidos fueron de gran ayuda.

En el municipio de Jolalpan, los instrumentos se colocaron en la Oficina de la Administración del lugar. Este lugar sí presentó daños en su estructura por lo cual estaba apuntalado por seguridad, sin embargo, no presentó problemas al instalar el equipo, además que no se encontraba nadie laborando en el lugar y así no se generaría ruido por este motivo. Se situó el sensor en el centro de la oficina y este obtuvo su energía por un panel solar ubicado afuera del recinto junto al GPS. El equipo obtuvo buenos datos, sumado a que la población del lugar nos mencionó de un sismo que detectaron el 1 de noviembre del 2017, siendo ésta la fecha de la última réplica que se localizó (Tabla 5.2).

Los sensores se instalaron en los siguientes puntos indicados en la Tabla 5.2:

Tabla 5.2 Las localidades donde se instaló de manera momentánea la red de RAES.

<i>Estación</i>	<i>Ubicación</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (W)</i>
<i>PILC</i>	Pilcaya	18.233	-98.705
<i>HUEH</i>	Huehuetlán el Chico	18.373	-98.688
<i>JOLA</i>	Jolalpan	18.320	-98.844

Debemos mencionar que los equipos contaban con sensores Guralp y digitalizadores Reftek, los tres tenían sus propios GPS y diferentes tipos de cableado para lo que se requiriera en el lugar de instalación. Todos contaban con panel solar y la suficiente memoria para adquirir datos durante el periodo necesario.

Para finalizar, en la Imagen 7.2 se muestra el conjunto de estaciones utilizadas en este trabajo.

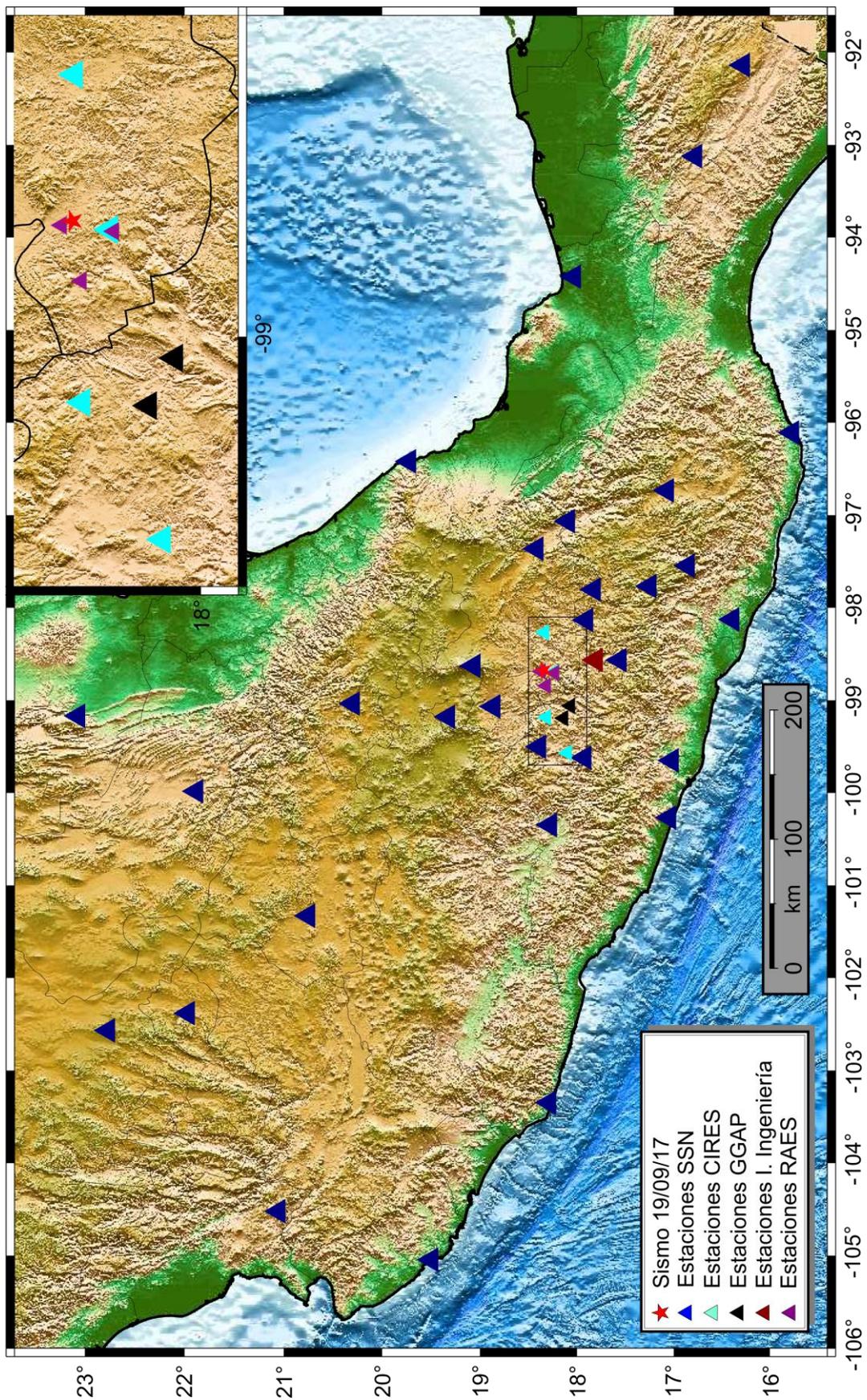


Imagen 7.2 Estaciones empleadas en la localización del sismo de 7.1 de magnitud y sus réplicas.

Capítulo 3

Metodología

En este capítulo se presentará el procedimiento que se ejecutó para el procesamiento de los datos y obtención de resultados, se hará alusión a la teoría que soporta cada uno de los pasos a seguir.

En resumen, el proceso comprende desde la localización del sismo principal y las réplicas, presentaremos los pasos del procedimiento realizados en “*Earthquake Analysis Software*” (SEISAN versión 10.3), la obtención de las réplicas se basó en la observación de los registros sísmicos procesados paso a paso en “*Seismic Analysis Code*” (SAC) a la que se agregó la relocalización efectuada en “*HypoDD*”. Por último, mostraremos la técnica de inversión del tensor de momento por el método de Dreger, generando las funciones de Green propias del sismo principal y se adquiriendo las soluciones de doble par. El mecanismo focal se comparará con los obtenidos con las réplicas, por “*Focmec*” desde SEIASAN.

3.1 Inspección visual y metódica de los registros sísmicos

3.1.1 *Seismic Analysis Code* (SAC)

Lo primero que se realizó fue la búsqueda visual del sismo de magnitud 7.1 (Imagen 1.3), proceso que no resultó difícil porque se conocía la hora a la que se presentó este evento, esto se realizó primero en SAC y después se transformaron los datos a SEISAN para realizar el proceso de localización. En SAC se realizó un corte al sismograma, y posteriormente se transformó a formato SEISAN, proceso que más adelante explicaremos.

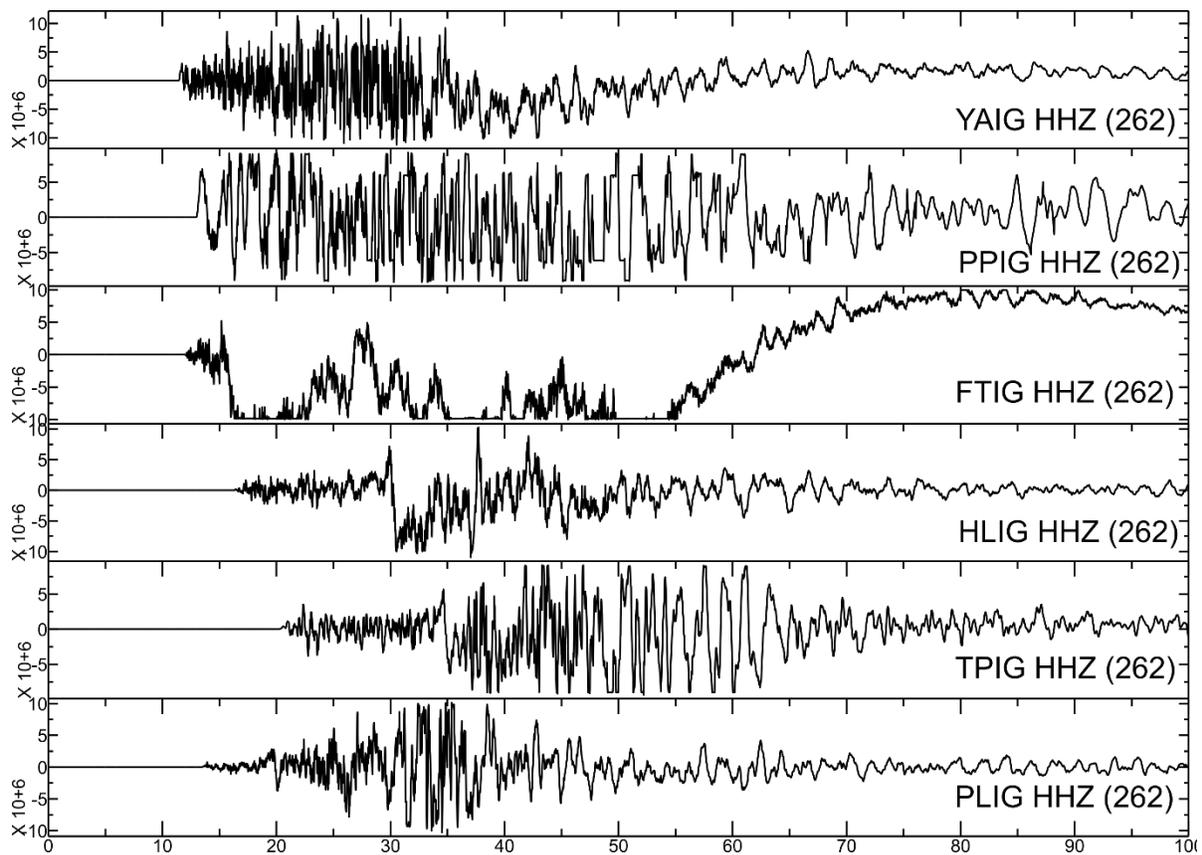


Imagen 1.3 Sismograma del sismo de magnitud 7.1 en las estaciones de Yautepec (YAIG), de la más cercanas al epicentro, por lo cual esta señal se encuentra saturada. Huajuapán de León (HLIG) está a una distancia más lejana y la señal no está tan saturada. Por último, la estación de Cayaco (CAIG) estación con mayor distancia al epicentro, mostrando una mejor adquisición de datos que ayudó a localizar el sismo.

En cuanto a la búsqueda de las réplicas, se adquirieron los datos de las estaciones más cercanas a las réplicas donde se realizó un rastreo de las posibles formas de onda que caracterizarán una réplica de este sismo. En particular para estas réplicas, se busca que el tiempo de la onda S (Secundaria) menos la onda P (Primaria) sea menor de 15 segundos sobre la componente Z (vertical) de los sismogramas en cada estación, esto representaría ser una réplica del sismo principal.

Se generó un programa el cual realizaba una partición a los sismogramas de 3 horas con el fin de facilitar la búsqueda visual de las réplicas. El programa está basado en una lista de comandos para el programa SAC (Helffrich *et al.*, 2013.²⁵) el cual permite realizar cortes a todo un día de registros, aplicando un filtro de altas frecuencias que permita distinguir a los sismos de magnitud baja (Imagen 2.3). Al encontrar los pulsos con estas descripciones, se coloca una bandera 30 segundos antes de la onda P y otra bandera 30 segundos después de que la forma de onda muestre una

amplitud parecida al ruido para realizar un corte en todos las componentes de los sismogramas. El siguiente proceso es transformar los datos de formato SAC a formato SEISAN apilando las formas de onda de todas las estaciones para cada sismo observado y después realizar el cambio de formato.

Por lo tanto, nuestros datos quedaban listos para realizar su registro y localización.

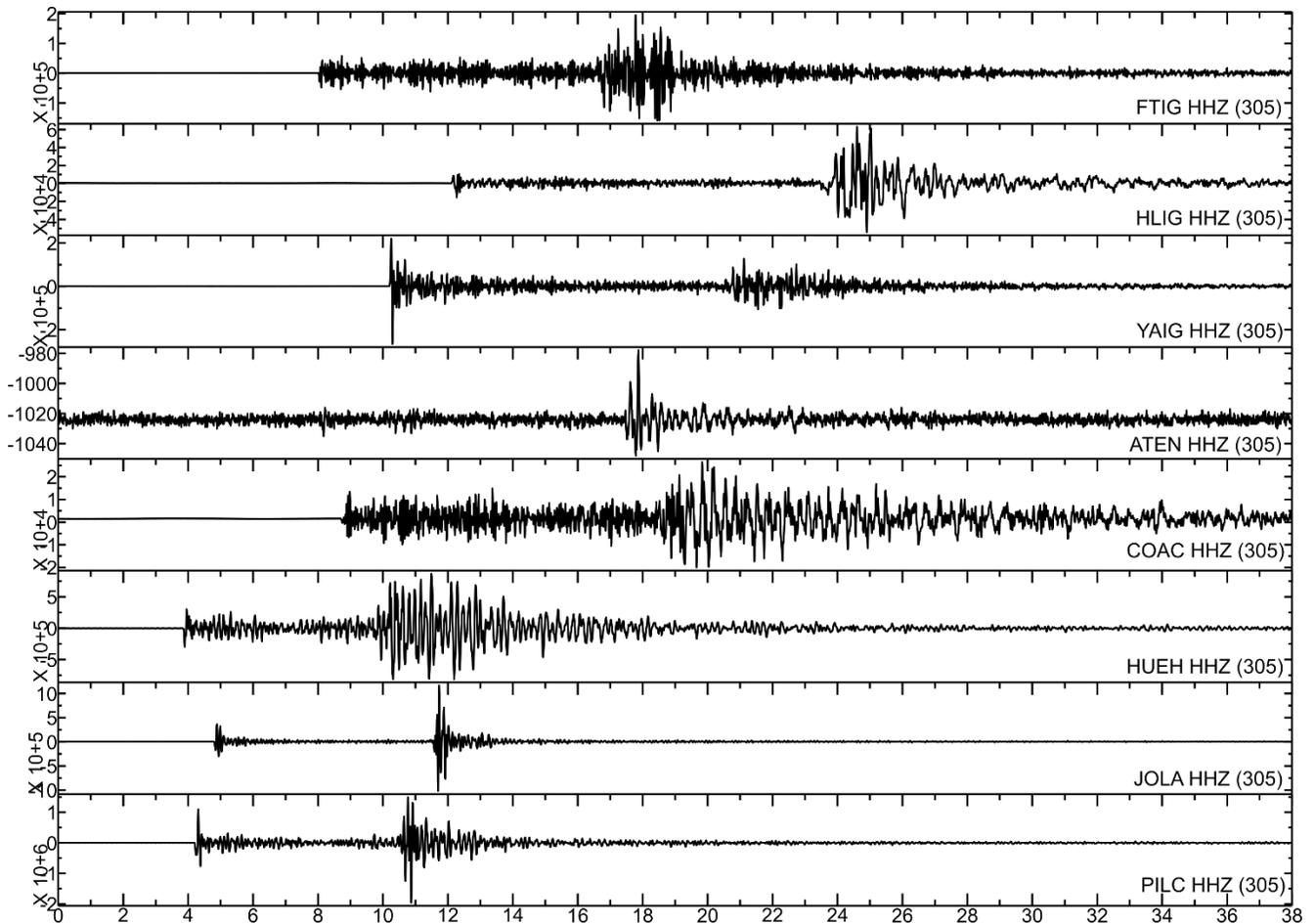


Imagen 2.3 Sismograma de la réplica del 1 de noviembre con 4.0 de magnitud, en las estaciones de HLI, FTIG y YAIG, COAC, HUEH, JOLA, PILC. Con los tiempos de arribo de la onda P (20:48:19 Hora UTC) a la estación de HLI y de la onda S (20:48:30 Hora UTC), donde se puede notar que es un tiempo S-P de 11 segundos aproximadamente.

3.2 Localización

3.2.1 *Earthquake Analysis Software (SEISAN)*

El procedimiento de localización es con el programa SEISAN; software construido con diferentes herramientas a finales de 1980 para procesar sismos con datos análogos y digitales utilizando temblores locales y globales, realizando un procesamiento de datos para determinar ubicación del epicentro y graficarla la magnitud del evento, parámetros espectrales, momento sísmico, el azimut de arribo de las 3 componentes, etc. El software se utiliza comúnmente en redes sísmicas locales y observación volcánica (Havskov y Ottemoller, 1999.²³). La unidad básica es el archivo “*S-file*”, que contiene lecturas de fase de cada evento que son: Estaciones, fases sísmicas, tiempo de arribo, coda, amplitud, azimut, error, mecanismo focal, localización, etc.

Todo el proceso de análisis que a continuación se mencionan se realizó en la terminal del sistema operativo de “*Ubuntu*”. Para manipular los sismogramas se debe hacer un registro en la base de datos de “SEISAN”, el primer paso es crear la base de datos aplicando el comando “*makerea*”, donde se declara un nombre a la base de datos y una acotación de fechas a trabajar; para este evento fijamos la fecha del 09/2017 al 11/2017, donde se encuentra el sismo principal y sus réplicas. Después, se debe hacer el registro de las formas de onda realizando un listado con el comando “*dirf*” y agregando el nombre en común para tomar los datos que se necesitan transformar. Por último, utilizar el comando “*autoreg*” y aplicando los parámetros “*L*” de evento local, “*C*” para copiar las formas de onda y el nombre de la base de datos previamente seleccionado como se ve en la Imagen 3.3, podremos hacer registro de nuestras formas de onda.

```
angel@amaterasu:~/dattes/Replicas/Seisan$ autoreg
Event type for all events: Local:   L (default)
                          Regional: R
                          Distant: D
L
Move (m) or copy (c) waveform files to WAV (enter=n) ?
C
1-5 letter base name, return for standard base, ,, for local base
REPL
Operator, max 4 chars
mig
```

Imagen 3.3 Ejemplo de los comandos a utilizar para realizar el registro de formas de onda.

Para poder manipular los sismogramas después de ser registradas solo debemos teclear el comando <eev> con el formato año, mes y día “YYYYMMDD” con el nombre de la base de datos; con lo que podemos escribir: <eev201709PUEMO>.

El método de picado puede ser tan sencillo como la forma de onda lo permita, debido a que la onda P y S pueden ser difíciles de localizar en el sismograma, para esto se aplicaron diferentes filtros que vienen por default en SEISAN, en su mayoría se identificaron con el filtro de 1- 5 Hz. De manera análoga y habiendo encontrado la onda de arribo, se selecciona la onda P con el cursor por encima de la forma de onda y se le da la característica de emergente o impulsiva (Nava, 2002.³):

- Cuando el arribo de la onda P es repentino y tiene movimiento de amplitud grande aparte de que se puede distinguir por encima del ruido, le definimos como un arribo impulsivo. Estos arribos describen a sismos que son muy cercanos a la estación que los “detecta”. Y se pica con la tecla “1”.
- En el caso opuesto, cuando el arribo de la onda P es gradual y difícil de definir su comienzo, se llama emergente. Estos arribos son típicos de telesismos, o de fases que tengan relativamente poca energía y se pierdan en el ruido. Se selecciona con la tecla “2”.

A su vez la selección de la onda S tiene el mismo procedimiento solo que se busca un cambio de amplitud entre la onda P y S, y se pueden manejar los mismos casos, seleccionamos impulsivo con la tecla “7” y emergente con “8”.

Para realizar una identificación más certera de las dos ondas como lo muestra la Imagen 3.3, se le otorgará pesos de 0, 1, 2, 3, 4 y 9 a la onda P, mientras que, para S se utilizan los pesos de 0, 1, 2, 3, 4. Los significados de estos pesos son los siguientes:

Peso	Porcentaje	Significado
0	100	Perfectamente bien identificado el arribo
1	75	Bien identificado el arribo
2	50	Medianamente identificado el arribo
3	25	Incertidumbre al identificar
4	0	Alta incertidumbre y no se tiene confianza en el arribo
9	--	Sólo se asigna a la fase P en el caso de que la estación en cuestión se encuentre con un retraso en tiempo.

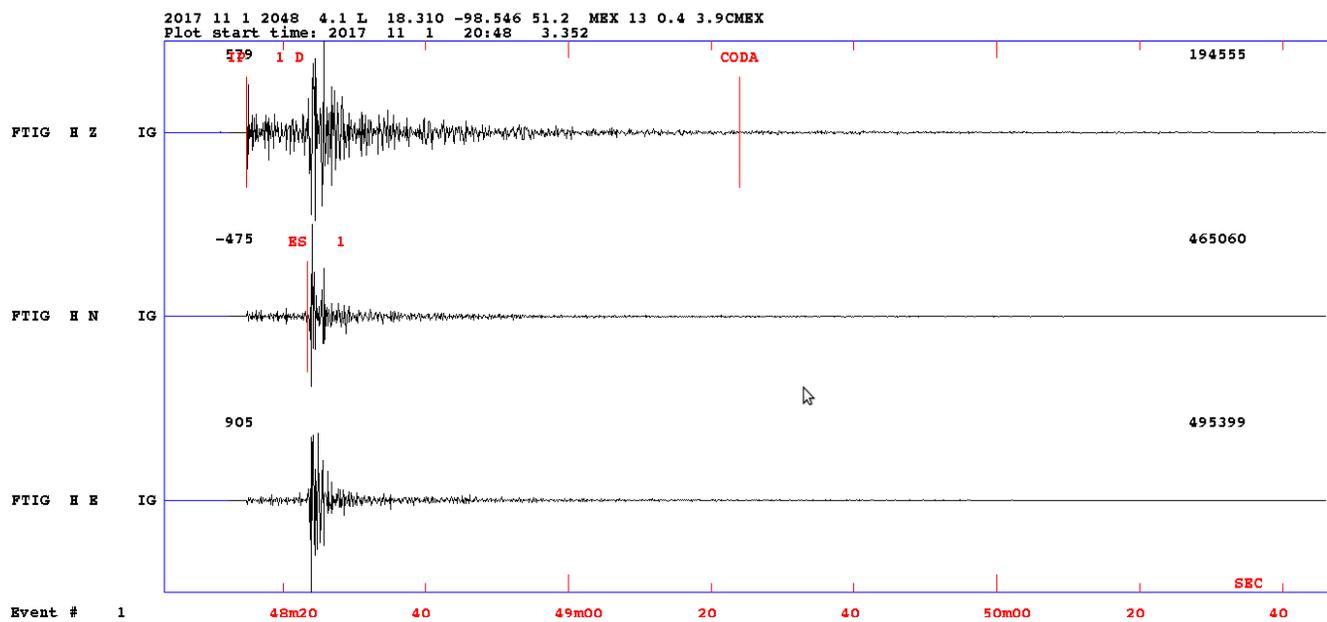


Imagen 4.3 Sismograma de la réplica del 1 de noviembre del 2017 con su proceso de picado para la localización, donde el eje x muestra el tiempo en segundos y el eje y los puntos de amplitud.

Al terminar estos pasos debemos aplicar el comando *L* para realizar la inversión y localización de cada evento guardar los cambios con “*update*” *u*. Después de realizar los cambios, manipular el picado y actualizar los resultados, se debe obtener un error abajo de 0.5 (*rms*) y tener una profundidad aceptable basados en modelo de velocidades que se esté utilizando. Cada que se actualiza la inversión, es necesario revisar el archivo “*S-file*” con el comando *e* (Imagen 4.3), revisar el Error Cuadrático Medio (*rms*) para efectuar los cambios, modificando los picados o los pesos dados a cada estación si es necesario.

```

2017 929 1702 21.8 L 18.355 -98.656 56.4 MEX 7 0.2 3.2CMEX 1
GAP=160 0.32 2.4 1.9 2.1 0.1362E+01 -0.1867E+00 -0.8557E-01E
128.8 40.0 -78.0 61.8 61.9 0.35 0.60 0.00 MEX HASH F
298.4600 30.0000 -90.0000 1 MEX FOCMEC F
ACTION:UP 18-06-09 19:51 OP:mig STATUS: ID:20170929170140 I
OLDACT:ARG 17-11-30 21:41 OP:mig STATUS: ID:20170929170140 3
2017-09-29-1701-40S.IGEF__021 6
STAT SP IPHASW D HRMM SECON CODA AMPLIT PERI AZIMU VELO AIN AR TRES W DIS CAZ7
HUEH HZ IP D 17 2 29.35 36 175 -0.0610 3.94 300
HUEH HE ES 17 2 35.27 175 -0.0810 3.94 300
PILC HZ EP D 17 2 29.63 163 -0.0810 14.4 202
PILC HN ES 17 2 36.04 163 0.1710 14.4 202
JOLA HZ IP 1 D 17 2 29.80 156 -0.10 7 20.3 259
JOLA HN ES 1 17 2 36.18 156 -0.03 7 20.3 259
COAC HZ IP 1 D 17 2 33.22 61 124 -0.07 7 61.3 247
COAC HN ES 1 17 2 42.30 124 0.04 7 61.3 247
YAIG HZ IP 2 C 17 2 34.41 35 120 0.04 5 70.9 322
YAIG HN ES 2 17 2 44.45 120 0.27 5 70.9 322
FTIG HZ IP 2 D 17 2 34.93 46 119 0.22 5 74.3 132
FTIG HN ES 2 17 2 44.61 119 -0.17 5 74.3 132
HLIG HZ IP 3 D 17 2 39.21 48 109 0.58 2 107 123
HLIG HN ES 3 17 2 52.07 109 0.31 2 107 123

```

Imagen 5.3 Archivo S-File con todos los datos de las ondas picadas, peso que se le da a cada forma de onda, error, hora del evento, etc.

En el caso de no estar seguros de la profundidad podemos consultar el inicio de la inversión con el comando *rmsdep* dando los parámetros de profundidad que pueda tener el sismo (Imagen 5.3). Al final podemos visualizar la localización de cada réplica con el comando *map* (Imagen 6.3).

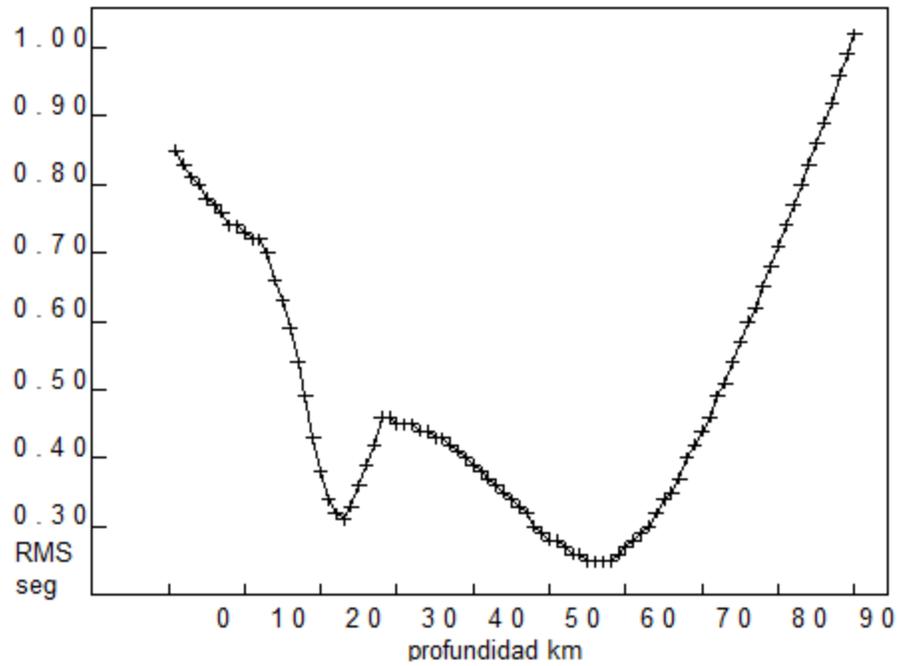


Imagen 6.3 Gráfica que muestra la profundidad (km) vs error (rms).

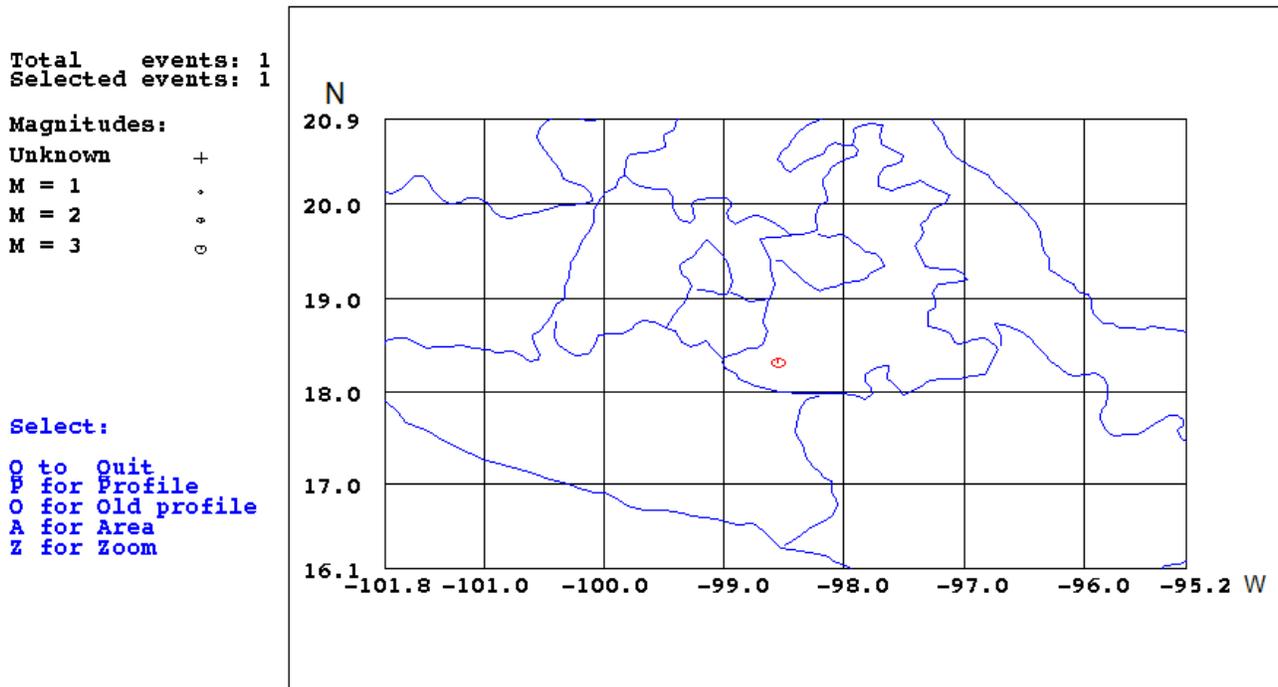


Imagen 7.3 Mapa generado por SEISAN con la localización de la réplica.

Al terminar todo este procedimiento debemos tener el registro de cada dato:

# de evento	Fecha	Hora	# de onda	Latitud	Longitud	Profundidad	Error	Magnitud	Localidad
-------------	-------	------	-----------	---------	----------	-------------	-------	----------	-----------

Cuando se concluye el proceso de localización solo se debe teclear el comando q para salir de SEISAN.

3.2.2 Hypo

“Hypo” es una paquetería de programas computacionales en “Fortran” para la relocalización de temblores que emplea el algoritmo de doble diferencial hecho por Waldhauser y Ellsworth (Waldhauser, 2000.⁴⁹). Los algoritmos de relocalización generalmente están basados en el método de Geiger, el cual, con una serie de Taylor de primer orden relaciona las diferencias entre el tiempo de viaje observado y el tiempo de viaje predicho con los ajustes en las coordenadas hipocentrales a través de derivadas parciales de viaje.

Fue en 1912 cuando Geiger incluyó el método Gauss-Newton para el problema de localización del hipocentro mediante una aplicación de mínimos cuadrados ponderados cuyo objetivo es minimizar los residuales de los tiempos de arribo observado (T_i) y los calculados (t_i) para el conjunto de estaciones dadas.

Para desarrollar el método de Geiger, necesitamos conocer el algoritmo de doble diferencia para la ubicación del terremoto; el tiempo de llegada (T) para un terremoto (i) a una estación sísmica (k) expresa el camino de una integral a lo largo del rayo:

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds \quad (1)$$

Donde (τ) representa el tiempo de origen de un sismo (i), en un campo de velocidades (u) y una longitud (ds), siendo esta una expresión de la serie de Taylor, el resultado es el residuo del tiempo de viaje (r), para el evento (i) relacionado con perturbaciones (Δm), para cada estación sísmica (k):

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2)$$

El residual del tiempo de arribo (r) en la i -ésima estación (k_i) se define como la diferencia entre el tiempo de arribo observado (t^{obs}), el tiempo teórico (t^{cal}) y el tiempo de origen (τ), también, $\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta t^i)$ son los parámetros del hipocentro. Entonces:

$$r_i = t^{obs} - t^{cal} - \tau_i \quad (3)$$

Con lo que la función a minimizar utilizando mínimos cuadrados es:

$$f(x) = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 = \sum_{i=1}^n [t_i^{obs} - (t_i^{cal} - \tau_i)]^2 \quad (4)$$

Los valores de $\Delta m^i = (\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \Delta t^i)$ se van ajustando cada vez que se realiza una iteración. Esta técnica se basa en la expansión en series de Taylor de la función no lineal.

La ecuación (4) es ideal para usarla con tiempos de llegada medidos, los métodos de correlación cruzada miden las diferencias de tiempo de viaje entre dos diferentes eventos $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$, entonces la ecuación (4) no se puede usar directamente. Entonces para dos eventos i, j tenemos una ecuación para parámetros hipocentrales que toma la diferencia para dos eventos:

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = dr_k^{ij} \quad (5)$$

En donde $\Delta m^{ij} = (\Delta x^{ij}, \Delta y^{ij}, \Delta z^{ij}, \Delta t^{ij})$ es el ajuste de los parámetros hipocentrales relativos entre dos eventos sísmicos y las derivadas parciales de t con respecto a m , son los componentes del vector de lentitud del rayo que conecta la fuente y el receptor (Aki & Richards, 1980.²).

Ahora podemos definir la ecuación de doble diferencia como:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (6)$$

De aquí se puede obtener una ecuación para el cambio de la distancia hipocentral entre dos eventos, i y j :

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j = dr_k^{ij} \quad (7)$$

Que es igual a

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j = dr_k^{ij} \quad (8)$$

Las derivadas parciales de los tiempos de viaje, t , para los eventos i y j , con respecto a sus ubicaciones (x, y, z) y los tiempos de origen, respectivamente, se calculan para los hipocentros actuales y la ubicación de la estación donde la k -ésima fase fue registrada. $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ y $\Delta \tau$ son los cambios necesarios en los parámetros hipocentrales para que el modelo se ajuste mejor a los datos. Combinamos todas las estaciones para formar un sistema de ecuaciones lineales, entonces podremos escribir un sistema de ecuaciones que mapee el cambio en los parámetros en el modelo sobre las mejoras en el ajuste de datos:

$$WGm = Wd \quad (9)$$

Donde G es una matriz de derivadas parciales o matriz Jacobiana donde sus elementos son derivadas parciales espaciales de los tiempos recorridos del hipocentro hipotético a cada estación, esto con respecto a las variables del modelo; d es el vector que contiene las diferencias dobles (4), m es el vector de longitud $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ y ΔT , que contiene los cambios en los parámetros hipocentrales que deseamos determinar, y W es una matriz diagonal para ponderar cada ecuación (Waldhauser, 2000.⁴⁹).

Al ser una notación estándar podemos escribirla como:

$$Gm = d \quad (10)$$

Entonces

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial x_1} & \frac{\partial t_1}{\partial y_1} & \frac{\partial t_1}{\partial z_1} & 1 \\ \frac{\partial t_2}{\partial x_2} & \frac{\partial t_2}{\partial y_2} & \frac{\partial t_2}{\partial z_2} & 1 \\ & \vdots & & \\ \frac{\partial t_n}{\partial x_n} & \frac{\partial t_n}{\partial y_n} & \frac{\partial t_n}{\partial z_n} & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta_x \\ \Delta_y \\ \Delta_z \\ \Delta_t \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tau_1 \\ \tau_2 \\ \vdots \\ \tau_n \end{pmatrix} \quad (11)$$

Las observaciones por estación son ponderadas, estas tienen relación con la incertidumbre de la lectura de la onda P (p_i) el cual está directamente determinado de un sismograma (i). Así por cada iteración con respecto a la distancia entre cada estación y el hipocentro ($D_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}$), estima la nueva localización a partir de la localización obtenida en la última iteración. Así, las estaciones más alejadas al evento y estaciones con sismogramas deficientes tienen menor peso.

El proceso iterativo tiene finalización en cuanto los residuales de ($f(x)$) convergen a un valor predefinido o cuando el número máximo de iteraciones es alcanzado.

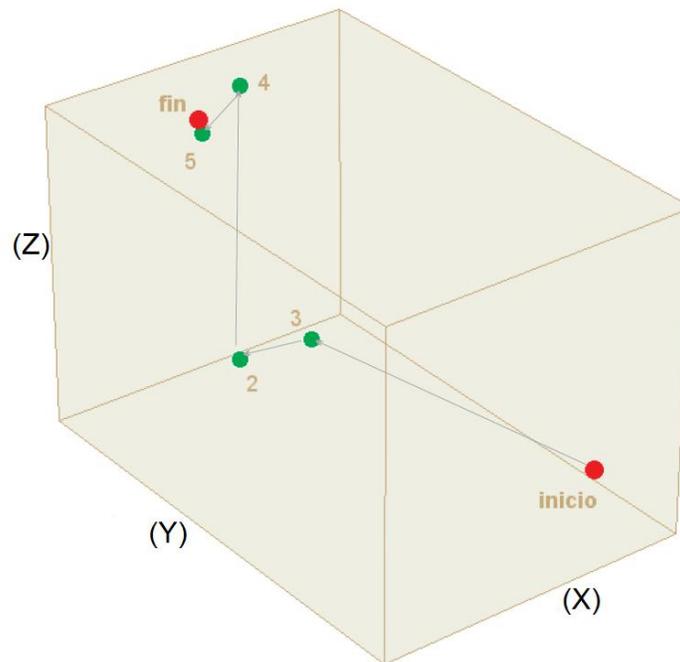


Imagen 8.3 Ejemplo del espacio en el cual se mueve el hipocentro con la localización iterativa, siendo 6 iteraciones del procedimiento (Lizcano, 2003 .³¹).

Cabe mencionar que con este tipo de algoritmo podemos hacer una localización individual de cada sismo; o conjuntamente sumando las incógnitas de las soluciones de sismos individuales, así también agregando las correcciones de las estaciones en el método de determinación conjunta.

3.2.3 Relocalización con Doble Diferencial (DD)

El propósito de realizar una relocalización con el proceso de doble diferencial es para obtener una identificación clara del plano de falla, debido a que, si se logra realizar localizaciones más certeras, se puede también obtener el área de ruptura del evento principal mejor definida (Nava, 2002.³).

El uso de esta técnica ha dado como resultado una agrupación reducida de epicentros, lo que conduce a una identificación más clara de las fallas (Waldhauser, 2000.⁴⁹).

Las ecuaciones de DD se construyeron haciendo una diferenciación de la ecuación de Geiger. De esta forma, la localización se genera por el residuo de tiempo de viaje observado y calculado entre dos eventos con una estación en común; esta se encuentra relacionada con la posición relativa de los hipocentros y tiempos de origen a través de derivadas parciales de los tiempos de viaje para cada evento.

Para realizar la relocalización con “*hypoDD*”, este calcula los tiempos de viaje con un modelo de velocidades por capas, donde la velocidad depende de la profundidad de la capa, para los hipocentros en las estaciones donde se registró. Los residuos de doble diferencia para pares de sismos en cada estación se minimizan mediante mínimos cuadrados ponderados.

La reubicación de un sismo con “*hypoDD*” sigue un proceso que inicia con el análisis de los datos, con la localización de las fases sísmicas de cada sismo, donde diferenciaremos el tiempo de viaje entre el sismo y cada estación, este proceso se realizó con los resultados de SEISAN. Esta detección de fases es necesaria para optimizar el enlace entre eventos. Estos datos se utilizan para determinar la ubicación de hipocentros de la doble diferencial, el cual da solución a la separación hipocentral después de que la red de vectores que conecta cada terremoto con sus vecinos no tiene

enlaces débiles que podrían conducir a inestabilidades numéricas. La solución determinada por “*hypoDD*” necesita ser evaluada críticamente (Waldhauser.⁵⁰).

El primer paso para realizar la relocalización de las réplicas es seleccionando los eventos que se encuentran entre los límites de latitud (N) de "18.1,18.5" y longitud (W) "-98.8,-98.3", la selección de límites se debe hacer en el directorio de *WOR* de SEISAN, en una terminal se teclea el comando “*wo*” que nos direccionara al directorio y posteriormente empleamos el comando “*select*”, aquí daremos el nombre de la base de datos y las fechas que requerimos recopilar, en este caso se utilizó las coordenadas geográficas en términos de latitud y longitud. De este proceso obtendremos los siguientes archivos de texto:

select.out	El S-file conjunto de todas las localizaciones.
index.out	Un listado de la ubicación del archivo de picados de SEIASAN para cada sismo.
waveform_names.out	Listado con los tiempos de localización de los sismos localizados.

El siguiente paso es aplicar el comando `<nor2dd select.out>` que generará:

station.dat	Latitud y longitud de las estaciones empleadas para realizar la localización.
phase.dat	El picado exacto de la onda P y S de cada estación para la ubicación de las diferentes réplicas.

Además, se debe crear el archivo *ph2dt.inp*, este archivo de texto lo utilizaremos para dar los parámetros de elección de las réplicas para el comando *ph2dt*; algunos de los parámetros son la distancia máxima de eventos, la separación entre hipocentros, número de enlaces necesarios para definir un vecino (entre eventos) y el número mínimo de enlaces para guardar.

Se aplica el comando `<ph2dt ph2dt.inp>` y se crea los siguientes archivos de texto:

event.sel~event.dat	Listado de ubicaciones hipocentrales iniciales extraídas de SEISAN.
dt.ct	Es la combinación por pares de tiempos de viaje absolutos entre estaciones y eventos.

Posteriormente se crea el archivo *hypoDD.inp*, su función es dar los parámetros de control necesaria para realizar el proceso de relocalización de las réplicas y se aplica con el comando `<hypoDD2>`.

Se aplica por último el comando `<hypoDD hypoDD.inp>` y se tendrá:

hypoDD.loc	Localizaciones originales.
hypoDD.reloc	Archivo de reubicaciones hipocentral finales.
hypoDD.sta	Presenta los residuos por estación.
hypoDD.reloc.00?.00?	Todas las iteraciones.

Habiendo realizado todo este procedimiento tendremos los parámetros de relocalización de nuestros eventos en el archivo “*hypoDD.reloc*”.

3.3 Magnitud

La magnitud para un sismo es una cantidad escalar que corresponde al tamaño y a la energía liberada que se transforma en ondas sísmicas. La deducción de la magnitud es un procedimiento iterativo y es calculada por algoritmos computacionales de forma automática. Existe diferentes tipos de magnitudes como M_l (magnitud local), M_c (Magnitud de coda), M_s (Magnitud de ondas superficiales), M_w (magnitud de momento), etc.; y se diferencian entre sí por datos y su metodología de adquisición.

3.3.1 Magnitud coda M_c

La magnitud de coda o magnitud de duración es la más utilizadas para sismos locales; este se basa en el tiempo de duración de un registro sísmico (desde la llegada de la onda P hasta cola de la señal), la cual sobre el transcurso del tiempo va decayendo por la atenuación del terreno en el que viaja la onda; también su energía que se libera se va dispersando hasta llegar al sensor poco después de todo el comportamiento de reflexión que se deben a las propiedades del terreno (Peláez, 2011.³³).

La magnitud coda se obtiene por la duración del sismo en un sismograma; esto quiere decir que es la parte tardía de la señal que conforme pasa el tiempo la amplitud de las ondas alcanzan la amplitud de la señal de ruido previo al sismo. En particular, la duración del sismo es proporcional

al tamaño del sismo, presentando algunos factores que pueden afectarlo; por ejemplo, la estructura del suelo en donde se encuentra la estación que detecta el sismo.

$$t_c = t - t_0 \quad (12)$$

Entonces la reducción de la amplitud de la señal es inversamente proporcional a la distancia que viaja la onda. Por lo tanto, la escala de magnitud coda es:

$$M_c = a * \log(t_c) + c \quad (13)$$

donde M_c es la magnitud coda, t_c resulta del tiempo de viaje medida de la onda P hasta el final de la señal, a y c son constantes. Las magnitudes son calculadas normalmente con la ayuda de las amplitudes máximas en los canales Z de los sismogramas, y la t_{coda} se empieza a medir con el arribo de la onda P hasta la final de la señal. Por lo tanto, la escala de magnitud de coda es calculada usando:

$$t_{coda} = t - t_p \Rightarrow t_{coda} = t - (t_p - t_0) \quad (14)$$

Entonces;

$$M_c = a * \log(t_{coda}) + b * r + c \quad (15)$$

donde r es la distancia hipocentral en Km; a , b y c son constantes.

Todas las combinaciones estación-evento se utilizan para determinar simultáneamente las 3 constantes a , b y c . Dado que los datos a menudo son demasiado malos para determinar los 3 parámetros al mismo tiempo, el programa también calculará solo a y c utilizando un usuario fijo suministrado valor para la corrección de distancia a la coda.

Una relación de magnitud de coda típica es:

$$M_c = 2.0 * \log(t_{coda}) + 0.0035r - 0.87 \quad (16)$$

Si a se da como un número negativo, se usará la siguiente fórmula:

$$M_c = |a| \log_{10}(t_{coda}) * \log_{10}(t_{coda}) + br + c \quad (17)$$

La magnitud de Coda solo se calcula si la distancia epicentral es menor de 1500 km (Havskov y Ottemöller, 2010.²⁴).

Para calcular la magnitud de coda seleccionando la longitud de coda en SEISAN (Imagen 8.3), es presionando “c” en el teclado en el lugar donde el rastro del evento desaparece en el ruido. Aparecerá una etiqueta de coda sobre la forma de onda. Si las magnitudes se calculan para más de una estación, las magnitudes del evento son los promedios.

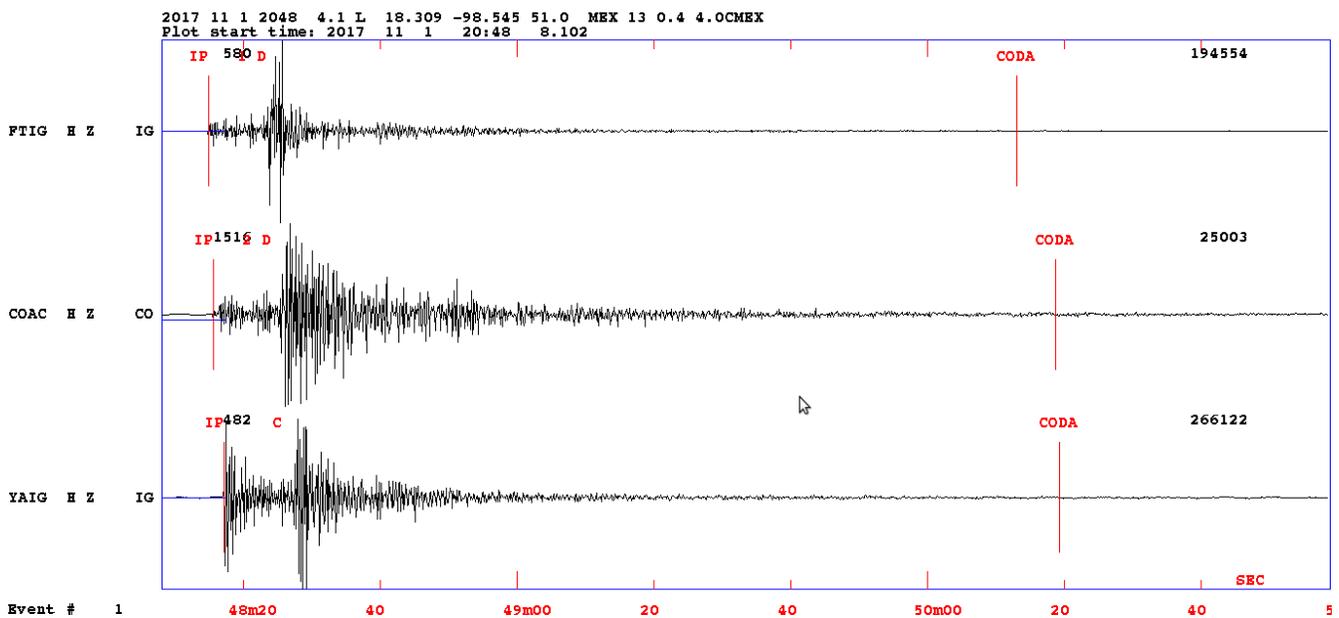


Imagen 9.3 La componente Z de los sismogramas con la coda picada para calcular la magnitud del sismo en SEISAN.

3.3.2 Magnitud de Momento M_w

Desarrollada por Kanamori en 1977 y tiempo después por Hanks y Kanamori en 1979 (Peláez, 2011.³⁴), la magnitud de momento se convirtió en la escala más utilizada hoy en día. Esta se define como:

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) (\log M_0 - 16.1) \quad (18)$$

De donde M_0 es la medida en Nm(*newton · metro*) \Rightarrow (*dina · centímetro*).

Una gran ventaja de esta escala que refleja mejor el tamaño de la ruptura, entonces, el momento sísmico M_0 es la medida directa del tamaño de la zona de ruptura por el desplazamiento tectónico, el cual puede calcularse al determinar la inversión del tensor de momento. La magnitud del momento está definida por la relación de la energía sísmica irradiada y el momento sísmico. La magnitud de momento es muy adecuada para evaluar el potencial de grandes terremotos de subducción.

Es difícil calcular con exactitud la magnitud para un terremoto de grandes dimensiones debido a las múltiples rupturas que pueda generar, por lo cual se podría obtener un momento sísmico mucho más pequeño.

3.4 Fuente sísmica

3.4.1 Tensor de momentos sísmicos (Dreger)

3.4.1.1 Problema Directo

La teoría del problema directo es un método aplicado a extraer información de utilidad por nuestro entorno a partir de medidas físicas o datos extraídos. Se define como el procedimiento de predecir los datos resultantes basándose de un modelo asumido, sumado a ciertas condiciones establecidas o parámetros, con esto, se deduce los valores de datos que deberían ser observados; un ejemplo básico del problema directo es realizar el producto de dos números ("3x4", donde 3 y 4 son los parámetros del problema aplicados para obtener los datos resultantes), un ejemplo en la Geofísica, es el cálculo de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas entre la fuente y el receptor basados por un modelo de velocidades.

En efecto, se realizó un procedimiento de problema directo con el siguiente modelo de velocidades:

Tabla 1.3 Modelo de velocidades aplicada a la inversión del tensor de momento, donde la capa 1 es la más superficial y la 5 la más profunda y que tiende a infinito (Campillo et.al., 1996.¹¹).

Capa	Velocidad de onda P (km/s)	Velocidad de onda S (km/s)	Espesor (km)	Densidad (g/cm ³)
1	5.37	3.10	5.00	2.49
2	5.72	3.30	12.00	2.60
3	6.49	3.75	28.00	2.85
4	8.23	4.75	500.00	3.40

3.4.1.2 Funciones de Green

Las funciones de Green interpretan la estructura de velocidades del viaje de ondas entre las capas de la Tierra, el viaje de las ondas es entre la fuente del sismo y el receptor o sismómetro. Esta función de Green se define como $G(\vec{x}, t)$ y es la solución de la ecuación de onda inhomogénea, y la podemos ver para una fuente puntal que se encuentra en $\vec{x} = \vec{x}^i$ a un tiempo $t = t^i$, que llega a un receptor con ubicación $\vec{x} = \vec{x}$ y que detecta una onda en el tiempo $t = t$ con una velocidad c , por lo tanto:

$$\ddot{G}(\vec{x}, \vec{x}^i; t, t^i) - c^2 \Delta^2 G(\vec{x}, \vec{x}^i; t, t^i) = \delta(\vec{x} - \vec{x}^i) \delta(t - t^i) \quad (19)$$

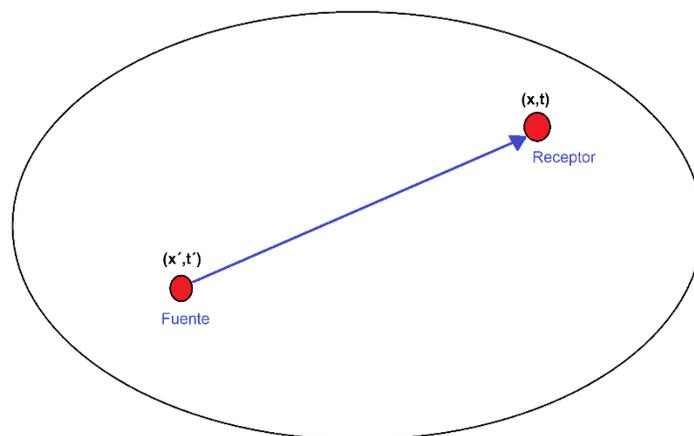


Imagen 10.3 Configuración del viaje de las ondas entre la fuente y receptor.

Esta función depende de una fuente, pero el análisis de las Funciones de Green trabaja con distinto número de fuentes, generando funciones en diferentes tiempos. Podemos ver el caso en donde hay dos estaciones A y B , con una fuente que presenta un ruido S . Cuando se presenta una perturbación se genera un frente a un tiempo $t = 0$ que viaja hacia los receptores. El siguiente punto son las funciones para cada estación.

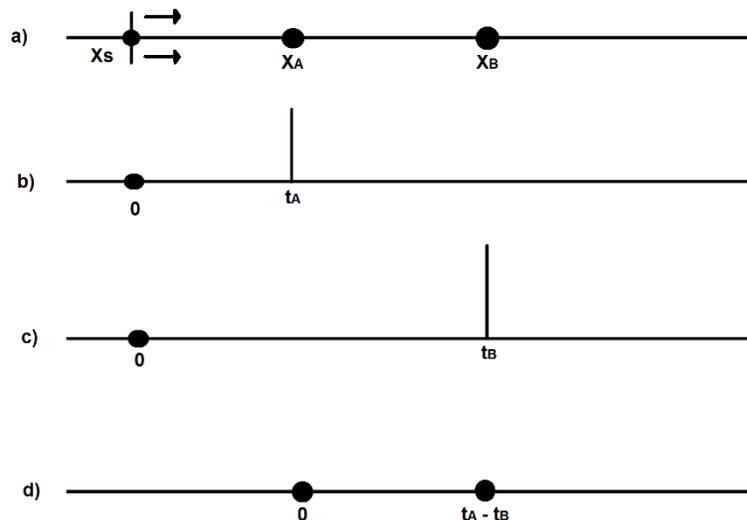


Imagen 11.3 a) Frente de ondas que se genera en una posición x_s a un tiempo $t = 0$ y con una velocidad c .

b) La respuesta observada por la estación x_A a un tiempo t_A .

c) La respuesta observada por la estación x_B a un tiempo t_B .

d) Es el resultado de la correlación cruzada de dos estaciones con la señal A y B.

Al desarrollar estos conceptos en términos de Green:

$G(x_A, x_S, t)$ representa la señal captada en la estación en la posición x_A de la señal x_S

$G(x_B, x_S, t)$ representa la señal captada en la estación en la posición x_B de la señal x_S

Se puede sumar a la ecuación los tiempos de viaje, con lo que quedaría:

$$G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A), \text{ con } t_A = \frac{x_A - x_S}{c}$$

siendo c la velocidad de las ondas en la estación A .

$$G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B), \text{ con } t_B = \frac{x_B - x_S}{c}$$

siendo c la velocidad de las ondas en la estación B .

Al sumar el ruido, no podemos conocer el tiempo ni la ubicación de la fuente de las señales, por otro lado, la idea es obtener las funciones de Green que existen entre las estaciones A y B por

interferometría sísmica. Para lograr las funciones de Green entre estas estaciones, es necesario realizar la correlación cruzada entre las señales captadas por los receptores.

La correlación cruzada de señales se define como una medida de similitud entre las series de tiempo; entonces:

$$\begin{aligned} CC_{fg}(t') &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t+t')dt \\ \Rightarrow CC_{fg}(t') &= \int_{-\infty}^{\infty} f(t_B)g(t_A+t')dt \end{aligned} \quad (20)$$

Por lo cual la correlación cruzada de las funciones de Green entre las dos estaciones A y B, con $G(x_B, x_S, t) = f(t)$ y $G(x_A, x_S, t) = g(t)$, quedaría como:

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = f(t) * g(-t) = CC_{fg}(t) \quad (21)$$

En donde (21) indica la convolución de las dos series de tiempo. Por lo tanto:

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t) \quad (22)$$

Con este resultado observamos que no es necesario conocer el tiempo absoluto en el que ocurrió la perturbación generadora del frente de onda y tampoco la localización originaria de la fuente. Por lo que $G(x_B, x_A, t)$ es la respuesta obtenida en la estación x_A de la señal originada en la estación x_B . Es la vinculación entre las propiedades sísmicas de la Tierra entre las dos estaciones A y B (Hutchings y Viegas, 2012.²⁶).

3.4.1.3 Inversión del Tensor de Momento Sísmicos

El procedimiento de inversión del tensor de momento fue generado por Gilbert, donde se utilizan ondas sísmicas de larga distancia, donde la propagación de la onda se simplifica por el filtrado a períodos largos (bajas frecuencias), teniendo como resultado ondas que se han propagado a pocos periodos de longitud de onda, y que son fácilmente predecibles utilizando un patrón de capas unidimensionales. La paquetería de “*Moment Tensor Inversion Toolkit*” (MTINV) es el resultado de una colección de códigos escritos para realizar la inversión del tensor de momento de un sismo con sus tres componentes adquiridas en estaciones sísmicas regionales (Ichinose et al., 2014.⁸);

con estos, se generan soluciones de tensor de momento para la profundidad de la fuente y su tiempo de origen (Minson y Dreger, 2008.³³).

Encontrar solución del mecanismo focal de un sismo significa que se obtiene un resultado del análisis de las formas de onda sísmicas generadas por una fuente sísmica y que fueron registradas por estaciones, y nos proporciona información como la profundidad, la magnitud, epicentro, el movimiento y la orientación del plano de falla. Existen dos métodos para el cálculo del mecanismo focal, por las primeras polaridades de las ondas P, y por el cálculo del tensor de momento sísmico.

La técnica de primeras polaridades de la onda P se calculan por la orientación de cada rayo sísmico detectado por cada estación. Para esto debemos tener una esfera imaginaria en hipocentro del sismo, y ver la orientación del rayo sísmico con respecto a cada estación. Lo siguiente es examinar el arribo de la forma de onda P en la componente vertical del sismograma, y se indica si compresión (el suelo se levanta), o dilatación (el suelo se hunde). Se puede con esto dibujar los puntos en una planilla estereográfica (Jover *et al.*, 2002.²⁹).

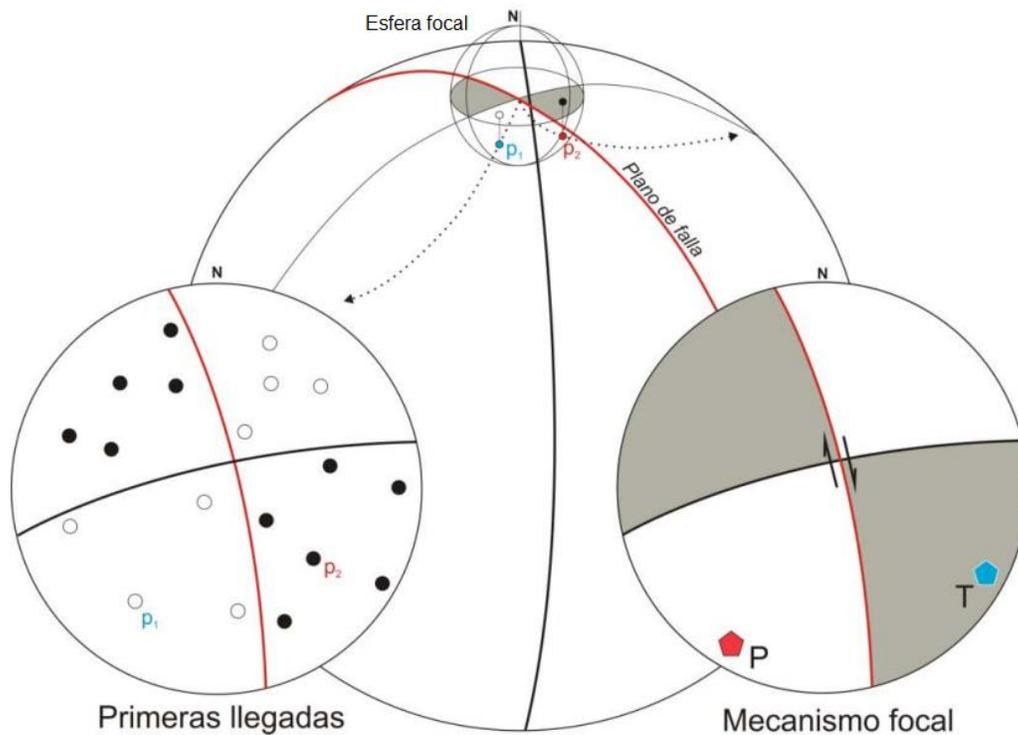


Imagen 12.3 Forma abstracta de representar el fallamiento de un sismo es la esfera focal, donde, los puntos son las polaridades de los primeros arribos, en negro representan la compresión y en blanco la dilatación. Por lo tanto, el mejor ajuste será el mecanismo focal generado por estas polaridades (Reduca, 2010.⁴⁵).

Donde representamos con puntos la llegada como compresión y en círculos el arribo de dilatación para cada estación. Ya que añadió todos los arribos se debe encontrar dos planos (planos nodales) perpendiculares que separen de forma ordenada los puntos de los círculos (Imagen 11.3). Esta solución no es siempre única, pero ayuda a entender de mejor manera el movimiento generado por la falla.

3.4.1.4 Tensor de Momento Sísmico

Este método determina el mecanismo focal basado en un modelado de las formas de onda calculando las fuerzas generadas por el desplazamiento observados en los sismogramas de las estaciones. Para calcular la relación de fuerzas y desplazamientos se obtienen las funciones de Green.

Formar el modelo matemático se describe mediante un tensor simétrico de 9 componentes, escrito como una matriz del tensor de momento (M_{ij}), con los parámetros iniciales de (T_0 , coordenadas epicentrales y profundidad), estos parámetros es la partida para el procedimiento iterativo donde los cambios de los elementos del tensor de momento se deducen con los cambios en los parámetros hipocentrales. Pero cuando el desplazamiento ha sido generado por una falla, las componentes se reducen en dos de igual magnitud y orientación (modelo de doble par de fuerzas). Estas componentes se denominan como Momento escalar (M_0)

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot s \quad (23)$$

Donde μ es el módulo de rigidez, A la superficie de ruptura y s la distancia de desplazamiento, vemos que este valor depende directamente del desplazamiento y las características físicas de la superficie de ruptura.

3.4.1.5 Cálculo del Tensor de Momento Sísmico

Existen diferentes procedimientos para el cálculo del mecanismo focal con el modelado de ondas con el fin de hallar el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados (funciones de Green), sumados a los parámetros iniciales (tiempo de origen, coordenadas epicentrales y

profundidad) se deduce un tensor de momento preliminar. En general el procedimiento es estable y converge rápidamente.

Para el doble par de fuerzas, tienen la restricción que la determinante de M (Shearer, 2009.³⁹), es cero:

$$M = \begin{matrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{matrix} \quad M = \begin{matrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{matrix} \quad (24)$$

Así, las componentes cartesianas del tensor de momento se pueden escribir en términos de rumbo (Φ), buzamiento (δ) y deslizamiento (λ) del plano de falla, además del momento sísmico escalar M_0 (Aki y Richards 1980.²).

$$\begin{aligned} M_{XX} &= -M_0(\text{sen}\delta\text{cos}\lambda\text{sen}2\Phi + \text{sen}2\delta\text{sen}\lambda\text{sen}2\Phi) \\ M_{XY} &= M_0(\text{sen}\delta\text{cos}\lambda\text{sen}2\Phi + 0.5\text{sen}2\delta\text{sen}\lambda\text{sen}^2\Phi) \\ M_{XZ} &= -M_0(\text{cos}\delta\text{cos}\lambda\text{cos}\Phi + \text{cos}2\delta\text{sen}\lambda\text{sen}2\Phi) \\ M_{YY} &= M_0(\text{sen}\delta\text{cos}\lambda\text{sen}2\Phi - \text{sen}2\delta\text{sen}\lambda\text{cos}^2\Phi) \\ M_{YZ} &= -M_0(\text{cos}\delta\text{cos}\lambda\text{sen}\Phi + \text{cos}2\delta\text{sen}\lambda\text{cos}\Phi) \\ M_{ZZ} &= M_0\text{sen}2\delta\text{sen}\lambda \end{aligned}$$

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A \quad (25)$$

Donde μ es el módulo de cizalla, D el desplazamiento y A el área de la falla. Se debe agregar que para obtener la magnitud de momento M_w , energía liberada por un sismo (Hanks y Kanamori, 1979.²²) tenemos la siguiente ecuación:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7 \quad (26)$$

El procedimiento, para obtener el tensor de momento con MTINV (Ichinose et al., 2014.⁸), es con datos de estaciones sísmicas del SSN. La selección de estaciones fue por una distancia alrededor 350 km del epicentro, también, se requiere los datos de “poloz-ceros” de cada estación para quitar

la respuesta instrumental de la señal o del sismograma. El primer paso fue utilizar el comando con los siguientes parámetros

```
>mkgrnlib par=wus.par stnm=AAIG net=IG verbose dump<
```

par	Parámetros del comando (wus.par).
stnm	Nombre de la estación o estaciones.
net	Nombre de la red de estaciones.
verbose	Genera todo el proceso en la terminal.
dump	Crea los datos en SAC.

Por lo tanto, se debe crear el archivo de parámetros wus.par. El archivo de parámetros wus.par se construye de la siguiente manera.

Parámetros Requeridos	wus.par
stnm=AAIG	Código de la estación
net=IG	Código de red
velmod=wus	Nombre del modelo de velocidades con la extensión .mod
modeldb=/mydir/models	Localización del archivo del modelo de velocidades
stadb=/mydir/stations	Nombre de archivo y ruta al archivo de ubicación de la estación
zrange=2/2/10	Profundidad inicial, incremento de profundidad, profundidad final
evla=32.567	Latitud del evento
evlo=-120.456	Longitud del evento
dt=0.15	Muestra de función de Green por segundo
nt=2048	Número de puntos de la función de Green (potencia de 2)
fmax=0.9	Frecuencia máxima de la función de Green (max es Nyquist)
t0=0	Hora de inicio de la función de Green 0 = hora de origen
rdev=10	Velocidad de reducción de la función de Green (km / s)

damp=1	Amortiguación de la función de Green (1 está bien)
kmax=999999	Número máximo de funciones de Green
eps=0.0001	Parámetro de tolerancia de precisión de función de Green 1
smin=0.0001	Parámetro de corrección de precisión de función de Green 2

Este comando lee el archivo de parámetros wus.par que asocian a una base de datos de las estaciones en formato "rdseed"; el archivo rdseed.stations contiene la localización de las estaciones a utilizar (AAIG IG 21.968457 -102.3802 "Aguascalientes, Ags."), junto a un archivo de modelo de velocidades en una dimensión en formato ASCII simple (wus.mod), incluyendo los argumentos de latitud y longitud del epicentro, número de puntos, velocidad de muestreo y los intervalos de profundidad. Se genera una librería de funciones de Green en función de la profundidad en formato binario con las 10 orientaciones de fallas fundamentales (ZSS, ZDS, ZDD, ZEP, RSS, RDS, RDD, REP, TSS, TDS); estos resultados son obtenidos por la metodología de reflectividad f-k de (Zeng y Anderson, 1995.⁵⁰).

El siguiente paso se da con el comando:

```
>glib2inv par=mtinv.par verbose dumsac dumpgrn<
```

par	Archivo de parámetros de la estación (mtinv.par).
verbose	Muestra el proceso en la terminal.
dumsac	Genera los archivos en formato binario.
dumpgrn	Genera las funciones de Green en formato SAC.

El archivo mtinv.par se compone de los siguientes valores

```
#### Comentarios de la región #####
CM Puebla, MX
#### Datos del tiempo de origen #####
OT 2017/09/19,18:14:39.77
#### Cálculos avanzados #####
```

##		stk		dip		rak		Mw		evlo		evla		Z	#####
		0		0		0		7.1		-98.707		18.334		58	
sta	set	model	np	pas	lf	hf	nt	dt	tr	tt	v/d	mulfac	used(Y/N)	ts0	weight
AAIG	IG	wus	3	2	0.012	0.05	1024	0.2	0.0	0.0	d	10	Y	+1.0	Surf/Pnl

sta	Código de la estación
set	Red de la estación
model	Nombre del modelo de velocidades
np	Número de polos
pas	Numero de pases para el filtro pasa banda
lf	Baja frecuencia de esquina
hf	Alta frecuencia de esquina
nt	Número de puntos
dt	Frecuencia de muestreo
tr	Tiempo de subida
tt	Duración de la porción
v/d	Velocidad o desplazamiento
mulfac	Factor de multiplicación
used(Y/N)	Y si se utiliza la estación, N si no se quiere utilizar
ts0	Tiempo de origen
weight	Peso de las ondas

La tarea del comando es leer las funciones de Green generadas en función de la profundidad para las estaciones fuente y realiza el procesado de las funciones de Green para encontrar la solución del tensor de momento, el tratado de las funciones de Green son el filtro de interpolación entre el diezmo y agrega uno de pasa banda.

El tercer comando hace uso de los parámetros de >glib2inv< acerca de la información de las estaciones, con las ubicaciones de los archivos binarios en formato SAC genera archivos de entrada para calcular el tensor de momento. Escanea la localización de los archivos SAC y de su respuesta instrumental pole y cero, los procesa con detrended, filtrado de paso de banda, interpolado, ventanas, escalado a las unidades correctas, cónico y girado en el sistema de coordenadas Vertical, Radial y Transversal (Z, R, T). Entonces debemos tener

```
>sacdata2inv par=mtinv.par respdir=../Resp path=../Data verbose dumpsac<
```

par	Archivo de parámetros de la estación (mtinv.par)
respdir	Directorio donde se encuentran pole y ceros.
path	Directorio donde se encuentran los sismogramas en formato SAC.
verbose	Muestra el proceso en la terminal.
dumpsac	Genera los archivos en formato SAC.

Por último, el comando <mtinv> leerá el archivo de parámetros mtinv.par y generará los datos procesados, filtrados y archivos de entrada de las funciones de Green para realizar una inversión para los 5 o 6 momentos del tensor, con un proceso de mínimos cuadrados. Por lo tanto, se obtendrá un porcentaje de doble pares junto a la reducción de varianza para verificar cada profundidad de la fuente, con ello, también se generará un archivo ASCII con la mejor adaptación.

```
>mitinv ts0=${ts0} par=mtinv.par mtdegfree=5<
```

ts0	Cantidad de segundos para remplazar todos los datos relativos a la hora de origen.
par	Archivo de parámetros de la estación (mtinv.par).
mtdegfree	Grados de libertad para el tensor de momento. 1 = MT isotrópico, 5 = MT desviación, 6 = MT completo.

Se debe mencionar, que dentro de la paquetería de MTINV, se facilita dos Shells que realizan todo este procedimiento (makeglib.csh y run.csh). Estos Shells necesitaran los archivos wus.par y mtinv.par, junto algunos parámetros de tiempo y las estaciones a utilizar, enlazado sobre los valores de tiempo de origen para estimar el tiempo de origen óptimo y la profundidad del centroide. Además, plotearan las gráficas de los resultados de la inversión del tensor de momento. Estos serán los resultados que más adelante explicaremos.

3.4 Mecanismos focales

Una falla geológica se puede describir asumiendo que es una superficie plana donde un movimiento relativo o deslizamiento ocurre durante un terremoto; prácticamente las fallas sísmicas son más complicadas, pero podemos encontrar una manera de describirlas con mayor facilidad. Estos pueden ser descritos bajo tres términos, rumbo (“*strike*”), buzamiento (“*dip*”) y desplazamiento (“*rake*”). Entonces esta geometría puede ser descrita por estos tres valores:

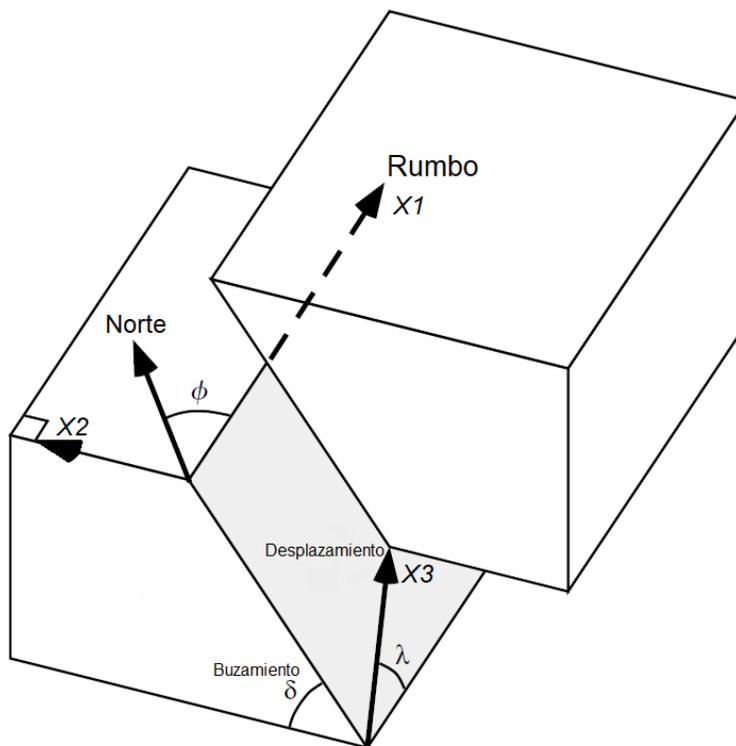


Imagen 13.3 Geometría de la falla, donde se aprecian los diferentes ángulos que corresponden al movimiento de los bloques (Shearer, 2009.³⁹).

Por lo tanto, la geometría se representa en tres ejes, rumbo, buzamiento y desplazamiento; donde x_1 es la dirección de rumbo, x_2 es perpendicular a x_1 y representa el plano de la superficie y x_3 apunta hacia arriba. La manera en cómo medir estos ejes; el ángulo del rumbo se mide en sentido de las manecillas del reloj desde el norte, por otro lado, el desplazamiento se toma en el plano de falla en sentido contrario de las manecillas del reloj desde la dirección del rumbo y este se mide entre el eje x_2 y el plano de falla, por último la falla y la dirección del buzamiento se puede orientar en diferentes direcciones y se nombran de manera diferente en relación con la orientación con

respecto a la superficie de la tierra, como se ve en la (Imagen 12.3) Por lo tanto, podemos decir que los ángulos de cada plano se describen de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \text{rumbo ("strike")} &: 0 \leq \phi < 360^\circ \\ \text{buzamiento ("dip")} &: 0 \leq \delta \leq 90^\circ \\ \text{desplazamiento ("rake")} &: 0 \leq \lambda < 360^\circ \end{aligned}$$

Algunos ejemplos de los tipos de falla son los que continuación se presentan en la (Imagen 13.3)

Estas fallas las podemos catalogar como un deslizamiento inverso o un fallo de empuje con un componente de deslizamiento del “*strike*”. Estas fallas se denominan como fallas de deslizamiento oblicuo. Si la falla rompe la superficie, el rumbo, buzamiento y desplazamiento se pueden obtener por métodos geológicos, sin embargo, la mayoría de los terremotos no rompen la superficie por lo que los datos sísmicos se utilizan para determine la solución de plano de falla (Havskov y Ottemöller, 2010.²⁴).

3.5.1 Esferas focales

Representar la nomenclatura para definir los mecanismos focales, donde la idea abstracta se ve aterrizada en forma de pelotas de playa, de aquí reciben el nombre de “*beach balls*”; mostraremos a continuación las fallas más comunes y su relación con sus geometrías:

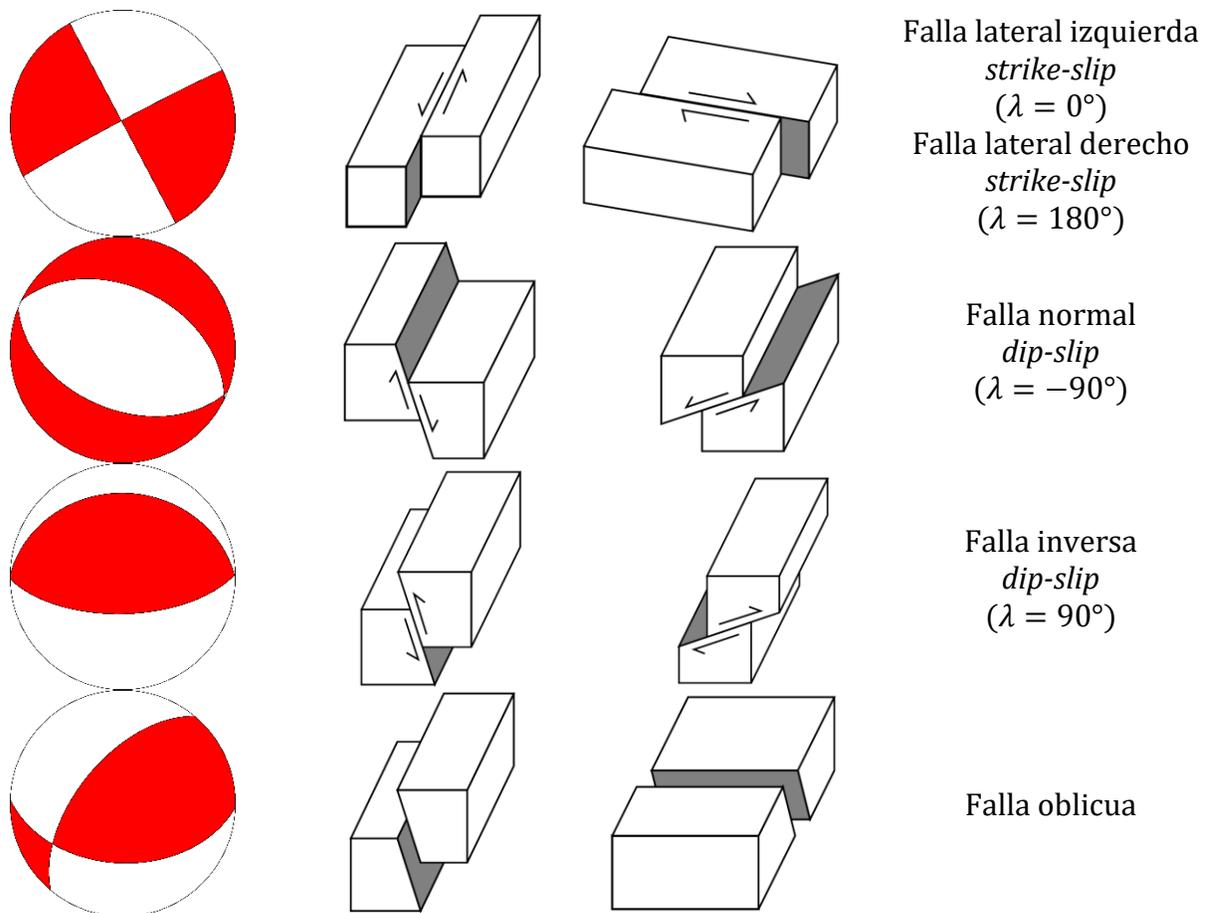


Imagen 14.3 Esferas focales correspondientes a su geometría de falla (Shearer, 2009.³⁸).

Esta es la manera en cómo podemos ver gráficamente una falla y entender más sobre el comportamiento de la falla que está describiendo (Shearer, 2009.³⁹).

3.6 Polaridades (*Focmec*)

El programa “Focmec” de SEISAN fue escrito por Arthur Snoke, y sirve para determinar los mecanismos focales de los sismos utilizando las polaridades de la onda P, y funciona tanto para sismos locales como globales (Sadegh, 2009.³⁸).

El programa hace uso de las polaridades y las relaciones de amplitud, y al solo utilizar relaciones de amplitud no es necesario corregir la respuesta instrumental; idealmente la solución deberá estar bien limitada solo por las polaridades, y después las relaciones de amplitud puedes ofrecer

la constancia de la solución, esta solución está directamente moldeada por el modelo de velocidades proporcionado.

3.6.1 Uso de amplitudes

Las relaciones de amplitud se calculan a partir de lecturas de amplitud dadas en el archivo S de SEISAN. Si bien las proporciones de amplitud pueden proporcionar restricciones adicionales a la solución, deben usarse con precaución. Idealmente, la solución debería estar bien limitada solo por las polaridades, y luego las relaciones de amplitud pueden proporcionar la confirmación de una solución o ayudar a seleccionar una de varias soluciones igualmente buenas. Esto deja las siguientes correcciones en las amplitudes antes de calcular las relaciones.

- Se calcula el ángulo de incidencia en la estación y corregir el efecto de superficie libre.
- Para terremotos locales, se usa el tiempo de viaje calculado para una fase particular para corregir Q. Se pueden usar diferentes Q para P y S, y la frecuencia utilizada es la frecuencia de la amplitud máxima.

Para la selección de polaridades se utilizan la fase P del sismograma y se otorga una polaridad (“C, +” de compresión o “D, -” de dilatación) (Imagen 10.3). Para sismos locales se puede utilizar cualquier fase de P, en caso de que haya pocas polaridades disponibles. La relación de amplitudes se debe determinar con el mismo tipo de onda, el programa solo formará relaciones de amplitud de los mismos tipos de onda; generalmente se utilizan relaciones determinadas únicamente de las ondas directas, ya que son más identificables y la amplitud que muestran son mayores (Havskov & Ottemoller, 1999.²⁴).

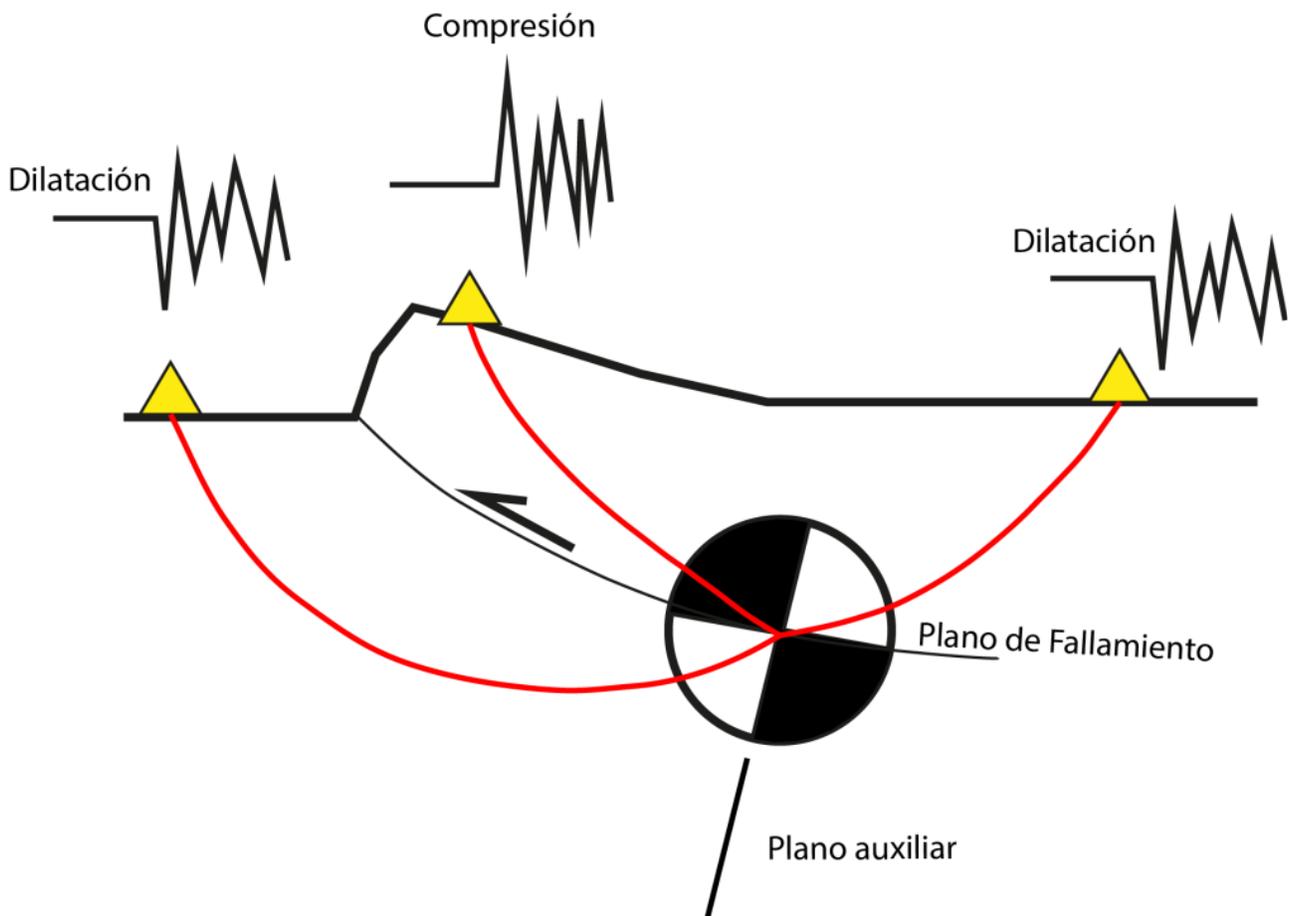


Imagen 15.3 Esquema ejemplificando el arribo de polaridades, donde los cuadrantes negros representan la compresión (c, +) y los blancos son la dilatación (d, -) del mecanismo focal (Ammirati, 2016.⁵).

El funcionamiento del programa inicia determinando el número de polaridades y relaciones de amplitud que se ajustan a cada posible solución dando todas las soluciones dentro del parámetro de error concediendo la oportunidad de elegir la solución más adecuada. Cabe mencionar que para lograr la solución del plano de falla se debe tener la localización del sismo Imagen 15.3.

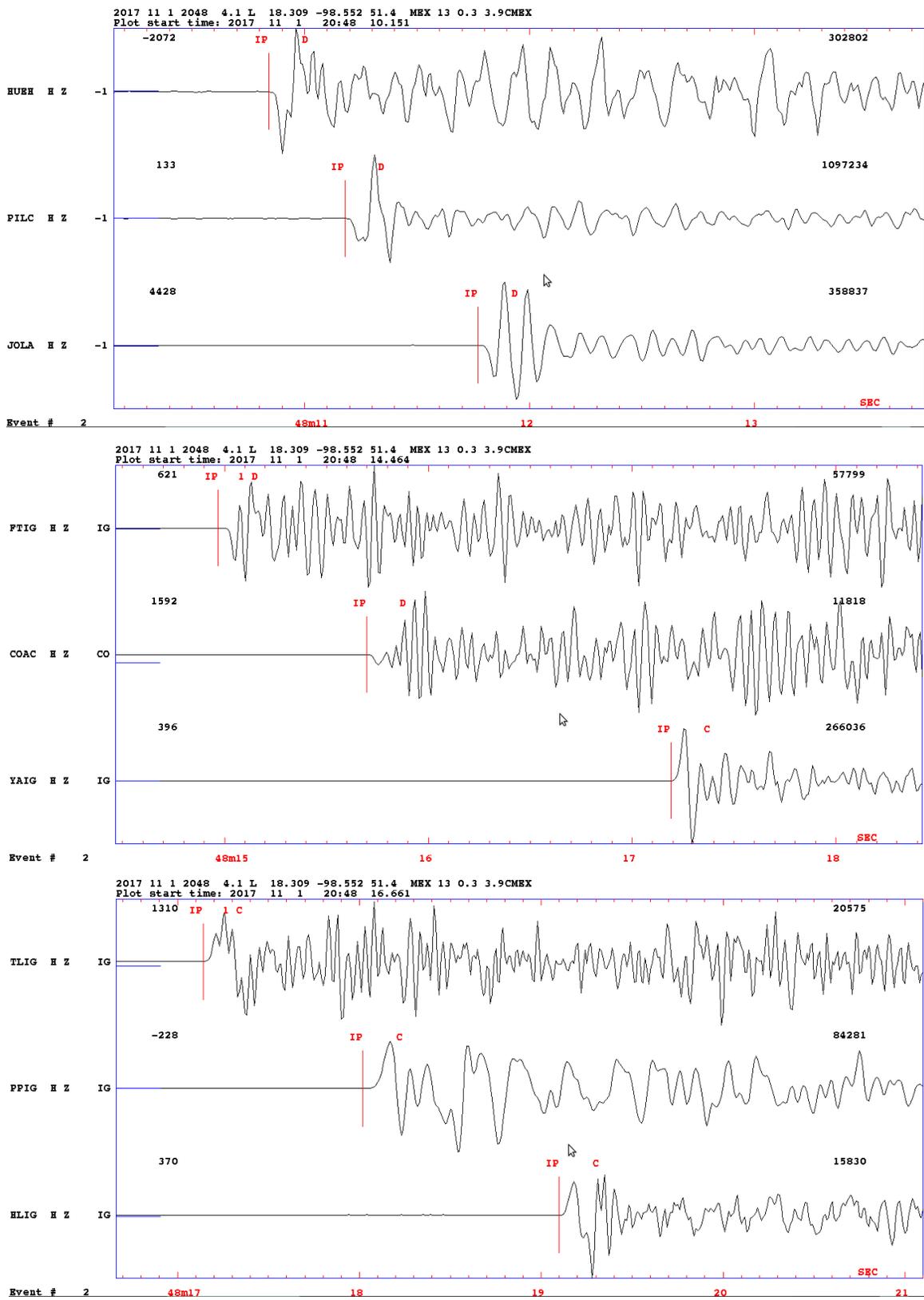


Imagen 16.3 Picado del sismo con pesos y polaridades en la componente Z del cada sismograma, donde D es dilación y C es compresión. Este sismo fue previamente localizado para realizar el proceso de generar el mecanismo con “Focmec”.

```

Stop (0)
Plot saved solution(s) (1)
Plot new solutions (2)
Plot selected solution (3)
Find new solutions (4)
-1, -2, -3 also plot station

```

Imagen 17.3 Opciones para generar el mecanismo focal del sismo.

El procedimiento para generar el mecanismo focal de “Focmec” dentro de SEISAN consiste en teclear el comando *f* para que aparezcan las opciones para generar el mecanismo (Imagen 16.3). Seleccionaremos la tecla 4 para generar nuevas soluciones, solicitara nuevos parámetros que deben ser considerados por la perspectiva que se tenga del sismo. Ya que se generan las soluciones tecleamos 2

para graficar todas las soluciones posibles de los mecanismos focales y se selecciona la mejor solución. Para guardar esta solución se debe poner el cursor en el mecanismo a elegir y teclear *P* para guardar. Después, se oprime 1 y se optara por guardar la solución. Para poder salir de esta interfaz solo se debe teclear 0; podremos ver la solución en el archivo “*S-File*” del sismo y *ploteando* con el comando *fo*. Para observar las estaciones y su picado, podemos dar “*enter*” y escribir -1, se graficará como se ve en la (Imagen 17.3):

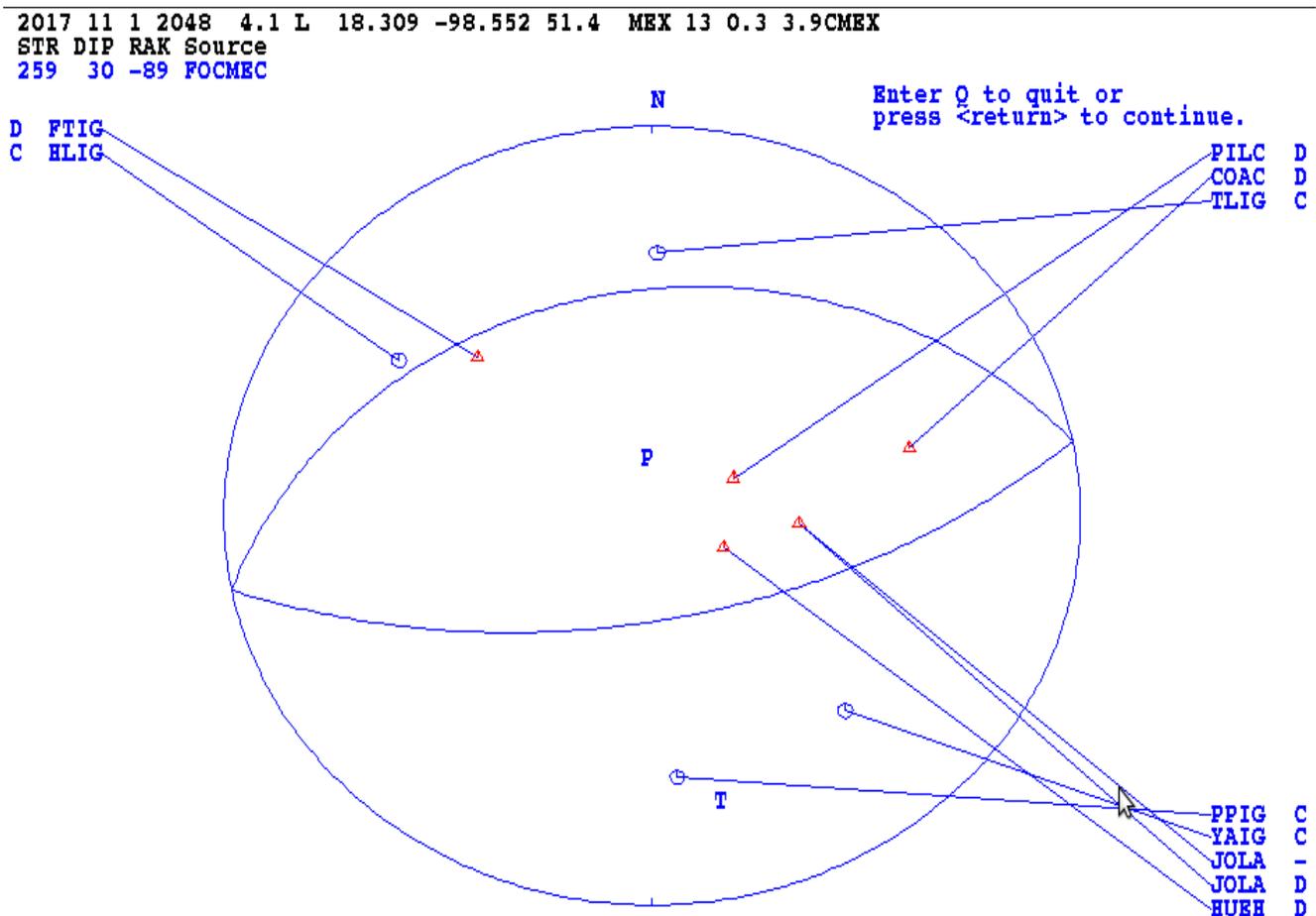


Imagen 18.3 El mecanismo focal de “Focmec” con las estaciones picadas especificando su polaridad.

Capítulo 4

Resultados

En este trabajo se busca dar a conocer y describir las características asociadas a este sismo. Se mostrarán los resultados de cada proceso de forma individual, se buscó que entre ellos haya una relación consistente y en su caso se discutirán las ambigüedades.

4.1 Localización

El día 19 de septiembre del 2017 un sismo con reporte preliminar del SSN, localizado a 18.335 latitud y -98.676 longitud, entre el estado de Morelos y Puebla de magnitud 7.1 y profundidad de 38.5 km, se originó a las 13:14:40 hora de la Ciudad de México.

Con efecto de reducir las incertidumbres en la localización presentada por el SSN, se realizó la localización utilizando información adicional de las estaciones del SSN y se añadieron datos de los acelerómetros del CIRES y del Instituto de Ingeniería, para lo cual se usó el software de SEISAN.

Como resultado del proceso anterior se obtuvieron los siguientes parámetros:

Fecha	Hora (UTC)	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Error	Localidad	Estaciones
19 septiembre 2017	18:14:39.8	18.344	-98.676	52.1	0.4	MEX	24

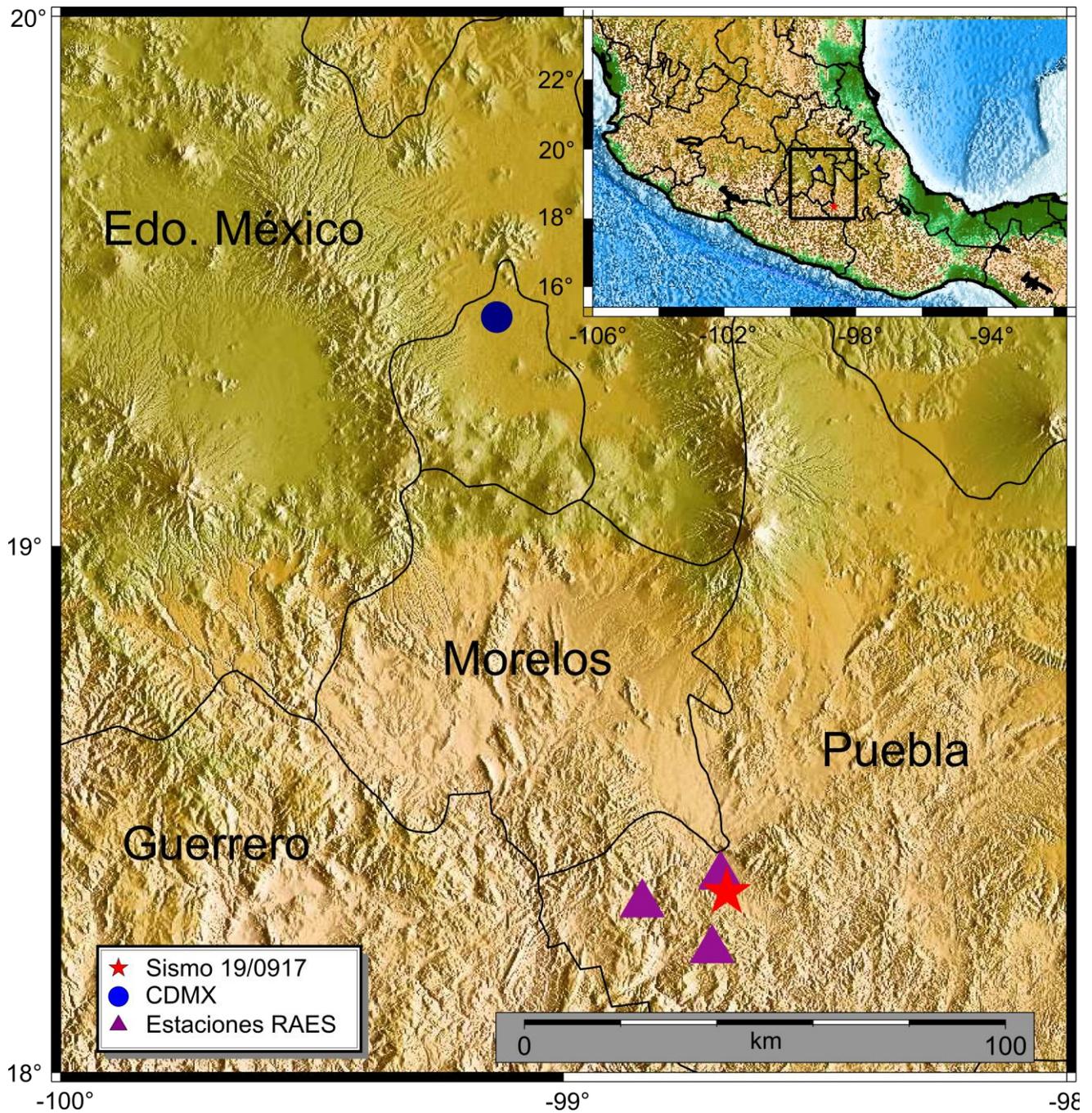


Imagen 4.4 Mapa que muestra la posición de epicentro del sismo magnitud 7.1(estrella roja) localizado por SEISAN. El epicentro se encuentra dentro del territorio de Puebla muy cercano a los límites de Morelos, además, está a 130 km del centro de la Ciudad de México (punto azul).

El epicentro se encuentra en el estado de Puebla a tan solo 130 *km* de la Ciudad de México (Imagen 1.4), dada la cercanía a la ciudad las afectaciones a la población fueron de grandes proporciones; se trató de un sismo intraplaca a 52.1 km de profundidad en la placa de Cocos subducida (Servicio Sismológico Nacional, 2017.⁴³).

Como puede verse en los parámetros de localización preliminar de la localización obtenida en este trabajo, la principal diferencia es la profundidad del hipocentro (38.5 km vs. 50.7 km).

Dado el tamaño de sismo, su magnitud no puede ser obtenida a través de la magnitud de coda ya que es bien conocido que se satura (Peláez, 2011.³⁴). Por esta razón se realizó la inversión de momentos sísmico y a su vez la magnitud de momento.

Además de la localización del sismo, con el programa de Focmec, se seleccionaron las polaridades de los primeros arribos para generar el mecanismo focal de este evento (Imagen 2.4):

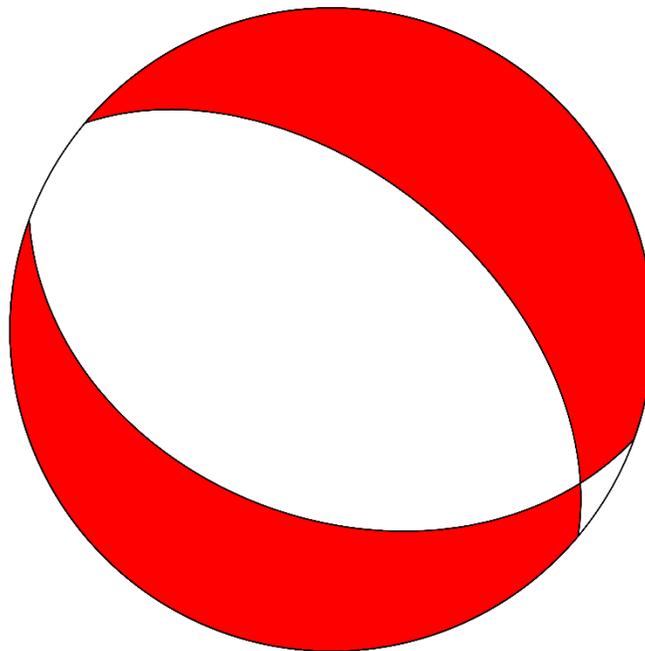


Imagen 5.4 Mecanismo focal generado con el plano nodal “strike” = 310°, “dip” = 51° y “rake” = -76°.

4.2 Fuente

Con el objetivo de determinar el tensor de momentos sísmico, se llevó a cabo la inversión del sismo utilizando la metodología descrita en el Capítulo 3. Para el cálculo de las funciones de Green, entre el hipocentro y cada estación, se utilizó la localización obtenida en este trabajo y el modelo de velocidades propuesto por (Campillo et al., 1996.¹¹).

A continuación, se muestra una de las salidas originales del programa de inversión (*MTINV*) que describe las características de la fuente sísmica:

Seismic Moment Tensor Solution

2017/09/19 (262) 18:14:36.80 18.3430 -98.6760 Puebla, MX

Depth = 52.0 (km)

M_w = 7.15

M₀ = 6.54x10²⁶ (dyne x cm)

Percent Double Couple = 100 %

Percent CLVD = 0 %

no ISO calculated

Epsilon=0.00

Percent Variance Reduction = 57.49 %

Total Fit = 56.88

Major Double Couple

	strike	dip	rake
Nodal Plane 1:	312	38	-61
Nodal Plane 2:	97	58	-111

DEVIATORIC MOMENT TENSOR

Moment Tensor Elements: Spherical Coordinates

M_{rr}= -5.52 M_{tt}= 4.99 M_{ff}= 0.52

M_{rt}= -2.78 M_{rf}= -0.91 M_{tf}= -2.53 EXP=26

Moment Tensor Elements: Cartesian Coordinates

$$\begin{pmatrix} 4.99 & 2.53 & -2.78 \\ 2.53 & 0.52 & 0.91 \\ -2.78 & 0.91 & -5.52 \end{pmatrix}$$

Eigenvalues:

T-axis eigenvalue= 6.54

N-axis eigenvalue= -0.00

P-axis eigenvalue= -6.54

Eigenvalues and eigenvectors of the Major Double Couple:

T-axis ev= 6.54 trend=201 plunge=11

N-axis ev=0.00 trend=108 plunge=17

P-axis ev=-6.54 trend=321 plunge=70

Maximum Azimuthal Gap=134 Distance to Nearest Station=395.2 (km)

AAIG.IG	(V)	Y	558.1	317	135	0.012	0.050 AAIG.IG.wus.glib
TGIG.IG	(V)	Y	613.4	106	287	0.012	0.050 TGIG.IG.wus.glib
ZAIG.IG	(V)	Y	636.9	321	140	0.012	0.050 ZAIG.IG.wus.glib
ANIG.IG	(V)	Y	681.5	297	115	0.012	0.050 ANIG.IG.wus.glib
CJIG.IG	(V)	Y	681.5	282	100	0.012	0.050 CJIG.IG.wus.glib

(V)-velocity (D)-Displacement

Como se describirá adelante, el procedimiento de inversión realiza también una determinación de la profundidad (para el mejor ajuste) a través de una búsqueda en rejilla. El resultado de este procedimiento es que la profundidad correspondiente al mejor ajuste corresponde a 52 km, con una magnitud de momento $M_w = 7.15$ y un momento sísmico de 6.54×10^{26} (dyne-cm). Este resultado demuestra ser el mejor al tener un porcentaje de doble par de un 100% además de una reducción de varianza con un porcentaje de 57.9%; asimismo, nos genera los planos del mecanismo focal que forma a la esfera focal; con azimut (*strike*)=312°, echado (*Dip*) =38° y desplazamiento (*rake*)=-61° (Imagen 3.4). La falla que representa el mecanismo focal es de tipo normal, característico de los sismos intraplaca.

Por debajo de la esfera focal, se hace visible la lista de estaciones utilizadas de la Red del Instituto de Geofísica para realizar la inversión, estas estaciones tienen especificaciones que se generan con respecto al epicentro del sismo (siglas, sensor de velocidad, azimut, azimut reverso, baja-alta frecuencia, etc.).

En la (Imagen 3.4), se muestra la ubicación geográfica de las estaciones empleadas para realizar la inversión del tensor momentos y el mecanismo focal por encima del epicentro del sismo.

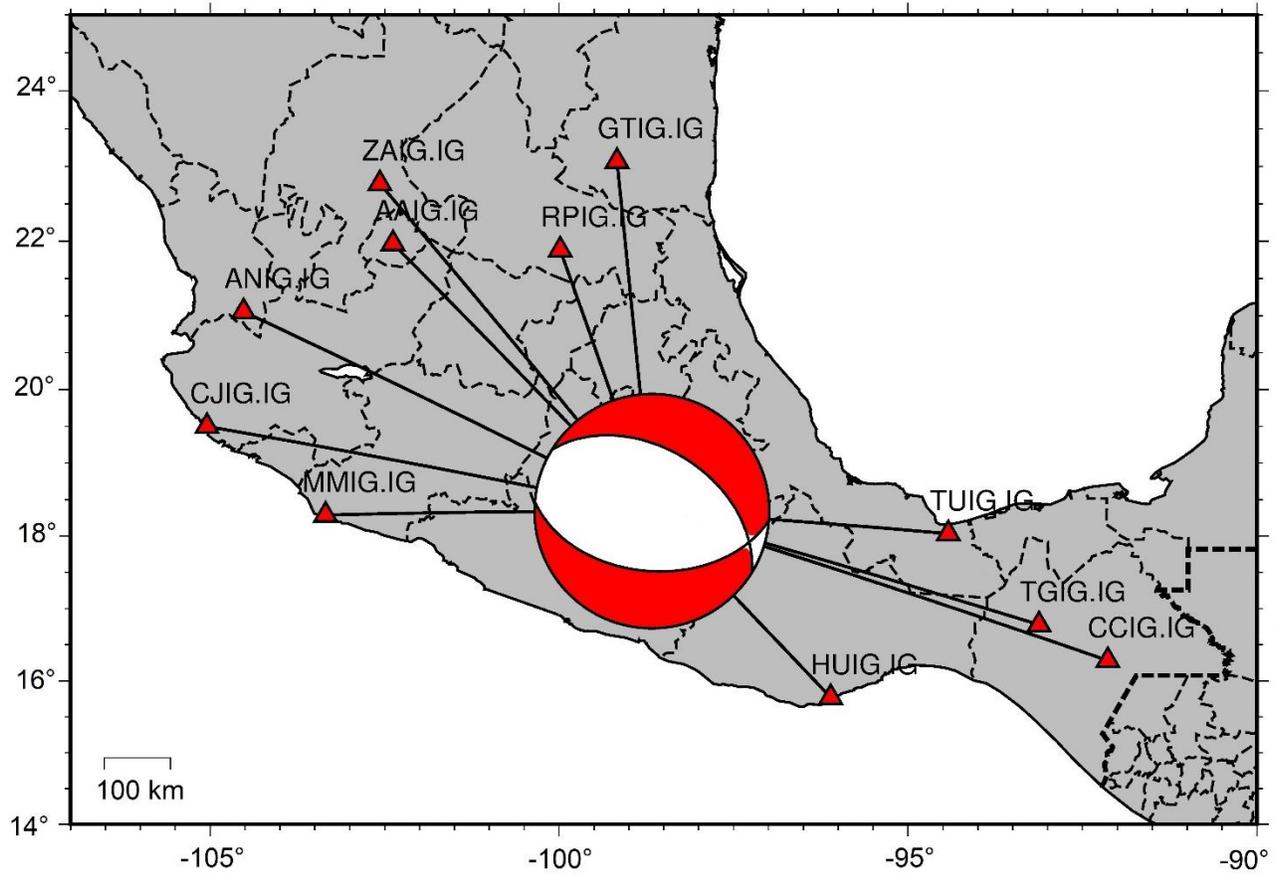
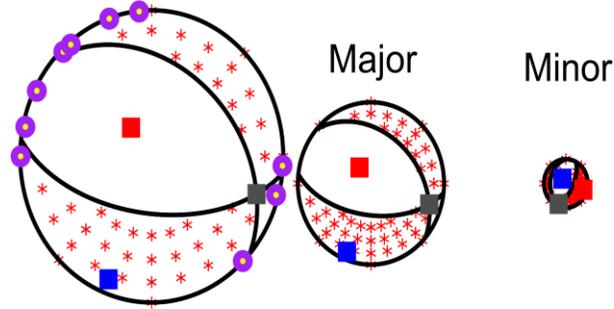


Imagen 3.4 La esfera focal junto las estaciones con las que se generó la inversión.

Además, podemos hacer el cálculo de la magnitud de momento con la ecuación (18) del Capítulo 3, donde sustituimos el valor de $M_0 = 6.74 \times 10^{26}$ (dyne-cm), por lo tanto:

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) (\log(6.54 \times 10^{26}) - 16.10) = 7.14 \quad (30)$$

Puebla, Mx



2017/09/19 18:14:36.8 18.343 -98.676 52 km

NP1: strike=312 Dip=38 Rake=-61

NP2: strike= 97 Dip=58 Rake=-111

Deviatoric MT DC=100% CLVD= 0.0%

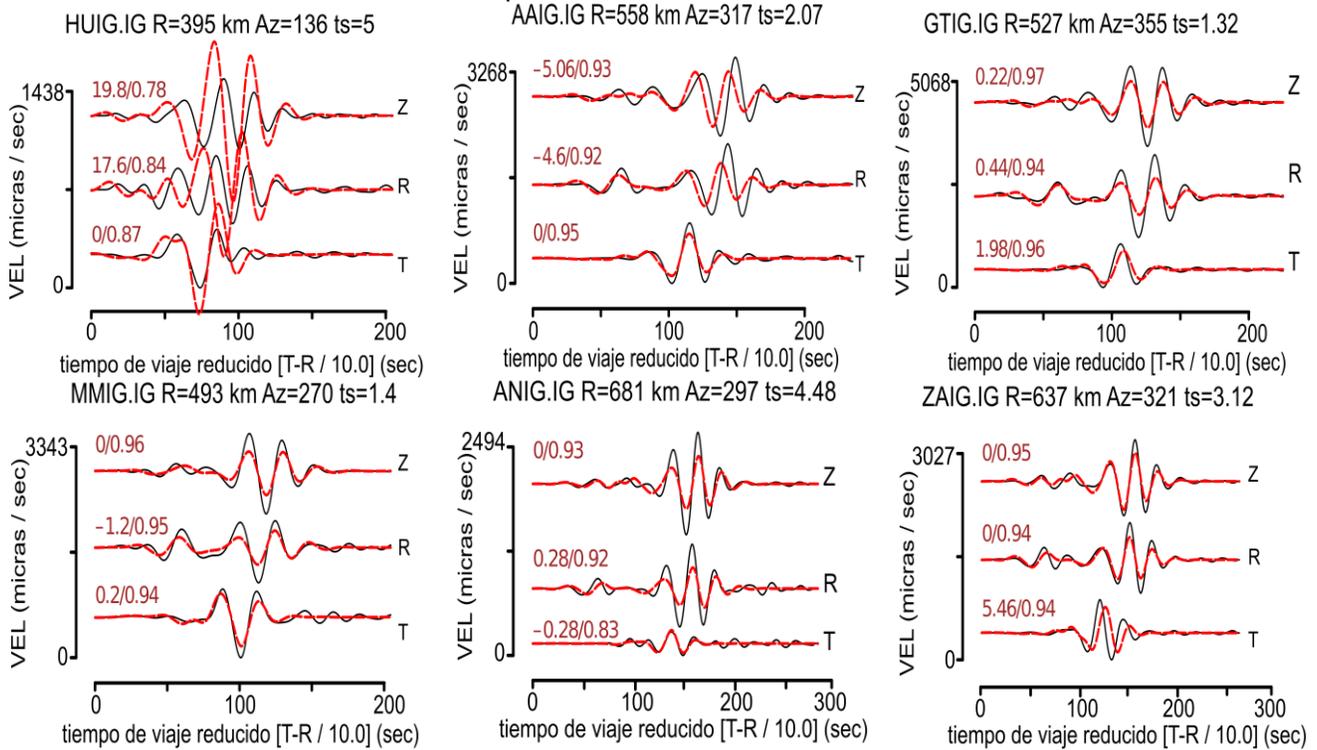
VarRed=57.5% TOTFIT= 56.9 Mw=7.15

Mo=6.54E+26 xx=4.99 xy=2.53 xz=2.78 yy=0.52 yz=0.91 zz=5.52

T ev= 6.54 az=201 pl=11 Epsilon=0.00

B ev=-0.00 az=108 pl=17

P ev=-6.54 az=321 pl=70



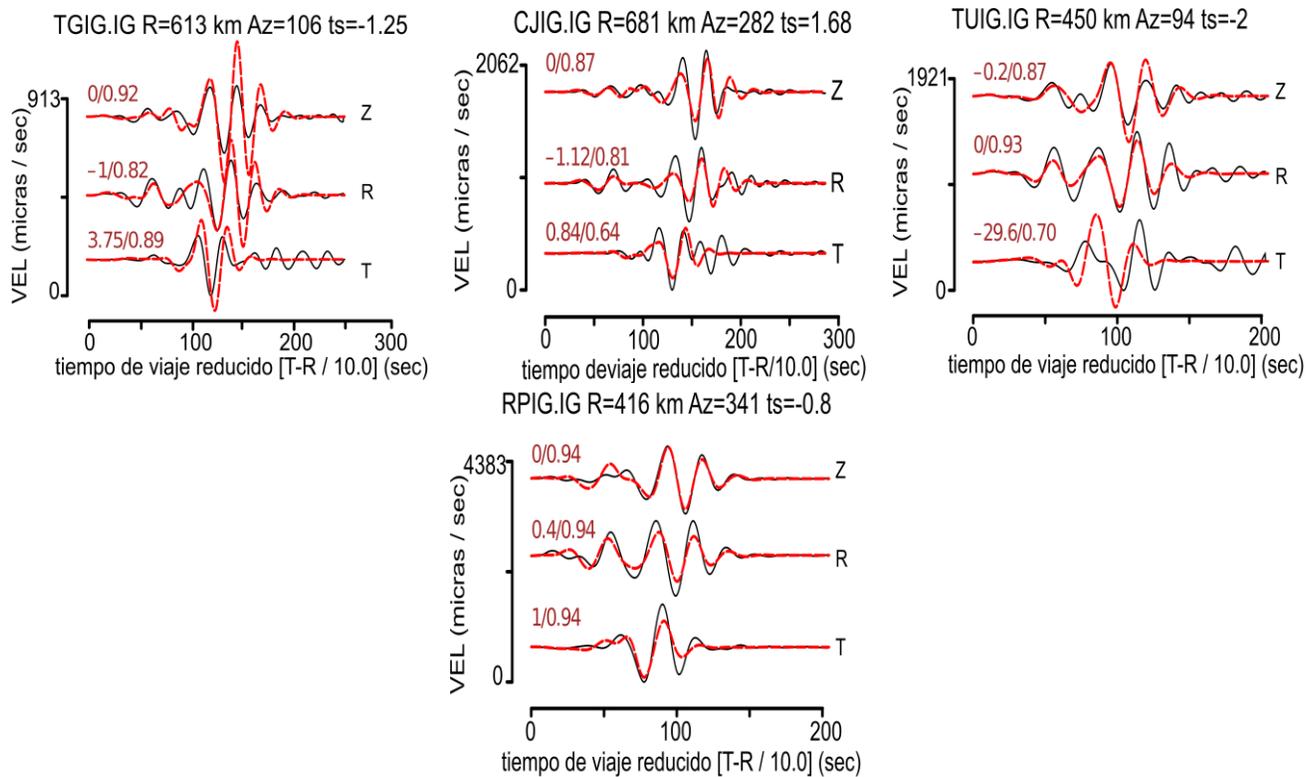


Imagen 4.4 Datos observados (líneas negras) y sintéticos (líneas rojas); el nombre de la estación, la distancia con respecto al epicentro (*km*), el azimut (grados) y la asincronía de cada estación utilizada para generar el mecanismo focal. Cada componente identificada por Z (vertical), R (radial) y T (transversal).

Como podemos observar en la Imagen 4.4, del análisis hecho por el programa, las componentes norte-sur y este-oeste se rotan a componentes radial y transversal mientras que la componente Z o vertical no es alterada. En estas imágenes la línea de color rojo representa los datos sintéticos generados por los parámetros resultados de la inversión, mientras que las líneas de color negro representan los datos observados, además, “*ts*” (*time shift*) simboliza el desfase (positivo o negativo) en tiempo que se aplica de forma individual a cada estación, para mejorar la sincronía con los datos sintéticos generados. Esto se hace con el propósito de reducir los posibles efectos de incertidumbres en la localización y en el modelo de velocidades de propagación (Al Khatibi, *et al.*, 2014.⁴).

El esquema aquí usado para la inversión del tensor de momentos asume que la fuente puede ser tratada como puntual en tiempo y en espacio. Sin embargo, dada la magnitud del sismo, parece conveniente explorar si existe alguna diferencia entre el tiempo de origen, resultado del proceso de inversión de la localización, y el tiempo del centroide del tensor de momentos. Con este propósito se llevó a cabo una búsqueda de malla (*grid search*) variando el OTS (*Origin time shift*) (Tiempo

de origen – tiempo del centroide) permitiendo hasta ± 8 segundos de OTS. Para realizar el proceso de inversión, es necesario proporcionar la profundidad, esta profundidad es seleccionada basada por la profundidad obtenida en la localización del sismo por SEISAN; la matriz de mecanismos focales (Imagen 5-4) se generará con las profundidades de 42 a 60 km, avanzando 1 km.

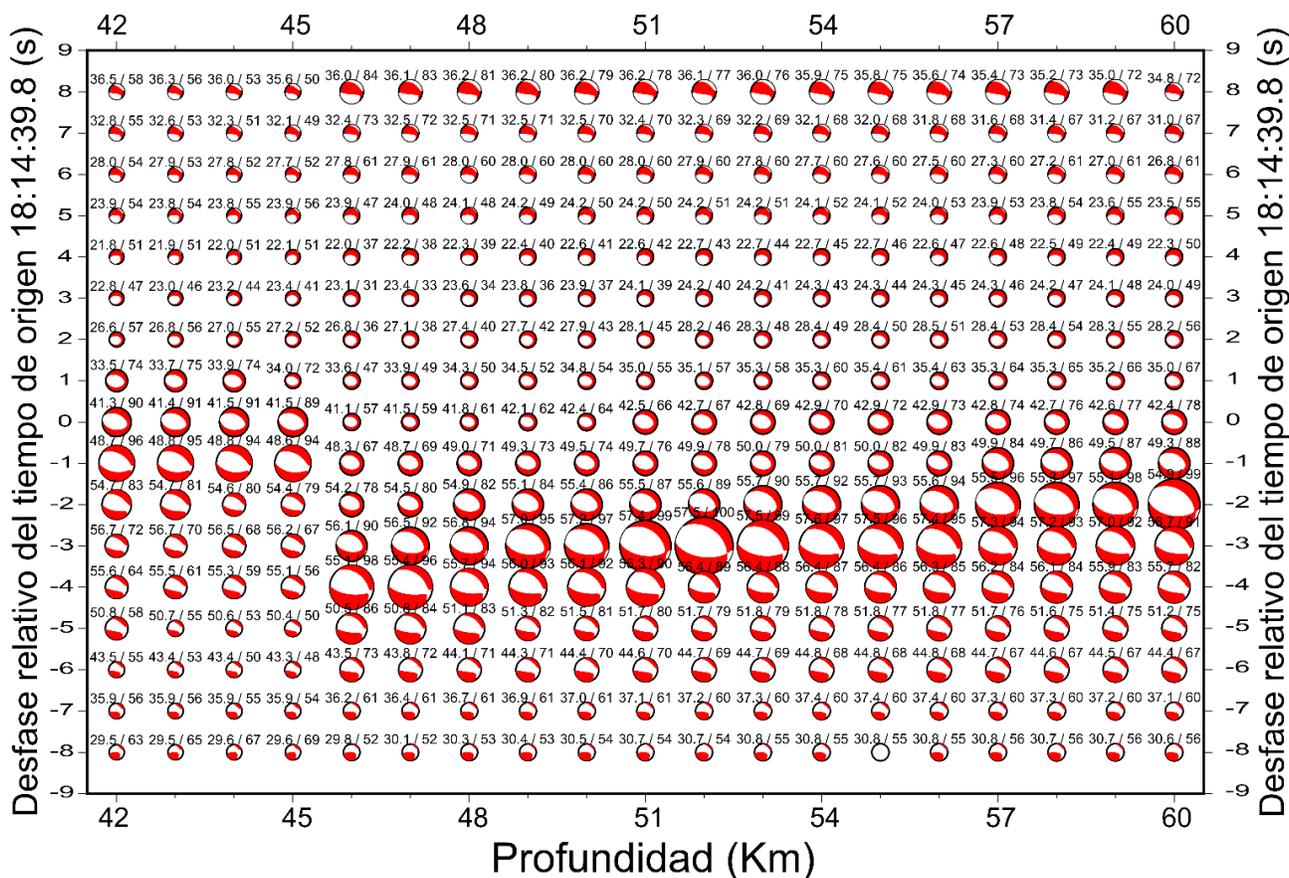


Imagen 5.4 Matriz de mecanismos focales, con todas las posibles soluciones en función de profundidad y tiempo, siendo la correcta la que se encuentra con profundidad de 52 km y un Δt -3s del tiempo de origen.

Se observa que el mejor resultado al realizar la inversión, es decir con mayor porcentaje de reducción de la varianza (57.49%) y componente de doble acoplamiento (100%) es a la profundidad hipocentral de 52 km, 0.7 km más somero que en el primer proceso y una magnitud de momento sísmico de 7.15; con una asincronía (OTS) del tiempo de origen de 3-s del tiempo obtenido en la inversión hipocentral usando SEISAN. La gráfica de la Imagen 5.4, el eje “x” representa la profundidad (Depth) en kilómetros y el eje “y”, se refiere a la asincronía (OTS) en el tiempo de origen del sismo.

Es visible en la Imagen 5.4, que alrededor de la pelota de playa con una profundidad de 52 km que representa el mejor valor de reducción de varianza y doble par, existan otros resultados que sean

visiblemente buenos y candidatos a ser la profundidad optima, sin embargo, podemos mencionar que el motivo de estos resultados sea la poca resolución que existe en la zona, y que posiblemente el modelo de velocidades que se aplica, no arroje la información suficiente para ver un solo punto de profundidad que represente la única solución de la inversión.

De los valores que se consideran en esta matriz mostrada (Imagen 5.4) se desprende las siguientes gráficas (Imagen 6.4), donde se resaltan los mejores resultados de cada segundo en el tiempo de "OTS"; es decir, de las 18 diferentes profundidades por segundo, se toma la que mayor porcentaje de reducción de varianza y doble par presente. Con esto, las esferas focales con mejores valores en cada segundo ($-8 \geq s \geq 8$) se estampa en la gráfica resultando lo siguiente:

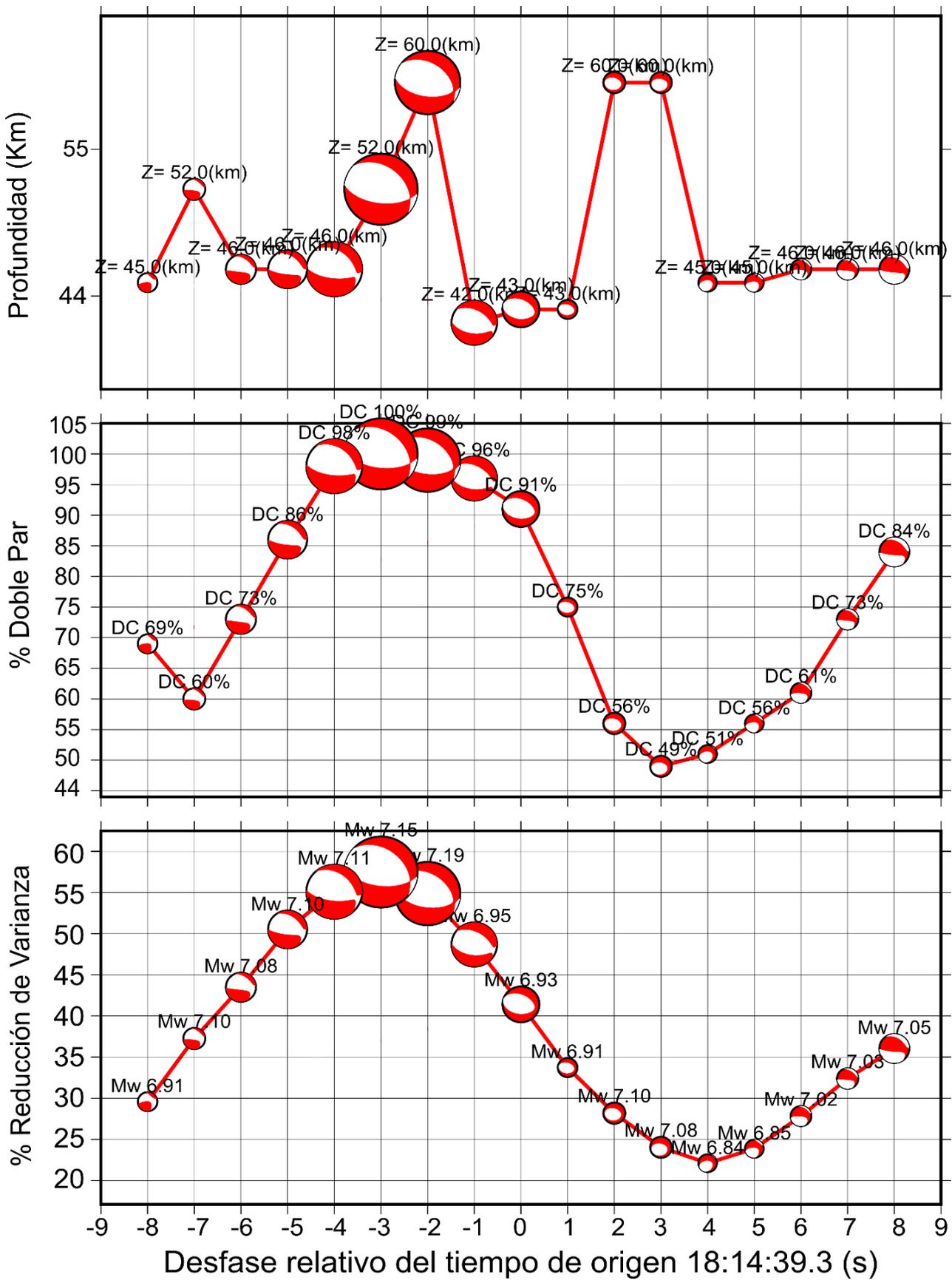


Imagen 6.4 Gráfica que muestra la mejor solución en cada segundo de tiempo de origen.

En las gráficas de la Imagen 6.4, el eje “x” representa la asincronía (OTS) y el eje “y”, la profundidad, el porcentaje de doble par y la reducción de varianza, respectivamente.

Como se observa en estas gráficas, existen tres esferas focales con un doble par con gran valor (46, 52 y 60 km); estas esferas muestran un porcentaje de doble par alto, una magnitud de momento con un valor cercano y alto porcentaje de reducción de varianza, generando un tamaño significativamente mayor en las esferas focales en comparación de las demás. Como consecuencia, estos tres resultados son importantes a tomar en cuenta. Sin embargo, a los 46 kilómetros de profundidad se encuentra la placa de Norte América y sabemos que este es un sismo de la placa de Cocos (Pérez-Campos *et al.*, 2008.³⁴), por lo que el hipocentro del sismo no puede encontrarse a esta profundidad. La profundidad focal seleccionada es de 52 km, debido que el doble par alcanza su valor máximo y el tamaño de la esfera focal es proporcional a la suma del porcentaje de doble par y la reducción de varianza (Al Khatibi *et al.*, 2014.⁴). De esto y comparando la profundidad obtenida por SEISAN, proponemos que la mejor solución de profundidad e inversión del tensor de momentos sísmico se encuentra a 52 km de profundidad con un mecanismo focal que simboliza una falla de tipo normal.

4.3 Réplicas (SEISAN)

Con respecto a la localización de las réplicas, se encontraron 15 réplicas (Tabla 1.4) al suroeste del sismo del 19 de septiembre. Estas réplicas están dentro del territorio del estado de Puebla y presentan profundidades aproximadas al sismo principal, los cuales ocurrieron entre 40 a 65 *km* de profundidad.

La localización se realizó con el modelo de (Campillo *et al.*, 1996.¹¹); en el software de SEISAN, ocupando todo el proceso ya mencionado en el Capítulo 3.

Estas réplicas tienen las siguientes características que se describen en la Tabla 1.4:

Tabla 1.4 Parámetros de localizaciones de las réplicas presentadas después del sismo de magnitud 7.1.

#	Fecha	Hora UTC	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Error	Magnitud	Estaciones
1	19 septiembre 2017	18:38:11.80	18.373	-98.704	64.5	0.3	3.9	9
2	19 septiembre 2017	18:55:15.00	18.337	-98.592	44.9	0.2	3.7	9
3	19 septiembre 2017	20:49:45.0	18.336	-98.562	53.8	0.2	3.3	6
4	19 septiembre 2017	22:33:31.2	18.352	-98.621	56.2	0.2	3.6	7
5	21 septiembre 2017	00:27:49.6	18.233	-98.454	53.0	0.2	3.6	6
6	21 septiembre 2017	03:28:23.6	18.277	-98.476	55.5	0.2	3.6	9
7	21 septiembre 2017	03:33:12.5	18.362	-98.651	52.6	0.2	3.6	8
8	21 septiembre 2017	17:55:04.0	18.274	-98.474	50.3	0.1	3.3	7
9	22 septiembre 2017	21:33:54.6	18.338	-98.642	47.7	0.2	3.4	7
10	22 septiembre 2017	04:04:58.1	18.252	-98.501	46.5	0.2	3.3	10
11	23 septiembre 2017	02:43:34.3	18.340	-98.586	53.5	0.2	3.6	8
12	23 septiembre 2017	07:49:29.9	18.231	-98.474	47.8	0.2	3.5	10
13	29 septiembre 2017	17:02:22.6	18.364	-98.653	54	0.3	3.8	13
14	21 octubre 2017	20:29:03.4	18.184	-98.442	51.4	0.2	3.6	12
15	1 noviembre 2017	20:48:04.1	18.308	-98.546	51	0.3	4.0	13

Son las réplicas ubicadas en un periodo temporal menor de 2 meses. Basado en que las réplicas no pueden superar mucho tiempo en aparecer (Nava, 2002.³) para ser réplicas de sismo estudiado. Además, posterior a la fecha de la última réplica del 1 de noviembre, no se presentó actividad en la zona examinada, con lo que podemos mencionar que solo se presentaron 15 réplicas de este sismo.

En el mapa (Imagen 7.4) mostramos la ubicación geográfica de los epicentros, la barra derecha muestra los colores correspondientes a la profundidad, así cada réplica adquiere un color que representa la profundidad a la que se encuentra.

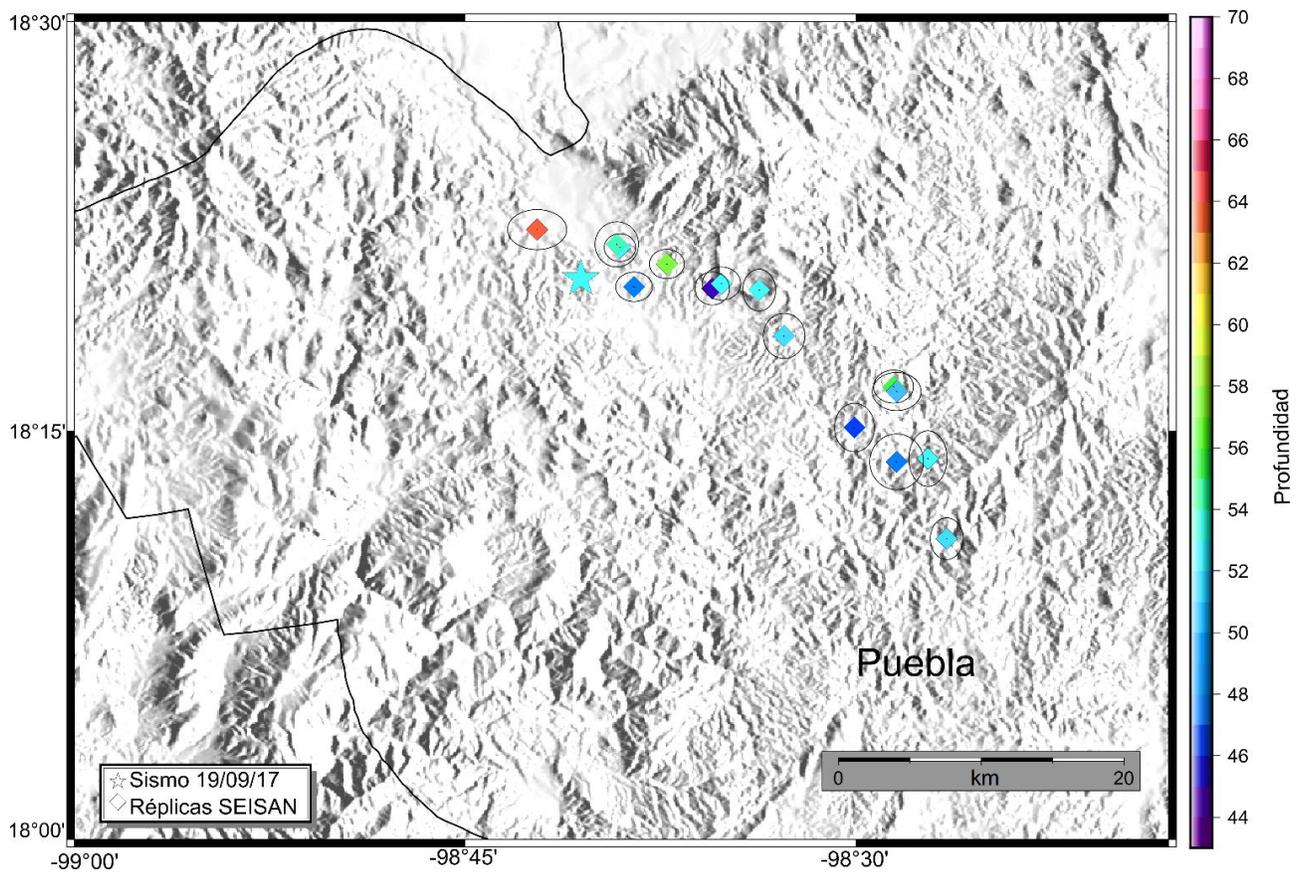


Imagen 7.4 Localización de los 15 epicentros de las réplicas logradas con SEISAN y el sismo principal representado con una estrella, estos epicentros se encuentran en círculos que representan el error de la localización arrojado por SEISAN.

El siguiente resultado presenta el análisis que se le realizó a cada réplica con el software de SEISAN, con el objetivo de calcular el mecanismo focal de cada evento (Imagen 8-4). Esto se llevó a cabo para intentar entender si las diferentes réplicas podrían estar asociadas a mismo plano de falla o a otras fallas activadas por el sismo principal.

El primer paso se realizó con el software de Focmec (el procedimiento es descrito en el Capítulo 3, seleccionando los primeros arribos de cada sismograma se adquirió lo siguiente (Imagen 8.4).

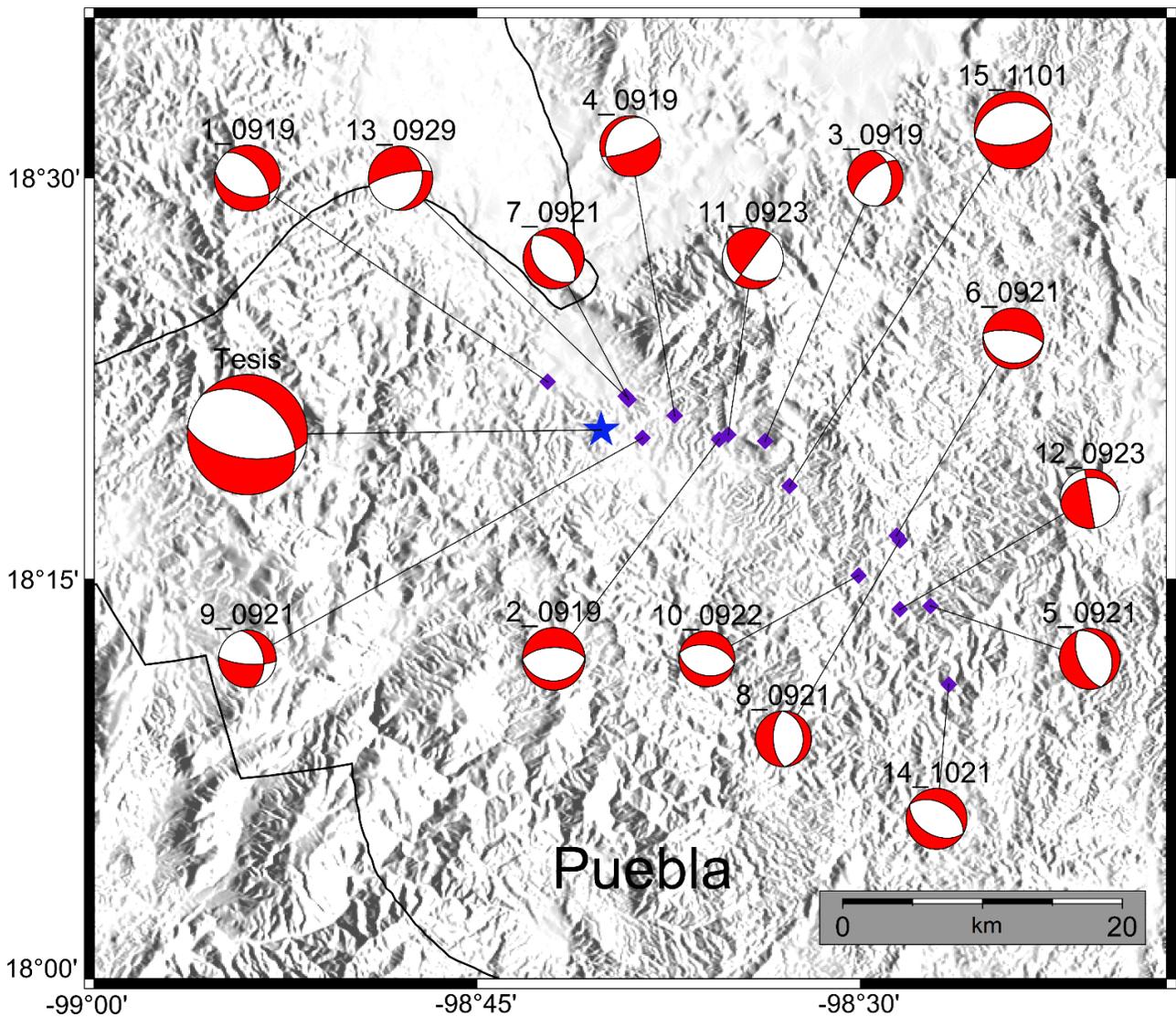


Imagen 8.4 Los 15 mecanismos focales enumerados del 1 al 15 (número de evento _ fecha en mes y día). Cada uno con su esfera focal generada por Focmec. El sismo principal está representado por una estrella, junto a su mecanismo focal.

Un gran número de los mecanismos focales presentan una falla tipo normal con una diferente orientación o ángulo, en algunos casos ortogonal al plano de falla principal. Eso se puede deber a que son sismos generados en pequeñas fallas con un ángulo diferente u ortogonal al plano de falla del sismo principal; eso significa que no son totalmente iguales al mecanismo focal del sismo principal, sin embargo, muestran una falla tipo normal con orientación Noroeste-Sureste.

Como se mencionó en el Capítulo 3, estos mecanismos focales se obtienen por los primeros pulsos de las ondas leídas en el sismograma. En este caso, algunos de los mecanismos focales se

obtuvieron con pocas fases debido a que algunas estaciones los pulsos no eran tan claros al ser sismos con magnitud pequeña, esto hace difícil su picado y el análisis que realiza el programa de Focmec.

Todos estos mecanismos se presentarán con más detalles en el apéndice, donde se podrá ver los mecanismos generados por Focmec por cada evento.

4.4 Réplicas (HypoDD)

Los siguientes resultados son obtenidos del proceso de relocalización por el programa de “HypoDD” (Tabla 2.4), este proceso se basa de los datos adquiridos por la localización de SEISAN. Este método presentó las siguientes localizaciones:

Tabla 2.4 Parámetros de relocalización de “HypoDD” agregando dos parámetros de número de ondas P y S, utilizadas para realizar el acoplamiento de los datos.

Fecha	Hora UTC	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	Error
19 septiembre 2017	18:38:12.46	18.367	-98.699	55.099	3.9	0.035
19 septiembre 2017	18:55:14.64	18.334	-98.595	52.630	3.7	0.037
19 septiembre 2017	20:49:44.92	18.347	-98.556	53.757	3.3	0.038
19 septiembre 2017	22:33:30.36	18.365	-98.624	52.467	3.6	0.035
21 septiembre 2017	00:27:49.74	18.231	-98.449	49.220	3.6	0.050
21 septiembre 2017	03:28:23.63	18.285	-98.475	52.975	3.6	0.042
21 septiembre 2017	03:33:12.58	18.355	-98.664	53.316	3.6	0.048
21 septiembre 2017	17:55:03.68	18.279	-98.465	53.765	3.3	0.040
22 septiembre 2017	21:33:54.46	18.334	-98.653	50.003	3.4	0.045
22 septiembre 2017	04:04:57.91	18.254	-98.480	46.610	3.3	0.041
23 septiembre 2017	02:43:34.33	18.337	-98.602	54.405	3.6	0.034
23 septiembre 2017	07:49:29.79	18.241	-98.457	49.353	3.5	0.038
29 septiembre 2017	17:02:22.60	18.357	-98.667	54.788	3.8	0.050
21 octubre 2017	20:29:03.66	18.162	-98.441	50.976	3.6	0.047
1 noviembre 2017	20:48:03.96	18.306	-98.543	53.335	4.4	0.044

Las ubicaciones espaciales están representadas en la Imagen 9.4, con una barra lateral derecha con colores que representa las diferentes profundidades, cada epicentro muestra el color dependiendo a la profundidad a la que se encuentran, e igualmente están ubicados al suroeste del sismo principal.

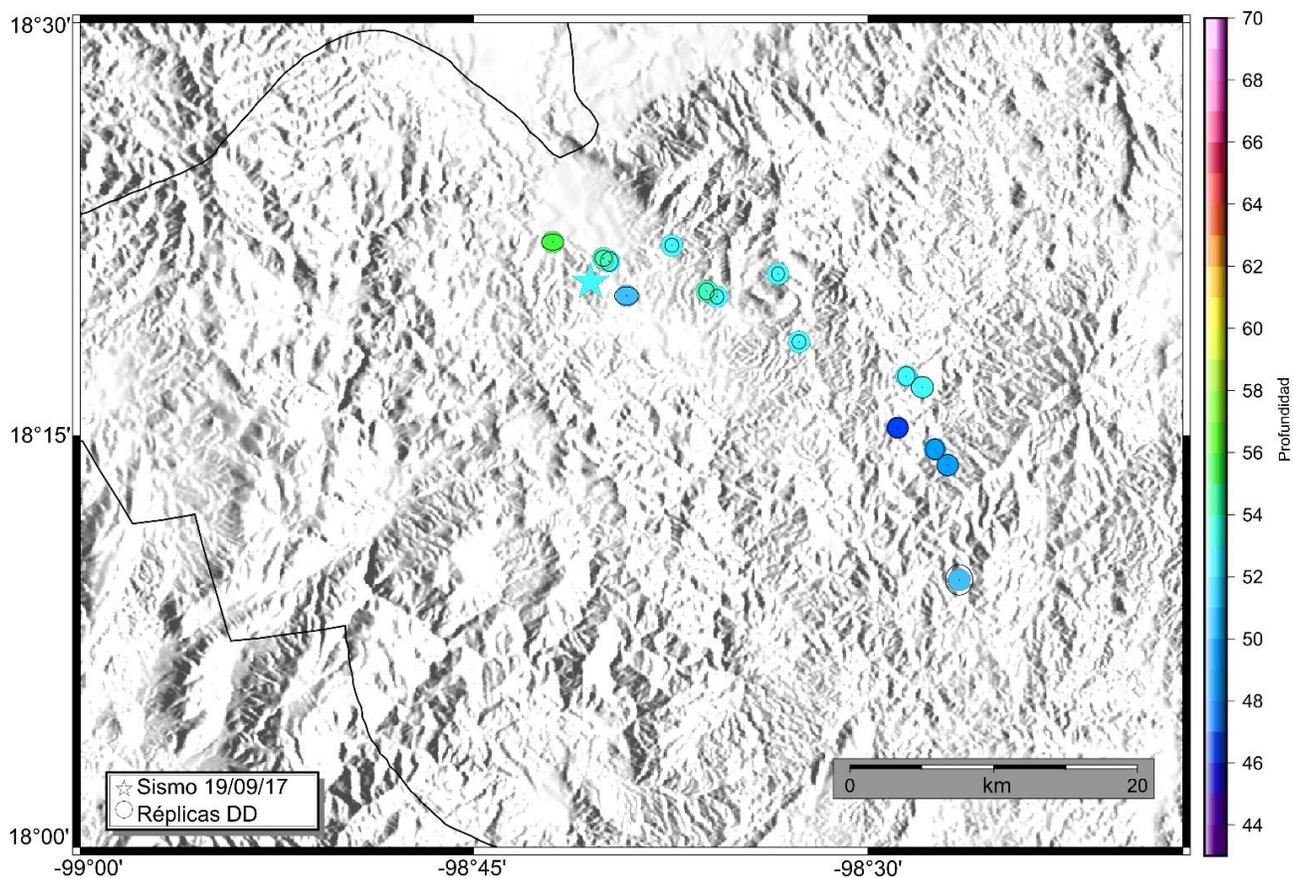


Imagen 9.4 Localización de epicentros del método de relocalización por “HypoDD”, los círculos en cada epicentro representando el error de la relocalización.

Lo siguiente imagen 10.4 están comparados los eventos localizados con SEISAN con respecto a los relocalizados con “HypoDD”.

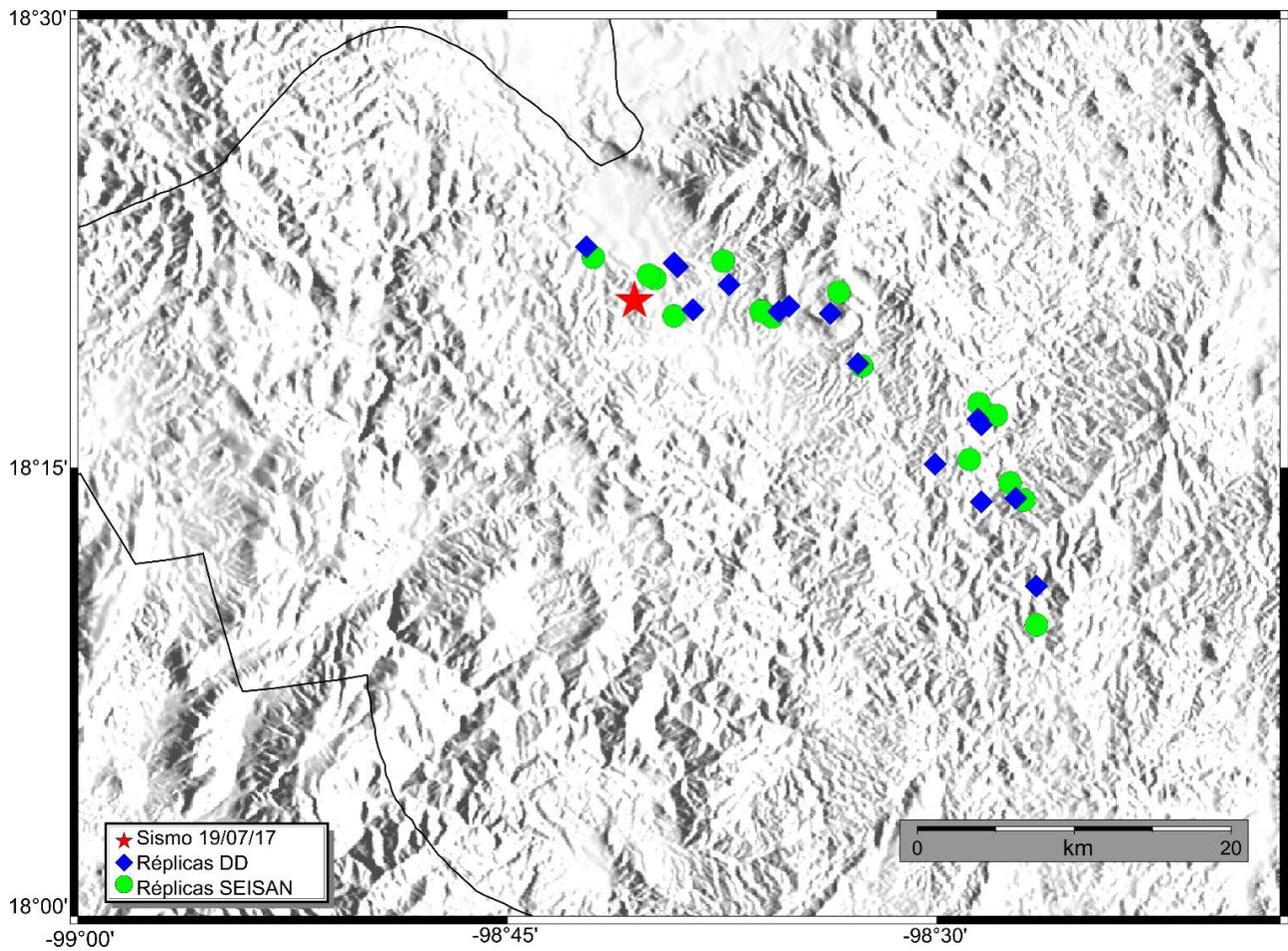


Imagen 10.4 Comparación de los dos métodos de localización, siendo la figura en diamantes azules los sismos localizados con SEISAN y los puntos verdes la relocalización con “HypoDD”, junto con la estrella roja que ejemplifica el epicentro del sismo principal.

Se observa el parecido entre las posiciones de los epicentros entre los diferentes métodos, también, se aprecia la poca diferencia que hay entre la relación espacial entre los sismos, por ejemplo, algunos sismos que se encuentran en pareja se repiten en el otro proceso. Esto es debido al poco error que existe en el primer paso (localización de SEISAN), lo que produce que en el segundo procedimiento haya cambios mínimos que representan los pocos kilómetros de separación entre ellos.

Capítulo 5

Análisis

En el presente capítulo mostramos una comparación entre los reportes de diversas agencias y los resultados encontrados en esta tesis. Si bien es razonable esperar consistencia entre los diversos resultados, dada la naturaleza de los datos usados en este trabajo (datos locales y regionales) en comparación con los resultados obtenidos en otras agencias (datos telesísmicos) es también posible encontrar algunas diferencias las cuales se explicarán a continuación

5.1 Comparación de localización y mecanismo focal

Agencias nacionales e internacionales reportaron la localización hipocentral de este sismo. En las (Tablas 1.5, 2.5) se presenta un resumen de las diferentes localizaciones obtenidas por las diversas agencias que reportaron el evento, así como los parámetros de los mecanismos focales determinados.

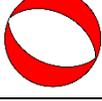
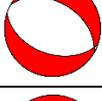
Como puede verse en la Tabla 1.5 la ubicación epicentral publicada por el Servicio Sismológico Nacional SSN mostró valores aproximados a los conseguidos en este trabajo. Otra institución es el Servicio Geológico de los Estados Unidos “*USGS*” (McFaul, 2001.³²). También está “*Global CMT*” (Proyecto Global de Tensor Momento), en la página web www.globalcmt.org (Larson E., 2013.¹⁸). Por último, el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) (CICESE,¹).

Tabla 1.5 Comparación de las diferentes localizaciones realizadas por diferentes instituciones.

Fecha	Hora UTC	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	
19 septiembre 2017	18:14:39.26	18.344	-98.676	52.1	7.15	Tesis
19 septiembre 2017	18:14:39.00	18.329	-98.671	51.2	7.10	SSN
19 septiembre 2017	18:14:39.00	18.584	-98.399	51.0	7.10	CICESE
19 septiembre 2017	18:14:38.09	18.550	-98.489	50.5	7.14	USGS
19 septiembre 2017	18:14:47.00	18.590	-98.630	51.0	7.10	Global CMT

Otro resultado de gran relevancia y que es importante que comparemos, es el mecanismo focal. Este resultado fue presentado tanto por el SSN, *USGS* y *Global CMT*, y tiene los siguientes parámetros descritos en la Tabla 2.5:

Tabla 2.5 Comparación de la inversión de momento sísmico realizada por diferentes instituciones.

Momento escalar	Magnitud		Strike	Dip	Rake	Profundidad (km)	Mecanismo	
6.74e26	7.15	Plano 1	312	38	-61	52		Tesis MTINV
		Plano 2	97	58	-111			
		Plano 1	310	51	-76	/		Tesis Focmec
4.31e26	7.10	Plano 1	296	44	-87	51.2		SSN
		Plano 2	112	46	-93			
6.51e26	7.10	Plano 1	300	44	-83	51		Global CMT
		Plano 2	109	46	-97			
6.38e26	7.14	Plano 1	299	44	-82	50.5		USGS
		Plano 2	108	47	-98			

En la Imagen 1.5 podemos observar las diferentes ubicaciones de los epicentros, resaltando el resultado más cercano expuesto por el SSN con este trabajo, y caso contrario, el más alejado es la ubicación del CICESE. Sin embargo, aunque la separación entre epicentros es una distancia de kilómetros, los epicentros están contenido en un área muy pequeña. Por otro lado, la diferencia de localización puede ser debida a que *CICESE*, *USGS* y *GCMT* no tienen estaciones cercanas al epicentro, caso contrario al SSN; lo que puede generar diferentes localizaciones y agregar un mayor error

en el valor de profundidad y ubicación espacial. Otra cosa a sobresaltar es que el primer resultado que presento el SSN es diferente al ahora expuesto. Esto es debido a que el SSN tiene que dar una respuesta inmediata ante estos eventos para dar a conocer la información a las autoridades correspondientes y puedan actuar ante un evento de estas características. No obstante, el SSN realiza una revisión de todos los eventos con más detenimiento para corregir o mejorar algunos parámetros y lograr una buena localización y profundidad.

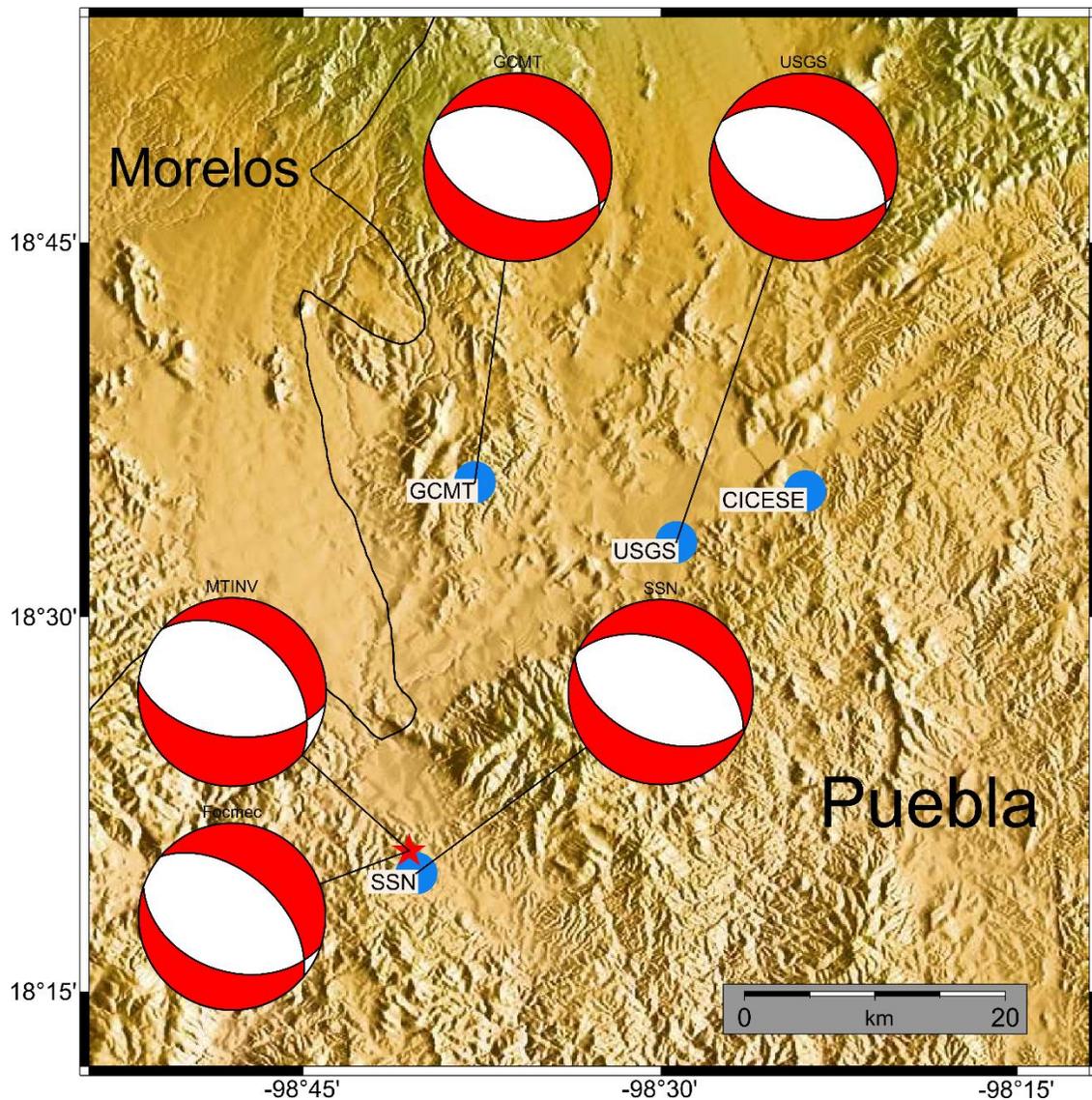
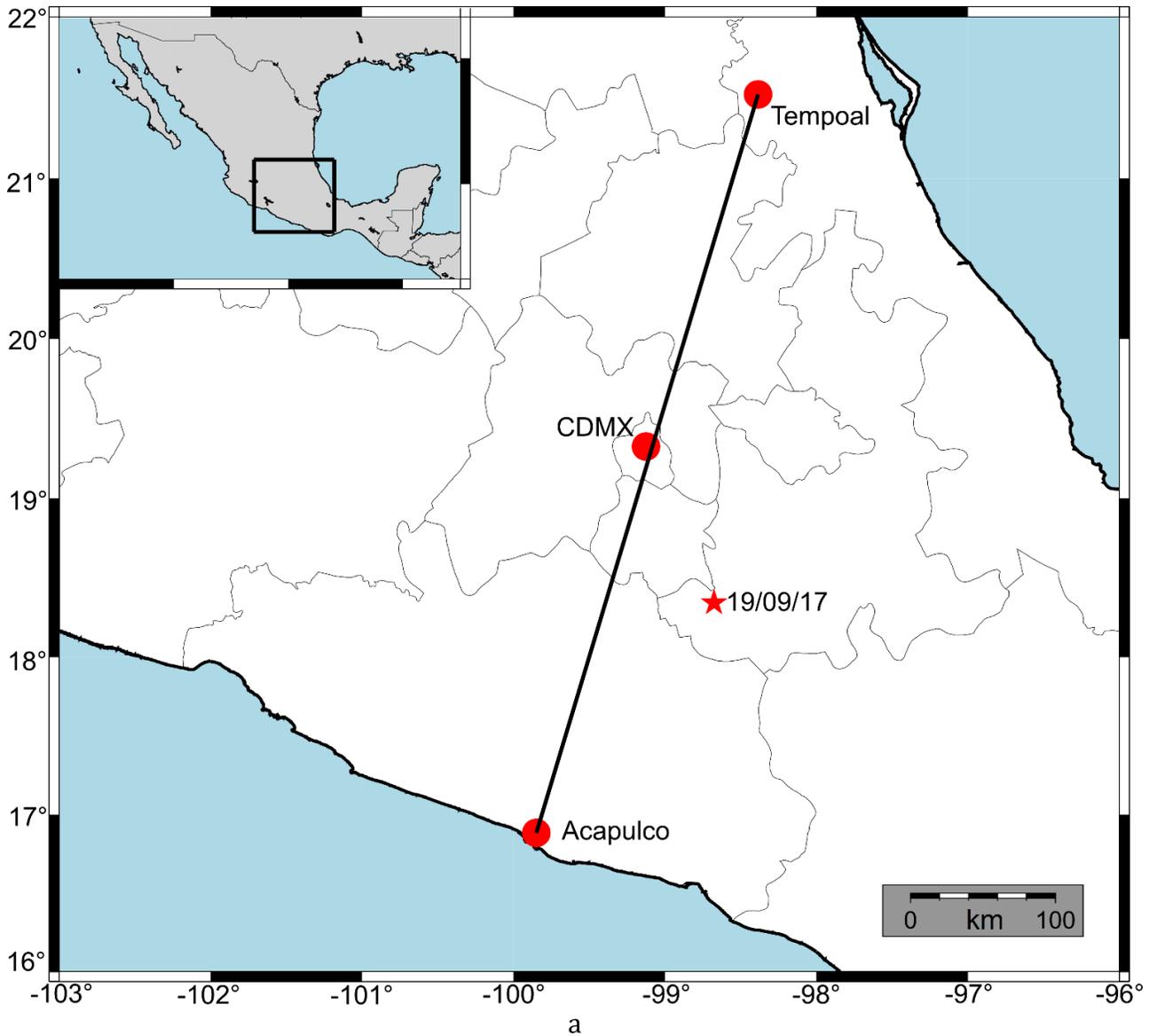


Imagen 1.5 Los puntos azules representan las localizaciones del sismo principal de otras instituciones; sumado a los mecanismos focales que obtuvieron. Mientras tanto, la estrella roja es la localización de este trabajo con los mecanismos focales obtenidos por MTINV arriba y “Focmec” abajo.

Es visible que el mecanismo focal tipo normal es la constante en el resultado de inversión de este sismo en las diferentes instituciones. De acuerdo a la geometría de la placa de Cocos subducida determinada por (Pérez-Campos *et al.*, 2008.³⁵), y dado que se determinó un mecanismo tipo normal con una profundidad mayor a 50 km, se puede concluir que el sismo estudiado rompió parte de la placa de Cocos, muy cerca al límite horizontal con la placa de Norte América.



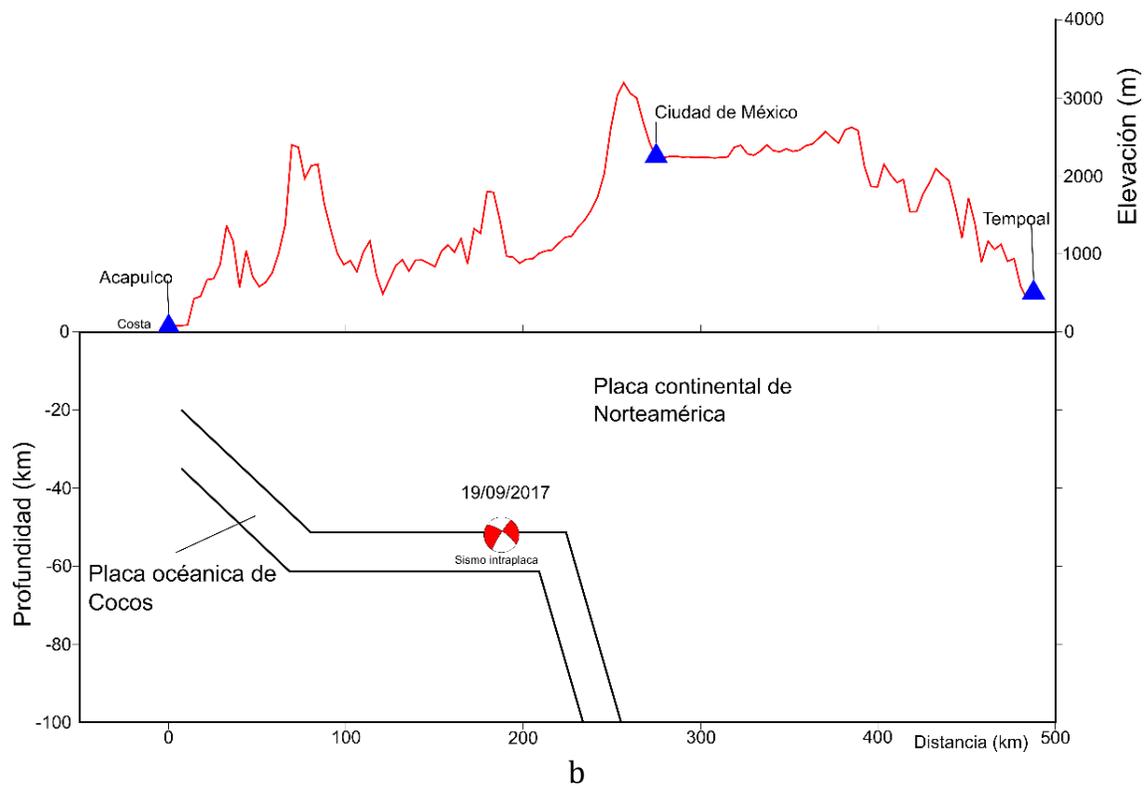


Imagen 2.5 a) La línea de Acapulco a Tempopal representa el acomodo de estaciones sísmicas para conocer la geometría de la placa oceánica de Cocos, junto con el epicentro del sismo del 19/09/2017 representado por su mecanismo focal.

b) El perfil de la placa de Cocos junto al relieve de la litosfera. El relieve representa recorrer la línea de a), en donde Acapulco se encuentra a nivel del mar. El hipocentro del sismo no se encuentra sobre la línea de estudio, pero se proyecta hacia la placa.

Al proyectar el hipocentro hacia la placa de Cocos Imagen 2.5, podemos estimar que este evento se encuentre en la parte más somera de la placa unos kilómetros antes que caiga hacia manto.

5.2 Comparación de relocalizaciones

Por otra parte, al hablar de las réplicas, un punto de referencia es nuevamente el SSN, el cual reportó ocho sismos de los encontrados por este trabajo. En la (Imagen 3.5) se pueden ver los ocho eventos, tanto por este trabajo como los localizados por el SSN.

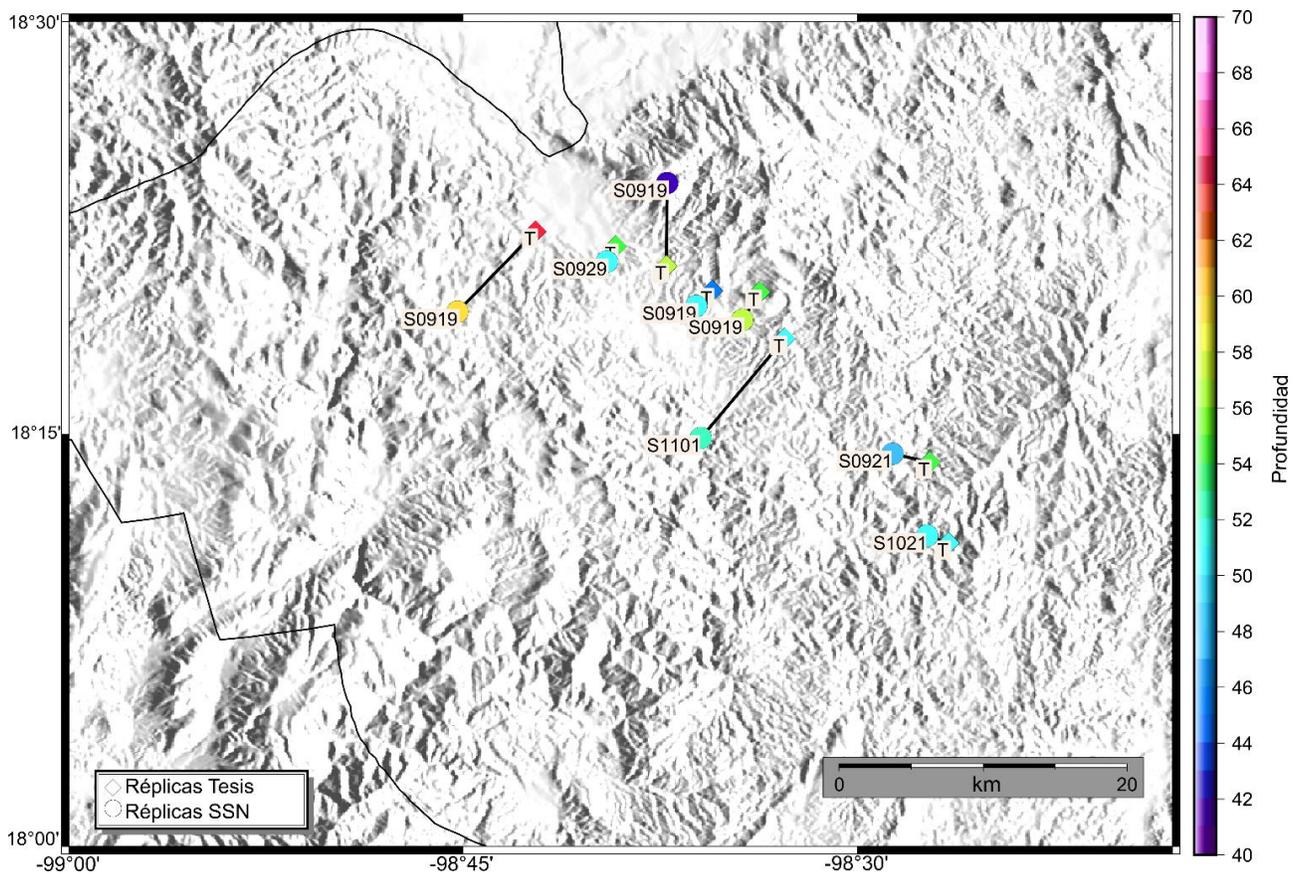


Imagen 3.5 Los ocho eventos con su fecha respectiva solo diferenciados por la letra 'S' para los localizados por el SSN y 'T' por los de este trabajo junto al mes y día el evento, el color respectivo de la profundidad reportada.

Concretamente solo tres eventos se encuentran con una distancia 10 Km uno del otro, a diferencia de los demás eventos; también se puede notar que las profundidades son muy semejantes e igualmente son solo tres eventos que su profundidad muestra una discrepancia.

Sin embargo, hay otros 7 sismos que no fueron reportados por ninguna institución, y esto puede ser debido a que los eventos presentaban una magnitud menor y no pudieron ser registrados por otras estaciones y es necesario que tres estaciones registren el evento para hacer una localización confiable. No obstante, estos fueron localizables gracias a los datos recabados por las estaciones de la red RAES, colocadas cerca del epicentro del sismo principal días posteriores al evento.

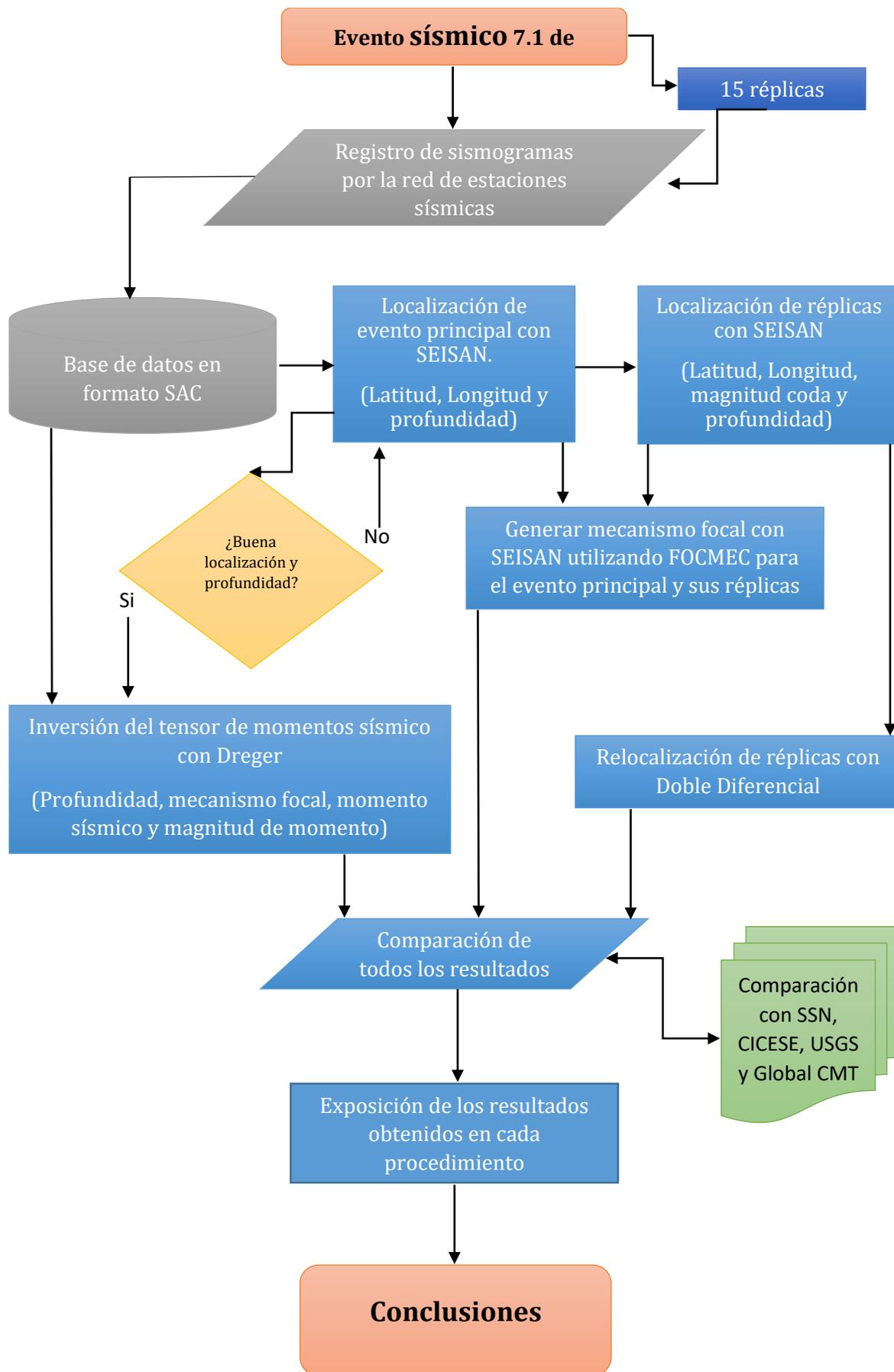
Además de la sismicidad presentada aquí, existe un enjambre de sismos en el estado de Morelos muy someros que posiblemente fueron disparados por sismo de magnitud 7.1; en este trabajo no se están tomando en cuenta debido a que estamos buscando estrictamente las réplicas que se encuentran en el plano de falla del sismo principal. Por lo que el número de réplicas pudiese variar con respecto a otros trabajos.

Conclusiones

A pesar de no ser uno de los sismos más grandes registrados en México, el sismo del 19 de septiembre de 2017 es uno de los más importantes de la historia reciente del país ya que demuestra el potencial destructivo de este tipo de sismos y que probablemente hasta ahora había sido subestimado al menos en la práctica. También debemos hacer hincapié en las diferencias que existen en las propiedades entre un sismo intraplaca a un sismo interplaca, principalmente en la geometría del plano de falla, sin embargo, a grandes magnitudes, estos dos tipos de sismos exhiben la misma capacidad de generar daños.

La posición geográfica de este sismo lo convierte en uno de los sismos mejor registrados en México hasta ahora, ya que, en contraste con la gran cantidad de sismos ocurridos en la costa del Pacífico (desde Chiapas hasta Jalisco) y en donde la cobertura azimutal de estaciones es mala, para este sismo se cuenta con un número muy importante de registros.

Con una metodología relativamente sencilla, la importancia de este trabajo fue proponer un conjunto de pasos y generar un procedimiento, que pueda ser replicado para futuros eventos sísmicos, y sus réplicas; y que con ellos se logren identificar sus características básicas en un menor tiempo, proceso que al repetirse podrá ser mejorado paulatinamente.



Los parámetros determinados en el trabajo fueron el mecanismo focal del sismo, un mecanismo de falla normal que corresponde a un sismo intraplaca, con una profundidad de 52.1 *km*, profundidad que nos permite decir que el hipocentro se encuentra posiblemente en la placa oceánica de Cocos. 15 réplicas principales, ya que estas se localizaron cercanas al epicentro del sismo y que sus profundidades varían entre 45 *km* a 65 *km*, así como una relocalización lo más precisa posible de la secuencia de réplicas.

En el caso de la inversión del tensor de momentos sísmico, el proceso inicio aceptando una solución puntual del hipocentro, se sabe que un sismo es un área de ruptura que debe presentarse como una solución puntual para generar el mecanismo focal que nos proporcione información. Este proceso reveló una magnitud de momento de 7.15 a una profundidad de 52 *km*. Esta profundidad proyectada hacia la zona de la placa de Cocos, ya estudiada, nos demuestra la posición del hipocentro con respecto a esta placa, asumimos entonces, que el hipocentro del sismo está en la placa oceánica de Cocos.

Como una referencia indispensable a este trabajo se llevó a cabo una investigación bibliográfica acerca de eventos sísmicos ocurridos en la región de estudio. Tratando de asociar las características, en magnitud, epicentro, impacto social que estos presentaron; haciendo relevante que sismos de este tipo, aunque no frecuentes, tienden a presentarse en la zona de Puebla sin ningún tiempo promedio. Hay que hacer ver la evidente importancia relacionada con la estimación del peligro sísmico asociado a estos eventos, también es notable su papel en el entendimiento de la tectónica regional, ya que este sismo demuestra que la placa de Cocos se extiende por debajo a la placa de Norte América durante varios kilómetros y que su condición quebradiza continúa al menos hasta la posición en que ocurrió el sismo en cuestión. Además, que generar los mecanismos focales a diferentes profundidades nos permite ver y constatar a la profundidad a la que se encuentra el hipocentro.

Obtener los mecanismos de las réplicas y compararlos con el sismo principal se realiza precisamente para conocer con mayor detalle la orientación posible del plano de falla. No obstante, en algunos casos se ve que las características de los mecanismos focales en las réplicas varían de muchas formas con el sismo principal, llegando a no ser similares a éste. Sin embargo, también hay

en su mayoría réplicas con rasgos en el mecanismo focal iguales al sismo principal y presentan profundidades cercanas al evento principal.

Por otro lado, reiterar la importancia que hay en tener diferentes instituciones con la función de adquirir datos sísmicos, con el propósito del estudio científico de la Tierra y la función de divulgar ante la sociedad las causas del porqué de muchos de estos fenómenos. Así también, el gran trabajo que se realizan estas instituciones para adquirir datos con sus diferentes estaciones instaladas con el objetivo de abarcar toda la República Mexicana, ayudó de gran manera a localizar el evento y realizar un análisis con gran detalle. El aporte de estos datos permitió localizar y relocalizar con mayor precisión las réplicas dada la cercanía a las estaciones y cabe decir, que debido a la pequeña magnitud algunas de ellas, hubiera sido imposible determinar su posición. Igualmente, el proporcionar sus datos de localización y parámetros de la fuente sísmica, ayudó a encaminar este trabajo en los primeros pasos para después comparar los valores que como se logró ver, son muy cercanos entre ellos.

Por lo que respecta al análisis y procedimiento de este trabajo resultó muy didáctico el poder entender cada software y ponerlo en marcha proporcionando información para el siguiente paso, sin embargo, el proceso se debe repetir cuantas veces sea necesario para alcanzar resultados que contenga información relevante; sin duda, las primeras localizaciones tanto para el sismo principal como las réplicas, no fueron de alta calidad por el desconocimiento del software y la poca experiencia, sin embargo, al obtener habilidad por realizar un mayor número de localizaciones, las soluciones eran de mayor confianza. Tengo que resaltar que la localización depende mucho de quien la haga, sin embargo, no debe presentar gran diferencia a la localización de otras personas o

instituciones. De manera que cada paso debe ser mejorado paulatinamente para que los resultados sean claros y consistentes entre ellos mismos.

Por consiguiente, el siguiente paso es entender la secuencia de sismos de profundidad intermedia que no entran a la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM), y realizar los estudios necesarios para comprender la tectónica regional de esta zona.

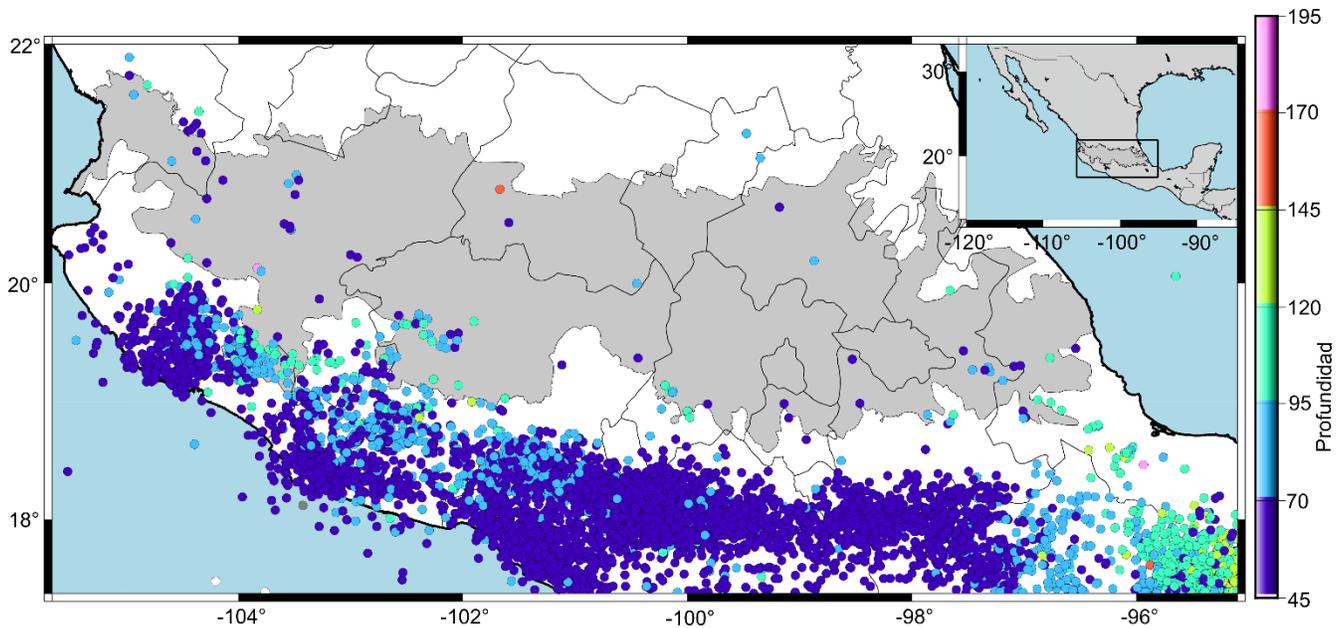


Figura 1 Conjunto de sismos de profundidad intermedia (<35 km) cerca del Faja Volcánica Trans-Mexicana. Se aprecia el poco número de epicentros con esta profundidad dentro del EVTM.

En consecuencia, el sismo del 19 de septiembre del 2017 me permitió en lo personal tener la experiencia de vivir, aprender, entender y gradualmente dar una pequeña respuesta a lo que engloba la sismología sobre este sismo.

Apéndice

En las diferentes etapas de este trabajo se generaron resultados que se representan por imágenes, a continuación, presentaremos los resultados gráficos de este trabajo.

Mecanismo focal “Focmec” del 19 de septiembre 2019

Los valores para generar este mecanismo en “Focmec” son “*strike*” = 310, “*dip*” = 51 y “*rake*” = -76. Estos datos se obtuvieron después de realizar la localización en “Seisan” con el procedimiento de picar polaridades de las estaciones.

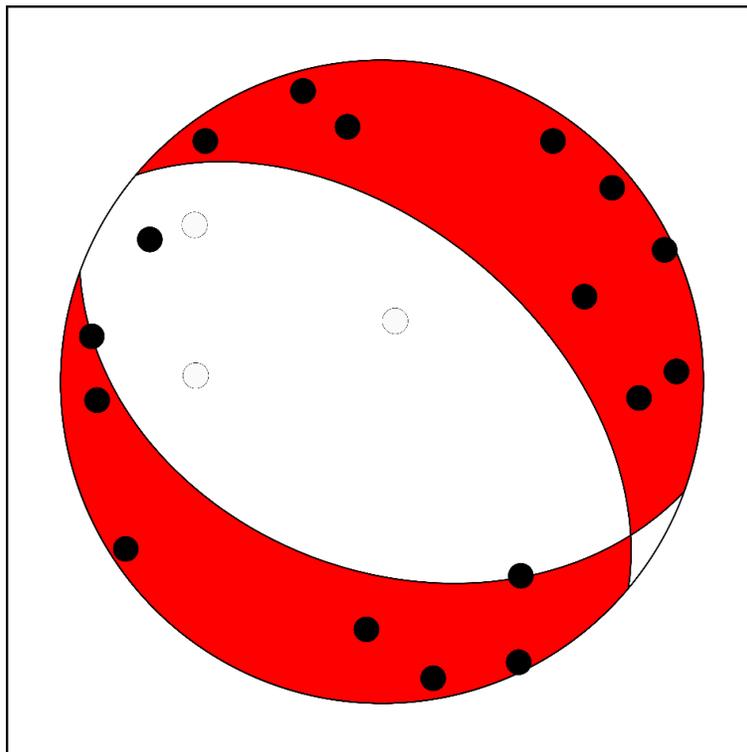
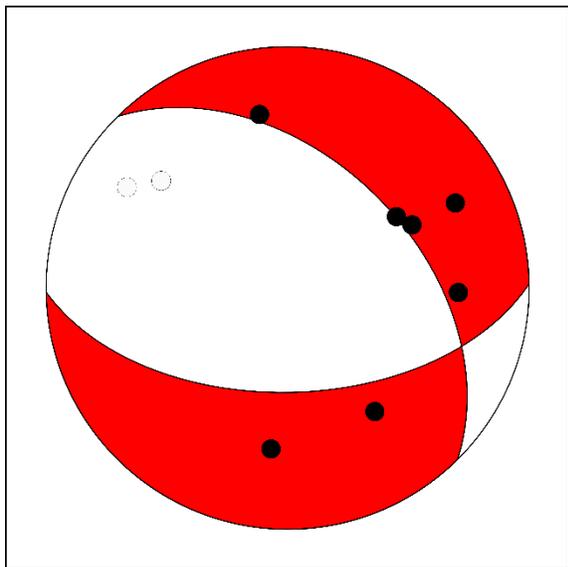


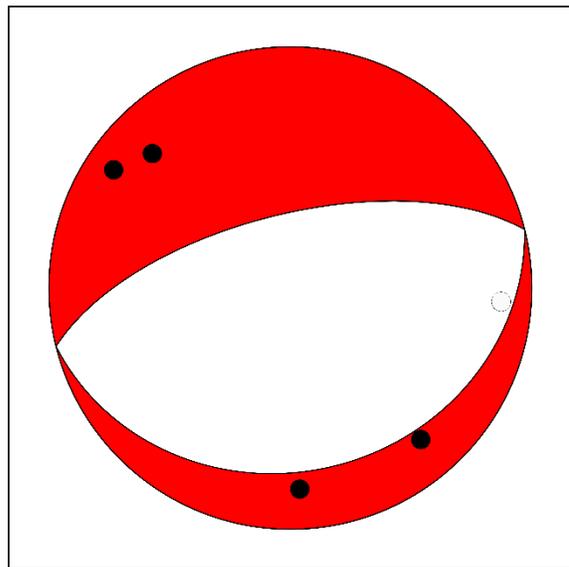
Figura 1 Mecanismo focal generado por “Focmec” del sismo del 19/09/2017. Se observa que en su mayoría son polaridades de compresión.

Localización y Mecanismos focales de réplicas

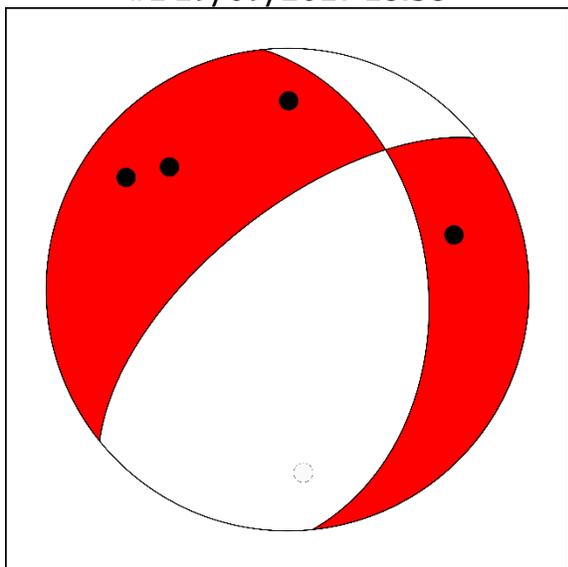
En este apartado se expone las “beachballs” o mecanismos focales resultantes del proceso de “Focmec” en las réplicas localizadas en este trabajo.



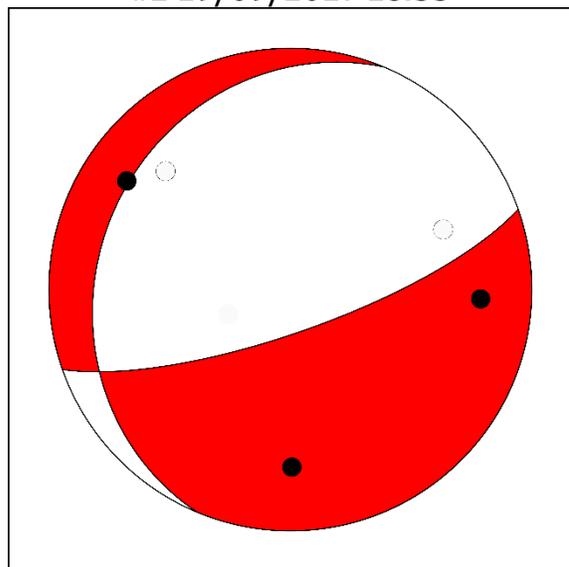
#1 19/09/2017 18:38



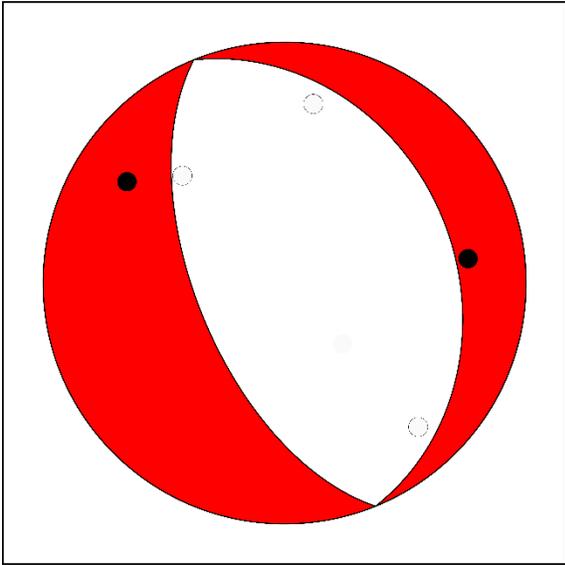
#2 19/09/2017 18:55



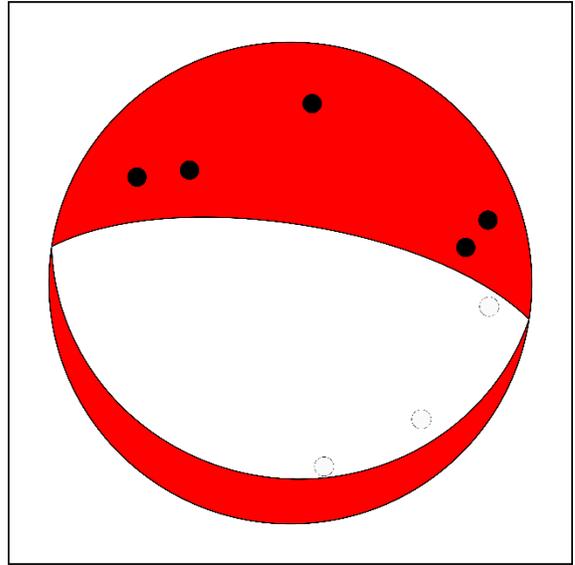
#3 19/09/2017 20:49



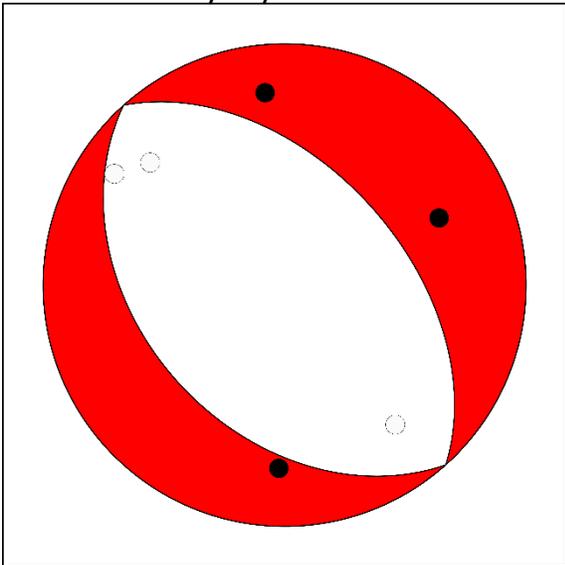
#4 19/09/2017 22:33



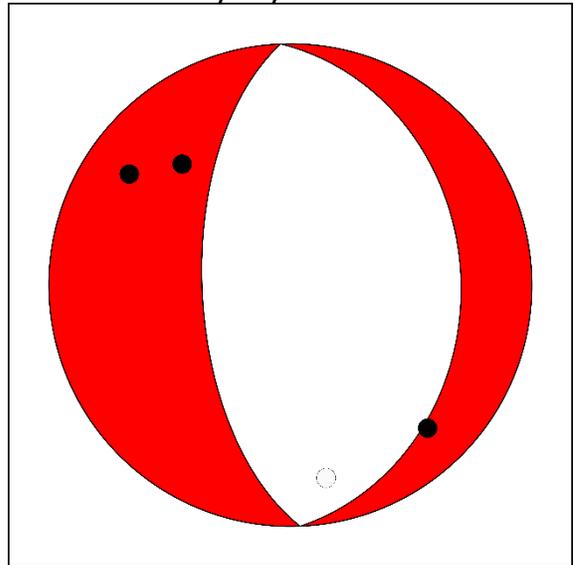
#5 21/09/2017 00:27



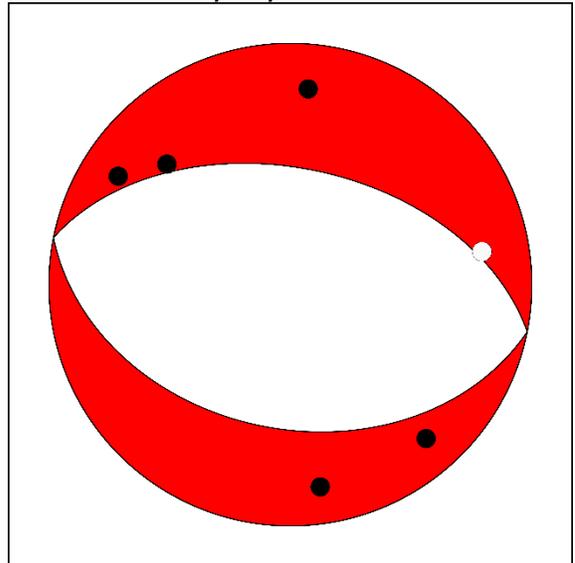
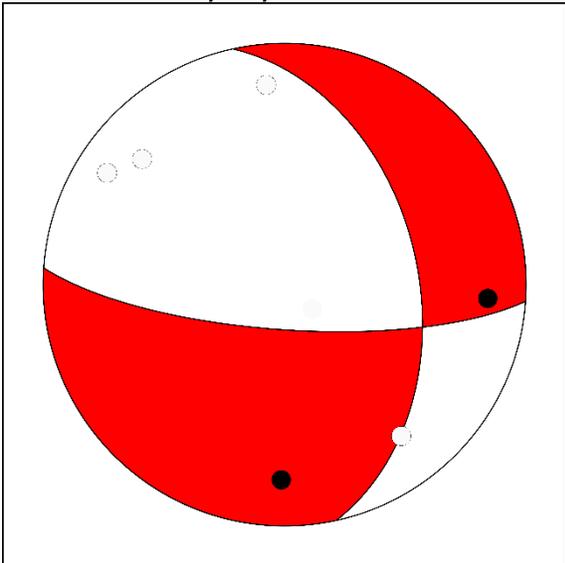
6 21/09/2017 03:28



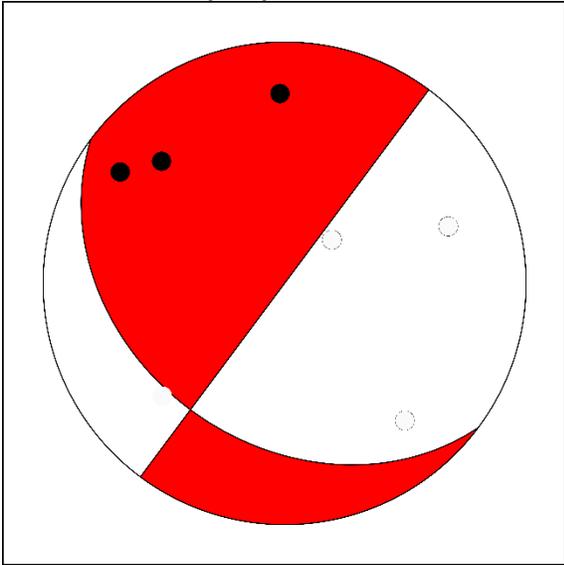
#7 21/09/2017 03:33



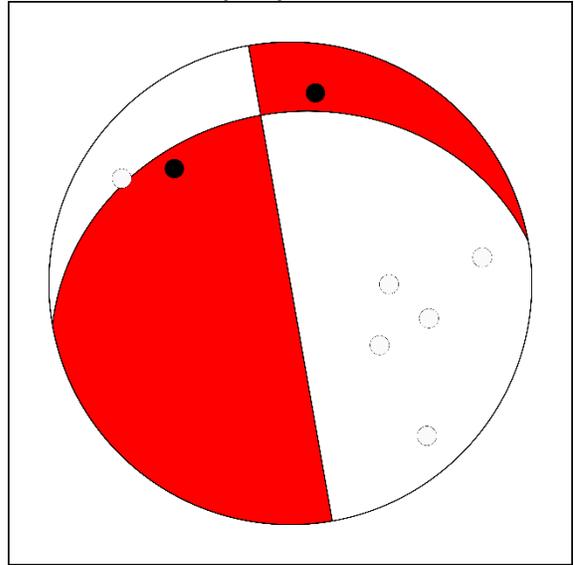
#8 21/09/2017 17:55



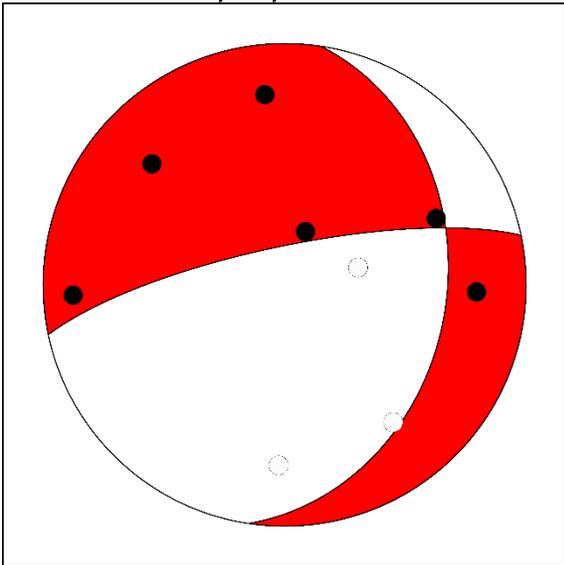
#9 22/09/2017 21:33



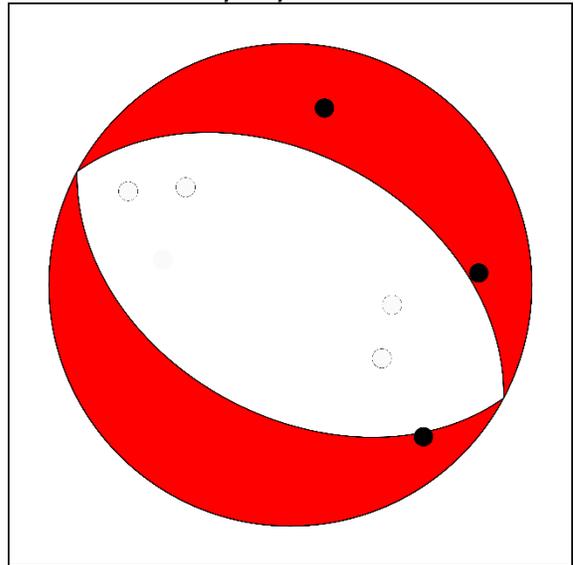
#10 22/09/2017 04:04



#11 23/09/2017 02:43

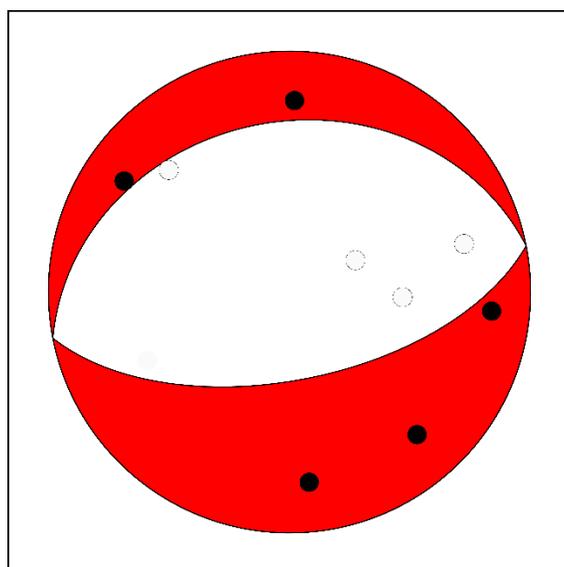


#12 23/09/2019 07:49



#13 29/09/2017 17:02

#14 21/10/2017 20:29



#15 01/11/2017 20:48

Figura 2 Mecanismos focales de cada réplica localizada en este trabajo. Cada mecanismo con la polaridad picada encada primer arribo de los sismogramas.

Réplicas

Es importante mostrar los datos de la comparación de las réplicas expuestas en la (Imagen 2.5), con el objetivo de ver que valores se están contrastando y pueda ser visible las diferencias que hay entre estas localizaciones.

Fecha	Hora UTC	Latitud (N)	Longitud (W)	Profundidad (km)	Magnitud	
19 septiembre 2017	18:38:11.6	18.373	-98.704	64.5	3.9	Tesis
		18.324	-98.753	60.2	3.9	SSN
19 septiembre 2017	18:55:14.49	18.337	-98.592	44.9	3.7	Tesis
		18.327	-98.602	51.0	3.7	SSN
19 septiembre 2017	20:49:44.6	18.336	-98.562	53.8	3.3	Tesis
		18.319	-98.572	56.8	3.3	SSN
19 septiembre 2017	22:33:30.95	18.352	-98.621	56.2	3.6	Tesis
		18.402	-98.620	42.7	3.6	SSN
21 septiembre 2017	00:27:49.31	18.233	-98.454	53.0	3.6	Tesis
		18.238	-98.477	48.5	3.6	SSN
29 septiembre 2017	17:02:22.07	18.364	-98.653	54.0	3.8	Tesis
		18.354	-98.658	50.7	3.8	SSN

21 octubre 2017	20:29:03.06	18.184	-98.442	51.4	3.6	Tesis
		18.188	-98.455	50.2	3.6	SSN
1 noviembre 2017	20:48:03.59	18.308	-98.546	51.0	4.4	Tesis
		18.247	-98.599	52.8	4.6	SSN

Tabla 1 Parámetros de las 8 réplicas comparadas en este trabajo.

Bibliografía

- 1_Acerca del CICESE | Bienvenido a CICESE. [Internet] Disponible en: <https://www.cicese.edu.mx/welcome/acerca/> [Consulta el 25 de noviembre de 2019].
- 2_Aki, K. y Richards, P. G. (1980). *Seismic Waves and Source*. Freeman, San Francisco.
- 3_Alejandro Nava. (2002). *Terremotos*. Fondo De Cultura Económica (Fce). [Internet] Disponible en: <http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen1/ciencia2/34/html/terrem.html> [Consulta el 27 de julio de 2019].
- 4_Al Khatibi, Eman, K.M. Abou Elenean, A.S. Megahed, y I. El-Hussain. (2014). Improved Characterization of Local Seismicity Using the Dubai Seismic Network, United Arab Emirates. *Journal of Asian Earth Sciences*.
- 5_Ammirati, Jean Baptiste. (2016). Study of the lithospheric structure of the Western Precordillera: Relationships with active deformation (in Spanish).
- 6_Animal Político “*website*”. (2017). El sismo de magnitud 7.1 deja 369 muertos en CDMX, Morelos, Puebla, Edomex y Guerrero. [Internet] Disponible en: <https://www.animalpolitico.com/2017/10/sismo-muertos-cdmx-morelos-puebla-edomex-guerrero/> [Consultado el 27 de noviembre de 2019].
- 7_Basaldúa Sánchez, Jovan et al. (2018). Distribución de fuentes de ruido sísmico y una aplicación a la geofísica.
- 8_Ichinose, G., Roman, J., Kraft, G., 2014. Moment Tensor Inversion Toolkit (MTINV) Version (3.0.3), Released in March, 2014. Available at <<http://www.crack.seismo.unr.edu/htdocs/students/Ichinose/>>.
- 9_Instituto de Ingeniería. Base de datos de registros acelerográficos de la Red Sísmica Mexicana. [Internet] Disponible en: <http://aplicaciones.iingen.unam.mx/acelerogramasrsm/redacelerografica.aspx> [Consultada el 22 de enero de 2019].
- 10_Campillo, M., et al. (2011). G-gap (the guerrero seismic gap): new insights of the seismic cycle, episodic aseismic slow slips and non volcanic tremors, crustal structures and strong motion scenarios.
- 11_Campillo, M., s. K. Singh, n. Shapiro, j. Pacheco and r. B. Hermann, (1996). Crustal structure of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geofís.*
- 12_Centro de Instrumentación y Registro Sísmico, A. C., CIRES - México. [Internet] Disponible en: http://www.cires.org.mx/racm_es.php [Consulta el 2 de diciembre de 2019].

- 13_Kostoglodov, V., Pacheco, J. F., Cien años de sismicidad en México, IGF UNAM, SSN. [Internet] Disponible en: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html> [Consultada el 22 de enero de 2019].
- 14_Cruz-Atienza, V. M., Tago, J., Sanabria-Gómez, J. D., Chaljub, E., Etienne, V., Virieux, J., & Quintanar, L. (2016). Long Duration of Ground Motion in the Paradigmatic Valley of Mexico. Scientific Reports.
- 15_Dreger, Douglas S., y Donald V. Helmberger. (1993). Determination of Source Parameters at Regional Distances with Three-Component Sparse Network Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- 16_ Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2017) Estadísticas sobre las afectaciones de los sismos de septiembre de 2017 en las actividades económicas.
- 17_IGEF, UNAM, (2009). G-GAP. [Internet] Disponible en: http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/SMA_web/g-gap.html [Consultada el 22 de enero de 2019].
- 18_Larson, E., (2013). Global Centroid Moment Tensor Project. [Internet] Disponible en: <https://www.globalcmt.org/> [Consultada el 6 de marzo de 2019].
- 19_Los datos sísmicos fueron proporcionados por la Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería (RAII-UNAM), producto de las labores de instrumentación y procesamiento de la Unidad de Instrumentación Sísmica. Los datos son distribuidos a través del Sistema de Base de Datos Acelerográficos. [Internet] Disponible en: <http://aplicaciones.iingen.unam.mx/AcelerogramasRSM/> [Consultada el 4 de febrero de 2019]
- 20_Gómez-Arredondo, C. M., Montalvo-Arrieta, J. C., Iglesias-Mendoza, A., & Espíndola-Castro, V. H. (2016). Relocation and seismotectonic interpretation of the seismic swarm of August – December of 2012 in the Linares area, northeastern Mexico. *Geofísica Internacional*.
- 21_González, Carlos Valdés, y Luis Quintanar Robles (2010). Redes sísmicas. 100 años del Servicio Sismológico Nacional: la importancia de las redes sísmicas en el conocimiento de los sismos y su mitigación.
- 22_Hanks, Thomas C., y Hiroo Kanamori. (1979). A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*.
- 23_Havskov, J., y L. Ottemoller. (1999). SeisAn Earthquake Analysis Software. *Seismological Research Letters*.
- 24_Havskov, J., y L. Ottemöller. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology: With Sample Data, Exercises and Software*. Dordrecht; New York: Springer.
- 25_Helffrich, G., Wookey, J., & Bastow, I. (2013). The seismic analysis code.
- 26_Hutchings, Lawrence, y Gisela Viegas. (2012). Application of Empirical Green's Functions in Earthquake Source, Wave Propagation and Strong Ground Motion Studies. En *Earthquake Research and Analysis - New Frontiers in Seismology*, ed. Sebastiano DAmico. InTech. [Internet]

Disponible en: <http://www.intechopen.com/books/earthquake-research-and-analysis-new-frontiers-in-seismology/application-of-empirical-green-s-functions-in-earthquake-source-wave-propagation-and-strong-ground-m> [Consultada el 27 de noviembre de 2019].

- 27_Iglesias, A., Franco S. (2018). 15 Years of Regional Moment Tensors from the Network of the Mexican Seismological Service.
- 28_ISTerre - Projet G-GAP. [Internet] Disponible en: <https://isterre.fr/annuaire/pages-web-du-personnel/michel-campillo/article/projet-g-gap?lang=fr> [Consultada el 22 de enero de 2019].
- 29_Jover, Roberto Tomás, Ignacio Ferreiro Prieto, Irene Sentana Gadea, y Ma Carmen Díaz Ivorra (2002). Aplicaciones de la proyección estereográfica en ingeniería geológica.
- 30_Lay, Thorne, y Terry C. Wallace. (1995). *Modern Global Seismology*. San Diego: Academic Press.
- 31_Lizcano, B. E. V. (2003). Evaluación de errores de datos sismológicos y sus efectos sobre los parámetros y modelos derivados de estos para una región determinada cubierta por la red del Observatorio Sismológico del sur Occidente | OSSO. 109.
- 32_McFaul, E.J. (2001). “Ciencia, Sociedad, Soluciones: Una Introducción al USGS”.
- 33_Minson, Sarah E., y Douglas S. Dreger. (2008). Stable Inversions for Complete Moment Tensors. *Geophysical Journal International*.
- 34_Peláez, José Antonio (2011). Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*.
- 35_Pérez-Campos, Xyoli et al. (2008). Horizontal Subduction and Truncation of the Cocos Plate beneath Central Mexico. *Geophysical Research Letters*. [Internet] Disponible en: <http://doi.wiley.com/10.1029/2008GL035127> [Consultado el 22 de marzo de 2019].
- 36_Pérez-Campos, Xyoli et al. (2018). The Mexican National Seismological Service: An Overview. *Seismological Research Letters*.
- 37_Pozo Rodríguez, Manuel, Javier González Yélamos, y Jorge Giner Robles. (2011). *Geología práctica: introducción al reconocimiento de materiales y análisis de mapas*. Madrid: Pearson-Prentice-Hall.
- 38_Sadegh, Parisa Asgharzadeh (2009). Focal mechanisms and variations in tectonic stress fields in eastern canada (western quebec and southern ontario).
- 39_Shearer, P. M. (2009). *Introduction to seismology, second edition*.
- 40_Singh, S. K., Ordaz, M., Pérez-Campos, X., & Iglesias, A. (2015). Intraslab versus Interplate Earthquakes as Recorded in Mexico City: Implications for Seismic Hazard. *Earthquake Spectra*.
- 41_Vela R., Miguel A., Servicio Sismológico Nacional | UNAM, México. [Internet] Disponible en: <http://www.ssn.unam.mx/> [Consultado el 2 de diciembre de 2019].
- 42_Sismos Históricos de México. [Internet] Disponible en: <http://www.sismoshistoricos.org/> [Consultado el 22 de enero de 2019].

- 43_Servicio Sismológico Nacional (SSN), IGEF UNAM. (2017). Reporte especial, Sismo del día 19 de septiembre de 2017, Puebla-Morelos (M 7.1).
- 44_Stein, Seth, y Michael Wysession. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing Ltd.
- 45_Reduca. (2010). *Geología (Serie Tectónica)*. Vol.2, Núm. 6.
- 46_Registro de resúmenes UGM. [Internet] Disponible en: <https://www.ugm.org.mx/raugm2014/resumenes/abstract.php?abstractID=717> [Consultado el 25 de noviembre de 2019].
- 47_USGS.gov | Science for a changing world. [Internet] Disponible en: <https://www.usgs.gov/> [Consultado el 2 de diciembre de 2019].
- 48_Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica et al. (2017). ¿Qué ocurrió el 19 de septiembre de 2017 en México? *Revista Digital Universitaria*. [Internet] Disponible en: <http://revista.unam.mx/vol.18/num7/art61/index.html> [Consultado el 21 de enero de 2019].
- 49_Waldhauser, F. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- 50_Waldhauser, Felix. HypoDD -- A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations.
- 51_Yamamoto, J., et al. (1980). El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de octubre de 1980. *Geofísica Internacional*.
- 52_Yuehua Zeng, John G. Anderson. (1995) A method for direct computation of the differential seismogram with respect to the velocity change in a layered elastic solid. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- 53_Alcoer, Sergio M., et al. (1999). El sismo de Tehuacán del 15 de junio del 1999 | Centro Nacional de Prevención de Desastres.