



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

TOMOGRAFÍA SÍSMICA DEL VALLE DE MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARÍA JIMENA VEGA BÁEZ

TUTORA

DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS

Abril de 2023



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

Un grande y profundo agradecimiento a mis padres y a mi hermano que sin ellos no habría sido posible nada de lo que he logrado, gracias por compartir varios desvelos y estar siempre presentes en todo este largo proceso. Agradezco mucho su paciencia y todo lo que me han enseñado, siempre ser una mejor persona es lo que ustedes me inspiran, muchas gracias siempre, los amo.

Dentro de los apoyos académicos, sobre todo amistoso y solidarios es el de la Dr. Xyoli Pérez Campos, quien ha creído en mí. Muchas gracias por el tiempo y las pláticas que hemos tenido, agradezco mucho que esté presente en estos momentos, el proceso del posgrado lo vivimos a la distancia y un poco complicado, pero siempre ha sido una gran inspiración para mí, muchas gracias por todo.

Agradezco a mis sinodales, al Dr. Martín Cárdenas Soto, al Dr. Allen Husker, al Dr. Raúl Valenzuela Wong y al Dr. Leonardo Ramírez Guzmán por los comentarios y recomendaciones con la finalidad de que este trabajo mejorara. Agradezco al Dr. Luis Quintanar Robles y al Dr. Marco Calò, por las revisiones de los avances de este trabajo y recomendaciones para que este trabajo tomará un mejor rumbo.

Agradezco a todos mis profesores del posgrado por las enseñanzas y las clases que fueron una gran inspiración para este trabajo.

Agradezco al CONACYT por la beca otorgada durante mi estancia en el posgrado, al proyecto financiado por la Secretaría de Educación Ciencia Tecnología e Innovación (SECTEI) para la instalación de la red temporal del Instituto de Ingeniería, a la red MASE (Meso America Subduction Experiment, <https://doi.org/10.7909/C3RN35SP>), a la red de banda ancha del SSN (<https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>), a la Red Sísmica del Valle de México y a todo el personal de instrumentación de cada dependencia por el mantenimiento e instalación de las estaciones así como de la distribución de los datos. Agradezco al proyecto PAPIIT IN110822 por el financiamiento para la culminación de este trabajo.

Agradezco a todos mis amigos, a lo largo de los años he formado grandes amistades, gracias por su apoyo y consejos, gracias por seguir apoyando mis locuras. Gracias a mis compañeros del posgrado ya que a pesar de que nos tocaron clases a distancia formamos un gran equipo de trabajo, gracias

por su compañía y las noches de estudio. Un agradecimiento especial al equipo de SIW, gracias por las risas a la distancia y compartir un poco de la sabiduría sismológica.

Un agradecimiento especial a Delia Bello por facilitar algunos de los datos utilizados en este trabajo. Agradezco a Araceli y Erika por el apoyo y la orientación durante mi estancia en el posgrado.

Agradezco a toda mi familia que ha estado presente en este proceso, abuelos (algunos ya presentes en mi memoria), tíos, primos y sobrinos, gracias por todo su apoyo y por ser una gran inspiración para mí.

Agradezco al Instituto de Geofísica y a su personal que, a pesar de haber cursado este proceso a la distancia, estuvieron siempre presentes.

Por último, agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por todo lo que me ha dado, gracias por ser la máxima casa de estudios de este país, por permitirme terminar otra etapa más en mi carrera profesional, gracias por ser mi alma máter.

Contenido

Resumen.....	6
Abstract	7
1 Introducción	8
2 Antecedentes	10
2.1 Región de estudio.....	10
2.2 Evolución tectónica en el Centro de México.....	11
2.3 Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)	13
2.3.1 Evolución geológica de la FVTM.....	14
2.4 Contexto geológico del Valle de México	16
2.4.1 Sierra de Santa Catarina (SSC).....	16
2.4.2 Sierra Chichinautzin (SCh)	18
2.4.3 Sierra de Las Cruces (SLC).....	18
2.4.4 Sierra de Guadalupe (SG)	19
2.4.5 Sierra Nevada (SN)	20
2.4.6 Centro del Valle de México	22
2.5 Contexto sísmico del Valle de México.....	24
2.5.1 Modelos de velocidad de la corteza para el Valle de México	27
2.6 Redes sísmicas y datos.....	36
3 Metodología.....	41
3.1 Fundamentos de la tomografía sísmica	41
3.2 Fundamentos de los algoritmos de detección	44
3.2.1 Procesamiento para algoritmo de detección.....	48
3.3 Fundamentos de la paquetería de tomografía conjunta	56
3.4 Programa de tomografía conjunta	60
3.5 Pruebas de sensibilidad.....	64
3.6 Sismicidad local reportada	67
4 Resultados	69
4.1 Detección de sismos.....	69
4.2 Tomografía	75
5 Discusión y conclusiones	81
5.1 Detección de sismos.....	81
5.2 Tomografía de sismicidad local	82

5.3	Conclusiones.....	84
6	Referencias.....	85
7	Anexos.....	94

Resumen

Para conocer un poco más sobre la estructura del Valle de México, se realizó una tomografía de sismicidad local, para esto, se inició con una detección de sismos ocurridos en la zona de estudio. Tal detección se realizó con un programa desarrollado por Steve Roecker. Dicho programa permitió la unión de varias redes sismológicas que a lo largo de los años fueron instaladas en esta zona, como la red temporal del Meso-America Subduction Experiment (MASE), la red del Instituto de Ingeniería (IINGEN) y una estación colocada en el Zócalo de la Ciudad de México (ZOCA), y redes permanentes como la del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y la Red Sísmica del Valle de México (RSVM). Para correr el programa de detección se tomaron los registros continuos de las redes mencionadas desde 2006 hasta 2020, así como el modelo de velocidades de la corteza utilizado por el SSN.

Como resultado inicial, se detectaron 215 sismos de los cuales solo el 60% fueron reportados por el SSN, los restantes fueron detecciones que no habían sido reportadas. A partir de los datos de sismicidad local detectada se realizó la inversión tomográfica empleando la paquetería desarrollada por el mismo Steve Roecker.

Los resultados de la sismicidad detectada muestran que el programa de detección presenta algunos problemas para descartar eventos erróneos y que dicho entrenamiento o mejoramiento de parámetros podría evitar el análisis manual para descartar eventos.

Los resultados de la tomografía de sismicidad local presentados en cinco perfiles evidencian la variabilidad lateral de los valores de la velocidad cortical por debajo del Valle de México y que se han visto en los modelos de velocidad que han obtenido varios investigadores. Los contactos entre diferentes litologías, la presencia de fallas, los peculiares zonas llamadas “zona de lago”, “zona de transición” y “zona de lomas” dificultan tomar un modelo homogéneo y representativo de la zona. Los valores elevados y bajos de velocidad vistos en los perfiles pudieron ser asociados a litologías que son contrastantes e incluso se pudieron observar contactos.

Abstract

In order to know a little more about the structure of the Valley of Mexico, a tomography of local seismicity was performed. We started with a detection of earthquakes that occurred in the study area. Such detection was performed with a program developed by Steve Roecker. This program allowed the union of several seismological networks that over the years were installed in this area, such as the temporary network of the Meso-America Subduction Experiment (MASE), the network of the Instituto de Ingeniería (IINGEN) and a station placed in the Zocalo of Mexico City (ZOCA), and permanent networks such as the Servicio Sismológico Nacional (SSN), and the Red Sísmica del Valle de México (RSVM). To run the detection program we took the continuous records of the mentioned networks from 2006 to 2020, as well as the model of crustal velocities used by the SSN.

As an initial result, 215 earthquakes were detected, of which only 60% were reported by the SSN, the rest were detections that had not been reported. From the local seismicity data detected, a tomographic inversion was performed using the software developed by Steve Roecker.

The results of the detected seismicity show that the detection program has some problems in discarding erroneous events and that such training or parameter enhancement could avoid manual analysis to discard events.

The results of the local seismicity tomography presented in five profiles evidence the lateral variability of the crust velocity values below the Valley of Mexico and that have been seen in the velocity models obtained by several researchers. The contacts between different lithologies, the presence of faults, the peculiar zones called "lake zone", "transition zone" and "hill zone" make it difficult to take a homogeneous and representative model of the area. The high and low velocity values seen in the profiles could be associated to lithologies that are contrasting and even contacts could be observed.

1 Introducción

Las técnicas de inversión de velocidad tridimensional, llamadas comúnmente como tomografía sísmica, tienen como principal finalidad resolver las perturbaciones de velocidad. Estas velocidades sísmicas de la Tierra se obtienen a partir de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas observadas con sensores sísmicos (Nolet, 2008; Shearer, 2009). Muchas veces el término “tomografía” permite relacionar esta técnica a los problemas médicos donde se obtienen imágenes internas del cuerpo humano, pero para el caso sísmico se obtienen imágenes de la estructura interna de la Tierra, comúnmente llamados perfiles o cortes de la estructura tridimensional, donde se presentan los valores de la velocidad o de las perturbaciones de velocidad (Nolet, 2008).

Los grandes sismos en las costas de México han afectado a la población y en especial a la vida diaria del Valle de México por su peculiar comportamiento ante estos fenómenos; esencialmente por la amplificación de las ondas sísmicas debido a los sedimentos blandos de la zona de lago y los efectos de sitio. Este tipo de comportamiento sucede en varios lugares alrededor del mundo, donde existen estructuras y subestructuras como cuencas que amplifican y enfocan las ondas sísmicas de eventos que ocurren a varios kilómetros de distancia. Por ejemplo, en la cuenca de los Ángeles donde sismos como el de Northridge de 1994 causó daños cerca del epicentro y a 21 km de distancia en Santa Mónica; estudios sugieren una estructura y subestructura a profundidad que amplifica y enfoca las ondas sísmicas (Baheer y Davis, 2003).

La zona de estudio de este trabajo es parte del Valle de México y se encuentra en la zona oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). La FVTM es un arco volcánico que se desarrolló en el Mioceno temprano y tiene una dirección E-W (Ferrari et al., 2012). Debido a su actividad ha provocado una complejidad de estructuras que han caracterizado a lo largo de los años la peculiaridad de la cuenca del Valle de México. La posible existencia de cuerpos magmáticos y la estructura somera que se formó por la sedimentación en el lago de Texcoco, proveen un amplio rango de estructuras a analizar y caracterizar. Por la importancia económica de esta zona en el país y la cantidad de población que habita esta zona, se han realizado varios estudios sobre sismicidad, simulaciones de la propagación de las ondas sísmicas, geología, estratigrafía, estudios geotécnicos, cartografía de fallas y fracturas, entre otros.

La delimitación y análisis de las posibles estructuras en la base de corteza a partir de una tomografía de sismicidad local, observadas como anomalías de velocidad en los llamados perfiles,

permitirá comprender mejor la estructura y geometría debajo del Valle de México, complementar trabajos que han descrito estructuras y asociarlas a la geología de la zona.

En este trabajo se presenta una tomografía de sismicidad local, a partir de sismos locales detectados con la implementación de un programa elaborado por Roecker (2017), que contiene varios algoritmos, de los cuales destacan el de detección de eventos/sismos y el de la inversión tomográfica.

Dentro del capítulo de los antecedentes se describen las características geológicas y geodinámicas generales que permiten entender un poco de la evolución de este terreno. En la parte final de dicho capítulo, se describen las características geológicas y sísmicas del Valle de México; así como los datos, estaciones y las redes sísmicas utilizados en este trabajo.

En el capítulo de la metodología se especifican los parámetros de la región para implementar en los archivos de especificaciones de los algoritmos utilizados, así como la elección de modelo de velocidades de la corteza que es representativo de la zona. Se describe el algoritmo de detección que permitió la detección de sismos y así generar tablas de detección de fases P y S, así como el algoritmo implementado para la tomografía.

En los resultados se presentan los sismos detectados, así como las fases P y S en cada uno de los registros de las estaciones. También, se presentan los resultados de la tomografía de sismos locales en secciones o perfiles que permitieron identificar características importantes de la región, empezando por identificar y asociar a ciertas estructuras la diferencia de velocidades.

En el capítulo de las discusiones y conclusiones se discute más sobre las estructuras encontradas dentro de los perfiles, la asociación que se le da a los valores negativos del porcentaje, donde se concluye y se reitera la importancia que tiene a cada uno de los modelos de velocidad cortical que existen para el Valle de México.

2 Antecedentes

2.1 Región de estudio

La región de estudio de este trabajo es la zona del Valle de México, específicamente dentro de las latitudes 18.9° y 19.9° y longitudes -99.5° y -98.6° (Figura 2.1). La región se encuentra delimitada al este por la Sierra Nevada (SN), al norte por la Sierra de Guadalupe (SG) y parte del Campo Volcánico de Apan, al oeste se encuentra la Sierra de las Cruces (SLC), al sur la Sierra de Chichinautzin (SC) y en la parte central se tiene a la Sierra de Santa Catarina (SSC).

La Figura 2.1 muestra que la zona en la que se centra este trabajo se encuentra dentro de una de las provincias fisiográficas más importantes del territorio mexicano, la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Esta provincia ha presentado complejidades para comprender su comportamiento, pero en los últimos 30 años han existido gran diversidad de estudios, tanto geológicos como geofísicos, para poder describir algunas de sus características, entre las que se encuentran la determinación de edades isotópicas de muestras, delimitación de terrenos, litología, así como espesores de corteza, profundidades de moho, y por supuesto su historia de formación junto con su geodinámica, entre muchos otros aspectos más.

En las siguientes secciones se abordará más sobre la geología y geodinámica de la FVTM y aspectos generales geológicos y sísmicos del Valle de México.

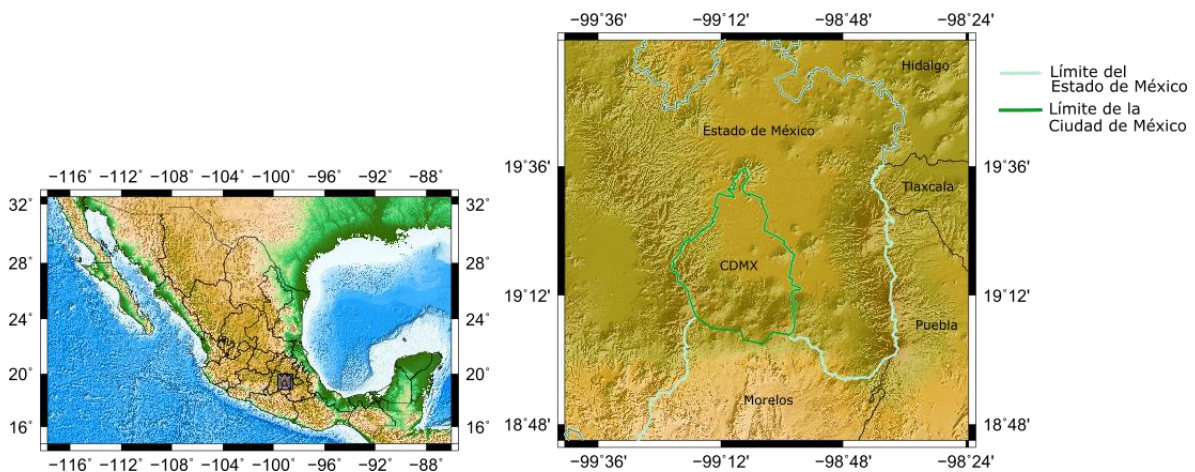


Figura 2.1. Región de estudio. Izquierda: mapa de México, el recuadro azul marca la zona del mapa de la derecha donde se muestra un acercamiento a la región de estudio.

2.2 Evolución tectónica en el Centro de México

Manea et al. (2013) definen a la Zona de Subducción Mesoamericana (ZSM) como probablemente uno de los márgenes convergentes más complejos de la Tierra. A lo largo de la Trincheras Mesoamericana (TMA), las placas de Rivera y Cocos se subducen debajo de las placas de Norte América y Caribe (Figura 2.2), provocando sismicidad distribuida irregularmente, eventos de deslizamiento lento y tremores tectónicos (Pardo y Suárez, 1995; Kostoglodov et al., 2003; Payero et al., 2008). La geometría de la placa varía significativamente a lo largo del rumbo y el vulcanismo de la placa superior es discontinuo y muestra una fuerte heterogeneidad química (Carr et al., 2003; Ferrari et al., 2012).

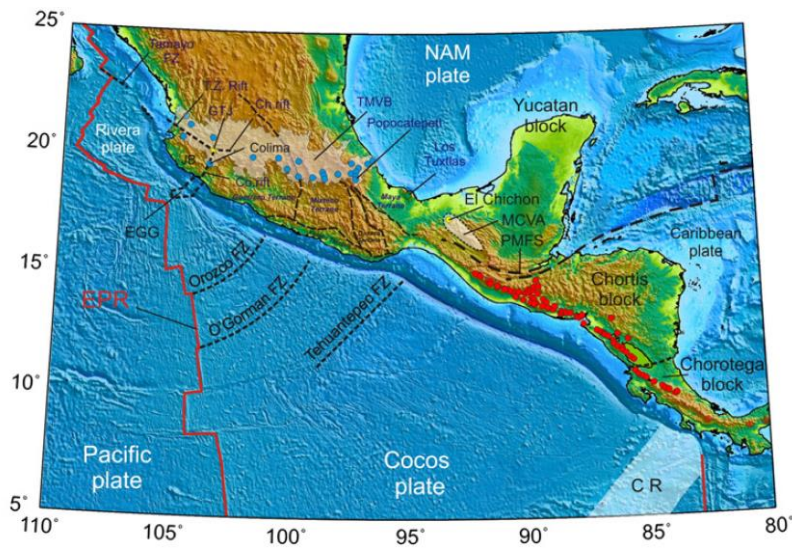


Figura 2.2. Zona de subducción de México y América Central.

NAM plate (Placa Norteamérica), JB: Jalisco Block (Bloque Jalisco); Ch. Rift—Chapala rift; Co. rift—Colima rift; EGG—El Gordo Graben; EPR: East Pacific Rise (Dorsal del Pacífico Oriental); MCVA: Modern Chiapanecan Volcanic Arc (Arco Volcánico Chiapaneca Moderno); PMFS: Polochic—Motagua Fault System (Sistema de Fallas Polochic-Motagua); CR—Cocos Ridge. The main Quaternary volcanic centers of the TransMexican Volcanic Belt (TMVB) and the Central American Volcanic Arc (CAVA) are shown as blue and red dots, respectively (Principales centros volcánicos del cuaternario de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, FVTM, y del Arco Volcánico de América Central, AVAC, mostrados en círculos azules y rojos, respectivamente). Tomada de Manea et al. (2013).

Las placas oceánicas, Rivera y Cocos, son remanentes de la gran placa de Farallón que se fragmentó en una serie de placas más pequeñas desde ~30-28 Ma cuando la Dorsal del Pacífico Oriental (DPO) comenzó a interactuar con la placa de Norteamérica (Atwater y Stock, 1998).

La placa de Cocos se formó hace ~ 23 Ma cuando la placa de Farallón se partió en dos en una latitud ecuatorial dejando la placa de Nazca al sur (Lonsdale, 2005). A medida que la unión triple Cocos-Pacífico-Norte América se movía hacia el sur, la parte norte de la placa de Cocos se rompió en varias placas más pequeñas que no se subdujeron por completo y se convirtieron en parte de la placa del Pacífico (Lonsdale, 1991). La placa de Rivera fue el último fragmento que perdió la placa de Cocos y comenzó a actuar como una microplaca independiente desde hace al menos 10 Ma (DeMets y Traylen, 2000).

Ambas placas, Rivera y Cocos, son placas oceánicas relativamente jóvenes (10 - 25 Ma) que se subducen a lo largo de la TMA a tasas de convergencia variables, ~ 30 mm/año para Rivera y 50 a 90 mm/año para Cocos (DeMets, 2001; DeMets y Traylen, 2000). La tasa de convergencia entre las placas Cocos y Norteamérica o el Caribe aumenta progresivamente hacia el sureste a lo largo del TMA, desde ~ 5 cm/año frente al centro de México hasta ~ 9 cm/año frente al sur de Costa Rica (DeMets, 2001).

La placa de Cocos que subduce debajo de México se caracteriza por una gran variabilidad y geometría inusual a lo largo del rumbo, inconsistente con la variación gradual en los parámetros de subducción como la edad de la placa y la tasa de convergencia a lo largo de la TMA (Manea et al., 2013). En solo unos cientos de kilómetros, el buzamiento de la placa varía de $\sim 50^\circ$ en el límite con la placa Rivera a 0° entre $100^\circ 30' O$ y $97^\circ 00' O$. Esta subducción de placa plana es una de las características más intrigantes de la ZSM. Uno de los arreglos y proyectos más importantes para definir muchas características es el MesoAmerican Subduction Experiment (MASE), que permitió mapear con gran detalle por primera vez la placa Cocos subducida debajo del centro de México (Clayton et al., 2007). A partir de este proyecto surgieron trabajos con resultados muy importantes como el de funciones de receptor de Pérez-Campos et al. (2008) y el trabajo de tomografía de ondas P y S de Husker y Davis (2009).

Pérez-Campos et al. (2008) reportan que la placa subduce inicialmente con 15° de inclinación hasta unos 80 km de la costa, luego un segmento de placa es horizontal que se extiende unos 300 km tierra adentro desde la TMA; luego se hunde en la astenosfera en un ángulo pronunciado de más de 65° y termina a ~ 570 km de profundidad. La placa de Cocos, debajo del centro de México, tiene una geometría horizontal y se encuentra desacoplada de la corteza por una zona muy delgada de baja viscosidad. La placa se sumerge en el manto cerca de la Ciudad de México,

pero se trunca a una profundidad de 500 km, probablemente debido a un desgarre que se propaga en la placa de E-O.

Husker y Davis (2009) mencionan que la geometría de la placa de Cocos es plana hasta cerca de la Ciudad de México; antes de la FVTM, se hunde en el manto con un ángulo de 75°; continua hasta una profundidad de 500 km a una distancia de 400 km de la trinchera donde, en la imagen de tomografía, se observa que la placa termina. También, determinaron un espesor de la placa de 40 km que es consistente con la edad de la placa joven de 15 Ma; otra característica destacada de este trabajo se observa en la imagen tomográfica, al realizar la corrección topográfica, el borde de la placa de Cocos se extiende hacia la FVTM mostrada como un zona de velocidad rápida de la corteza poco profunda, si dicha corrección no se realiza, se menciona que, la imagen es más realista porque debajo de la zona volcánica se tienen bajas velocidades y sigue el comportamiento característico de los volcanes activos ya que se encuentran sobre la placa cuando esta tiene una profundidad ente 72 y 173 km (Syracuse y Abers, 2006). La zona de velocidad rápida vista con la corrección topográfica se pudo correlacionar con una zona de alta resistencia caracterizada dentro de un estudio magnetoteléurico realizado por Jödicke et al. (2006) que cubre el mismo perfil de MASE.

2.3 Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)

La FVTM es el arco volcánico neógeno más grande de Norte América con un área de 160,000 km² y una longitud de casi 1000 km entre la latitud 18°30' y 21°30' N en el centro de México. Su formación en los últimos 20 Ma tuvo un impacto significativo sobre el clima y la evolución de la biodiversidad (Ferrari et al., 2017). Está construida sobre provincias magmáticas del Cretácico y Cenozoico y un basamento heterogéneo formado por terrenos tectonoestratigráficos de diferente edad y litología (Ferrari et al., 2012).

La mitad oriental de la FVTM se encuentra sobre terrenos precámbricos, agrupados en el llamado microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995), así como en el terreno Mixteco del Paleozoico (Nance et al., 2006). El oeste de la FVTM está sobre el terreno compuesto de Guerrero, que es una serie de arcos marinos del Jurásico al Cretácico, contruidos sobre turbiditas siliciclásticas del Triásico-Jurásico temprano (Centeno-García et al., 2011).

2.3.1 Evolución geológica de la FVTM

Las características fisiográficas, geológicas y sísmicas de la FVTM, son el resultado del proceso evolutivo la compleja zona de subducción, que comprende la parte noroeste y suroeste del territorio mexicano.

El vulcanismo cenozoico relacionado con la subducción cubre una gran parte del oeste y centro de México y ha sido señalado como dos arcos principales: la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMO) con tendencia noroeste y la FVTM con tendencia aproximadamente de este a oeste (Ferrari et al., 1999).

Para definir la evolución del vulcanismo en México, Ferrari et al. (1999) recopilaron edades isotópicas para analizar su variación temporal y espacial. Con esto se logró determinar el proceso evolutivo extendiéndose desde la actual SMO hasta la FVTM. Este proceso comenzó entre los 38 y 25 Ma con un primer episodio de vulcanismo ignimbrítico, con una extensión de estas rocas de ~ 300 km de ancho, extendiéndose desde Zacatecas y San Luis Potosí hasta Michoacán, Guerrero y el oeste de Oaxaca. En el Mioceno temprano, el arco había girado en sentido antihorario ~ 30° y se había acercado a la paleo-fosa frente a Baja California (Ferrari et al., 1999).

De acuerdo con Ferrari et al. (1999), en el Mioceno medio, entre los 17-12 Ma, el arco se extendió hacia el este y alcanzó la costa del actual Golfo de México. Ya como un arco "discontinuo" que incluía un segmento de tendencia noroeste ubicado en los márgenes sur del Golfo de California (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984), un segmento de tendencia este-sureste representado principalmente por sucesiones andesíticas entre el norte de Michoacán y el área de la Ciudad de México (p. Ej., Pasquarè et al., 1991), y un segmento de tendencia aproximadamente de este a oeste en Puebla y Veracruz (López-Infanzon, 1990). También, se observó un último y aislado locus de vulcanismo en el oriente de Oaxaca (Ferrusquía-Villafranca, 1996).

Para el Mioceno tardío, el arco había alcanzado una orientación estable con una tendencia noroeste-sureste en la parte oeste y una orientación aproximadamente este-oeste en la parte restante. Los productos dominantes fueron lavas basálticas emplazadas desde la costa del Pacífico hasta la actual Ciudad de México en forma de mesetas extensas (Ferrari et al., 1994b, Ferrari et al., 1999).

El arco ha mantenido su orientación desde hace 7 Ma, pero el frente volcánico migró hacia la trinchera, lo cual es especialmente evidente en la FVTM occidental, donde el frente volcánico estaba a 180 km de la trinchera en el Mioceno tardío y ahora está a solo 110 km. Los productos volcánicos dominantes son las andesitas. Se observa un episodio generalizado de vulcanismo silíceo entre 7 y 3.5 Ma en el oeste (Gilbert et al., 1985; Rossotti et al., 1997) y en la parte central de la FVTM (Aguirre-Díaz, 1997).

Como menciona Ferrari et al. (1999), no se ha llegado a un acuerdo sobre el inicio de la actividad de la FVTM; se ha sugerido que es Cuaternario (Demant, 1978), Plioceno tardío (Cantagrel y Robin, 1979), Plioceno temprano (Nixon et al., 1987) y Oligoceno tardío (Mooser, 1972). Por la distribución del vulcanismo y de la composición, se ha observado que la transición de la SMO a la FVTM ocurrió en tiempos del Mioceno temprano al medio, y que un arco con las características de la FVTM ya existía a finales del Mioceno, según lo propuesto por Ferrari et al. (1994a).

La reorientación progresiva del arco volcánico puede estar relacionada con el cambio en la estructura térmica de la placa que subduce y con cambios en la geometría del límite de la placa. Al norte, el vulcanismo terminó cerca de los 17 Ma, aproximadamente 5 Ma antes del final de la subducción de Farallón frente a Baja California (Lonsdale, 1991). En ese momento, la placa que se hundía en la trinchera era de menos de 5 Ma (Lonsdale, 1991). Como señalan Severinghaus y Atwater (1989), la corteza oceánica muy joven y caliente en la zona de subducción libera fluidos antes de entrar en contacto con la cuña del manto, inhibiendo así el derretimiento parcial y el vulcanismo del arco (Ferrari et al., 1999).

La reorientación de la parte central y oriental del arco durante el Mioceno temprano y medio parece estar relacionada con el cambio en la geometría de los límites de las placas Norteamérica-Farallón-Caribe. Morán-Zenteno et al. (1996) demostraron que el movimiento hacia el este del bloque Chortis (placa del Caribe) durante el Neógeno modificó progresivamente el límite de subducción entre las placas de Norteamérica y Farallón, formando una nueva trinchera en una posición tierra adentro. Por otro lado, Pardo y Suárez (1995) relacionaron la orientación oblicua de la FVTM con respecto a la trinchera con una variación a lo largo de la trinchera en el buzamiento de la placa, observando que la placa de Cocos tiene un buzamiento muy poco profundo debajo de la trinchera central y parte oriental del arco volcánico (Ferrari et al., 1999).

2.4 Contexto geológico del Valle de México

El Valle de México, ubicado en la parte central de la FVTM, es una zona compleja caracterizada por sistemas de fracturas orientadas al noroeste y noreste y pronunciados escarpes de falla oeste-este en la parte central de la FVTM. Esta complejidad surge debido a la interacción entre las placas Cocos y Rivera que se están subduciendo debajo de la placa de Norteamérica (Ortega y Quintanar, 2005).

Esta zona del Valle de México se caracteriza por los depósitos lacustres y por ser delimitada por estructuras volcánicas muy importantes (Figura 2.3) que han sido estudiadas y caracterizadas desde hace décadas. Al este se encuentra la Sierra Nevada (SN), al norte la Sierra de Guadalupe (SG) y parte del Campo Volcánico de Apan, al oeste se encuentra la Sierra de las Cruces (SLC), al sur la Sierra de Chichinautzin (SC) y al centro la Sierra de Santa Catarina (SSC) (Arce et al., 2005).

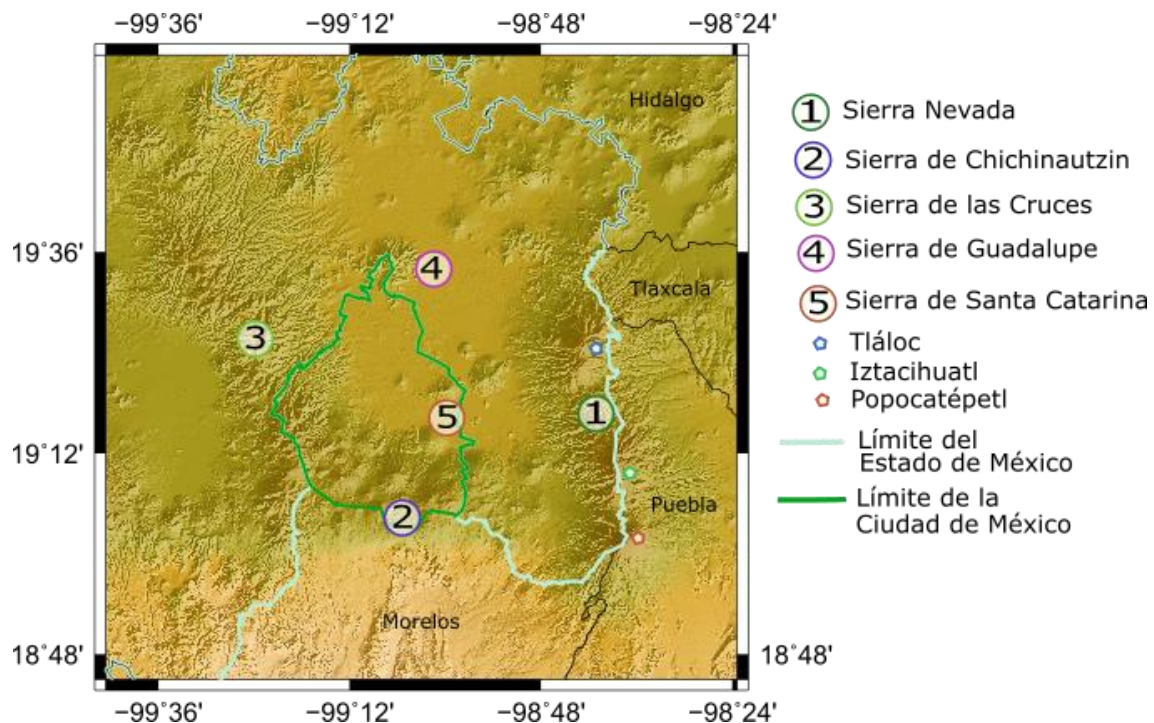


Figura 2.3. Mapa de la zona de estudio. Región entre la Ciudad de México, Estado de México, Morelos, Puebla y Tlaxcala.

2.4.1 Sierra de Santa Catarina (SSC)

La SSC se encuentra al oriente en los límites de las alcaldías Tlahuac e Iztapalapa. Es un conjunto de conos volcánicos alineados de occidente a oriente (volcanes: Yuhualixqui, Xaltepec,

Tecón, Mazatepec, Tecuatzi y Guadalupe), formando así una franja de 6 km de ancho (Lugo-Hubp et al., 1994). Tiene una superficie de 75 km² y una extensión de ~ 12 km y está rodeada por la planicie lacustre. Se ha inferido que su edad podría ser más joven que 20 mil años (Lugo-Hubp et al., 1994). Ordoñez (1895) y González-Morán (1992) han clasificado las rocas de esta zona como andesitas; por su morfología y composición estratigráfica ha sido considerada contemporánea de la Sierra de Chichinautzin (Mooser, 1975).

El origen de esta sierra se le atribuye al cizallamiento en un sistema de fallas al E-NE. Mooser (1990) menciona que esta zona es producto de una falla principal inclinada al sur y una secundaria paralela. La primera controla al volcán Yuhualixqui y la segunda, más joven, corresponde a la posición de los volcanes actuales. DeCserna et al. (1987) reconocieron una falla con orientación N75°-80°E que controla la SSC y otra N45°E sobre la que se orienta el volcán Guadalupe.

El Cerro de la Estrella es independiente de la SSC, debido a que presenta características morfológicas diferentes (Arce et al., 2005). En el trabajo de Arce et al. (2005) se define al cerro de la Estrella como un “volcán en escudo”, con base en sus características morfológicas, pendientes y terminaciones de los frentes de lava muy suaves y de forma muy radial (Figura 2.4).

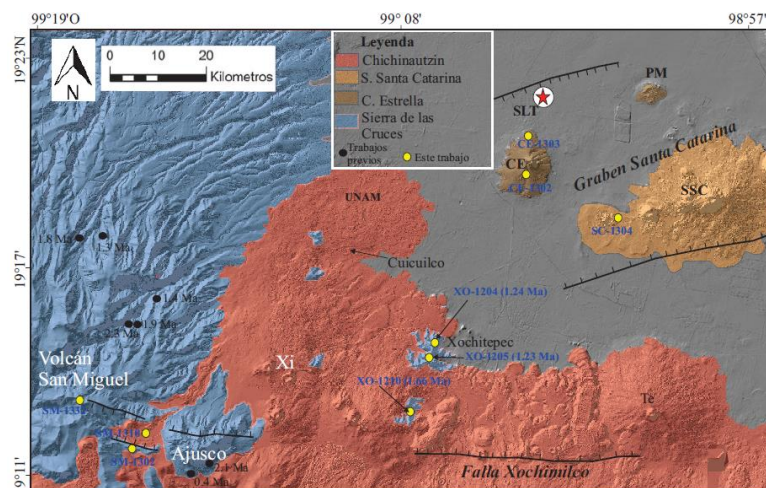


Figura 2.4. Distribución de las distintas unidades litológicas en el Sur del Valle de México. CE, Cerro de la Estrella; SSC, Sierra Santa Catarina; PM, Peñón del Marqués; PSLT, Pozo San Lorenzo Tezonco. La falla Xochimilco y las fallas en los volcanes San Miguel y Ajusco fueron propuestas por García-Palomo et al. (2008) y las fallas del graben de Santa Catarina fue retomado de Arce et al. (2013a). Imagen tomada de Arce et al. (2005).

2.4.2 Sierra Chichinautzin (SCh)

La Sierra Chichinautzin (SCh) o el Campo Volcánico Chichinautzin está constituido por más de 120 volcanes monogenéticos (conos de escoria, derrames de lava fisurales, domos y volcanes en escudo), dentro de un área de 2680 km². Forma una franja irregular en dirección E-O, desde las faldas del volcán Popocatepetl hasta las faldas del Nevado de Toluca (Bloomfield, 1975; Martin del Pozzo, 1982; Marquez et al., 1999; Siebe et al., 2004; Arce et al., 2005).

Los materiales en esta sierra son de una composición heterogénea, que han llevado a realizar muchos estudios y discusiones enfocados a entender su evolución. Existe un intervalo amplio de edades para las estructuras volcánicas de Chichinautzin, desde 1.2 Ma (Arce et al., 2013b), hasta 1600 años (Siebe, 2000) que corresponden con la edad del volcán Xitle. Este último tiene derrames extensos de lava basáltica llegando hasta la zona donde actualmente se encuentra la Ciudad Universitaria de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) (Arce et al., 2005).

2.4.3 Sierra de Las Cruces (SLC)

La Sierra de Las Cruces (SLC), siendo el límite la parte occidental del Valle de México, tiene una longitud de 110 km y un ancho de 47 km en su parte norte y 27 km en su parte sur. Se encuentra constituida por ocho estructuras volcánicas traslapadas (García-Palomo et al., 2008; Figura 2.5). Estas son, de sur a norte: Zempoala, La Corona, San Miguel, Salazar, Chimalpa, Iturbide, La Bufa, y La Catedral. También, tiene otras estructuras de menor volumen como el volcán Ajusco (Arce et al., 2005). Estas estructuras tuvieron periodos de actividad efusiva y explosiva desde el Plioceno hasta el Pleistoceno y han sido afectados por varios sistemas de fallas (García-Palomo et al., 2008). La actividad volcánica en esta sierra registró una migración de norte a sur, ya que las edades más antiguas se han reportado en el volcán La Bufa, de 3.7 Ma (Aguirre-Díaz et al., 2006) y las edades más recientes hacia el sur (Mooser et al., 1974).

La SLC se caracteriza por la emisión de derrames de lava, extrusión de domos, emplazamiento de flujos piroclásticos, flujos de detritos y lodo, así como depósitos de avalanchas de escombros (García-Palomo et al., 2008). Existen tres sistemas de fallas principales: N-S, NE-SW y E-W. Estas fallas caracterizadas como normales han estado activas desde el Pleistoceno hasta el reciente, por lo que se considera que su reactivación jugó un papel muy importante en el arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces y en la configuración del basamento de la cuenca de México (García-Palomo et al., 2008). Alaniz-Álvarez et al. (1998) consideran que la SLC fue

emplazada sobre fallas N-S, las cuales tuvieron una tasa de deformación menor con respecto a las fallas E-W, donde se emplazó el vulcanismo monogenético (García-Palomo et al., 2008).

El basamento al sur de la SLC y en las inmediaciones de la cuenca de México son las calizas del Cretácico (Fries, 1960) y rocas volcánicas de la secuencia máfica basal de 7.1 Ma: la Formación Tepoztlán del Mioceno medio o la Formación Xochitepec del Oligoceno (Mooser et al., 1956; García-Palomo et al., 2000). En el norte, la SLC descansa sobre estructuras volcánicas del Mioceno medio que corresponden con la Sierra de Guadalupe, fechada entre 14 y 16 Ma y Sierra de la Muerta, del Plioceno tardío (Gutiérrez-Palomares, 2005). Al sur la cubren depósitos volcánicos recientes de la Sierra Chichinautzin (García-Palomo et al., 2008).

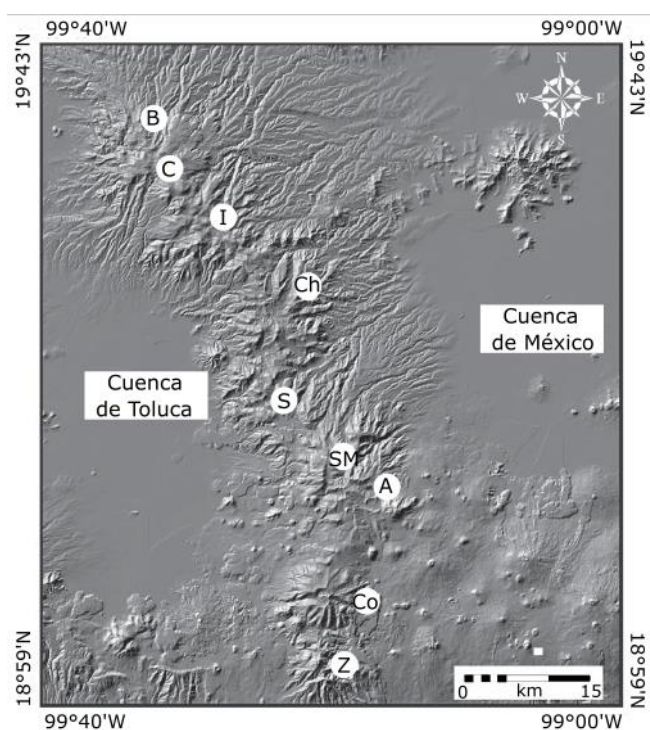


Figura 2.5. Sierra de Las Cruces. Los círculos blancos indican la localización de los volcanes A: Ajusco, B: La Bufa, C: La Catedral, Ch: Chimalpa, Co: La Corona, I: Iturbide, SM: San Miguel, S: Salazar, Z: Zempoala. Imagen tomada y modificada de García-Palomo et al. (2008).

2.4.4 Sierra de Guadalupe (SG)

La Sierra de Guadalupe (SG) es una unidad volcánica neogénica, que consiste en domos volcánicos, volcanes compuestos y estratovolcanes, asociados a depósitos de caída, flujos piroclásticos y flujos de lodo, que constituyen una estructura circular de 17 km de diámetro (Lugo-Hubp et al., 1996). Los domos son de composición dacítica y riolítica: El Tenayo, Chiquihuite, Cerro Gordo, El Tejocote, María Auxiliadora, Chalma y complejo dómico Tlayacampa, y para el caso de los

estratovolcanes son de composición andesítica: Pico Tres Padres, Moctezuma, El Jaral, El Picacho y La Presa (Carlo-Valerio et al., 2007; Servicio Geológico Metropolitano, 2003).

Mooser (1975) le atribuyó a la mayoría de la SG una edad del Mioceno temprano, sin embargo, últimamente se le ha asignado una edad del Plioceno (Mooser, 1992). El vulcanismo de la SG tuvo una erupción en el Pleistoceno tardío (Lugo-Hubp et al., 1996). Esta sierra se une al occidente con la SLC. La mayoría de los materiales que componen a la SG son dacitas, andesitas y riolitas (Campa-Uranga, 1965). La SG se formó por dos tipos de actividad volcánica, la primera fue un proceso explosivo de gran intensidad que representa la etapa inicial de los edificios mayores, los cuales culminaron con procesos extrusivos y la segunda actividad fue de derrames de lava. Durante el Plioceno, los procesos volcánicos extrusivos fueron los dominantes en la SG; estos se produjeron a lo largo de fracturas orientadas al NNE, NW y aproximadamente E-W (Mooser, 1972).

En la SG se han reconocido tres sistemas de fallas. El primero con una orientación N-S que se considera el más antiguo. El segundo sistema presenta una orientación N30°-45°E (De Cserna et al., 1988; Mooser et al., 1992), siendo las más importantes las fallas de Tenayuca y Chiquihuite, que delimitan la Fosa de Cuauhtepac. El tercer sistema de fallas afecta a rocas jóvenes y tiene una orientación E-W; a este sistema de fallas pertenece la Fosa de Barrientos (Carlo-Valerio et al., 2007; Figura 2.6).

2.4.5 Sierra Nevada (SN)

La Sierra Nevada (SN) o la Cordillera Volcánica de Sierra Nevada, tiene aproximadamente una extensión a lo largo de 45 km; está compuesta por los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Telapón y Tlaloc. Los primeros dos están alineados NS y los dos restantes alineados NE-SW (García-Palomo et al., 2002). La sierra está atravesada por una depresión NE-SW rellena por los productos de dos volcanes monogenéticos: el domo de Papayo del Holoceno (Siebert et al., 2010) y el cono de escoria de Iztaltetlac (Carlo-Valerio et al., 2007). Se ha supuesto que la actividad volcánica ha migrado de Tlaloc (norte) a Popocatepetl (sur) a lo largo del tiempo (Macías et al., 2012).

El fechamiento radiométrico ha marcado que el magmatismo en la SN probablemente comenzó entre 1.8 y 1.4 Ma con el volcán Tlaloc, enterrado hoy, por depósitos más jóvenes. Después a los 1.07 y 0.89 Ma sucedió el emplazamiento de domos dacíticos (Puico, Yahualica, Yeloxochitl, Tearco, y Torrecillas), lavas y flujos piroclásticos asociados como el San Francisco (1 Ma) y Chicoloapan (0.9 Ma) (Carlo-Valerio et al., 2007). Posteriormente, se construyó el edificio principal

del Tlaloc mediante la emisión de coladas de lava dacítica entre los 0.94–0.84 Ma (Carlo-Valerio et al., 2007).

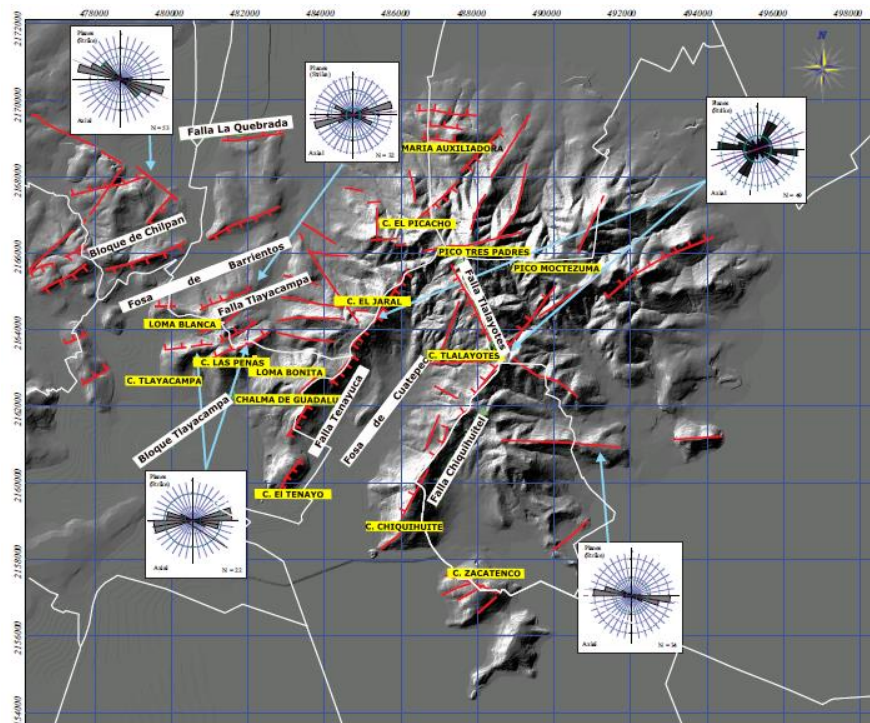


Figura 2.6. Mapa estructural de la Sierra de Guadalupe. Se resaltan los sistemas de fallas N40°E y E-W. En rojo se marcan las fallas y fracturas. Imagen tomada de Carlos-Valerio et al. (2007).

El Iztaccíhuatl inició su actividad hace 1.1 Ma con la formación de varios edificios volcánicos durante 0.65 Ma. Una característica importante es un evento tipo Monte St. Helens que destruyó el flanco sureste del cono Los Pies Recientes, produciendo avalancha de escombros y depósitos piroclásticos (Carlo-Valerio et al., 2007). El volcán Telapón se formó hace aproximadamente entre 0.38 Ma y 0.34 Ma con el emplazamiento de coladas de lava y una cúpula que luego se volvió inactiva (Carlo-Valerio et al., 2007). Aproximadamente a los 0.32 Ma, el Popocatepetl inició su actividad eruptiva (Carlo-Valerio et al., 2007).

El volcán Tlaloc volvió a despertar con la emisión de magma riolítico a 0.129 Ma seguido del emplazamiento de la dacita El Papayo (118 ka) al sur y lavas cumbre de Táyotl (80 ka). La actividad continuó en Tlaloc con la generación de cinco erupciones explosivas en 44, 38, 33, 31 y 25 ka y el crecimiento de la cúpula de la cumbre. La actividad del Holoceno ha tenido lugar en Iztaccíhuatl con el flujo de lava dacítica y las repetidas erupciones plinianas del Popocatepetl, incluidos algunos eventos históricos y la erupción de 1994 al presente.

El Tláloc está rodeado por una serie de estructuras volcánicas: cúpulas, estratovolcanes erosionados y conos de ceniza. Los productos más antiguos de Tláloc son de 1.82 ± 0.04 Ma y 1.58 ± 0.03 Ma (Cadoux et al., 2011) y pertenecen a bloques de lava incrustados en un depósito de flujo piroclástico al NNE de Tlaloc. La actividad de Tláloc continuó hacia el oeste de la cumbre de la Sierra Quetzaltepec con la emisión de un flujo de lava dacítica del Cerro Tlapanco que resultó en 0.68 Ma.

El volcán Telapón está formado por una serie de coladas de lava dacítica. Se caracteriza por dos eventos volcánicos: un evento generando una composición andesítica-dacítica fechado entre 1.03 ± 0.02 y ca. 0.65 Ma, y un segundo evento daciticriolítico entre ~ 0.65 Ma a $\sim 35,000$ años (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

El Iztaccíhuatl, también llamado Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (Carlo-Valerio et al., 2007), se caracteriza por dos formaciones, Llano Grande e Iztaccíhuatl (García-Tenorio, 2002), con edades que van desde el Pleistoceno temprano hasta el Holoceno. La Formación Llano Grande está formada por la superposición de tres unidades volcánicas principales: Pulpito del Diablo, Caldera Llano Grande y volcán Los Pies Ancestrales, y por cúpulas periféricas y coladas de lava fisuradas. La composición de las rocas de la Formación Llano Grande varía desde la andesita hasta la dacita y la riolita, con un fechamiento de 0.58 y 0.9 Ma (Nixon, 1989) y 1.09 Ma (Cadoux et al., 2011). La Formación Iztaccíhuatl tiene edificios volcánicos alineados NNW-SSE (Carlo-Valerio et al., 2007). Las rocas de esta formación van desde andesitas hasta dacitas con edades de 0.08, 0.27, 0.34, 0.41 y 0.58 Ma (Nixon, 1989).

El Popocatepetl es un estratovolcán; su actividad se inició con la emisión de coladas de lava andesíticas a dacíticas. El fechamiento de un flujo de lava andesítica perteneciente a esta secuencia da una edad 329 ± 10 ka (Cadoux et al., 2011). Una erupción de hace $\sim 200,000$ años promovió el colapso del volcán y la formación de una caldera, caracterizada por lavas andesíticas y dacíticas. Posteriormente se generó una avalancha de escombros que se trasladó al S-SW desde el cráter y fue seguida por la formación de una erupción pliniana que depositó una capa de caída de piedra pómez blanca hacia el sur del volcán y flujos piroclásticos (Carlo-Valerio et al., 2007). En el último evento se inició la formación del cono moderno conocido como Popocatepetl (Siebe et al., 1995a).

2.4.6 Centro del Valle de México

La zona centro del Valle de México está conformada por depósitos lacustres en la parte superior, y derrames de lava, materiales epiclásticos y depósitos piroclásticos en la parte inferior

(Pérez-Cruz, 1988; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2013a). De varios trabajos resultado del análisis de muestras de pozos, se ha logrado determinar que el espesor de los depósitos lacustres es variable, en algunos sitios a una profundidad de 11 metros se tiene una edad máxima de 34 mil años (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998). En el área de Texcoco se han reportado espesores de 80 m, con una edad máxima de ~220 mil años (Lozano-García, 1989), y en la zona de Chalco se han reportado espesores de hasta 122 metros con edades preliminares de 220 mil años (Brown et al., 2012).

De acuerdo con Torres et al. (2015), la perforación de un pozo en la zona de Texcoco permitió conocer por primera vez una columna estratigráfica continua de la CDMX hasta una profundidad de 2065 m, la Figura 2.7 ilustra la posición de los pozos analizados, donde se cortaron depósitos de un conglomerado calcáreo y capas de anhidrita (Hiriart y Graue, 1969; Oviedo de León, 1970).

En esta zona centro se ha documentado una falla normal llamada Falla de Mixhuca con dirección preferencial NW-SE que cruza a la Ciudad de México, cuyo bloque caído corresponde al segmento poniente (Figura 2.7, Pérez-Cruz, 1988); y un sistema de fallas y lineamientos regionales con orientación NE-SW denominado zona de cizallamiento Tenochtitlán (de Cserna et al., 1988; Aguayo-Camargo et al., 1989; Santoyo-Villa et al., 2005). El basamento de la zona del Valle de México (VM) está constituido por secuencias sedimentarias del Mesozoico sepultadas a profundidades variables entre 1600 y más de 3200 m (Pérez-Cruz, 1988; Aguayo-Camargo et al., 1989; García-Palomo et al., 2008). Torres et al. (2015) mencionan que se tienen conglomerados y brechas, sugieren que el relleno más antiguo está constituido por depósitos continentales de cuencas intermontaña del Cenozoico, con espesor no mayor de los 100 m, que sobreyacen a las secuencias marinas cretácicas (Oviedo de León, 1970; Pérez-Cruz, 1988).

En el trabajo de Torres et al. (2015), se ha distinguido el relleno de la zona centro del Valle de México agrupado en eventos volcánicos: 1) El evento del Oligoceno es el más antiguo; lavas andesíticas y basálticas de edades de 30.8 y 29 Ma obtenidas en unas cortadas por el pozo Texcoco-1 a una profundidad un poco mayor a 1500 m, y por el pozo Mixhuca-1 a 1281 m de profundidad. 2) El evento del Mioceno inferior, representado por lavas andesíticas y andesitas basálticas con edades variables entre 24.05 y 18.4 Ma, reportadas en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, San Lorenzo Tezonco y Texcoco-1; y se correlaciona con los primeros episodios magmáticos de la FVTM,

representados por la Formación Tepoztlán y la andesita-basáltica San Nicolás (García-Palomo et al., 2000; Ferrari et al., 2002; Lenhardt et al., 2010). 3) El evento del Mioceno medio-inicio del Mioceno tardío, constituido por lavas andesíticas y dacíticas con edades variables de ~ 17 a 8.7 Ma; estos productos se correlacionan con las Andesitas Apan y el Peñón que afloran al norte (García-Palomo et al., 2002). 4) Eventos del Plio-Cuaternario, constituidos por lavas de composición variable desde andesita-basáltica a dacita, ignimbritas, conglomerados y brechas volcánicas procedentes de las Sierras Chichinautzin, las Cruces y Nevada (García-Palomo et al., 2008; Macías et al., 2012; Arce et al., 2013b, 2015).

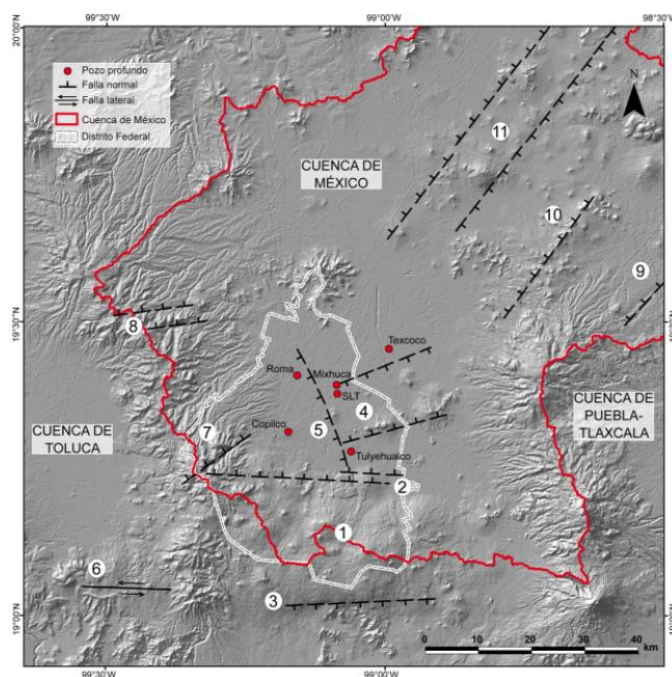


Figura 2.7. Modelo de elevación del Valle de México. Los círculos rojos señalan seis pozos profundos: Copilco-1, Roma-1m Tulyehualco-1, Mixhuaca-1, Texcoco-1 y San Lorenzo Tezonco. También se muestran las estructuras geológicas: (1) Pilar (horst) de Chichinautzin (Siebe et al., 2004b), (2) Sistema de fallas de Xochimilco y Xicomulco (García-Palomo et al., 2008), (3) sistema de Fallas de la Pera (Delgado-Granados et al., 1995; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005), (4) Graben de Santa Catarina (Arce et al., 2013a) (5) Falla Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), (6) Sistema de Fallas Tenango (Norini et al., 2006), (7) Falla Contreras (Arce et al., 2015), (8) Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí (García-Palomo et al., 2008), (9) Segmento sur del Sistema de Fallas Apan-Tláloc, (10) Falla Texcoco y (11) Sistema de fallas Tizayuca (García-Palomo et al., 2002). Imagen tomada de Torres et al. (2015).

2.5 Contexto sísmico del Valle de México

El centro de México es una región tectónicamente activa. Como ya se ha mencionado anteriormente, esta zona se ve afectada por la complejidad de la FVTM reflejada en el fallamiento extensional de la corteza superficial y fallamiento normal de profundidad intermedia en la placa de Cocos (Quintanar et al., 2003). Una de las fuentes más grande de peligro para la Ciudad de México

proviene de la zona de subducción entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. Pérez-Campos et al. (2008), mencionan que debajo de la Ciudad de México la placa de Cocos se encuentra a una profundidad de 150 km y es asísmica.

De acuerdo con Ortega y Quintanar (2005), la FVTM tiene algunas características intrigantes en comparación con otros arcos de subducción: 1) la zona de Benioff no está claramente definida o está ausente debajo del arco volcánico (Nixon, 1982; Pardo y Suarez, 1995); 2) la mayor parte de la región está sometida a esfuerzos extensivos, incluido el frente profundo y la cuña exterior, lo que sugiere una trinchera que se retira hacia el mar (Singh y Pardo, 1993); 3) la FVTM es oblicua a la trinchera del Pacífico, aparentemente debido a la geometría irregular de la placa subducida (Pardo y Suarez, 1995); y 4) la atenuación regional de la sismicidad local de la parte central de la FVTM es alta en comparación con la de los eventos costeros (Ortega et al., 2003). Además de los eventos de baja magnitud, pero continuos, los sismos de profundidad intermedia pueden llegar a poner en riesgo las ciudades del centro de México.

La ya muy discutida ausencia de la zona de Wadati-Benioff debajo de la Ciudad de México, puede explicarse por ausencia de esfuerzos o por temperaturas altas que no permiten la aparición del comportamiento frágil o de la presencia de fallas (Husker y Davis, 2009).

En el trabajo realizado por Ortega y Quintanar (2005), esta zona centro se caracteriza por un modelo de atenuación complejo, especialmente a distancias cortas, mientras que la tendencia general de la propagación de la onda sísmica es de una región de alta atenuación. Se ha determinado a partir de estudios de magnitud local de la zona del Valle de México, que la magnitud de coda ha subestimado los niveles de excitación de eventos locales en esta zona (Ortega y Quintanar, 2005).

En el trabajo de Quintanar et al. (2018) se presentan las características generales de la RSVM. Uno de los aspectos importantes que se menciona es la gran importancia que ha tenido esta red desde su instalación, permitiendo realizar el monitoreo sísmico de la zona, que como lo mencionan Quintanar et al. (2018), sería difícil de detectar sin la RSVM. Aproximadamente el 70% de la sismicidad tiene una profundidad no mayor de los 8 kilómetros.

Con los catálogos que se han obtenido del monitoreo de actividad sísmica ha sido posible generar relaciones o distribuciones Gutenberg-Richter (Figura 2.8). De esta relación, Quintanar et al. (2018) obtuvieron un valor b igual a 1.44 y un coeficiente de correlación de 0.96. Este valor

concuera con las zonas de sismicidad cortical y es mayor que el valor que caracteriza a las zonas intraplaca. Con un valor b alto, indicando la existencia de un mayor número de sismos de baja magnitud, se ha explicado que la zona muy probablemente esté bajo un nivel de esfuerzos bajo.

Del trabajo de Quintanar et al. (2018) se ha logrado determinar que la actividad sísmica se concentra en las regiones de Milpa Alta, Juchitepec, Chalco y Texcoco. En ese trabajo también fue posible obtener el mecanismo focal de sismos que fueron reportados con magnitud mayor de 3, debido a que fueron bien registrados en varias estaciones (Figura 2.8).

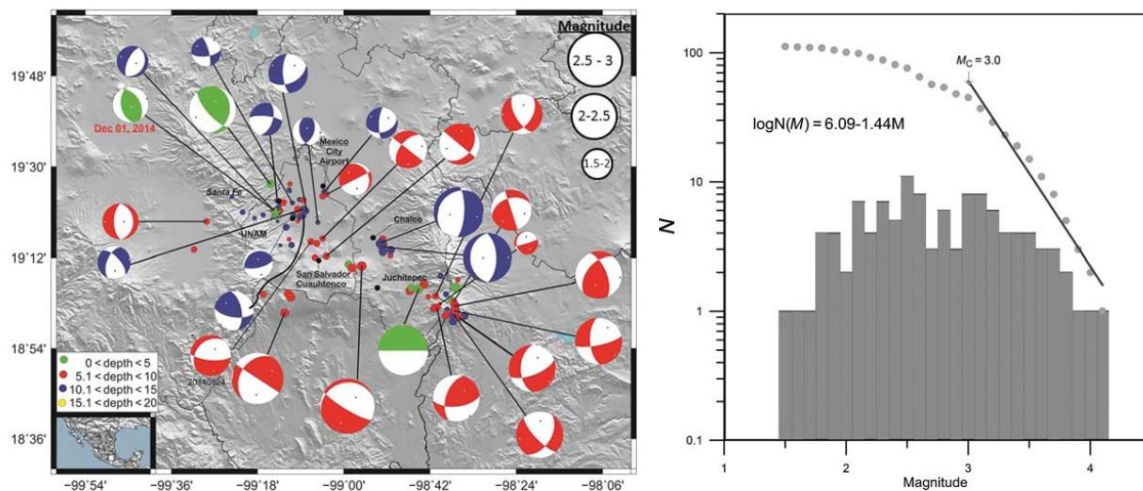


Figura 2.8. Sismicidad en el Valle de México entre 2011 y 2017. Izquierda: Mapa del Valle de México con los epicentros y mecanismo focales de los sismos registrados por la RSVM. Derecha: Relación Gutenberg-Richter de la sismicidad mostrada en la figura de la izquierda. Imágenes tomadas de Quintanar et al. (2018)

A partir de los trabajos de investigación con el proyecto MASE, se lograron caracterizar y describir algunos aspectos importantes que suceden dentro de la zona centro de la FVTM.

En los trabajos de Cruz-Atienza et al. (2010) y Espíndola et al. (2017), donde se utilizaron funciones de receptor obtenidas de los datos registrados de las distintas estaciones sismológicas de la Red de Banda Ancha del SSN, se determinaron modelos de la estructura de la corteza por debajo de esas estaciones, estimaciones de la profundidad de la discontinuidad de Mohorövicic y algunas interfases de interés. Un aspecto muy importante es que la actividad tectónica se refleja en las variaciones de la profundidad de la discontinuidad de Mohorövicic. Para el caso particular del Valle de México, se utilizó únicamente la estación sismológica CUIG, instalada en Ciudad Universitaria. En el trabajo de Cruz-Atienza et al. (2010) se observaron variaciones de la profundidad del Moho con

una profundidad promedio de 45 km, se identificó la interfaz de Conrad a 15 km de profundidad y variaciones de la velocidad de onda S; en este trabajo se sigue que existe un engrosamiento de la corteza de casi 5 km hacia el este por debajo del Valle de México. Por su parte Espíndola et al. (2017), definió la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic entre 31 y 40 km de profundidad.

2.5.1 Modelos de velocidad de la corteza para el Valle de México

A lo largo de los años se han obtenido modelos de la estructura de la corteza por debajo del Valle de México, a los cuales se les han asignado velocidades de onda P y S. Todos estos modelos se determinaron a partir de diferentes técnicas y métodos partiendo del análisis de los registros sísmicos de estaciones sismológicas dentro de esta región.

Un modelo superficial se detalla en el trabajo de Chávez-García y Quintanar (2010); a partir de registros de ruido sísmico se determinaron correlaciones cruzadas con el método de Autocorrelación Espacial (SPAC) y la función de Green, únicamente obtuvieron el modo fundamental de las ondas Rayleigh entre 5 y 10 s. En periodos más pequeños no se obtuvieron correlaciones, esto sigue que existe una gran heterogeneidad en la FVTM que dificulta la propagación de estas ondas menores de 9 km. Como resultado obtuvieron una distribución de velocidades de grupo de onda Rayleigh a un periodo de 5 s. En este modelo (Figura 2.9) se observa un incremento de la velocidad de sur a norte y representa la variabilidad de las velocidades del suelo (modelo superficial) dentro del centro de México, por lo que puede ayudar en las simulaciones del movimiento del suelo en esta zona.

Kagawa (1996) estimó las velocidades de estructuras superficiales en la zona de la Ciudad de México, en particular se analizaron tres zonas: Madín (MD), que se encuentra en las faldas de la Sierra de las Cruces; Ciudad Universitaria (CU); y Central de Abastos (CA). Las primeras dos se consideran que están en la Zona de lomas y la tercera, en la Zona de lago. A partir de observaciones de microtemores se obtuvieron diferentes características de dispersión de las velocidades de fase de la onda de Rayleigh junto con las estructuras de velocidad. En la Tabla 2.1 se muestran las estructuras de velocidad de la corteza para cada sitio analizado. De lo observado en el sitio CU se asume que existen sedimentos duros a poca profundidad y una capa sedimentaria a una profundidad de 50 m. Tanto CU como MD han sido considerados parte de la zona de roca. Para el caso CA se tienen capas gruesas y blandas, observando que a una profundidad de 20 m se tiene una capa muy blanda.

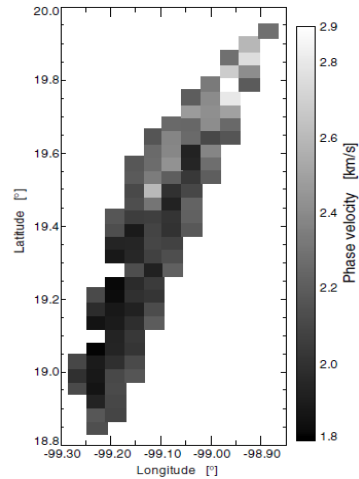


Figura 2.9. Distribución de velocidad de grupo a un periodo de 5 s. Cada celda tiene una longitud de 4 km x 4 km. Figura tomada de Chávez-García y Quintanar (2010).

Tabla 2.1. Estructuras de velocidad de la corteza para los sitios analizados en el trabajo de Kagawa (1996).

Sitio CU			
Profundidad [km]	V_p [km/s]	V_s [km/s]	Densidad [gm/cm ³]
0	1.5	0.205	1.8
0.015	0.9	0.402	1.8
0.025	1.25	0.506	1.9
0.034	1.5	0.714	1.9
0.044	1.4	0.432	1.9
0.054	1.63	0.804	2
0.170	2.5	1.263	2
0.500	2.9	1.294	2.2
1.000	4.5	2.153	2.5
1.600	5.6	2.841	2.5

Sitio MD			
Profundidad [km]	V_p [km/s]	V_s [km/s]	Densidad [gm/cm ³]
0	2.5	1.120	2
0.232	2.9	1.400	2.2
0.555	4.5	2.200	2.5
0.853	5.6	3.000	2.5

Sitio CA			
Profundidad [km]	V_p [km/s]	V_s [km/s]	Densidad [gm/cm ³]
0	1.42	0.046	1.4
0.021	1.5	0.226	1.8
0.039	1.9	0.423	1.8
0.242	1.25	0.521	1.9
0.474	1.50	0.576	1.9

Otro modelo superficial fue propuesto por Haskov y Singh (1978), a partir de perfiles de refracción sísmica se obtuvo una estructura cortical superior de dos capas debajo de la Ciudad de México. La primera capa tiene dos kilómetros de espesor con una velocidad de onda P de 2.9 [km/s] y la segunda capa tiene una velocidad de onda P de 4.7 [km/s]. En ese trabajo también se señala que la primera capa se correlaciona con una serie de andesitas y depósitos de tobas volcánicas intercaladas con arenas, lutitas, depósitos lacustres, conglomerados, etc.; y la segunda capa se asoció con las rocas terciarias inferior a medio.

Aplicando el método de SPAC a registros de un arreglo instrumental en Ciudad Universitaria, Flores y Aguirre (2002), estimaron curvas de dispersión para determinar la estructura de velocidades de la corteza en esta zona. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 2.2 y Figura 2.10. Flores

y Aguirre (2002) mencionan que estos resultados son consistentes con los obtenidos por Kagawa et al. (1996) en esta zona.

Tabla 2.2. Modelo obtenido en el trabajo de Flores y Aguirre (2002).

Profundidad [km]	V _P [km/s]	V _S [km/s]	Densidad [ρ /m ³]
0.160	1.63	0.0804	2
0.646	2.5	1.263	2
1.346	3.1	1.5	2.2
2.046	4.5	2.153	2.2
	5.6	3.00	2.5

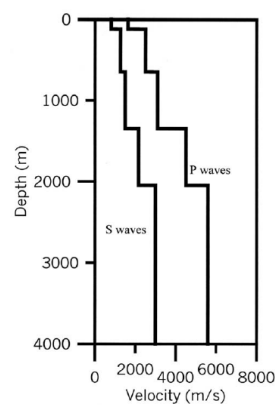


Figura 2.10. Estructura de velocidades en la zona de Ciudad Universitaria. Imagen tomada de Flores y Aguirre (2002).

En el trabajo de Singh et al. (1995) para estudiar y comparar las amplificaciones de las ondas sísmicas, tanto en la zona de lago como en la zona de lomas, se construyeron dos modelos de velocidad cortical a partir de mediciones de pozos (Marsal y Graue, 1968; Pemex, 1986), perfiles de reflexión sísmica (Pérez Cruz, 1988) y registros de explosiones (Havskov y Singh, 1978). Los primeros 30 m del modelo en CU son de datos medidos en un pozo en esta zona, entre los 31 y 70 m se tomaron los valores de un pozo cercano, VIVERO y por debajo de los 70 m los valores de velocidad fueron tomados de los modelos obtenidos de las zonas llamadas TEXC (zona cercana a Nezahualcóyotl) y MADI (Madin). Este modelo se muestra en la Figura 2.11.

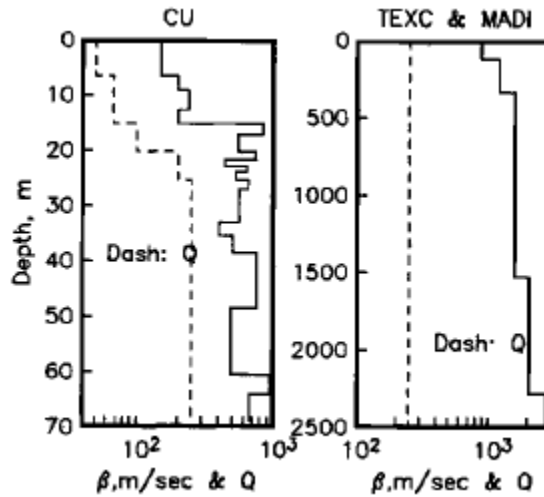


Figura 2.11. Modelo de velocidad de onda S, β (línea continua), y atenuación, Q (línea discontinua), por debajo de Ciudad Universitaria. Imagen tomada de Singh et al. (1995).

Los siguientes ocho modelos de velocidad han logrado cubrir una profundidad mayor de la corteza, obtenidos de diferentes métodos. Por ejemplo, Iglesias et al. (2001) a partir de la inversión de curvas de dispersión de velocidad de grupo con el método de algoritmos genéticos y recristalización simulada y el registro de 14 sismos ocurridos a lo largo de las costas de Guerrero hasta la Ciudad de México, se determinaron los valores de velocidad de onda S para cuatro capas de la corteza a lo largo de este trayecto (Tabla 2.3 y Figura 2.12).

Cruz-Atienza et al. (2010) estimaron la estructura de la corteza de un par de estaciones sísmológicas. El modelo (Figura 2.13) se caracteriza por 5 capas con una capa superficial de 2 km y con corteza media y profunda parecida al modelo propuesto por Campillo et al. (1996) e Iglesias (2001). En este trabajo también se sugiere un engrosamiento de la corteza hacia el este de aproximadamente 5 km por debajo del Valle de México.

Tabla 2.3. Modelo de velocidades de la corteza desde las costas de Guerrero hasta la Ciudad de México propuesto por Iglesias et al. (2001).

Profundidad [km]	v_s [km/s]
8.75	3.19
19.1	3.46
42.36	3.96
	4.80

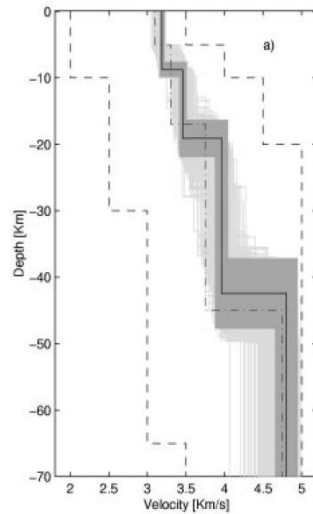


Figura 2.12. Modelo de velocidades de la corteza a partir de la inversión de curvas de dispersión de velocidad de grupo. Tomado de Iglesias et al. (2001).

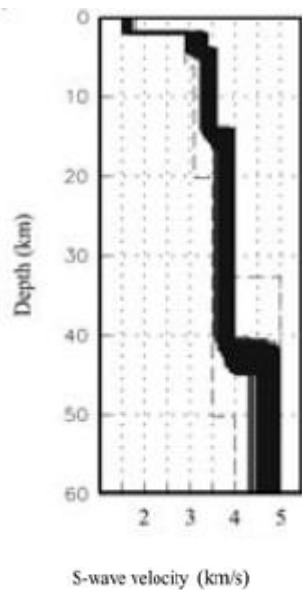


Figura 2.13. Modelo de velocidad de onda S en la estación CUIG. Imagen tomada de Cruz-Atienza et al. (2010).

Cruz-Atienza et al. (2016) consideran un modelo de corteza del Valle de México, presentado en la Tabla 2.4 y Figura 2.14. Este modelo toma en cuenta que la composición y el espesor de los depósitos arcillosos superficiales cambia lateralmente dentro de la cuenca. Además, considera que a partir de mediciones de velocidades de muestras de núcleos de diferentes perforaciones arrojan valores muy bajos con espesores de 50 m (Singh et al., 1997). Las pruebas de laboratorio y estimaciones de campo muestran que las arcillas son altamente disipativas y los valores de

atenuación, Q , son bajos (Romo y Ovando-Shelley, 1997; Jongmans et al., 1996). Con estas observaciones, el modelo consta de 4 capas para la cuenca con valores V_p / V_s muy altos en la parte somera, que explican los casos experimentales del trabajo de Shapiro et al. (2001).

El contacto entre los depósitos arcillosos de la cuenca y los volcánicos del Oligoceno de la FVTM, se representa en el modelo como la cuarta interfaz (Figura 2.14). Para la estructura de la corteza que rodea la cuenca, se tiene un modelo 1D determinado a partir de la inversión de las funciones del receptor de la estación CUIG obtenida por Cruz-Atienza (2010), que incluye una capa de velocidad relativamente baja en la parte superior, asociada con la FVTM de ~ 2 km de espesor. Este modelo se encuentra sombreado en gris en la Tabla 2.4.

Tabla 2.4. Modelo de velocidades de corteza utilizado por Cruz-Atienza et al. (2016).

Profundidad [km]	V_p [km/s]	V_s [km/s]
0.03	0.8	0.05
0.05	1.2	0.1
0.3	2	0.4
0.55*	2.5	0.8
1.97*	2.7	1.56
4.31	5.51	3.18
15.28	6	3.46
42.9	6.68	3.86
	8.31	4.8

La estructura sombreada en verde es la que se encuentra dentro de la cuenca de arcillas. Estructura sombreada en gris es la estructura en la estación CUIG, determinada por la inversión de funciones de receptor. Las profundidades marcadas con un asterisco indican el punto más profundo de la cuenca en esa zona.

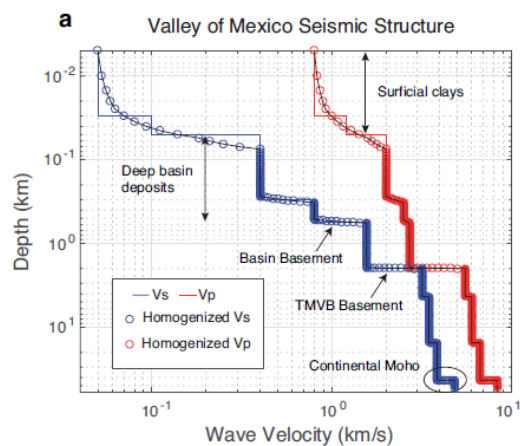


Figura 2.14. Modelo de velocidades de la corteza usado por Cruz-Atienza et al. (2016). Figura tomada de Cruz-Atienza et al. (2016).

En el trabajo de Espíndola et al. (2017) se estimaron modelos de velocidad de corteza, así como profundidades de la discontinuidad del Moho a partir del método de funciones de receptor, esto, en cada estación de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional. Para la zona del Valle de México, el modelo representativo es el modelo por debajo de la estación CUIG (Tabla 2.5 y Figura 2.15) que se encuentra en Ciudad Universitaria, UNAM, donde la discontinuidad del Moho para esta zona se estimó a 40.1 ± 4 km de profundidad

Tabla 2.5. Modelo de velocidades de la corteza por debajo de la estación CUIG propuesto por Espíndola et al. (2017).

Profundidad [km]	Vs [km/s]
2	1.57
4	3.13
16	3.46
36	3.60
40	3.85
-	4.77

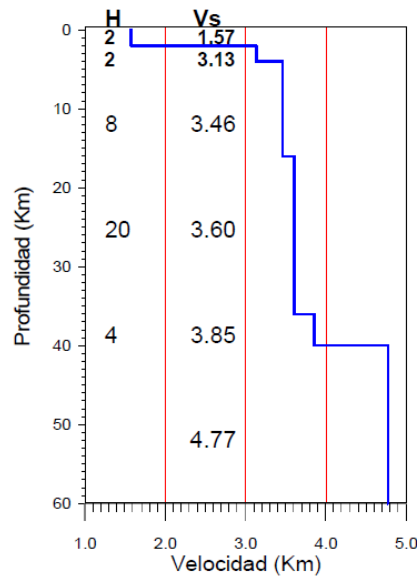


Figura 2.15. Modelo de velocidades de la estación CUIG. Imagen tomada de Espíndola (2009).

Por otro lado, para la caracterización y localización de los sismos ocurridos en el Valle de México, el Servicio Sismológico Nacional emplea un modelo de velocidades de la corteza, este es un modelo 1D de velocidades de onda P y S (Tabla 2.6 y Figura 2.16).

Tabla 2.6. Modelo de velocidades de la corteza utilizado por el SSN para la región del Valle de México.

Profundidad [km]	V_P [km/s]	V_S [km/s]
0	2.696	1.567
2	5.298	3.08
5	5.581	3.245
12	6.628	3.853
23	7.194	4.183
45	7.644	4.444

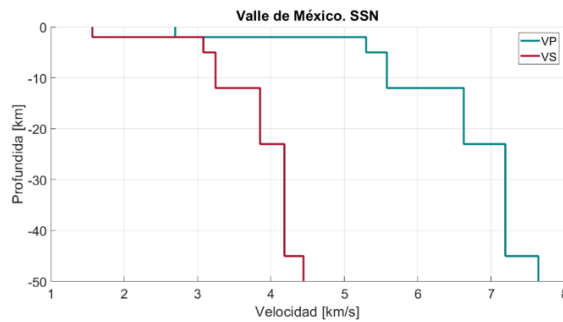


Figura 2.16. Modelo de velocidades cortical utilizado por el SSN para eventos en el Valle de México.

Bello (2013) empleó un modelo de velocidades de capas planas para localizar eventos, calcular funciones de Green y mecanismos focales. Ese modelo (Tabla 2.7) es representativo para el sur de la Ciudad de México y fue propuesto por Z. Jiménez (comunicación personal) a partir del registro de explosiones en la Cantera en Ciudad Universitaria

Recientemente, Aguilar-Velázquez et al. (2022) obtuvieron un modelo de velocidad de onda S de alta resolución a partir de una inversión conjunta de funciones de receptor radiales de alta frecuencia (tanto de registros de velocidad como de aceleración) y curvas de dispersión de onda Rayleigh en el Valle de México. De acuerdo con los resultados, se confirma con este estudio la existencia de discontinuidades corticales que Pita-Sllim (2019) había propuesto. Estas discontinuidades fueron interpretadas en términos de condiciones de presión, temperatura y composición. La Figura 2.17 muestra los perfiles obtenidos para la estación CUIG, donde se muestran las diferencias dando la validez a la existencia de discontinuidades corticales.

Un modelo de corteza regional está propuesto por Campillo et al. (1996), donde se presenta la estructura de las velocidades de la corteza desde las costas de Guerrero hasta la Ciudad de

México, este modelo se determinó a partir de la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales (Figura 2.18).

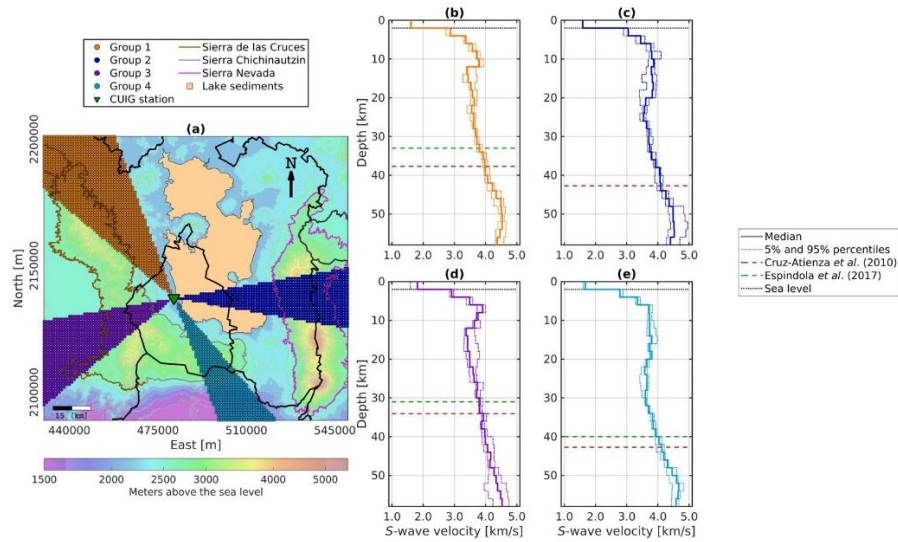


Figura 2.17. Variaciones azimutales del modelo de velocidades en la estación CUIG. (b) a (e) son los modelos de velocidades; estos fueron obtenidos de la mediana de las velocidades de onda S en las trayectorias dibujadas en el mapa en la zona sombreada del mismo color. Imagen tomada de Aguilar-Velázquez et al. (2022).

Tabla 2.7. Modelo de velocidades de la corteza para el sur de la Ciudad de México utilizado por Bello (2013).

Profundidad [km]	V_P [km/s]	V_S [km/s]
0	2.9	1.7
2	4.7	2.7
5	6	3.5
12	6.8	3.9
23	7.7	4.5
45	8.1	4.7
100	8.3	4.8
150	8.6	5

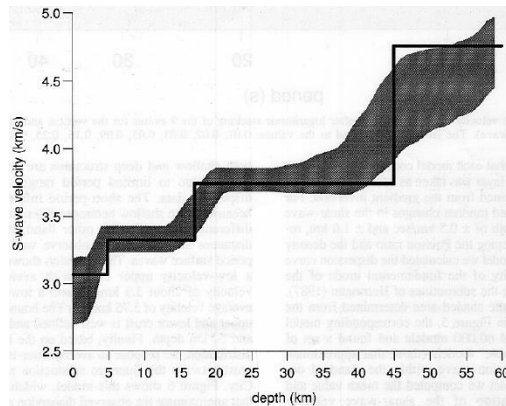


Figura 2.18. Estructura de velocidades de onda S. El área sombreada indica la incertidumbre de los resultados de la inversión, la línea sólida muestra un promedio de los modelos de corteza de cuatro capas entre la costa de Guerrero-Michoacán y la Ciudad de México.

De los 13 modelos descritos, los modelos más superficiales caracterizan a la corteza con más capas. En algunos casos, como el modelo de Chávez-García y Quintanar (2010) que caracteriza la parte superficial de la zona centro del Valle de México, demuestran en su modelo la variabilidad lateral de la velocidad. Otros modelos llegan a caracterizar capas en escala de metros, como los propuestos por Kagawa (1996) y Flores y Aguirre (2002). Modelos como el de Haskov y Singh (1978), Bello (2013), Cruz Atienza et al. (2016) y el del SSN caracterizan a la primera capa de ~2 km de espesor con un valor de velocidad de onda P entre 2.6 y 2.9 [km/s]. El modelo que mantiene las velocidades más bajas dentro de los primeros 40 km de profundidad es el de Cruz-Atienza et al. (2016), llegando a tener aproximadamente dos unidades de diferencia respecto al modelo de Bello (2013) a esa profundidad. En general, estos modelos han logrado caracterizar la corteza por debajo del Valle de México. Existen similitudes, pero también grandes diferencias entre ellos, debido a que algunos de ellos representan zonas específicas del Valle y por supuesto a la variabilidad litológica que existe.

2.6 Redes sísmicas y datos

La delimitación del área de estudio se encuentra marcada en la Figura 2.19. Esta delimitación en coordenadas es importante ya que son parámetros que necesita tanto el algoritmo de detección como el programa de tomografía. La delimitación de esta área permite tomar en cuenta en la base de datos todos los registros de todas las estaciones posibles que estén dentro del Valle de México; así se tiene un total de 52 estaciones a tomar en cuenta en la detección de sismos. Un aspecto

importante es que no todas las estaciones se encuentran activas en el mismo periodo; por lo tanto, estas 52 estaciones estuvieron activas en diferentes periodos u operando desde cierto tiempo hasta la fecha.

Las redes sísmicas utilizadas fueron la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN), la Red Sísmica del Valle de México (RSVM), la red temporal del proyecto Meso-America Subduction Experiment (MASE), la red temporal de Instituto de Ingeniería (IINGEN) y una estación temporal colocada en el Zócalo de la Ciudad de México (ZOCA). En la Figura 2.19 se muestran las localizaciones de las estaciones.

La Red de Banda Ancha del SSN está distribuida en todo el territorio mexicano para el monitoreo continuo de los fenómenos sísmicos. Está integrada por 61 estaciones llamados Observatorios Sismológicos Estándar, cada uno cuenta con un sismómetro, un acelerómetro y un digitalizador (SSN, 2022). Para este trabajo únicamente se tomaron las estaciones de CUIG y PPIG; la primera estación se encuentra instalada en Ciudad Universitaria, UNAM, y la segunda es una estación instalada en las cercanías del volcán Popocatepetl (Figura 2.19). La Tabla A.1 (Anexo A) proporciona los datos de su localización y datos sobre su inicio de operación. Actualmente, ambas estaciones se encuentran en operación.

La RSVM se localiza dentro de la cuenca de México (Figura 2.19, Tabla A.2 - Anexo A), está compuesta por estaciones localizadas en el Estado de México y en la Ciudad de México y pertenece al Instituto de Geofísica, UNAM. Inició con algunos instrumentos en 1996, pero en 2006 fueron reemplazados por instrumentos de tres componentes de banda ancha. Con el paso del tiempo se fue extendiendo la cobertura de estaciones en el Valle y a partir del 2010 se empezaron a instalar una estación por alcaldía de la CDMX, llamándola Red Delegacional (Quintanar et al., 2018). La instrumentación de estas estaciones consiste en sismómetros CMG-6TD Guralp de 30 [s] y de sismómetros 151-60A RefTek de 60 s. Esta red ha permitido registrar numerosos sismos locales y ha iluminado importantes áreas sísmicas dentro del VM (Quintanar et al., 2018). Para este trabajo se tomaron 28 estaciones de la red, ya que estas se encuentran dentro de los límites establecidos (Figura 2.19).

La red de MASE consistió en 100 sensores de banda ancha instalados a lo largo de una línea de 500 km, iniciando en Acapulco y llegando hasta Veracruz, estos sensores son Guralp 3T (120 s a 50 Hz); registró desde el enero del 2005 hasta junio del 2007. Este proyecto fue una actividad

conjunta entre el Instituto de Geofísica (IG) y el Centro de Geociencias (CGeo), ambos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM); el Tectonics Observatory (TO) del Instituto Tecnológico de California (Caltech) y el Center for Embedded Network Sensors (CENS) de la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA). Tuvo como principal objetivo caracterizar y crear modelos de la subducción de la placa de Cocos.

Para este trabajo se utilizaron los registros de 22 estaciones que fueron instaladas dentro de la zona de estudio, iniciando su registrando algunas desde finales del 2005 y cesando su registro hasta abril del 2007 (Figura 2.20; Tabla A.3).

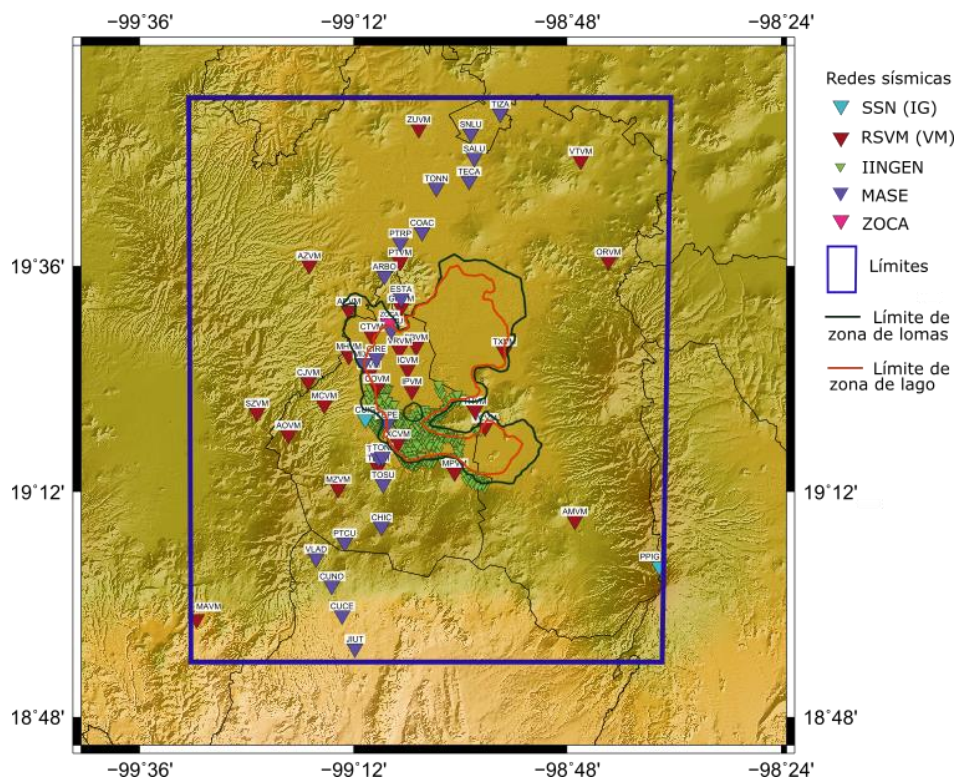


Figura 2.19. Localización de las estaciones de las diferentes redes utilizadas. El cuadro azul delimita la región de estudio, por lo que las únicas estaciones tomadas en cuenta en este trabajo son las que se encuentran dentro del recuadro azul.

La estación del Zócalo (ZOCA) fue instalada en el Zócalo de la Ciudad de México (Figura 2.19) para registrar señales o vibraciones producidas por los aficionados durante las emisiones en los partidos del Mundial de Fútbol; se instaló de junio a julio de 2018.

La Red del Instituto de Ingeniería (IINGEN) se conforma de estaciones instaladas temporalmente por aproximadamente una semana, dentro de escuelas, casas y sitios con

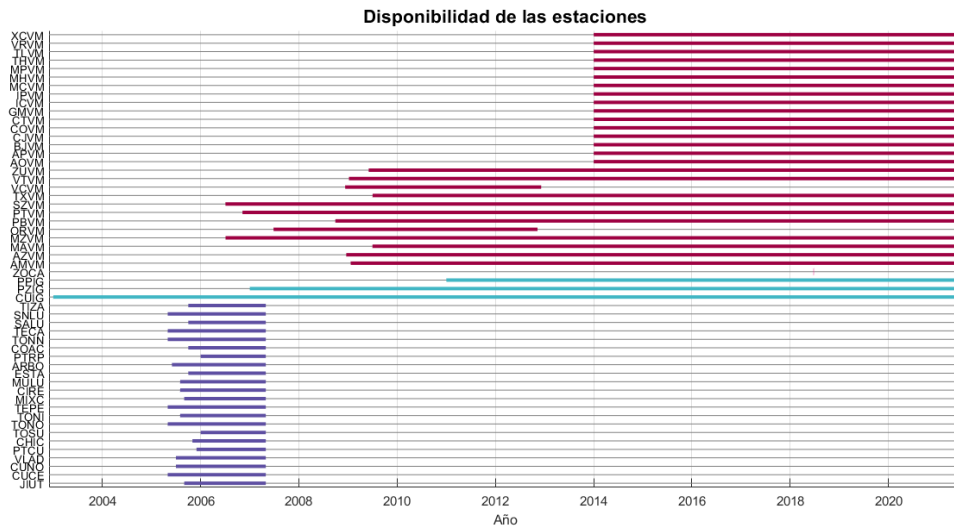
resguardo. Estas estaciones al final de su registro de una semana fueron reubicadas en otra zona. Por lo tanto, estas estaciones lograron cubrir una parte del este y sureste de la Ciudad de México (Figura 2.19, Tabla A.4 de Anexo A).

La unión de todas estas redes hizo posible tener una red más amplia, teniendo más o menos estaciones desde el 2006 hasta junio del 2021, dependiendo del periodo de operación de las redes temporales ya mencionadas (Figura 2.20).

Como se mencionó al inicio de este apartado, se planteó la prueba de los algoritmos de detección de Roecker (2019) sobre sismos reportados por el SSN, para verificar si es capaz de detectar esa sismicidad local, para posteriormente aplicarlos en los registros continuos de cada una de las estaciones para lograr posibles detecciones omitidas por ser eventos pequeños y que ya en conjunto, con más estaciones (redes temporales que no toma en cuenta el SSN), pueden ser mejor detectados.

Los registros continuos fueron descargados de la base en línea del SSN y de la base de MASE. Los datos la RSVM, ZOCA e IINGEN fueron proporcionados por el personal del SSN, del IG y del Instituto de Ingeniería, respectivamente.

a)



b)

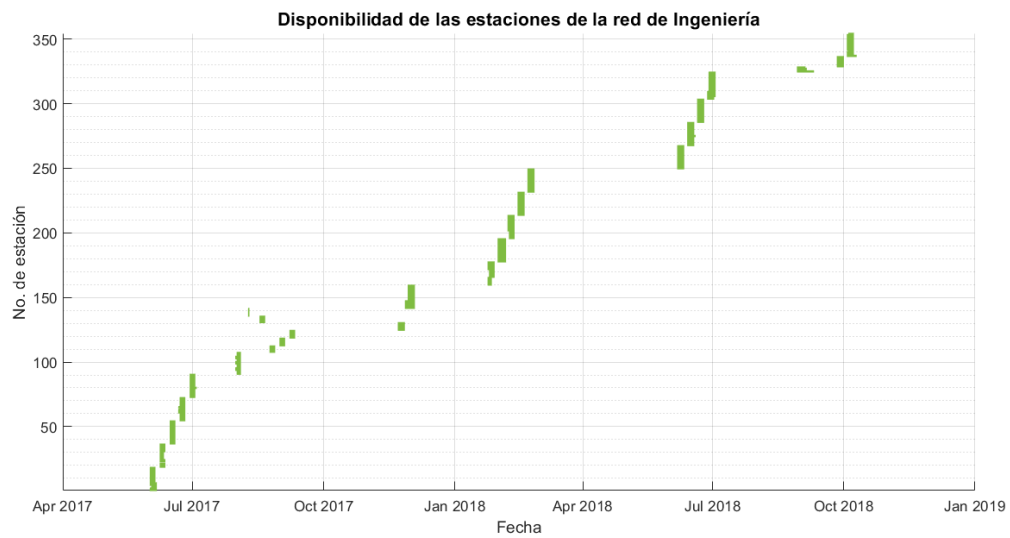


Figura 2.20. a) Disponibilidad de las estaciones utilizadas, rojo: RSMV, azul claro: ZOCA, azul rey: IG, magenta: MASE. b) Disponibilidad de las estaciones pertenecientes a la red temporal del II (No. de estación en la Tabla A.4 de Anexo A).

3 Metodología

3.1 Fundamentos de la tomografía sísmica

Los tiempos de viaje de las ondas contienen información sobre la fuente sísmica, así como de la estructura de velocidades que hay entre esas fuentes y los receptores. Podiesen existir perturbaciones en el tiempo de viaje que reflejan la perturbación en la lentitud a lo largo de una trayectoria o los cambios de velocidad que los causaron (Stein y Wysession, 2003). Al unir varios trayectos para recuperar la perturbación de la lentitud, se infiere la distribución bidimensional o tridimensional de la propiedad física dentro de un medio y se le conoce como tomografía.

La tomografía local de sismos a escalas de decenas a cientos de kilómetros ha captado imágenes de la estructura de la corteza en muchas regiones diferentes, incluidas las velocidades sísmicas lentas que se encuentran en las cuencas sedimentarias y los cambios bruscos de velocidad que pueden ocurrir cerca de las zonas de fallas activas (Shearer, 1999).

Las primeras ideas sobre la tomografía fueron propuestas por Keit Aki en el año de 1974. Él tomó los tiempos de arribo y los puso a manera de imagen para poder ser interpretados (Nolet, 2008). Para el año de 1976, Keit Aki y W. H. Lee determinaron un modelo tridimensional de anomalías de velocidad utilizando tiempos de arribo de sismos locales. En ese trabajo se analizó el efecto de las variaciones de velocidad de onda P a lo largo de los patrones de rayo en tres dimensiones. Se modeló la corteza representándola por bloques; a cada bloque se le asignó un parámetro para describir la perturbación de la lentitud de onda P en el bloque. Se definió un conjunto de ecuaciones lineales para los arribos de onda P, donde los términos eran la fuente y los parámetros del medio para todos los bloques por los cuales se supone que atraviesan los rayos; estos parámetros fueron obtenidos simultáneamente a partir del método de mínimos cuadrados amortiguados. Como resultado de ese trabajo se obtuvo una distribución de la velocidad en los primeros 5 km de la corteza.

Para el año de 1977, Keit Aki obtuvo un modelo tridimensional de la Tierra con el objetivo de obtener información más detallada de su interior. Se dividió al medio en bloques y se le asignó un parámetro, el cual describe la fluctuación de la velocidad. Los datos utilizados fueron fases P telesísmicas de distintas estaciones a lo largo de la superficie del planeta, por lo que se obtuvo un

sistema de ecuaciones grande. Para darle solución a este sistema y encontrar los parámetros del modelo, Aki (1977) utilizó la matriz inversa generalizada y un método de inversión estocástico, llegando así a un mapa de anomalías de velocidad a un poco más de 100 kilómetros de profundidad.

Básicamente, la tomografía plantea obtener imágenes de velocidades de las que son definidas por los componentes de la corteza o del interior de la Tierra y lo más común es abordar el problema en términos de la lentitud. Al querer modelar un volumen, de lo primero que se parte es que la lentitud se encuentra en varios puntos a lo largo de la trayectoria de un rayo y se ve afectada, pero por características no muy drásticas que no logran cambiar la trayectoria, pero sí modifican el tiempo de viaje. Estos cambios en el tiempo de viaje se utilizan para estudiar los cambios de velocidad que los causaron debido a que la perturbación del tiempo de viaje refleja la perturbación de lentitud integrada a lo largo de la trayectoria del rayo. Una sola observación no indica cómo se distribuye la perturbación a lo largo de la trayectoria. Una gran perturbación localizada y una más pequeña, pero más ampliamente distribuida, podrían producir el mismo efecto (Stein y Wyssession, 2003).

Se considera que una trayectoria s de un rayo sísmico a través de un medio que tiene una velocidad v varía con la posición. El tiempo de viaje es la integral del inverso de la velocidad (lentitud u) a lo largo de la trayectoria del rayo y este último está definido por la distribución de la velocidad,

$$T = \int \frac{1}{v(s)} ds = \int u(s) ds. \quad (1)$$

Se considera que la lentitud se ve perturbada por una cantidad $\delta u(s)$ en varios puntos a lo largo del trayecto del rayo. Esta cantidad es pequeña, ya que no cambia la dirección del rayo, pero sí cambia el tiempo de viaje definido por la siguiente expresión:

$$\delta T = \int \delta u(s) ds. \quad (2)$$

Con estos cambios en el tiempo de viaje es posible estudiar los cambios de velocidad que los modifican. Como la perturbación del tiempo de viaje refleja la perturbación de lentitud integrada a lo largo de la trayectoria del rayo, una sola observación no indica cómo se distribuye la perturbación a lo largo de la trayectoria. La distribución espacial más simple de la perturbación de lentitud divide el medio en varias subregiones homogéneas denominadas bloques o celdas j , mostradas en la **Figura 3.1. Región dividida en j bloques. Rayo i . Distancia G_{ij}** Figura 3.1 y las

perturbaciones en la velocidad se encuentran en el tiempo de viaje a lo largo de las trayectorias de los rayos i (Stein y Wysession, 2003).

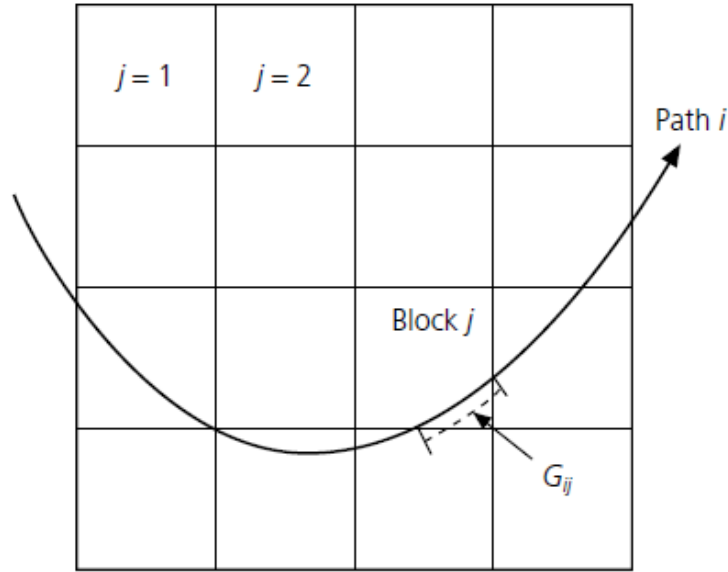


Figura 3.1. Región dividida en j bloques. Rayo i . Distancia G_{ij} . Figura tomada de Stein y Wysession (2003).

Con la determinación de la división del medio por bloques es posible escribir de forma discreta la Ecuación (2) como

$$\Delta T_i = \sum_{j=1} G_{ij} \Delta u_j, \quad (3)$$

que sería la multiplicación entre la distancia que el i -ésimo rayo que viaja en el j -ésimo bloque (G_{ij}) por la perturbación a la lentitud en el bloque (Δu_j). Con los tiempos de viaje observados se determinan las perturbaciones del tiempo de viaje con respecto al modelo de referencia para encontrar las perturbaciones de velocidad dentro de los bloques (Stein y Wysession, 2003). Estos problemas, donde se tiene una serie de observaciones que integran propiedades a lo largo de trayectorias en el medio se usan para inferir la distribución tanto bidimensional como tridimensional de esas propiedades, son conocidos como tomografías.

A los problemas donde se tienen que resolver las perturbaciones de la velocidad son llamados problemas inversos, y se encuentran determinados de la siguiente forma

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm}, \quad d_i = \sum_j G_{ij} m_j, \quad (4)$$

donde \mathbf{m} es la perturbación de la lentitud de un modelo inicial, \mathbf{d} es la diferencia entre los tiempos de viaje observados y los predichos por el modelo inicial y \mathbf{G} es la distancia del i -ésimo rayo que viaja en el bloque j -ésimo y se define como

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} = \frac{\partial T_i}{\partial u_j'} \quad (5)$$

la derivada parcial del tiempo de viaje con respecto a la lentitud en el bloque.

\mathbf{G} es un operador que relaciona vectores de modelo y vectores de datos. Estos vectores son cantidades físicamente diferentes con diferentes dimensiones. Los vectores del modelo tienen tantos elementos como bloques hay en el modelo, mientras que los vectores de datos tienen un número de elementos igual al número de trayectorias de rayos. Esto significa que, si hay r bloques en el modelo, cualquier vector modelo es un vector en un espacio modelo r -dimensional. De manera similar, si hay n tiempos de viaje y, por lo tanto, n trayectorias de rayos, cualquier vector de datos es un vector en un espacio de datos de n dimensiones. Debido a que generalmente hay muchas más ecuaciones (trayectorias de rayos) que incógnitas (parámetros del modelo), el sistema de ecuaciones está sobredeterminado. Para las diferentes trayectorias de los rayos, los tiempos de viaje y las distancias recorridas en cada bloque se predicen utilizando un modelo inicial o de referencia. El modelo de partida es generalmente lateralmente homogéneo, por lo que los tiempos de viaje se calculan fácilmente. Se calculan los residuos de tiempo de viaje para cada trayectoria de rayo restando los tiempos predichos del modelo inicial de los observados. Estos residuos de tiempo de viaje forman el vector de datos que se invierte utilizando la inversa generalizada para encontrar cambios de lentitud que predicen los residuos de tiempo de viaje lo mejor posible (Stein y Wysession, 2003).

3.2 Fundamentos de los algoritmos de detección

Básicamente, para la obtención de una tomografía sísmica es indispensable la cantidad de datos que iluminen el volumen que se desea mapear; en este caso se necesitan las llegadas de las fases P y S de sismos, ya sea locales o regionales. A partir de la unión de las redes descritas en el Capítulo 2.5 se implementaron los algoritmos de detección y estimación del inicio de eventos, que se basan en los algoritmos descritos por Kushnir et al. (1990), los algoritmos para la localización de

eventos y el cálculo del tiempo de viaje del paquete tomofD de Roecker et al. (2006) y el refinamiento iterativo de la estimación de inicio basado en las ideas descritas por Rawles y Thurber (2015), con la finalidad de detectar y localizar sismos dentro del Valle de México. Dichos algoritmos serán descritos a continuación.

En el trabajo de Kushnir et al. (1990) se tienen como principales objetivos la detección de las señales y su clasificación, ya sea un sismo o una explosión. Este estudio básicamente se realizó para el monitoreo de explosiones. Para generar la detección y estimación de las señales se utiliza la técnica de máxima verosimilitud de Capo (1970). Con el uso de una aproximación autorregresiva multidimensional de un arreglo sísmico de ruido, se desarrolló una técnica para utilizar el filtro multicanal de Capo (1970) para el procesamiento. Esta adaptación autorregresiva al espectro de potencia de la matriz de ruido suprime los procesos de ruido de la matriz mutuamente correlacionados.

Según Kushnir et al. (1990), un registro está compuesto por la señal (eventos o sismos) y ruido, entonces este registro es un receptor que está sumando la señal y el ruido. La señal se compone por la convolución de la fuente sísmica escalar con la función de transferencia de un medio, la primera se considera como una serie de tiempo aleatoria gaussiana con un desconocido espectro de potencia y la segunda que es la función de transferencia del medio desde la fuente sísmica hasta los receptores. Estos registros estarán dentro de una ventana móvil y la tarea es determinar si contiene una señal o no, para esto es posible recurrir a las pruebas de hipótesis. Por lo que la hipótesis nula H_0 es que las observaciones en la ventana son ruido puro y la hipótesis alternativa es que en la ventana se tiene señal y ruido.

Para obtener una función de decisión que proporcione la probabilidad de error promedio más pequeña para todas las señales, se resuelve mediante un enfoque bayesiano y una parametrización dimensional finita de la señal (Kushnir y Lapshin, 1984). Consiste en un filtro multicanal seguido por autocorrelaciones, el cálculo de una forma cuadrática y un disparador que compara el valor de la forma cuadrática con un umbral. La función de transferencia del filtro multicanal es un vector descrito como un producto del espectro de potencia de la matriz inversa del ruido y un vector que representa la respuesta de frecuencia del medio (la transformada discreta de Fourier).

Este enfoque bayesiano para detectar señales aleatorias desconocidas conduce a un procedimiento de detección de un componente que difiere del conocido detector STA/LTA. Este procedimiento coincide con STA/LTA bajo el supuesto de que la señal fuente es ruido blanco. De las autocorrelaciones se determinará si se tiene un evento o no, si estas son iguales a cero entonces es ruido puro, pero si se tienen valores diferentes de cero entonces se tiene una señal, por lo que esto produce un aumento adicional del valor de la estadística de detección en comparación con STA/LTA cuando llega una señal (Kushnir et al.,1990).

En el trabajo de Rawles y Thurber (2015), se tiene un método simple, rápido y robusto para la detección automática de ondas P y S que utiliza un enfoque basado en los vecinos más cercanos. Este método se basa en el método de clasificación de series de tiempo no paramétrico desarrollado por Nikolov (2012). En lugar de construir un modelo estimando parámetros a partir de los datos, el método usa los datos en sí para definir el modelo. Las llegadas de fases potenciales se identifican en función de su similitud con un conjunto de datos de referencia que consta de conjuntos positivos y negativos, donde el conjunto positivo contiene ejemplos de inicios de onda P y S y el conjunto negativo contiene ejemplos que no contienen llegadas de ondas P y S (Rawles y Thurber, 2015).

Los inicios de fase se identifican en el conjunto de prueba tomando ventanas sucesivas de una traza, se calcula una métrica de similitud con el conjunto de ejemplos positivos y negativos. Para la identificación de onda P, el proceso se aplica a la componente vertical, produciendo una función de onda P. Para la identificación de onda S, el proceso se aplica a ambas trazas horizontales y se calcula una función de onda P para las dos trazas en cada paso de tiempo, y se combinan para producir una función final de onda S. Para ambas fases, la llegada se elige en el centro de la ventana correspondiente al máximo (Rawles y Thurber, 2015). Se realiza un procedimiento de ventana móvil, utilizando una longitud de ventana definida por el usuario. Se calcula una medida de distancia en cada ventana de tiempo a cada traza de referencia definida como el cuadrado de la distancia euclidiana entre la señal de referencia y los datos observados. Si existe una pequeña distancia entre dos formas de onda estará indicando que son similares (Rawles y Thurber, 2015). Con estas distancias que son negativas y positivas, se calcula una función. Como se mencionó para la onda S, se calculan dos funciones y se combinan para formar una sola función. Posteriormente se determinan las ventanas de las fases de arribo de onda P y S con la maximización de la función vertical y la componente función horizontal (que surgió de la unión de las funciones de componentes horizontales).

Finalmente, se determina que la selección de las fases son el centro de esas ventanas y además las funciones deben superar un umbral que es proporcionado

En el trabajo de Roecker et al. (2006) se calcularon los tiempos de viaje utilizando una solución en diferencias finitas de la ecuación eikonal. La técnica de diferencias finitas ofrece una mayor aproximación en medios fuertemente heterogéneos y da menos ambigüedad en la determinación de los tiempos de viaje. Esta técnica se incorporó al esquema de tomografía realizado en la zona de Parkfield.

Lo que se realiza es parametrizar al medio mediante una cuadrícula con un espaciado h en cada dirección. Se especifica un modelo de velocidad de onda para así generar un modelo 3D, donde se le asignará una velocidad a cada nodo de la cuadrícula, los puntos medios entre nodos se calculan con una interpolación entre 8 nodos cercanos. Los tiempos de viaje se calculan desde cada estación a cada nodo del modelo y se almacenan en tablas. También, se determinan las trayectorias de los rayos desde cualquier punto del modelo hasta la estación. Los hipocentros se determinan mediante la búsqueda de cuadrícula y se refinan a un intervalo de subcuadrícula mediante una interpolación.

Para la generación de una tomografía de sismicidad local en el Valle de México son necesarias tablas de tiempos de arribo de las fases P y S, así como la localización de los sismos locales en la región de estudio. Se han establecido los pasos para finalmente llegar a las imágenes de tomografía. Como primer paso es necesario elegir y establecer los datos, los registros y las estaciones que se utilizarán, partiendo de la teoría del funcionamiento de la autodetección de sismicidad local, que tiene el mismo paquete de tomografía por Roecker (2019), las estaciones deben estar dentro de la región o los límites que se establezcan en los parámetros del software.

Como segundo paso es la generación de listas, especificaciones que se le dan al software y los registros o señales que se introducirán al algoritmo de detección de eventos; estas listas serán descritas en el siguiente capítulo. En este caso, con el conocimiento que el SSN ha brindado en la localización de sismos en la Ciudad de México, se tienen reportados una cantidad de 132 sismos desde el año 2003 hasta junio del 2021; por esta razón se decidió utilizar el algoritmo de detección de fases de un evento para introducir datos continuos de las estaciones seleccionadas y así poder detectar sismos que no fueron reportados por el SSN. Es importante entender que el algoritmo de detección determinará si es un evento o sismo, si las fases están cercanas en tiempo y si son detectadas en estaciones diferentes. Al finalizar todo el proceso de detección, el programa

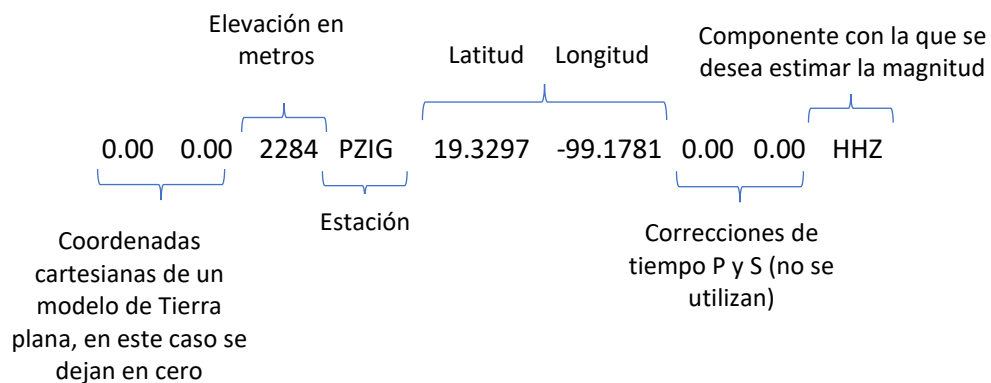
construye las tablas de los tiempos de las detecciones, así como la localización de los eventos locales, únicamente se podrán leer los registros de las estaciones que estén dentro del área delimitada y solo se podrán detectar sismos que estén dentro del volumen planteado.

3.2.1 Procesamiento para algoritmo de detección

Como paso inicial, los registros deben estar en formato SAC, los encabezados deben contener los canales adecuados para cada componente, las localizaciones de las estaciones, latitud, longitud y elevación y el respectivo nombre o clave de cada estación. Estos registros son datos crudos que no han sufrido algún tipo de filtrado.

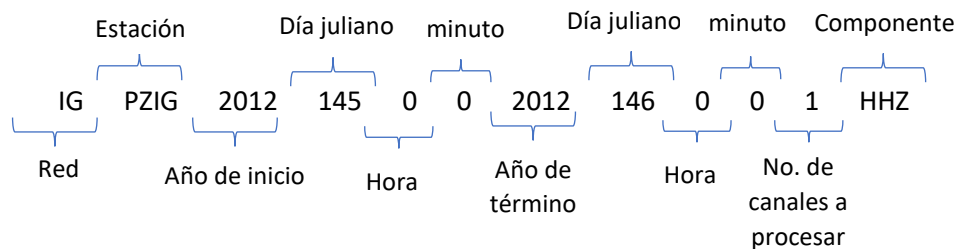
Con los registros que se tienen para analizar de manera conjunta debido a que se encontraban registrando en el mismo tiempo, se elabora una serie de listas donde se especifican los días en los que se desean detectar, nombre de las estaciones, localización de las estaciones, los canales o componentes de las estaciones. Estas listas son las siguientes:

- **filelistSAC:** contiene el nombre de todas las componentes.
- **filelist.zcomp:** nombre se las componentes verticales.
- **station.list:** se tiene una línea por estación.



- **station.codes:** listado de los códigos (nombres) de las estaciones utilizadas.
PZIG
VCVM
- **channel.codes:** lista sencilla de códigos de las componentes del conjunto de datos.
HHE
HHN
HHZ

- **datalist.gest:** Lista para indicar al programa qué partes del conjunto de datos se desean ejecutar del detector de fases.



Los pasos generales recomendados por el manual “Autopicking” (Roecker, 2019) son los siguientes:

- Organización de los datos que se desean procesar. Estos deben estar en archivos con formato SAC.
- Ejecución del algoritmo de detección en los archivos SAC para identificar llegadas posibles.
- Recopilación de las detecciones de llegadas posibles en archivos de eventos.
- Eliminación de ventanas de datos sobre los posibles eventos y almacenamiento en directorios específicos de eventos.
- Ejecución de programa recursivo en cada una de las ventanas de eventos para generar las ubicaciones y las estimaciones de inicio. Con estos también se realizan llamadas iterativas a la rutina de estimación y las rutinas de cálculo de localización y tiempo. Si se determina que las posibles llegadas están asociadas con un sismo real, el producto final será una localización y un conjunto de tiempos de llegada de las fases P y S.
- Opcionalmente se puede ejecutar el programa que genera estimaciones de magnitud de tipo Richter sobre los resultados.
- Opcionalmente se ejecuta el programa para generar un archivo de datos con estimaciones de polaridad en las llegadas de inicio P.

Por otro lado, se elige una esquina superior al oeste dada por latitud (x_0) = 19.94°, longitud (y_0) = -99.6° y como profundidad inicial de la malla (z_0) = -12 km (z_0) = 0 es el nivel medio del mar; así, las profundidades negativas serán por encima del nivel del mar y hacia abajo serán positivas).

Partiendo de la Figura 2.3 donde la región de estudio se encuentra entre las latitudes 19.9° y 18.9° y entre las longitudes -99.5° y -98.6° , los datos que necesitan los archivos de especificaciones se acomodan de la siguiente manera: latitud mínima ($delymax$) = 18.9° , latitud máxima ($delymin$) = 19.9° , longitud máxima ($delxmax$) = -98.6° , longitud mínima ($delxmin$) = -99.5° ; la profundidad máxima de la malla, se definió $depmax$ = 110 km y el espaciamiento entre nodos de $h = 2$ km; este espaciamiento se puede proporcionar en kilómetros, pero el programa realiza un cálculo para generar el espaciamiento en grados. El número de nodos de la malla es $ncx = 55$, $nyc = 65$ y $nzx = 65$. El volumen discretizado por debajo del Valle de México se presenta en la Figura 3.2.

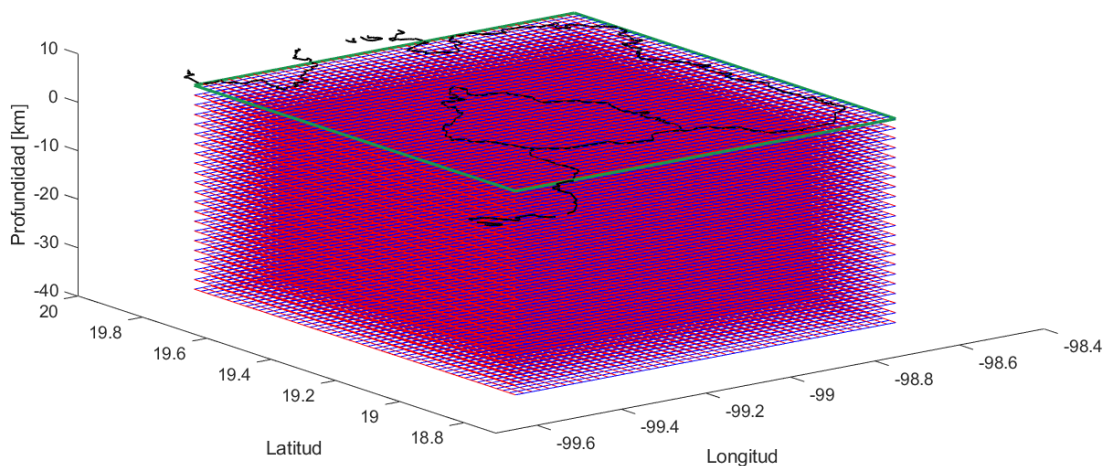


Figura 3.2. Modelo tridimensional discretizado. Contorno verde delimita el área de estudio.

Para construir el modelo de velocidades se puede proporcionar un modelo tridimensional que se ajuste a la malla ya propuesta, pero si este modelo no se tiene, se le proporciona un archivo llamado mod.1d donde viene un modelo unidimensional, en este archivo se asignan valores de profundidad en kilómetros, el respectivo valor de velocidad de onda P y velocidad de onda S, y la letra *I* para un modelo interpolado (entre las capas se interpolan los valores de velocidad para cada nodo) o *C* para un modelo por capas (se le asigna el mismo valor de velocidad para los nodos que se encuentran en la misma capa); así, un subprograma del paquete genera un modelo tridimensional con el modelo base unidimensional propuesto, el modelo elegido para este trabajo es el utilizado por el SSN (Figura 2.16, Tabla 2.6). Una característica importante es que este modelo debe tener una extensión en profundidad mayor que la profundidad máxima propuesta para la malla. El modelo de la Figura 2.16 es utilizado por los analistas del SSN, de tal forma que la profundidad cero será un promedio de las elevaciones de las estaciones utilizadas para la localización de ese sismo.

Por otro lado, la profundidad cero que toma como referencia todos los cálculos del programa de detección es el nivel del mar. Para tener una profundidad uniforme, y sobre todo partiendo del concepto de que en el Valle de México y más específicamente en la zona centro se tiene una capa somera de ~ 2 km de baja velocidad, reportada en varios trabajos con valores entre 2.6 a 2.9 km/s (Haskov y Singh, 1978; Bello, 2013; Cruz Atienza et al., 2016), se realizó un análisis de las profundidades de las estaciones, donde se tiene una altitud mínima de 1842 m y una altitud máxima de 3800 m. Para elegir la altitud de referencia que en el modelo de la malla es la profundidad 0, se obtuvo la media y mediana de las altitudes, con valores de 2531 m y 2295 m, respectivamente. Se decidió elegir que la profundidad de referencia fuera el valor de la mediana, debido a que este es el valor o posición central, en este caso, de las altitudes ordenadas. Como se puede observar en la Figura 3.3, la altitud en donde se concentran las estaciones es ~ 2200 m. Así, el modelo de velocidades de la Figura 2.16 y Tabla 2.6 se ajustó, recorriendo el cero de este modelo al valor -2.3 km (~ 2295 m) para el nuevo modelo, quedando con el formato de la Tabla 3.1. En esta tabla se deben dar valores a profundidad más allá de la máxima y de la mínima para que el programa pueda interpolar adecuadamente, aunque se esté dando una profundidad de -20 km en el modelo iniciará en -12 km o una profundidad de 410.7 km, el modelo terminará en 110 km como se le asignó.

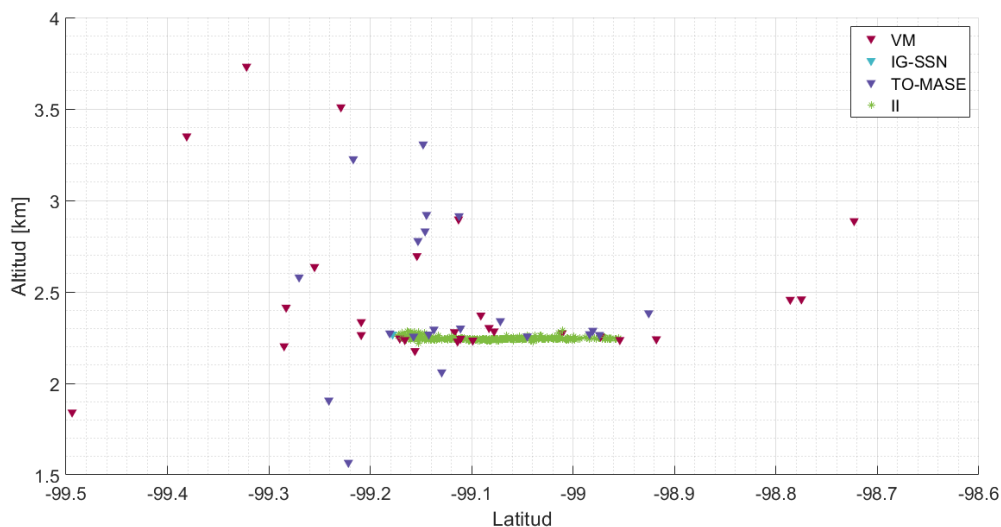


Figura 3.3. Latitud y altitud de las estaciones.

Tabla 3.1. Formato de mod.1d. Modelo corregido para ajustar adecuadamente a la malla.

Profundidad	V _P	V _S	(I o C)
-20.00	2.50	1.440	I
-15.00	2.50	1.440	I
-2.30	2.696	1.567	I
-0.30	5.298	3.08	I
2.70	5.581	3.245	I
9.70	6.628	3.853	I
20.70	7.194	4.183	I
42.70	7.644	4.444	I
97.70	8.26	4.62	I
197.70	8.58	4.74	I
410.70	8.97	5.16	I

I = Interpolación; C = Capas planas.

La finalidad principal del programa de detección automática es generar un catálogo de tiempos de llegada P y S. Esto se realiza al introducir una serie de registros de varias estaciones. El programa realiza una primera estimación muy cruda o general donde pudieran estar las fases, para posteriormente realizar un refinamiento iterativo para verificar o descartar un posible sismo.

El solucionador de ecuaciones eikonal esféricas del algoritmo calcula los tiempos de viaje para cada estación, estas se guardan en un directorio especificado por el usuario. Otra rutina localiza los sismos por un enfoque de búsqueda de malla utilizando esos tiempos. Un programa complementario es una rutina de búsqueda de tabla simple que genera tiempos de viaje desde un punto en el modelo a un conjunto de estaciones.

Un aspecto muy importante es que no podrá localizar ningún evento que ocurra fuera del volumen del modelo, y el algoritmo podrá marcar cualquier sismo que parezca estar anclado en los bordes del modelo. Por lo tanto, es importante considerar que el modelo es lo suficientemente grande como para incluir todos los eventos de interés.

En la implementación del primer programa para las detecciones crudas, lo que se realiza es que a partir de una muestra de ruido se compara en ventanas todo el registro generando así diferencias para detectar algún posible sismo. En este primer paso se definen ciertos parámetros, como los niveles de tolerancia o el umbral para una detección, que es la relación mínima entre el máximo de la función de detección en una ventana dada y el fondo de ruido para ser clasificado como "diferente" o una "detección".

También se establecen los filtros, si es que se desean utilizar. Estos se ejecutan antes de la detección para limpiar los registros, aunque también existe la opción de detectar los registros sin un procesamiento previo. En este caso se decidió utilizar un filtro Bessel eligiendo frecuencias de esquina de 1 y 29 Hz. Para esto es importante considerar que los sismos locales generan mucha energía entre 1 y 10 Hz y muchas veces entre más pequeños sean estos sismos mayores frecuencias contendrán. Previamente, se realizó un pequeño y rápido análisis de un sismo con magnitud 3.5 ocurrido en el Valle de México para observar el contenido de frecuencias registradas. En este caso se logró observar que el contenido de frecuencias estaba concentrado en aproximadamente 10 Hz, pero se decidió elegir una banda más grande comprendiendo que en esta zona suelen ocurrir sismos pequeños. La muestra de ruido se definió como toda la señal, debido que la sismicidad no es muy frecuente, por lo tanto, se entendería que todo lo demás de la señal es ruido ambiental.

La duración de las ventanas de búsqueda es especificada en este paso, en este caso se decidió la duración de siete minutos y una superposición entre ellas de 60 segundos para evitar descartar posibles eventos que ocurran entre los límites de ventanas.

En esta primera detección cruda no se tiene un orden o alguna relación entre registros, únicamente se realiza la detección de fases. Así estas detecciones se ordenan cronológicamente y son ordenadas por "eventos" en función de su proximidad en el tiempo, con la idea de que un verdadero sismo se registre en varias estaciones dentro de una cierta ventana de tiempo (por ejemplo, el tiempo que tarda una onda P o S en propagarse a través de la apertura de la red) (Roecker, 2019).

Al tener una lista de posibles eventos, se obtienen las series temporales. Lo que se realiza es leer la lista de eventos y luego se busca una ventana de la serie temporal correspondiente.

Con las ventanas de datos que contienen los sismos potenciales se estiman los inicios de las fases asociadas con esos eventos. Para este proceso se emplea un algoritmo que funciona de la siguiente manera según Roecker (2019):

- A partir de las detecciones que se utilizaron para identificar un evento potencial (de los pasos anteriores), se estiman los tiempos de llegada de P en los componentes Z. En esta etapa se establecen los tamaños de las ventanas suficientemente grandes debido a que las detecciones de fase podrían estar lejos de los verdaderos inicios.

- Con las estimaciones de inicio de onda P, se ejecuta el programa que realiza la localización (este se basa en una búsqueda de malla), si es que es posible. Si es así, se continua con los demás pasos.
- Con la estimación de localización anterior, se ejecuta un programa para estimar los tiempos de llegada de P en todas las estaciones para las que hay datos disponibles.
- El siguiente paso es rehacer las estimaciones de inicio de la onda P utilizando ventanas basadas en los tiempos de llegada P predichos (el paso anterior); luego de esto, se vuelve a ejecutar el programa de localización con las nuevas estimaciones. Si se recupera una localización razonable, se continua el proceso.
- De nuevo se calculan las fases predichas con el programa para estimar los tiempos de llegada, esta vez se incluyen a las ondas S. Se repite la estimación de inicio para P y S, y se reubica la localización. Si se recupera una localización razonable, se repite este paso una vez más para las ondas P y S.
- Para finalizar se determina una localización final con los tiempos de llegada P y S refinados.

Como se mencionó, en este proceso de tres programas, que son los de la localización que se basa en una búsqueda por malla a partir de las tablas de tiempos generados por los modelos de velocidad, el programa de búsqueda de tablas genera tiempos de viaje de unos puntos dados en el volumen (en este caso los hipocentros de los posibles sismos) a las estaciones. Ambos programas leen archivos con especificaciones, por esta razón es necesario configurarlos, como las tablas de tiempo de viaje y las listas de estaciones dependiendo de los archivos que se desean analizar. El último programa calcula la función de estimación de Kushnir (1990) para obtener tiempos de inicio para las fases dentro de una ventana dada. Esto es, en cada muestra en la ventana de estimación, se hace una comparación de entre los puntos anteriores y posteriores de esa muestra.

El inicio se define como aquella muestra donde la serie temporal después de esa muestra es más diferente que antes de la muestra. Por lo tanto, se elige el máximo de esta función como la mejor estimación. Al mismo tiempo, cualquier función como esta tendrá un máximo, por lo que también se aplican algunos criterios de calidad relacionados con la forma de esta función. Los criterios tratan de imitar lo que un usuario experimentado de estos algoritmos podría decidir. Por ejemplo, una buena función de estimación se verá como una "colina" con un máximo único y bien definido en algún lugar cerca de la mitad de la ventana de estimación (Roecker, 2019).

También se especifica el contraste mínimo entre pendientes de la función antes y después de un máximo. Se espera que una función de estimación adecuada sea asimétrica porque se está pasando gradualmente del ruido ambiental a la señal. Al examinar la pendiente de la función se proporciona un medio para probar la causalidad. Para este caso se ha tomado el valor 1.5 que significa que la pendiente después de la máxima es 1.5 veces que la anterior al máximo. A valores más altos se tienen estimaciones más adecuadas.

Otro de los parámetros importantes es la amplitud, con esto se determina si los valores de las amplitudes después del inicio de la ventana son 1 o 2 veces a las anteriores del inicio de la ventana.

Los archivos de salida son cuatro iteraciones, si es que esto no sucede se puede deber a que el programa cesó la ejecución debido a no considerarlos como eventos por no cumplir con las características ya mencionadas. También se tendrán como resultado las ubicaciones finales y los tiempos de las llegadas de P y S.

Como pasos opcionales, se puede ejecutar el programa para generar la estimación de las polaridades P, así como el programa para la estimación de magnitud de Richter. Estos se pueden ejecutar siempre y cuando se tengan las salidas del programa de detección, esto quiere decir que se tiene la detección de un evento y por lo tanto se generó un archivo con la hora origen, localización del epicentro y las fases detectadas en las estaciones, con este archivo junto con el listado del nombre de los registros las componentes verticales y la lista del nombre o código de las estaciones. Como salida se tiene un archivo o un listado que contiene lo siguiente:

```
EN20 2016 8 1 3 27.230 P 0.220 -3.4 154.0 175.2
```

Nombre de la estación, tiempo de inicio (año, día juliano, hora, minuto, segundo), fase (P o S), incertidumbre y -3.4 como la polaridad, lo que significa que la sensación de movimiento es negativa (o "hacia abajo") y que la amplitud máxima de los datos es 3.4 veces la estimación del ruido de fondo antes del inicio. Los campos restantes son la distancia de la estación de eventos (en km) y el acimut (en grados).

Para la estimación de magnitud, necesita lo mismo que el programa para el cálculo de polaridades, salidas del programa de detección. Esto quiere decir que se tiene la detección de un evento: la hora origen, localización del epicentro y las fases detectadas en las estaciones, con este

archivo junto con el listado del nombre de los registros las componentes verticales y lista del nombre o código de las estaciones. La fórmula simple que se utiliza es la siguiente:

$$M = a(\log_{10}(A_{max})) + b[\log_{10}(dt)] - c,$$

donde A_{max} es la amplitud máxima de la coda P desde algún tiempo establecido antes del inicio hasta el mínimo de 5 segundos y a mitad de camino de la llegada de S, dt es el tiempo S-P. Los valores predeterminados para a , b y c son 1.0, 2.35 y 2.92, respectivamente.

3.3 Fundamentos de la paquetería de tomografía conjunta

Este es un algoritmo de tomografía de tiempo de llegada en diferencias finitas descrito por Roecker et al. (2004, 2006). Se calculan los tiempos de viaje adaptando un solucionador de ecuaciones eikonal, basado en los trabajos de Vidale (1988) y Hole y Zelt (1995), directamente a un sistema de coordenadas esféricas. La ecuación eikonal resuelta es

$$\left(\frac{\partial t}{\partial r}\right)^2 + \left(\frac{1}{t} \frac{\partial t}{\partial \theta}\right) + \left(\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial t}{\partial \phi}\right) = s^2, \quad (6)$$

donde t es el tiempo de viaje, s es la lentitud, θ y ϕ son la colatitud y la longitud geocéntrica, respectivamente, y r es la distancia del centro a la Tierra (Kuo-Chen et al., 2012).

La inversión tomográfica implica dos pasos principales. El primero localiza sismos locales en un modelo de inicio mediante una búsqueda de cuadrícula interpolada. El segundo calcula las trayectorias de los rayos desde todas las fuentes hasta las estaciones de registro y forma un sistema de ecuaciones lineales que luego se resuelven para las perturbaciones en las velocidades P. Los hipocentros de los sismos locales se reubican en cada iteración (Kuo-Chen et al., 2012).

Los tiempos de viaje se calculan utilizando una solución en diferencias finitas (FD) de la ecuación eikonal. Esta técnica fue implementada por primera vez por Vidale (1988) y posteriormente, Hole y Zelt (1995) agregaron modificaciones. Vidale (1988) menciona que los tiempos de viaje de las ondas sísmicas que llegan a través de cualquier estructura de velocidad se pueden calcular rápidamente en una cuadrícula numérica de dos o tres dimensiones mediante la extrapolación de diferencias finitas de un punto a otro. Se rastrean los frentes de onda, en lugar de los rayos tradicionales. Los frentes de onda se tratan adecuadamente y las zonas de sombra se

rellenan con las difracciones apropiadas. El algoritmo de diferencias finitas encuentra el verdadero tiempo de primera llegada para ondas directas, refractadas, difractadas en un medio con velocidad arbitrariamente compleja. Las trayectorias de los rayos se pueden encontrar rápidamente siguiendo el gradiente de tiempo de viaje hacia atrás desde los receptores hasta la fuente. Debido a que los tiempos de viaje se calculan para todos los puntos dentro del modelo, el algoritmo es mucho más rápido que rastrear rayos a una gran cantidad de receptores (Vidale, 1988).

Este primer algoritmo tiene problemas cuando los frentes de onda se refractan críticamente en contrastes de velocidad grandes y agudos. Las razones para este problema es que el algoritmo de Vidale (1988) no incluía operadores de diferencias finitas que permitieran que las llamadas “headwaves” viajaran a lo largo de los límites de las celdas de la cuadrícula. En segundo lugar, la forma en que se utilizan los operadores para expandir la región de tiempos de viaje conocidos hacia afuera de la fuente considera que las ondas no regresan bruscamente hacia la fuente

La principal limitación del algoritmo de diferencias finitas es que solo calcula los tiempos de viaje de la primera llegada. En los trabajos de Podvin y Lecomte (1991) y Matsuoka y Ezaka (1992) se utiliza el principio de reciprocidad para calcular los tiempos reflejados, pero esto requiere una discretización profunda de la interfaz reflejante y tiempos de cálculo para las fuentes y en cada receptor. Permitir que el reflector no sea discretizado en profundidad mejora la aproximación, por otro lado, la eliminación de los cálculos de las fuentes en los receptores proporciona ahorros significativos en el tiempo de cálculo (Hole y Zelt, 1995).

En el trabajo de Hole y Zelt (1995) se presenta un método para calcular los tiempos de viaje de la reflexión sísmica en modelos de velocidad tridimensional complejos con geometría reflectora tridimensional compleja. El método de diferencias finitas propuesto por Vidale (1988) se modificó para que se estimen los tiempos de viaje de la primera llegada para manejar adecuadamente los contrastes de velocidad grandes y agudos, con la incorporación de operadores de “headwaves” y la propagación inversa de los tiempos de viaje se resuelven completamente los problemas con grandes contrastes de velocidad. Este nuevo método es más rápido y preciso, por lo tanto, se incorporó para calcular los tiempos de viaje de reflexión (Hole y Zelt, 1995). La ley de Snell para reflexiones se utiliza en las proximidades de la interfaz reflectante. El modelo reflector varía suavemente en profundidad y va aumentando la precisión en comparación con un modelo de reflector discretizado. Se requieren solo dos aplicaciones del algoritmo de diferencias finitas para cada fuente; dando como resultado

un ahorro significativo en el tiempo de cálculo en comparación con otros algoritmos que requieren un paso del algoritmo de diferencias finitas para cada fuente y cada receptor.

La técnica FD ofrece algunas ventajas sobre el trazado de rayos estándar, mejorando la aproximación en medios fuertemente heterogéneos y existe menos ambigüedad en la determinación de los mínimos de tiempo de viaje globales (Roecker et al., 2006).

Se parametriza al medio mediante una cuadrícula cartesiana con un espacio constante h entre nodos en cada dirección cardinal. Se le asigna una velocidad de onda (o s , lentitud = 1 / velocidad de onda) a cada nodo de la cuadrícula. Las velocidades de onda entre nodos se determinan mediante interpolación trilineal (Roecker et al., 2004):

$$s = \sum_{i=1}^8 s_i c_i, \quad (7)$$

donde c_i son constantes de interpolación que dependen de la distancia fraccionaria del punto en cuestión desde los nodos. Los tiempos de viaje se calculan desde cada estación a cada nodo del modelo y se almacenan en tablas (Roecker et al., 2006). Las trayectorias de los rayos desde cualquier punto del modelo hasta la estación se determinan luego marchando hacia atrás a lo largo del gradiente de tiempo de viaje más pronunciado. Los hipocentros se determinan mediante la búsqueda de cuadrícula y se refinan a un intervalo de subcuadrícula mediante una interpolación equivalente a sustituir el tiempo por lentitud en (7), i.e.:

$$t = \sum_{i=1}^8 t_i c_i. \quad (8)$$

La tomografía se realiza utilizando una técnica estándar de mínimos cuadrados. El tiempo de llegada observado dependerá de la ubicación de la fuente (h) y el modelo de lentitud (S). La función de hora de llegada $T(h, S)$ sobre una estimación inicial $T(h_0, S_0)$,

$$T(h, S) - T(h_0, S_0) = \frac{\partial T}{\partial h} dh + \frac{\partial T}{\partial S} dS = \mathbf{G} \begin{bmatrix} dh \\ dS \end{bmatrix} = \mathbf{R}, \quad (9)$$

dónde \mathbf{R} es el vector residual, dh y dS son perturbaciones en las ubicaciones del hipocentro y el modelo de lentitud, respectivamente, y \mathbf{G} es una matriz de derivadas parciales:

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} \mathbf{H}_1 & 0 & 0 & 0 & \mathbf{S}_1 \\ 0 & \mathbf{H}_2 & 0 & 0 & \mathbf{S}_2 \\ 0 & 0 & \mathbf{H}_3 & 0 & \mathbf{S}_3 \\ 0 & 0 & 0 & \mathbf{H}_4 & \mathbf{S}_4 \end{bmatrix}, \quad (10)$$

donde, para N observaciones de un evento dado y M elementos del modelo, \mathbf{H}_i es una submatriz de $N \times 4$ que contiene todas las derivadas parciales al hipocentro i , y \mathbf{S}_i es una submatriz $N \times M$ que contiene todas las derivadas parciales para el modelo de lentitud. Se agregan ecuaciones adicionales al final de \mathbf{G} para aplicar suavizado a priori u otras restricciones.

Las derivadas parciales del tiempo de llegada con respecto a la lentitud se calculan determinando la lentitud s_m en el punto medio de un segmento de rayo dado de longitud l y luego estimar el tiempo como

$$t = s_m l, \quad (11)$$

así

$$\frac{\partial t}{\partial s_i} = l \frac{\partial s_m}{\partial s_i}. \quad (12)$$

Usando la fórmula de interpolación trilineal en (7), se tiene $\frac{\partial s}{\partial s_i} = c_i$, entonces $\frac{\partial t}{\partial s_i} = l c_i$.

Las derivadas espaciales del hipocentro se calculan evaluando (8) en los nodos que encierran el hipocentro. Los coeficientes c_i son distancias fraccionarias del hipocentro desde el punto i , entonces:

$$\frac{\partial t}{\partial x} = \sum_{i=1}^8 \frac{\partial c_i}{\partial x} t_i. \quad (13)$$

La derivada del tiempo de origen es $\frac{\partial t}{\partial T} = 1$. La inclusión de la parte del hipocentro en el sistema de ecuaciones (9) es de vital importancia, incluso si las perturbaciones de los hipocentros así deducidas no se utilizan para relocalizarlos. Si no se incluyen los hipocentros en el problema, el modelo de velocidad de onda se ajustará de tal manera que se minimicen los cambios en los hipocentros y, por lo tanto, se creará un sesgo tanto en las ubicaciones de los hipocentros como en el modelo de velocidad de onda.

Debido a la utilidad interpretativa de V_p/V_s , generalmente se determinan las variaciones en V_p y en la relación V_p/V_s . Con $r_i = V_{p_i}/V_{s_i} = S_{p_i}/S$ como la relación V_p/V_s en el punto de la cuadrícula i , y para cada observación de la onda S se calcula la derivada con respecto a s_s como

$$\sum \frac{\partial t}{\partial S_{Si}} \Delta S_{Si} = \sum \frac{\partial t}{\partial S_{Si}} \Delta [r_i S_{Pi}] = \sum \frac{\partial t}{\partial S_{Si}} [S_{Pi} \Delta r_i + r_i \Delta S_{Pi}]. \quad (14)$$

Mientras se calculan las derivadas en una malla fina, se acumulan para una malla gruesa sumando las contribuciones de los elementos encerrados de la malla fina.

Cada fila del sistema de ecuaciones lineales se pondera para reflejar las incertidumbres en las observaciones. Teóricamente, estos pesos deben ser $\frac{1}{\sigma_d^2}$, donde σ_d es la incertidumbre en la observación. El algoritmo utilizado para resolver este sistema de ecuaciones permite aplicar un solo amortiguador. Teóricamente, para las estadísticas estocásticas y bayesianas, este amortiguador debería ser $\frac{\sigma_d^2}{\sigma_m^2}$ donde σ_m es la incertidumbre en el parámetro m .

Escalando por $\frac{1}{\sigma_d^2}$ se puede hacer en un sentido de hileras, mientras que las diferencias en σ_m (incluidas las diferencias en las dimensiones) se tienen en cuenta después de que se forma la matriz mediante la ponderación por columnas. Normalmente, se elige un amortiguador de 10, que para una incertidumbre temporal a priori de 0.1 s corresponde a una incertidumbre de la velocidad de onda de aproximadamente 0.5 km/s. Las derivadas parciales del hipocentro se escalan tomando una incertidumbre espacial de aproximadamente 5 km y una incertidumbre del tiempo de origen de 5 s.

El sistema de ecuaciones lineales (Eq. 10) se resuelve usando el algoritmo LSQR (Paige y Saunders, 1982). Las perturbaciones resultantes se suavizan utilizando una ventana móvil de tres puntos de cuadrícula de longitud para reducir la rugosidad innecesaria del modelo. Luego, los hipocentros se relocalizan en el modelo actualizado mediante la búsqueda de cuadrícula y el proceso se repite hasta que la variación en el desajuste deja de reducirse significativamente (Roecker et al., 2006).

3.4 Programa de tomografía conjunta

El programa de tomografía conjunta (Joint Tomography Software Package, JTSP) es una colección de códigos modulares que juntos permiten la inversión conjunta de varios conjuntos de datos, específicamente curvas de dispersión de ondas superficiales, tiempos de llegada locales y telesísmicos P y S, y observaciones de gravedad (Roecker, 2017).

Todas las observaciones se utilizan para determinar las velocidades de onda V_P y V_S , o V_P y la relación V_P/V_S , especificadas en una malla 3D de nodos, mediante una solución iterativa a un conjunto linealizado de ecuaciones. Cuando se utilizan ondas de cuerpo sísmicas locales, las coordenadas del hipocentro también son variables. En el caso de las ondas de cuerpo, las

observaciones son tiempos de llegada de las fases P y S y las sensibilidades de estos tiempos a los cambios en V_P/V_S se pueden calcular directamente.

Para iniciar el proceso del cálculo de la tomografía se realizan los siguientes pasos, como se indica en el manual de Roecker (2017).

1. Se realiza una especificación de usuario o archivo de especificaciones. Este archivo contiene todas las variables configurables por el usuario. Esto generalmente dice a cada uno de los módulos cómo se desea ejecutar una etapa particular de la inversión. Generalmente, un archivo de especificaciones consta de una o más líneas que comienzan con un nombre de variable seguido de un valor para esa variable.
2. Un archivo de modelo. El archivo de modelo tiene valores iniciales de V_P y V_S para cada nodo de la malla. Se puede proporcionar un archivo propio 3D o hacer que el programa genere un modelo 1D a partir de una tabla ASCII simple proporcionada por el usuario.
3. Una lista de ubicaciones de las estaciones. El programa necesita saber dónde se hacen las observaciones. Se debe tener en cuenta que, para las observaciones de ondas de cuerpo y gravedad, todas las estaciones de observación deben ubicarse dentro de los límites del modelo.
4. Archivos de los datos observados.
5. Opcionalmente, un archivo topográfico de la zona si se están modelando ondas superficiales.

Un modelo consiste en una malla 3D de nodos con un valor de V_P y V_S (nominalmente en km/s) especificado en cada nodo. Los valores de cualquier cantidad entre nodos se calculan mediante interpolación trilineal. El modelo debe ser lo suficientemente grande como para abarcar el área de interés, pero lo suficientemente pequeño como para que el número de nodos de la malla utilizados para caracterizar el modelo no sea excesivo (con más nodos de la malla, se requiere más procesamiento). En general, una malla de aproximadamente 100 nodos en cada dirección es factible para una computadora pequeña.

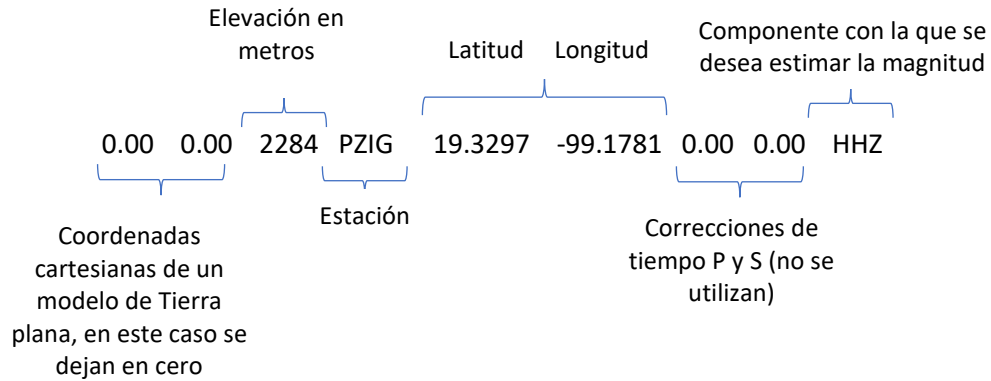
Si se están utilizando datos de sismos locales, los hipocentros deben estar ubicados dentro de los límites del modelo.

El espaciado de la malla debe regirse por la longitud de escala esperada de la heterogeneidad, y lo suficientemente fino como para que la elección de la orientación de la malla sea intrascendente. El código JTSP utiliza dos cuadrículas: una malla FINA que tiene un espaciado constante en cada dirección, y una malla GRUESA que es un subconjunto de la cuadrícula FINA. La razón de esta distinción es que algunas partes del código, como el solucionador de ecuaciones eikonal, requieren una malla FINA para funcionar correctamente, mientras que otras partes, como el problema inverso, no necesitan tener información detallada a escala FINA. Se debe tener en cuenta que la mayoría de los archivos de modelo almacenan información en la cuadrícula GRUESA y determinan los valores de la cuadrícula FINA mediante interpolación trilineal.

Por otro lado, se elige una esquina superior al oeste dada por latitud (x_0) = 19.94°, longitud (y_0) = -99.6° y como profundidad inicial de la malla (z_0) = -6 ($z_0 = 0$ es el nivel medio del mar, así, las profundidades negativas serán por encima del nivel del mar y hacia abajo serán positivas), partiendo de la **Figura 2.3** donde la región de estudio se encuentra entre las latitudes 18.9° y 19.9° y entre las longitudes -99.5° y -98.6°. Los datos que necesitan los archivos de especificaciones se acomodan de la siguiente manera: latitud mínima ($delymax$) = 18.9°, latitud máxima ($delymin$) = 19.9°, longitud mínima ($delxmin$) = -99.5° y longitud máxima ($delxmax$) = -98.6°; la profundidad máxima de la malla se definió $depmax = 110$ km y el espaciamiento entre nodos de $h = 1.5$ km, tomando en cuenta el análisis anterior de las longitudes de onda. Este espaciamiento se puede proporcionar en kilómetros, pero el programa realiza un cálculo para generar el espaciamiento en grados. El número de nodos de la malla son $ncx = 70$, $nyc = 80$ y $nzx = 35$.

Los archivos necesarios para ese programa son:

- **crafti.data:** archivo de salida fdlog.data del algoritmo de detección (Figura 3.4).
- **crafti#.spec:** archivo con especificaciones, espaciamiento, datos para realizar pruebas de sensibilidad, número de nodos, nombres de archivos de salida, etc.
- **station.list:** se tiene una línea por estación.



- **crafti.1mod:** modelo unidimensional (Tabla 3.1).

2006	59	23	58	46.7766	19.38363	-99.08614	37.1259	NOEVID	0.710
5.888	17.5	8.0	24.5	31.2	5	3	8		
CHIC	2006	59	23	58	54.960	P	0.050	-0.561	
CHIC	2006	59	23	59	1.010	S	0.802	-0.808	
CUIG	2006	59	23	58	57.770	S	0.587	-0.742	
JIUT	2006	59	23	58	59.500	*P	0.337	2.359	
JIUT	2006	59	23	59	6.490	*S	0.266	1.886	
PPIG	2006	59	23	58	58.318	P	0.089	0.051	
PPIG	2006	59	23	59	5.005	*S	0.773	-1.550	
PTRP	2006	59	23	58	54.490	P	0.020	-0.053	
PTRP	2006	59	23	58	59.530	S	0.574	-0.607	
TEPE	2006	59	23	58	54.290	P	0.298	0.591	
TIZA	2006	59	23	59	5.990	*S	0.645	1.539	
TOSU	2006	59	23	58	55.670	P	0.132	0.965	
2006	71	1	41	30.9413	19.21353	-98.94691	9.0051	NOEVID	0.604
10.152	3.5	2.5	13.5	14.2	15	8	23		
CHIC	2006	71	1	41	36.129	P	0.020	-0.845	
CIRE	2006	71	1	41	37.009	P	0.239	-0.228	
CIRE	2006	71	1	41	42.249	S	0.617	0.478	
CUCE	2006	71	1	41	38.139	P	0.153	-0.428	
CUIG	2006	71	1	41	37.716	P	0.035	0.769	
CUIG	2006	71	1	41	42.242	S	0.196	0.968	
CUNO	2006	71	1	41	39.799	P	0.020	1.013	
CUNO	2006	71	1	41	45.379	S	0.667	0.943	
TIUT	2006	71	1	41	38.780	P	0.020	-0.272	

Figura 3.4. Formato de archivo crafti.data.

Con los archivos anteriores se corre el programa el número de veces que se desee iterar para encontrar un buen modelo.

Básicamente, el programa de tomografía realiza los mismos pasos que para la detección; genera un modelo de velocidades 3D a partir del modelo 1D y genera las tablas de tiempo de viaje de cada nodo del modelo a cada estación. También localiza los eventos, realiza un filtrado de aquellos que se encuentran dentro del modelo para corroborar, genera las ecuaciones y resuelve el sistema de ecuaciones. Las perturbaciones obtenidas se suavizan y se agregan al modelo, para generar otro modelo que ahora será el modelo base de la siguiente iteración. Saldrán tantos modelos de velocidad 3D como número de iteraciones. Cada una de estas iteraciones contiene su propia estadística, variación estándar y RMS, para observaciones de fases onda P y S, como en conjunto, con lo que ayuda a descartar modelos y determinar el número de iteraciones.

3.5 Pruebas de sensibilidad

Una parte importante de cualquier análisis de tomografía es evaluar los resultados, lo que implica crear un conjunto de datos de prueba en un modelo hipotético y ver qué tan bien se puede recuperar ese modelo con el esquema de inversión, al igual que se puede obtener una estimación de la influencia del amortiguamiento en la solución. Por lo tanto, se necesita (1) generar un modelo de prueba y (2) generar datos sintéticos en ese modelo. Una vez que se tengan esos datos sintéticos, simplemente se ejecuta a través del mismo procedimiento para los datos observados y se comparan los resultados. Comúnmente, a estas pruebas se les llama "checker board" o el término "tablero de ajedrez", que se usa para describir un patrón alterno de perturbaciones positivas y negativas de un modelo de fondo; básicamente este patrón se puede explicar como una geometría puntiaguda y este modelo puede estar dispuesto de manera vertical u horizontal.

Para generar este patrón se obtiene un modelo con perturbaciones positivas y negativas y se le nombra m_δ , se calculan los datos que se le llaman datos sintéticos $d_\delta = Am_\delta$; se realiza la inversión de estos datos sintéticos utilizando los mismos parámetros y características para obtener la solución original; con esta inversión se obtiene el modelo $\hat{m} = A^{-1}d_\delta$. Con este resultado es posible realizar una comparación de la salida de la prueba de sensibilidad \hat{m} con la entrada, que fue el modelo diseñado m_δ (Nolet, 2008).

Como ya se mencionó, el modelo de velocidades de la corteza utilizado es el empleado por el SSN, Tabla 3.1, recordando que este modelo es unidimensional y, por lo tanto, con un subprograma se genera un modelo tridimensional (perfil de la Figura 3.5). Luego este modelo tridimensional puede ser perturbado; la propuesta inicial es una perturbación del 5%. El paquete de tomografía contiene otro subprograma que genera un modelo tridimensional de este tablero de ajedrez. Para que el subprograma genere esto, se necesita el modelo tridimensional sin perturbar, se asigna una distribución de 0, -1 y 1, que significan, no hay perturbación del modelo, hay perturbación negativa del modelo, o perturbación positiva, respectivamente, lo que también se le conoce como anomalías. Se acomodan estos números de tal forma que coincidan con el número de nodos que se propuso para la malla, como estos valores son nodos para perturbar permitirán crear las dimensiones del tablero, ya que estos al ser acomodados de manera seguida o alternada darán la forma y dimensiones de los cuadros del tablero.

Un aspecto importante que se consideró para la generación de estos modelos fueron las profundidades a analizar. Las figuras donde se presentan los histogramas de los datos de las localizaciones reportadas por el SSN muestran que el análisis de esta sismicidad local se restringirá a una profundidad no mayor de los 40 km.

Como se mencionó, la finalidad de las pruebas de sensibilidad es observar qué tan bien la inversión recupera el modelo propuesto y el área en que se puede interpretar. Si se intentan recuperar los cubos del modelo hipotético, entonces, las dimensiones que se propongan de esos cubos podrían representar qué tan bien se pueden recuperar y visualizar estructuras de estas dimensiones en la inversión final, lo que también lleva a elegir un espaciado adecuado de la malla.

Como ejemplo, la Figura 3.6 muestra cortes (Perfil BB', Figura 4.9) de los modelos propuestos, perturbaciones hechas al modelo de la Figura 3.5; además se presentan los resultados de la inversión, en este caso se decidió realizar cinco pruebas con cubos de diferentes dimensiones: 1.5 km, 2 km, 3 km, 5 km y 10 km. Se observa que las pruebas con dimensiones de 2, 3 y 10 km son las que mejor recuperan el modelo propuesto, con esto se puede asegurar que estructuras de estas dimensiones pueden ser interpretadas. Por otro lado, estos resultados muestran que el área que puede ser interpretada se concentra en el centro de estos perfiles y dentro de los primeros 25 km de profundidad. De estos resultados se decidió elegir el espaciado de la malla igual a 3 km para la inversión tomográfica final. En el Anexo C se presentan todas las pruebas de sensibilidad para los perfiles presentados en los capítulos siguientes.

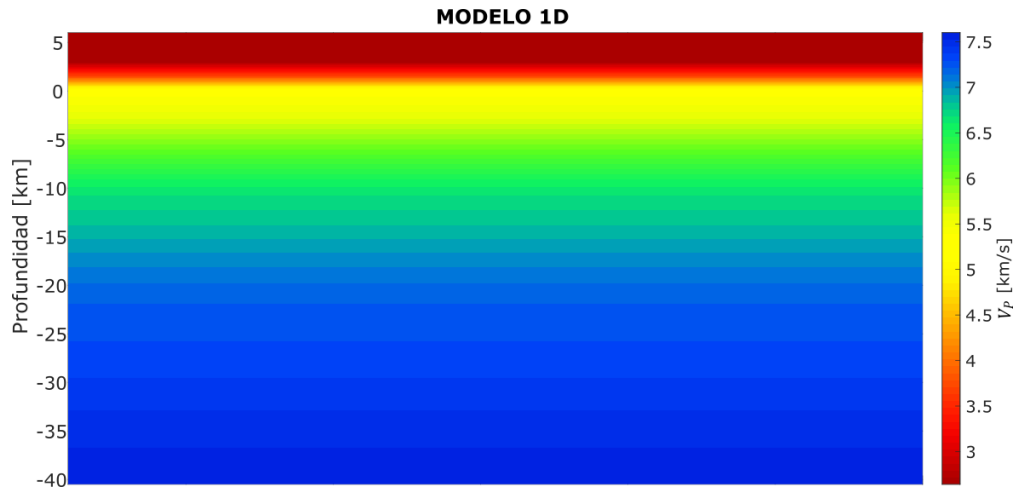
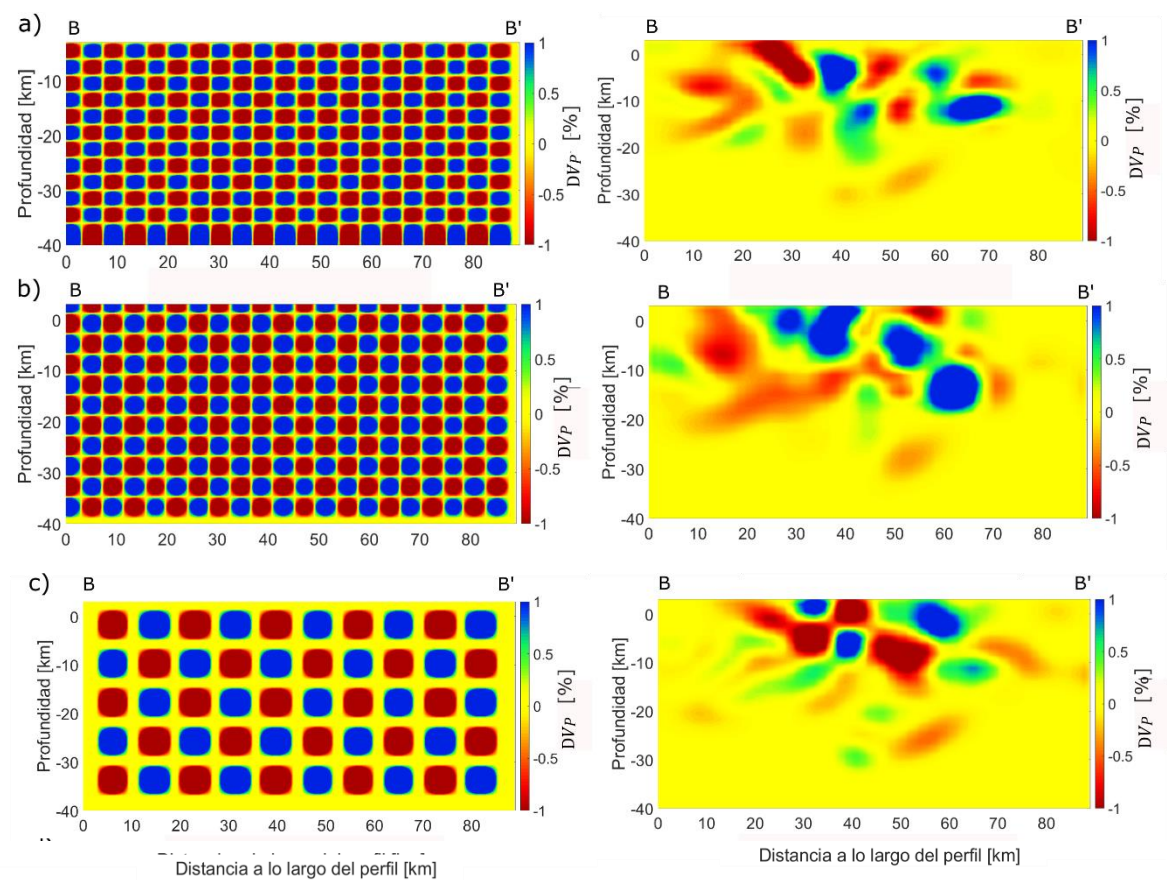


Figura 3.5. Vista de perfil de modelo 1D de velocidad de onda P utilizado por el SSN para el Valle de México.



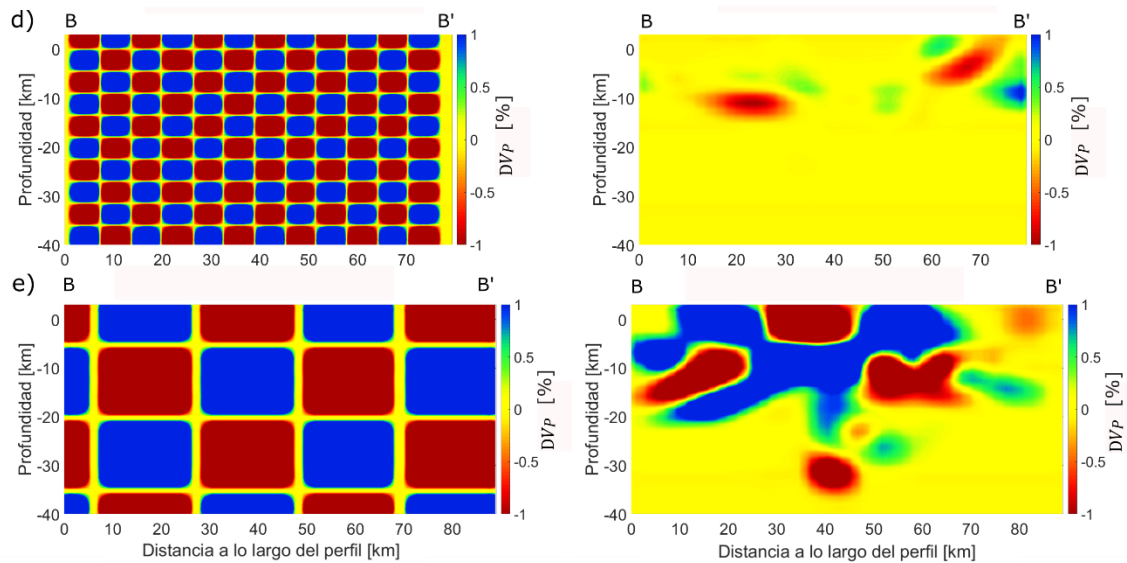


Figura 3.6. Pruebas de resolución con cubos internos de diferentes dimensiones (modelo propuesto y resultado de inversión): a) Cubos con dimensiones de 1.5 km, b) Cubos con dimensiones de 2 km, c) Cubos con dimensiones de 3km, d) Cubos con dimensiones de 5 km y e) Cubos con dimensiones de 10 km.

3.6 Sismicidad local reportada

El SSN ha reportado 498 sismos dentro de la zona de estudio (Figura 3.7) desde el 2006 hasta el 2021. La Figura 3.8 muestran histogramas de los sismos reportados por año, las profundidades y las magnitudes reportadas para estos eventos. Como sucede en todo el territorio mexicano, en los últimos 10 años se ve un incremento de sismicidad debido a la capacidad de detección y el incremento de estaciones sismológicas (ver Figura 2.20). La sismicidad de la zona se caracteriza por encontrarse dentro de los 10 km de profundidad y por tener magnitudes menores de 4.2.

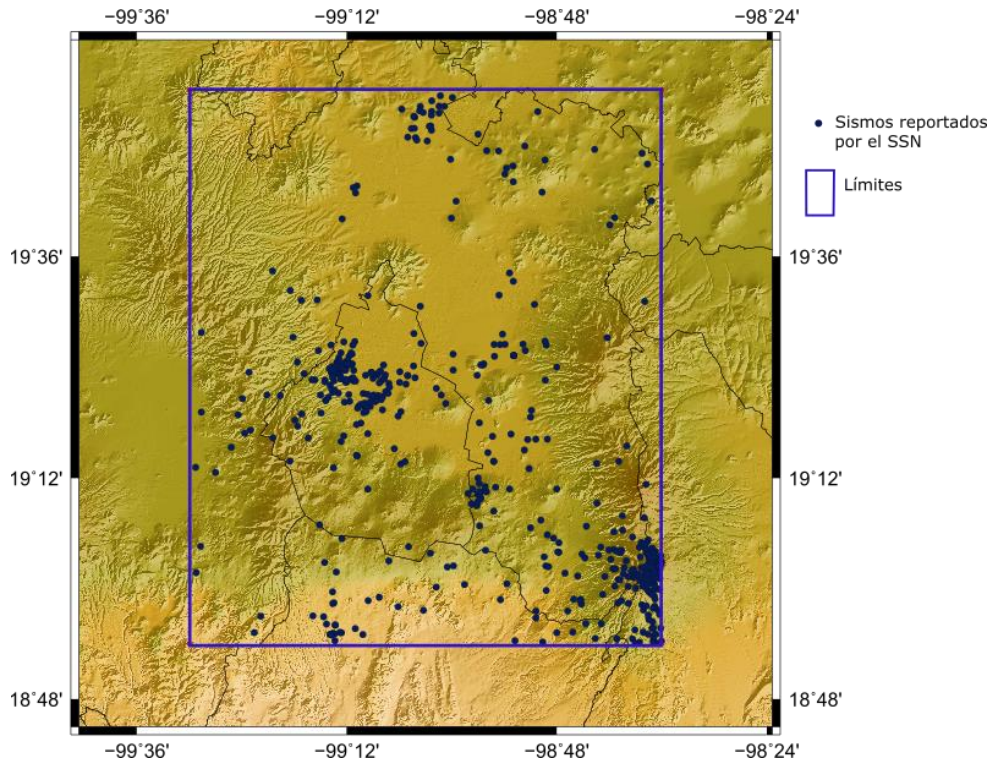


Figura 3.7. Localización de los sismos en la Ciudad de México, reportados por el SSN. Círculos azules indican los epicentros de los sismos.

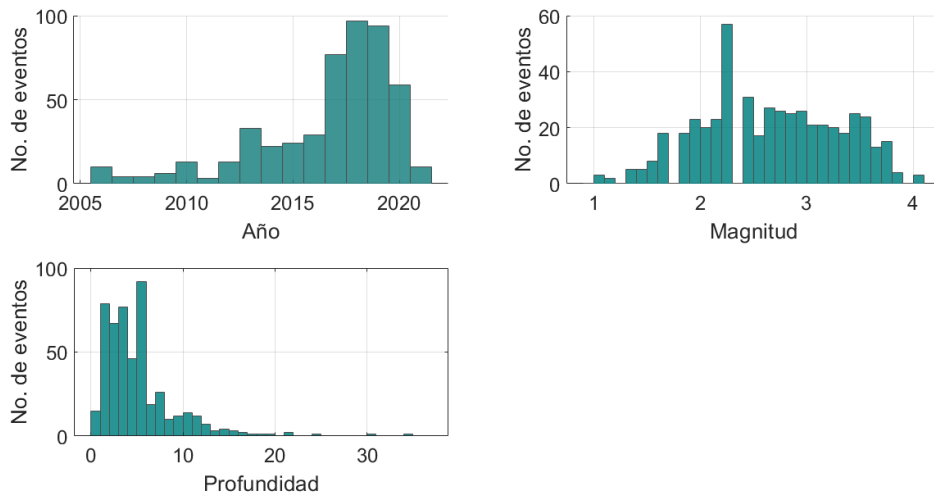


Figura 3.8. Histogramas de sismicidad reportada por el SSN. Der. sup.: Histograma de eventos por año. Izq. sup.: Histograma de profundidad. Der. inf.: Histograma de sismos por magnitud.

4 Resultados

4.1 Detección de sismos

Como se mencionó anteriormente en el Capítulo 3, donde se plantean las generalidades del programa de detección, es necesario integrar varias estaciones simultáneas, en este caso se decidió tener detecciones en al menos 4 estaciones, para que el mismo programa asigne a esas detecciones como eventos y tengan una buena localización, con una baja incertidumbre. Se realizó una prueba para comparar los sismos detectados con los sismos reportados por el SSN. En este sentido, se eligieron los registros de los días reportados y con las características de los archivos de especificación (Sección 3.2.1), detectando 134 eventos. Entre 2006 y 2007 se pudieron integrar la Red de Banda Ancha del SSN, la RSVM y la red del proyecto MASE; entre 2007 y 2020 se utilizaron solamente los registros de la Red de Banda Ancha del SSN y la RSVM; y entre 2017 y 2019 se integró la Red de Ingeniería y la estación ZOCA, todo esto de acuerdo con su disponibilidad (Figura 2.20).

Las localizaciones y los tiempos de las fases P y S, de este primer análisis, fueron revisados, visualizando las trazas y realizando una relocalización en SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999) con el modelo de velocidades de la Tabla 2.6 y la Figura 2.16. En este software es posible realizar el picado de las fases manualmente e ir dando pesos a esos picados dependiendo de la incertidumbre que el usuario tenga sobre esa elección de las fases. Esta revisión permitió descartar detecciones que contenían un mal picado de fases, debido a que algunas estaciones en diferentes periodos de su instalación tenían problemas de reloj. Al realizar los picados de las fases de los sismos en SEISAN entre 2006 y 2007, se observó que la estación ESTA, perteneciente a la red MASE muy probablemente se encontraba registrando mal en tiempo. En SEISAN es posible considerar la estación tomando en cuenta la diferencia entre P y S, pero el programa de detección la toma en cuenta, por lo que, para evitar el aumento de errores e incertidumbres en las detecciones se decidió eliminar las trazas de esa estación al no introducirlas conjuntamente con las demás en el programa de detección. Otras estaciones con problemas similares fueron PBVM, MZVM y GMVM. En otros casos, se tenían máximo tres fases detectadas por lo que no se generaba una buena detección. Con este análisis primer análisis se recuperaron 129 detecciones. Como ejemplo, la Figura 4.1 presenta las trazas de un sismo detectado el 23 de febrero de 2019; con SEISAN fueron picadas las fases y ayudando a visualizar el sismo detectado por el programa.

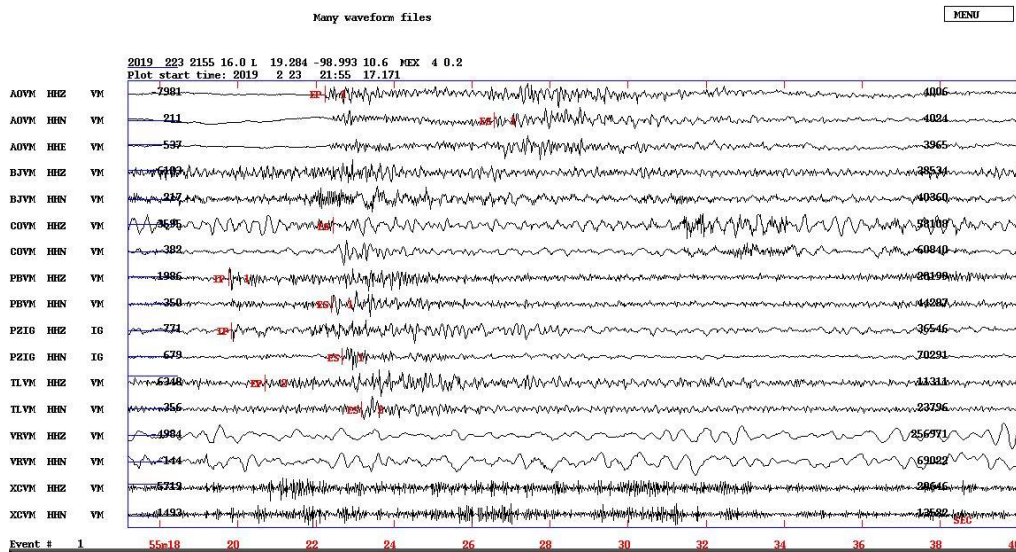


Figura 4.1. Trazas de sismo del 23 de febrero de 2019. Visualización en SEISAN.

La Figura 4.2 muestra las localizaciones reportadas y las detecciones. El recuadro naranja marca la zona del Popocatepetl donde se han reportado 163 sismos; estos asociados a la sismicidad del volcán. Dentro de la revisión y relocalización de los sismos, se observó que gran parte de los sismos en esta zona son detectados y registrados por máximo una o dos estaciones de las estaciones utilizadas en este trabajo, PPIG y AMIG, por lo que el programa de detección no logra asociar a eventos estos registros pues se estableció como mínimo tres estaciones.

Con estos resultados preliminares se realizó un análisis para verificar si los parámetros que fueron introducidos al programa de detección como los límites del área, volumen de estudio y el espaciado entre nodos eran adecuados, y, sobre todo, verificar si las detecciones efectivamente representaban sismos.

Para realizar un análisis sobre el espaciado de los nodos de la malla propuesta, se realizaron histogramas para observar la distribución en profundidad de los sismos detectados. En la Figura 4.3 se puede observar la distribución de los sismos a diferentes espaciamentos en profundidad.

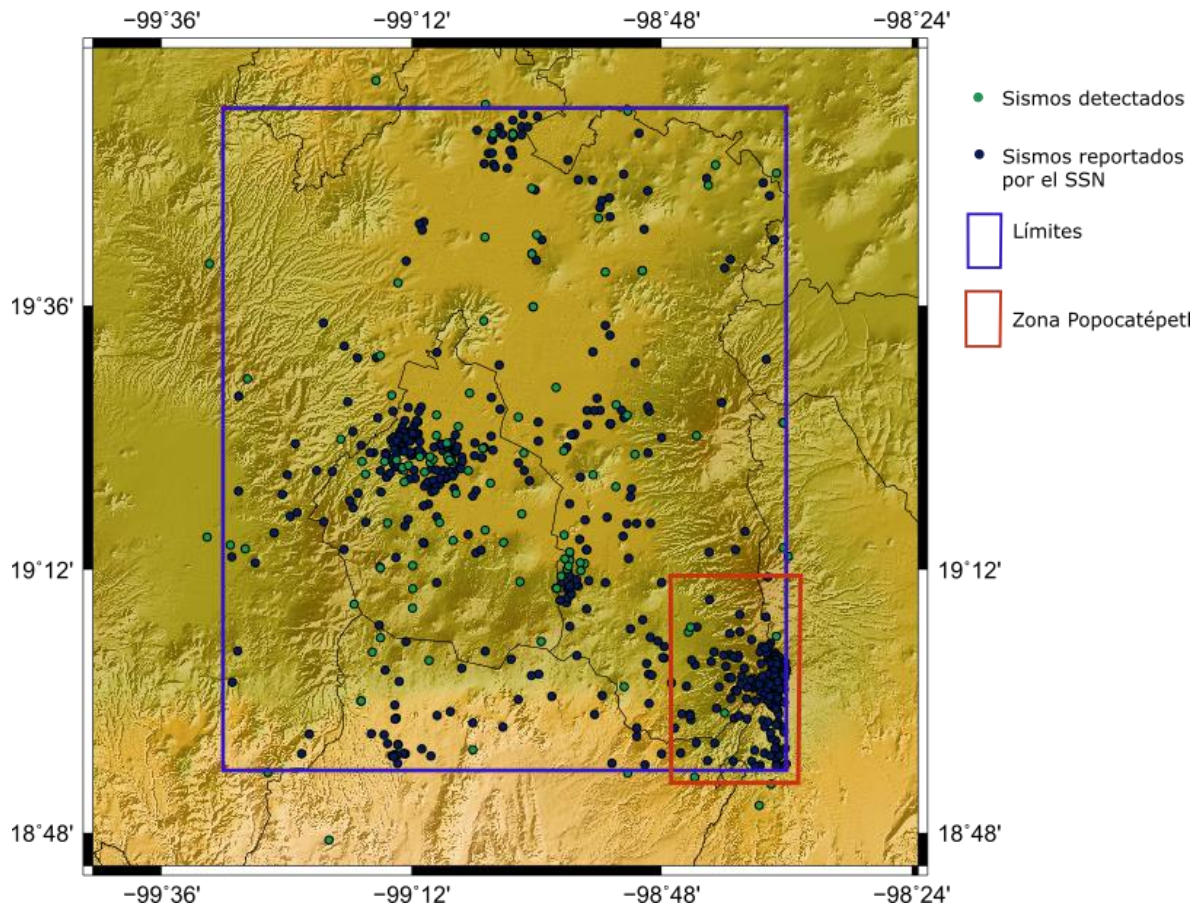


Figura 4.2. Localización de sismos reportados por el SSN y sismos detectados por el algoritmo de detección.

Dentro de este análisis, un aspecto importante a considerar es el tiempo computacional y la memoria de la computadora. El programa obtiene un modelo tridimensional de velocidades tomando el valor de espaciamiento elegido para crear las capas y calcula los tiempos de viaje a cada nodo de ese modelo tridimensional; por lo tanto, generar una malla con una cantidad de nodos bastante grande puede resultar muy tardado computacionalmente aunque adecuado para modelar el medio; sin embargo, se pueden tener resultados similares tanto en las detecciones como en la tomografía utilizando un malla con mayor espaciamiento y, por lo tanto, un menor número de nodos.

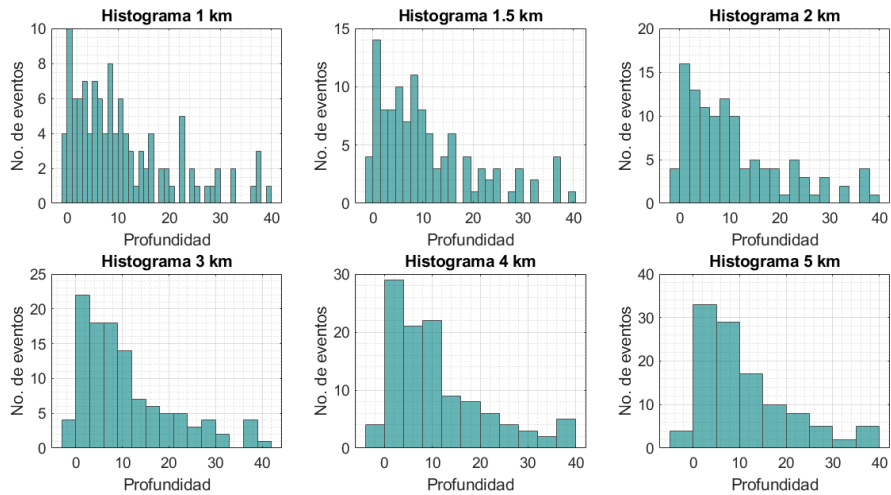


Figura 4.3. Histograma de profundidades de los sismos detectados.

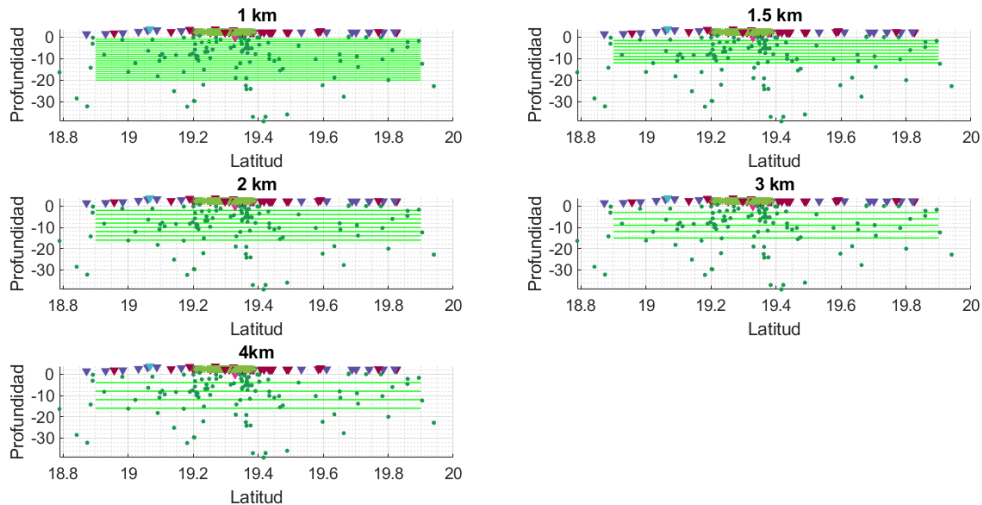


Figura 4.4. Perfiles para ejemplificar el espaciamento de la malla en profundidad. El título de cada figura indica el espaciamento de las líneas verdes, representando el espaciamento de los nodos a profundidad.

En este sentido, las Figura 4.3 y Figura 4.4 dan una vista de la profundidad dentro de los primeros 10 km donde se concentra la sismicidad. Un espaciamento de 5 km resultaría complicado de analizar y de obtener la suficiente información. El espaciamento de 1 km sería un espaciamento óptimo, pero si tomamos en consideración lo descrito en el párrafo anterior, es el que mayor tiempo computacional tendría. Con un espaciamento de 2 km se tiene una buena distribución de los sismos, lo que quiere decir que por lo menos cada dos kilómetros se tiene un sismo, esto mismo sucede con el espaciamento de 3 km, cada 3 kilómetros se tiene un sismo. Por lo que, con este espaciamento se pueden realizar buenos análisis de resolución permitiendo generar “checkerboards” con

recuadros de estas dimensiones, como lo realizado en la Figura 3.6, donde se confirma que el espaciamiento de 3 km es un espaciamiento adecuado.

Con el análisis de todos los datos en archivos de 24 horas desde 2006 a 2020 se detectaron 358 posibles eventos. Al realizar el análisis en SEISAN para visualizar las trazas y relocalizar, se encontraron los mismos problemas de algunas estaciones mal en tiempo en diferentes periodos y algunos posibles eventos contenían un número muy bajo de fases. Tomando en cuenta esto se descartaron eventos, quedando 84 eventos revisados. Por lo tanto, se tiene un total de 213 eventos detectados (129 sismos reportados por el SSN que fueron detectados y 84 sismos adicionales que fueron detectados y no reportados por el SSN) que conformaron el catálogo para la tomografía y se muestra su localización en la Figura 4.5, donde también se presenta en colores las profundidades de estos. Las estaciones que lograron detectar más sismos fueron PTVM, PPIG, PZIG y PBVM (distribución en la Figura 4.6). Se trazaron los rayos de los sismos a las estaciones en los que fueron detectados, en este caso es una representación donde se toma el viaje de los rayos en línea recta pero en la realidad no sucede así, sabemos que los rayos se llegan a curvar y, por otro lado, en este problema el algoritmo para la localización de los sismo resuelve la ecuación eikonal, así que los rayos presentados (Figura 4.7) tienen la finalidad de visualizar el volumen y área donde se puede obtener información para poder realizar una interpretación adecuada, en conjunto con las pruebas de resolución.

Por otro lado, la Figura 4.8 muestra la distribución de años, profundidades y magnitudes obtenidas del programa de detección, presentando un incremento al pasar los años, similar a lo reportado por el SSN debido a la instalación de estaciones. Las magnitudes se concentran entre 1.4 y 4.3 y la sismicidad se concentra entre los primeros 15 km de profundidad.

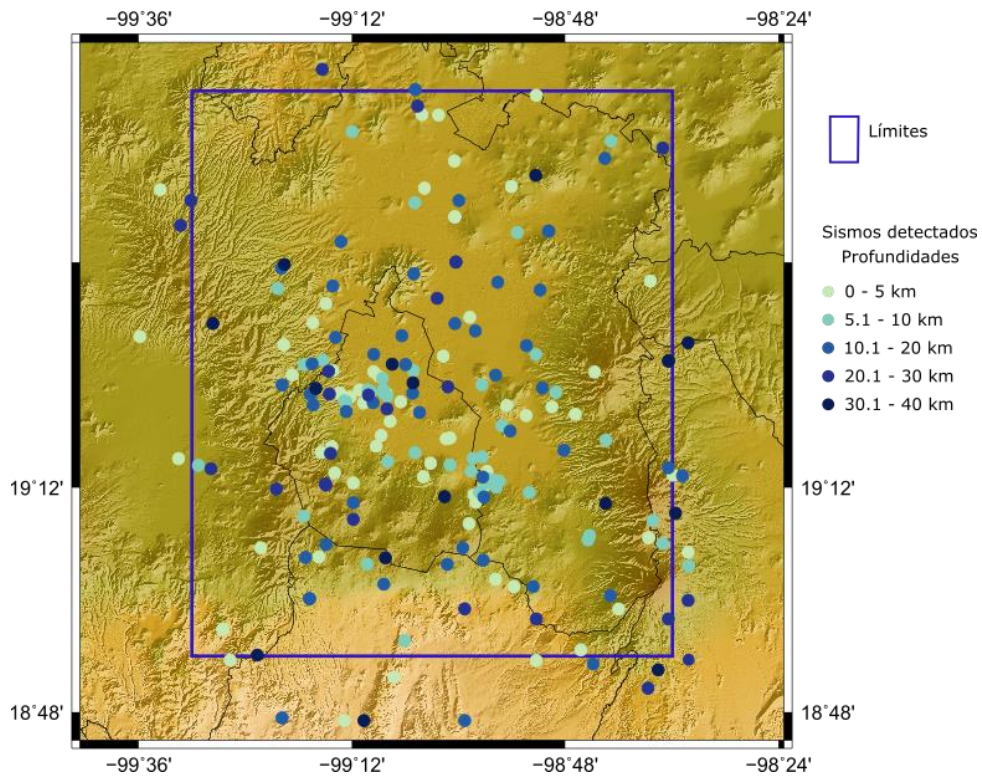


Figura 4.5. Localizaciones de los sismos detectados.

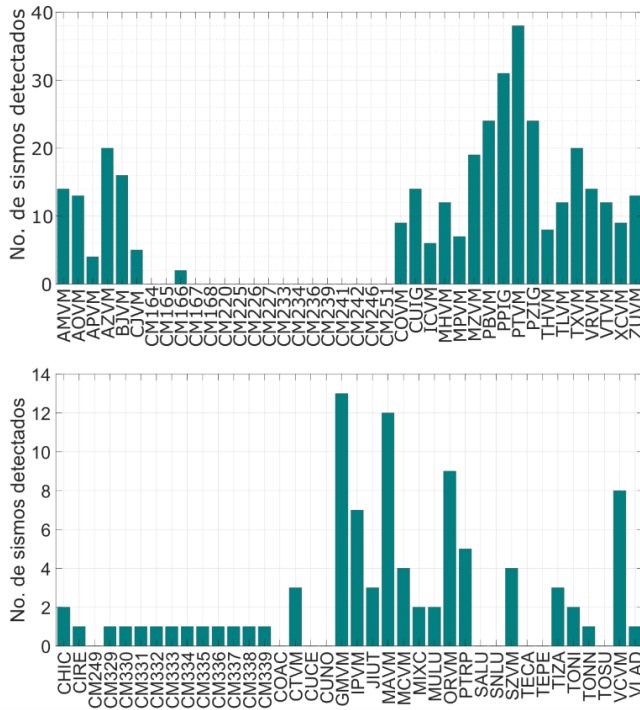


Figura 4.6. Sismos detectados en cada estación.

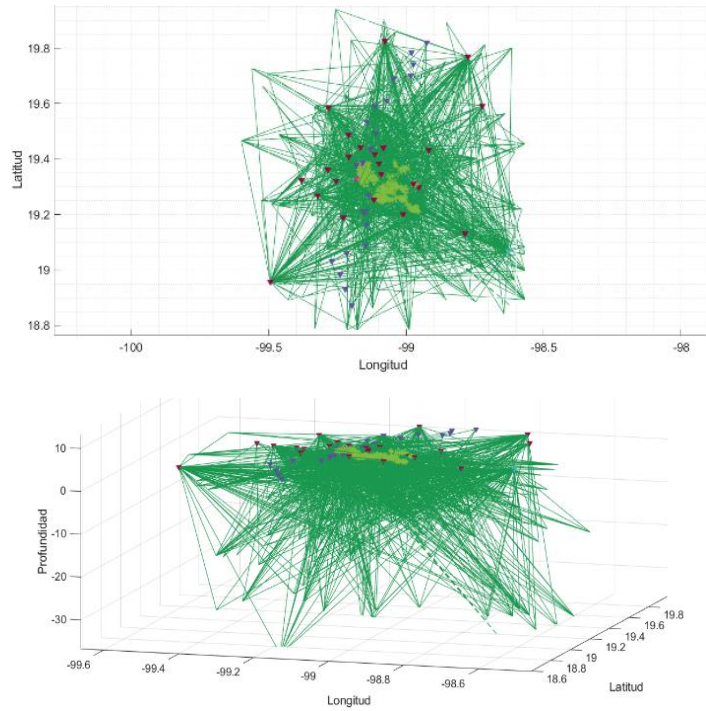


Figura 4.7. Trazado de rayos, del hipocentro a cada estación en la que fueron detectados.

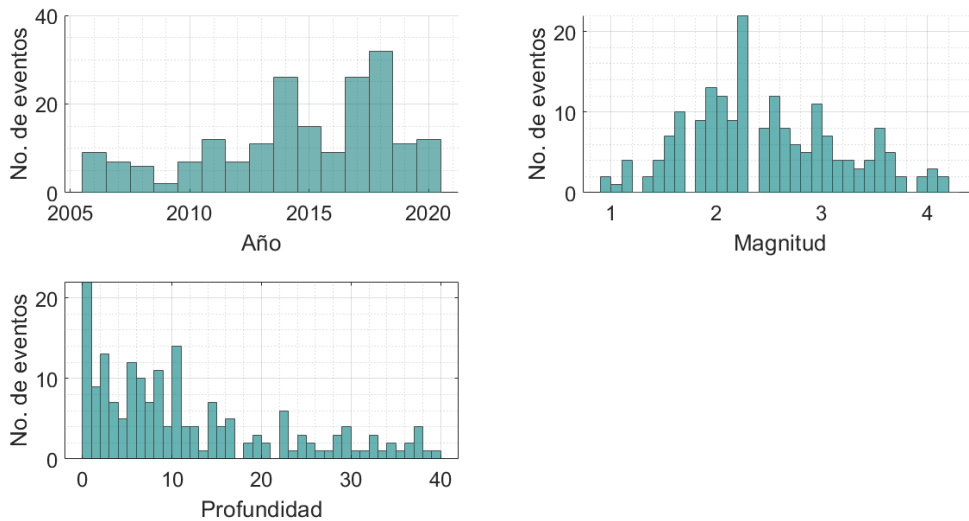


Figura 4.8. Distribución de profundidades y magnitudes obtenidas del programa de detección.

4.2 Tomografía

Para visualizar en secciones los resultados de la tomografía se realizaron seis perfiles (Figura 4.9). Estos perfiles se obtuvieron contemplando estructuras someras que el modelo puede observar debido a que la tomografía no tiene una profundidad mayor de 30 kilómetros debido a la

distribución de sismicidad detectada y validado por las pruebas de resolución que se presentan en el Anexo C.

Rasgos importantes son el cambio entre composiciones de terrenos tectonoestratigráficos y la presencia de fallas. La Figura 2.7, muestran la distribución de las distintas estructuras y características geológicas, así como la topografía que las delimita.

Los perfiles presentados a continuación, muestran cambios en las diferencias de velocidad. Una zona de tono cálida mostrará una zona donde la velocidad obtenida es menor que la del modelo 3D base, y las zonas de tonos fríos indicarán zonas donde hay un incremento de velocidad respecto a la velocidad base. Presentar las secciones permite diferenciar zonas muy características de la zona de estudio y de los rasgos más importantes que han caracterizado al Valle de México y su compleja estructura. La zona de lago, que está compuesta por sedimentos lacustres y con capas intercaladas de arcillas, la base de depósitos de la actividad volcánica de la FVTM y las actividades volcánicas de la SLC, SCh y SSC, se ven reflejadas en los perfiles.

Los cambios en los porcentajes de la diferencia de velocidad dan evidencia de estas composiciones, entendiendo que los decrementos nos podrían dar indicios de zonas de baja velocidad, asociadas a zonas de sedimentos mal compactados como lo es la zona del lago. Por otro lado, los incrementos de porcentajes de la diferencia de velocidades nos pueden indicar composiciones de rocas con mayores velocidades y estas se pueden asociar a rocas volcánicas.

Para poder interpretar los perfiles es importante asociarlos a las pruebas de sensibilidad ya que muestran zonas donde el modelo puede ser interpretado (Anexo C). Los perfiles presentados a continuación tienen su perfil topográfico y las líneas verticales de colores indican algún otro perfil que cortan, o si atraviesan zona de lago o zona de lomas así como algunas fallas (Figura 4.9). Las líneas horizontales de colores delimitan las unidades litológicas descritas en el Capítulo 2.3. La línea punteada color negro marca el nivel del mar y la línea punteada en rosa indica la zona que es interpretable como resultado de las pruebas de sensibilidad.

El perfil A-A' (Figura 4.10) presenta un cambio lateral de velocidades entre los 30 y 70 km de distancia a lo largo del perfil.

En el Perfil B-B' (Figura 4.11), se muestra que entre los 10 y 40 km a lo largo del perfil se encuentra un incremento considerable del porcentaje de la diferencia de velocidades, que se puede asociar a la SLC, por la actividad volcánica. Entre los 40 y 60 km de distancia a lo largo del perfil se

tienen porcentaje negativos y casi nulos, justo por debajo de la Zona de lago caracterizada por sedimentos lacustres.

Por su parte, el Perfil C-C' (Figura 4.12) muestra cerca de 7 km de espesor en la distancia de 25 a 40 km a lo largo del perfil, de material asociado a la SCh por el valor alto del porcentaje de la diferencia de velocidades. Prácticamente este perfil no cruza zona de lago, en su mayoría cubre la SCh, por lo que se puede asociar los altos valores de porcentaje en el perfil.

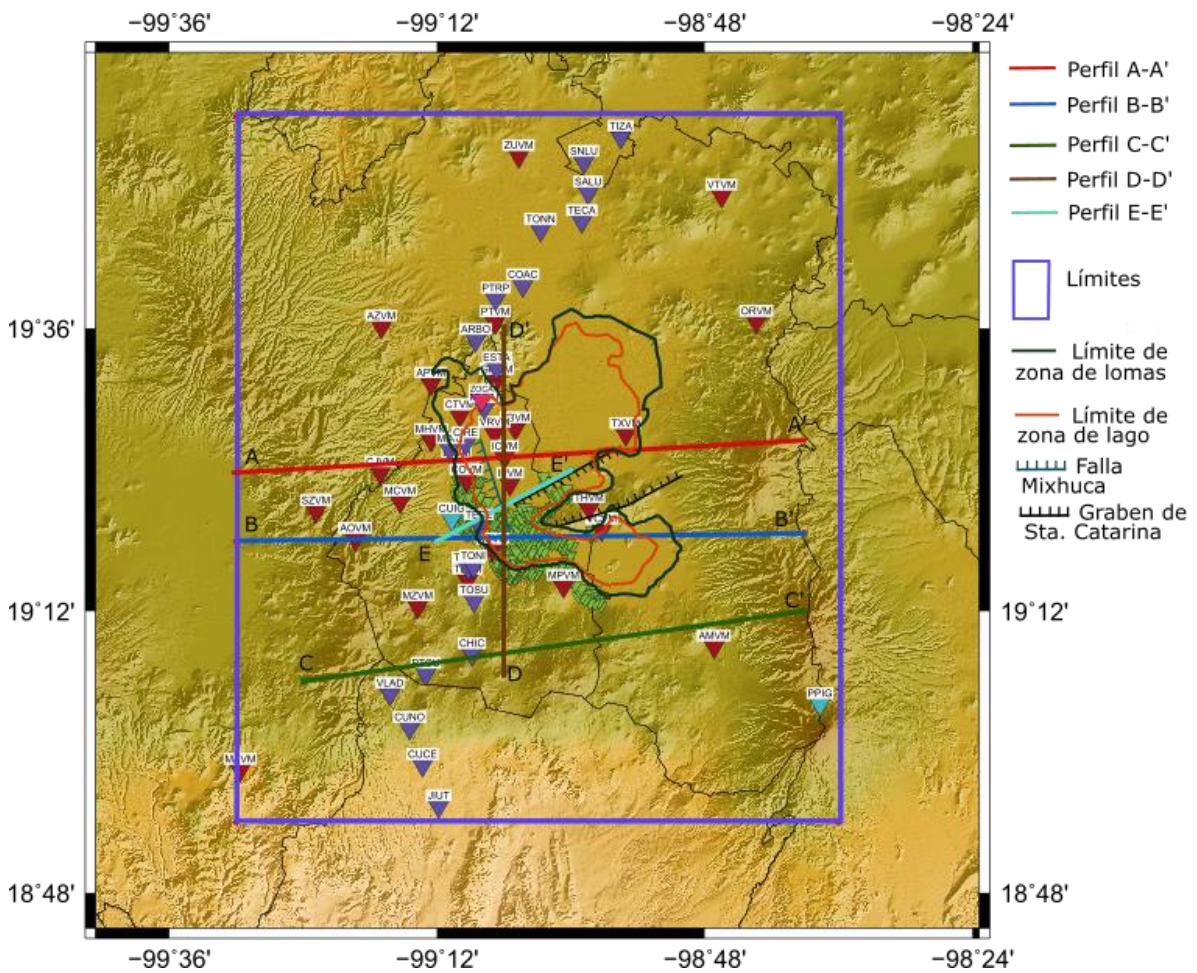


Figura 4.9. Mapa con perfiles para visualizar en secciones los resultados de la tomografía.

El Perfil D-D' (Figura 4.13) presenta cambios laterales de velocidad, entre los 12 y 20 km de distancia a lo largo del perfil, por debajo de una parte de la SCh y la zona de transición se tiene una anomalía de velocidad alta, donde el perfil corta a la falla Mixhuca y parte del Cerro de la Estrella (CE) el modelo no logra recuperar información, luego, por debajo de la Zona de lago se tiene una

anomalía de velocidad alta. El Perfil E-E' (Figura 4.14) pareciera no tener información sobre el nivel del mar, pero dentro de los 10 km de profundidad se presenta una anomalía de velocidad baja, por otro lado, se presenta una zona por debajo de los límites de la zona de lago y lomas que podrían indicar el contacto entre distintas litologías.

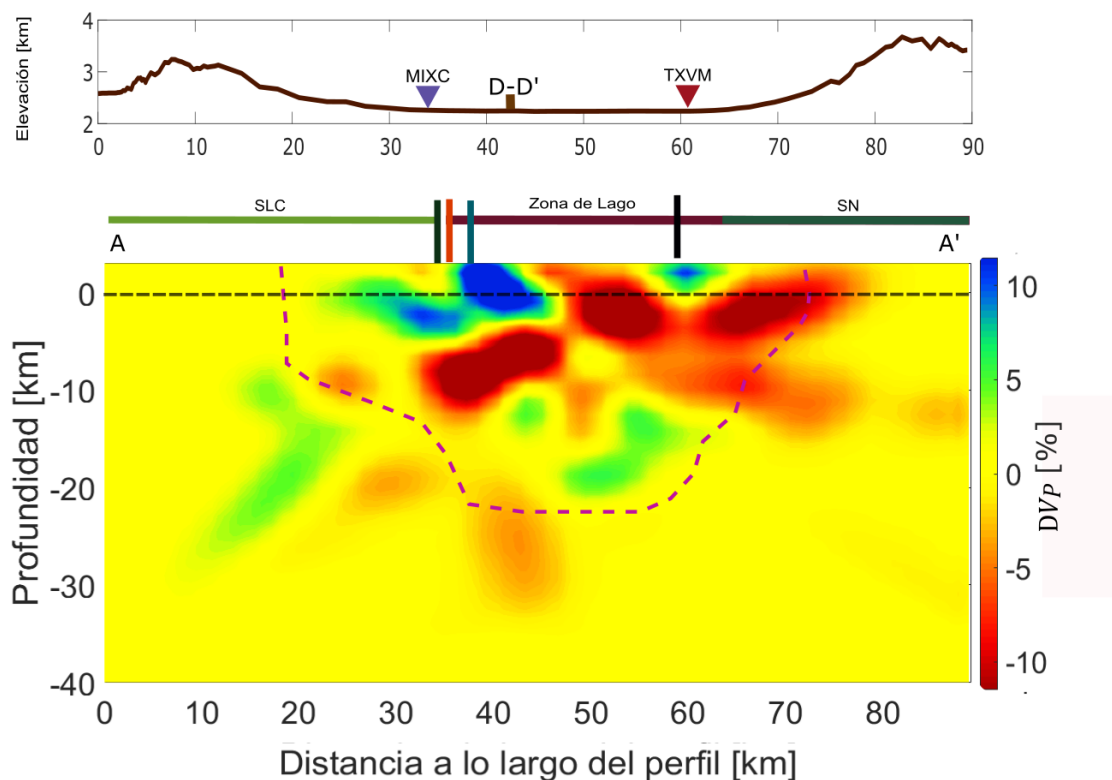


Figura 4.10. Perfil A-A'. Las líneas verticales de colores indican algún otro perfil que cortan, o si atraviesan zona de lago o zona de lomas, así como algunas fallas. Las líneas horizontales de colores delimitan las unidades litológicas descritas en el Capítulo 2.3. La línea punteada color negro marca el nivel del mar y la línea punteada en rosa indica la zona que es interpretable como resultado de las pruebas de sensibilidad.

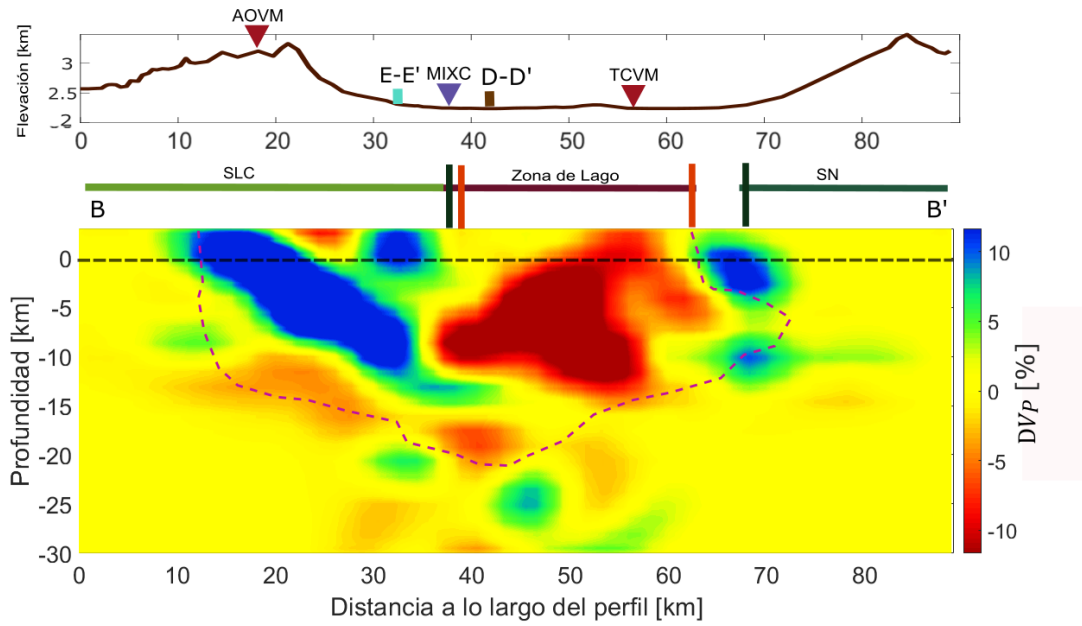


Figura 4.11. Perfil B-B'. Misma simbología que la Figura 4.11.

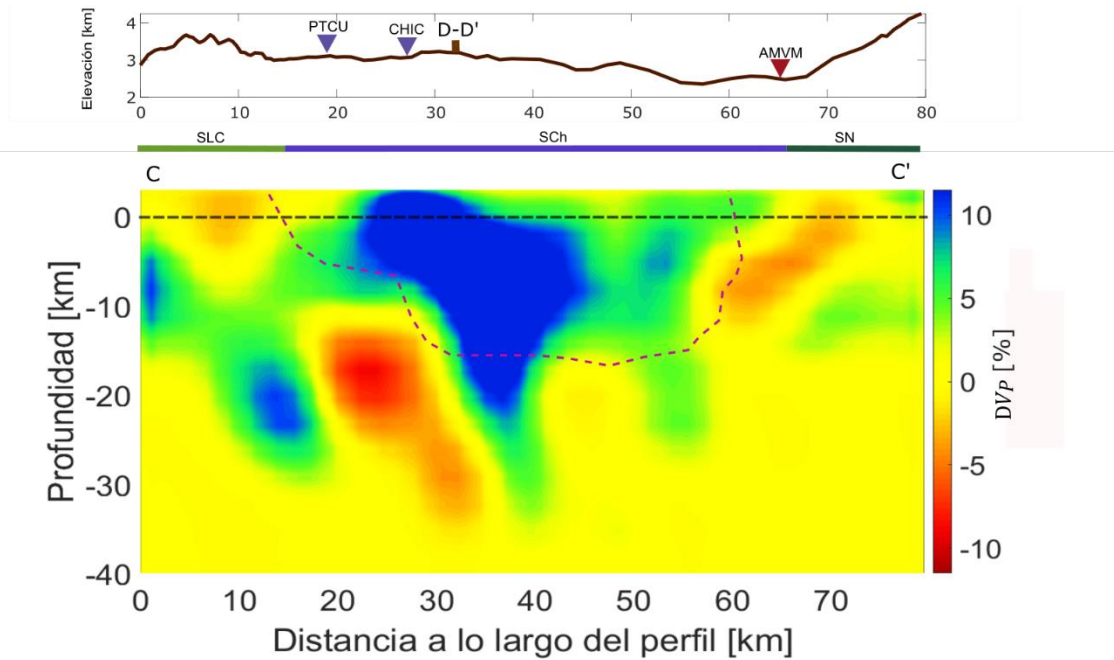


Figura 4.12. Perfil C-C'. Misma simbología que la Figura 4.11.

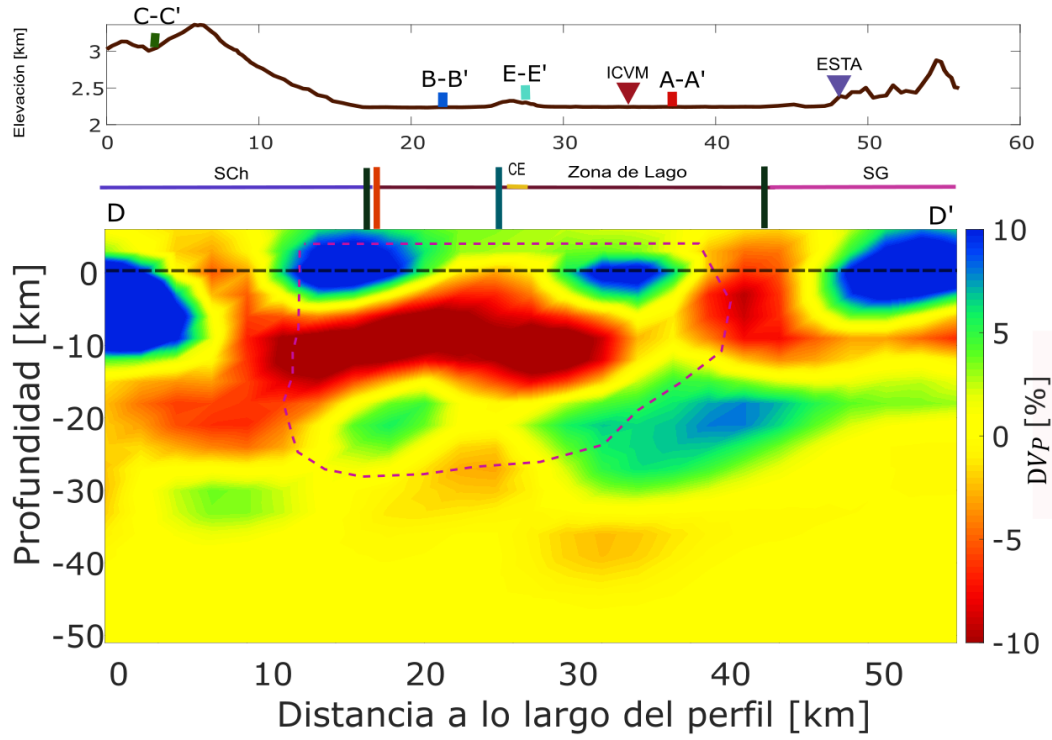


Figura 4.13. Perfil D-D'. Misma simbología que la Figura 4.11.

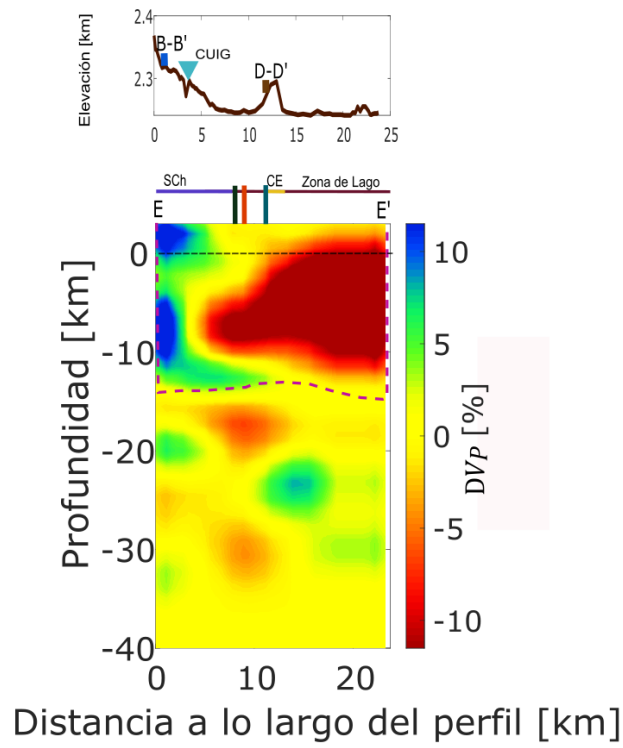


Figura 4.14. Perfil E-E'. Misma simbología que la Figura 4.11.

5 Discusión y conclusiones

5.1 Detección de sismos

Se lograron detectar 215 sismos, de los cuales, el 60 % fueron sismos reportados por el SSN; aunque en la zona de estudio fueron reportados 498 sismos únicamente se detectaron 129 de ellos. Algunos rasgos que se caracterizaron, de acuerdo con la observación de los registros y a su distribución espacial (localización reportada por el SSN), son que los sismos asociados a la actividad del volcán Popocatepetl son muy difíciles de detectar, debido a los niveles de ruido en las estaciones y por ser detectados únicamente por una o dos estaciones (PPIG y AMIG), las más cercanas. Es de notar que la actividad sísmica de esa zona tiene una red propia de monitoreo, la cual no fue utilizada en este trabajo pues determinar la estructura debajo del volcán no era el objetivo de este trabajo. Sin embargo, fue importante tomar en cuenta esta zona por las dos estaciones mencionadas, debido a que estas sí detectaron sismos con hipocentro más al centro de la zona de estudio, brindando trayectorias que la iluminaban.

Otro aspecto importante fue que sismos de baja magnitud reportados por el SSN fueron difíciles de detectar. Probablemente, una buena prueba sería darle al algoritmo más entrenamiento. Debido a que la forma en que el algoritmo hace la primera detección es resaltando una posible señal (evento) del ruido, así teniendo como antecedente los altos niveles de ruido que se generan dentro de la zona del Valle, se podría generar una forma de entrenamiento en la que el algoritmo pueda detectar a esos niveles de ruido.

Además de lo ya mencionado, se encontraron algunas estaciones que en ciertos periodos tenían mal el tiempo. Esto se pudo identificar con las revisiones detalladas de los registros. Así, se eliminaron estas estaciones en los periodos en los que presentaron dicho problema.

En general, los resultados de las detecciones, mostrados en la distribución espacial y el trazado de rayos (Figura 4.7), permitieron delimitar la zona de estudio a profundidad y asegurar que se tiene información a integrar dentro del proceso de la inversión tomográfica. Además de lo útil que fueron los resultados de las detecciones de eventos para la tomografía de este trabajo, ayudan a sumar información a los catálogos de sismicidad en la zona del Valle de México.

5.2 Tomografía de sismicidad local

Los perfiles mostrados fueron trazados o elegidos con el objetivo de poder apreciar cambios en litología o rasgos estructurales que se han reportado en la literatura y que la topografía de la zona evidencia. Un aspecto importante a observar dentro de los resultados se presenta en el Perfil A-A'. Se tomó parte de este perfil entre los 3 km sobre el nivel del mar y hasta 1 km por debajo del nivel del mar para correlacionarlo con un perfil presentado en el trabajo de (Arce et al., 2019) en la misma dirección (Figura 5.1). Los cambios abruptos de velocidad que se muestran en el perfil A-A' de este trabajo se podrían relacionar con las variaciones laterales de la litología. Como se observa en el perfil litológico, la variación es evidente y por supuesto la presencia de fallas, como es el caso de las fallas que forman al Graben de Santa Catarina que se correlacionan con el cambio lateral de velocidades observado en la tomografía a los 60 km de distancia.

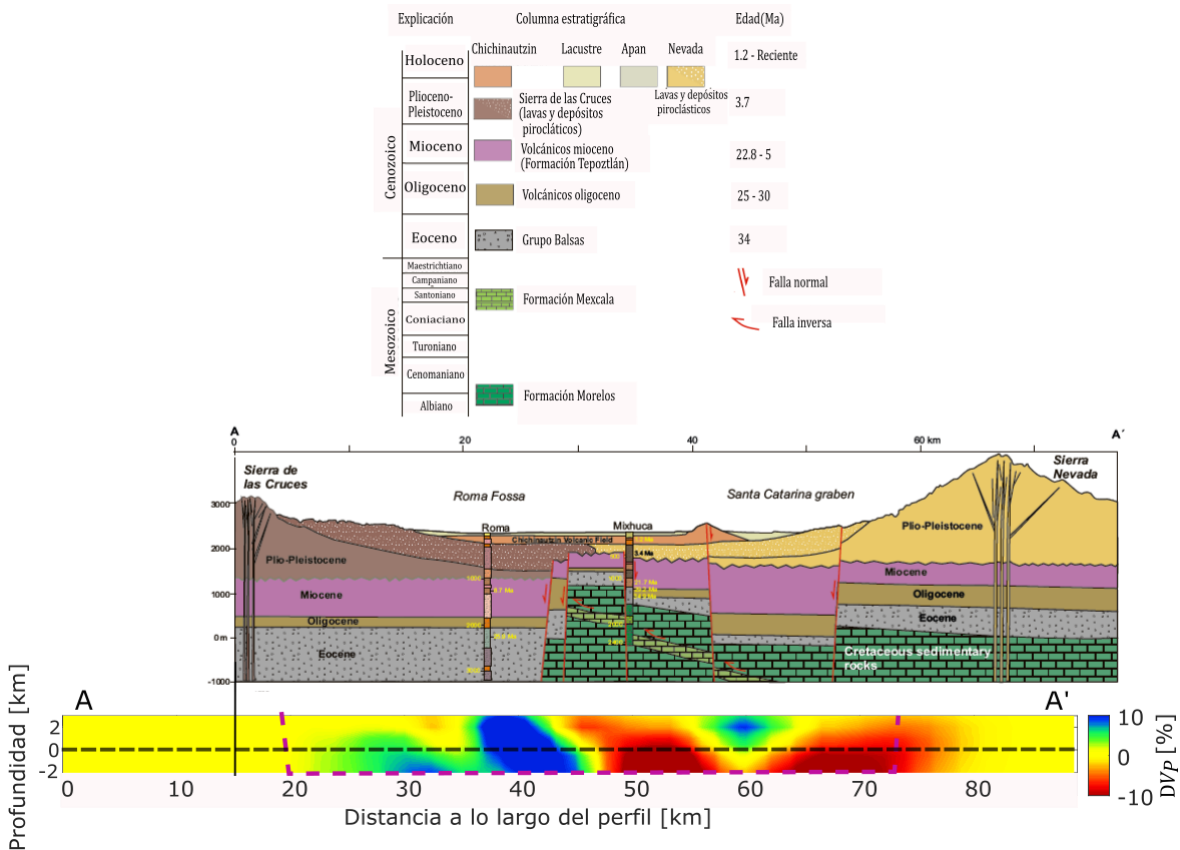


Figura 5.1. Correlación de corte presentado en el trabajo de Arce et al. (2019) y Perfil A-A' obtenido en este trabajo. Misma simbología que la Figura 4.11.

Por otro lado, en el perfil E-E' (Figura 4.14), en la zona muy somera, dentro de los 2.3 km sobre el nivel del mar (en los perfiles el 0 es el nivel del mar), se aprecian valores nulos y negativos del porcentaje de las diferencias de velocidades. Estos se pueden asociar con los bajos valores de velocidad de la cuenca debido al material característico blando y lacustre de la Zona del lago; aunque, por otro lado, no se podría asegurar que la inversión esté resolviendo dicha zona. En varios trabajos de simulación de ondas se han dado a la tarea de proponer geometrías de cuenca para resolver la propagación. Partiendo de esta idea, se tendría que generar un modelo de velocidades base que contenga dicha cuenca, como en los trabajos realizados por Baher y Davis (2001), donde se presenta un modelo base con la geometría de la cuenca de Los Ángeles. En dicho trabajo se obtiene como resultado principal una mejor delimitación de dicha cuenca.

Dentro de los 2.3 km sobre el nivel del mar (altitud promedio de la CDMX) se tiene un rasgo importante asociado con la capa de baja velocidad que es tomada en cuenta por Cruz-Atienza et al. (2016) en la inversión que realiza de funciones de receptor y que fue propuesta por Shapiro et al. (2001). El tener un valor casi nulo de porcentaje en los perfiles pueden indicar que el valor asignado a esta zona es correspondiente en el modelo base. En este caso, varios trabajos reportan un valor de velocidad de onda P que oscila entre 2.6 y 2.9 km/s. En el modelo base empleado en este trabajo, utilizado por el SSN para la localización de la sismicidad local, se asignó el valor de 2.698 km/s para la capa más somera hasta 2 km de profundidad.

Un aspecto importante es que los perfiles que cruzan la zona del lago muestran que por debajo de esta zona se tiene valores negativos del porcentaje dentro de los primeros 10 km, lo que lleva a concluir que, con respecto al modelo propuesto como base, se tiene una disminución de los valores de velocidad para esta zona y estos valores se encuentran dentro del orden del 10 % menores, dando paso a entender la variedad de modelos de velocidad de la corteza en esta zona. Por ejemplo, el modelo base tiene un valor de velocidad de onda P de 6.52 km/s a una profundidad de 9 km; mientras que en el caso del modelo de Cruz-Atienza (2010) se tiene una velocidad aproximada de 6 km/s, por lo que se podría asociar la velocidad del modelo de Cruz-Atienza (2010) con la diferencia observada del 10 % menor que el modelo base que se muestra en los perfiles.

5.3 Conclusiones

Los eventos detectados permitieron generar la tomografía, aunque sabiendo que no se lograron detectar todos los eventos reportados por el SSN, el rápido análisis de las señales demostró que las detecciones finales son buenas y confiables para ser introducidas como información inicial para la inversión tomográfica. Como aspecto principal que se propone y recomienda es el entrenamiento del programa de detección para mejorar los resultados en cuanto a la calidad, así como un estudio enfocado en el tipo al análisis y caracterización de las señales sísmicas que se generan en el Valle de México. Con la unión de los estudios de ruido sísmico y de sismos en la zona, se podría mejorar el programa de detección.

Los perfiles tomográficos permitieron observar zonas características correlacionándolas con las unidades que rodean al Valle de México, las variaciones laterales de velocidad vistas en dichos programas dan evidencia de la variabilidad lateral de velocidades de la corteza por debajo de la zona de estudio y que se ha reflejado en la variedad de estudios y resultados de los modelos de velocidad que se han presentado en la zona y que fueron presentados brevemente en este trabajo. La unión de varios modelos de velocidad que representen de manera más adecuada la zona del Valle de México, incluyendo las diferentes zonas, sería un modelo tridimensional ideal y que podría implementarse en trabajos futuros para delimitar mejor distintas zonas en imágenes tomográficas.

6 Referencias

Aguayo-Camargo, J. E., & Cordova, S. M. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 15-39.

Aguilar-Velázquez, M. J., Gil-Vargas, N. A., Pérez-Campos, X., Baena-Rivera, M., & Ramirez-Guzman, L. (2022). Spatial estimation of fundamental mode dispersion curves using geostatistical techniques. *Geophysical Journal International*, 228(3), 1946-1961.

Aguirre-Díaz, G. J., López-Martínez, M., & Rendón-Márquez, G. (2006). La Caldera de La Catedral, Sierra de Las Cruces, una caldera al norponiente de la Ciudad de México. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: Puerto Vallarta, Jal., México, GEOS, 26, abstract*, 160-161.

Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., & Ferrari, L. (1998). Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology*, 26(7), 591-594.

Arce, J. L., Cervantes, K. E., Macías, J. L., & Mora, J. C. (2005). The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian–subplinian eruption of Nevado de Toluca in central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(1-2), 125-143.

Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., Macías-Romo, M. D. C., Morales-Casique, E., ... & Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.

Atwater, T., y Stock, J.M. (1998). Pacific–North America plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: an update. *International Geology Review* 40 (5), 375–402.

Baher, S. A., y Davis, P. M. (2003). An application of seismic tomography to basin focusing of seismic waves and Northridge earthquake damage. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).

Bello, D. (2013). Parámetros de la fuente de sismos con epicentro en el Valle de México durante 2008-2012. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM.

Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64, 476-497.

Bodin, P., Gomberg, J., Singh, S. K., & Santoyo, M. (1997). Dynamic deformations of shallow sediments in the Valley of Mexico, Part I: Three-dimensional strains and rotations recorded on a seismic array. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 528-539.

Cadoux, A., Missenard, Y., Martinez-Serrano, R. G., & Guillou, H. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, 148(3), 492-506.

Campa-Uranga, M. F. (1965). Breve análisis petrográfico de la sierra de Guadalupe. Instituto Politécnico Nacional. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Tesis de Licenciatura.

Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J., Hermann, R.B. (1996). Crustal structure of south of the Mexican volcanic belt, base don group velocity dispersión. *Geof. Int.* 35 no. 4 p.p. 361-370.

Cantagrel, J. M., & Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of volcanology and geothermal research*, 5(1-2), 99-114.

Capon, J. (1970). Application of signal detection and estimation theory to the large-array seismology, *Proc. IEEE* 58, 170-181.

Carr, M. J., Feigenson, M. D., Patino, L. C., & Walker, J. A. (2003). Volcanism and geochemistry in Central America: Progress and problems. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 138, 153-174.

Carrasco-Núñez, G., Milán, M., and Verma, S. P. (1989). Geología del Volcán Zamorano, estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 194–201.

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., & Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Bulletin*, 123(9-10), 1776-1797.

Cerca Martínez, L. M. (1998). Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato: M.Sc. Thesis, Dept. of Geology, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, 119 p.

Chávez-García, F. J., & Quintanar, L. (2010). Velocity structure under the Trans-Mexican Volcanic Belt: preliminary results using correlation of noise. *Geophysical Journal International*, 183(2), 1077-1086.

Cruz-Atienza, V. M., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Shapiro, N. M., & Singh, S. K. (2010). Crustal structure below the Valley of Mexico estimated from receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 3304-3311.

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*, 6(1), 38807.

del Socorro Lozano-García, M., & Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99(2), 77-93.

Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.

DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos–Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters* 28, 4043–4046.

DeMets, C., Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle. *Tectonophysics* 318, 119–159.

De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J.J., Mitre-Salazar, L.M (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología. UNAM. MEXICO*, 104, 1-71.

Espíndola, V. H., Quintanar, L., & Espíndola, J. M. (2017). Crustal Structure beneath Mexico from Receiver Functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5), 2427-2442.

Ferrusquía-Villafranca, I. (1996). Contribución al conocimiento geológico de Chiapas—El área Ixtapa-Soyaló: *Boletín 109*, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 130 p.

Ferrari, L., Esquivela, T. O., Navarroa, M., López-Quiroza, P., & Lunab, L. Digital Geologic Cartography and Geochronologic Database of the Trans-Mexican Volcanic Belt and Adjoining Areas \$ Cartografía Geológica Digital y Base de Datos Geocronológica del Cinturón Volcánico Transmexicano y Áreas Contiguas.

Ferrari, L., Nelson, S. A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G., and Venegas-Salgado, S. (1997). Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt, *in* Magmatism and Tectonics in Central and Northwestern Mexico—A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 85–29.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306.

Ferrari, L., Garduño, V. H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G., & Vaggelli, G. (1994). A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofísica Internacional*, 33(1).

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

Flores, H.E., & Aguirre, J. G. (2003). SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. *Geofísica Internacional*, 42(2), 227-236.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133-150.

García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., & Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(1), 158-178.

García-Tovar, G. P., & Martínez-Serrano, R. G. (2011). Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(2), 301-322.

Gastil, G., Krummenacher, D., and Jensky, A.W. (1979). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Summary: Geological Society of America Bulletin, part I, v. 90, p. 15–18.

Gilbert, C. M., Mahood, G., and Carmichael, I. S. E. (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24(1), p. 169–191.

González Torres, E. A., Morán Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 285-297.

Hasenaka, T., and Carmichael, I. S. E. (1985). The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, p. 105–124.

Hausback, B. (1984). Cenozoic volcanic and tectonics evolution of Baja California sur, Mexico, in Frizzell, V., ed., *Geology of Baja California peninsula: Pacific Section: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. 199, p. 219–236.

Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismol. Res. Lett.*, 70(5), 532-534.

Husker, A., & Davis, P. M. (2009). Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B4).

Jongmans, D., Demanet, D., Horrent, C., Campillo, M., & Sanchez-Sesma, F. J. (1996). Dynamic soil parameters determination by geophysical prospecting in Mexico City: implication for site effect modeling. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15(8), 549-559.

Kagawa, T. A. K. A. O. (1996). Estimation of velocity structures beneath Mexico City using microtremor array data. In *Proceeding of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico*.

Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., Larson, K. M., Lowry, A. R., & Bilham, R. (2003). A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 30(15).

Kushnir, A. F., Lapshin, V. M., Pinsky, V. I., & Fyen, J. (1990). Statistically optimal event detection using small array data. *Bulletin of the seismological society of america*, 80(6B), 1934-1950.

Lermo, J., Rodriguez, M., & Singh, S. K. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data. *Earthquake spectra*, 4(4), 805-814.

Lonsdale, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California: Chapter 7: Part III. Regional geophysics and geology.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.

López-Infanzon, M. (1990). Petrologic study of the volcanic rocks in the Sierra de Chiconquiaco— Palma Sola, central Veracruz, Mexico. Tesis de Maestría, New Orleans, Tulane University, 140 p.

Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico. *Quaternary Research*, 40(3), 332-342.

Lozano-García, S., & Sosa-Nájera, S. (2015). Análisis palinológico del Cenozoico de la cuenca de México: el registro polínico de los pozos Texcoco-I y San Lorenzo Tezonco. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 245-253.

Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., & Zamorano-Orozco, J. (1994). Geomorfología de la sierra de Santa Catarina, DF, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 43-52.

Manea V.C., Manea M., Ferrari L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America: *Tectonophysics*, v. 609, p. 56-81.

Matsuoka, T., & Ezaka, T. (1992). Ray tracing using reciprocity. *Geophysics*, 57(2), 326-333.

McDowell, F. W., Clabaugh, S. E., Chapin, C. E., & Elston, W. E. (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 113-124.

Montes, A. S., & Hubp, J. L. (1996). Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 10.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S., & Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 383-394.

Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, v. 12, p. 55-70.

Mooser, F., Nairn, A. E., & Negendank, J. F. (1974). Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.

Mooser, F. (1975). Historia geológica de la Cuenca de México, in memoriam de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal: México, D.F., Departamento del Distrito Federal. T. 1, p 7-38 y mapa geológico.

Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chavez, P., & Tolson, G. (1996). Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4), 51-65.

Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., & Rosas-Elguera, J. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3), 347-363.

Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 514-523.

Nixon, G. T. (1989). The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico.

Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., & Harakal, J. E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1), 109-158.

Nolet, G. (2008). A breviary of seismic tomography. Imaging the interior of the Earth and the Sun. Cambridge University Press.

Ordóñez, E. (1895). Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México. Instituto de Geológico de México. Boletín 2, 46 p.

Ortega, R., Herrmann, R. B., & Quintanar, L. (2003). Earthquake ground-motion scaling in central Mexico between 0.7 and 7 Hz. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(1), 397-413.

Ortega, R., & Quintanar, L. (2005). A study of the local magnitude scale in the basin of Mexico: mutually consistent estimates of log a_0 and ground-motion scaling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 605-613.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., & Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., & De Agostini, G. (1991). *Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico* (p. 21). Geological Society of America.

Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., & Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 35(7).

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., ... & Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical research letters*, 35(18).

Perez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W., and Solorio-Munguía, J. G. (1997). Bosquejo de la evolución geológica del volcán Palo Huérfano, Guanajuato: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 174–183.

Podvin, P., & Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1), 271-284.

Del Pozzo, A. M. (1982). Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45, 9-24.

Quintanar, L., Cárdenas-Ramírez, A., Bello-Segura, D. I., Espíndola, V. H., Pérez-Santana, J. A., Cárdenas-Monroy, C., ... & Rodríguez-Rasilla, I. (2018). A seismic network for the Valley of Mexico: Present status and perspectives. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 356-362.

Quintanar, L., Rodríguez-González, M., & Campos-Enríquez, O. (2004). A shallow crustal earthquake doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3), 845-855.

Rawles, C., & Thurber, C. (2015). A non-parametric method for automatic determination of P-wave and S-wave arrival times: application to local micro earthquakes. *Geophysical Journal International*, 202(2), 1164-1179.

Roecker, S., Thurber, C., Roberts, K., & Powell, L. (2006). Refining the image of the San Andreas Fault near Parkfield, California using a finite difference travel time computation technique. *Tectonophysics*, 426(1-2), 189-205.

Romo, M. P., & Ovando, E. (1996, June). Modelling the dynamic behaviour of Mexican clays. In *Proc. XI International Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, México, Elsevier Science*, http://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/11_1028. PDF.

Rossotti, A., Prosperi, G., Ferrari, L., and Rosas- Elguera, J. (1997). Silicic volcanism in the Guadalajara region, western Mexico: Evidence for a massive ancestor of the La Primavera caldera: Proceedings of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior (IAVCEI) General Assembly, p. 16.

Scheubel, F. R., Clark, K. F., & Porter, E. W. (1988). Geology, tectonic environment, structural controls in the San Martin de Bolaños District, Jalisco. *Economic Geology*, 83(8), 1703-1720.

Severinghaus, J., Atwater, T., & Wernicke, B. P. (1990). Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America. *Basin and range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada: Geological Society of America Memoir*, 176, 1-22.

Shapiro, N. M., Singh, S. K., Almora, D., & Ayala, M. (2001). Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico. *Geophysical Journal International*, 147(3), 517-527.

Singh, S. K., & Pardo, M. (1993). Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical research letters*, 20(14), 1483-1486.

Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., & Vasquez, R. (1995). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico?. *Geophysical Research Letters*, 22(4), 481-484.

Singh, S. K., Santoyo, M., Bodin, P., & Gomberg, J. (1997). Dynamic deformations of shallow sediments in the Valley of Mexico, Part II: Single-station estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), 540-550.

Shearer, P. M. (1999). *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press.

Siebe, C., Abrams, M., & Macías, J. L. (1995). Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual como del volcán Popocatepetl. In *Volcán Popocatepetl estudios realizados durante la crisis de 1994-1995* (pp. 195-220).

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., & Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.

Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.

Vidale, J. (1988). Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 2062-2076.

7 Anexos

Anexo A

Tabla A.1. Especificaciones de estaciones de red del SSN

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio
1	IG	CUIG	19.329	-99.178	2268	2000	1	1
2	IG	PPIG	19.067	-98.628	2268	2000	1	1

Tabla A.2. Especificaciones de estaciones de la RSVM.

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio
1	VM	AMVM	19.132	-98.786	2458	2009	1	20
2	VM	AZVM	19.585	-99.283	2415	2008	12	18
3	VM	MAVM	18.957	-99.494	1842	2009	7	1
4	VM	MZVM	19.189	-99.229	3510	2006	7	1
5	VM	ORVM	19.592	-98.723	2888	2007	6	27
6	VM	PBVM	19.441	-99.083	2304	2008	9	28
7	VM	PTVM	19.591	-99.113	2897	2006	11	8
8	VM	SZVM	19.324	-99.381	3351	2006	7	4
9	VM	TXVM	19.433	-98.918	2242	2009	7	2
10	VM	VCVM	19.298	-98.954	2238	2007	10	24
11	VM	VTVM	19.77	-98.775	2460	2009	1	7
12	VM	ZUVM	19.826	-99.078	2285	2009	6	3
13	VM	AOVM	19.268	-99.322	3732	2010	1	1
14	VM	APVM	19.488	-99.209	2265	2010	1	1
15	VM	BJVM	19.375	-99.171	2246	2010	1	1
16	VM	CJVM	19.362	-99.285	2204	2010	1	1
17	VM	COVM	19.351	-99.156	2178	2010	1	1
18	VM	CTVM	19.443	-99.166	2238	2010	1	1
19	VM	GMVM	19.493	-99.111	2245	2010	1	1
20	VM	ICVM	19.384	-99.099	2235	2010	1	1
21	VM	IPVM	19.346	-99.091	2372	2010	1	1
22	VM	MCVM	19.321	-99.255	2637	2010	1	1
23	VM	MHVM	19.408	-99.209	2336	2010	1	1
24	VM	MPVM	19.201	-99.011	2274	2010	1	1
25	VM	THVM	19.311	-98.973	2256	2010	1	1
26	VM	TLVM	19.21	-99.154	2697	2010	1	1
27	VM	VRVM	19.418	-99.114	2230	2010	1	1
28	VM	XCVM	19.253	-99.117	2281	2010	1	1

Tabla A.3. Especificaciones de estaciones de MASE

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
1	TO	JIUT	18.8719	-99.1975	1462	2005	9	1	2007	4	30
2	TO	CUCE	18.9306	-99.2216	1567	2005	5	1	2007	4	30
3	TO	CUNO	18.9834	-99.2409	1907	2005	7	1	2007	4	30
4	TO	VLAD	19.0317	-99.2702	2580	2005	7	1	2007	4	30
5	TO	PTCU	19.0601	-99.2168	3226	2005	12	1	2007	4	30
6	TO	CHIC	19.0881	-99.1479	3307	2005	11	1	2007	4	30
7	TO	TOSU	19.1636	-99.1446	2922	2006	1	1	2007	4	30
8	TO	TONO	19.2096	-99.153	2779	2005	5	1	2007	4	30
9	TO	TONI	19.2124	-99.146	2832	2005	8	1	2007	4	30
10	TO	TEPE	19.2706	-99.1373	2295	2005	5	1	2007	4	30
11	TO	MIXC	19.3784	-99.1808	2274	2005	9	1	2007	4	30
12	TO	CIRE	19.3868	-99.1574	2257	2005	8	1	2007	4	30
13	TO	MULU	19.4368	-99.1296	2061	2005	8	1	2007	4	30
14	TO	ESTA	19.4931	-99.1111	2301	2005	10	1	2007	4	30
15	TO	ARBO	19.5329	-99.1423	2268	2005	6	1	2007	4	30
16	TO	PTRP	19.5913	-99.1125	2915	2006	1	1	2007	4	30
17	TO	COAC	19.6104	-99.0718	2341	2005	10	1	2007	4	30
18	TO	TONN	19.6887	-99.0453	2258	2005	5	1	2007	4	30
19	TO	TECA	19.7011	-98.9838	2270	2005	5	1	2007	4	30
20	TO	SALU	19.7414	-98.974	2266	2005	10	1	2007	4	30
21	TO	SNLU	19.7846	-98.9806	2289	2005	5	1	2007	4	30
22	TO	TIZA	19.8201	-98.9255	2384	2005	10	1	2007	4	30

Tabla A.4. Especificaciones de estaciones de la red de IINGEN

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
1	SC	M001	19.206897	-98.955027	2248	2017	6	1	2017	6	6
2	SC	M002	19.214637	-98.955213	2243	2017	6	1	2017	6	6
3	SC	M003	19.217674	-98.958429	2245	2017	6	2	2017	6	6
4	SC	M004	19.212065	-98.957699	2245	2017	6	2	2017	6	6
5	SC	M005	19.216515	-98.963224	2242	2017	6	1	2017	6	6
6	SC	M006	19.210549	-98.964443	2243	2017	6	1	2017	6	6
7	SC	M007	19.222882	-98.962715	2246	2017	6	1	2017	6	5
8	SC	M008	19.229044	-98.963613	2242	2017	6	1	2017	6	5
9	SC	M009	19.225165	-98.964195	2248	2017	6	1	2017	6	5
10	SC	M010	19.225432	-98.968999	2244	2017	6	1	2017	6	5

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
11	SC	M011	19.221119	-98.968177	2243	2017	6	1	2017	6	5
12	SC	M012	19.216079	-98.973476	2249	2017	6	1	2017	6	5
13	SC	M013	19.210813	-98.971365	2259	2017	6	1	2017	6	5
14	SC	M014	19.218565	-98.974736	2246	2017	6	1	2017	6	5
15	SC	M015	19.222129	-98.977604	2243	2017	6	1	2017	6	5
16	SC	M016	19.215125	-98.979055	2250	2017	6	1	2017	6	5
17	SC	M017	19.219274	-98.982381	2247	2017	6	1	2017	6	5
18	SC	M018	19.220262	-98.988639	2251	2017	6	1	2017	6	5
19	SC	M019	19.226703	-98.986861	2248	2017	6	8	2017	6	12
20	SC	M020	19.230851	-98.984244	2245	2017	6	8	2017	6	12
21	SC	M021	19.235343	-98.993711	2248	2017	6	8	2017	6	12
22	SC	M022	19.242329	-98.999524	2256	2017	6	8	2017	6	8
23	SC	M023	19.250047	-99.006509	2246	2017	6	8	2017	6	12
24	SC	M024	19.246685	-99.010362	2290	2017	6	8	2017	6	12
25	SC	M025	19.250161	-99.014378	2274	2017	6	8	2017	6	11
26	SC	M026	19.255018	-99.00762	2242	2017	6	8	2017	6	11
27	SC	M027	19.25831	-99.004205	2240	2017	6	8	2017	6	11
28	SC	M028	19.2627	-99.004138	2243	2017	6	8	2017	6	11
29	SC	M029	19.268764	-99.004229	2244	2017	6	8	2017	6	11
30	SC	M030	19.26172	-99.014731	2241	2017	6	8	2017	6	11
31	SC	M031	19.255613	-99.017814	2253	2017	6	8	2017	6	12
32	SC	M032	19.257227	-99.020804	2252	2017	6	8	2017	6	12
33	SC	M033	19.260015	-99.016415	2242	2017	6	8	2017	6	12
34	SC	M034	19.263618	-99.027035	2246	2017	6	8	2017	6	12
35	SC	M035	19.258893	-99.025912	2251	2017	6	8	2017	6	12
36	SC	M036	19.257845	-99.036951	2248	2017	6	8	2017	6	12
37	SC	M037	19.286992	-99.012782	2245	2017	6	15	2017	6	19
38	SC	M038	19.278804	-99.000876	2240	2017	6	15	2017	6	19
39	SC	M039	19.291701	-98.997582	2247	2017	6	15	2017	6	19
40	SC	M040	19.288619	-99.005016	2243	2017	6	15	2017	6	19
41	SC	M041	19.287914	-99.010327	2245	2017	6	15	2017	6	19
42	SC	M042	19.295234	-99.002484	2247	2017	6	15	2017	6	19
43	SC	M043	19.306957	-98.971548	2245	2017	6	15	2017	6	19
44	SC	M044	19.307623	-98.968236	2246	2017	6	15	2017	6	19
45	SC	M045	19.307828	-98.962515	2243	2017	6	15	2017	6	19
46	SC	M046	19.31026	-98.965866	2245	2017	6	15	2017	6	19
47	SC	M047	19.310024	-98.969313	2252	2017	6	15	2017	6	19
48	SC	M048	19.313345	-98.968451	2251	2017	6	15	2017	6	19
49	SC	M049	19.288708	-99.012955	2245	2017	6	15	2017	6	19
50	SC	M050	19.294807	-99.01409	2246	2017	6	15	2017	6	19

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
51	SC	M051	19.292868	-99.016051	2248	2017	6	15	2017	6	19
52	SC	M052	19.299576	-99.014559	2257	2017	6	15	2017	6	19
53	SC	M053	19.29881	-99.019827	2245	2017	6	15	2017	6	19
54	SC	M054	19.295717	-99.021838	2247	2017	6	15	2017	6	19
55	SC	M055	19.255316	-99.048603	2245	2017	6	22	2017	6	26
56	SC	M056	19.25216	-99.05138	2248	2017	6	22	2017	6	26
57	SC	M057	19.252479	-99.056564	2247	2017	6	22	2017	6	26
58	SC	M058	19.248935	-99.059318	2251	2017	6	22	2017	6	26
59	SC	M059	19.254322	-99.061403	2247	2017	6	22	2017	6	26
60	SC	M060	19.257367	-99.065254	2242	2017	6	22	2017	6	26
61	SC	M061	19.255152	-99.070257	2242	2017	6	21	2017	6	26
62	SC	M062	19.252277	-99.0765	2243	2017	6	21	2017	6	26
63	SC	M063	19.249241	-99.078814	2244	2017	6	21	2017	6	26
64	SC	M064	19.245694	-99.08364	2240	2017	6	22	2017	6	26
65	SC	M065	19.253486	-99.081404	2238	2017	6	21	2017	6	26
66	SC	M066	19.258633	-99.079871	2236	2017	6	22	2017	6	26
67	SC	M067	19.247739	-99.088207	2242	2017	6	22	2017	6	26
68	SC	M068	19.250442	-99.08662	2240	2017	6	22	2017	6	26
69	SC	M069	19.251056	-99.091405	2239	2017	6	22	2017	6	26
70	SC	M070	19.250224	-99.0969	2241	2017	6	22	2017	6	26
71	SC	M071	19.248892	-99.09024	2239	2017	6	22	2017	6	26
72	SC	M072	19.246339	-99.091758	2243	2017	6	22	2017	6	26
73	SC	M073	19.252745	-99.092322	2240	2017	6	29	2017	7	3
74	SC	M074	19.251993	-99.097293	2241	2017	6	29	2017	7	3
75	SC	M075	19.250929	-99.09907	2242	2017	6	29	2017	7	3
76	SC	M076	19.252513	-99.104099	2245	2017	6	29	2017	7	3
77	SC	M077	19.253899	-99.098436	2240	2017	6	29	2017	7	3
78	SC	M078	19.254486	-99.101641	2241	2017	6	29	2017	7	3
79	SC	M079	19.256344	-99.099394	2239	2017	6	29	2017	7	3
80	SC	M080	19.256622	-99.107383	2249	2017	6	29	2017	7	4
81	SC	M081	19.259131	-99.103152	2240	2017	6	29	2017	7	3
82	SC	M082	19.26039	-99.101658	2240	2017	6	29	2017	7	3
83	SC	M083	19.258275	-99.110462	2248	2017	6	29	2017	7	3
84	SC	M084	19.261244	-99.107804	2245	2017	6	29	2017	7	3
85	SC	M085	19.263631	-99.105663	2243	2017	6	29	2017	7	3
86	SC	M086	19.264447	-99.10963	2246	2017	6	29	2017	7	3
87	SC	M087	19.26705	-99.10296	2240	2017	6	29	2017	7	3
88	SC	M088	19.2666	-99.105714	2240	2017	6	29	2017	7	3
89	SC	M089	19.264381	-99.113062	2245	2017	6	29	2017	7	3
90	SC	M090	19.268285	-99.111281	2244	2017	6	29	2017	7	3

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
91	SC	M091	19.2874825	-99.0763335	2234	2017	8	1	2017	8	4
92	SC	M092	19.298667	-99.085474	2238	2017	8	1	2017	8	4
93	SC	M094	19.299042	-99.093762	2236	2017	8	1	2017	8	4
94	SC	M095	19.282896	-99.092242	2234	2017	7	31	2017	8	4
95	SC	M096	19.277018	-99.082193	2235	2017	7	31	2017	8	4
96	SC	M097	19.289935	-99.102579	2235	2017	8	1	2017	8	4
97	SC	M098	19.284331	-99.102884	2235	2017	8	1	2017	8	4
98	SC	M099	19.273323	-99.103554	2236	2017	8	1	2017	8	4
99	SC	M100	19.274168	-99.093697	2235	2017	7	31	2017	8	4
100	SC	M101	19.274359	-99.085577	2234	2017	7	31	2017	8	4
101	SC	M102	19.263881	-99.096345	2239	2017	8	1	2017	8	4
102	SC	M103	19.25542	-99.09585	2238	2017	8	1	2017	8	4
103	SC	M104	19.264811	-99.090221	2236	2017	7	31	2017	8	4
104	SC	M105	19.26766	-99.08208	2234	2017	7	31	2017	8	4
105	SC	M106	19.26086	-99.08484	2234	2017	8	1	2017	8	4
106	SC	M107	19.25837	-99.08987	2236	2017	8	1	2017	8	4
107	SC	M108	19.254715	-99.085687	2236	2017	8	1	2017	8	4
108	SC	M116	19.280317	-99.107542	0	2017	8	24	2017	8	28
109	SC	M117	19.277057	-99.11478	0	2017	8	24	2017	8	28
110	SC	M118	19.281672	-99.11072	0	2017	8	24	2017	8	28
111	SC	M119	19.280492	-99.119966	0	2017	8	24	2017	8	28
112	SC	M120	19.28723	-99.115664	0	2017	8	24	2017	8	28
113	SC	M127	19.29426	-99.116313	0	2017	8	31	2017	9	4
114	SC	M128	19.292333	-99.121147	0	2017	8	31	2017	9	4
115	SC	M129	19.287564	-99.124506	0	2017	8	31	2017	9	4
116	SC	M130	19.291888	-99.129185	0	2017	8	31	2017	9	4
117	SC	M131	19.297555	-99.123868	0	2017	8	31	2017	9	4
118	SC	M132	19.298081	-99.117277	0	2017	8	31	2017	9	4
119	SC	M145	19.295625	-99.111971	0	2017	9	7	2017	9	11
120	SC	M146	19.294348	-99.104102	0	2017	9	7	2017	9	11
121	SC	M147	19.301853	-99.109025	0	2017	9	7	2017	9	11
122	SC	M148	19.300127	-99.102668	0	2017	9	7	2017	9	11
123	SC	M149	19.30742	-99.102422	0	2017	9	7	2017	9	11
124	SC	M150	19.298969	-99.107869	0	2017	9	7	2017	9	11
125	SC	M163	19.325749	-99.134249	0	2017	11	22	2017	11	27
126	SC	M164	19.321136	-99.120804	0	2017	11	22	2017	11	27
127	SC	M165	19.32336	-99.127012	0	2017	11	22	2017	11	27
128	SC	M166	19.320021	-99.119559	0	2017	11	22	2017	11	27
129	SC	M167	19.320208	-99.108675	0	2017	11	22	2017	11	27
130	SC	M168	19.314079	-99.115941	0	2017	11	22	2017	11	27

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
131	SC	M182	19.265634	-99.074223	2233	2017	8	17	2017	8	21
132	SC	M183	19.263233	-99.073057	2235	2017	8	17	2017	8	21
133	SC	M191	19.272899	-99.041782	2233	2017	8	17	2017	8	21
134	SC	M193	19.277721	-99.058988	2233	2017	8	17	2017	8	21
135	SC	M194	19.279328	-99.075891	2233	2017	8	17	2017	8	21
136	SC	M196	19.291339	-99.08486	2234	2017	8	9	2017	8	10
137	SC	M197	19.290559	-99.080744	2234	2017	8	9	2017	8	10
138	SC	M198	19.288263	-99.087404	2240	2017	8	9	2017	8	10
139	SC	M199	19.294541	-99.086314	2238	2017	8	9	2017	8	10
140	SC	M200	19.28674	-99.08241	2234	2017	8	9	2017	8	10
141	SC	M201	19.28379	-99.0814	2235	2017	8	9	2017	8	10
142	SC	M202	19.294138	-99.028342	0	2017	11	27	2017	12	4
143	SC	M203	19.297541	-99.030344	0	2017	11	27	2017	12	4
144	SC	M204	19.30274	-99.032145	2263	2017	11	27	2017	12	4
145	SC	M205	19.298628	-99.033532	2247	2017	11	27	2017	12	4
146	SC	M206	19.2951919	-99.036274	2240	2017	11	27	2017	12	4
147	SC	M207	19.292239	-99.039018	0	2017	11	27	2017	12	4
148	SC	M208	19.29209	-99.04652	0	2017	11	29	2017	12	4
149	SC	M209	19.29596	-99.04781	0	2017	11	29	2017	12	4
150	SC	M210	19.29788	-99.05274	0	2017	11	29	2017	12	4
151	SC	M211	19.2999	-99.05495	2246	2017	11	29	2017	12	4
152	SC	M212	19.30221	-99.04521	2260	2017	11	29	2017	12	4
153	SC	M213	19.30422	-99.05024	0	2017	11	29	2017	12	4
154	SC	M214	19.309018	-99.052771	2256	2017	11	29	2017	12	4
155	SC	M215	19.31116	-99.04752	2253	2017	11	29	2017	12	4
156	SC	M216	19.310582	-99.043899	2258	2017	11	29	2017	12	4
157	SC	M217	19.311952	-99.03756	2262	2017	11	29	2017	12	4
158	SC	M218	19.306962	-99.032015	2260	2017	11	29	2017	12	4
159	SC	M219	19.3036	-99.03808	2262	2017	11	29	2017	12	4
160	SC	M220	19.278352	-99.050819	0	2018	1	24	2018	1	27
161	SC	M221	19.283001	-99.05568	0	2018	1	24	2018	1	27
162	SC	M222	19.281788	-99.050138	2237	2018	1	24	2018	1	27
163	SC	M223	19.283027	-99.040202	0	2018	1	24	2018	1	27
164	SC	M224	19.287619	-99.046941	0	2018	1	24	2018	1	27
165	SC	M225	19.2903	-99.053327	2241	2018	1	24	2018	1	27
166	SC	M226	19.292693	-99.051728	0	2018	1	25	2018	1	29
167	SC	M227	19.2972	-99.055942	0	2018	1	25	2018	1	29
168	SC	M228	19.298735	-99.059306	0	2018	1	25	2018	1	29
169	SC	M229	19.303181	-99.063681	0	2018	1	25	2018	1	29
170	SC	M230	19.296407	-99.06171	0	2018	1	25	2018	1	29

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
171	SC	M231	19.29418	-99.058099	0	2018	1	25	2018	1	29
172	SC	M232	19.28683	-99.05989	0	2018	1	24	2018	1	29
173	SC	M233	19.28164	-99.05893	0	2018	1	24	2018	1	29
174	SC	M234	19.28508	-99.06787	0	2018	1	24	2018	1	29
175	SC	M235	19.29106	-99.06532	0	2018	1	24	2018	1	29
176	SC	M236	19.29284	-99.07257	0	2018	1	24	2018	1	29
177	SC	M237	19.29578	-99.07026	2238	2018	1	24	2018	1	29
178	SC	M238	19.299623	-99.077699	0	2018	1	31	2018	2	6
179	SC	M239	19.303441	-99.082496	0	2018	1	31	2018	2	6
180	SC	M240	19.308015	-99.081145	0	2018	1	31	2018	2	NaN
181	SC	M241	19.307525	-99.075274	0	2018	1	31	2018	2	6
182	SC	M242	19.302373	-99.072815	0	2018	1	31	2018	2	6
183	SC	M243	19.299658	-99.066706	0	2018	1	31	2018	2	6
184	SC	M244	19.305428	-99.066398	0	2018	1	31	2018	2	6
185	SC	M245	19.3096	-99.071164	0	2018	1	31	2018	2	6
186	SC	M246	19.312828	-99.076241	0	2018	1	31	2018	2	6
187	SC	M247	19.316688	-99.071438	0	2018	1	31	2018	2	6
188	SC	M248	19.314319	-99.065828	2260	2018	1	31	2018	2	6
189	SC	M249	19.314086	-99.058929	0	2018	1	31	2018	2	6
190	SC	M250	19.317853	-99.067805	0	2018	1	31	2018	2	6
191	SC	M251	19.320974	-99.062718	0	2018	1	31	2018	2	6
192	SC	M252	19.32536	-99.06189	0	2018	1	31	2018	2	6
193	SC	M253	19.32938	-99.057915	0	2018	1	31	2018	2	6
194	SC	M254	19.332231	-99.06042	2246	2018	1	31	2018	2	6
195	SC	M255	19.33164	-99.06369	0	2018	1	31	2018	2	6
196	SC	M256	19.306594	-99.087949	0	2018	2	8	2018	2	12
197	SC	M257	19.315925	-99.089617	0	2018	2	8	2018	2	12
198	SC	M258	19.321774	-99.09759	0	2018	2	8	2018	2	12
199	SC	M259	19.326252	-99.087818	0	2018	2	8	2018	2	12
200	SC	M260	19.32279	-99.086211	0	2018	2	8	2018	2	12
201	SC	M261	19.315241	-99.079722	0	2018	2	8	2018	2	12
202	SC	M262	19.322506	-99.074934	0	2018	2	7	2018	2	12
203	SC	M263	19.326037	-99.078805	0	2018	2	7	2018	2	12
204	SC	M264	19.327709	-99.08044	0	2018	2	7	2018	2	12
205	SC	M265	19.333218	-99.088418	0	2018	2	7	2018	2	12
206	SC	M266	19.338701	-99.085255	0	2018	2	7	2018	2	12
207	SC	M267	19.335419	-99.078104	0	2018	2	7	2018	2	12
208	SC	M268	19.33058	-99.07387	0	2018	2	7	2018	2	12
209	SC	M269	19.33557	-99.06892	0	2018	2	7	2018	2	12
210	SC	M270	19.34064	-99.06793	0	2018	2	7	2018	2	12

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
211	SC	M271	19.342216	-99.071658	0	2018	2	7	2018	2	12
212	SC	M272	19.34566	-99.074945	0	2018	2	7	2018	2	12
213	SC	M273	19.345957	-99.06772	0	2018	2	7	2018	2	12
214	SC	M274	19.331896	-99.037906	0	2018	2	14	2018	2	19
215	SC	M275	19.331195	-99.041938	0	2018	2	14	2018	2	19
216	SC	M276	19.327324	-99.094772	0	2018	2	14	2018	2	19
217	SC	M277	19.324755	-99.049832	0	2018	2	14	2018	2	19
218	SC	M278	19.326986	-99.05342	0	2018	2	14	2018	2	19
219	SC	M279	19.331309	-99.054478	0	2018	2	14	2018	2	19
220	SC	M280	19.335637	-99.062033	0	2018	2	14	2018	2	19
221	SC	M281	19.34213	-99.058433	0	2018	2	14	2018	2	19
222	SC	M282	19.340949	-99.048291	0	2018	2	14	2018	2	19
223	SC	M283	19.336502	-99.056617	0	2018	2	14	2018	2	19
224	SC	M284	19.334185	-99.050474	0	2018	2	14	2018	2	19
225	SC	M285	19.336997	-99.04641	0	2018	2	14	2018	2	19
226	SC	M286	19.335395	-99.041453	0	2018	2	14	2018	2	19
227	SC	M287	19.3356	-99.03807	0	2018	2	14	2018	2	19
228	SC	M288	19.34007	-99.04034	0	2018	2	14	2018	2	19
229	SC	M289	19.341891	-99.036339	0	2018	2	14	2018	2	19
230	SC	M290	19.342797	-99.03085	0	2018	2	14	2018	2	19
231	SC	M291	19.341812	-99.027693	0	2018	2	14	2018	2	19
232	SC	M292	19.345991	-99.027833	0	2018	2	21	2018	2	26
233	SC	M293	19.3471305	-99.029333	0	2018	2	21	2018	2	26
234	SC	M294	19.349505	-99.023813	0	2018	2	21	2018	2	26
235	SC	M295	19.355711	-99.024761	0	2018	2	21	2018	2	26
236	SC	M296	19.353391	-99.0174	0	2018	2	21	2018	2	26
237	SC	M297	19.356944	-99.015472	0	2018	2	21	2018	2	26
238	SC	M298	19.358326	-98.999067	0	2018	2	21	2018	2	26
239	SC	M299	19.362462	-98.995459	0	2018	2	21	2018	2	26
240	SC	M300	19.365207	-98.993236	2241	2018	2	21	2018	2	26
241	SC	M301	19.367503	-98.998229	2240	2018	2	21	2018	2	26
242	SC	M302	19.364233	-99.002377	2242	2018	2	21	2018	2	26
243	SC	M303	19.360575	-99.005693	2246	2018	2	21	2018	2	26
244	SC	M304	19.362083	-99.011954	2254	2018	2	21	2018	2	26
245	SC	M305	19.360947	-99.020753	2246	2018	2	21	2018	2	26
246	SC	M306	19.363458	-99.018529	2244	2018	2	21	2018	2	26
247	SC	M307	19.368774	-99.012589	2249	2018	2	21	2018	2	26
248	SC	M308	19.370314	-99.006811	2238	2018	2	21	2018	2	26
249	SC	M309	19.37267	-99.005798	2236	2018	2	21	2018	2	26
250	SC	M310	19.324716	-99.112101	2245	2018	6	6	2018	6	11

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
251	SC	M311	19.328342	-99.109281	2249	2018	6	6	2018	6	11
252	SC	M312	19.333839	-99.112931	2245	2018	6	6	2018	6	11
253	SC	M313	19.339785	-99.116506	2244	2018	6	6	2018	6	11
254	SC	M314	19.332282	-99.117666	2247	2018	6	6	2018	6	11
255	SC	M315	19.327599	-99.117574	2244	2018	6	6	2018	6	11
256	SC	M316	19.322526	-99.11521	2247	2018	6	6	2018	6	11
257	SC	M317	19.323871	-99.120357	2253	2018	6	6	2018	6	11
258	SC	M318	19.326316	-99.123275	2245	2018	6	6	2018	6	11
259	SC	M319	19.332917	-99.121458	2244	2018	6	6	2018	6	11
260	SC	M320	19.3354	-99.1204	2257	2018	6	6	2018	6	11
261	SC	M321	19.335775	-99.123859	2248	2018	6	6	2018	6	11
262	SC	M322	19.3395	-99.129164	2242	2018	6	6	2018	6	11
263	SC	M323	19.330623	-99.125732	2245	2018	6	6	2018	6	11
264	SC	M324	19.333897	-99.129329	2244	2018	6	6	2018	6	11
265	SC	M325	19.33449	-99.13428	2245	2018	6	6	2018	6	11
266	SC	M326	19.328333	-99.131074	2246	2018	6	6	2018	6	11
267	SC	M327	19.33048	-99.135555	2248	2018	6	6	2018	6	11
268	SC	M328	19.303773	-99.144525	2247	2018	6	13	2018	6	18
269	SC	M329	19.317641	-99.142019	2253	2018	6	13	2018	6	18
270	SC	M330	19.318733	-99.150695	2269	2018	6	13	2018	6	18
271	SC	M331	19.312115	-99.148919	2266	2018	6	13	2018	6	18
272	SC	M332	19.308845	-99.151715	2261	2018	6	13	2018	6	18
273	SC	M333	19.306843	-99.155622	2265	2018	6	13	2018	6	18
274	SC	M334	19.30978	-99.157047	2283	2018	6	13	2018	6	18
275	SC	M335	19.314397	-99.156535	2275	2018	6	13	2018	6	19
276	SC	M336	19.317398	-99.163978	2287	2018	6	13	2018	6	18
277	SC	M337	19.318071	-99.157176	2283	2018	6	13	2018	6	18
278	SC	M338	19.320016	-99.15982	2281	2018	6	13	2018	6	18
279	SC	M339	19.32436	-99.16873	2278	2018	6	13	2018	6	18
280	SC	M340	19.322994	-99.162576	2279	2018	6	13	2018	6	18
281	SC	M341	19.32943	-99.16319	2265	2018	6	13	2018	6	18
282	SC	M342	19.324947	-99.159555	2271	2018	6	13	2018	6	18
283	SC	M343	19.322964	-99.150425	2266	2018	6	13	2018	6	18
284	SC	M344	19.321342	-99.146639	2259	2018	6	13	2018	6	18
285	SC	M345	19.327498	-99.149843	2256	2018	6	13	2018	6	18
286	SC	M346	19.331419	-99.152704	2219	2018	6	20	2018	6	25
287	SC	M347	19.330824	-99.149214	2257	2018	6	20	2018	6	25
288	SC	M348	19.32897	-99.141988	2251	2018	6	20	2018	6	25
289	SC	M349	19.333728	-99.144915	2239	2018	6	20	2018	6	25
290	SC	M350	19.336369	-99.139923	2257	2018	6	20	2018	6	25

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
291	SC	M351	19.338094	-99.145113	2248	2018	6	20	2018	6	25
292	SC	M352	19.34122	-99.14651	2278	2018	6	20	2018	6	25
293	SC	M353	19.33709	-99.15331	2256	2018	6	20	2018	6	25
294	SC	M354	19.33832	-99.15268	2280	2018	6	20	2018	6	25
295	SC	M355	19.3417	-99.16102	2260	2018	6	20	2018	6	25
296	SC	M356	19.33753	-99.15874	2267	2018	6	20	2018	6	25
297	SC	M357	19.33338	-99.15913	2247	2018	6	20	2018	6	25
298	SC	M358	19.333194	-99.16549	2267	2018	6	20	2018	6	25
299	SC	M359	19.335077	-99.171399	2264	2018	6	20	2018	6	25
300	SC	M360	19.336914	-99.166998	2263	2018	6	20	2018	6	25
301	SC	M361	19.34107	-99.16351	2254	2018	6	20	2018	6	25
302	SC	M362	19.3421	-99.16803	2253	2018	6	20	2018	6	25
303	SC	M363	19.344394	-99.173326	2255	2018	6	20	2018	6	25
304	SC	M364	19.3499	-99.170573	2255	2018	6	27	2018	7	2
305	SC	M365	19.3553	-99.168367	2250	2018	6	27	2018	7	2
306	SC	M366	19.347769	-99.165388	2264	2018	6	27	2018	7	3
307	SC	M367	19.35099	-99.1644	2237	2018	6	27	2018	7	3
308	SC	M368	19.352613	-99.16095	2248	2018	6	27	2018	7	3
309	SC	M369	19.356859	-99.16227	2243	2018	6	27	2018	7	3
310	SC	M370	19.355232	-99.15443	2248	2018	6	28	2018	7	3
311	SC	M371	19.353679	-99.152972	2236	2018	6	28	2018	7	3
312	SC	M372	19.349668	-99.15615	2268	2018	6	28	2018	7	3
313	SC	M373	19.345562	-99.157579	2254	2018	6	28	2018	7	3
314	SC	M374	19.34585	-99.15307	2260	2018	6	28	2018	7	3
315	SC	M375	19.356327	-99.149237	2244	2018	6	28	2018	7	3
316	SC	M376	19.347166	-99.146522	2242	2018	6	28	2018	7	3
317	SC	M377	19.35426	-99.146569	2242	2018	6	28	2018	7	3
318	SC	M378	19.354828	-99.137527	2240	2018	6	28	2018	7	3
319	SC	M379	19.360525	-99.140977	2239	2018	6	28	2018	7	3
320	SC	M380	19.363871	-99.146261	2240	2018	6	28	2018	7	3
321	SC	M382	19.3604833	-99.15616	2247	2018	6	28	2018	7	3
322	SC	M383	19.361667	-99.1521667	2251	2018	6	28	2018	7	3
323	SC	M384	19.359833	-99.165833	2253	2018	6	28	2018	7	3
324	SC	M386	19.363667	-99.1716667	2266	2018	6	28	2018	7	3
325	SC	M387	19.372385	-99.03419	2244	2018	8	29	2018	9	10
326	SC	M388	19.377019	-99.039254	2231	2018	8	29	2018	9	5
327	SC	M389	19.384272	-99.039205	2233	2018	8	29	2018	9	5
328	SC	M390	19.38999	-99.04096	2232	2018	8	29	2018	9	4
329	SC	M391	19.339734	-99.139379	2245	2018	9	26	2018	10	1

	Red	Estación	Latitud	Longitud	Elevación	Año Inicio	Mes Inicio	Día Inicio	Año Final	Mes Final	Día Final
330	SC	M392	19.336149	-99.133437	2242	2018	9	26	2018	10	1
331	SC	M393	19.344237	-99.132416	2242	2018	9	26	2018	10	1
332	SC	M394	19.348883	-99.133167	2261	2018	9	26	2018	10	1
333	SC	M395	19.354841	-99.137544	2240	2018	9	26	2018	10	1
334	SC	M396	19.35586	-99.12912	2240	2018	9	26	2018	10	1
335	SC	M397	19.354861	-99.123763	2237	2018	9	26	2018	10	1
336	SC	M398	19.361181	-99.13607	2238	2018	9	26	2018	10	1
337	SC	M399	19.361181	-99.13607	2238	2018	10	3	2018	10	10
338	SC	M400	19.375412	-99.151949	2241	2018	10	3	2018	10	8
339	SC	M401	19.376508	-99.145797	2244	2018	10	3	2018	10	8
340	SC	M402	19.375179	-99.142178	2241	2018	10	3	2018	10	8
341	SC	M403	19.372256	-99.13984	2240	2018	10	4	2018	10	8
342	SC	M404	19.378618	-99.142031	2240	2018	10	3	2018	10	8
343	SC	M405	19.38266	-99.135005	2239	2018	10	3	2018	10	8
344	SC	M406	19.382389	-99.138199	2245	2018	10	3	2018	10	8
345	SC	M407	19.384651	-99.140872	2236	2018	10	3	2018	10	8
346	SC	M408	19.38259	-99.146583	2238	2018	10	3	2018	10	8
347	SC	M409	19.38026	-99.15052	2240	2018	10	3	2018	10	8
348	SC	M410	19.37934	-99.156983	2241	2018	10	3	2018	10	8
349	SC	M411	19.370464	-99.166037	2249	2018	10	3	2018	10	8
350	SC	M412	19.373367	-99.17043	2252	2018	10	3	2018	10	8
351	SC	M413	19.377952	-99.165613	2244	2018	10	3	2018	10	8
352	SC	M414	19.383063	-99.159992	2240	2018	10	3	2018	10	8
353	SC	M415	19.384345	-99.168927	2246	2018	10	3	2018	10	8
354	SC	M416	19.368199	-99.142338	2259	2018	10	4	2018	10	8

Anexo B.

Tabla B. Sismos reportados por el SSN en la región del Valle de México

Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Fecha UTC	Hora UTC
08/01/2003	15:27:22	3	19.18	-98.97	13	08/01/2003	21:27:22
17/05/2003	01:31:58	3.1	19.4	-99.12	18	17/05/2003	06:31:58
25/09/2003	20:53:36	2.9	19.47	-99.07	8	26/09/2003	01:53:36
25/09/2003	22:17:43	2.9	19.49	-99.08	4	26/09/2003	03:17:43
10/11/2003	22:53:42	3.1	19.16	-98.98	32	11/11/2003	04:53:42
11/11/2003	02:43:56	3.3	19.21	-98.95	12	11/11/2003	08:43:56
15/11/2003	21:17:13	4	19.18	-98.97	7	16/11/2003	03:17:13
15/11/2003	23:04:20	3.2	19.18	-98.97	15	16/11/2003	05:04:20
21/11/2003	23:53:42	3.1	19.48	-99.08	7	22/11/2003	05:53:42
25/11/2003	23:04:26	3.6	19.19	-98.97	4	26/11/2003	05:04:26
07/01/2004	20:28:52	3.3	19.13	-98.97	2	08/01/2004	02:28:52
13/09/2004	15:58:34	3.1	19.42	-99.17	11	13/09/2004	20:58:34
11/12/2004	00:18:02	3.2	19.38	-99.29	2	11/12/2004	06:18:02
14/12/2004	11:47:34	3.3	19.18	-98.98	27	14/12/2004	17:47:34
16/04/2005	18:04:07	3.4	19.41	-99.07	19	16/04/2005	23:04:07
12/05/2005	03:06:25	3.4	19.2	-98.97	37	12/05/2005	08:06:25
23/08/2005	02:19:44	3.4	19.16	-99.14	4	23/08/2005	07:19:44
16/10/2005	02:04:02	3.1	19.35	-99.09	5	16/10/2005	07:04:02
16/10/2005	09:12:36	3.5	19.3	-99.2	14	16/10/2005	14:12:36
16/10/2005	09:35:09	3.2	19.31	-99.14	14	16/10/2005	14:35:09
11/03/2006	19:41:32	3.6	19.17	-98.95	2	12/03/2006	01:41:32
11/03/2006	19:47:21	3.4	19.18	-98.96	5	12/03/2006	01:47:21
05/05/2006	10:24:06	3.5	19.17	-98.95	1	05/05/2006	15:24:06
28/07/2006	10:37:14	3.5	19.51	-99.06	5	28/07/2006	15:37:14
25/01/2007	08:38:22	3.7	19.18	-99.16	30	25/01/2007	14:38:22
23/11/2008	04:03:23	2.2	19.35	-99.25	12	23/11/2008	10:03:23
23/11/2008	04:11:53	2.5	19.34	-99.24	11	23/11/2008	10:11:53
23/11/2008	04:52:39	1.6	19.34	-99.24	9	23/11/2008	10:52:39
11/07/2009	16:29:33	2.9	19.34	-99.15	8	11/07/2009	21:29:33
26/10/2009	17:45:13	3	19.24	-99.18	9	26/10/2009	23:45:13
11/02/2010	04:04:03	2.6	19.28	-99.16	12	11/02/2010	10:04:03
24/06/2010	10:36:17	3.1	19.38	-99.15	14	24/06/2010	15:36:17
05/07/2010	12:22:22	3.2	19.2	-98.95	5	05/07/2010	17:22:22
21/10/2012	04:34:19	3.5	19.1153	-99.2518	5	21/10/2012	09:34:19
18/01/2013	22:47:44	2.9	19.3525	-99.1687	10.4	19/01/2013	04:47:44
10/05/2013	15:45:28	1.8	19.2933	-99.2935	1.6	10/05/2013	20:45:28
15/06/2013	19:21:12	2.7	19.3855	-99.1425	8.5	16/06/2013	00:21:12

Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Fecha UTC	Hora UTC
15/06/2013	20:14:25	2.9	19.39	-99.1392	3	16/06/2013	01:14:25
16/06/2013	12:10:18	2.9	19.3918	-99.0988	1	16/06/2013	17:10:18
16/06/2013	13:00:59	2.4	19.2992	-99.173	4	16/06/2013	18:00:59
16/06/2013	13:15:22	2.7	19.3467	-99.1317	1	16/06/2013	18:15:22
17/06/2013	12:19:28	2.3	19.356	-99.1258	1	17/06/2013	17:19:28
17/06/2013	12:20:08	2.9	19.3695	-99.0872	1	17/06/2013	17:20:08
17/06/2013	13:41:53	2.1	19.3708	-99.12	1.7	17/06/2013	18:41:53
18/06/2013	18:53:07	2.7	19.3638	-99.1188	5	18/06/2013	23:53:07
25/08/2013	05:23:30	2.2	19.3197	-99.097	4	25/08/2013	10:23:30
25/08/2013	10:47:04	2.3	19.3115	-99.1022	1.1	25/08/2013	15:47:04
25/08/2013	15:35:01	2.1	19.353	-99.1213	5	25/08/2013	20:35:01
25/08/2013	15:43:41	2.3	19.3725	-99.0995	9.5	25/08/2013	20:43:41
25/08/2013	16:03:44	2.2	19.3507	-99.196	2	25/08/2013	21:03:44
01/12/2013	12:04:38	2.2	19.3755	-99.1875	5.6	01/12/2013	18:04:38
02/12/2013	04:09:15	2	19.3385	-99.1945	1.5	02/12/2013	10:09:15
19/07/2014	06:57:21	2.9	19.1497	-98.9523	4.3	19/07/2014	11:57:21
03/08/2014	09:02:08	1.9	19.3173	-99.249	3	03/08/2014	14:02:08
24/08/2014	06:32:25	2.6	19.2528	-99.1095	3.7	24/08/2014	11:32:25
05/09/2014	19:26:28	2.1	19.443	-99.0585	9.3	06/09/2014	00:26:28
29/09/2014	02:05:55	2.1	19.3772	-99.2607	3	29/09/2014	07:05:55
06/10/2014	21:54:56	2.2	19.2253	-99.0972	3.2	07/10/2014	02:54:56
06/10/2014	22:04:11	2.4	19.2295	-99.0892	3	07/10/2014	03:04:11
28/11/2014	13:10:35	2	19.3753	-99.2245	8	28/11/2014	19:10:35
01/12/2014	02:50:06	3.4	19.353	-99.2158	2	01/12/2014	08:50:06
01/12/2014	03:12:16	2.1	19.3548	-99.2268	3.9	01/12/2014	09:12:16
01/12/2014	04:02:13	2.3	19.3673	-99.2317	4.6	01/12/2014	10:02:13
01/12/2014	04:45:47	2.2	19.36	-99.2287	1.6	01/12/2014	10:45:47
01/12/2014	20:40:47	1.4	19.3582	-99.2225	5.2	02/12/2014	02:40:47
14/02/2015	21:17:43	1.9	19.157	-98.9508	10.7	15/02/2015	03:17:43
09/04/2015	03:38:16	2.3	19.4022	-99.0728	7	09/04/2015	08:38:16
21/06/2015	11:52:12	1.8	19.3293	-99.1553	4.2	21/06/2015	16:52:12
19/07/2015	17:09:39	2	19.3973	-99.233	5	19/07/2015	22:09:39
23/08/2015	05:39:02	2.3	19.241	-99.1818	3	23/08/2015	10:39:02
12/09/2015	19:06:27	1.9	19.3905	-99.1535	2	13/09/2015	00:06:27
24/10/2015	00:28:32	1.9	19.424	-99.19	2	24/10/2015	05:28:32
19/08/2016	09:03:59	1.9	19.4465	-99.1848	5	19/08/2016	14:03:59
03/11/2016	11:47:38	2.1	19.35	-99.352	3	03/11/2016	17:47:38
28/02/2017	18:57:36	2.4	19.349	-99.1397	4.5	01/03/2017	00:57:36
28/02/2017	20:47:14	2.4	19.35	-99.1487	5.9	01/03/2017	02:47:14
01/03/2017	03:56:52	2.6	19.338	-99.1462	5.6	01/03/2017	09:56:52

Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Fecha UTC	Hora UTC
01/03/2017	03:57:21	2.4	19.3417	-99.1345	2.2	01/03/2017	09:57:21
01/03/2017	20:27:12	1.8	19.339	-99.145	5.1	02/03/2017	02:27:12
02/03/2017	07:01:45	1.5	19.339	-99.145	5.1	02/03/2017	13:01:45
15/05/2017	07:58:04	2.6	19.3458	-99.2348	9.3	15/05/2017	12:58:04
16/06/2017	06:43:07	2.4	19.3932	-99.1357	5	16/06/2017	11:43:07
16/07/2017	14:04:59	1.7	19.3908	-99.3862	3	16/07/2017	19:04:59
09/09/2017	21:54:12	2.7	19.2965	-99.1813	8.5	10/09/2017	02:54:12
20/09/2017	00:14:01	1.7	19.276	-99.2058	4.5	20/09/2017	05:14:01
20/09/2017	00:25:27	1.3	19.337	-99.2043	4.8	20/09/2017	05:25:27
20/09/2017	03:03:53	1.9	19.3773	-99.2663	2	20/09/2017	08:03:53
20/09/2017	04:32:55	1.3	19.266	-99.2108	2.2	20/09/2017	09:32:55
28/09/2017	22:10:20	1.7	19.3487	-99.3265	1.1	29/09/2017	03:10:20
16/10/2017	01:04:32	1.7	19.3285	-99.1655	2	16/10/2017	06:04:32
16/10/2017	01:05:30	1.9	19.3292	-99.1775	2.1	16/10/2017	06:05:30
17/10/2017	02:00:26	1.8	19.318	-99.1677	3	17/10/2017	07:00:26
28/10/2017	01:52:35	2.5	19.2183	-99.2253	2.4	28/10/2017	06:52:35
07/11/2017	09:10:33	1.5	19.3895	-99.152	3	07/11/2017	15:10:33
09/11/2017	04:10:36	1.5	19.3263	-99.1792	7	09/11/2017	10:10:36
09/11/2017	04:11:33	1.3	19.3463	-99.1518	7	09/11/2017	10:11:33
09/11/2017	04:12:07	2	19.3763	-99.1855	8.5	09/11/2017	10:12:07
15/11/2017	05:25:44	1.8	19.272	-99.2733	14.1	15/11/2017	11:25:44
29/12/2017	01:38:57	2.5	19.3855	-99.1642	1	29/12/2017	07:38:57
13/02/2018	15:39:38	3.3	19.4608	-99.0723	2	13/02/2018	21:39:38
24/03/2018	17:24:26	3.3	19.1898	-98.9477	1	24/03/2018	23:24:26
07/05/2018	08:25:56	2.9	19.4012	-99.2277	6.6	07/05/2018	13:25:56
08/05/2018	13:37:13	3.6	19.1632	-98.9443	3	08/05/2018	18:37:13
15/06/2018	03:41:10	2.5	19.333	-99.1737	3	15/06/2018	08:41:10
15/06/2018	18:00:13	2.7	19.3945	-99.1868	1.5	15/06/2018	23:00:13
30/06/2018	13:32:40	2.2	19.39	-99.153	3.5	30/06/2018	18:32:40
30/06/2018	13:33:25	1.7	19.39	-99.153	3.5	30/06/2018	18:33:25
30/06/2018	13:37:00	2.6	19.3895	-99.153	3.5	30/06/2018	18:37:00
15/07/2018	20:23:52	1.7	19.4203	-99.1952	3	16/07/2018	01:23:52
15/07/2018	20:34:14	2.2	19.417	-99.215	4	16/07/2018	01:34:14
18/07/2018	15:13:00	1.9	19.375	-99.201	3	18/07/2018	20:13:00
19/07/2018	06:34:58	1.9	19.3727	-99.2007	3.2	19/07/2018	11:34:58
28/07/2018	07:54:21	2.4	19.3908	-99.2298	4.4	28/07/2018	12:54:21
14/09/2018	11:07:57	2.1	19.3748	-99.1347	1.3	14/09/2018	16:07:57
14/09/2018	11:20:13	2	19.3797	-99.129	1.2	14/09/2018	16:20:13
14/09/2018	11:39:23	1.5	19.38	-99.129	1	14/09/2018	16:39:23
27/09/2018	22:56:39	2.1	19.32	-99.163	1	28/09/2018	03:56:39

Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Fecha UTC	Hora UTC
05/10/2018	09:59:27	2.4	19.375	-99.1833	1.5	05/10/2018	14:59:27
13/10/2018	08:54:16	1.8	19.409	-99.1978	2.9	13/10/2018	13:54:16
14/11/2018	16:08:28	2.7	19.3158	-99.286	1	14/11/2018	22:08:28
23/11/2018	22:44:11	2.9	19.404	-99.13	7	24/11/2018	04:44:11
12/12/2018	11:51:39	2.2	19.388	-99.2208	1.7	12/12/2018	17:51:39
11/01/2019	01:41:16	1.5	19.3862	-99.1267	10.7	11/01/2019	07:41:16
29/03/2019	02:31:56	2.2	19.4093	-99.2187	1	29/03/2019	08:31:56
18/05/2019	22:13:16	1.7	19.3957	-99.2097	1.1	19/05/2019	03:13:16
18/05/2019	22:13:27	1	19.384	-99.212	2	19/05/2019	03:13:27
26/05/2019	21:07:22	1	19.2303	-99.3085	3	27/05/2019	02:07:22
30/06/2019	06:38:21	2.3	19.409	-99.1998	1.7	30/06/2019	11:38:21
30/06/2019	06:38:33	1.4	19.395	-99.202	2	30/06/2019	11:38:33
12/07/2019	04:47:41	2	19.4077	-99.195	menos de 1	12/07/2019	09:47:41
12/07/2019	07:38:28	2.7	19.4049	-99.1959	menos de 1	12/07/2019	12:38:28
12/07/2019	07:51:13	2.3	19.406	-99.1893	1	12/07/2019	12:51:13
12/07/2019	10:08:04	2.4	19.4049	-99.1939	menos de 1	12/07/2019	15:08:04
13/07/2019	01:35:36	2.4	19.4075	-99.1952	menos de 1	13/07/2019	06:35:36
13/07/2019	11:39:20	2.4	19.392	-99.2173	menos de 1	13/07/2019	16:39:20
14/07/2019	02:16:41	2.1	19.405	-99.1912	1	14/07/2019	07:16:41
16/07/2019	01:36:44	2.5	19.4045	-99.2049	1	16/07/2019	06:36:44
16/07/2019	22:59:50	3.3	19.4079	-99.2054	1.1	17/07/2019	03:59:50
16/07/2019	23:10:52	2.6	19.4028	-99.2102	menos de 1	17/07/2019	04:10:52
16/07/2019	23:18:46	2.4	19.4019	-99.2138	menos de 1	17/07/2019	04:18:46
17/07/2019	00:33:12	2.2	19.4458	-99.2055	1	17/07/2019	05:33:12
17/07/2019	00:41:36	2.4	19.3983	-99.2173	menos de 1	17/07/2019	05:41:36
17/07/2019	00:45:53	2.4	19.401	-99.213	menos de 1	17/07/2019	05:45:53
17/07/2019	01:04:24	2.4	19.398	-99.2158	menos de 1	17/07/2019	06:04:24
17/07/2019	14:28:05	1.9	19.406	-99.216	menos de 1	17/07/2019	19:28:05
17/07/2019	22:30:06	1.8	19.4072	-99.1938	1	18/07/2019	03:30:06
18/07/2019	13:54:50	2.3	19.379	-99.1922	1	18/07/2019	18:54:50
18/07/2019	15:43:50	1.5	19.426	-99.1918	menos de 1	18/07/2019	20:43:50
18/07/2019	16:32:53	1.8	19.4118	-99.1993	menos de 1	18/07/2019	21:32:53
28/07/2019	02:21:22	2.2	19.4064	-99.1987	1.2	28/07/2019	07:21:22
28/07/2019	02:22:05	1.9	19.396	-99.206	2	28/07/2019	07:22:05
30/07/2019	12:23:50	1.2	19.408	-99.213	1	30/07/2019	17:23:50
30/07/2019	16:41:36	1.6	19.4398	-99.1884	2.4	30/07/2019	21:41:36
02/08/2019	23:17:01	2.3	19.4002	-99.2167	1	03/08/2019	04:17:01
09/08/2019	05:55:05	2.1	19.3945	-99.2033	1.8	09/08/2019	10:55:05
01/09/2019	01:03:32	2.1	19.3302	-99.1623	3	01/09/2019	06:03:32
01/09/2019	23:03:56	1.8	19.323	-99.132	1.6	02/09/2019	04:03:56

Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Fecha UTC	Hora UTC
23/09/2019	03:03:08	3.1	19.1722	-98.9467	12	23/09/2019	08:03:08
23/09/2019	03:21:08	3.1	19.1757	-98.9473	12.4	23/09/2019	08:21:08
19/10/2019	20:33:37	2.2	19.4018	-99.2173	1	20/10/2019	01:33:37
15/11/2019	06:49:04	2.7	19.1533	-98.9627	9.4	15/11/2019	12:49:04
07/12/2019	13:53:27	1	19.4002	-99.2103	menos de 1	07/12/2019	19:53:27
14/12/2019	12:56:55	1.4	19.3045	-99.2985	5	14/12/2019	18:56:55
22/12/2019	09:57:11	3.5	19.0905	-99.2092	4.1	22/12/2019	15:57:11
03/01/2020	22:14:28	3.4	19.1718	-98.969	2.4	04/01/2020	04:14:28
04/01/2020	02:38:30	2.5	19.402	-99.22	2	04/01/2020	08:38:30
15/01/2020	05:30:21	1.9	19.2862	-99.3833	2.7	15/01/2020	11:30:21
07/06/2020	09:45:21	3	19.374	-99.2022	1	07/06/2020	14:45:21
07/06/2020	09:52:38	2.2	19.381	-99.188	3	07/06/2020	14:52:38
09/06/2020	17:32:04	1.8	19.378	-99.202	3	09/06/2020	22:32:04
12/06/2020	06:26:11	1.8	19.3825	-99.2275	menos de 1	12/06/2020	11:26:11
30/06/2020	19:07:26	2.8	19.3718	-99.138	2	01/07/2020	00:07:26
01/07/2020	01:03:44	1.9	19.3512	-99.1605	7	01/07/2020	06:03:44
03/07/2020	22:05:16	2.1	19.385	-99.084	1	04/07/2020	03:05:16
04/07/2020	02:37:18	2.3	19.385	-99.084	1	04/07/2020	07:37:18
04/07/2020	07:15:08	1.7	19.3352	-99.1657	5.6	04/07/2020	12:15:08
09/07/2020	09:28:33	2.2	19.381	-99.07	1	09/07/2020	14:28:33
15/07/2020	18:04:48	1.6	19.426	-99.211	1	15/07/2020	23:04:48
15/09/2020	21:22:25	1.7	19.2722	-99.3405	2	16/09/2020	02:22:25
05/11/2020	02:35:31	1.5	19.379	-99.212	1	05/11/2020	08:35:31
14/04/2021	11:35:55	1.4	19.33	-99.16	3	14/04/2021	16:35:55
31/05/2021	09:21:12	1.6	19.3957	-99.2237	1	31/05/2021	14:21:12

Anexo C.

La línea punteada color negro marca el nivel del mar y la línea punteada en rosa indica la zona que es interpretable como resultado de las pruebas de sensibilidad. El tamaño de los cuadros del tablero de ajedrez es de 3 km.

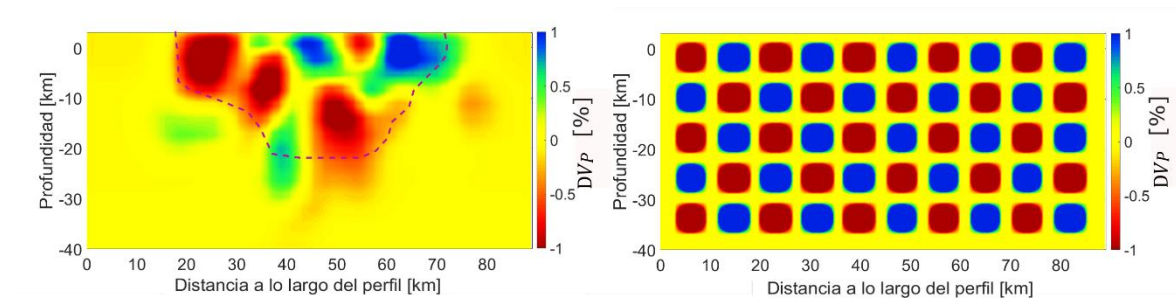


Figura C.1. Prueba de sensibilidad de Perfil AA'.

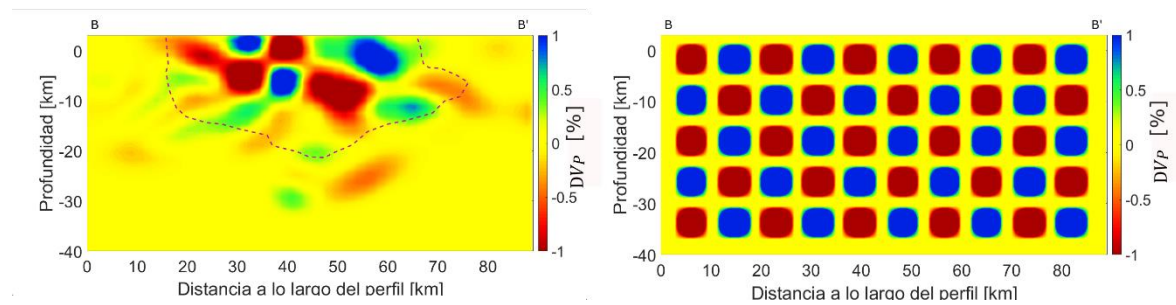


Figura C.2. Prueba de sensibilidad de Perfil BB'.

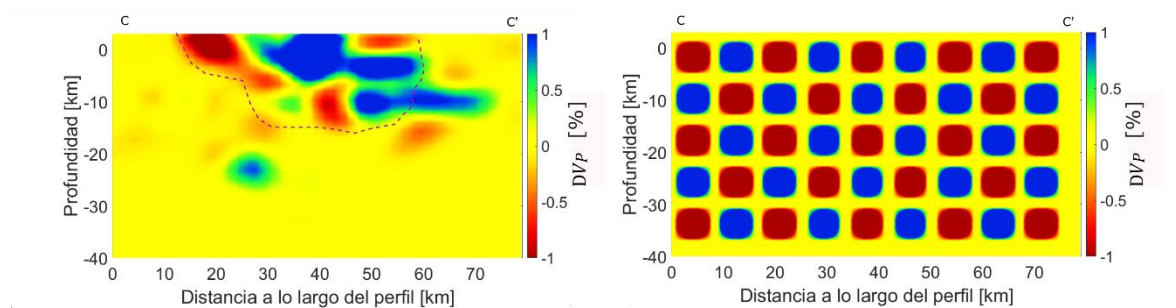


Figura C.3 Prueba de sensibilidad de Perfil CC'.

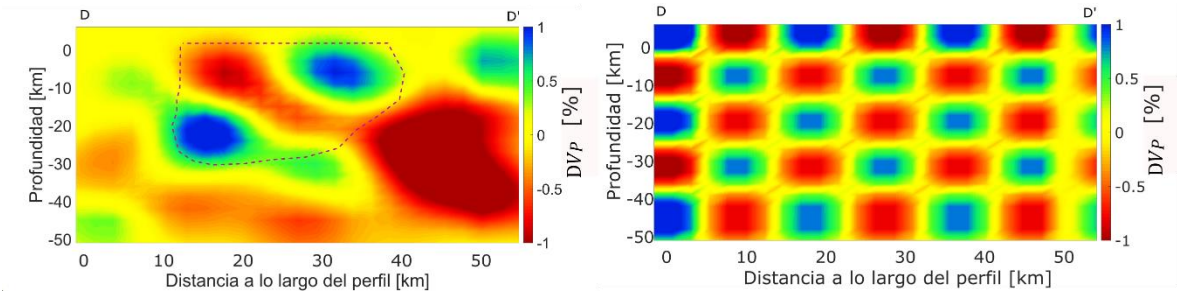


Figura C.4. Prueba de sensibilidad de Perfil DD'.

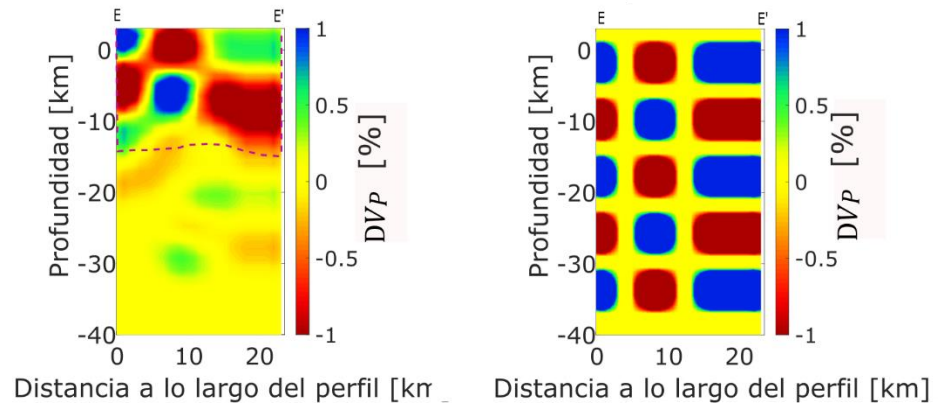


Figura C.5. Prueba de sensibilidad de Perfil EE'.