

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

USO DE LA TÉCNICA "DISTRIBUTED ACOUSTIC SENSING" (DAS) PARA EVALUAR EL PELIGRO SÍSMICO URBANO

TESIS

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

PRESENTA: **DAYNA JANETT ZUÑIGA TORRES**

TUTOR O TUTORES PRINCIPALES

DR. MATHIEU FÉLIX PERTON
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DR. EFRAÍN OVANDO SHELLEY
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM
DR. JOSUÉ TAGO PACHECO
FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO, AGOSTO 2024





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.

Contenido

1.	Intro	ducción	4
2.	Marc	o Teórico	7
	2.1.	Geología CDMX	7
	2.2.	Técnica DAS	9
	2.3.	Métodos para obtener la velocidad de las ondas elásticas	10
	2.3.1	. Métodos directos para obtener velocidad de las ondas elásticas	11
	2.3.2	Métodos indirectos para conocer Vs	14
	2.4.	Relación empírica entre Vp y Vs	18
	2.4.1	. Relaciones en rocas de la corteza	19
	2.4.2	Relaciones para materiales de Vs baja	19
	2.5.	Peligro y Riesgo sísmico	21
	2.5.1	. Peligro sísmico	21
	2.5.2	Riesgo sísmico	24
	2.5.3	Deformaciones en estructuras	26
	2.6.	Método indirecto de elementos de frontera	29
	2.7.	Método de número de onda discreto	31
	2.8.	Discretización combinando IBEM y DWN para el cálculo de desplazamientos.	33
3.	Análi	isis de las deformaciones obtenidas con DAS	34
	3.1.	Experimento DAS-CDMX	34
	3.2.	Deformaciones máximas generadas por sismos regionales	35
	3.3.	Análisis azimutal de la técnica DAS	44
	3.4.	Análisis de las deformaciones ligadas al paso de trenes del metro	46
	3.5.	Conclusiones	47
4.	Análi	isis de la energía de la componente vertical en la CDMX	48
	4.1.	Componente vertical. Sismo 19-09-22	48
	4.2.	Componente V de los H/Vs con ruido sísmico	49
	4.3.	Sensibilidad del componente vertical del H/V teórico a las velocidades	del
	subsue		
	4.4.	Conclusiones	
5.	Dete	rminación de un modelo preliminar de velocidades de la Ciudad de México	56
	5.1.	Relación Vp(Vs) de la CDMX con la información recopilada	60
	5.2. directo	Modelo 3D de la CDMX con la información recopilada (Vs y Vp) de métod s	
	521	Modelo de velocidades Vs	62

Introducción

5.2	2.2.	Modelo de velocidades Vp	66			
5.2	2.3.	Combinación del modelo VS con el modelo geológico	67			
5.3.	Cor	nclusiones	69			
6. Mo	odelad	o numérico	70			
6.1.	Car	racterísticas del sismo	70			
6.2.	Cor	nfiguración geométrica de la simulación 2D	72			
6.3.	Par	ámetros para DWN	75			
6.4.	For	mulación de deformaciones para IBEM	77			
6.4	1 .1.	Fuente Fz	78			
6.4.	1.2.	Fuente Fx	78			
6.5.	For	mulación de las deformaciones para DWN	78			
6.6.	Res	sultados y análisis	81			
6.6	5.1.	Análisis de señales dentro y fuera de la cuenca	82			
6.6	5.2.	Análisis de señales en superficie y a profundidad	83			
7. Co	7. Conclusiones					
8. Re	8. Referencias					
Apéndio	ce A		96			
Seña	ales D	AS e IBEM-DWN en el domino del tiempo	96			
Seña	ales D	AS e IBEM-DWN en el dominio de la frecuencia	105			

En este trabajo de investigación se empleó la técnica de Sensores Acústicos Distribuidos (DAS por sus siglas en inglés). Esta técnica transforma una fibra óptica en miles de sensores sísmicos que registran las vibraciones del suelo de forma continua. El DAS ofrece una ventaja significativa sobre los métodos convencionales en ciudades, ya que permite realizar mediciones incluso debajo de grandes edificaciones existentes. Además, la densa distribución de los sensores proporciona una gran certeza en la caracterización sísmica (Perton 2023).

Uno de los **objetivos** principales es justamente la caracterización de las propiedades elásticas de la Ciudad de México (CDMX) a través de una tomografía de ondas superficiales. La tomografía sísmica ha sido una de las técnicas más utilizadas, principalmente, para conocer la distribución de las propiedades físicas de la Tierra que afectan la propagación de las ondas sísmicas. Además de las ondas de cuerpo (P y S), existen las ondas superficiales, que se generan cuando hay una superficie libre que contrasta con el medio sólido por el que se propagan las ondas. Estas ondas superficiales proporcionan una amplia información sobre la corteza y el manto superior. Además de los sismos, se sabe que existen vibraciones naturales y antropogénicas que pueden ser utilizadas para al estudio del suelo y de las rocas más superficiales.

En la actualidad, los métodos basados en ruido ambiental han ganado popularidad debido a su carácter no invasivo y a que no requieren de una fuente activa para su aplicación (Arai & Tokimatsu, 2004 y Campillo & Paul, 2003). Shapiro et al. (2005) fueron capaces de reconstruir la parte de la función de Green que corresponde a la onda de Rayleigh mediante la correlación cruzada del ruido sísmico grabado en dos estaciones y consecuentemente de realizar una tomografía de ondas de superficie extraídas a partir del ruido. A diferencia de la tomografía de reflexión o refracción, la tomografía de ondas superficiales permite caracterizar la velocidad de la onda S de estratos profundos sin necesidad de una fuente activa de gran energía.

El uso de la técnica DAS para obtener una tomografía de ondas superficiales es justificado en Spica et al. (2019) donde demuestran que las tasas de deformación medidas con DAS contienen una menor proporción de ondas de cuerpo, siendo las ondas superficiales las que tienen la mayor contribución. Además, en este mismo trabajo, muestran que las ondas Rayleigh dominan el espectro de deformaciones. Dado que las ondas Rayleigh tienen una fuerte contribución, la técnica DAS también permite obtener la función de Green con la correlación entre sensores y obtener una tomografía de ondas superficiales.

Recientemente, esa técnica se empleó para realizar una tomografía en Granada (Esp.) y Standford (EEUUAA) (Spica et al. 2019; Li et al. 2023) y considera conjuntamente curvas de dispersión de ondas de superficie y cocientes espectrales H/V (energía horizontal/energía vertical). Como el DAS solo mide deformaciones horizontales, en Spica et al. (2019) se calcularon los H/V a partir de los H del DAS en cada uno de los cientos de puntos de medición de la fibra y de los V en tres sismómetros convencionales. La hipótesis detrás del uso de pocas mediciones de V reside en que esta última componente es poco

sensible a la estructura, como lo han mostrado (Sánchez-Sesma et al. 1993; Chávez-García & Romero-Jiménez 1996) en la CDMX.

En la Ciudad de México se llevó a cabo una medición continua en dos períodos distintos, utilizando una fibra óptica diferente en cada uno. Este experimento, denominado DAS-CDMX, consistió en dos líneas de medición: una que recorría la CDMX de Sur a Norte, y otra que partía del sur de la CDMX y finalizaba al Sureste de esta. La técnica DAS se detalla en el capítulo 2, además de la geología de la Ciudad de México. En este mismo capítulo se describen algunas técnicas geofísicas comunes para la obtención de las velocidades de onda y sus limitaciones. También se presentan relaciones polinomiales utilizadas para determinar la velocidad de onda P en función de la velocidad de onda S. Se abordan los conceptos de peligro y riesgo sísmicos, centrándose en la aceleración máxima horizontal en la superficie y su relación con la deformación. Se introduce la deformación como un parámetro clave para calcular las deformaciones en edificios, siendo precisamente la deformación obtenida mediante la técnica DAS. Aunque las deformaciones necesarias para este propósito son las superficiales, en el experimento se midieron deformaciones a profundidad. Para relacionar estas con las deformaciones superficiales, se calcularon las deformaciones teóricas utilizando los métodos IBEM y DWN, cuya base teórica y justificación de uso conjunto se exponen también en el capítulo 2.

El capítulo 3 se enfoca en detallar el experimento DAS realizado en la Ciudad de México, así como en el análisis de las señales de sismos regionales, especialmente aquellos de magnitud igual o superior a 4.7. Se destaca el análisis específico del sismo ocurrido el 19 de septiembre de 2022, con una magnitud de 7.7. A partir de las deformaciones máximas registradas durante estos eventos sísmicos, se elaboraron mapas de deformación para visualizar la distribución de la deformación en la ciudad. Estos mapas muestran la máxima deformación registrada en cada canal tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia, lo que proporciona una comprensión más completa de la respuesta sísmica del suelo en diferentes ubicaciones. Además, se llevó a cabo un análisis de la dependencia azimutal de la técnica DAS utilizando las deformaciones en el dominio del tiempo, lo que permite entender cómo varía la capacidad de detección y medición de la técnica según la dirección desde la cual se propagan las ondas sísmicas. Este análisis contribuye a mejorar la comprensión de la precisión y la fiabilidad de la técnica DAS en la detección y caracterización de eventos sísmicos regionales en la Ciudad de México.

Antes de calcular los cocientes espectrales utilizando la componente horizontal de DAS y la componente vertical de los sismómetros convencionales, se llevó a cabo un análisis de de las señales del sismo de 19 de septiembre de 2022. Se obtuvieron los espectros de las componentes horizontales (H) y verticales (V) y se compararon los espectros entre todas las estaciones disponibles. Del análisis anterior, se verifica efectivamente que los espectros de la componente vertical de sismos presentan nula variación, independiente de su ubicación sobre la CDMX. Sin embargo, el análisis realizado con ruido ambiental muestra que los V calculados no son estables espacialmente. Por lo tanto, demuestro que, para el caso particular del Valle de México no podemos utilizar el V a partir de ruido para obtener los H/V y por ende la tomografía. Consecuentemente, se cambió este objetivo de la tesis y se propone ahora obtener los cocientes espectrales a partir de la tomografía. Los análisis

Introducción

realizados sobre la componente vertical proporcionada por sismómetros convencionales se presentan en el capítulo 4.

Con la información obtenida durante el experimento DAS-CDMX, en la línea 1 se calculará una tomografía de ondas superficiales. No es el objetivo de esta tesis. No obstante, la técnica de tomografía presenta el problema de no unicidad de la solución; es decir, existen diferentes modelos de velocidades que son igualmente aceptables respecto a las curvas de dispersión. Para restringir el espacio de soluciones en la tomografía, recopilé perfiles de velocidad de las ondas P y S (Vp y Vs), así como la geología de la CDMX. A partir de estos perfiles de velocidad y el conocimiento geológico previo de la CDMX, desarrollé en el un modelo inicial y simplificado en 3D de las velocidades. Además de la no unicidad, otra desventaja del método de la tomografía de ondas de superficie es que tiene una sensibilidad limitada a las ondas P. Por consiguiente, las velocidades de onda P se estiman a partir de relaciones Brocher (2005) con las velocidades de onda S. No obstante, las relaciones de Brocher (2005), comúnmente utilizadas, fueron desarrolladas con rocas y no con suelos, como los que se encuentran en la Ciudad de México. Por lo tanto, se sugiere una nueva relación específica para la CDMX, la cual se presenta también en el capítulo 5 como una contribución significativa. Este enfoque busca mejorar la precisión de la estimación de las velocidades de onda P, teniendo en cuenta las características particulares del suelo en esta región.

Como se ha mencionado, el experimento DAS-CDMX se encuentra en los túneles del metro, por lo que las deformaciones medidas son a profundidad. Dado que las deformaciones se midieron en profundidad, fue necesario relacionarlas con las deformaciones superficiales. Para lograr esto, se calcularon deformaciones teóricas tanto en profundidad como en superficie. Se utilizaron dos métodos numéricos para realizar estos cálculos: el método de número de onda discreto (DWN) y el método indirecto de elementos de frontera (IBEM). Estos métodos se aplicaron de manera conjunta siguiendo la propuesta de Perton et al. (2016). Los resultados de estos cálculos se presentan en detalle en el capítulo 6.

En este estudio, se empleó la técnica DAS para investigar las propiedades dinámicas de la Ciudad de México. Las líneas de experimentación recorren áreas de cambio significativo en los suelos de la ciudad. En este capítulo, se ofrece una breve descripción de la geología de la CDMX (2.1), abordando la formación de la cuenca debido al depósito de suelos finos y las montañas circundantes que facilitaron dicho proceso. Además, se explica el funcionamiento de la técnica DAS y los parámetros derivados de sus mediciones (2.2). También se discuten varios métodos comunes para determinar las velocidades de onda P y S, incluyendo la tomografía de ondas superficiales, así como los métodos utilizados para obtener las velocidades empleadas en la construcción de un modelo para restringir el espacio de soluciones de la tomografía planificada para este experimento (2.3). Asimismo, se presentan las relaciones polinomiales utilizadas para estimar la velocidad de onda P en función de la velocidad de onda S (2.4).

Se abordan los conceptos de peligro y riesgo sísmicos, ambos basados en la aceleración máxima horizontal en la superficie, y su relación con la deformación (2.5). Se introduce la deformación como un parámetro clave para el cálculo de las deformaciones en los edificios, y es justamente la deformación el parámetro obtenido con la técnica DAS. Aunque las deformaciones requeridas para este propósito son las superficiales, en el experimento se midieron deformaciones a profundidad. Para relacionar estas con las deformaciones superficiales, se calcularon deformaciones teóricas utilizando los métodos IBEM (2.6) y DWN (2.7). Este capítulo también proporciona una base teórica de cada método y justifica su uso conjunto (2.8).

2.1. Geología CDMX

La Ciudad de México se encuentra dentro del eje Neovolcánico Transmexicano que contiene una secuencia de rocas volcánicas y es resultado de la subducción de las placas de Coco y Rivera debajo de la placa Norteamericana. Las rocas que afloran en distintos puntos de la CDMX incluyen tobas, dacitas, andesitas, basaltos, depósitos aluviales y arcillas lacustres (Pérez 1988). La cuenca de la Ciudad de México está caracterizada por dos geoformas fundamentales, la planicie que debe su formación a procesos erosivos y acumulativos, y las montañas que son de origen volcánico y que rodean a la planicie. La planicie que ocupa el centro de la cuenca se formó a partir de la acumulación gradual y progresiva de sedimentos aluviales, fluviales y lacustres. Los numerosos ríos que bajaban desde las serranías transportaban importantes cantidades de sedimentos y con la cuenca cerrada, estos se fueron depositando a los pies de las serranías en forma de lenguas, abanicos y lentes hasta formar la extensa planicie. En la cima de este proceso de acumulación de sedimentos y en el centro de la cuenca se encuentran importantes capas de arcillas lacustres formados a partir de extensos lagos someros. Durante el depósito de los sedimentos aluviales y lacustres tuvieron lugar algunos eventos volcánicos que permitieron el depósito de cenizas, pómez y tobas en general, los cuales enriquecieron dichos depósitos y en ocasiones formaron una proporción importante de ellos (Lermo & Sánchez-Sesma 2020).

En la Figura 2.1 se presenta la geología de la Ciudad de México propuesta por (Arce et al., 2019). De ella se observa que los depósitos lacustres se encuentran en la parte centro y norte de la CDMX (Color beige). Estos depósitos son rodeados por rocas volcánicas de "La sierra de las Cruces" (color café) al Oeste, "Chichinautzin" (color anaranjado) al Sur, "Sierra Nevada" (color amarillo) al Este y "Sierra de Guadalupe" (color morado) al Norte. En la misma figura, en color rojo, se muestran las posibles fallas que atraviesan a la Ciudad de México.

Fabela Rodríguez (2009) reconstruyó un modelo profundo de la geología del Valle de México a partir de la estratigrafía reportada en los pozos de PEMEX y de la recopilación de 20 perfiles geológicos realizados por Federico Mosser en 2004 en toda la Ciudad de México, además de estudios gravimétricos que le permitieron definir la estructura de la cuenca a mayor profundidad. A continuación, se describen brevemente las capas del modelo geológico presentado en Fabela Rodríguez (2009).

Capa 1: Depósitos lacustres, caracterizada por velocidades de onda S de 80 m/s.

Capa 2: Depósitos aluviales superiores e inferiores, con velocidades de onda S entre 600 y 700 m/s.

Capa 3: Lahares, andesitas, tobas pumíticas y depósitos lacustres antiguos, caracterizados por velocidades de onda S alrededor de 1000 m/s.

Capa 4: Vulcanitas andesita y riolita, esta última capa presenta velocidades de onda S de hasta 3000 m/s.

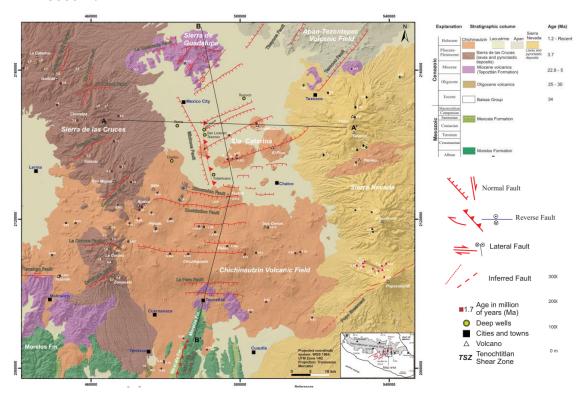


Figura 2.1. Geología del Valle de México (Arce et al., 2019).

2.2. Técnica DAS

La técnica "Distributed Acoustic Sensing" (DAS) consiste en sensores distribuidos a lo largo de una fibra óptica. El aparato se compone de un láser de impulsos y un interrogador que analiza la luz que regresa por reflexiones ópticas a lo largo de la fibra (Perton 2023).

El DAS mide el cambio en la longitud de segmentos en la fibra de manera dinámica. Para lograrlo, examina la distancia que viaja el rayo óptico o el cambio en la distancia que viaja la luz retrodispersada. La luz retrodispersada es la luz que se propaga en sentido contrario al pulso láser emitido originalmente sin cambiar su longitud de onda, estas reflexiones son muy pequeñas (Perton 2023). En la Figura 2.2 se representa el rayo óptico que viaja en la fibra óptica (Figura 2.2b) y que es retrodispersado (Figura 2.2c).

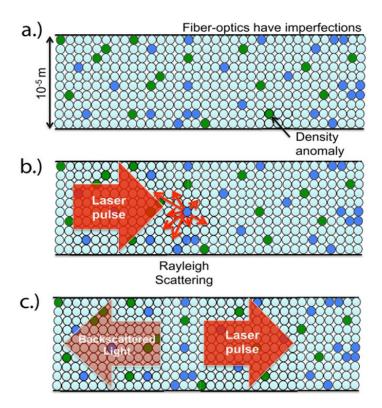


Figura 2.2. a.) representación de imperfecciones dentro de la fibra óptica, b.) la dispersión del rayo láser puede ocurrir en cualquier punto de la fibra, en cualquier imperfección, c.) una parte del pulso continúa viajando a lo largo de la fibra óptica y otra parte vuelve al interrogador (Lindsey et al. 2020).

Como se ha explicado en los párrafos anteriores, esta técnica mide la tasa de deformación a lo largo de la fibra óptica. Sin embargo, se sabe que la deformación es un tensor de seis componentes independientes, por ello, el inconveniente que esta técnica presenta es la medición incompleta del tensor de deformación. Debido a esto, la técnica DAS no permite el análisis de la polaridad de las ondas. Además, tiene una menor sensibilidad al efecto de las ondas según sus incidencias (Perton 2023). En la actualidad esta técnica ya ha sido utilizada para medir la propagación de ondas mecánicas, algunos casos específicos incluyen la medición de perfiles sísmicos verticales en pozos, en altamar para monitoreo

sísmico pasivo y dentro de conductos de telecomunicaciones para interferometría de ruido ambiental, como es el caso de este trabajo. Spica et al. (2019) presenta la relación que existe entre la deformación y la velocidad. Dado que la deformación es la derivada espacial del desplazamiento a lo largo del cable: $\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}$, expresando esta relación como la descomposición de una onda plana: $\varepsilon_{xx} = ik_x u_x$, donde k es el número de onda. Por otro lado, la velocidad es la derivada temporal del desplazamiento: $v_x = \frac{\partial u}{\partial t} = -i\omega u_x$, donde ω es la frecuencia angular. Relacionando las expresiones anteriores a partir del desplazamiento, se llega a la expresión:

$$\varepsilon_{xx} = -\frac{1}{c}v_x \quad , \tag{2.1}$$

que relaciona la deformación obtenida con DAS y la velocidad medida de los sismómetros.

2.3. Métodos para obtener la velocidad de las ondas elásticas

Los sismos son ondas mecánicas que se transmiten en las diferentes capas de la Tierra y se reciben en sismómetros o acelerómetros. Las señales capturadas brindan información de las propiedades elásticas a lo largo de su trayectoria. Los métodos sísmicos permiten obtener una imagen aproximada del subsuelo y permiten conocer las diferentes discontinuidades existentes (Scivetti et al., 2021).

Existen diferentes tipos de ondas elásticas, unas son las ondas de cuerpo (P y S) y otras las ondas superficiales (Rayleigh y Love), estas últimas se generan cuando se tiene una superficie libre (Green 1980).

Con los sensores sísmicos se registran los tiempos de llegada de las ondas P y S, y la inversión de estos tiempos permite obtener las velocidades de las ondas P y S. Algunos de estos métodos se presentan en el capítulo 2.3.1, donde nos referimos a ellos como "directos", ya que, aunque se realiza una inversión del tiempo para obtener la velocidad, el tiempo de llegada corresponde directamente a las ondas de cuerpo de las que se necesita conocer la velocidad de propagación. La característica común de estos métodos es que emplean una fuente activa que genera una onda balística P y una onda S. Sin embargo, estos métodos tienen una resolución y profundidad de investigación limitadas cuando se emplea una fuente artificial. Para alcanzar una mayor profundidad de investigación se requiere de fuentes de gran energía y sensores que cubran un área amplia.

Por otro lado, existen métodos basados en el análisis del ruido ambiental. Se ha mostrado que mediante la correlación entre las señales de diferentes estaciones es posible obtener la función de Green empírica. Estos métodos permiten obtener información a mayor profundidad, dependiendo de las longitudes de onda que los sensores fueron capaces de capturar (Das & Rai 2016). En el capítulo 2.3.2 se presentan algunos de estos métodos, a los que se hace referencia como métodos indirectos porque la velocidad de onda S se conoce a través de las ondas superficiales y no directamente de los tiempos de arribo de la misma onda S.

2.3.1. Métodos directos para obtener velocidad de las ondas elásticas

Estos métodos permiten obtener una sección o perfil de velocidades de onda P y S. Las ondas P son ondas compresionales, estas son las ondas que viajan más rápido, por ello también son conocidas como ondas Primarias. Las ondas P se propagan causando compresiones y dilataciones en la dirección de propagación. En la Figura 2.3 se muestran de manera esquemática las deformaciones en un cuerpo al paso de los frentes de onda P. Estas ondas se propagan a través de cualquier medio, incluso por fluidos.

Por su parte, las ondas S se propagan a una velocidad menor a la de las ondas P, por ello son llamadas también como ondas Secundarias. Las deformaciones que suceden al paso de estas ondas son de forma perpendicular a la dirección de propagación, por esta razón también son llamadas ondas de corte o cizalla. En la misma Figura 2.3 se presenta un esquema de las deformaciones producidas en un cuerpo rígido al paso de estas ondas (Stein & Wysession 2003). Es importante mencionar que debido a su naturaleza (de cizalla) estas ondas no se propagan a través de fluidos.

Los métodos directos se basan en la lectura de los tiempos de arribo de las ondas P y/o S, para ello, es necesario perturbar el medio con una fuente activa, esto puede ser naturalmente, por un sismo, o artificialmente, algunas herramientas o equipos utilizados son los Vibroseis (camiones), explosivos, o impacto en la superficie con un marro, etc. En este capítulo se presentan las generalidades de algunos de estos métodos.

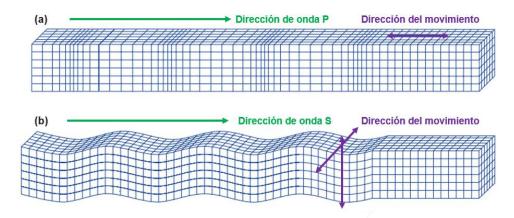


Figura 2.3. Representación esquemática de la deformación de un cuerpo por el paso (a) de las ondas P, el movimiento se presenta de manera paralela a la dirección de propagación y (b) de las ondas S, el movimiento se presenta de forma perpendicular a la dirección de propagación (Stein & Wysession 2003).

2.3.1.1. Sonic Log

Esta técnica consiste en emitir pulsos sónicos y medir el tiempo de arribo después de viajar por el medio circundante. Para llevarla a cabo, es necesario disponer de un pozo en el sitio de interés. La sonda se introduce en el pozo y se realizan las lecturas de los tiempos de llegada. Para emitir las ondas mecánicas, la sonda cuenta con una fuente emisora de pulsos sónicos. En la misma sonda, existen receptores que miden los pulsos que han viajado por el medio circundante (Glover 2007). En la Figura 2.4 se presenta el esquema de la sonda.

Durante la ejecución, es posible que se produzcan variaciones en la inclinación de las herramientas, lo que puede causar errores en las distancias consideradas para la obtención de la velocidad de propagación de la onda. En la actualidad, las propias sondas cuentan con una herramienta de compensación por desalineaciones (Glover 2007). En la Figura 2.4 se presenta esquemáticamente la ejecución descrita.

El pulso emitido es un pulso sónico, de manera que los tiempos de llegada obtenidos son proporcionales a los tiempos de viaje de las ondas P. A partir de los tiempos de llegada medidos, se obtienen las velocidades de las ondas sísmicas de compresión (P) a diferentes profundidades. Sin embargo, en este método no se obtienen las ondas S.

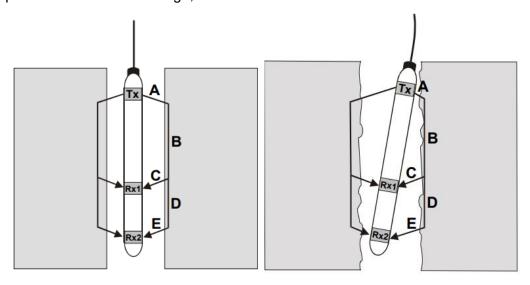


Figura 2.4. Composición esquemática de la Sonic Log (Glover 2007).

2.3.1.2. Crosshole

Esta prueba se lleva a cabo conforme a la norma de ASTM International (2000), la cual establece que es necesario preparar al menos dos pozos. Uno se utiliza para la fuente de las ondas sísmicas, las cuales son capturadas por acelerómetros o geófonos colocados en el o los pozos restantes. Es fundamental que tanto la fuente como el receptor se encuentren a la misma profundidad

La separación de centro a centro de los pozos para el método Crosshole es de al menos 3 m. Sin embargo, de acuerdo con las normas ASTM D4428 M-00, si se sabe que la velocidad de la onda S es superior a 450 m/s, la separación entre los pozos deberá ser de 4 a 5 m.

Sus principales aplicaciones incluyen el análisis de licuefacción, ingeniería sísmica, mecánica de rocas y suelos, entre otros campos. El producto final de estos estudios es un perfil de velocidades tanto para ondas P como para ondas S. Estos perfiles se generan a partir de la lectura de los tiempos de llegada de las ondas, por lo que es crucial que la distancia entre la fuente y el receptor sea lo más precisa posible. Con el fin de reducir errores en el cálculo de las velocidades debido a la distancia, es necesario medir la posición relativa entre los tubos en función de la profundidad utilizando inclinómetros.

Para su aplicación, se asume una estratificación horizontal en el medio, como se muestra en la Figura 2.5. Para generar ondas sísmicas, se requieren fuentes impulsivas como explosivos, martillos o pistolas de aire comprimido, siendo esta última la más común.

En la realización de la prueba, se recomienda realizar un registro de señal para la onda P y otro para la onda S, de modo que la ganancia del registrador y el tiempo de grabación puedan ser ajustados según las propiedades de cada onda.

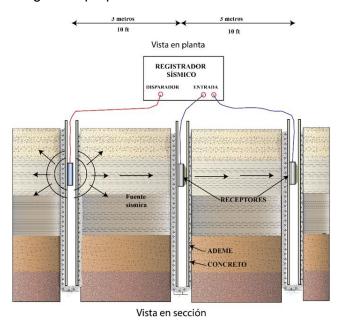


Figura 2.5. Esquema de la prueba de Crosshole (Modificado de ASTM D 4428M-00)

2.3.1.3. Mediciones ultrasónicas

Existen cristales que, al ser sometidos a un campo eléctrico, generan un movimiento mecánico; este fenómeno es conocido como piezoelectricidad. Además, este fenómeno también funciona de manera inversa: es decir, cuando un cristal piezoeléctrico es sometido a una fuerza mecánica, como una presión o una vibración, genera un campo eléctrico (Flores 2013).

Este capítulo se basa en el trabajo de investigación de R. Martínez (2021). Los Elementos Bender (BE, por sus siglas en inglés) son placas piezoeléctricas delgadas y polarizadas transversalmente. Estos elementos son capaces de producir pequeñas deformaciones angulares, las cuales generan ondas S y ondas P al ser transmitidas como un pulso eléctrico.

Estos mismos elementos se utilizan como receptores de los pulsos eléctricos, lo que permite obtener el tiempo de llegada de las ondas P y S. Con los tiempos de llegada y la distancia conocida entre el elemento transmisor y el receptor, se pueden obtener las velocidades de las ondas P y S. Dado que se utilizan muestras inalteradas de suelo y probetas fabricadas en laboratorio con medidas específicas, las velocidades obtenidas son representativas del suelo del sitio. En la Figura 2.6 se presenta un esquema de la prueba con BE.

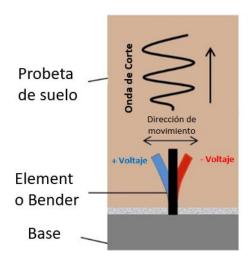


Figura 2.6. Esquema representativo de la prueba con BE (Modificado de VJTech, 2020)

2.3.2. Métodos indirectos para conocer Vs

Estos métodos son ampliamente utilizados para obtener información relevante del subsuelo. La teoría detrás de estos métodos se basa en que la función de Green entre dos estaciones sísmicas puede ser recuperada a partir de la correlación cruzada de largas series temporales de ruido ambiental grabadas en esas estaciones. El ruido ambiental principalmente captura los desplazamientos causados por las ondas Rayleigh. Estas ondas solo viajan en la superficie libre de dos medios contrastantes. Las ondas Rayleigh se forman cuando el movimiento de partículas es una combinación entre las ondas P y SV y se propagan a una velocidad ligeramente menor que la velocidad de la onda S (0.92 veces la velocidad de la onda S) (Stein & Wysession 2003). El movimiento de partícula que producen estas ondas se ejemplifica en la Figura 2.7.

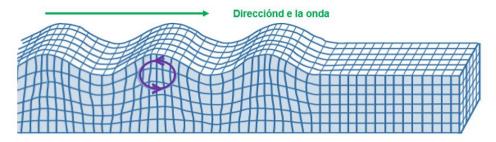
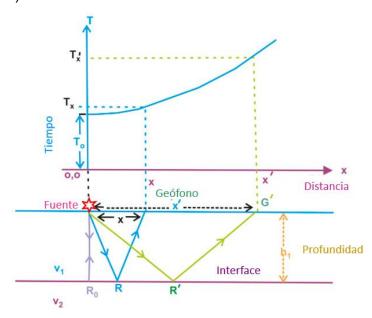


Figura 2.7. Representación esquemática de la deformación de un cuerpo por el paso de las ondas Rayleigh, el movimiento de partículas presentado es elíptico retrógrado. Este movimiento cambia con la profundidad. (Shearer 2009).

Una de las características de las ondas superficiales es que tienen un carácter dispersivo, es decir, las ondas de periodo más largo tienen una longitud de onda más larga y, por lo tanto, contienen información de mayores profundidades, sin necesidad de fuentes activas cercanas de gran energía (Stein & Wysession 2003).

2.3.2.1. Tomografía de tiempos de arribo

El objetivo principal de este método es obtener un modelo de velocidades para una superficie o un volumen a partir de los tiempos de viaje medidos. Las ondas que viajan a través del volumen de suelo tienen reflexiones y refracciones a lo largo de su trayectoria, en la igura 2.8 se representa de manera esquemática un medio, las ondas incidentes y reflejadas y la curva de tiempo-distancia que se genera con la lectura de los tiempos de arribo (Haldar 2018).



igura 2.8. Representación esquemática de ondas que viajan a través de un medio y la curva de tiempo generada por los tiempos de arribo a lo largo de un arreglo de sensores (Haldar 2018).

Para interpretar los tiempos de viaje de las ondas de forma sencilla, se asume que cumplen la teoría de rayos y que el tiempo de viaje del rayo está dado por Guust (2008):

$$T = \int_{L}^{\square} \frac{ds}{C_0(r)}$$
 2.2

Donde L indica la trayectoria que siguió el rayo, c es la velocidad Vp o Vs, según el tipo de onda que se esté analizando. Al conocer los tiempos de arribo (T) a partir de las señales capturadas, con distancias conocidas entre la fuente y los receptores, es posible construir una curva de tiempo distancia. A partir de estas distancias (ds) y tiempos, es posible obtener las velocidades de onda P o S, según el tiempo de lectura.

2.3.2.2. Tomografía de ruido ambiental

Este método requiere de registros de ruido ambiental durante largos periodos. Se ha demostrado que las ondas dispersivas generadas por sismos lejanos son suficientes para recuperar las ondas directas entre dos puntos de observación con ubicación bien conocida (Campillo & Paul 2003). Esto representa una ventaja sobre la tomografía de tiempos de llegada, ya que no es necesario estar en una zona sísmica ni contar con fuentes de gran energía.

Para obtener una tomografía con ruido sísmico, se realiza una correlación cruzada entre pares de estaciones. Esta correlación permite obtener una curva de dispersión. Con la inversión de las curvas de dispersión de varios pares de estaciones, es posible obtener una tomografía de las velocidades de onda S (Das & Rai 2016). En la Figura 2.9, se presenta un ejemplo de curvas de dispersión y los perfiles de velocidades de onda S invertidos

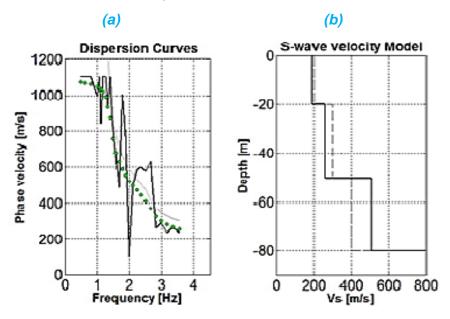


Figura 2.9. Ejemplo de (a) curvas de dispersión, el eje de las abscisas son las frecuencias en Hz, el eje de las ordenadas la velocidad de fase en m/s; (b) perfil de velocidad, el eje de las abscisas son las velocidades de onda S en m/s y el eje de las ordenadas es la profundidad en metros (ejemplo obtenido de Toni et al.)

Como se observa en la Figura 2.9, en algunos casos, las curvas de dispersión de los modos superiores pueden alcanzar velocidades de fase similares en las mismas frecuencias que el modo fundamental. Estos puntos se conocen como "kissing points" y a menudo causan confusión, ya que podría interpretarse incorrectamente un modo superior en frecuencias mayores al "kissing point", lo que resultaría en errores en las velocidades de onda obtenidas a partir de la inversión.

2.3.2.3. Cocientes espectrales (H/V)

Este método se basa en medir el ruido sísmico, que se define como la vibración constante de la superficie de la Tierra. Esta vibración es generada por fenómenos naturales que contribuyen a las bajas frecuencias (<1 Hz), así como por el ruido antropogénico que aporta a las altas frecuencias (> 1 Hz) (Molnar et al., 2018).

En los suelos blandos depositados sobre un basamento resistente ocurre una amplificación en las ondas, conocida como efecto de sitio, un fenómeno importante de considerar en el estudio del riesgo sísmico. La amplificación de las ondas se produce a una frecuencia dada, principalmente para la componente horizontal. En la componente vertical, este fenómeno de amplificación no se presenta (Nakamura 2008).

Es importante identificar la frecuencia en la que se presenta la amplificación de las ondas, conocida como frecuencia fundamental. La técnica H/V es capaz de proporcionar esta frecuencia fundamental junto con el nivel de amplificación. Esta técnica ha ganado popularidad debido a la información esencial que proporciona y a su facilidad de aplicación. La toma de datos consiste en grabar ruido sísmico durante un periodo considerable. El sensor debe tener tres componentes y con las componentes horizontales, el equipo se orienta al norte y este, se estabiliza y se inicia la grabación. El procesamiento implica obtener los espectros de Fourier horizontal y vertical, y luego calcular la relación entre ambos espectros, es decir, la relación horizontal sobre vertical (H/V). En la Figura 2.10 se muestra una representación esquemática de la ejecución del método.

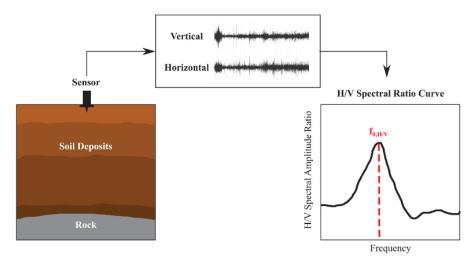


Figura 2.10. Representación esquemática de la técnica H/V y resultados. Sensor ubicado sobre un depósito de suelos, series temporales generadas con ruido sísmico y relación espectral (Hallal & Cox 2021).

En esta técnica, la fuente y el receptor se encuentran en el mismo punto. Se demostró que la autocorrelación corresponde a la densidad de energía direccional en este punto (ecuación 2.3) (Perton et al. 2009).

$$E_i(x,\omega) = \rho \omega^2 \langle ||u_i(x,\omega)||^2 \rangle \propto Im[G_{ii}(x,x;\omega)].$$
 2.3

La densidad total de energía en un punto es proporcional a la parte imaginaria del tensor de Green para fuente y receptor coincidentes. Si asumimos que un microtremor produce un campo difuso, entonces la relación de H/V puede reescribirse en términos de la parte imaginaria de la Función de Green (ecuación 2.4) (Sánchez-Sesma et al. 2011; Piña-Flores et al. 2017).

$$\left[\frac{H}{V}\right](\omega) = \sqrt{\frac{Im[G_{11}(X, X; \omega)] + Im[G_{22}(X, X; \omega)]}{Im[G_{33}(X, X; \omega)]}} \quad . \tag{2.4}$$

Donde los subíndices 11 y 22 corresponden a las componentes horizontales y 33 a la componente vertical.

2.3.2.4. Componente vertical en la Ciudad de México

De acuerdo con el artículo de Sánchez-Sesma et al. (1993) en algunos eventos sísmicos recopilados en la Ciudad de México se observa la invariabilidad de la componente vertical. Las trazas de la componente vertical presentadas en dicho trabajo se muestran en la Figura 2.11, en ellas se observa que la componente vertical es similar en todas las estaciones, independientemente de la zona geotécnica donde se encuentren. Chávez-García & Romero-Jiménez (1996) también llevó a cabo un análisis de este comportamiento en las diferentes zonas geotécnicas, llegando a la misma conclusión: la prácticamente nula variabilidad de la componente vertical en el Valle de México. Esto respalda la hipótesis de que la componente vertical puede ser obtenida de sismómetros cercanos a la línea DAS para calcular los H/V, tal como se realizó en Z. J. Spica et al. (2019).

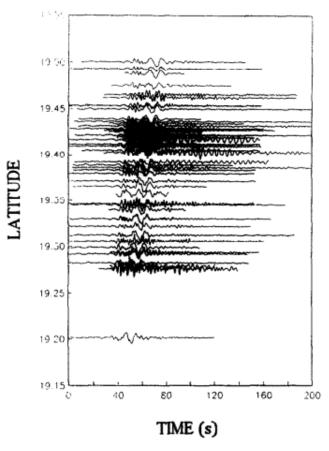


Figura 2.11. Componente vertical. Tomada de Sánchez-Sesma et al. (1993)

2.4. Relación empírica entre Vp y Vs

Las amplificaciones de las ondas sísmicas en la cuenca de México están estrechamente relacionadas con las propiedades del suelo. Los perfiles de velocidad de propagación de ondas sísmicas Vp y Vs, densidades, espesores de las capas y los cambios abruptos de impedancia son propiedades indispensables para conocer el efecto de sitio. De estas propiedades es la velocidad de onda de corte (Vs) la que resulta de mayor interés, ya que

una velocidad muy baja es indicativa de estratos blandos y son las que sufren la mayor amplificación del movimiento durante un tiempo mayor (Bazán & Meli 1981).

En este capítulo se presentan algunas de las relaciones empíricas entre la densidad (ρ), la velocidad de propagación de la onda de compresión (Vp) y la velocidad de propagación de la onda de corte (Vs).

Comúnmente, los estudios de exploración sísmica suelen reportar la velocidad de propagación de la onda P y, en ocasiones, también la densidad. Sin embargo, al no disponer de información sobre la velocidad de propagación de las ondas S, surge la importancia de conocer estas relaciones. Existen relaciones empíricas con las que es posible estimar la velocidad de onda P a partir de la velocidad de onda S.

2.4.1. Relaciones en rocas de la corteza

La investigación realizada por Brocher (2005) presenta las relaciones empíricas entre la densidad, Vp y Vs, mediante la comparación de una gran cantidad de información de mediciones con técnicas geofísicas y de las propiedades obtenidas en laboratorio para rocas de distintos orígenes y regiones.

La relación de ρ en función de Vp es válida para valores de Vp entre 1.5 y 8.5 km/s:

$$\rho(g/cm^3) = 1.6612V_P - 0.4721V_P^2 + 0.0671V_P^3 - 0.0043V_P^4 + 0.000106V_P^5.$$
 2.5

Para calcular Vp en función de ρ , se tiene la siguiente relación para ρ entre 2 y 3.5 g/cm3:

$$V_P(km/s) = 39.128\rho - 63.064\rho^2 + 37.083\rho^3 - 9.1819\rho^4 + 0.8228\rho^5.$$
 2.6

También se presenta la relación de Vs en función de Vp, relación válida para Vp entre 1.5 y 8.0 km/s:

$$V_S(km/s) = 0.7858 - 1.2344V_P + 0.7949V_P^2 - 0.1238V_P^3 + 0.0064V_P^4.$$
 2.7

Finalmente, se presenta el polinomio propuesto por Brocher (2005) para obtener Vp en función de Vs, válida para Vs entre 0 y 4.5 km/s:

$$V_P\left(\frac{km}{s}\right) = 0.940 + 2.0947V_S - 0.8206V_S^2 + 0.2683V_S^3 - 0.0251V_S^4.$$
 2.8

Estas relaciones son válidas para la corteza y el manto superior. Para llegar a ellas, Brocher (2005) compiló mediciones de diferentes tipos de rocas comunes. Con esta información logró observar una tendencia entre Vp y Vs. Sin embargo, esta relación no es representativa de la tendencia que presentan los las velocidades del suelo de la Ciudad de México.

2.4.2. Relaciones para materiales de Vs baja

Los suelos de la Ciudad de México presentan valores de velocidad de propagación de onda S especialmente pequeños, pues las arcillas que lo componen se encuentran totalmente saturadas; es decir, que todos los espacios están completamente llenos de agua. Esta condición dificulta el cálculo de la Vs con la relación propuesta por Brocher (2005), ya que la Vp toma el valor de la velocidad de propagación en el agua (~1.5 km/s) cuando las velocidades Vs son menores a 0.3 km/s, como se observa en la Figura 5.3.

Con el fin de encontrar un mejor ajuste a la relación entre Vp y Vs cuando ésta última es menor a 0.3 km/s se han comparado los datos conocidos con relación propuesta por Lee (Oloruntobi & Butt 2020). Esta relación fue estimada para arcillas saturadas con sedimentos poco profundos.

$$V_P(km/s) = \frac{V_S + 0.6}{0.59} . 2.9$$

Aunque la ecuación 2.9 se propone para arcillas saturadas, en la Figura 2.12 se observa que cuando las velocidades de onda S menores a 0.3 km/s, Vp disminuye drásticamente a valores inferiores a 1.5 km/s. Esta tendencia no es la esperada en arcillas saturadas, donde se estima que la velocidad de onda P debería ser al menos de 1.5 km/s cuando la Vs disminuye.

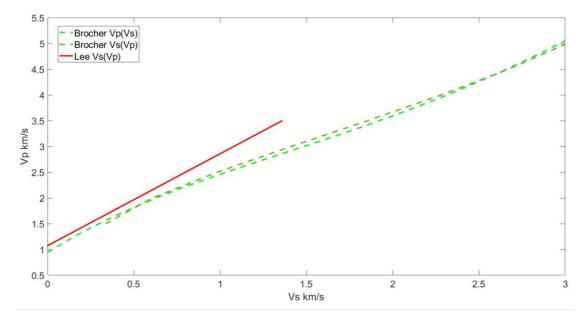


Figura 2.12. Se presentan las relaciones de Brocher (2005) con líneas punteadas de color verde y la relación de Lee con una línea continua de color rojo.

Se destaca que las velocidades de onda S en la Ciudad de México pueden llegar a ser incluso menores a 0.1 km/s en los estratos más someros, compuestos principalmente por suelos arcillosos saturados. Por otro lado, la velocidad de onda P es cercana a la velocidad de propagación en el agua (1.5 km/s). Lo anterior mencionado se debe al alto contenido de agua que presentan las arcillas de la Ciudad de México, de hasta 300%; este porcentaje se refiere a la relación de la masa de agua respecto a la masa del sólido. Para representar la relación de velocidades en las arcillas de la Ciudad de México presento una relación empírica específica para la Ciudad de México. Esta relación se obtuvo a partir de velocidades conocidas y recopiladas en este trabajo (véase capítulo 5.1).

2.5. Peligro y Riesgo sísmico

Actualmente, la evaluación del peligro y riesgo sísmico se fundamenta en las aceleraciones horizontales máximas probables en cada ubicación. En México, existen manuales que ofrecen recomendaciones para el diseño seguro ante sismo (CFE 2015), aunque la Ciudad de México cuenta con regulaciones específicas debido al efecto de sitio normativa (Gobierno de la Ciudad de México 2020). La amplificación de las ondas sísmicas ocurre principalmente en las componentes horizontales, y este movimiento amplificado en el suelo puede afectar a las estructuras que descansan sobre él. Por lo tanto, la componente horizontal podría causar los mayores daños (Bazán & Meli 1981). Además, es importante identificar las fuentes que podrían generar las mayores aceleraciones en el sitio de interés. Para esto, se lleva a cabo un análisis de peligro sísmico.

2.5.1. Peligro sísmico

La actividad sísmica nos permite identificar zonas sismogénicas, que son aquellas donde existen fallas tectónicas activas. Aunque en una zona no haya una falla activa específica, los movimientos fuertes sísmicos dependerán de su cercanía a la fuente. El peligro sísmico se define como las máximas intensidades que pueden presentarse en un sitio dado y periodo de exposición definido (Bazán & Meli 1981). En el Manual de Obras Civiles de CFE (2015) se establecen las fuentes potenciales que afectan a la República Mexicana, y en la Figura 2.13 se presentan las zonas sismogénicas definidas en este manual.

En la Figura 2.14 se presenta el mapa de la regionalización sísmica basada en el peligro sísmico de la República Mexicana realizado por la CFE (2015). Esta regionalización se establece a partir de la máxima aceleración en terreno rocoso, es decir, sin considerar efectos de sitio. Las mayores intensidades o aceleraciones, se presentan en la zona de subducción y estas disminuyen conforme se alejan. En la Tabla 2.1 se muestran los parámetros que definen a los mapas de intensidad.

Estas aceleraciones máximas sirven como referencia para cada sitio; sin embargo, es necesaria una microzonificación para conocer el posible efecto de sitio. La Ciudad de México cuenta con su propia microzonificación y la normativa que rige en para el diseño seguro ante sismo se basa en el estudio de peligro sísmico realizado por Castillo & Ruiz (2014), donde proponen dividir la Ciudad de México en siete zonas de acuerdo con el periodo fundamental. En la Tabla 2.2 se presentan las zonas y periodos fundamentales, y en la Figura 2.15 se muestra el mapa de isoperiodos (NTC 2004), tomado como base para esta zonificación.

Aceleración máxima en roca (cm/s2)	Zona	Intensidad sísmica
$a_0^r \ge 200$	Α	Muy Alta
$100 \le a_0^r < 200$	В	Alta
$50 \le a_0^r < 100$	С	Moderada
$a_0^r < 50$	D	Baja

Tabla 2.1. Intensidades sísmicas (CFE 2015)

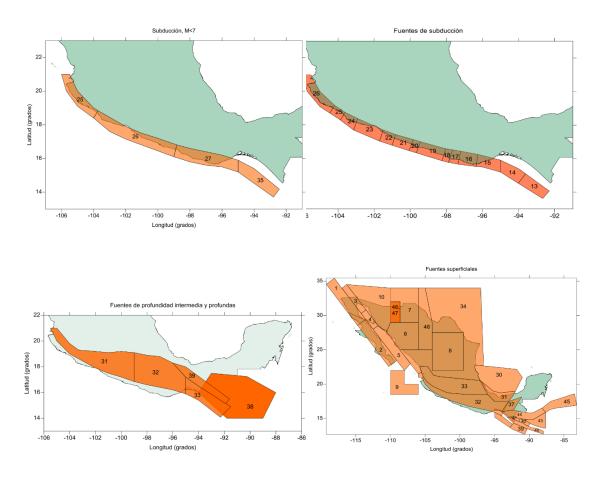


Figura 2.13. Fuentes sísmicas en la República Mexicana (CFE 2015)

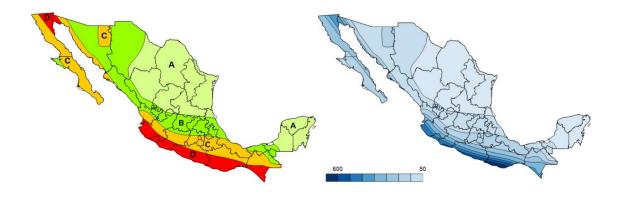


Figura 2.14. Aceleraciones máximas esperadas en la República Mexicana (CFE 2015)

En la Tabla 2.2, la zona A se asocia a terreno firme o roca, mientras que la zona G se asocia a suelo muy blando. De acuerdo con esta propuesta la caracterización de los periodos en el valle de México es fundamental. J. Martínez et al. (2015) han propuesto una actualización al mapa de isoperiodos basados en una mayor densidad de mediciones.

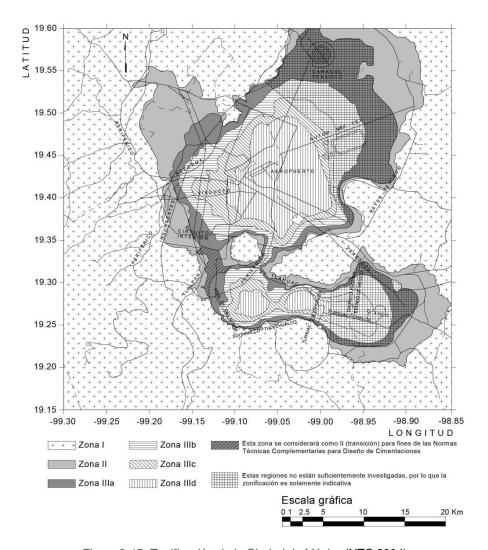


Figura 2.15. Zonificación de la Ciudad de México (NTC 2004)

Tabla 2.2. Zonas en el valle de México (Castillo & Ruiz 2014)

Periodo fundamental del suelo Ts (s)	Zona	
$Ts \leq 0.5$	А	
$0.5 < Ts \le 1.0$	В	
$1.0 < Ts \le 1.5$	С	
$1.5 < Ts \le 2.0$	D	
$2.0 < Ts \le 2.5$	Е	
$2.5 < Ts \le 3.0$	F	
$3.0 < Ts \le 4.0$	G	

2.5.2. Riesgo sísmico

Este concepto describe la consecuencia de la interacción entre el peligro sísmico y la vulnerabilidad (Wang 2011). La vulnerabilidad se refiere a la posibilidad de sufrir daño; es decir, aunque exista peligro sísmico, si en el sitio no existen edificios, casas u otras estructuras civiles que puedan dañarse y causar pérdidas económicas y decesos, entonces no existe el riesgo sísmico.

Actualmente, se cuenta con normativa que refiere al estudio del peligro sísmico en cada sitio donde se construirá una nueva estructura. En este caso, aunque no exista estructura civil previa, el análisis de riesgo sísmico se realiza de manera preventiva (Bazán & Meli 1981).

La Ciudad de México se rige bajo las Normas Técnicas Complementarias de diseño por sismo donde se fijan los requisitos técnicos mínimos para el diseño seguro de estructuras ante sismo (Gobierno de la Ciudad de México 2020). El diseño seguro ante sismos se fundamenta en el Espectro de Diseño, el cual se deriva de la máxima aceleración esperada en la base de estructuras con distintos períodos. Esta máxima aceleración se obtiene para diversos períodos estructurales.

El análisis de la intensidad de la vibración inducida en un edificio se lleva a cabo modelando la estructura mediante un sistema de un grado de libertad con el periodo fundamental correspondiente. En la Figura 2.16 se ilustra este análisis, donde varios sistemas de un grado de libertad son sometidos a una vibración de entrada, y cada sistema responde de manera diferente, principalmente en términos de amplificación (Bazán & Meli 1981). La vibración de entrada se obtiene a partir del peligro sísmico, lo que proporciona información sobre la aceleración en roca. Luego, a partir de un estudio local, se generan acelerogramas que consideran la amplificación debido al efecto de sitio. Cada sistema se alimenta con los acelerogramas del peligro sísmico, incluyendo los efectos de sitio, y se calculan las aceleraciones para cada periodo estructural.

En la Figura 2.16 se representa de forma esquemática la obtención de un espectro de diseño. Es importante tener en cuenta que el espectro de peligro uniforme (EPU) se obtiene para cada fuente potencial. Luego, el espectro de diseño se obtiene considerando los EPU de las diferentes fuentes potenciales.

Un diseño seguro ante sismo, debe considerar las deformaciones máximas que las aceleraciones de un sismo podrían causar en la estructura. En la mayoría de los reglamentos de diseño sísmico establecen como objetivos evitar el colapso, aunque es aceptable un nivel de daño ante un sismo severo y evitar los daños ante cualquier sismo moderado. Estos objetivos se plantean en términos de estado límite y se enlistan a continuación (Bazán & Meli 1981):

 Estado límite de servicio. En este caso, no se exceden deformaciones que interfieran con el funcionamiento de equipos e instalaciones, los elementos no estructurales tampoco sufren daños.

- Estado límite de integridad estructural. En este caso se pueden presentar daños no estructurales y daño estructural menor, como agrietamiento, pero no se alcanza la capacidad de carga de los elementos estructurales.
- Estado límite de supervivencia. Puede presentarse daño estructural significativo, pero se evita el colapso.

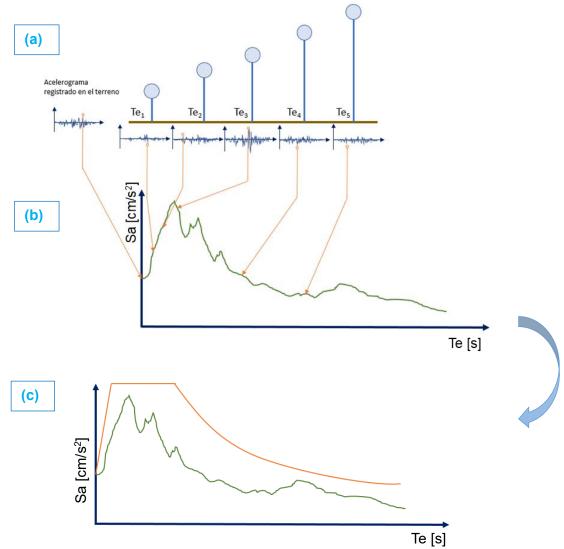


Figura 2.16. (a) Cálculo de acelerogramas de respuesta para diferentes periodos estructurales a partir del estudio de peligro sísmico; (b) Espectro de Peligro Uniforme construido a partir de la aceleración máxima alcanzada en cada periodo estructural para una fuente; (c) Espectro de Diseño (curva color naranja). Donde Te es el periodo estructural y Sa es la pseudo-aceleración espectral (Basado en Bazán & Meli (1981))

Actualmente, el Espectro de Diseño sísmico para sitios en la Ciudad de México se puede obtener del portal de SASID que se basa en las NTC-DS (Gobierno de la Ciudad de México 2020). Los espectros descritos hasta ahora son elásticos y sirven para determinar las

fuerzas laterales para las que se debe diseñar una estructura, considerando que la deformación de la estructura no rebase su intervalo elástico. Partiendo del enunciado anterior, se propone el uso de la deformación para el diseño sísmico, dado que la deformación está relacionada con el esfuerzo aplicado. En la Figura 2.17 se presenta una curva esfuerzo-deformación típica del concreto.

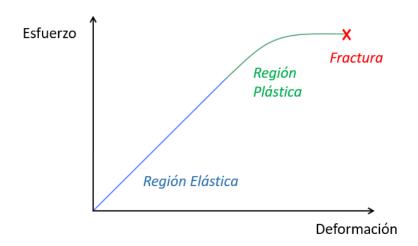


Figura 2.17. Curva esfuerzo-deformación esquemática.

Como se observa en la Figura 2.17, es posible identificar tanto el rango elástico del material como el esfuerzo máximo soportado antes de la ruptura. Se considera útil la deformación máxima de un sismo como dato de entrada para determinar la deformación que causaría en una estructura.

En este proyecto, la fibra óptica se encuentra ubicada mayormente a profundidad, sobre la estructura de los túneles del metro. Para comprender la influencia de esta profundidad en las deformaciones, se analizaron las diferencias entre las deformaciones obtenidas a una profundidad de aproximadamente 30.0 m y las deformaciones en la superficie. Este análisis se llevó a cabo utilizando un modelo representativo de un sismo, como el ocurrido el 19 de septiembre de 2022, y teniendo en cuenta las propiedades elásticas de la Ciudad de México (capítulo 6).

2.5.3. Deformaciones en estructuras

La instrumentación de estructuras comúnmente implica la colocación de acelerómetros o sensores sísmicos. En este caso, estamos estudiando la deformación que sufren las estructuras con la técnica DAS. Recordando que la línea de fibra óptica está instalada en la estructura del metro que corre sobre la "delta metropolitana" UNAM-IPN y UNAM-UAM Iztapalapa, las cargas dinámicas a analizar son las que los trenes ejercen sobre la estructura a su paso.

La técnica DAS es capaz de obtener mediciones de las tasas de deformación de manera continua durante el periodo asignado y su aplicación es no invasiva para las estructuras que se monitorean ya que el interrogador se instala en uno de los extremos de un hilo de fibra óptica previamente colocada. En el experimento DAS-CDMX obtuvimos las tasas de deformación cada 12.8 m se manera continua. Esta cantidad de información permite analizar las deformaciones máximas obtenidas en diferentes fechas y horarios.

Actualmente, existen algunas recomendaciones de diseño para obras subterráneas, donde se establece el cálculo de la deformación máxima en la estructura. En el Manual de Obras Civiles para Diseño por Sismo (CFE 2015) se presenta el análisis para establecer la deformación de diseño de una obra subterránea embebida en suelos blandos, como se describe en este capítulo. En este trabajo, se hace referencia únicamente al análisis a lo largo del túnel, o longitudinal, basándose en lo descrito en el Manual de Obras Civiles para Diseño por Sismo, ya que con la técnica DAS solo se analiza este sentido. Las principales deformaciones en sentido longitudinal serán las axiales y por curvatura, ambas deformaciones se presentan a lo largo del túnel. En la Figura 2.18 se presentan estas deformaciones de forma esquemática, donde la Figura 2.18a y la Figura 2.18b representan la deformación axial por ondas de compresión y de corte, respectivamente. La Figura 2.18c representa la deformación de un túnel por curvatura.

A continuación, se presentan las ecuaciones necesarias para el cálculo de la deformación máxima longitudinal de un túnel. Esta deformación depende de las propiedades del suelo en el que se encuentra y las propiedades del concreto del revestimiento del mismo túnel:

$$\varepsilon_a = \frac{F_{max}}{E_L A_L}; \qquad \varepsilon_c = \frac{M_{max}}{E_L A_L} r_e \quad ,$$
 2.10

donde:

 ε_a : Deformación máxima axial

 ε_c : Deformación máxima de curvatura

F_{max}: Fuerza axial máxima aplicada

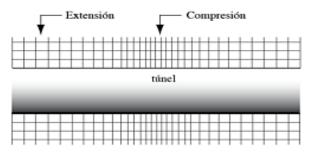
 M_{max} : Momento flexionante máximo

 E_L : Módulo de elasticidad del concreto de revestimiento

 A_L : Área transversal del concreto de revestimiento

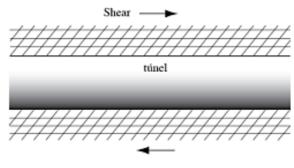
r_e: Radio efectivo del túnel

Deformación axial (Compresión)





Deformación axial (Cortante)





Deformación axial (Curvatura)

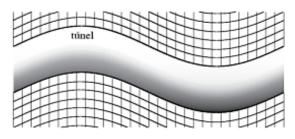




Figura 2.18. Deformaciones en una estructura subterránea (Bobet 2020)

Para obtener la fuerza máxima aplicada y el momento flexionante máximo, se requiere conocer las propiedades dinámicas del suelo donde el túnel se encuentra embebido:

$$F_{max} = \frac{\frac{2\pi}{L}}{2 + \left(\frac{E_L A_L}{k}\right) \left(\frac{2\pi}{L}\right)^2} D_a; \qquad M_{max} = \frac{\left(\frac{2\pi}{L}\right)^2}{1 + \left(\frac{E_L I_L}{k}\right) \left(\frac{2\pi}{L}\right)^4} D_c \quad , \qquad 2.11$$

donde:

L: Longitud de onda

 \mathcal{D}_c y \mathcal{D}_c : Amplitud de onda debido a las deformaciones axiales y por curvatura, respectivamente

k: Módulo de reacción

 I_L : Momento de inercia de la sección transversal

La amplitud de onda debido a las deformaciones axiales y por curvatura (Da y Dc), se determinan como:

$$D_a = \frac{V_0}{V_S} \frac{L}{4\pi};$$
 $D_c = \frac{a_0}{V_S^2} \frac{L}{2\pi} \cos^3(\phi)$, 2.12

donde:

a₀: Aceleración máxima del sitio en superficie

V₀: Velocidad máxima del sitio en superficie

φ: Ángulo de incidencia

Los módulos de reacción se obtienen como:

$$k = \frac{32\pi G_m (1 - \nu_m)}{(3 - 4\nu_m)} \frac{r_e}{L} \quad , \tag{2.13}$$

donde:

G_m: Módulo de rigidez del medio

v_m: Relación de Poisson del medio

Finalmente, la deformación máxima se obtiene como la suma de deformación máxima axial y por curvatura:

$$\varepsilon_{max} = \varepsilon_a + \varepsilon_c$$
 . 2.14

Para obtener la deformación máxima, se han considerado constantes las propiedades del túnel (Comisión de Vialidad y Transporte Urbano 1987a; b) Las propiedades necesarias del suelo se han tomado del modelo de velocidades obtenido en este trabajo (Figura 5.7). Por último, la aceleración máxima se obtiene del sitio SASID-UNAM. Se espera que las deformaciones registradas durante los sismos ocurridos en I mismo periodo de grabación y el paso del propio tren en servicio no rebasen la deformación máxima de diseño obtenida.

2.6. Método indirecto de elementos de frontera

Los métodos de elementos de frontera resultan efectivos para resolver cuerpos de geometrías complicadas. En el caso de este trabajo las simulaciones se realizaron para el caso 2D, únicamente.

Los métodos de frontera son una herramienta para resolver ecuaciones diferenciales en la frontera de un cuerpo. Estos métodos implican una aproximación numérica a estas ecuaciones integrales de frontera. Son comunes porque reducen el número de ecuaciones que deben resolverse, a diferencia de métodos como el de elemento finito, donde el número de puntos a resolver aumenta considerablemente. Los métodos de frontera también son

ventajosos en cuerpos de geometría compleja. En la Figura 2.19 se muestra un ejemplo de la discretización de fronteras y el mallado para el método de elemento finito.

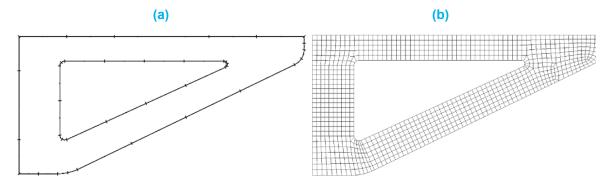


Figura 2.19. (a) Discretización de elementos de frontera y (b) elemento finito, tomado de (Altenbach & Öchsber 2020).

Los métodos de frontera ofrecen ventajas como la discretización solo de la frontera del cuerpo de interés. En el caso 2D, se discretiza una curva, lo que implica un tiempo de cómputo significativamente menor. Hasta ahora, se ha dado una descripción general de los métodos de frontera. Sin embargo, estos métodos se dividen en directos e indirectos. Aunque ambos resuelven el mismo problema, los métodos directos (BEM, por sus siglas en inglés) han ganado mayor popularidad al resolver las incógnitas del problema, que son los desplazamientos y las tracciones. Por otro lado, el método indirecto formula el problema en términos de fuerza o densidad de momento de frontera (Sánchez-Sesma & Campillo 1992).

En la Figura 2.20 se presenta esquemáticamente la fuerza aplicada en un volumen V, aplicada sobre una superficie dS y que causa un campo de desplazamiento y tracciones.

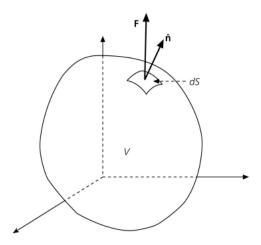


Figura 2.20. Representación de una fuerza aplicada a un volumen V sobre una superficie dS, tomado de Stein & Wysession (2003).

En este trabajo se usó el método indirecto (IBEM, por sus siglas en inglés). El IBEM asume que el cuerpo de interés (Ω) se encuentra dentro de un dominio infinito (Ω°) , esta estructura se muestra en la Figura 2.21. Se introduce un contorno ficticio (S^{*}) y se asume separado una distancia infinitesimal (ϵ) del cuerpo real. Los esfuerzos y desplazamientos en el punto

x dentro del cuerpo debido al punto de fuerza P(q) aplicado sobre S* en un punto de fuente (q), se puede calcular usando la solución conocida para el punto de fuerza sobre el cuerpo infinito (Bedair 1997).

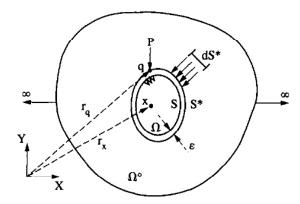


Figura 2.21. Análisis de los esfuerzos con el método de fronteras indirecto, tomado de Bedair (1997).

La formulación indirecta consiste en la representación integral de ondas elásticas difractadas en términos de frontera de capa simple. Para lograrlo se deben discretizar las fronteras de las diferentes capas propuestas y plantear las condiciones de frontera que prevalecen en ellas (continuidad de desplazamientos o de tracciones).

Finalmente, se formula el sistema lineal de ecuaciones para obtener las soluciones en las fronteras. Con estas soluciones, se puede determinar el campo de desplazamientos y los esfuerzos, a través de la superposición de ondas generadas en la frontera (Rito 2009). El campo total de desplazamientos está dado por la suma del campo incidente y el campo difractado (Perton & Sánchez-Sesma 2015).

$$u^{tot}(x,\omega) = u^{inc}(x,\omega) + u^{dif}(x,\omega)$$
 . 2.15

La componente del campo difractado está dada por la representación integral de límite de una sola capa (Ecuación 2.16).

$$u_i^{dif}(x,\omega) = \oint G_{ij}(x,\xi,\omega)\varphi(\xi,\omega)dS_{\xi} \quad . \tag{2.16}$$

Como se ha descrito, este método discretiza todas las fronteras y obtiene el campo de desplazamiento en cada punto de la discretización de cada superficie.

2.7. Método de número de onda discreto

El cálculo de la función la función de Green suele ser complicado y, en muchas ocasiones, se obtiene una aproximación. El método de número de onda discreto (DWN, por sus siglas en inglés) permite obtener la función de Green completa y permite reducir la cantidad de cálculo (Bouchon 2003).

El cálculo de la función de Green supone un medio infinito y homogéneo. Sin embargo, cuando el medio es finito o verticalmente heterogéneo el cálculo de la función de Green resulta complicado. Para solucionar este problema, el método DWN remplaza la fuente singular por fuentes múltiples distribuidas periódicamente a lo largo del eje x (Bouchon 2003), como se muestra esquemáticamente en la Figura 2.22.

La función de Green se calcula como la suma de la contribución de las N fuentes (Bouchon 2003).

$$G(x, z, \omega) = \frac{2\pi}{L} \sum_{n=-N}^{N} f(k_n, z) exp(-ik_n x)$$
 2.17

Donde N es el número de fuentes, k es el número de onda horizontal y L es el intervalo periódico de las fuentes. Este último debe ser lo suficientemente grande para que la respuesta de cada fuente en el punto de observación no se vea afectada por otra de las fuentes.

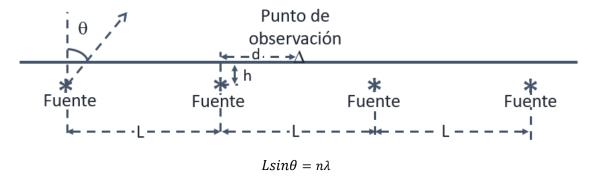


Figura 2.22. Representación física de las fuentes múltiples. Donde se reemplza la fuente simple por un arreglo infinito de fuentes distribuidas horizontalmente en intervalos iguales (L). Para una longitud de onda dada (λ) correspondiente a una frecuencia específica, la energía es radiada en direcciones discretas (θ). Modificado de Bouchon (2003)

La segunda parte es obtener la solución para una sola fuente en el dominio del tiempo a partir la solución de múltiples fuentes en el dominio de la frecuencia. Esto puede obtenerse si se calcula la transformada de Fourier de G (ecuación 2.18).

$$g(x,z,t) = \int_{-\infty+i\omega_1}^{\infty+i\omega_1} G(x,z,\omega) \exp(i\omega t) d\omega.$$
 2.18

En la Figura 2.23a se presenta un ejemplo de análisis donde se tienen diferentes capas; en la Figura 2.23b se representa de manera esquemática la discretización de todas las superficies involucradas.

2.8. Discretización combinando IBEM y DWN para el cálculo de desplazamientos

Se ha demostrado que el uso de IBEM en combinación con el método DWN funciona eficientemente (Perton & Sánchez-Sesma 2015). Donde las superficies irregulares se discretizan en pequeñas superficies y fuentes ficticias, mientras que en las capas regulares y distribuidas horizontalmente se hace uso del DWN para obtener el campo de desplazamientos completo. En la Figura 2.23c se representa esta simplificación. Finalmente, a partir de los desplazamientos se obtuvieron las deformaciones de forma analítica (capítulo 6).

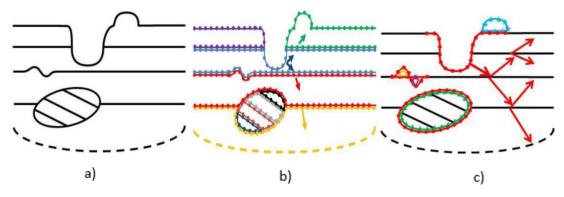


Figura 2.23. Representación esquemática de (a) Espacio donde se obtendrá el campo de desplazamiento; (b) esquema de discretización de fronteras con el método IBEM y (c) combinación de IBEM y DWN (Perton et al., 2016)

3. Análisis de las deformaciones obtenidas con DAS

En este capítulo se presenta el experimento DAS-CDMX (3.1), el cual comprendió dos períodos de grabación, cada uno utilizando una línea de fibra óptica distinta. Durante el experimento, se registraron señales tanto de ruido ambiental como de eventos sísmicos. Utilizando el catálogo de sismos de SSN (2023), se llevó a cabo un análisis de las deformaciones máximas causadas por sismos de diversos mecanismos focales, magnitudes y azimuts en relación con la Ciudad de México (3.2). Estos sismos abarcan el período durante el cual el sistema de interrogación estuvo grabando de manera continua, desde el 09/05/2022 hasta el 26/07/2023. Con las deformaciones máximas obtenidas, se realizó un análisis de la dependencia azimutal de la técnica DAS, para ello se consideró el primer tramo de cada línea, donde ambas coinciden en ubicación. Finalmente, en 3.4 se introduce la revisión de las deformaciones máximas inducidas por el paso de los trenes del metro. En esta sección se analizaron diferentes días y horarios.

3.1. Experimento DAS-CDMX

Para llevar a cabo el experimento, se instaló el interrogador en la Dirección General de Cómputo y de Tecnologías de Información y Comunicación en Ciudad Universitaria (DGTIC), UNAM. El interrogador registró las tasas de deformación de manera continua desde mayo de 2022 hasta julio de 2023. El experimento se dividió en dos períodos: el primero, desde el 9 de mayo de 2022 hasta el 20 de febrero de 2023, utilizando el tramo de fibra óptica desde Ciudad Universitaria, UNAM, hasta el IPN (línea 1). El segundo período fue desde el 20 de febrero de 2023 hasta el 26 de julio de 2023, empleando el tramo de fibra óptica desde la UNAM hasta la UAM (línea 2). Ambas líneas del experimento se encuentran a un costado de las vías de tren que van a través de las líneas del sistema de transporte metro de la Ciudad de México. Estas líneas representan una sección de la delta metropolitana. La medición se realizó a través de 2266 canales, con separación de 12.8 m entre ellos.

En la Figura 3.1 se presentan las ubicaciones de las líneas que participaron en este experimento. La primera línea, identificada en color azul (UNAM-IPN), atraviesa cada una de las zonas geotécnicas, comenzando en la zona de Lomas (área gris), pasando por la zona de Transición (área gris claro) y llegando a la zona de Lago (área blanca). La segunda línea, señalada en color verde (UNAM-UAM) en la misma Figura, también recorre las diferentes zonas geotécnicas. Dadas las características de los suelos de la CDMX, se anticipa una amplificación de la señal de tasa de deformación en la zona de lomas, tal como se ha observado en señales de velocidad o aceleración con los equipos convencionales.

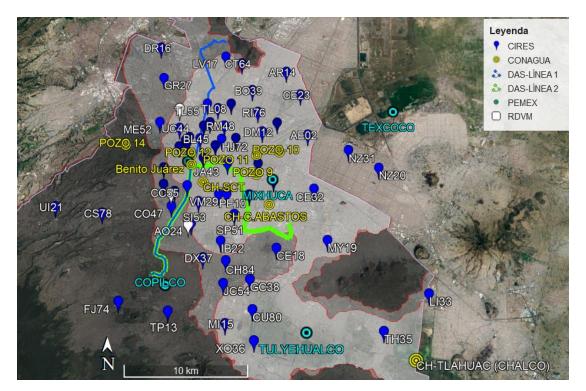


Figura 3.1. Ubicación de las líneas DAS UNAM-IPN (línea color azul) y UNAM-UAM, Iztapalapa (línea color verde). Los pines azules son las estaciones del CIRES; los círculos cian son los pozos de PEMEX; los círculos amarillos son los Crosshole de CONAGUA y las flechas blancas son las estaciones de la Red del Valle México (RDVM). El área blanca es la zona de Lago, el área gris claro es la zona de Transición y el área gris es la zona de Loma.

3.2. Deformaciones máximas generadas por sismos regionales

Dentro del periodo del experimento se analizaron sismos regionales de Magnitud 4.7 o mayores. En la *Tabla 3.1* se enlistan los sismos analizados con la información relevante de cada uno, magnitud, coordenadas del epicentro y el azimut del evento a la CDMX.

Como se ha mencionado, las líneas de fibra óptica utilizadas en el experimento se encuentran en los túneles del metro de la Ciudad de México. La ubicación de las fibras ópticas utilizadas en la ciudad, a lo largo de las vías del metro, implica una contribución importante de ruido antropogénico. Para aislar la señal de deformación asociada al evento sísmico se realizó un procesado de señales que consistió en filtrar la respuesta del ruido antropogénico en cuatro bandas de frecuencias a través de las siguientes etapas:

Tiempos teóricos del arribo de P y S. se calcularon los tiempos de arribo teóricos de las ondas P y S para cada sismo. Para ejemplificar el proceso, se consideraron los tiempos teóricos obtenidos en el capítulo 6 para el sismo del 19 de septiembre de 2022, estos son t_p=77.6 y t_s=132.4 s, tiempo de P y S, respectivamente. Estos tiempos consideran que el inicio del sismo es el tiempo 0; sin embargo, en este caso el tiempo inicial corresponde al inicio del archivo DAS, es decir, el tiempo del sismo respecto al inicio del archivo es t= 213 s. Por lo tanto, t_p=290.88 y t_s=345.4 s.

- Recorte de la señal en el dominio del tiempo. El tiempo de inicio se fijó de acuerdo con el tiempo de viaje de la onda P, establecido en el punto anterior.
- De manera preliminar, se aplicaron los filtros de las cuatro ventanas de frecuencias [0.03-0.12], [0.12-0.5], [0.5-2.0] y [2.0-8.0] Hz. En este primer análisis se observó que las deformaciones por el evento sísmico se presentaban en diferentes ventanas de tiempo para cada intervalo de frecuencias.
- <u>Tiempo final de corte.</u> Con lo observado en el punto anterior, el tiempo final de corte se fijó diferente para cada venta de frecuencias.
- <u>Definición de los filtros pasa banda.</u> Los filtros se definieron en cuatro ventanas diferentes a las señales cortadas en tiempo. Los filtros se establecieron con el 20% de traslape entre ellos (Figura 3.2).

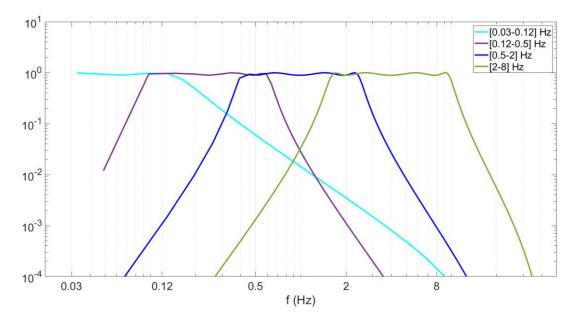


Figura 3.2. Respuesta de los filtros pasa-bandas [0.03-0.12] Hz línea color cian, [0.12-0.5] Hz línea color morado, [0.5-2] Hz línea color azul y [2-8] Hz línea color verde.

• Aplicación de los filtros pasa banda. Cada señal se recortó y filtró en las cuatro ventas. En la Figura 3.3 se presentan las señales en tiempo con los diferentes tiempos de corte para cada ventana de frecuencias y después de aplicar el filtro pasa-bandas correspondiente. Se muestran las mayores deformaciones en color rojo y azul. El eje de las abscisas es el tiempo en segundos y el eje de las ordenadas son los canales de la fibra óptica. Donde el canal 1 se encuentra en Ciudad Universitaria. En las imágenes se puede observar que la señal del evento es la que tiene mayor contribución, es decir, se lograron disminuir las deformaciones por el paso del metro. En cada imagen se observa una respuesta consistente en todos los canales y a los 290 s, aproximadamente. Esta respuesta corresponde al arribo teórico de la onda P (línea punteada color blanco), la siguiente respuesta consistente en tiempo y canales, indica el arribo de la onda S (línea punteada color

negro) a los 345 s, que coincide aproximadamente con el tiempo de arribo teórico de S.

• Aplicación de la ventana Tukey. para hacer 0 la señal al inicio y al final. En las mismas imágenes de la Figura 3.3 se observa que los bordes son de amplitud cero, para que los arribos de las ondas no se modifican al aplicar la ventana, el tiempo de corte inicial se tomó de 80 s antes del arribo de la onda P. Esta ventana se aplicó antes de obtener la Transformada de Fourier para no tener problemas de aliasing en el dominio de la frecuencia.

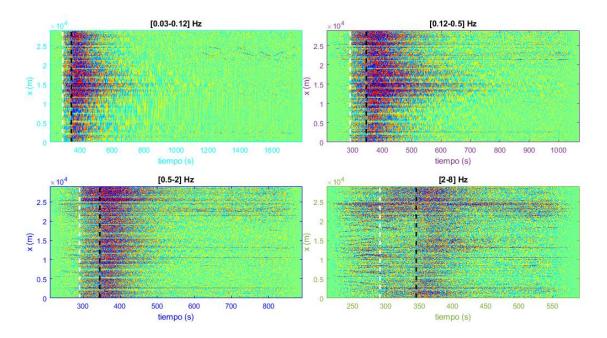


Figura 3.3. Señal en tiempo después aplicar el filtro pasa-bandas para las cuatro ventanas de frecuencia [0.03-0.12], [0.12-0.5], [0.5-2] y [2-8] Hz y la ventana de Tukey, la línea blanca en cada imagen indica el arribo de la onda P, mientras que la línea negra indica el arribo de la onda S. El eje x es el tiempo en segundos, el eje y es la distancia en km y los tonos azules y rojos representan las mayores tasas de deformación, mientras que los tonos verdes representan las tasas de deformación iguales a cero.

- Cálculo de la Transformada de Fourier para cada ventana de frecuencias. En la Figura 3.4 se muestran los espectros obtenidos con cada ventaneo en un canal representativo. El espectro color cian corresponde a la primera ventana de frecuencias [0.03-0.12] Hz, el espectro color morado es el obtenido en la ventana de frecuencias [0.12-0.5] Hz, el espectro de la tercera ventana de frecuencias [0.5-2.0] Hz se presenta en color azul, por último, el espectro que corresponde a la ventana de frecuencias [2.0-8.0] Hz se muestra en color verde claro.
- Obtención del espectro completo. A partir de los espectros de cada ventana de frecuencias, se obtuvo el espectro completo. En la misma Figura 3.4 se presenta el espectro reconstruido en color negro con línea punteada a partir de los espectros de las cuatro ventanas filtradas. También se presentan el espectro de la señal original en color rojo, este espectro se obtuvo sin realizar ningún recorte en tiempo ni filtrado

de la señal. En esta figura se observa que la aplicación del ventaneo permite disminuir de forma significativa el ruido antropogénico en las señales, además de suavizar el espectro y lograr obtener las amplitudes máximas con mayor certeza.

- Obtención de la deformación máxima en el dominio de la frecuencia. En la Figura 3.4 se presentan los espectros de cada ventaneo aplicado (curvas color cian, morado, azul y verde), además del espectro reconstruido con cada espectro de ventaneo (curva de color negro). El espectro se reconstruyó a partir de la contribución de los espectros en cada banda de frecuencias, tomando el espectro de mayor amplitud en cada banda. Para comparar el nivel de ruido inicial y el espectro después del proceso de ventaneo, se presenta también el espectro de la señal sin ningún procesado. Como se observa en la Figura 3.4, este proceso de ventaneo funciona eficientemente para disminuir el ruido provocado por el paso del metro. De esta manera se obtiene una deformación espectral máxima que esté relacionada con el sismo en estudio.
- Obtención de la frecuencia correspondiente a la deformación máxima en el dominio de la frecuencia. Se obtuvo la frecuencia que corresponde a la deformación máxima, es decir, la coordenada x del espectro.

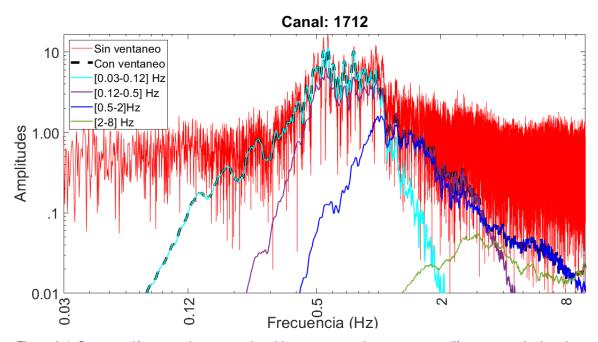


Figura 3.4. Comparación entre el espectro obtenido con procesado por ventaneo (línea punteada de color negro) contra el espectro obtenido de la señal sin ventaneo (línea de color rojo). También se presentan las diferentes ventanas de frecuencias; [0.03-0.12] Hz (línea de color cian), [0.12-0.5] Hz (línea de color morado), [0.5-2] Hz (línea color azul) y [2-8] Hz (línea de color verde).

Cálculo de la señal en tiempo a partir de las señales filtradas. En la Figura 3.5 se presentan las señales sin procesado, con la aplicación de ventaneo y las filtradas, en tiempo de un canal. La señal en color cian es la señal filtrada en la primera ventana de frecuencias [0.03-0.12] Hz, la señal color morado es la señal filtrada en la segunda ventana de frecuencias [0.12-0.5] Hz, la señal color azul corresponde a

la señal filtrada en la tercera ventana de frecuencias [0.5-2.0] Hz y la ventana verde es la señal filtrada en la cuarta venta de frecuencias [2.0-8.0] Hz. Finalmente, en color negro con línea punteada se presenta la señal en tiempo que es la suma de las señales filtradas en las cuatro bandas de frecuencias. Comparando la señal filtrada (color negro) contra la señal sin ventaneo (color rojo) es posible observar que el ruido antropogénico fue removido de la señal en tiempo también. Como se observa en la Figura 3.5, se observa que el tiempo tomado en las bandas de bajas frecuencias resalta la señal del sismo y permite quitar la señal asociada al metro o ruido. En cambio, en las frecuencias altas, la señal del sismo es la que menor contribución tiene. En la Figura 3.4 también se observa este efecto, las menores frecuencias tienen mayor amplitud y está comienza a decaer a partir de 1 Hz, como se sabe (sección 2.3.2.3), el ruido antropogénico contribuye en frecuencias mayores a 1 Hz. Con la amplitud de los espectros y la forma de onda de las señales para las diferentes bandas de frecuencia demostramos que el ruido antropogénico fue removido.

 Obtención de la deformación máxima en el domino del tiempo. La señal filtrada permite obtener la deformación máxima en el dominio del tiempo y que esta deformación corresponda al evento sísmico, pues como se observa en la Figura 3.5 la señal sin ventaneo puede presentar deformaciones máximas mayores que se deben al ruido de la ciudad y no del evento sísmico.

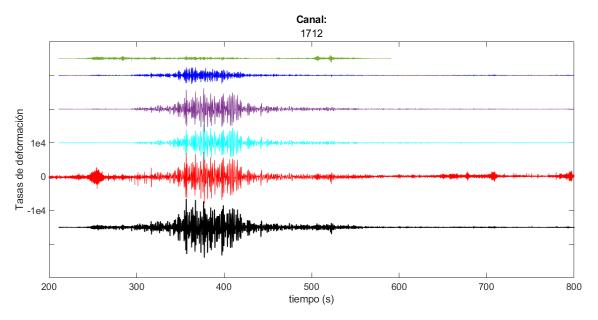


Figura 3.5. Comparación entre las señales obtenidas con procesado por ventaneo (línea de color negro) contra la señal sin ventaneo (línea de color rojo). También se presentan las diferentes señales con el filtro aplicado por ventanas de frecuencias; [0.03-0.12] Hz (línea de color cian), [0.12-0.5] Hz (línea de color morado), [0.5-2] Hz (línea color azul) y [2-8] Hz (línea de color verde). En las señales con ventaneo se observa que el tiempo de corte final es diferente para cada una, pero en todas se logró eliminar el ruido producido por el paso del tren. La escala vertical es la misma para todas las curvas, pero el origen "0" es solamente para la curva roja. Las demás curvas estan verticalmente trasladadas y su origen vertical corresponde al nivel del primer punto.

El proceso descrito se aplicó para cada canal de la fibra óptica (2266 canales), en la Figura 3.6 se presenta una imagen donde se condensa todo el proceso de la señal y los resultados. Adicionalmente, para todos los sismos se calculó el azimut entre el epicentro del sismo y la CDMX, este azimut se reporta también en la Tabla 3.1. Considerando la Ciudad de México como el centro y con las coordenadas geográficas: 19.4, -99.1, en la Figura 3.9 se observa que el primer cuadrante corresponde a los azimuts de 0 a 90°, el segundo cuadrante es para azimuts de 90 a 180°, el tercer cuadrante contiene los azimuts 180 a 270° y, finalmente, el cuarto cuadrante contiene los azimuts de 270 a 380°.

Tabla 3.1. Sismos analizados

Magnitud	Latitud	Longitud	Azimut	Magnitud	Latitud	Longitud	Azimut
	(°)	(°)	(°)		(°)	(°)	(°)
4.8	18.1025	-103.125	251.85	5.3	30.1345	-113.719	311.86
5	16.5233	-98.5422	169.46	4.7	14.0257	-92.6885	130.23
4.9	16.0298	-99.2092	181.78	4.7	15.3613	-96.8232	151.37
4.8	15.1298	-93.2752	126.62	5	27.7057	-111.643	308.23
4.7	14.7068	-93.7908	131.95	4.8	15.825	-95.0778	132.38
4.7	14.1898	-92.2627	127.49	4.8	17.0205	-94.229	116.44
4.9	18.281	-103.316	255.02	5.2	18.2775	-100.977	238.02
6.3	28.1503	-112.333	308.39	4.7	16.9428	-94.9575	121.32
4.8	18.6685	-106.597	265.34	4.7	16.7552	-99.7628	193.50
4.7	15.8715	-98.4485	169.92	4.7	16.8015	-91.1963	107.82
4.9	19.7377	-109.321	273.72	4.7	13.925	-104.676	225.13
4.8	17.1643	-94.8743	118.45	4.7	17.6768	-95.3987	115.56
6	17.1298	-100.627	212.81	5	17.463	-100.989	223.08
4.7	14.9735	-93.1378	126.94	7.7	18.2377	-103.269	254.27
4.7	18.3205	-102.855	253.71	5.3	18.436	-103.825	258.60
5	14.02	-93.2037	132.73	5	18.2502	-103.78	256.21
4.7	18.1468	-103.31	253.23	4.7	17.9715	-103.222	250.57
5.2	19.4465	-108.761	271.90	5.4	18.115	-103.29	252.74
4.7	23.7235	-108.605	297.76	6.9	18.0108	-103.155	250.77
4.9	18.1197	-103.335	252.98	5.2	18.3587	-103.761	257.48
4.9	15.2958	-93.2825	125.57	4.8	16.821	-99.3678	185.68
4.9	14.23	-94.11	136.51	5.1	26.9515	-111.394	306.06
5.5	16.82	-86.56	100.21	4.7	19.4288	-108.519	271.75
5.8	16.17	-94.53	125.87	5.6	14.975	-93.998	131.45
4.9	15.48	-93.01	123.06	5.8	23.8765	-108.814	298.11
4.7	17.03	-95.09	121.25	4.7	18.2567	-103.581	255.64

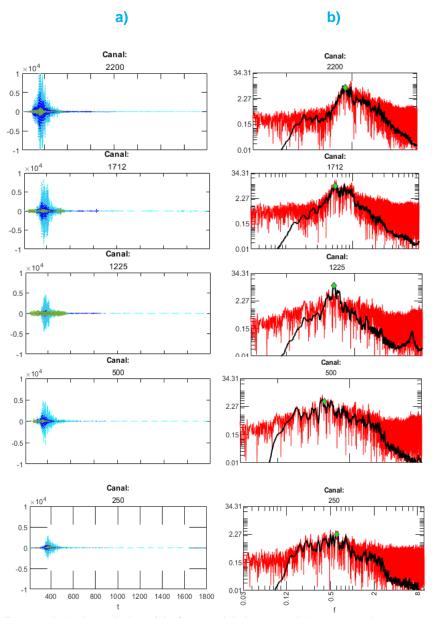


Figura 3.6. Procesado de las señales: a) Imágenes del sismo en el tiempo con el ventaneo aplicado, c) espectros de tasa de deformación sin ventaneo (línea roja), reconstruido (línea negra).

En la Figura 3.6a se presentan las diferentes ventanas en frecuencia aplicadas a diferentes ventanas de tiempo. Adicionalmente, se presentan las señales de 5 canales, con el propósito de observar con mayor detalle el proceso aplicado. Figura 3.6c, se presentan los espectros de estos cinco canales, en estas figuras el espectro de color rojo es el de la señal sin ningún filtrado. Para las señales procesadas, el espectro resultante es el de color negro, de este espectro se obtuvo la tasa de deformación máxima en cada canal que está marcada con un rombo de color verde.

Con el fin de observar la variación espacial de las deformaciones máximas, en la Figura 3.7a se presentan las líneas de deformación en tiempo (Et) y la deformación máxima en

frecuencia (Ef) en la Figura 3.7b. En la Figura 3.6c se presenta la frecuencia de la tasa de deformación máxima en frecuencia (frec_{defmx}), representada por los rombos verdes en la Figura 3.6c.

Con las líneas de la Figura 3.7 se observan las zonas de mayor deformación causada por el sismo de análisis. En el caso mostrado se observan las mayores deformaciones tiempo (Et) para la zona geotécnica de Lago y estas deformaciones disminuyen hacia las zonas de Transición y de Loma al sur. Este comportamiento es el esperado y es comparable con lo obtenido a partir de aceleraciones máximas, a excepción de la zona de Lomas en la parte sur de la línea, donde se esperan menores deformaciones respecto a las obtenidas en zona de lago. Sin embargo, en el análisis de la frecuencia (Ef), las mayores deformaciones se presentan tanto en zona de Lago como en zona de Transición. Con lo observado, se destaca que las mayores deformaciones se presentan en lago, pero también en los límites de cada zona. Por otro lado, en la línea que muestra la frecuencia a la que ocurre la tasa de deformación máxima se presenta en la frecuencia fundamental del sitio, en la mayoría de los casos, esto es en zona de Lago y zona de Transición; sin embargo, en zona de loma se observan bajas frecuencias, contrario a lo que se esperaba. Con la discusión anterior, concluimos que es en el análisis en tiempo en el que se observa claramente el efecto local, es decir, las mayores tasas de deformación se presentan en la zona de Lago, donde se dominan los estratos blandos.

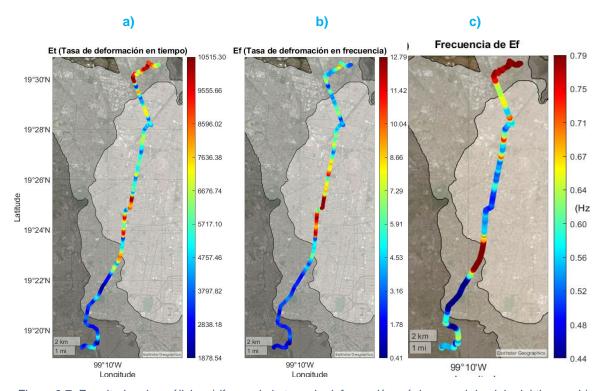


Figura 3.7. Resultados de análisis: a) líneas de la tasa de deformación máxima en el dominio del tiempo; b) líneas de la tasa de deformación máxima en el dominio de la frecuencia; c) frecuencia a la que ocurre la tasa de deformación máxima en el dominio de la frecuencia (Sismo 19/09/22 Mw 7.7).

Finalmente, en la Figura 3.8 se presenta la comparación entre el mapa de aceleraciones máximas reportado por el Instituto de Ingeniería y las tasas de deformación obtenidas del DAS para el mismo sismo.

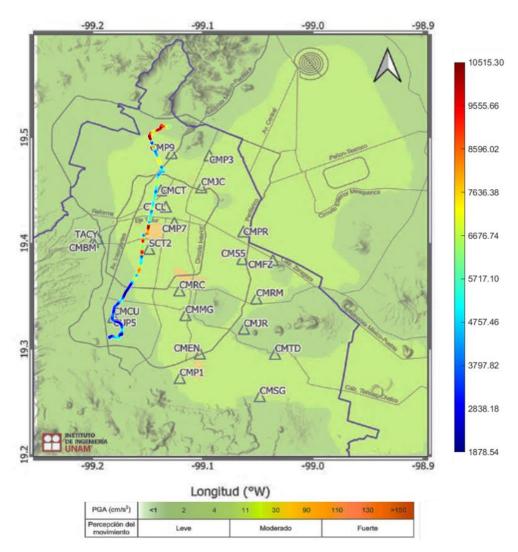


Figura 3.8. Comparación cualitativa de la línea de tasas de deformación máxima en el dominio del tiempo y mapa de aceleraciones máximas para el sismo del 19 de septiembre de 2022.

En la Figura 3.8 se observa que las deformaciones máximas coinciden en magnitud con las aceleraciones en la mayor parte. Donde se observan tasas de deformación bajas, también se observan aceleraciones clasificadas como "leve" y donde se observan tasas de deformación altas o en color rojo, las aceleraciones con clasificadas como "Fuerte" y los intervalos medios también coinciden entre ellos. Se destaca que en la zona norte se presenta una anomalía en este comportamiento, ya que las deformaciones se observan en tonos rojos y las aceleraciones son catalogadas como leves. Sin embargo, este efecto se puede atribuir a la gran reflexión de ondas en esa zona debido al cambio abrupto de propiedades en el suelo.

En Tabla 3.2 se presentan los valores promedio por zona geotécnica de aceleración máxima y tasa de deformación máxima en el dominio del tiempo, ambos para el sismo del 19 de septiembre de 2022.

Tabla 3.2. Comparación cuantitativa entre la aceleración y tasa de deformación máximas (Sismo 19/09/22)

Zona geotécnica		Aceleración promedio (cm/s²)	Tasa de deformación promedio	
	Illa	20	-	
Zona de	IIIb	60	9,555	
Lago	IIIc	20	5,716	
	IIId	4	7,396	
Zona de	Norte	4	8,595	
Transición	Sur	4	4,949	
Zona de Loma		4	2,800	

Se observa una mayor variabilidad en las tasas de deformación promedio en comparación con las aceleraciones máximas promedio. Esta disparidad en la variabilidad de los parámetros se debe a que las aceleraciones se derivan de la interpolación de datos de 19 estaciones, mientras que la línea DAS muestra la información obtenida de cada canal, cada uno representado por un círculo de color que corresponde a la máxima deformación registrada.

3.3. Análisis azimutal de la técnica DAS

Adicionalmente, con las deformaciones máximas en tiempo y la magnitud de cada evento, se realizó un análisis azimutal de la respuesta de las deformaciones y frecuencias para los sismos enlistados anteriormente en la Tabla 3.1.

Es importante recordar que los sismos considerados fueron tomados en los dos periodos de medición. Para considerar el efecto del azimut de los sismos, se consideró solamente la sección de las líneas hasta donde ambas son coincidentes, es decir, la deformación máxima que se reporta es de los primeros 1050 canales para ambas líneas.

En la Figura 3.9 se presenta el mapa de ubicación de los sismos analizados. Considerando la Ciudad de México como el centro, se observa que sólo los cuadrantes 3 y 4 contienen sismos de interés. Estos cuadrantes representan azimuts de 90° a 180° (cuadrante 3) y de 180° a 270° (cuadrante 4).

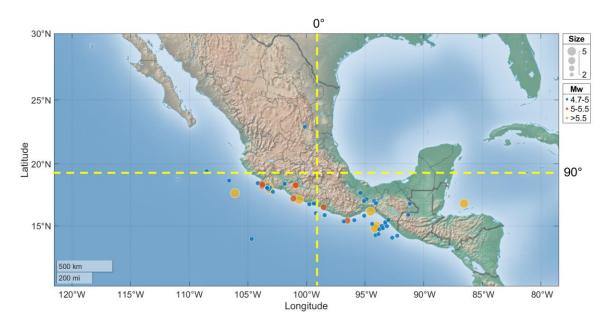
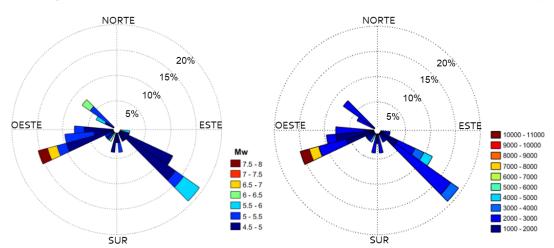


Figura 3.9. Mapas de ubicación de sismos de magnitud igual o mayor a 4.7 durante el periodo del experimento DAS.

En la Figura 3.10 se observa que las mayores deformaciones se concentran hacia el cuadrante Suroeste, tanto en tiempo como en frecuencia y que estas deformaciones coinciden con los eventos sísmicos de mayor magnitud. Hacia el Sureste se concentra una menor porción de sismos; sin embargo, se tiene algunos sismos de magnitud mayor a 6, pero en este caso las deformaciones no varían respecto a la magnitud del evento sísmico, este mismo comportamiento se observa en la dirección noroeste.



b) Tasas de deformación máxima en tiempo



c) Tasas de deformación máxima en frecuencia

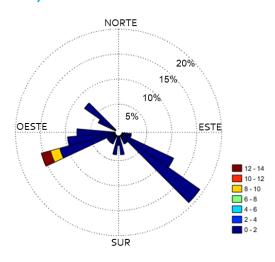


Figura 3.10. a) Magnitud de los eventos sísmicos por azimut; b) tasas de deformaciones máximas registradas en tiempo por azimut de los eventos; c) tasas de deformaciones máximas registradas en frecuencia por azimut de los eventos. En todos los diagramas de azimut, el porcentaje es indicativo de los eventos ocurridos hacia esos azimuts. Cada diagrama cuenta con su escala de colores y en todos, los colores cálidos indican el máximo (magnitud o tasa de deformación).

3.4. Análisis de las deformaciones ligadas al paso de trenes del metro

En el periodo de análisis antes mencionado, donde la grabación de información fue de manera continua, también se tiene información por la deformación que produce el paso de los trenes. Se realizó un análisis de los días y horas más desfavorables. Uno de los días con mayores deformaciones observadas es el 24 de diciembre por la mañana. A continuación, se presenta el análisis realizado para tal día.

En la Figura 3.9 se presenta una imagen de las tasas de deformación causadas por el metro a muy bajas frecuencias. En el eje x de la imagen se observa el tiempo, en el eje y los canales de la fibra, donde se indica la posición de las estaciones del metro para mayor

referencia y los color azul y rojo indican las tasas de deformación mayores. En esta imagen se observan los pasos de los trenes en líneas diagonales, al sur y norte. Estas líneas diagonales se caracterizan por presentar mayor deformación en fibra óptica; sin embargo, aun después del paso del tren, se observan grandes deformaciones.

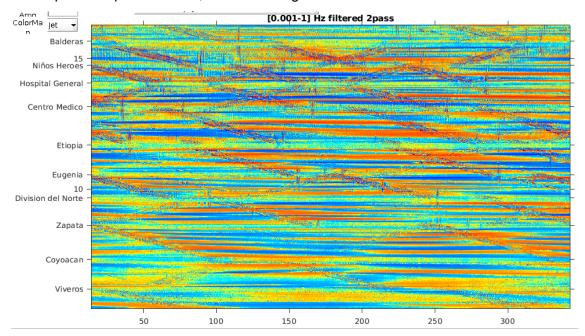


Figura 3.11. Imagen de deformaciones medidas el 24 de diciembre a las 7am

3.5. Conclusiones

El procesamiento de la señal presentado permite remover el ruido antropogénico presente en todos los canales y observar con mayor definición el evento sísmico en estudio, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. Las frecuencias donde ocurre la deformación máxima coinciden, en la mayoría de los canales, con la frecuencia fundamental del sitio. En la zona del lago, estas frecuencias son de alrededor de 0.5 Hz. Se eliminó el ruido antropogénico, el cual se sabe que es mayor a 1 Hz, lo que permitió obtener la tasa de deformación máxima del evento sísmico en tiempo y en frecuencia.

El análisis azimutal revela una consistencia en las deformaciones máximas en tiempo y en frecuencia; sin embargo, las tasas de deformaciones máximas no dependen solo de la magnitud, sino también del azimut de la fibra respecto al sismo.

Finalmente, se presentan las deformaciones observadas por el paso del tren. Aunque las deformaciones mayores definen la línea diagonal típica del paso del tren, también se observan grandes deformaciones que persisten durante un periodo posterior al paso del tren y a frecuencias muy bajas. Se propone el análisis de estas deformaciones para trabajos posteriores.

4. Análisis de la energía de la componente vertical en la CDMX

En este capítulo se realizó un análisis de la estabilidad/variación del movimiento vertical debido a sismos o ruido en diferentes zonas de la CDMX. El primer análisis (4.1) se realizó con el sismo del 19 de septiembre de 2022. Para validar la hipótesis de invariancia de la componente vertical de la energía, pero calculada a partir de ruido, se calcularon los cocientes espectrales experimentales con datos de ruido medidos por el equipo del Maestro Lermo (4.2). Finalmente, explicamos los resultados de los H/V experimentales con H/V teóricos calculados a partir de perfiles de velocidades reportados de CONAGUA (2000) (4.3).

4.1. Componente vertical. Sismo 19-09-22

Siguiendo los resultados obtenidos en Chávez-García & Romero-Jiménez (1996) y Sánchez-Sesma et al. (1993) (2.3.2.4), se llevó a cabo un análisis para el sismo de 19 de septiembre de 2022, utilizando los datos proporcionados por CIRES (2022). En la Figura 3.1 se muestran las ubicaciones de las estaciones sísmicas con pines de color azul. En la misma figura, se presentan en color blanco la zona geotécnica de Lago o zona III, en gris claro la zona de Transición o zona II y en color gris oscuro la zona de Loma o zona I, con el objetivo de observar en qué zona geotécnica se ubican las estaciones analizadas. Se nos proporcionaron los registros de cada estación para el sismo del 19 de septiembre de 2022 y se realizó una comparación en tiempo y en frecuencia de las tres componentes (dos horizontales y una vertical) para cada estación.

En la Figura 4.1 se presentan los acelerogramas en tiempo para cada estación. En la Figura 4.2 se muestran sus espectros. Tanto en la Figura 4.1 como en la Figura 4.2, las componentes horizontales se presentan en la parte superior, mientras que la componente vertical se muestra en la parte inferior.

En el análisis en tiempo, podemos apreciar que los componentes horizontales son cerca de 10 veces mayores a los verticales. No obstante, no es tan sencillo observar la invariabilidad de la componente vertical. En la Figura 4.2 se observa que la componente vertical presenta amplitudes similares: el espectro de mayor energía es cerca de 4 veces el de menor energía. No obstante, fuera de esos extremos, la mayoría de los espectros muestran una razón inferior a 2. Además, esta razón es muy estable para cualquier frecuencia inferior a los 5 Hz. A diferencia, esta razón es cerca de 20 para los componentes horizontales extremos a la frecuencia de 0.15Hz. Además, esta razón cambia fuertemente en función de la frecuencia. Con este análisis se observa que la componente vertical en el valle de México presenta poca sensibilidad espacial en respuesta a sismos.

De acuerdo con los resultados obtenidos, se reafirma la hipótesis de la baja sensibilidad de la componente vertical en la Ciudad de México, independientemente de la zona geotécnica, tal como lo sugieren Chávez-García & Romero-Jiménez (1996) y Sánchez-Sesma et al. (1993). Siguiendo estos resultados, ahora se procede a realizar un análisis de la componente vertical del cociente H/V tanto experimental como teórico.

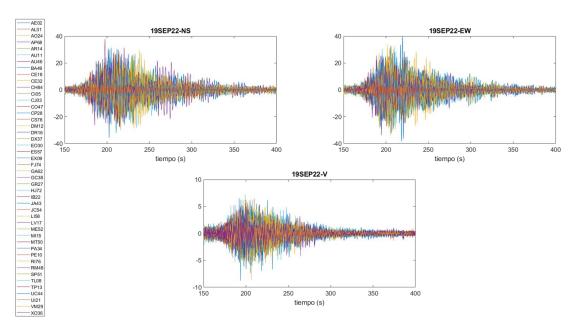


Figura 4.1. Registros en tiempo de las componentes horizontales (NS y EW) y vertical (V) del sismo del 19 de septiembre de 2022.

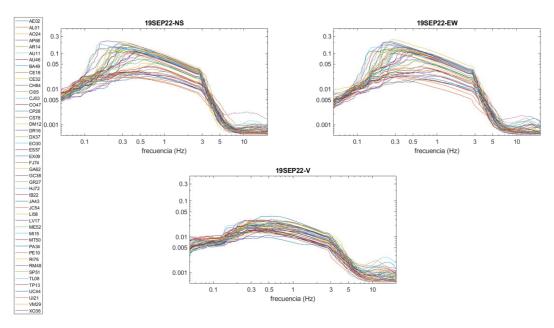


Figura 4.2. Espectros de las componentes horizontales (NS y EW) y vertical (V) del sismo del 19 de septiembre de 2022. Las escalas verticales son las mismas para todos los componentes.

4.2. Componente V de los H/Vs con ruido sísmico

El equipo del Mtro. Javier Lermo del Instituto de Ingeniería, UNAM, proporcionó mediciones de ruido sísmico obtenido en diferentes estaciones cercanas a algunos pozos de PEMEX. Con estos datos, se calcularon las relaciones espectrales experimentales (Figura 4.3), siguiendo los procesamientos explicados en 2.3.2.3. También se presentan las tres

componentes verticales en cada estación. Siempre hay que analizar las componentes H y V por separado con mucho cuidado, ya que la incidencia de ruido puede tener niveles muy distintos. Entonces los V pueden tener un factor multiplicativo entre ellos y además este factor puede ser función de la frecuencia. La ventaja del H/V es justamente que se compensan. No obstante, el procesamiento de datos involucra un blanqueamiento espectral que permite suponer que este factor no varía mucho en frecuencia.

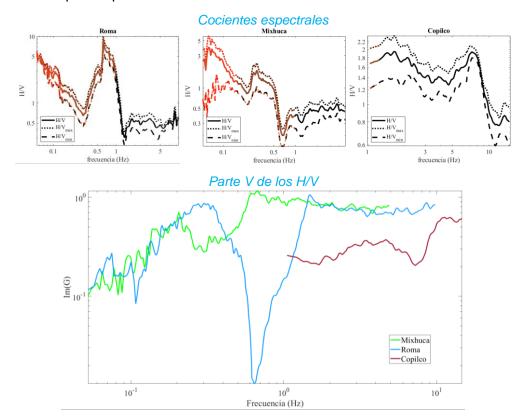


Figura 4.3. Relaciones espectrales H/V y parte imaginaria de la Función de Green de la componente vertical, con los datos de ruido proporcionados por el equipo del Mtro. Lermo

En la imagen inferior de la Figura 4.3, se observa que existen cambios importantes en la componente vertical entre los datos de ruido de los tres pozos analizados, contrario a la hipótesis inicial. A 0.1Hz las componentes son comparables y a 0.65Hz hay una razón de 100. Esas diferencias son tan grandes que no pueden atribuirse al factor multiplicativo.

Se seleccionaron estos tres pozos porque se encuentran en zonas geotécnicas diferentes. El pozo Copilco se localiza sobre la zona de Lomas, mientras que el pozo Roma y el pozo Mixhuca están en la zona de Lago. Aunque las señales analizadas del sismo del 19 de septiembre de 2022 presentan similitud en la componente vertical, independientemente de la zona geotécnica donde se haya obtenido el registro, al tratarse de señales de ruido, observamos que esta componente no sigue el mismo patrón. En este caso, la variación de la componente se presenta de manera evidente entre cada zona geotécnica, incluso entre las señales de Roma y Mixhuca, a pesar de que ambos se encuentran en la zona de Lago, pero en diferentes subzonas.

En la Tabla 4.1 se presentan los valores de la frecuencia fundamental para cada estación de ruido analizada.

Zona Geotécnica	Pozo	Frecuencia (Hz)
Zona IIIb	Roma	0.60
Zona IIId	Mixhuca	0.30
Zona I	Copilco	7.5

Finalmente, se adjuntan los cocientes espectrales experimentales obtenidos en tres estaciones de la red del Valle de México cercanas al experimento DAS-CDMX. En la Figura 3.1 se muestran las ubicaciones de las estaciones sísmicas, mientras que en la Figura 4.4 se presentan los cocientes espectrales obtenidos con los datos de estas estaciones. En la misma figura también se evidencia la diferencia en la componente vertical entre las tres estaciones de ruido analizadas. En este caso, la estación CTVM se encuentra sobre la zona de Lago, mientras que las estaciones COVM y BJVM están en la zona de Transición. Las tres estaciones muestran diferencias significativas en las frecuencias de 0.1 a 2 Hz, aproximadamente; sin embargo, en las altas frecuencias, la componente vertical de las tres estaciones guarda similitud en las amplitudes.

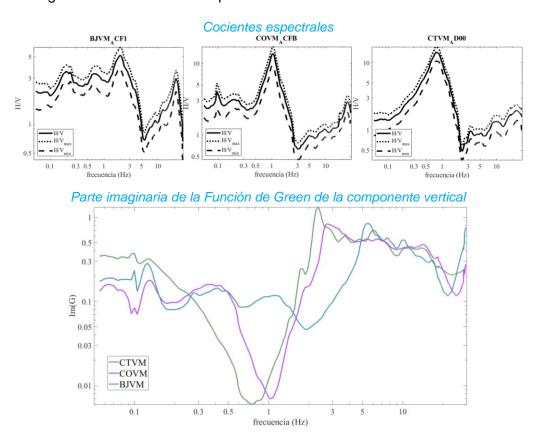


Figura 4.4. Relaciones espectrales H/V y parte imaginaria de la Función de Green de la componente vertical con los datos de ruido de algunas estaciones de la Red del Valle de México

4.3. Sensibilidad del componente vertical del H/V teórico a las velocidades del subsuelo

Los cocientes H/V teóricos se calcularon utilizando los perfiles de velocidad obtenidos con los datos de los *Crosshole*. Al ubicar cada *Crosshole*, y con el uso del mapa de zonificación presentado en 2.5.2, se identificó que algunos de ellos se encuentran en la zona IIIb, uno en la zona IIIc y varios otros en la zona IIId. Además de calcular los espectros de H/V, se obtuvieron las componentes H y V por separado. La ventaja de los cálculos teóricos es que no existe ningún factor de proporcionalidad entre las componentes y que se puede comparar con más certeza las componentes.

En la Figura 4.5 se presentan la componente vertical obtenida con la información de cada pozo. En esta comparación, se aprecia un cambio en el comportamiento de la componente vertical de manera evidente entre los pozos que se encuentran en la zona de Lago (Pozo 9, Pozo 10, Pozo 11, Pozo 14, SCT, Benito Juárez y Central de Abastos) contra el pozo en zona de Loma (Pozo 14). Otra observación importante es que, aunque la componente vertical de los pozos en lago se mantiene dentro de un rango de amplitudes, estos se agrupan en tres grupos diferentes. Esto último resulta de interés, porque la componente vertical no solo no es estable entre las diferentes zonas geotécnicas, sino también cambia dentro de la zona de Lago, pero se agrupa por subzonas: IIIb, IIIc y IIId según la información disponible.

Para diferenciar cada grupo por subzona de Lago, en la Figura 4.6 se presentan resultados para cada subgrupo. Además, se presentan los perfiles de velocidad utilizados para las relaciones espectrales, los cuales se obtuvieron de CONAGUA (2000). En estos perfiles, destaca que la velocidad de onda S en las primeras capas es similar entre las distintas zonas geotécnicas. La densidad en cada perfil se obtuvo a partir de las velocidades de onda P, utilizando la regresión de Brocher presentada en el capítulo 2.4.

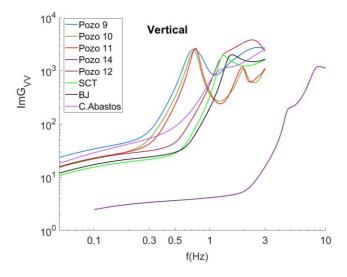


Figura 4.5. Componente vertical de los pozos de las diferentes zonas geotécnicas.

En la Tabla 4.2 se presentan las frecuencias fundamentales de cada sitio, divididos por zonas geotécnicas, de la misma manera como se mostró en la Figura 4.7.

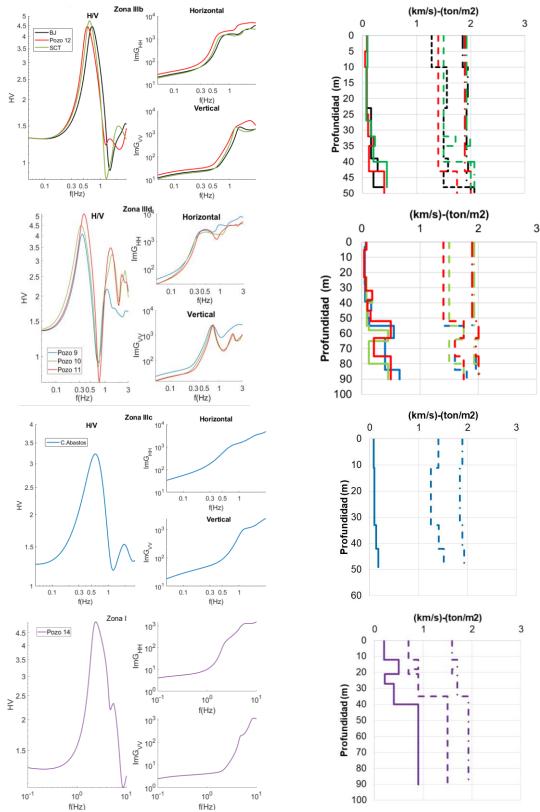


Figura 4.6. Componentes horizontales y vertical; H/V y perfiles de velocidades.

De los pozos de las zonas geotécnicas IIIb, IIIc y IIId y I. En los perfiles, la línea continua corresponde a las velocidades de onda S, la línea discontinua corresponde a las velocidades de onda P y la línea punteada indica las densidades.

Tabla 4.2. Frecuencia y periodo fundamental de cada sitio (Datos de los Crosshole)

Zona Geotécnica	Pozo	Frecuencia (Hz)	
	Benito Juárez	0.60	
Zona IIIb	Pozo 12	0.70	
	SCT	0.65	
Zona IIIc	Central de Abastos	0.51	
	Pozo 9	0.30	
Zona IIId	Pozo 10	0.33	
	Pozo 11	0.37	
Zona I	Pozo 14	2.44	

Se observó que los estratos más someros presentan propiedades muy similares entre cada subzona. Para evaluar la sensibilidad de estos estratos, se realizaron modificaciones en las propiedades de la primera capa en algunos de estos pozos. Se variaron la velocidad de propagación de las ondas P y S, así como la densidad, con el objetivo de observar el efecto sobre los espectros, principalmente sobre el espectro de la componente vertical. En la Figura 4.7 se presentan los resultados obtenidos para el pozo Benito Juárez, donde se puede observar que la componente vertical presenta cambios significativos al modificar la velocidad de propagación de la onda S en la primera capa del perfil. Para este caso, la velocidad de onda S se modificó de 90 a 200 m/s, es decir con un factor de 2.2, el resultado es la variación del espectro vertical en una razón de casi 50 y en la relación H/V no solo cambia la amplitud, sino también la frecuencia fundamental de 0.65 a 0.44 Hz. Por otro lado, se modificó la velocidad de propagación de la onda P de 1.28 a 1.1 m/s, esta variación no produjo ningún cambio en los espectros y por tanto tampoco en la relación de los mismo. Por último, se modificó la densidad de 1.48 a 1.2 ton/m², la variación de esta propiedad apenas influye en las componentes espectrales.

En la Figura 4.7 se conservan las componentes espectrales horizontal y vertical y su relación original (línea color negro) para permitir una comparación adecuada ante los cambios en las propiedades. Además, se muestran en el lado derecho de cada imagen los perfiles originales y los perfiles modificados de cada parámetro (líneas punteadas). Estos perfiles permiten observar que al modificar la velocidad de onda S se generan cambios significativos en la componente vertical. En cambio, la velocidad de onda P y la densidad pueden variar sin afectar significativamente la respuesta del espectro vertical, ni mucho menos la relación espectral H/V, de hecho, los espectros con cambios en la velocidad P y la densidad quedan sobre el espectro original (líneas punteadas color cian y naranja).

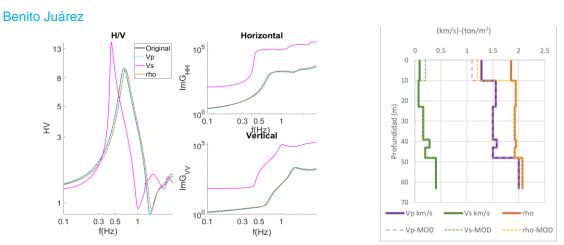


Figura 4.7. Componentes horizontales y vertical; y H/V. De los pozos Benito Juárez, Pozo 9 y Central de Abastos, variando una propiedad de la primera capa.

4.4. Conclusiones

Los resultados de nuestros análisis revelan un patrón interesante en el comportamiento de la componente vertical en diferentes contextos. Cuando examinamos los registros de sismos, observamos una estabilidad notable en la componente vertical, sin importar la zona geotécnica. Esto sugiere una consistencia en la respuesta sísmica en términos de la componente vertical, independientemente de las características del suelo en cada área, tal cual como lo sugieren Chávez-García & Romero-Jiménez (1996) y Sánchez-Sesma et al. (1993).

Sin embargo, al analizar datos de ruido sísmico o el cálculo teórico de esta componente, se observaron diferencias significativas. Incluso dentro de una misma zona geotécnica (subzonas IIIb, IIIc y IIId), las diferencias en la componente vertical son notables. Este hallazgo subraya la sensibilidad de la componente vertical a factores específicos del entorno, como las características locales del suelo, además de que en el caso de las señales analizadas de sismo, la fuente se encuentra lejos de los receptores y, en el caso de la relación H/V se considera que la fuente y el receptor se encuentran en el mismo punto (capítulo 2.3.2.3).

Estos resultados plantean un cambio sustancial en nuestra hipótesis inicial. Inicialmente, considerábamos la posibilidad de utilizar la energía de la componente vertical de estaciones sísmicas convencionales junto con la componente horizontal del experimento DAS-CDMX para calcular los cocientes espectrales. Sin embargo, dadas las particularidades de la componente vertical, hemos replanteado esta hipótesis y ahora proponemos obtener los cocientes espectrales a partir de la tomografía de ondas superficiales.

5. Determinación de un modelo preliminar de velocidades de la Ciudad de México

Con los datos obtenidos en la línea 1 del experimento DAS-CDMX se está llevando a cabo el cálculo de una tomografía de ondas superficiales. Esta técnica presenta una baja sensibilidad a las ondas P. Para guiar la inversión de la tomografía, se han recopilado datos de métodos directos para insertarlos como modelos iniciales.

Los pozos explorados con el método de Sonic Log fueron realizados por PEMEX en 1986. La ubicación y la información, como densidad y velocidad de propagación de onda P, fueron tomados de Unda (2016). En la Figura 3.1 se presenta su ubicación con los pines color cian y se enlistan en la Tabla 5.1.

	Due from dide d (m)	Zona UTM: 14 Q			
Pozo	Profundidad (m)	Coordenada E (m)	Coordenada N (m)		
Copilco	2,300.0	481,840.0	2,135,568.0		
Mixhuca	2,500.0	490,855.0	2,144,591.0		
Roma	3,200.0	483,489.0	2,145,145.0		
Tulyehualco	3,000.0	493,653.0	2,131,778.0		

Tabla 5.1. Pozos profundos en la Ciudad de México y su ubicación

Los datos de densidad fueron extraídos directamente de las imágenes presentadas en la Figura 5.1. Para calcular la velocidad de onda P a partir de los tiempos Δt , se aplicó la conversión correspondiente según lo indicado en Unda (2016), utilizando la ecuación 5.1.

$$V[m/s] = \frac{304800}{\Delta t [\mu s/ft]} \quad . \tag{5.1}$$

Además, se dispone de información de estudios sísmicos realizados con la Técnica de Crosshole (CH) en distintas ubicaciones de la Ciudad de México. Dichas ubicaciones se muestran en la Figura 3.1 con pines amarillos, y en la Tabla 5.2 se detallan sus coordenadas. Los datos de esta exploración fueron obtenidos de CONAGUA (2000).

En la Figura 5.2 presento los perfiles de velocidades de propagación de onda P y onda S, ambos obtenidos de la información reportada en CONAGUA (2000). Calculé la densidad (ρ) utilizando las relaciones de Brocher (véase capítulo 2.4.1).

Por último, el equipo del Dr. Ovando Shalley facilitó información recopilada a través de mediciones ultrasónicas en probetas de muestras de suelo, la cual ha sido incorporada a la base de datos de este estudio para establecer las relaciones entre Vp y Vs.

Considerando la tendencia observada en los datos reales de velocidades de onda P y S recopilados en la Ciudad de México, propongo una ecuación de ajuste para obtener Vp en función de Vs. Además, he desarrollado un modelo 3D utilizando la información disponible sobre las velocidades de onda S y P. El propósito de este modelo es restringir el espacio

de soluciones en la tomografía de ondas superficiales, la cual se calcula utilizando los datos obtenidos del experimento DAS-CDMX.

En este capítulo, se presenta la integración de la información sísmica y geológica recopilada, junto con el modelo 3D de la Ciudad de México. Es importante destacar que la cantidad de información disponible es limitada, por lo que el modelo de velocidades resultante es provisional y debe ser interpretado con precaución.

Tabla 5.2. Crosshole en la Ciudad de México y su ubicación

Pozo	Profundidad	Zona: 14 Q			
F020	(m)	Coordenada E (km)	Coordenada N (km)		
Benito Juárez	63	483.73	2,145.84		
Central de Abastos	49	490.50	2,142.39		
SCT	48	484.80	2,144.00		
Pozo 9	90	489.40	2,145.00		
Pozo 10	90	491.40	2,147.00		
Pozo 11	90	489.90	2,146.70		
Pozo 12	200	483.75	2,146.70		
Pozo 14	90	478.00	2,147.50		

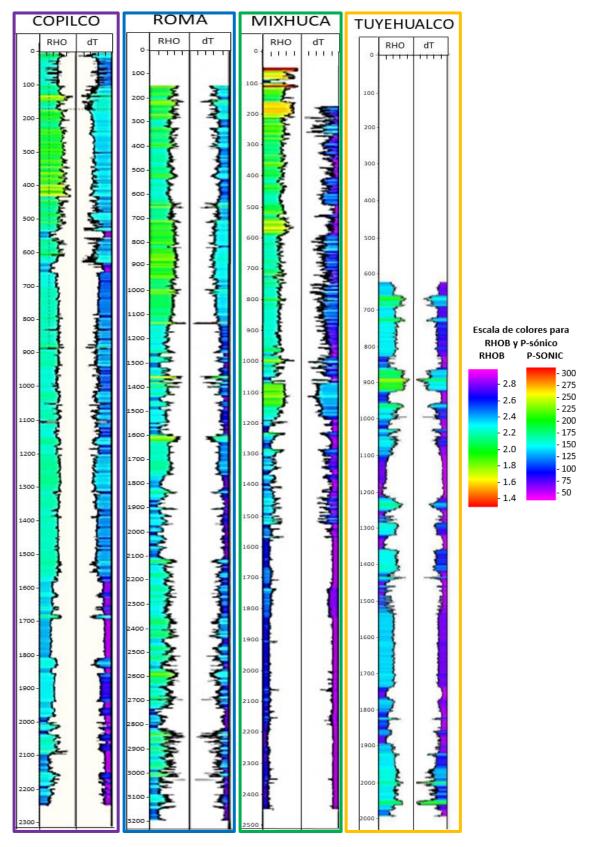


Figura 5.1. Perfiles obtenidos con Sonic Log. Modificado de Unda (2016).

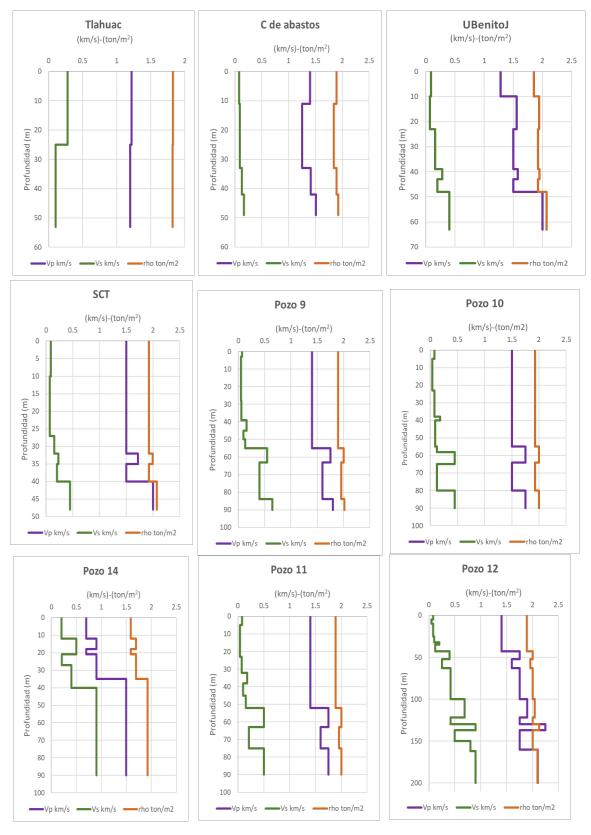


Figura 5.2. Perfiles de velocidad con la técnica Crosshole.

5.1. Relación Vp(Vs) de la CDMX con la información recopilada

En la Figura 5.3 se presentan algunas relaciones conocidas entre Vp y Vs, junto con los datos de las velocidades recopiladas en la Ciudad de México (CMDX). Es importante destacar que las velocidades de onda S de los pozos Sonic Log fueron obtenidas a partir de la relación de Brocher (ecuación 2.7). El uso de esta relación es válido porque las mediciones realizadas se encuentran fuera de los estratos de arcillas, es decir, en los estratos rocosos. Por esta razón, los pozos de Sonic Log no se consideraron como representativos para las velocidades de onda P menores a 1.0 km/s.

En la parte izquierda de la Figura 5.3 se presentan los datos y ajustes conocidos con los ejes en escala lineal; sin embargo, la variación de las velocidades de onda S pequeñas no es visible en esta escala. Para observar la relación de los ajustes conocidos con las velocidades conocidas de los estratos arcillosos en la cuenca de la CDMX, en la parte derecha de la misma figura se presenta la misma información con el eje x en escala logarítmica. Con esta escala se observa con mayor detalle la variación de la relación entre Vp y Vs. En adelante, solo se presentan las figuras con el eje x en escala logarítmica.

Como se observa en la Figura 5.3, los modelos hasta ahora conocidos no son representativos de la relación entre las velocidades de ondas P y S para los suelos de la Ciudad de México. Debido a la importante diferencia entre las velocidades que presentan los suelos de la CDMX y los ajustes conocidos, surge la necesidad de definir una nueva relación.

Para obtener un ajuste representativo de la relación entre las velocidades, se han descartado algunos datos anómalos, la mayoría de los cuales corresponden a la técnica de *Crosshole*, específicamente de los pozos Tláhuac, Central de Abastos y Pozo 10. Esta dispersión puede asociarse a la técnica que, como se describió anteriormente, depende de varios factores y correcciones que pueden afectar a los datos reportados. De los datos de PEMEX, solo se tomaron las mayores profundidades donde Vs es mayor a 800 m/s.

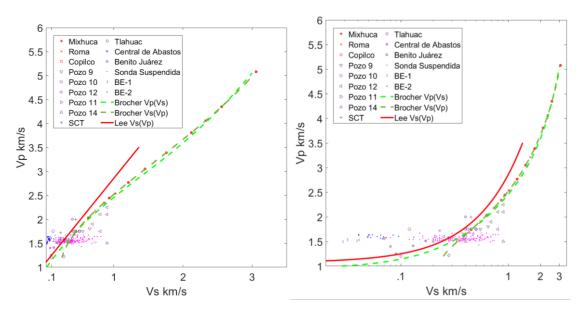


Figura 5.3. Relación entre Vp (eje de las ordenadas) y Vs (eje de las abscisas). Las marcas en color rojo corresponden a los datos de Sonic Log, los marcadores en color morado corresponden a las mediciones realizadas con Crosshole, en color magenta se presentan los datos obtenidos con Sonda Suspendida, los marcadores en color azul corresponden a la información obtenida con mediciones ultrasónicas en laboratorio. Las diferentes figuras de los marcadores diferencian entre los pozos o puntos de toma de información. Las relaciones de Brocher se presentan con las líneas verdes punteadas.

En la Figura 5.4 se muestra el ajuste propuesto según el comportamiento de los datos conocidos. Se propone un rango de validez de Vs entre 0.03 a 1.8 km/s. Este rango respeta a la menor velocidad conocida de la información recopilada y el punto donde la curva se ajusta a la curva de Brocher. En la ecuación 5.2 se presenta el polinomio propuesto.

$$V_P(km/s) = 1.51 + 2.467 \cdot V_S - 17.08 \cdot V_S^2 + 42.77 \cdot V_S^3 - 47.31 \cdot V_S^4 + 27.37 \cdot V_S^5 - 8.441 \cdot V_S^6 + 1.22 \cdot V_S^7 - 0.03201 \cdot V_S^8 - 0.006559 \cdot V_S^9.$$
5.2

El polinomio de mejor ajuste es de grado 9 y representa la tendencia de los datos tanto en bajas velocidades como en las mayores velocidades conocidas en la cuenca, como se observa en la Figura 5.4. El rango de validez de esta relación se asignó considerando la velocidad mínima y máxima conocidas con las técnicas presentadas en el capítulo 2.3.1, además de las inflexiones de la curva. Para velocidades de onda S mayores a 1.0 km/s, se recomienda utilizar la relación propuesta por Brocher (2005).

La relación propuesta permitirá obtener las velocidades de onda P a partir de la tomografía de ondas superficiales que se está calculando con los datos del experimento DAS-CDMX.

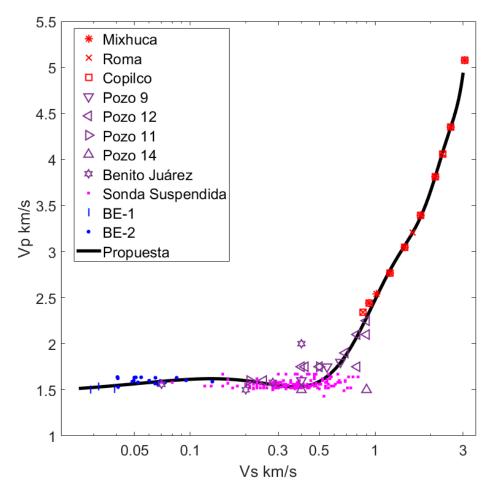


Figura 5.4. Relación entre Vp (eje de las ordenadas) y Vs (eje de las abscisas). Las marcas en color rojo corresponden a los datos de Sonic Log, los marcadores en color morado corresponden a las mediciones realizadas con Crosshole, en color magenta se presentan los datos obtenidos con Sonda Suspendida, los marcadores en color azul corresponden a la información obtenida con Elementos Bender o mediciones ultrasónicas y la línea negra continua es la relación propuesta para la Ciudad de México (5.2).

5.2. Modelo 3D de la CDMX con la información recopilada (Vs y Vp) de métodos directos

Utilizando tanto los perfiles de velocidad someros (CONAGUA 2000; R. Martínez 2021) como los profundos (Unda 2016), desarrollamos un modelo tridimensional de velocidades de onda S en la Ciudad de México.

5.2.1. Modelo de velocidades Vs

Toda la información recopilada se integró e interpoló para obtener un volumen de velocidades. Se prohíbe la extrapolación de las velocidades debido a la escasa información disponible, especialmente a mayores profundidades. En la Figura 5.5 se presentan los perfiles de velocidades de los pozos Sonic Log y Crosshole. Con el fin de observar la variación de las menores velocidades, el eje z y la escala de color se presentan en escala logarítmica.

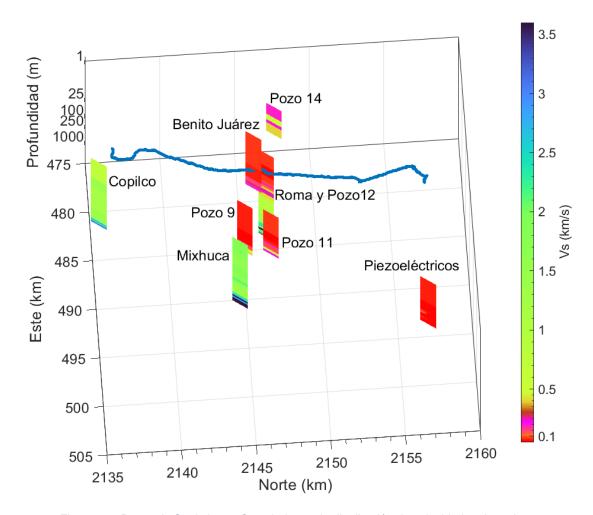


Figura 5.5. Pozos de Sonic Log y Crosshole con la distribución de velocidades de cada uno y posición de la línea 1 (UNAM-IPN) del experimento DAS-CDMX.

En la Figura 5.6 se presenta la vista Este-Oeste del modelo 3D de velocidades de onda S. Este modelo muestra las variaciones de la velocidad de la onda S en función de la profundidad. Es posible distinguir la zona de Lago, donde se registran las velocidades más bajas (colores cálidos), y cómo esta zona disminuye hacia "Copilco", donde las velocidades son mayores desde las capas más superficiales. La distribución de velocidades en las capas superficiales es coherente con lo esperado, ya que define la zona de Lago. A medida que aumenta la profundidad, se pueden distinguir capas de mayores velocidades (colores fríos) en los modelos 3D. Es importante destacar que las capas más profundas tienen menor definición lateral ya que solo se dispone de cuatro datos.

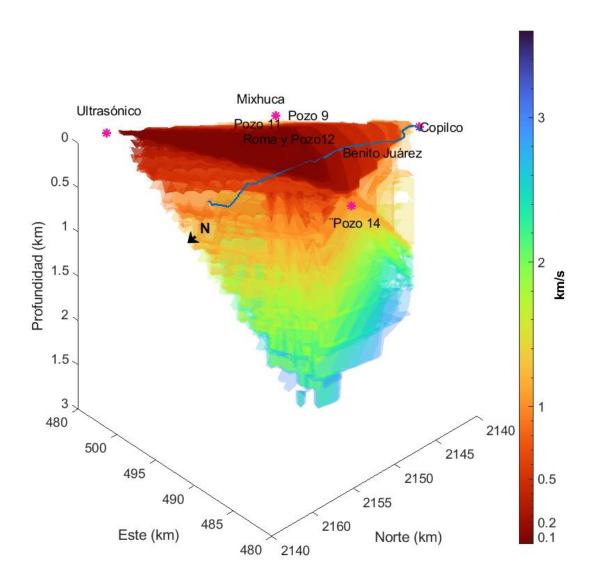


Figura 5.6. Modelo 3D de velocidades de onda S de la CDMX. La escala de colores indica la variación de las velocidades de onda S desde la superficie hasta 3.3 km de profundidad. La menor velocidad es de 0.07 km/s y se indica con color rojo y la mayor velocidad en la escala es de 3.6 km/s y se indicia con color azul.

En las imágenes de la Figura 5.7 se observa la variación de velocidades en los primeros 200 m, también en un modelo 3D. Con estas imágenes se aprecia que las velocidades menores a 0.3 km/s ocupan mayor espesor cuando se encuentran en Zona de Lago y su espesor disminuye cuando se acercan al pozo Copilco (señalado con una flecha color roja), es decir, cuando se acercan a la zona de Lomas.

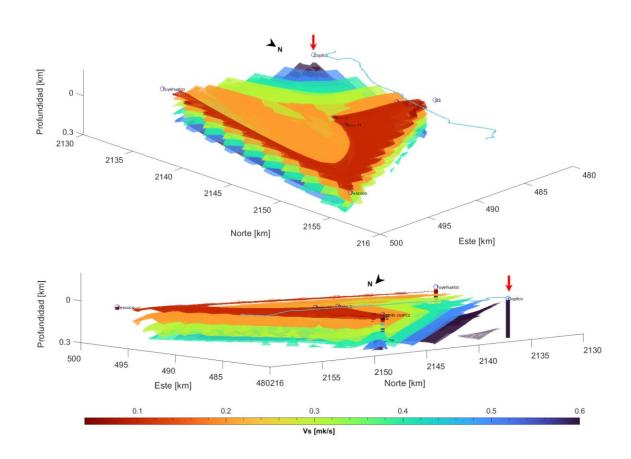


Figura 5.7. Modelo 3D de la CDMX desde superficie hasta 0.3 km de profundidad.

La escala de colores indica la variación de la velocidad de onda S y es igual para ambas perspectivas del modelo 3D. En la escala, el color rojo indica velocidades menores o iguales a 0.1 km/s y el color azul indica velocidades iguales o mayores a 0.6 km/s.

También se presenta la proyección de la línea 1 de DAS.

En los modelos profundo y somero, también presento el trazo de la línea 1 del experimento DAS-CDMX en color azul. Utilizando este trazo, se obtuvo un corte en el modelo de velocidades. En la Figura 5.8a se muestra el corte de velocidades hasta la máxima profundidad para la cual se dispone de información del modelo 3D. En la Figura 5.8b se presenta un acercamiento en los primeros 200 m del mismo perfil. Cada perfil presentado dispone de su propia escala de colores con el fin de visualizar con claridad la variación de velocidades. Es importante mencionar que el corte de velocidades que corresponde a la línea 1 de DAS-CDMX se muestra en distancia a lo largo de la línea. Sin embargo, esta no comienza en 0 ni termina en 27.4 km porque en el inicio y fin de la línea no se cuenta con información en el modelo de velocidades 3D como se observa en la Figura 5.6.

En el corte somero (Figura 5.8b), se observa que las capas más someras presentan las menores velocidades de propagación de onda S. En la parte inicial de la línea, las velocidades se encuentran alrededor de los 0.5 km/s, lo que corresponde a la zona de Transición. A partir de los 9.0 km de distancia, las velocidades comienzan a disminuir hasta

presentarse velocidades menores a 0.1 km/s en espesores de hasta 100 m. Esta zona de bajas velocidades coincide con la zona de Lago de la CDMX. Debajo de esta capa, se encuentran velocidades entre 0.6 y 0.9 km/s. Por otro lado, con el modelo profundo se identifica una capa entre 1.3 a 1.8 km de profundidad con velocidades que varían de 1.5 a 2 km/s. Finalmente, la capa más profunda presenta velocidades superiores a los 2.5 km/s. En ambos cortes se identifican algunas zonas de cambios drásticos en las velocidades, estas zonas se señalan con círculos rojos. Las zonas de velocidades anómalas se deben a la escasa información en esas áreas y se podrían evitar con una mayor densidad de datos de velocidades.

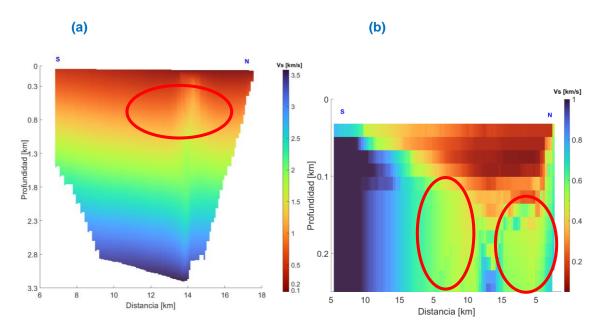


Figura 5.8.(a) Corte de velocidades S a la profundidad máxima del modelo 3D;
(b) Corte de velocidades someras hasta 0.25 km de profundidad.

Nótese que cada perfil cuenta con su propia escala de colores. Las elipses rojas indican las zonas donde no se tienen suficientes datos y se generan velocidades bajas donde se espera que sean mayores.

5.2.2. Modelo de velocidades Vp

De forma comparativa, se presenta el modelo de velocidades de onda P (Figura 5.9), el modelo permite observar que esta propiedad tiene una variación menos abrupta tanto horizontalmente como verticalmente.

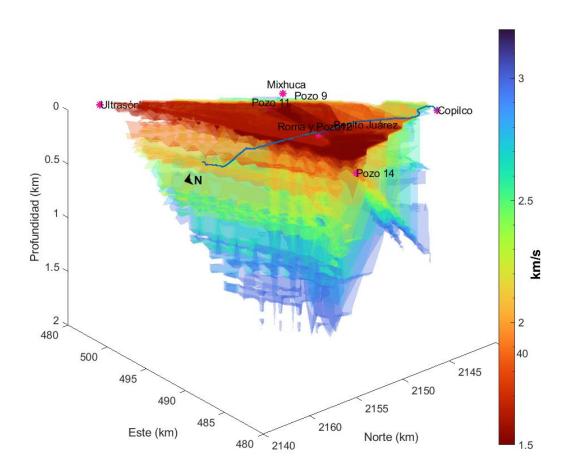


Figura 5.9. Modelo 3D de velocidades de onda P de la CDMX

5.2.3. Combinación del modelo VS con el modelo geológico

Adicionalmente, se cuenta con información geológica que caracteriza al Valle de México. El modelo geológico presentado por Fabela Rodríguez (2009) fue reconstruido a partir de la estratigrafía reportada en los pozos de PEMEX y de la recopilación de 20 perfiles geológicos realizados por Federico Mosser en 2004 en toda la Ciudad de México, además de estudios gravimétricos que le permitieron definir la estructura de la cuenca a mayor profundidad. En la Figura 5.10 se presenta el modelo geológico con cuatro capas conjuntamente con el modelo de velocidades Vs. A continuación, se describen brevemente las capas del modelo geológico.

Capa 1: Depósitos lacustres, caracterizada por velocidades de onda S de 80 m/s que resulta congruente con el modelo de velocidades reconstruido con los pozos de Crosshole, Sonic Log y Elementos Bender.

Capa 2: Depósitos aluviales superiores e inferiores, con velocidades de onda S entre 600 y 700 m/s, coincidente también con las velocidades observadas en los estudios geofísicos recopilados.

Capa 3: Lahares, andesitas, tobas pumíticas y depósitos lacustres antiguos, caracterizados por velocidades de onda S alrededor de 1000 m/s.

Capa 4: Vulcanitas andesita y riolita, esta última capa presenta velocidades de onda S de hasta 3000 m/s.

Se observa un acuerdo entre los dos modelos; es decir, donde existen cambios importantes de velocidades, se observan las interfaces geológicas.

La geología conocida se usó para validar el modelo de velocidades generado a partir de la información recopilada en este trabajo. Con el modelo validado, será posible restringir el espacio de soluciones de la tomografía de ondas superficiales que se obtendrá con la información generada con el proyecto DAS-CDMX.

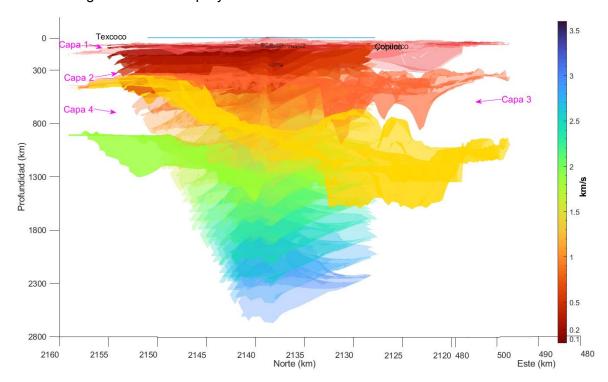


Figura 5.10. Modelo geológico 3D. La escala de colores corresponde a las velocidades de onda S. Las capas geológicas se señalan como Capa 1, 2, 3 y 4 y sobresalen de la interpolación de velocidades. El límite de cada capa se presenta en el color que representan en el cambio de velocidades, lo que permite corroborar que las unidades sísmicas corresponden con los cambios de las capas geológicas definidas.

5.3. Conclusiones

Se ha identificado una relación particular entre las velocidades Vp y Vs en el Valle de México, la cual no se ajusta a las tendencias empíricas previamente conocidas. La relación Vp-Vs específica de la Ciudad de México se determinó mediante diversos métodos geofísicos y de laboratorio (capítulo 5). Este conjunto de datos permitió excluir velocidades que no se ajustan a esta relación para obtener un ajuste representativo. El ajuste propuesto para derivar Vp en función de Vs se basa en los datos conocidos de diferentes métodos. Además, esta relación respeta la interpretación física de las velocidades para suelos saturados, lo que significa que el ajuste arroja velocidades cercanas a 1.5 km/s, pero no menores a este valor. De lo contrario, se trataría de materiales muy porosos con poros llenos de aire en lugar de agua. Por esta razón, se omitieron algunos datos de Crosshole, que mostraban velocidades de onda P inferiores a 1.5 km/s. El ajuste propuesto en este estudio permite realizar una caracterización completa cuando no es posible medir la velocidad de la onda P, como en el caso de la tomografía de ondas superficiales y de los métodos de ruido sísmico en general. Es importante destacar que el ajuste propuesto es aplicable a los suelos de la Ciudad de México.

En este capítulo se presentan las características del sismo a reproducir en la simulación, como la distancia a CDMX, profundidad y el tensor de momento (sección 6.1). Además, se presentan las propiedades definidas para el modelo de capas tanto de la corteza como de la cuenca (6.2). Con la fuente y medios definidos, se utilizaron los métodos IBEM y DWN, en las secciones 2.6 y 2.7 se presentaron las bases teóricas. Sin embargo, de cada método se obtienen los desplazamientos, para comparar las señales obtenidas del experimento DAS-CDMX en el sismo del 19 de septiembre de 2017, es necesario calcular las deformaciones y no sólo los desplazamientos, en las secciones 6.4 y 6.5 se presenta la formulación para el cálculo de las deformaciones con IBEM y DWN, respectivamente. Finalmente, en la sección 6.6 se presentan los resultados obtenidos a partir de la modelación numérica con IBEM y DWN con las características del sismo y las propiedades de los medios, definidas en las secciones anteriores. Para validar el modelo propuesto, se comparan las señales calculadas con IBEM-DAS contra las señales obtenidas con DAS.

6.1. Características del sismo

El sismo que se reprodujo es el ocurrido en 19 de septiembre de 2022, este sismo tiene una distancia del epicentro a la Ciudad de México de 470 km, aproximadamente y una profundidad de 15 km (SSN, 2022). En la Figura 6.1 se presenta el mapa de ubicación del epicentro del sismo (estrella roja), la ubicación de la CDMX (color azul) y el perfil que se proyectó para este caso de estudio (línea color verde).



Figura 6.1. Sección proyectada del caso "Sismo 19 de septiembre de 2022" (línea verde). La estrella roja representa el epicentro del sismo, la línea azul es la línea DAS-CDMX.

Además, se proyectó el tensor de momento sísmico en el plano 2D en el que se hace la simulación. En la ecuación 6.1 se presenta el tensor reportado por el (SSN, 2022).

$$M = \begin{bmatrix} 0.079 & 0.227 & -0.093 \\ 0.227 & 0.066 & 0.030 \\ -0.093 & 0.030 & -0.013 \end{bmatrix}.$$
 6.1

Para representar la fuente en este caso de estudio se calculó el tensor proyecto con:

$$\begin{split} M_{r} &= \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xz} \\ M_{zx} & M_{zz} \end{bmatrix}; \\ M_{xx} &= M_{rr}\cos^{2}(\theta) + M_{\theta\theta}\sin^{2}(\theta) - M_{r\theta}\sin(2\theta), \\ M_{yy} &= M_{rr}\sin^{2}(\theta) + M_{\theta\theta}\cos^{2}(\theta) + M_{r\theta}\sin(2\theta), \\ M_{zz} &= M_{\phi\phi}; \\ M_{xy} &= (M_{rr} - M_{\theta\theta})\cos(\theta)\sin(\theta) + M_{r\theta}(\cos^{2}(\theta) - \sin^{2}(\theta)), \\ M_{zx} &= M_{\phi r}\cos(\theta) - M_{\phi\theta}\sin(\theta), \\ M_{zy} &= M_{\phi r}\sin(\theta) + M_{\phi\theta}\cos(\theta). \end{split}$$

El tensor proyectado resultante y que fue el utilizado en la simulación del sismo es:

$$M = \begin{bmatrix} -0.0344 & -0.0685 \\ -0.0685 & -0.029 \end{bmatrix}.$$
 6.3

En las ecuaciones 6.1 y 6.3 el factor de escalamiento es M₀=1.0e28 dyn/cm.

Además, se definió la frecuencia máxima y la duración del pulso. Estos parámetros se definieron a partir de las señales DAS, como las presentadas en la sección 3.2. Des estas señales se obtuvo el espectro de la onda P (Figura 6.2), en el que se observa que su frecuencia fundamental se encuentra alrededor de los 1.5 Hz. Con la frecuencia de onda P se estableció la duración del pulso en 0.25 s y una frecuencia máxima de 2.5 Hz.

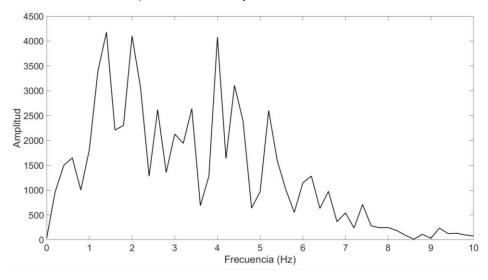


Figura 6.2. Espectro de amplitudes de la onda P, para el canal 900 de DAS-CDMX.

6.2. Configuración geométrica de la simulación 2D

Además de las características de la fuente, es necesario establecer las propiedades de los medios por los que viajan las ondas, como velocidad de onda P, de onda S y densidad. La sección de velocidades es representativa de la proyección que se presenta en la Figura 6.1 (línea verde).

La sección representativa contempla dos medios. El primero de ellos se considera infinito horizontalmente en el que se definen 5 capas que reflejan los cambios más significativos de las velocidades de onda S, obtenidas de por Spica et al. (2016). En la Figura 6.3a se muestra el punto inicial (rojo) y el punto final (azul) y la misma línea verde de la proyección de la sección de velocidades. El punto inicial de la sección corresponde al epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2022, mientras que el punto final es el Valle de México. En la Figura 6.3b se muestra el perfil de elevaciones, donde se observa el Valle de México dentro del círculo de color verde. Finalmente, en la Figura 6.3c, se presenta la sección de velocidades considerada en este trabajo. El perfil tiene una profundidad de 150 km; sin embargo, las mayores variaciones se observan en los primeros 50 km. Este modelo de velocidades se obtuvo con el fin de reproducir las condiciones del sismo de caso de estudio. Como se mencionó en la sección 6.1, la profundidad del sismo es de 15 km, por ello, con la sección de la Figura 6.3c se obtuvieron las velocidades de onda hasta los 30 km de profundidad que es la primera discontinuidad importante (discontinuidad de Mohorovičió).

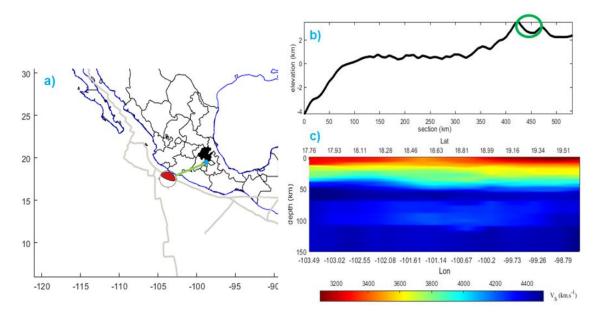


Figura 6.3. a) Proyección de la sección (línea verde) del epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2022 (punto rojo) a la Ciudad de México (punto azul); b) Perfil de elevaciones del perfil proyectado; c) Sección de velocidades de onda S hasta 150 km de profundidad. Las imágenes se generaron con el programa TOMO3 de tomografía de la República Mexicana de Spica et al. (2016)

Por otro lado, el segundo medio representa la cuenca de la Ciudad de México, cuya geometría se definió con un trapecio de 20 km de ancho y 0.5 km de profundidad. En el medio 2 se estableció un modelo de velocidades sencillo, compuesto por 4 capas. El medio 2 se estableció a partir del modelo de velocidades de onda S presentado en la sección 5.2

En ambos medios, la velocidad de onda S es la propiedad conocida. Para el medio 1, las densidades y las velocidades de onda P se calcularon con la relación de Brocher correspondiente (ecuación 2.5 y 2.8, respectivamente). Por otro lado, para obtener las velocidades de onda P de las diferentes capas del medio 2, se utilizó el ajuste propuesto en el capítulo 5.1, y las densidades se obtuvieron con relación de Brocher de la ecuación 2.5.

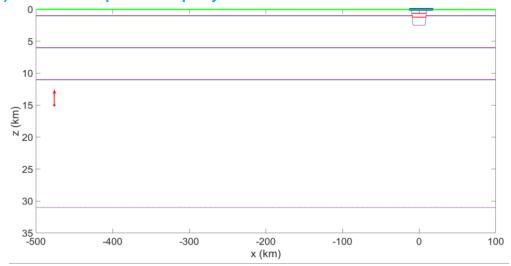
En la Figura 6.4 se presenta el modelo esquemático de ambos medios, además de la ubicación del hipocentro del sismo. Con la finalidad de obtener la respuesta más cercana a la obtenida con la fibra ótica del proyecto DAS-CDMX, se proyectó el trazo de la línea sobre el perfil considerado en este análisis. El número total de receptores en la línea DAS-CDMX es de 2266; sin embargo, para reducir los cálculos, se tomaron cada 10 canales, es decir, en el modelo numérico se tienen 277 canales. Los canales se encuentran en su mayoría a 30 m de profundidad, por lo cual se definieron dos líneas de receptores, una en superficie y otra a 30 m de profundidad, reproduciendo las condiciones del experimento DAS-CDMX.

Las propiedades hasta aquí definidas se presentan en la Tabla 6.1. En color verde se presenta la información conocida, en este caso, es la velocidad de onda S. El color azul con el que se resalta Vp y ρ indica que los valores fueron obtenidos a partir de Vs. En la Figura 6.5 se presentan gráficamente los modelos de velocidades tomados para la cuenca y las capas profundas. Finalmente, los factores de calidad (Q) fueron definidos a partir de los propuestos en diferentes trabajos (Hernández-Aguirre et al., 2023; Quintanar et al., 2024).

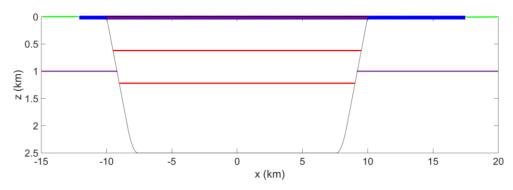
Medio h [km] Vp [km/s] Vs [km/s] ρ **[ton/m3]** Q Medio 1 5.27 3.1 2.7 200 5 5.44 3.2 2.7 200 5 5.95 3.5 2.8 200 20 6.46 3.8 2.84 250 7.48 4.4 3.19 300 Medio 2 0.02 1.59 0.05 1.2 100 0.6 1.71 0.6 1.88 100 0.6 2 2.33 100 3.65 4.93 3 2.54 100

Tabla 6.1. Modelo de velocidades

a) Modelo completo de capas y sismo



b) Acecamiento al modelo de capas de la cuenca



c) Acercamiento a los receptores

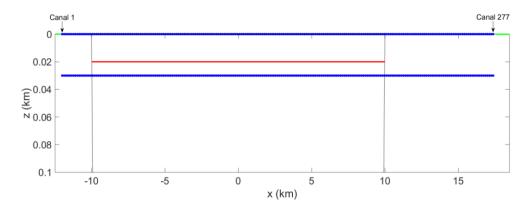
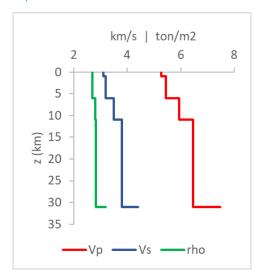


Figura 6.4. a) Modelo de dos medios y sus capas y el sismo representativo. Las capas color morado corresponden al modelo de la corteza, mientras que las líneas rojas representan las capas de la Cuenca; b) acercamiento al modelo de la cuenca para observar con mayor detalle las primeras capas con un espesor pequeño respecto a la escala de profundidad en el modelo completo; c) acercamiento al arreglo de receptores, cada punto azul representa un receptor, se aprecian dos líneas de receptores, la primera se encuentra en superficie, es decir en z=0 y el segundo arreglo en z=-0.03, que es la profundidad aproximada real de DAS.

a) Perfil de velocidades en el Medio 1

b) Perfil de velocidades en el Medio 2



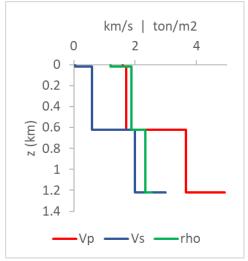


Figura 6.5. Modelo de velocidades de onda P (línea color rojo) y S (línea color azul) y densidades (línea color verde) para los medios a) 1 y b) 2

6.3. Parámetros para DWN

Además de las propiedades de los medios descritos, es importante definir los parámetros que gobiernan el cálculo con DWN. En la Tabla 6.2 se presentan el número de onda máximo (k_{max}) y el número de puntos empleados para discretizar los números de onda:

Parámetros Medio	K _{max}	npt k
Medio 1	4.0	20000
Medio 2	2.5	5000

Tabla 6.2. Parámetros para DWN

También se definió la frecuencia máxima Fq = 2 Hz y el número de puntos para el espectro de frecuencia NFq = 2000.

Con Fq, NFq y los parámetros de la Tabla 6.2 se generaron los kernels en cada medio para validar la calidad de la discretización y los rangos de discretización, o sea para comprobar si el número de onda máximo elegido es adecuado para evitar el traslape espacial. El primero de ellos es un diagrama $\omega-k$ (Figura 6.6 a y c). En estos diagramas, el eje x corresponde a los números de onda y el eje y a las frecuencias angulares ($\omega=2\pi f$). Los colores verdes y amarillos representan mayor energía. En ambos diagramas observamos que la respuesta de las ondas en k_{max} es nula, esto garantiza que no tendremos traslape espacial. En el caso de la frecuencia, la respuesta de las ondas puede ser no nula, pero el espectro de la señal es convolucionado con una ondícula, en este caso con la ondícula de Ricker o "sombrero mexicano", lo que permite tener un espectro plano en las últimas frecuencias y asegurar que no se tendrá traslape en el tiempo.

En la Figura 6.6 b y d se presentan los mismos kernels, pero con una representación distinta, donde el eje x es la frecuencia en y el eje y es la velocidad de fase. Las curvas resaltadas en color amarillo son las curvas de dispersión y cada una representa un modo diferente. En el medio 1, el modo fundamental presenta una asíntota alrededor de 3 km/s, esta velocidad corresponde a la velocidad del estrato más somero del medio 1 (3.1 km/s). El segundo modo presenta una asíntota alrededor de los 3.5 km/s, esta velocidad corresponde con el tercer estrato, pero también es donde se observa un fuerte contraste de velocidades (de 3.2 km/s a 3.5 km/s). Finalmente, se observan varios modos más, pero todos ellos con asíntota en la velocidad de 4.4 km/s. Esta velocidad corresponde con la última capa definida y que es la de mayor contraste. Un análisis similar se realiza en las curvas de dispersión del medio 2. En este caso, la asíntota dominante se encuentra a los 3 km/s, que es justamente la velocidad de la capa que presenta el mayor contraste de velocidad con las demás del mismo medio.

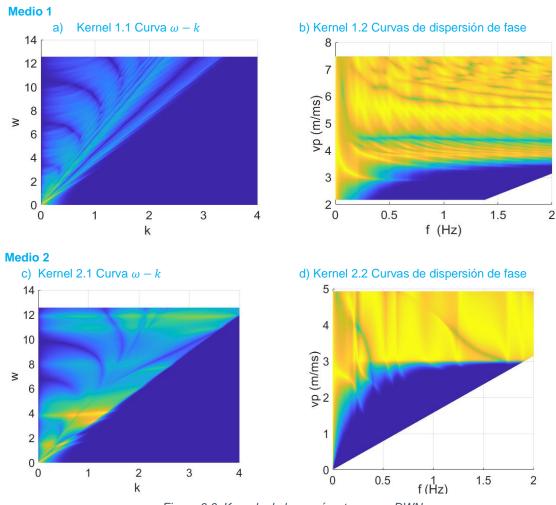


Figura 6.6. Kernels de los parámetros para DWN

A partir del modelo de capas definido y las características de la fuente, se calcularon los desplazamientos y las deformaciones en 277 receptores. Para asegurar que los receptores

fueran representativos de los canales del experimento DAS-CDMX, se seleccionaron cada décimo receptor y se proyectaron con respecto al perfil propuesto.

Con el modelo de la Figura 6.4, se calcularon las deformaciones y los desplazamientos en cada punto receptor. Las deformaciones calculadas se derivaron temporalmente para ser comparadas contra las tasas de deformación medidas con DAS. De esta manera se espera validar un modelo para trasladar las deformaciones medidas con DAS (a profundidad) a la superficie, pues son estas deformaciones las que interesan para el diseño de estructuras, como primera propuesta.

En el capítulo 6.4 se presenta la formulación de las deformaciones para IBEM y en el capítulo 6.4 la formulación de las deformaciones para DWN. Para cada uno también se presenta el árbol de dependencias dentro del programa principal para el cálculo de las deformaciones con las formulaciones presentadas.

6.4. Formulación de deformaciones para IBEM

En el caso de IBEM, las ecuaciones de deformaciones se formulan en términos de los potenciales y en el dominio de la frecuencia. Las expresiones presentadas para la formulación de deformaciones en el caso IBEM se consultaron en (Kausel 2006).

$$\Phi = \frac{i}{4} \left\{ \frac{H_1^{(2)}(\Omega_S)}{\Omega_S} - \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \frac{H_1^{(2)}(\Omega_P)}{\Omega_P} \right\},
\Psi = \frac{i}{4} \left\{ \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 H_2^{(2)}(\Omega_P) - H_2^{(2)}(\Omega_S) \right\},$$
6.4

donde

$$\Omega_P = \frac{\omega r}{\alpha}$$
, $\Omega_S = \frac{\omega r}{\beta}$, $r = \sqrt{x^2 + z^2}$.

El campo de desplazamientos en función de la frecuencia se expresa como:

$$G_{ij} = \frac{1}{\mu} \{ \Phi \delta_{ij} + \Psi \gamma_i \gamma_j \},$$

$$6.5$$

donde

$$\gamma_i = cos\theta_i$$
.

Los desplazamientos se obtienen a partir de la función de Green:

$$u_i = F_i G_{ij} ag{6.6}$$

Finalmente, conociendo la relación entre los desplazamientos y la función de Green (6.7) y que las deformaciones pueden obtenerse a partir de los desplazamientos (6.15) se presentan las expresiones con las que se obtienen las deformaciones usando los potenciales en el dominio de la frecuencia:

$$\frac{\partial G_{ij}}{\partial k} = \frac{1}{\mu} \left\{ \gamma_k \left[\frac{\partial \phi}{\partial r} \delta_{ij} + \left(\frac{\partial \phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_i \gamma_j \right] + \frac{\Psi}{r} \left[\delta_{ij} \gamma_j + \delta_{jk} \gamma_i \right] \right\}. \tag{6.7}$$

Donde $i, j, k = x, z, \delta_{ij}$ es la delta de Dirac y r, las derivadas de los potenciales son:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial r} = \frac{\Psi}{r} + \frac{i}{4r} \Omega_S H_1^{(2)}(\Omega_S),$$

$$\frac{\partial \Psi}{\partial r} = \frac{i}{4r} \left[\left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 \Omega_P H_1^{(2)}(\Omega_P) - \Omega_S H_1^{(2)}(\Omega_S) \right] - 2 \frac{\Psi}{r}.$$
6.8

6.4.1. Fuente *F*₇

Las derivadas espaciales de los desplazamientos para una fuente F_z son:

$$\frac{\partial u_{x}}{\partial x} = \frac{1}{\mu} \left\{ \gamma_{x} \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{x} \gamma_{z} \right] \right\},
\frac{\partial u_{z}}{\partial z} = \frac{1}{\mu} \left\{ \gamma_{z} \left[\frac{\partial \Phi}{\partial r} + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{z} \gamma_{z} \right] + 2 \frac{\Psi}{r} \gamma_{z} \right\},
\frac{\partial u_{x}}{\partial z} = \frac{1}{\mu} \left\{ \gamma_{z} \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{x} \gamma_{z} \right] + \frac{\Psi}{r} \gamma_{x} \right\},
\frac{\partial u_{z}}{\partial x} = \frac{1}{\mu} \left\{ \gamma_{x} \left[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{z} \gamma_{z} \right] + \frac{\Psi}{r} \gamma_{z} \right\}.$$
6.9

Con las expresiones anteriores se obtienen las deformaciones sustituyendo 6.9 en 6.15.

6.4.2. Fuente
$$F_x$$

Por otro lado, las derivadas espaciales de los desplazamientos para una fuente
$$F_{\chi}$$
 son:
$$\frac{\partial u_{\chi}}{\partial x} = \frac{1}{\mu} \Big\{ \gamma_{\chi} \Big[\frac{\partial \Phi}{\partial r} + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{\chi} \gamma_{\chi} \Big] + 2 \frac{\Psi}{r} \gamma_{\chi} \Big\},$$

$$\frac{\partial u_{\chi}}{\partial z} = \frac{1}{\mu} \Big\{ \gamma_{\chi} \Big[\left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{\chi} \gamma_{\chi} \Big] \Big\},$$

$$6.10$$

$$\frac{\partial u_{\chi}}{\partial z} = \frac{1}{\mu} \Big\{ \gamma_{\chi} \Big[\frac{\partial \Phi}{\partial r} + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{\chi} \gamma_{\chi} \Big] + \frac{\Psi}{r} \gamma_{\chi} \Big\},$$

$$\frac{\partial u_{\chi}}{\partial x} = \frac{1}{\mu} \Big\{ \gamma_{\chi} \Big[\frac{\partial \Phi}{\partial r} + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_{\chi} \gamma_{\chi} \Big] + \frac{\Psi}{r} \gamma_{\chi} \Big\},$$

Al igual que en el Caso 1 las deformaciones se obtienen sustituyendo 6.10 en 6.15.

6.5. Formulación de las deformaciones para DWN

Se introducen los esfuerzos y desplazamientos para la obtención de las deformaciones. La revisión de la formulación de deformaciones que se realiza se basa en el capítulo 2 de Stein & Wysession (2003).

En la Figura 6.7 se representa un campo de ondas difractadas en un estrato hipotético, con los ejes de referencia tomados también para las ecuaciones de este capítulo. Considerando el caso esquemático donde existe una onda P y una onda S que viajan en dirección -z (la onda que sube) y otras en dirección +z (la onda que baja). Tendríamos dos amplitudes de onda P $(A_1 \ y \ A_2)$ y dos amplitudes de SV $(B_1 \ y \ B_2)$.

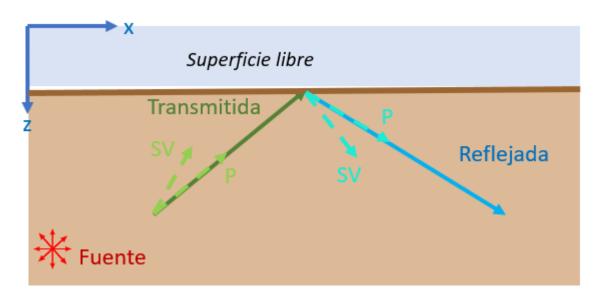


Figura 6.7. Ejes de referencia para el cálculo de desplazamientos, esfuerzo y deformaciones.

Los desplazamientos se pueden expresar como dos funciones conocidas como potenciales:

$$u(x,z,t) = \nabla \phi(x,z,t) + \nabla \times \Upsilon(x,z,t), \tag{6.11}$$

donde ϕ es el potencial escalar y Υ el potencial vectorial para la contribución de las ondas P y las ondas S, respectivamente. Los potenciales pueden expresarse como una solución de ondas armónicas (6.12).

$$(P) \qquad \qquad \phi = A_1 \exp \left(i(\omega t - k_x x - z)\right) + A_2 \exp \left(i(\omega t - k_x x + z)\right),$$

$$(SV) \qquad \qquad Y = B_1 \exp \left(i\left(\omega t - k_x x - k_{z_\beta} z\right)\right) + B_2 \exp \left(i\left(\omega t - k_x x + k_{z_\beta} z\right)\right).$$

Obteniendo el divergente de ϕ y el rotacional de Υ :

$$\nabla \phi = \begin{bmatrix} -ik_x \left(A_1 \exp\left(i(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z\right)\right) + A_2 \exp\left(i(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z)\right) \right) \\ 0 \\ ik_{z_\alpha} \left(-A_1 \exp\left(i(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z\right)\right) + A_2 \exp\left(i(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z)\right) \right) \end{bmatrix},$$

$$\nabla \times \Upsilon = \begin{bmatrix} ik_{z_\beta} \left(B_1 \exp\left(i\left(\omega t - k_x x - k_{z_\beta} z\right)\right) - B_2 \exp\left(i\left(\omega t - k_x x + k_{z_\beta} z\right)\right) \right) \\ 0 \\ -ik_x \left(B_1 \exp\left(i\left(\omega t - k_x x - k_{z_\beta} z\right)\right) + B_2 \exp\left(i\left(\omega t - k_x x + k_{z_\beta} z\right)\right) \right) \end{bmatrix}.$$

$$6.13$$

Donde k_{α} y k_{β} son los números de la onda P y la onda S, respectivamente.

Sustituyendo 6.13 en 6.11 obtenemos el campo de desplazamientos de las ondas difractadas (6.14):

$$u = \begin{bmatrix} -ik_{x}\left(A_{1}\exp\left(i(\omega t - k_{x}x - k_{z_{\alpha}}z\right)\right) + A_{2}\exp\left(i(\omega t - k_{x}x + k_{z_{\alpha}}z)\right)) \\ -ik_{z_{\beta}}\left(B_{1}\exp\left(i\left(\omega t - k_{x}x - k_{z_{\beta}}z\right)\right) - B_{2}\exp\left(i\left(\omega t - k_{x}x + k_{z_{\beta}}z\right)\right)\right) \\ 0 \\ \left(ik_{z_{\alpha}}\left(-A_{1}\exp\left(i(\omega t - k_{x}x - k_{z_{\alpha}}z)\right) + A_{2}\exp\left(i(\omega t - k_{x}x + k_{z_{\alpha}}z)\right)\right) \\ +ik_{x}\left(B_{1}\exp\left(i\left(\omega t - k_{x}x - k_{z_{\beta}}z\right)\right) + B_{2}\exp\left(i\left(\omega t - k_{x}x + k_{z_{\beta}}z\right)\right)\right) \end{bmatrix}$$

$$6.14$$

Subsecuentemente, la deformación se deriva del desplazamiento. Como se ha mencionado, el caso de estudio es en 2D, de manera que el tensor de deformaciones es el siguiente:

$$e = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix}.$$
 6.15

A continuación, se presenta la obtención de cada término involucrado en 6.15, a partir de los desplazamientos mostrados en 6.14.

$$\begin{split} \frac{\partial u_x}{\partial x} &= -k_x^2 \left(A_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z \right) \right) + A_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z \right) \right) \right) \\ &- k_{z_\beta} k_x \left(B_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\beta} z \right) \right) - B_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\beta} z \right) \right) \right), \end{split}$$

$$\frac{\partial u_z}{\partial z} &= -k_{z_\alpha}^2 \left(A_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z \right) \right) + A_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z \right) \right) \right) \\ &+ k_x k_{z_\beta} \left(B_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\beta} z \right) \right) - B_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\beta} z \right) \right) \right), \end{split}$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial z} &= k_x k_{z_\alpha} \left(-A_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z \right) \right) + A_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z \right) \right) \right) \\ &- k_{z_\beta}^2 \left(B_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\beta} z \right) \right) + B_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\beta} z \right) \right) \right), \end{split}$$

$$\frac{\partial u_z}{\partial x} &= k_x k_{z_\alpha} \left(-A_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z \right) \right) + A_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z \right) \right) \right) \\ &+ k_x^2 \left(B_1 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x - k_{z_\alpha} z \right) \right) + B_2 \exp \left(i \left(\omega t - k_x x + k_{z_\alpha} z \right) \right) \right). \end{split}$$

Sustituyendo las expresiones de 6.16 en 6.15 se obtiene el tensor de las deformaciones causadas por el campo de ondas difractadas. Estas ecuaciones se implementan dentro del código de DWN para calcular las deformaciones en profundidad y superficie de los medios estratificados.

Este campo difractado se suma al campo incidente. Aunque la simulación involucra una fuente real que corresponde a un momento sísmico $F_{j,k}$, o sea derivadas espaciales a lo largo de k de las fuentes vectoriales aplicada en la dirección j: F_j), este campo incidente solo queda en el estrato de la fuente y no en las deformaciones que nos interesan en el medio 2. La transmisión (y en general la difracción) de las ondas del medio 1 a 2 con el IBEM solo considera fuentes vectoriales. Por consecuencia, el campo incidente que requerimos considerar es el presentado en la siguiente ecuación:

$$e = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} + \frac{1}{\mu} \left\{ \gamma_k \left[\frac{\partial \Phi}{\partial r} \delta_{ij} + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} - \frac{2\Psi}{r} \right) \gamma_i \gamma_j \right] + \frac{\Psi}{r} \left[\delta_{ij} \gamma_j + \delta_{jk} \gamma_i \right] \right\}.$$
 6.17

Las expresiones de 6.16 se sustituyen en la primera parte de la ecuación 6.17.

6.6. Resultados y análisis

Los datos obtenidos con el experimento DAS son tasas de deformación a lo largo de la fibra óptica. Como se ha mencionado a lo largo de este trabajo, se propone el uso de las deformaciones obtenidas mediante esta técnica para el diseño seguro ante sismo de las estructuras civiles. Para conocer el efecto en las estructuras, es necesario conocer el parámetro de entrada, en este caso se propone que sea la deformación, en campo libre, es decir, en superficie. Sin embargo, con el experimento realizado, los datos se obtuvieron a profundidad en la mayor parte de las líneas, ya que el cable de fibra óptica se encuentra en las diferentes líneas del metro que llegan hasta 30.0 m de profundidad, aproximadamente. Para conocer la posible relación entre la deformación a profundidad con la deformación en superficie causada por una fuente lejana (sismo regional), se hace uso de modelado numérico. Los métodos numéricos usados en este trabajo son IBEM y DWN; sin embargo, como se presentó en el capítulo 2, las salidas usuales de estos programas son los desplazamientos. Como primer punto importante, se plantean las ecuaciones para calcular las deformaciones tanto para IBEM (6.4) como para DWN (6.5). Con las ecuaciones propuestas, se calcularon las deformaciones. En la Figura 6.9 se presenta una señal representativa calculada al simular las condiciones de fuente (6.1), el modelo de capas (Figura 6.5) y los parámetros de DWN (6.3).

En este caso de estudio, se propone el uso de la combinación de los métodos IBEM y DWN para la obtención del campo total de desplazamientos y reducir los tiempos de cómputo. La manera de combinar estos métodos es discretizando la frontera de la cuenca de la Ciudad de México y el campo de desplazamientos se resuelve con IBEM. Por otro lado, las capas dentro de la cuenca y fuera de ella, son estratos horizontales, de modo que el campo de desplazamiento de estas capas se obtiene con el método de DWN.

Para validar los parámetros considerados para el cálculo de deformaciones, tomamos el canal equivalente al 1000 de DAS, derivamos la señal en tiempo y comparamos contra el mismo canal de la medición con DAS. En la Figura 6.8 se presentan los espectros de tasa de deformación tanto para DAS (línea color negro) como para IBEM-DWN (línea color rojo). Podemos observar que el espectro de IBEM-DWN llega a la frecuencia máxima establecida (2.5 Hz), pero las frecuencias inferiores son representativas de la señal obtenida con DAS. Este análisis de espectros permite validar las características del sismo, las propiedades de los 2 diferentes medios y las ecuaciones de deformación presentadas.

Modelado numérico

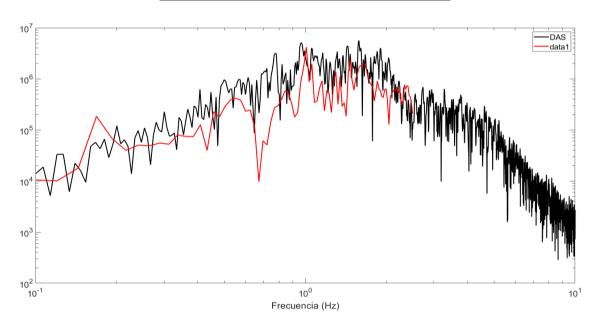


Figura 6.8. Espectro de las deformaciones

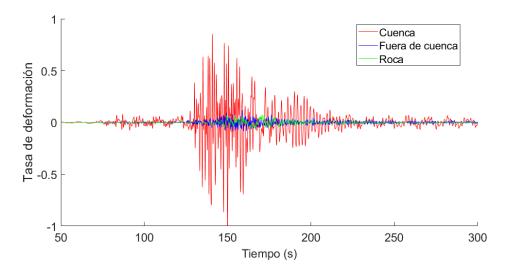
Con las deformaciones obtenidas de los cálculos con IBEM-DWN, se presentan las comparaciones con las señales obtenidas con el DAS-CDMX en la línea 1, que es la línea donde se obtuvieron los registros del sismo regional del 19 de septiembre de 2022, presentados en el capítulo 3.2

6.6.1. Análisis de señales dentro y fuera de la cuenca

Como se observa en la Figura 6.4c, se tienen algunos canales fuera de la cuenca. Como primer análisis, en la Figura 6.9 se presentan las deformaciones obtenidas en el receptor 1, que se encuentra en la superficie, sobre velocidad de roca y a 2 km de distancia de la cuenca (línea de color azul), también sobre roca, se presenta la señal obtenida a 50 km de distancia de la cuenca y la señal en el receptor equivalente al canal 1500 de DAS.

De las señales de deformaciones en el tiempo, podemos observar que el canal que se encuentra sobre la cuenca presenta grandes deformaciones con respecto a las señales en roca. Con ello comprobamos que el modelo propuesto es representativo de las condiciones en la CDMX y se reproduce el efecto de sitio. Otro punto importante es que la duración de las deformaciones fuera de la cuenca es larga, este efecto se atribuye a las reflexiones por la interfaz de la cuenca en la señal calculada sobre roca, pero cercana a la cuenca (línea de color azul).

a) Comparación de señales sobre el mismo eje



b) Comparación de señales por separado

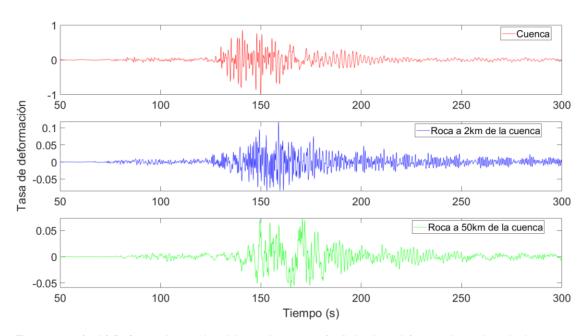


Figura 6.9. a) y b) Deformaciones obtenidas en la cuenca (señal color rojo) para el canal equivalente 1500 de DAS, en roca a 2 km de distancia de la cuenca (línea color azul) y en roca a 50 km de distancia de la cuenca; b) Se presentan las mismas señales que en a), pero por separado y con escala del eje de las abscisas independientes de cada señal.

6.6.2. Análisis de señales en superficie y a profundidad

En la Tabla 6.3 se presentan los tiempos teóricos calculados con las velocidades del modelo propuesto en la Figura 6.4 y las distancias del modelo de capas y ubicación del evento sísmico presentado en la Figura 6.4. Las velocidades consideradas para obtener los tiempos de arribo teóricos de las ondas P y S fueron el promedio armónico de las

velocidades de las primeras tres capas de la corteza por donde viajan las ondas. Para las ondas Rayleigh, se consideró el intervalo de velocidades de 4 a 3 km/s, este rango se seleccionó porque es en ese rango de velocidades donde se observa la mayor energía del modo fundamental en las curvas de dispersión de la Figura 6.6. Las velocidades consideradas para el cálculo de los tiempos teóricos también se presentan en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3. Tiempos de arribo de las diferentes fases

Fase	Velocidad (km/s)	Tiempo teórico (s)	Tiempo de IBEM-DWN (s)	Tiempo de DAS (s)
Р	5.8	77.7	77.6	77.7
S	3.4	132.4	132.2	132.1
Rayleigh Semi-espacio	3.2 3	142.2 151.6	-	-

Se destaca que las velocidades consideradas para Vp y Vs son las velocidades de la corteza. En la Tabla 6.3 se observa que existen diferencias de máximo 0.3 segundos entre los tiempos teóricos y los reales medidos con DAS o los calculados con IBEM-DWN en las ondas de cuerpo. Por otro lado, se obtuvieron los rangos de arribo de las ondas de Rayleigh para el modo fundamental del semi-espacio (recuadro color azul). Estas ondas presentan amplios rangos de arribo y una comparación de los tiempos teóricos con los tiempos reales resulta complicada. Sin embargo, es importante mencionar que, en el rango marcado con los tiempos teóricos, se presentan cambios de amplitud y frecuencia en las señales de DAS e IBEM-DWN.

La comparación de tiempos de arribo de las diferentes fases entre el modelo IBEM-DWN y DAS demuestra que se reprodujo la respuesta del suelo de la CDMX durante el sismo del 19 de septiembre de 2022, observada en los datos reales de DAS. Los tiempos de arribo reales con DAS y los calculados con IBEM-DWN presentan pequeñas diferencias. Además, se destaca que la forma de onda de las deformaciones reales (DAS) y las teóricas (IBEM-DWN) son similares.

En la Figura 6.10 se presenta la señal del canal 900 del DAS en color negro, también se muestra la señal obtenida con IBEM-DWN en color rojo en el mismo canal. El canal seleccionado se encuentra dentro de la cuenca, porque además de mostrar la representación de los tiempos de arribo con el modelo de capas de la corteza, también se espera reproducir el efecto de sitio con las capas de la cuenca. La Figura 6.10 muestra las señales de 60 a 350 segundos, esta visualización completa de la señal permite observar que se reproduce la amplificación de las ondas superficiales, además de la gran duración de estas. En la misma figura, se marcaron con líneas azules los tiempos de arribo de las ondas P, S y Rayleigh, con el fin de observar de manera gráfica las diferencias de los arribos de las ondas, tanto los teóricos, como los obtenidos con DAS y del cálculo con IBEM-DWN, que también son señalados sobre la señal. Con esta figura se validan los tiempos de arribo de las diferentes ondas. Es claro que existen diferentes fases, además de las ondas directas de P, s y las ondas superficiales, sin embargo, el análisis de todas las fases observadas no es objetivo de este trabajo.

Modelado numérico

Además de validar la técnica DAS con el cálculo de las deformaciones teóricas, otro de los objetivos de la simulación es observar las variaciones de las tasas de deformación medidas en superficie contra las medidas en profundidad. Considerando que las líneas del metro se encuentran aproximadamente a 30 m de profundidad, obtuvimos las deformaciones teóricas en esa profundidad y en superficie. Para comparar las respuestas de estos dos escenarios, en la Figura 6.10 se presentan tres señales, la señal color negro corresponde a las tasas de deformaciones obtenidas en el experimento DAS-CDMX, la señal color rojo es la obtenida con IBEM-DWN a 30 m de profundidad, finalmente, la señal color azul con línea punteada es la obtenida también con IBEM-DWN en superficie. Con esta comparación de las señales, se observa que la señal calculada a profundidad presenta un mayor parecido a la respuesta de la señal con DAS, la mayor diferencia entre la señal DAS y la calculada en superficie se presenta en la onda P, que se presenta con mayor amplitud en el registro de superficie. Sin embargo, las deformaciones máximas en las tres señales se presentan en las ondas S y superficiales. Se observa que las tasas de deformación obtenidas en superficie son 3 veces mayores a las observadas en profundidad.

Al reproducir las condiciones de sitio y de fuente, obtuvimos las deformaciones en los diferentes canales proyectados del DAS. Es importante mencionar que el parámetro obtenido con la simulación es la deformación, en cambio, con el DAS medimos tasas de deformación. Para tener una comparación entre las señales teóricas y las señales reales, derivamos en tiempo la deformación de IBEM-DWN.

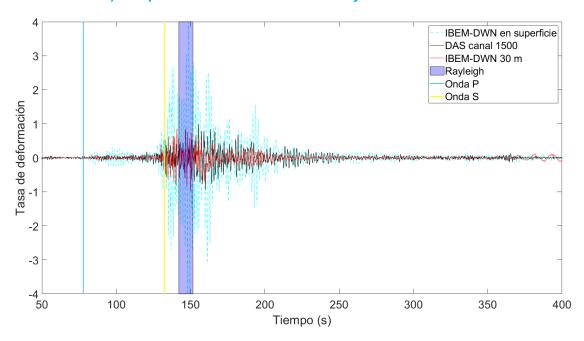
Con las señales presentadas en la Figura 6.10 se muestra que el tiempo de arribo de las ondas P y S es prácticamente igual en la señal obtenida del experimento DAS y con lo calculado con IBEM-DWN.

En la Figura 6.11 se presenta la ubicación del total de los canales analizados con IBEM-DWN con círculos color azul. Además, con color rojo se resaltan algunos canales, estos corresponden a los canales que se comparan en este capítulo para validar la similitud de las señales calculadas con IBEM-DWN y las obtenidas con DAS.

En la Figura 6.12 se presentan las señales en el dominio del tiempo, en estas imágenes se observa la similitud entre los arribos de onda y las formas de onda en general para canales distribuidos a lo largo de las diferentes zonas geotécnicas. Se destaca que el canal 580 de DAS presenta un alto nivel de ruido, en todo el trazo existen algunos canales que, como este, no capturan la señal de interés y su respuesta es solo ruido. Estos canales solo representan el 1% del total de los canales.

Además, en la Figura 6.13 se presentan los espectros correspondientes a los 10 canales presentados en tiempo. Con los espectros es posible observar que, en su mayoría, se reproducen las frecuencias obtenidas en el sismo real. Los espectros se muestran hasta 3 (Hz) por ser la frecuencia máxima del sismo representada en el modelo de IBEM-DWN. Se observa que los espectros presentan un mayor acoplamiento desde los 0.3 (Hz), aproximadamente.

a) Comparación de fases en señal DAS y señales IBEM-DWN



b) Comparación de señales DAS, IBEM-DWN a profundidad y en superficie

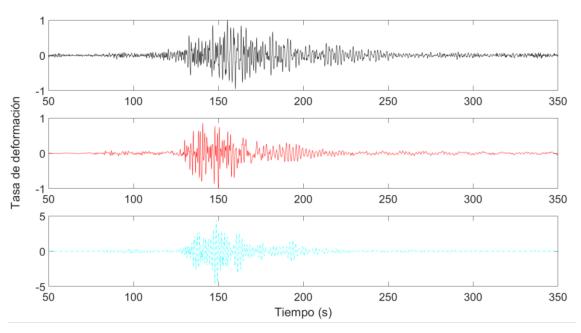


Figura 6.10. Señal en tiempo de las tasas de deformación obtenidas con DAS (línea negra), las deformaciones calculadas con IBEM-DWN (línea roja). a) se representan los tiempos de arribo de P, S y Rayleigh teóricos (línea azul claro, línea amarilla y recuadro azul). También se presenta la señal obtenida en superficie del receptor que representa el mismo en DAS e IBEM-DWN a 30 m de profundidad.; b) se presentan las mismas señales que en a), pero cada traza por separado, para observar con mayor facilidad la similitud entre ellas.

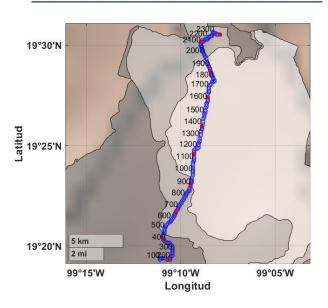


Figura 6.11. Ubicación de los canales DAS representados en IBEM-DWN (círculos color azul) sobre la zonificación geotécnica. Los círculos color rojo son los canales presentados en este capítulo. El número de canal se presenta cada 100 canales para visualizar de forma sencilla los canales de presentados.

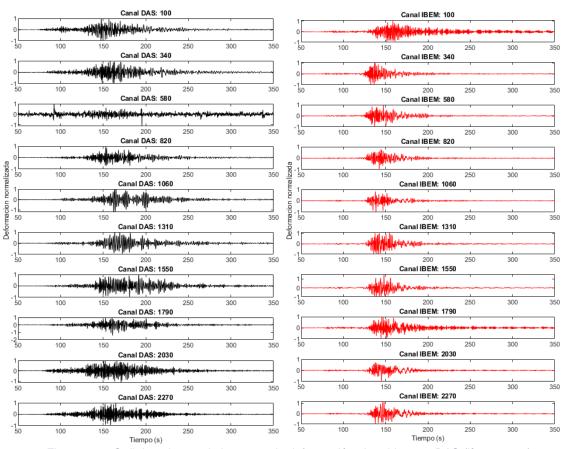


Figura 6.12. Señal en tiempo de las tasas de deformación obtenidas con DAS (línea negra), las deformaciones calculadas con IBEM-DWN a profundidad (línea roja). Se presentan 10 canales diferentes, distribuidos en toda la línea del experimento. Los canales DAS e IBEM son equivalentes.

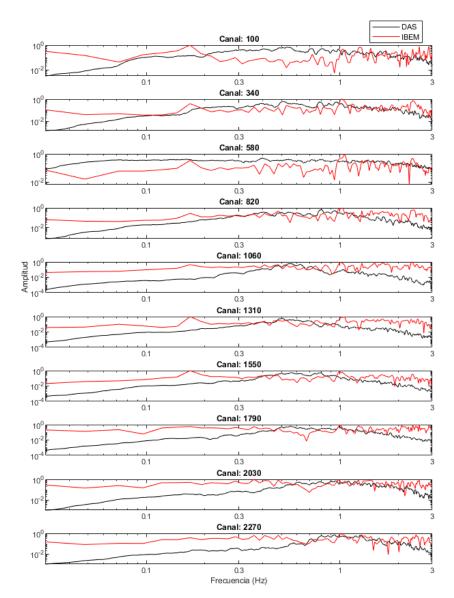


Figura 6.13. Comparación de los espectros de las señales DAS (línea negra) y los espectros de las señales calculadas con IBEM-DWN (línea roja).

En el Apéndice A se presentan el total de señales en tiempo obtenidas con IBEM-DWN (227) y la comparación el respectivo canal del experimento DAS. Adicionalmente, se obtuvieron los espectros de las señales tanto de IBEM-DWN como de DAS y también se presenta su comparación en el mismo Apéndice A.

En esa tesis, presento varios resultados associados al experimento DAS-CDMX que ahora resumo:

El procesamiento de la señal presentado en la sección 3.2 permite remover el ruido antropogénico presente en todos los canales y observar con mayor definición el evento sísmico en estudio, tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. Las frecuencias donde ocurre la deformación máxima coinciden, en la mayoría de los canales, con la frecuencia fundamental del sitio. Se eliminó el ruido antropogénico, el cual se sabe que es mayor a 1 Hz, lo que permitió obtener la tasa de deformación máxima del evento sísmico. El análisis azimutal revela una consistencia en las deformaciones máximas en tiempo y en frecuencia; sin embargo, las tasas de deformaciones máximas no dependen solo de la magnitud, sino también del azimut de la fibra respecto al sismo.

Se observó que en los datos de ruido se presentan tasas de deformación mayores en días y horarios más concurridos del metro. Sin embargo, estas tasas de deformación no sólo se concentran en el canal y tiempo del paso del tren, sino que existen grandes deformaciones a muy baja frecuencia que permanecen por algunos segundos después del paso del tren. Se propone un análisis de detallado de esta información observada y comparación con las deformaciones en estructuras (sección 2.5.3). Este análisis podría ser de interés para el monitoreo constante de los túneles del metro utilizando esta técnica.

Los resultados de nuestros análisis sobre la componente vertical (capítulo 4) revelan un patrón interesante de esta componente en diferentes contextos. Cuando examinamos los registros de sismos, observamos una estabilidad notable en la componente vertical, sin importar la zona geotécnica. Esto sugiere una consistencia en la respuesta sísmica en términos de la componente vertical, independientemente de las características del suelo en cada área, tal cual como lo sugieren Chávez-García & Romero-Jiménez (1996) y Sánchez-Sesma et al. (1993).

Sin embargo, al analizar datos de ruido sísmico o el cálculo teórico de esta componente, se observaron diferencias significativas. Incluso dentro de una misma zona geotécnica (IIIb, Illc y Illd), las diferencias en la componente vertical son notables. Este hallazgo subraya la sensibilidad de la componente vertical a factores específicos del entorno, como las características locales del suelo, además de que en el caso de las señales analizadas de sismo, la fuente se encuentra lejos de los receptores y, en el caso de la relación H/V se considera que la fuente y el receptor se encuentran en el mismo punto (capítulo 2.3.2.3). Estos resultados plantean un cambio sustancial en nuestra hipótesis inicial. Inicialmente, considerábamos la posibilidad de utilizar la energía de la componente vertical de estaciones sísmicas convencionales junto con la componente horizontal del experimento DAS-CDMX para calcular los cocientes espectrales. Sin embargo, dadas las particularidades de la componente vertical, hemos replanteado esta hipótesis y ahora proponemos obtener los cocientes espectrales a partir de la tomografía de ondas superficiales. Se recopilaron valores de velocidades con diferentes técnicas ejecutadas a lo largo de la CDMX. Estos puntos de información permiten tener un espacio de soluciones restringido para la inversión de la tomografía de ondas superficiales con los datos obtenidos del experimento DAS. Con la sección de velocidades obtenida en el capítulo 5, se hace evidente la falta de información (disponible) de los suelos de la CDMX. Con la tomografía de ondas superficiales en la línea Sur-Norte del experimento DAS en la Ciudad de México se espera disminuir esta falta de datos. La base de datos de velocidades se seguirá actualizando, con el fin de generar un volumen de velocidades que cubra el Valle de México.

Se ha observado que las velocidades Vp y Vs guardan una relación especial en el Valle de México y los ajustes empíricos hasta ahora conocidos no siguen la misma tendencia. La relación Vp-Vs de la Ciudad de México se obtuvo a partir de diferentes métodos geofísicos y de laboratorio (capítulo 5). Este conjunto de datos permitió descartar velocidades que salen de esta relación para la obtención de un ajuste representativo. El ajuste propuesto para obtener Vp en función de Vs se ajusta a los datos conocidos de los diferentes métodos. Esta relación también respeta la interpretación física de las velocidades para suelos saturados, es decir, el ajuste arroja velocidades cercanas a 1.5 km/s, pero no menores a ella. En caso contrario, se tendrían materiales altamente porosos, pero con poros llenos de aire y no de agua. Por esta razón, se omitieron algunos *Crosshole*, los cuales presentaban velocidades de onda P menores a 1.5 km/s. El ajuste propuesto en este trabajo permite obtener una caracterización completa cuando la medición de la velocidad de onda P no es posible, como el caso de la tomografía de ondas superficiales y de los métodos de ruido sísmico en general. Es importante tener presente que el ajuste propuesto es válido para los suelos de la Ciudad de México.

Con el modelo de velocidades propuesto para la corteza y la cuenca representativa de la Ciudad de México, se obtuvieron las deformaciones teóricas con la combinación de los métodos IBEM y DWN (capítulo 6). La combinación de ambos métodos permitió calcular las deformaciones en 277 canales en un tiempo menor a 1 hora. Con los resultados obtenidos, realizamos diferentes comparaciones de las señales. La primera comparación se realizó entre señales calculadas con IBEM-DWN, para una señal en roca y una señal sobre la cuenca, con el objetivo de observar la amplificación que presentan las ondas al encontrarse sobre suelos blandos y, como se esperaba, la señal calculada sobre los estratos blandos presentó mayor amplificación que la calculada sobre velocidades de roca. Posteriormente, se calcularon los tiempos teóricos de arribo de las ondas de cuerpo y se compararon con los tiempos de arribo observados en la señal DAS y en la señal obtenida con IBEM-DWN, ambas resultaron similares a los tiempos teóricos. Este buen acuerdo entre los tiempos de arribo valida el modelo de capas propuesto. Es importante mencionar, que en la comparación que se realizó para los tiempos teóricos, no solo existe un buen acuerdo entre los arribos de las ondas entre DAS e IBEM-DWN, sino también de la forma de onda en general. Por otro lado, se comprobó la similitud de las señales a profundidad (caso real del experimento) como en superficie, que es el caso ideal para el diseño de estructuras. A partir de la comparación de las señales DAS e IBEM-DWN a profundidad contra la señal IBEM-DWN, se observó un factor de 3 entre las tasas de deformación calculadas en superficie y las observadas y calculadas a profundidad. Este análisis permite validar el uso de los datos de experimento como parámetro de entrada para el diseño de estructuras y se propone como futuro desarrollo, la implementación de estos datos para el diseño seguro de estructuras civiles ante sismo.

- Altenbach, H. & Öchsber, A., 2020. Encyclopedia of Continuum Mechanics.
- Arai, H. & Tokimatsu, K., 2004. S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94. Retrieved from http://pubs.geoscienceworld.org/ssa/bssa/article-pdf/94/1/53/2717688/53_ssa03028.pdf
- Arce, J.L., Layer, P.W., Macías, J.L., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F.J., Benowitz, J., *et al.*, 2019. Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J Maps*, **15**, 320–332. doi:10.1080/17445647.2019.1593251
- ASTM International, 2000. ASTM 4428/D. Métodos de prueba estándar para ensayos sísmicos de Crosshole.
- Bazán, E. & Meli, R., 1981. Diseño Sísimico de Edificios, 1–317. Retrieved from https://www.academia.edu/36401028/Diseno_Sismico_de_Edificios_Bazan_y_Meli
- Bedair, O., 1997. The aplication of the Indirect Boundary Element Method to optimum shape design, Elsevier Ltd.
- Bobet, A., 2020. RESPUESTA SÍSMICA DE TÚNELES SEISMIC RESPONSE OF TUNNELS, I, 24–33.
- Bouchon, M., 2003. A review of the discrete wavenumber method. *Pure Appl Geophys*, **160**, 445–465. doi:10.1007/PL00012545
- Brocher, T.M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 2081–2092. doi:10.1785/0120050077
- Campillo, M. & Paul, A., 2003. Long range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* (1979), **299**, 547–549. doi:10.1126/science.1078551
- Castillo, T. & Ruiz, S.E., 2014. Reduction factors for seismic design spectra for structures with viscous energy dampers. *Journal of Earthquake Engineering*, **18**, 323–349. doi:10.1080/13632469.2013.860932
- CFE, 2015. Manual de Obras Civiles. Capítulo De Diseño Por Sismo.
- Chávez-García, F. & Romero-Jiménez, E., 1996. Análisis de los acelerogramas registrado en la Ciudad de México durante el temblor del 25-04-89. Evidencias de una posible explicación para la gran duración del movimiento fuerte. *Revista de Ingeniería Sísmica*, 1–15.
- Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, 1987. < Especificaciones para el proyecto y construcción de las líneas del metro de la Ciudad de México. Volumen 3.pdf>.
- Comisión de Vialidad y Transporte Urbano, 1987. < Especificaciones para el proyecto y construcción de las líneas del metro de la Ciudad de México. Volumen 2.pdf>.

- CONAGUA, 2000. Integración de los estudios de resistividad por SEV, sísmica de refracción y gravimetría levantados en la cuenca del Valle de México. Tomo I.
- Das, R. & Rai, S.S., 2016. Seismic interferometry and ambient noise tomography: Theoretical background and application in south India. *J Phys Conf Ser*, **759**. doi:10.1088/1742-6596/759/1/012006
- Fabela Rodríguez, O., 2009. Modelado tridimensional de las estructuras geológicas de la cuenca de México y su influencia en la propagación de ondas sísmicas usando el método de las Diferencias Finitas.
- Flores, M., 2013. Microprospección De Ondas Dinámicas En Muestras De Suelo En Una Cámara Triaxial.
- Glover, P., 2007. Section 16 The Sonic or Acoustic Log. *Petrophysics. MSc Course Notes*, 172–197.
- Gobierno de la Ciudad de México, 2020. Normas Técnicas Complementarias, Diseño por sismo.
- Green, R., 1980. *Principles of applied geophysics. Geoexploration*, Vol. 18. doi:10.1016/0016-7142(80)90036-8
- Guust, N., 2008. A Breviary of Seismic Tomography.
- Haldar, S.K., 2018. Exploration Geophysics. *Mineral Exploration*, 103–122. doi:10.1016/b978-0-12-814022-2.00006-x
- Hallal, M.M. & Cox, B.R., 2021. An H/V geostatistical approach for building pseudo-3D Vs models to account for spatial variability in ground response analyses Part I: Model development. *Earthquake Spectra*, **37**, 2013–2040. doi:10.1177/8755293020981989
- Hernández-Aguirre, V.M., Paolucci, R., Sánchez-Sesma, F.J. & Mazzieri, I., 2023. Three-dimensional numerical modeling of ground motion in the Valley of Mexico: A case study from the Mw3.2 earthquake of July 17, 2019. *Earthquake Spectra*, **39**, 2323–2351, SAGE Publications Inc. doi:10.1177/87552930231192463
- Kausel, E., 2006. Fundamental Solutions in Elastodynamics.
- Lermo, J. & Sánchez-Sesma, F., 2020. Actualización de la zonificación sísmica de la Ciudad de México y áreas aledañas parte Norte. *Instituto de Ingeniería, UNAM*, 1–97.
- Li, Y., Perton, M., Gaite, B., Ruiz-Barajas, S. & Spica, Z.J., 2023. Near-surface characterization using distributed acoustic sensing in an urban area: Granada, Spain. *Geophys J Int*, **235**, 1849–1860, Oxford University Press. doi:10.1093/gji/ggad331
- Lindsey, N.J., Rademacher, H. & Ajo-Franklin, J.B., 2020. On the Broadband Instrument Response of Fiber-Optic DAS Arrays. *J Geophys Res Solid Earth*, **125**, 1–16. doi:10.1029/2019JB018145
- Martínez, J., Lermo, J., Vergara, F. & Ramos, E., 2015. Avances En La Zonificación Sísmica De La Ciudad De México Y Zona Del D.F.".
- Martínez, R., 2021. Mediciones de velocidad de ondas sísmicas en arcillas del ex Lago de Texcoco medidas en laboratorio.

Referencias

- México. Universidad Nacional Autónoma de México, I. d. G., S.S.N., 2023. Catálogo de sismos. Retrieved from http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/
- Molnar, S., Cassidy, J.F., Castellaro, S., Cornou, C., Crow, H., Hunter, J.A., Matsushima, S., *et al.*, 2018. Application of Microtremor Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (MHVSR) Analysis for Site Characterization: State of the Art. *Surv Geophys*, **39**, 613–631, Springer Netherlands. doi:10.1007/s10712-018-9464-4
- Nakamura, Y., 2008. On the H/V spectrum. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, 1–10. Retrieved from http://117.120.50.114/papers/14wcee/14wcee_hv.pdf
- NTC, 2004. Gaceta Oficial Del Distrito Federal Distrito Federal. NTC-DS.
- Oloruntobi, O. & Butt, S., 2020. The shear-wave velocity prediction for sedimentary rocks. *J Nat Gas Sci Eng*, **76**, 103084, Elsevier B.V. doi:10.1016/j.jngse.2019.103084
- Pérez, G., 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Coordinación General de Estudios de Posgrado, UNAM. Retrieved from https://repositorio.unam.mx/contenidos/3528349
- Perton, 2023. Gaceta del iiunam ·159 1. Gaceta del iiunam, 16, 13–16.
- Perton, Contreras-Zazueta, M.A. & Sánchez-Sesma, F.J., 2016. Indirect boundary element method to simulate elastic wave propagation in piecewise irregular and flat regions. *Geophys J Int*, **205**. doi:10.1093/gji/ggw118
- Perton & Sánchez-Sesma, F.J., 2015. The indirect boundary element method to simulate elastic wave propagation in a 2-D piecewise homogeneous domain. *Geophys J Int*, **202**, 1760–1769. doi:10.1093/gji/ggv241
- Perton, Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez-Castellanos, A., Campillo, M. & Weaver, R.L., 2009. Two perspectives on equipartition in diffuse elastic fields in three dimensions. *J Acoust Soc Am*, **126**, 1125–1130, Acoustical Society of America (ASA). doi:10.1121/1.3177262
- Piña-Flores, J., Perton, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J.C. & Sánchez-Sesma, F.J., 2017. The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophys J Int*, **208**, 577–588. doi:10.1093/gji/ggw416
- Quintanar, L., Krishna Singh, S., Espíndola, V.H., Iglesias, A., Bello Segura, D.I. & Arroyo, D., 2024. Mexico City Earthquake of 11 May 2023 (Mw3.2). *Geofísica Internacional*, **63**, 749–762, Universidad Nacional Autonoma de Mexico. doi:10.22201/igeof.2954436xe.2024.63.2.1757
- Rito, A., 2009. Propagación de ondas en medios continuos estratificados por el método indirecto de elementos de frontera, IPN.
- Sánchez-Sesma & Campillo, M., 1992. Topographic effects for incident P, Sv and Rayleigh waves, Elsevier B.V.
- Sánchez-Sesma, Pérez, E. & Reinoso, E., 1993. Ground motion in Mexico City during the April 25, 1989, Guerrero earthquake. *Te~to~phys~s*, Vol. 218.

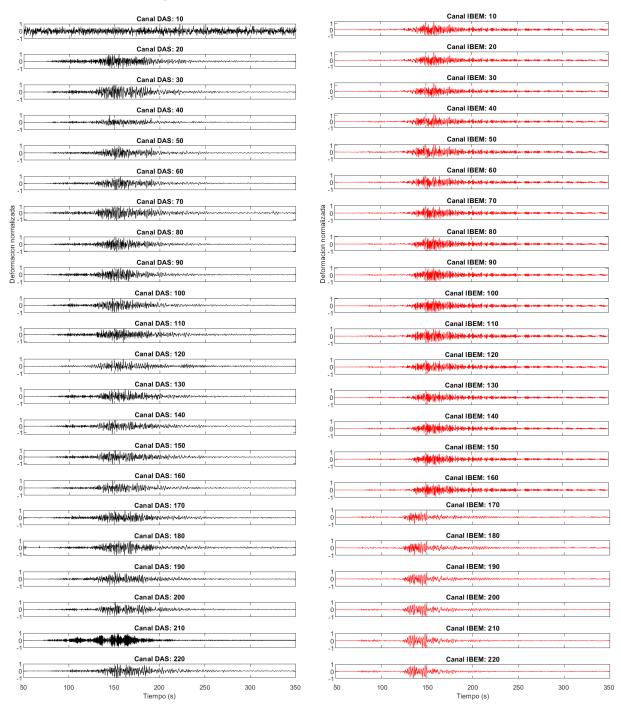
Referencias

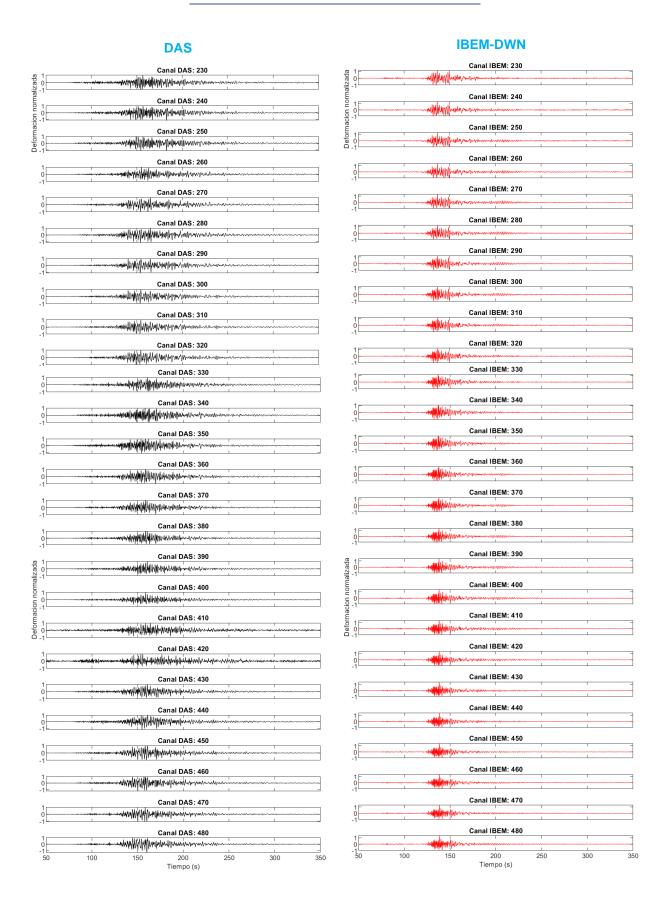
- Sánchez-Sesma, Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., *et al.*, 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophys J Int*, **186**, 221–225. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x
- Scivetti, N., Bahía, M. & Spagnuolo, J., 2021. Manual de geofísica y métodos geofísicos, 174.
- Servicio Sismológico Nacional (SSN), (n.d.). Reporte especial: Sismos del 19 de septiembre de 2022, Michoacán (M7.7). Retrieved from http://www.ssn.unam.mx
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M.H., 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science* (1979), **307**, 1615–1618. doi:10.1126/science.1108339
- Shearer, P., 2009. Introduction to seismology.
- Spica, Perton, Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F. & Iglesias, A., 2016. 3-D shear wave velocity model ofMexico and South US: Bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3). *Geophys J Int*, **206**, 1795–1813, Oxford University Press. doi:10.1093/gji/ggw240
- Spica, Perton, Martin, E., Beroza, G. & Biondi, B., 2019. Urban Seismic Site Characterization by Fiber-Optic Seismology. *J Geophys Res Solid Earth*, **125**, Blackwell Publishing Ltd. doi:10.1029/2019JB018656
- Stein, S. & Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Phys Today, Vol. 56. doi:10.1063/1.1629009
- Toni, M., Abd El-Aal, A.E.A.K. & Mohamed, G.E.A., 2016. Ambient noise for determination of site dynamic properties at Hurghada and Safaga cities, red sea, Egypt. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **13**, 227–240, Academy of Sciences of the Czech Republic, doi:10.13168/AGG.2016.0004
- Unda, J., 2016. Construcción y correlación de columnas geológicas de los pozos profundos del Valle de México.
- Wang, Z., 2011. Seismic hazard assessment: Issues and alternatives. *Pure Appl Geophys*, **168**, 11–25. doi:10.1007/s00024-010-0148-3

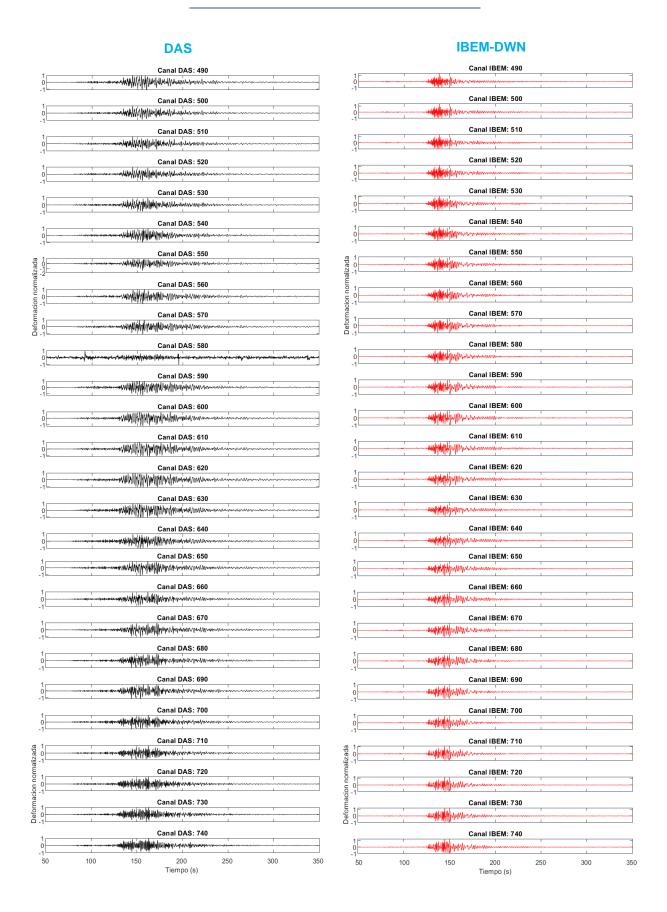
Señales DAS e IBEM-DWN en el domino del tiempo

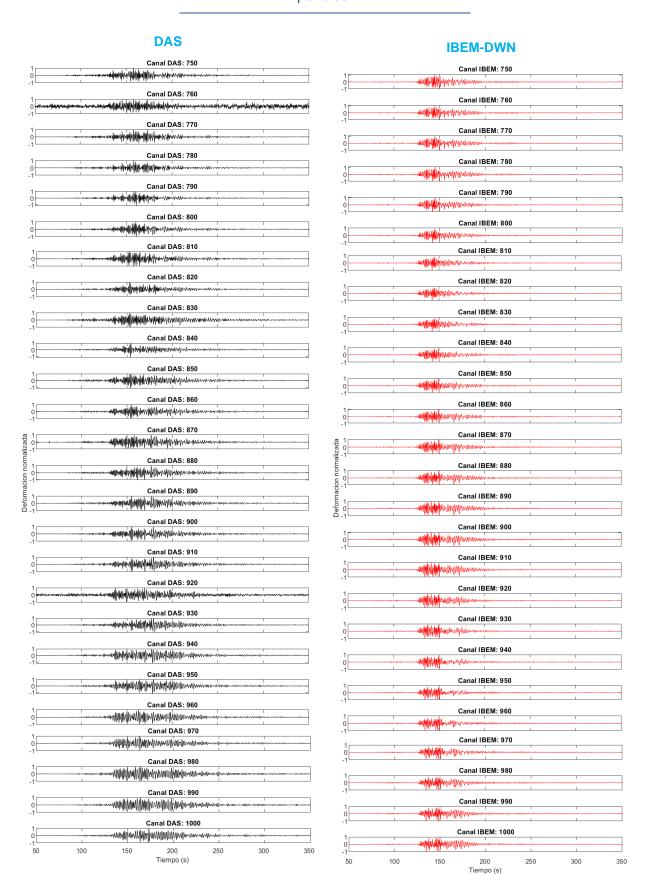
DAS

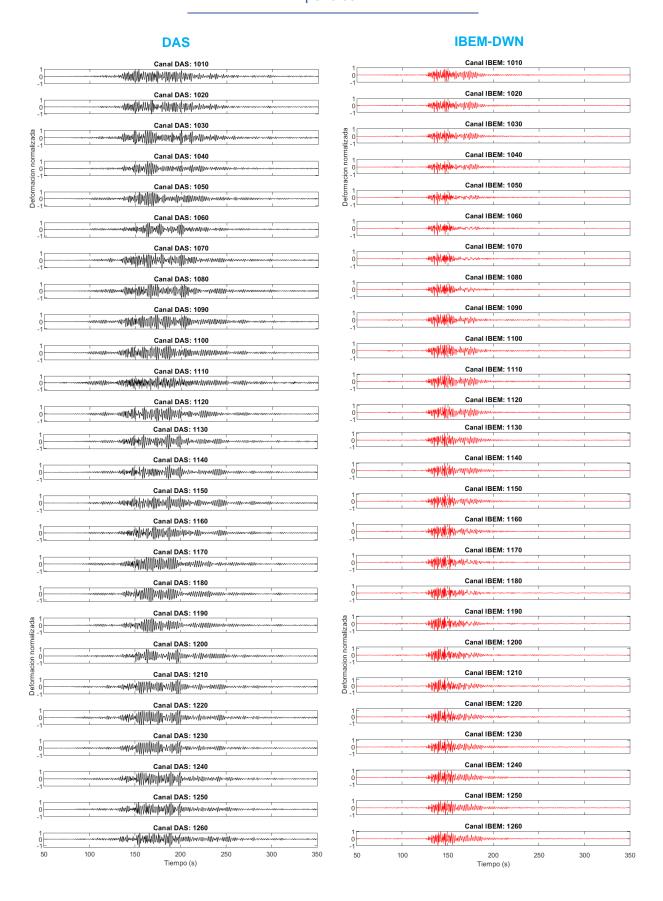
IBEM-DWN

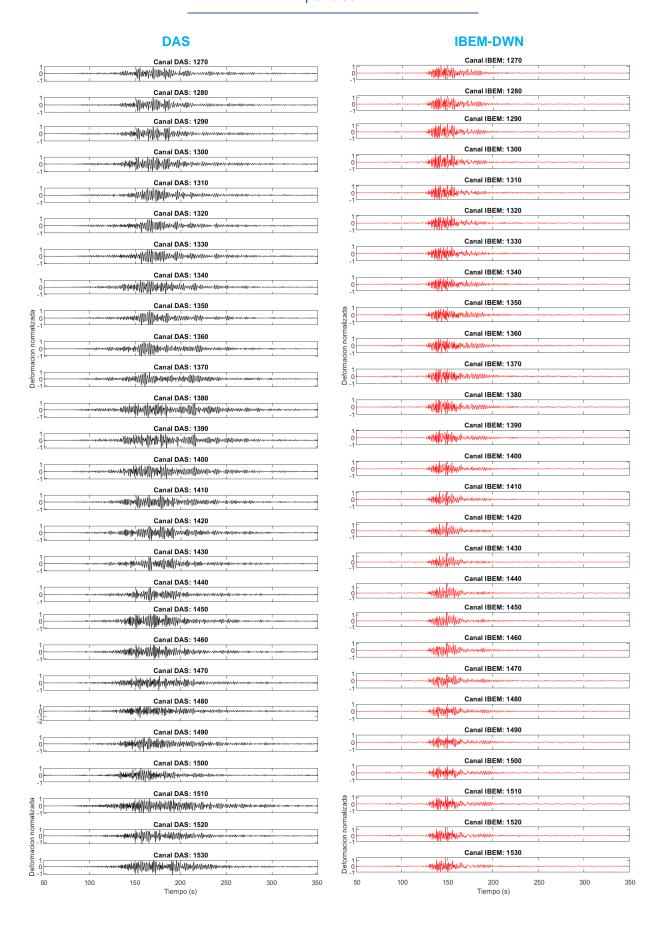


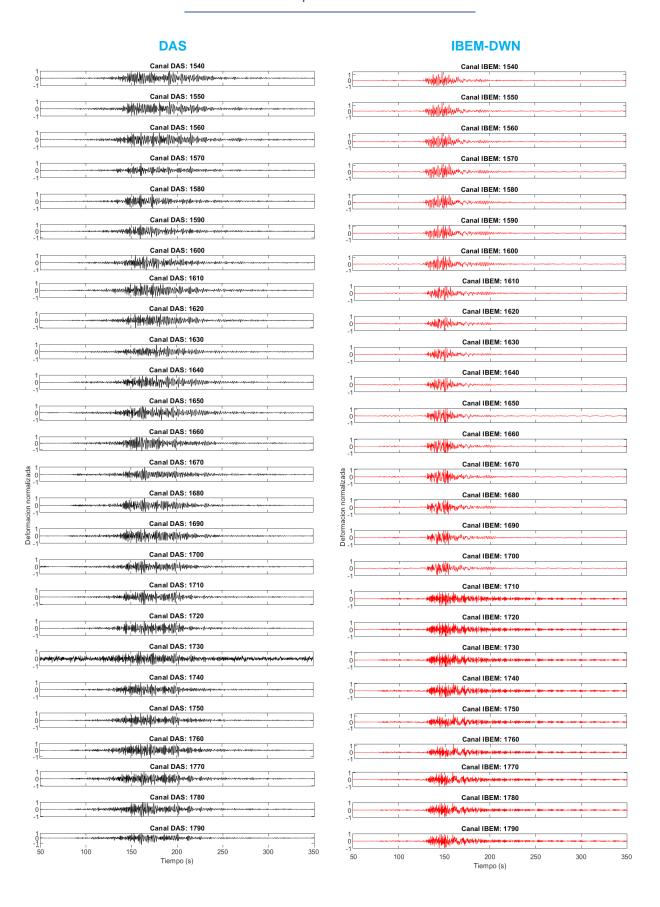


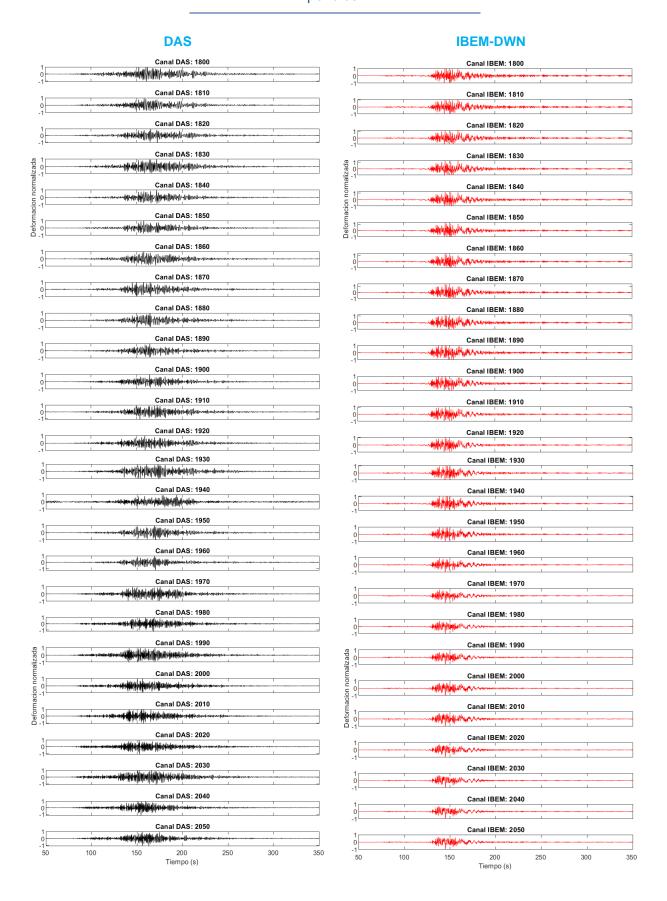


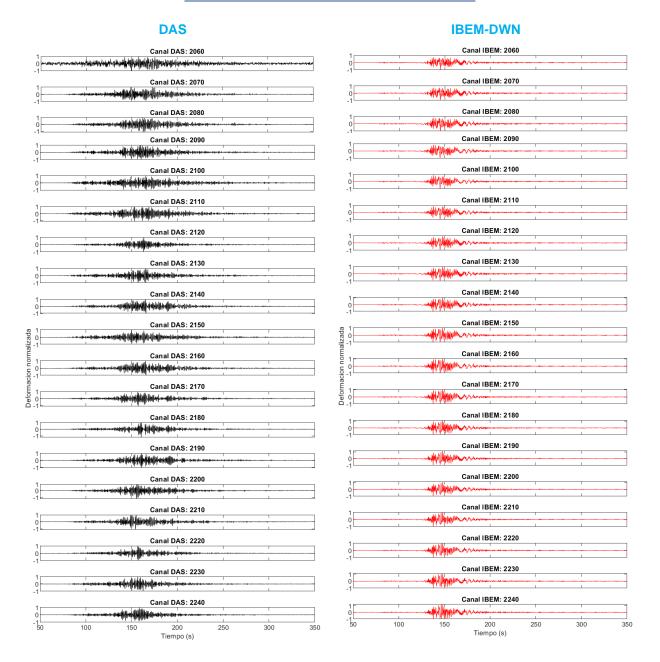




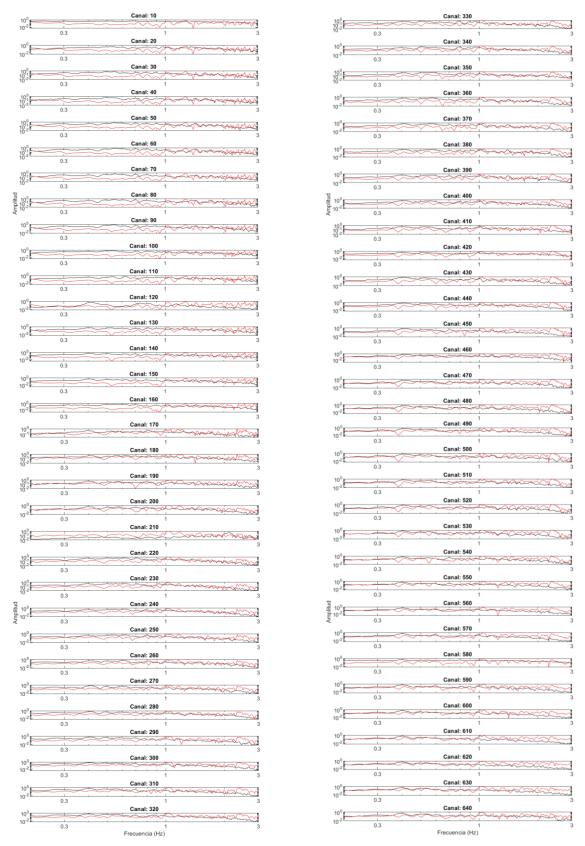


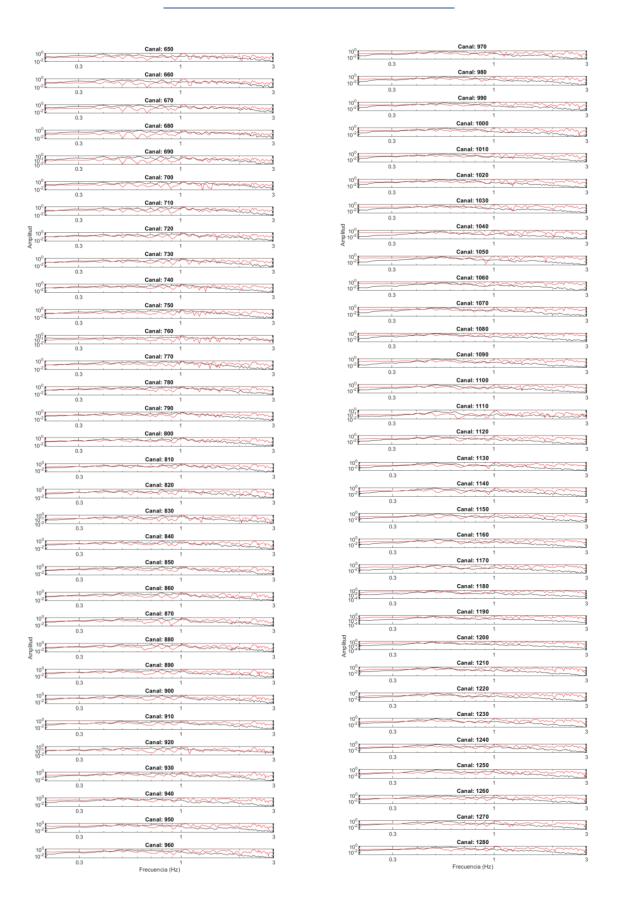


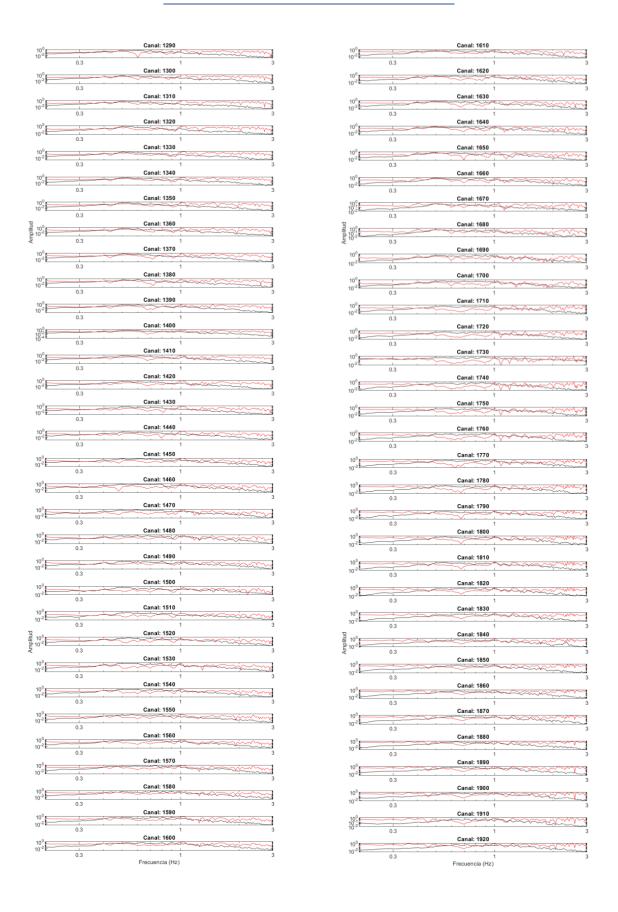




Señales DAS e IBEM-DWN en el dominio de la frecuencia







Apéndice A

