



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**VARIACIÓN TEMPORAL DE LA FRECUENCIA  
DURANTE EL MOVIMIENTO SÍSMICO EN LOS  
SITIOS CENTRAL DE ABASTO, SCT Y CULHUACÁN  
ANTE LOS SISMOS DEL 19 09 1985 (M8.1) y 19 09  
2017 (M7.1)**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniero Geofísico**

**P R E S E N T A**

Sebastián Reyes Castro

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Leonardo Alcántara Nolasco



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



# ***Dedicatoria***

A mi madre y hermanos.

## ***Agradecimientos***

Agradezco de todo corazón a mi madre Juana, por el apoyo incondicional, la paciencia y el cariño que me ha brindado durante tantos años. A mis hermanos Diego y Daniel, por el cariño y por estar para mí siempre que los he necesitado. Ustedes son el pilar de mi vida.

A mis amigos, compañeros y profesores de carrera, por el gran apoyo que recibí de ustedes, las largas horas de estudio y los momentos más felices de la universidad.

Estoy especialmente agradecido a mi asesor de tesis, Dr. Leonardo Alcántara Nolasco, por todas las horas invertidas a este trabajo, su guía y sus enseñanzas, su apoyo académico y personal.

A los miembros del jurado, Dr. Martín Cárdenas Soto, M.I. Moisés Gerardo Contreras Ruiz Esparza, M.C. David Escobedo Zenil y Dr. Jorge Aguirre González, por dedicar su tiempo para la revisión de esta tesis y sus comentarios.

Hago un especial reconocimiento a la Dra. Silvia R García Benítez, quien proporcionó la herramienta GUI *"Hilbert-Huang Transform"* para la obtención de los espectros de Hilbert Huang. Asimismo, agradezco a la Unidad de Instrumentación Sísmica del IIUNAM quien proporcionó los acelerogramas de los sitios Central de Abastos, Secretaría de Comunicaciones y Transportes y Ciudad Universitaria para el sismo del 19/09/1985 y del 19/09/2017; y al Centro de Instrumentación y Registro Sísmico quien proporcionó los acelerogramas de los sitios Central de Abastos y Culhuacán del sismo del 19/09/2017.

Finalmente, agradezco a la UNAM por darme la oportunidad de estudiar esta ingeniería y por regalarme una de las mejores etapas de mi vida.

1. INTRODUCCIÓN	1
2. SISMICIDAD EN MÉXICO	4
2.1 Tectónica de placas	4
2.2 Sismicidad mundial	7
2.3 Localización sísmica de México	9
2.4 Registro sísmico	11
3. CONCEPTOS TEÓRICOS PARA EL ANÁLISIS DE ACELEROGRAMAS	13
3.1 Análisis en el dominio del tiempo	15
3.2 Transformada de Fourier	20
3.3 Transformada de Hilbert-Huang (THH)	22
3.4 Sistemas de un grado de libertad (S1GLA)	26
3.5 Espectro de Respuesta	27
4. GENERALIDADES DEL VALLE DE MÉXICO	31
4.1 Regionalización sísmica de la República Mexicana	31
4.2 Zonificación sísmica del valle de México	33
4.3 Los sismos del 19 de septiembre de 1985 (M 8.1) y 2017 (M 7.1)	34
4.4 Base de datos de registros sísmicos	37
5. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA FRECUENCIA DURANTE EL MOVIMIENTO SÍSMICO	41
5.1 Acelerogramas	41
5.2 Espectros de Fourier	47
5.3 Cocientes espectrales	51
5.4 Espectros de Respuesta	58
5.5 Espectros de Hilbert Huang	63
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	73
REFERENCIAS	

# 1. INTRODUCCIÓN

Durante la existencia de la humanidad, el hombre ha buscado dar respuesta a los fenómenos que se presentan en su vida cotidiana como son los sismos, con la finalidad de estudiarlos y poder mitigar sus efectos. Esta problemática, en la actualidad conforma un gran desafío para las personas encargadas del desarrollo urbano y protección civil, puesto que se deben considerar diferentes escenarios que pueden afectar a la sociedad de diversas formas.

México, por su ubicación geográfica se encuentra integrado por las placas tectónicas del Caribe, Cocos, Rivera, Norteamérica y Pacífico; lo anterior, lo ubica en una región con una alta tasa de sismicidad, lo que lo pone en un riesgo latente de sufrir los efectos de los sismos que se generen.

La República Mexicana ha estado sometida al efecto de diversos eventos sísmicos a lo largo de su historia, la mayoría de estos se han presentado en la costa del océano Pacífico; esto se debe a que los límites de placas indicadas se encuentran en una zona que forma parte del sistema conocido como Cinturón de Fuego del Pacífico o Cinturón Circumpacífico, la cual es una estructura cuya extensión es tan grande que abarca gran parte del planeta. Es importante mencionar, que en dicha estructura se ha generado cerca del 81% de los eventos sísmicos más importantes en la historia de la Tierra (ref. 1). Un claro ejemplo de esto, en México, lo representa el sismo ocurrido en las costas de Michoacán el 19 de septiembre de 1985, el cual tuvo una magnitud M8.1. Este devastador evento es el que ha causado los daños más grandes en el país y particularmente en la Ciudad de México. Por otra parte, la región del Pacífico no es la única fuente que ha producido eventos de gran magnitud como quedó demostrado con el sismo del 19 de septiembre de 2017 (M7.1) y cuyo epicentro se localizó en el estado de Morelos (ref. 2). Si bien este evento causó una gran cantidad de daños en la zona epicentral y nuevamente en la Ciudad de México, los daños fueron menores a los producidos por el sismo de 1985.

Como se mencionó anteriormente, estos dos sismos han sido generados en dos diferentes zonas de la República, lo que se relaciona directamente con su mecanismo de falla. Por un lado, el sismo de 1985 fue generado por un mecanismo de falla inversa, producto de la subducción presente entre la Placa de Cocos y la Placa Norteamericana, es decir que dicho sismo puede ser clasificado como un evento interplaca de subducción (ref. 3). Por su parte, el sismo de 2017 fue causado por una falla de tipo normal dentro de la Placa de Cocos (ref. 4), dicho de otra forma, este evento fue del tipo intraplaca. Estos elementos son fundamentales para comprender el cómo se propagan las ondas sísmicas y su respectivo efecto en los suelos y las estructuras.

Para el estudio del fenómeno sísmico, es necesario contar con una infraestructura de registros sísmicos. Particularmente, en México, se instalan las primeras estaciones sismológicas (registro de las historias de velocidad del movimiento del terreno) a principios del siglo XX. Exactamente, el Servicio Sismológico Nacional entró en rigor el año de 1910 con su primera estación en el territorio de la ciudad de México; en años siguientes, el aumento de su instrumentación aumentó ligeramente agregando a su cobertura 8 ciudades más de la República.

Después del sismo del 1957, no había una respuesta clara del porque se cayeron las estructuras (ref. 5). Los registros sismológicos brindaban información de la fuente sísmica, sin embargo, no respondían a la interrogante que nacía de los daños causados por los temblores.

Debido al gran potencial sísmico de la Brecha de Guerrero, se consideró fundamental instalar un sistema de registro sísmico complementario basado en acelerógrafos (ref. 6). Sin bien el II-UNAM ya había instalado algunas estaciones en ciudad de México y en Guerrero, mediante un proyecto conjunto con la Universidad de San Diego, EUA, se decide instalar la Red Acelerográfica de Guerrero. De un total de 30 estaciones acelerográficas, en agosto de 1985 se encontraban operando 20 de estas.

La decisión fue totalmente acertada debido a que, ante la ocurrencia del sismo del 19 de septiembre de 1985 (M8.1), se obtuvieron registros de aceleración (ref. 7), también conocidos como acelerogramas, en la costa del Pacífico muy cerca de la zona epicentral y en la ciudad de México a 400 [km] de la misma.

A raíz de los terribles efectos de este temblor, tanto por el número de pérdidas humanas como por el daño a la infraestructura del país, se consideró necesario instalar un mayor número de acelerógrafos en la Ciudad de México, siendo el Centro de Instrumentación de Registro Sísmico (CIRES), la Fundación ICA (FICA) y el II-UNAM quienes hacen una importante instalación de estaciones para la expansión de la red. Posteriormente, otros organismos gubernamentales, instituciones educativas y entidades privadas se han sumado al esfuerzo para contar con una mayor cobertura de registro que permita obtener información de los eventos sísmicos que pudieran ocurrir.

Los registros acelerográficos o acelerogramas son una representación de la variación de las aceleraciones con respecto al tiempo, que proporcionan información de suma importancia como el comportamiento del suelo o de las estructuras donde yacen los instrumentos, el cual se encuentra estrechamente relacionado con las características de la fuente y geología del sitio en cuestión.

Entre las técnicas más utilizadas tanto por sismólogos como por ingenieros sísmicos se encuentra la herramienta conocida como Transformada de Fourier, y de la cual se obtiene el espectro de amplitudes de Fourier; este proceso permite transformar una señal en el dominio del tiempo (acelerograma) al dominio de la frecuencia (espectrograma), lo que permite distinguir precisamente las frecuencias en donde se presentan las mayores amplitudes del movimiento. La técnica se basa en la representación de una señal original mediante una serie de funciones seno y coseno de diferente amplitud y periodo; sin embargo, se condiciona a que los fenómenos son del tipo estacionario y lineal. Es por esto que en años recientes se han desarrollado nuevas técnicas que faciliten el análisis sísmico al contemplar las propiedades no lineales y no estacionarias de los eventos, como lo es la Transformada de Hilbert Huang (THH).

Este método propuesto por Huang (1999) se compone por dos etapas, la primera es el algoritmo de la Descomposición Empírica de Modo (DEM) que descompone una señal en varias funciones que representan sus modos intrínsecos simples de oscilación, y la segunda es la aplicación de la herramienta de la Transformada de Hilbert a estas funciones, con el fin de determinar sus frecuencias instantáneas respectivamente. Además, una de las ventajas que tiene la THH sobre otros métodos es que revela directamente la duración del evento (donde se activan amplitudes y frecuencias significativas) (ref. 8).

Cabe mencionar que para que este método sea más completo y posea una facilidad para su aplicación, es necesaria una base matemática sólida. Las razones de esto son que solo con un fundamento matemático es posible llegar a una conclusión general unificada sobre la validez de los resultados empíricos y deducir principio y leyes, y que solo con una base matemática es

posible extender la validez a fenómenos demasiado sutiles para ser observados con facilidad (ref. 9).

La implementación de la THH en la Ciudad de México se ha usado con el fin de obtener información detallada que podría verse cubierta por el uso de herramientas que se encuentran restringidas por su definición matemática (ref. 10). Los eventos utilizados en este trabajo son los sismos del 19 de septiembre de 1985 y del 19 de septiembre de 2017 puesto que han sido dos de los temblores más significativos para el valle de México, además de ser los que han presentado las mayores aceleraciones en las estaciones de registro de la Ciudad; siendo así que la información obtenida de los mismos es de suma importancia para analizar.

## Objetivos

1. Aplicar el método empírico de la Transformada de Hilbert-Huang a los acelerogramas, obtenidos en el Valle de México, en los sitios Ciudad Universitaria, Central de Abastos, Secretaría de Comunicaciones y Transportes y CH84 durante los sismos del 19 de septiembre de 1985 (M8.1) y 19 de septiembre de 2017 (M7.1).
2. Validar la técnica de descomposición empírica de la señal sísmica original mediante un proceso de integración tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia.

## Contenido

El capítulo 1 contiene una breve introducción mientras que, el capítulo 2 proporciona un marco general de referencia del fenómeno sísmico, así como distribución y registro en la República Mexicana. Diversos conceptos teóricos y las técnicas del análisis de los acelerogramas, utilizados en esta tesis, son presentados en el capítulo 3. Algunos aspectos sísmicos del Valle de México, así como la integración del Banco de datos para el análisis son incluidos en el capítulo 4. Los resultados de las técnicas de análisis empleadas a lo largo del trabajo, como lo son Espectros de Fourier, Cocientes Espectrales, Espectros de Respuesta y la Transformada de Hilbert Huang se presentan en el capítulo 5; finalmente, en el capítulo 6 se presentan las conclusiones del trabajo.

## 2. SISMICIDAD EN MÉXICO

A lo largo de su historia, México ha demostrado ser un país con una actividad sísmica muy alta que ha causado graves daños en gran parte de su territorio. Esto ha propiciado que, diversos profesionistas relacionados con estos temas, se hayan dedicado a la ejecución de exhaustivas investigaciones para conocer el fenómeno sísmico y muy especialmente, su efecto tanto en los suelos como en las estructuras, con el fundamental objetivo de mitigar sus efectos en la sociedad.

La historia sísmica del país aclara que los temblores han ocurrido y lo seguirán haciendo, por lo que es importante comprender el ¿por qué? de estos, ¿cómo se manifiestan a lo largo del territorio? y ¿qué efectos pueden traer consigo?

### 2.1 Tectónica de placas

Ya en el siglo pasado, existía la hipótesis de que los continentes habían estado unidos, entre los elementos en los que se basaba estaban la forma de los contornos de América del Sur y el oeste de África, así como la existencia de restos fósiles de gran similitud, de plantas y animales encontrados en ambas regiones.

En 1915, *Alfred Wegener* publicó un libro llamado “El origen de los continentes y los océanos”, en donde estableció los principios básicos de su hipótesis acerca de la deriva continental. *Wegener* postuló que hace millones de años, los continentes estaban unidos en una sola masa llamada *Pangea*; además, sugirió que hace aproximadamente 200 millones de años en la era mesozoica, este supercontinente empezó a fragmentarse en porciones de tierra más pequeñas (fig. 1). En la misma se puede observar cómo desde el Cretáceo (hace 90 millones de años) ya los continentes tenían una forma similar a la actual.

Con el paso del tiempo, los científicos determinaron más evidencias que apoyaban la hipótesis de *Wegener*, entre las cuales se tienen:

- Paleontológicas: La presencia de diversos tipos de fósiles idénticos en continentes diferentes (Sudamérica y África), donde se demostró que dicha presencia en ambos sitios no se debió a algún tipo de migración, sino que era el mismo sitio.
- Litología y elementos estructurales: Los límites continentales, que se presume estuvieron unidos en el tiempo de *Pangea* además de presentar una configuración que les permite el acoplamiento de sus fronteras, también cuentan con características litológicas y estructurales iguales.
- Paleoclimáticas: Se han encontrado pruebas de cambios climáticos a escala global. Glaciares de grandes proporciones se distribuían en grandes extensiones del hemisferio sur hace aproximadamente 300 millones de años; dichos glaciares, transportaron sedimentos que se pudieron asociar en función de su edad y así, relacionar la unión previa de los continentes.

Sin embargo, la hipótesis de la Deriva Continental fue severamente juzgada de poco fundamentada por científicos de diferentes ramas. Uno de los aspectos que más descalificaba la propuesta de *Wegener* fue la falta de elementos respecto al mecanismo que genera el movimiento de las masas continentales. Por lo que, la hipótesis que en esencia era correcta, al carecer de un fundamento sólido fue rechazada por la comunidad científica.

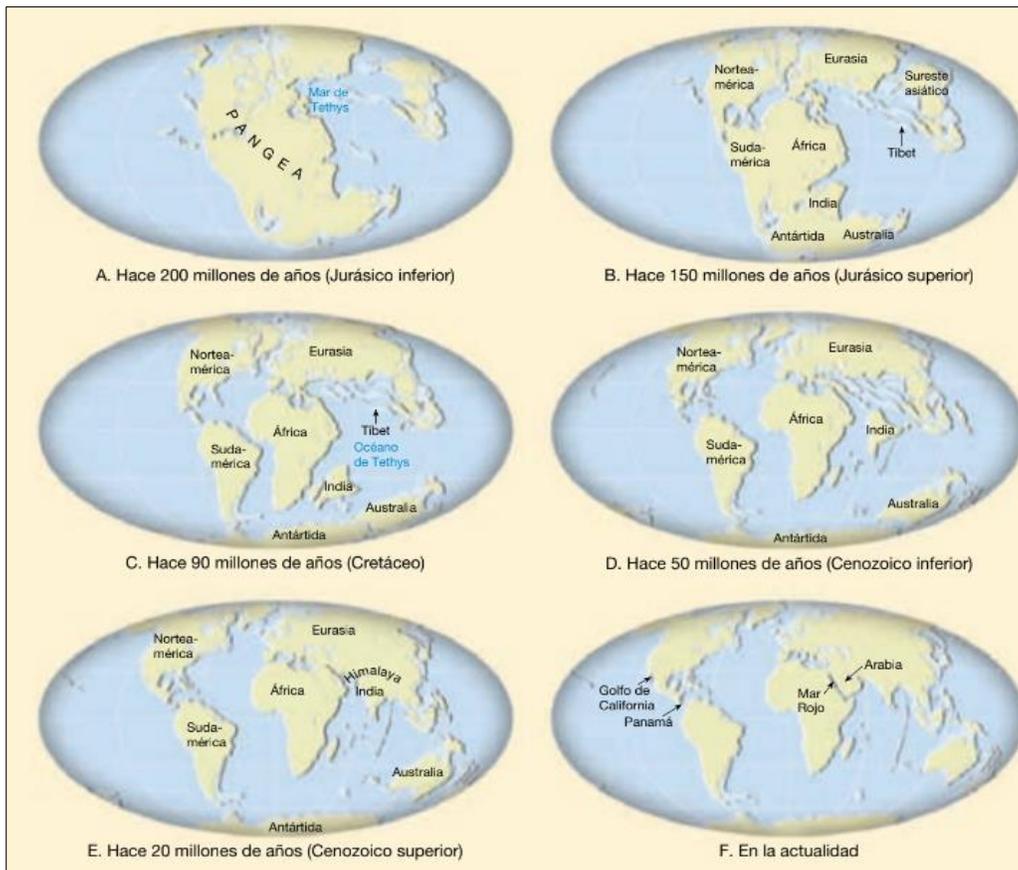


Figura 1. Evolución de la fragmentación de Pangea durante los últimos 200 millones de años (ref. 11).

Un factor más a considerar en el desplazamiento continental apareció posterior a la muerte de *Wegener*, dicho factor es el magnetismo remanente o paleomagnetismo presente en rocas ricas en hierro como son las coladas de lava. El paleomagnetismo, es la capacidad de los minerales de orientarse respecto a los polos magnéticos de la Tierra; esta propiedad de las rocas brinda información sobre los polos y la latitud aproximada a la que se formó la roca. Con esta nueva información, los investigadores determinaron que el continente europeo había sufrido un gran desplazamiento, debido a que en algún momento se había encontrado cerca del Ecuador; lo que daba elemento a considerar que la deriva continental en realidad había ocurrido.

Posterior a la segunda guerra mundial, se realizaron estudios del lecho marino lo que condujo al descubrimiento de las denominadas Dorsales Oceánicas. Las cuales son una prueba de la existencia de esfuerzos tensionales que desplazan los segmentos de corteza oceánica, destacando la presencia de un característico vulcanismo a lo largo de las mismas.

Esta nueva información formaría parte de una nueva hipótesis denominada “expansión del fondo oceánico”. *Harry Hess*, personaje a favor de esta nueva hipótesis propuso que el sistema de dorsales oceánicas yace sobre áreas donde hay material en ascensión proveniente del manto, que desplaza al de la cresta y generando así nueva corteza oceánica. Además, el extremo descendente de la celda de convección en el manto se encuentra próximo a las fosas submarinas. Fue así como *Hess* llegó a la conclusión de que los bloques de corteza eran transportados por las corrientes convectivas provenientes del manto (fig. 2).

Con esta hipótesis se abrieron nuevas puertas para la investigación de la estructura interna de la Tierra, una de ellas fue el análisis del material proveniente de las dorsales; por medio de este, se pudo determinar la inversión de los polos a lo largo de la historia del planeta.

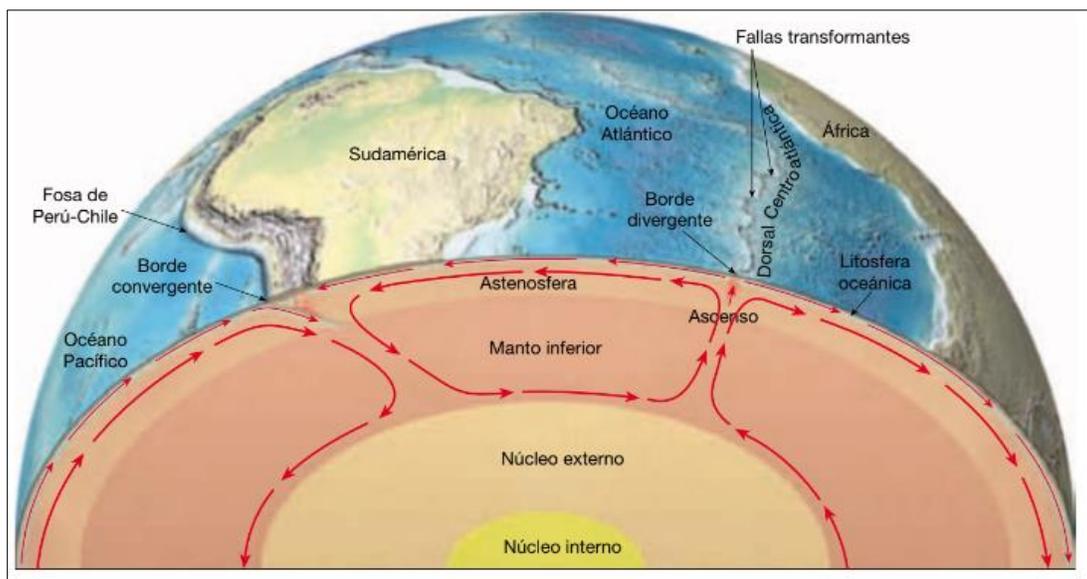


Figura 2. Movimientos continentales por medio de celdas convectivas (ref. 12).

Finalmente fue *J. Tuzo Wilson*, quién con su artículo “*A new Class of Faults and their Bearing on Continental Drift*” publicado en 1965, aportó la clave para la formulación de la teoría de la tectónica de placas. *Wilson* postuló la existencia de grandes fallas que hacían de conexión para los cinturones móviles globales en un sistema que divide a la capa más superficial de la Tierra en varias placas rígidas. Además, también menciona los tipos de borde de dichas placas (ref. 13) y la interacción que hay entre ellas; estos bordes se clasifican como (fig. 3):

- **Convergentes.** Este tipo de límite a su vez, se subdivide en dos tipos y se encuentra en función de las densidades de los bloques de corteza que chocan entre sí. El primer caso es cuando colisiona una placa oceánica con una continental; esta estructura se conoce como zona de subducción y se caracteriza por la presencia de fosas submarinas. La diferencia de densidades genera que la más densa (oceánica) subduzca a la continental. Por otra parte, cuando se encuentran dos placas continentales, se generan nuevas estructuras como lo son cadenas montañosas; esto se debe a que, al no haber una diferencia significativa en las propiedades de las placas, ambas suben debido a la fuerza compresiva.

- Divergentes. Se caracterizan por la separación entre placas, debido a la expulsión de material al generarse esfuerzos distensivos. Estos bordes se producen entre dos placas oceánicas o dos placas continentales y han dado origen a las denominadas dorsales oceánicas o *rifts*.
- Transcurrentes o neutros. Estos bordes están presentes en zonas en donde dos placas se desplazan lateralmente en sentido opuesto una de la otra. Este tipo de movimiento no genera ni destruye corteza.

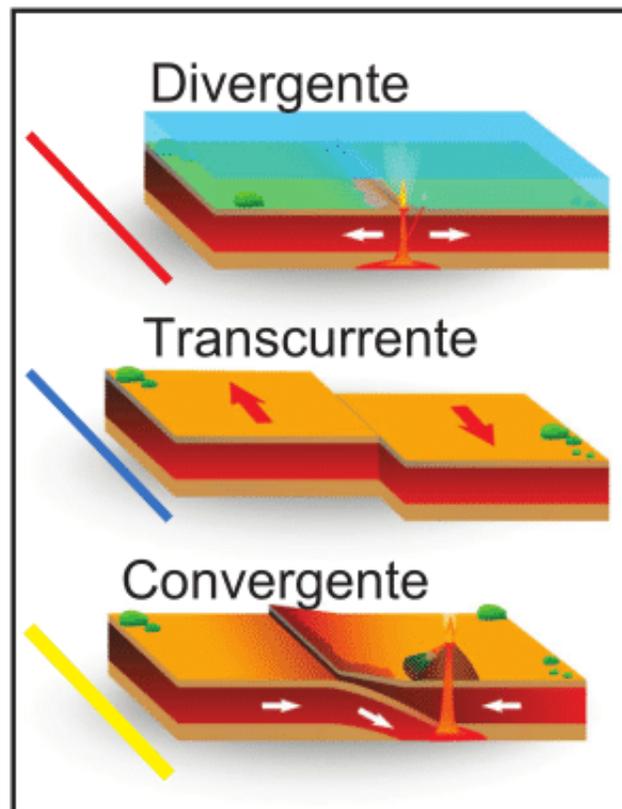


Figura 3. Movimientos divergente, transcurrente y convergente de las placas tectónicas (ref. 14).

## 2.2 Sismicidad mundial

Un sismo, es el movimiento que sufre la corteza terrestre debido a una liberación súbita de energía debido a la interacción existente entre las placas tectónicas. Sin embargo, la tectónica no es la única causa de sismos, entre dichas causas existen las siguientes:

- Tectónica. El movimiento de las placas tectónicas, con sus respectivos contactos (mecanismos de falla) generan diferentes tipos de sismos, además, dentro de la misma placa se pueden generar eventos debido al fracturamiento de la placa.

- Volcánicas. Pueden ocurrir debido a:

Explosiones muy violentas que pueden llegar a agitar las zonas circundantes.

Derrumbe de un cuerpo volcánico debido a que la cámara magmática se encuentra vacía.

- Hundimientos. Se deben a procesos en el subsuelo como el flujo del agua, que al arrastrar material o disolverlo, produce cavidades que llegan a colapsar por el peso de las capas más superficiales.
- Deslizamientos. Ocurren principalmente en las laderas montañosas y cerros debido a efectos gravitacionales en los materiales. Los deslizamientos se ven favorecidos en épocas de lluvias.
- Sismos artificiales. Este tipo de eventos ocurren cuando existe una intervención humana en un medio; estos sismos se dividen en:

Sismicidad inducida. Casos típicos se presentan durante la construcción de grandes obras como las presas hidroeléctricas. Estos procesos modifican los estados de esfuerzos en la masa de suelo, llegando a producir una gran cantidad de pequeños sismos.

Explosiones. Se generan cuando una carga de un explosivo es detonada; estas explosiones se realizan con diferentes objetivos como el diseño de minas, extracción de materiales, etc. Sin embargo, los movimientos en el suelo son únicamente perceptibles a cortas distancias del evento.

Ensayos nucleares. La detonación de armamento nuclear puede generar una cantidad de energía considerable, la cual puede producir sismos de magnitudes notables y los cuales se pueden percibir a grandes distancias.

Fracking. También conocido como fracturamiento hidráulico es un método empleado en la extracción de recursos como el gas o el petróleo. El fracturamiento de la roca se da por la inyección de una mezcla de agua, arenas y químicos que produce la salida de los hidrocarburos. Los sismos se generan debido a la inestabilidad de fallas geológicas producidas por el fracturamiento de la roca.

La actividad sísmica, es un fenómeno que ocurre a nivel global debido a la morfología de la Tierra; sin embargo, la región en donde tiene una mayor tasa de ocurrencia, es en donde se localiza el denominado Cinturón de Fuego del Pacífico o Cinturón Circumpacífico (ref. 15). En esta zona se localizan el 75 por ciento de los volcanes activos del planeta y se producen el 90 por ciento del total de temblores.

El Cinturón tiene una forma de herradura y alcanza una longitud del orden de 40,000 [km] (fig. 4), la cual se desarrolla desde la costa este de América del Sur hasta América del Norte, propagándose por las Islas Aleutianas en Alaska, cruza hacia el continente Asiático, por el océano Pacífico, para posteriormente dirigirse Nueva Zelanda y terminando al norte de la Antártida.



Figura 4. Cinturón de Fuego del Pacífico (ref. 16).

### 2.3 Localización sísmica de México

La ubicación en la que se encuentra la República Mexicana (fig. 5) está estrechamente relacionada con la sismicidad que ocurre en su territorio. La posición geográfica de México lo sitúa sobre cinco placas tectónicas, las cuales son: Caribe, Cocos, Rivera, Norteamericana y Pacífico.

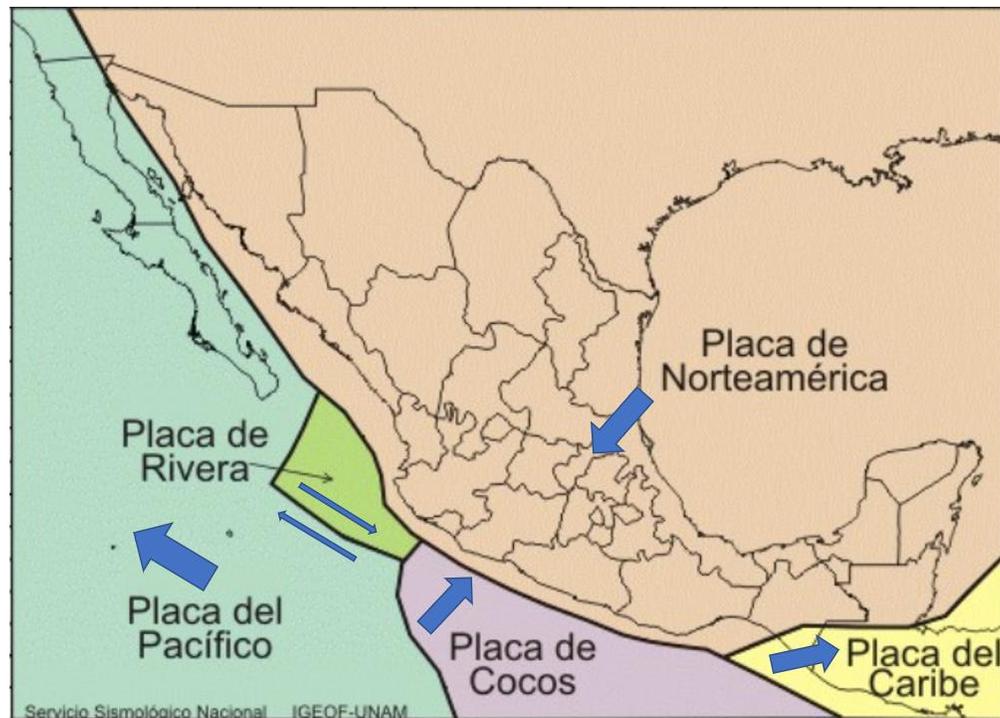


Figura 5. Placas tectónicas en la República Mexicana (modificada de ref. 17).

Los sistemas que se forman entre las diferentes placas varían de la siguiente forma:

- Cocos subduce a Norteamericana. Falla inversa.
- Caribe se desliza lateralmente respecto a Norteamericana. Falla lateral izquierda.
- Rivera subduce a Norteamericana. Falla inversa.
- Pacífico se desliza lateralmente respecto a Norteamericana. Falla lateral derecha.

Las regiones de mayor tasa de sismicidad en México son las zonas noroeste y sureste, fallas laterales conocidas como Falla de San Andrés y el sistema Motagua-Polochic respectivamente; además, una porción de las costas del pacífico contribuye al sistema del cinturón de fuego (zona sumamente propensa a actividad sísmica y volcánica) que se caracteriza por movimientos convergentes (ref. 18).

### 1) Noroeste de México (Falla Imperial)

La falla Imperial o de San Andrés (ref. 19), se localiza al Suroeste de los Estados Unidos de América y al Noroeste de México, pasando justamente por el Golfo de Baja California. El mecanismo de falla que posee esta estructura es del tipo lateral derecho, formando un límite entre las placas Norteamericana y del Pacífico, y cuyo desplazamiento medio anual es de unos 25 a 30 [mm].

### 2) Sureste de México (Motagua-Polochic)

El sistema de fallas Motagua-Polochic, que separa a México del resto de Centroamérica, también es el contacto entre dos placas continentales, para ser exactos la placa del Caribe y la placa Norteamericana; el mecanismo existente entre dichas placas es transcurrente con dirección izquierda. La ubicación geográfica de este sistema de fallas se encuentra en el estado de Chiapas y el país de Guatemala. La extensión aproximada que posee este sistema de fallas ronda los 150 [km] y su profundidad puede ser catalogada como somera de forma general; el desplazamiento registrado a lo largo de los años ha sido de aproximadamente 20 [mm] por año.

### 3) Zona Suroeste de México (Subducción Mexicana)

La zona de subducción Mexicana (ZSM), se localiza en la región suroeste del país a lo largo de las costas del Océano Pacífico en donde las placas de Rivera y Cocos penetran debajo de la Norteamericana afectando a los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. En ella se han producido los sismos de mayor magnitud que han afectado al país, entre los que destacan: a) Costas de Oaxaca 1787 (M8.6), b) Jalisco-Colima 1932 (M8.2), c) Costas de Guerrero 1957 (M7.8), Costa de Michoacán 1985 (M8.1) y Cuautla Morelos 2017 (M7.1) (ref. 20).

En esta zona se ubica la Brecha de Guerrero en la cual el último evento significativo ocurrió el 16 de diciembre de 1911 y tuvo una magnitud de 7.5; el epicentro del sismo se encontró a 36 [km] al sur de la ciudad de Tecpan, Guerrero y la profundidad de la ruptura fue a 50 [km].

## 4) Zona Centro de México

Dentro de la zona centro del país destaca la estructura del Eje Neovolcánico Transversal o también llamada cordillera Neovolcánica. Esta sierra volcánica es tan extensa que atraviesa 14 de los estados de la república y los cuales son Ciudad de México, Estado de México, Colima, Jalisco, Nayarit, Veracruz, Puebla, Guerrero, Michoacán Tlaxcala, Hidalgo, Guanajuato, Morelos y Querétaro; este sistema atraviesa completamente de Este a Oeste a México.

La formación de esta estructura se debe a la interacción que existe entre las placas de Cocos y la de Rivera, que a su vez colindan con la placa Norteamericana. Ejemplos de sismos ocurridos en esta zona son los temblores de: Huajuapán de León, Oaxaca del 24 de octubre de 1980 (M7.0) y Tehuacán, Puebla del 15 de junio de 1999 (M7.0).

### 2.4 Registro sísmico

#### 2.4.1 Sismógrafos y acelerógrafos

Para realizar un análisis del fenómeno sísmico es fundamental contar con los registros de los movimientos que se producen en un determinado sitio. Los equipos que se utilizan son los sismógrafos y los acelerógrafos que detectan la historia de velocidades y aceleraciones respectivamente. En nuestro país el uso de sismógrafos data de principios del siglo XX cuando en 1906 se funda el Servicio Sismológico Nacional, para posteriormente ponerse en operación 8 estaciones más en los sitios de Mazatlán, Oaxaca, Mérida, Chihuahua, Veracruz, Guadalajara, Monterrey y Zacatecas (ref. 21). Hoy en día la red de banda ancha del SSN es la infraestructura más importante en México para la ubicación de la sismicidad y la determinación de la magnitud de los temblores que se presentan. Por otra parte, los acelerógrafos aparecen a inicios de los años 60s y tradicionalmente son utilizados para el estudio de la respuesta sísmica de suelos y estructuras. Sin embargo, con el avance de la tecnología se han convertido en un complemento importante para la redes sismológicas.

Como resultado de una reunión internacional en Hawái en 1978, se determina el potencial sísmico que posee el sitio de la Brecha de Guerrero por lo que México enfoca sus recursos en la instalación de una red de instrumentos en dicha zona; finalmente en agosto de 1985, en colaboración con la Universidad de San Diego (California), el Instituto de Ingeniería de la UNAM terminó la colocación de 20 estaciones que recibieron el nombre de Red Acelerográfica de Guerrero y que registrarían uno de los eventos más catastróficos del país apenas un mes después de ser instalados.

Además, para cubrir la necesidad de información sísmica en el Valle de México, en 1960 el Instituto de Ingeniería de la UNAM (II-UNAM) instala las primeras dos estaciones acelerográficas de la ciudad, localizadas en la Alameda Central y en Ciudad Universitaria. Lamentablemente, la red acelerográfica en la ciudad de México no creció en la medida de la necesidad del registro de temblores que pudieran afectar a la CDMX, de tal manera que ante la ocurrencia del sismo del 19 de septiembre de 1985 (M8.1) solo existían 8 sitios instrumentados con acelerógrafo: Ciudad Universitaria, Central de Abastos Oficina, Central de Abastos Frigorífico, Tláhuac Bombas, Tláhuac deportivo, Viveros, Secretaría de Comunicaciones y Transportes y Tacubaya. Debido al fuerte impacto de este sismo en la ciudad se consideró necesario incrementar el número de equipos acelerográficos por lo que el Centro de Instrumentaciones y Registro Sísmico (CIRES) y

la Fundación ICA se suman al esfuerzo e instalan entre ambos del orden de 60 acelerógrafos en diferentes condiciones del subsuelo del Valle de México. Posteriormente, se suman otras instituciones como la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM) y algunas empresas del sector privado por lo que hoy en día, la RACM cuenta con más de 100 estaciones (fig. 6).

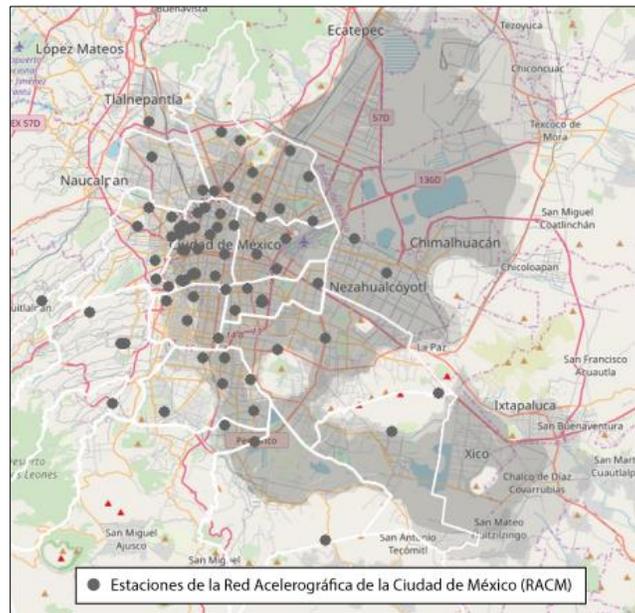


Figura 6. Mapa de las estaciones pertenecientes a la RACM (ref. 22).

## 3. CONCEPTOS TEÓRICOS PARA EL ANÁLISIS DE ACELEROGRAMAS

El análisis de un acelerograma parte desde el entendimiento del fenómeno que lo genera. Los sismos que producen estos gráficos, son procesos estocásticos o bien, eventos aleatorios que evolucionan en el paso del tiempo, los cuales pueden ser representados como un conjunto de variables aleatorias.

El campo que profundizan los procesos estocásticos es muy amplio; esto se debe a que los fenómenos que describen se encuentran presentes en cada ámbito de nuestra vida, desde la medicina hasta la economía.

### 1) Procesos estocásticos

Un proceso estocástico es un fenómeno real o sintético para el cual su manera de manifestarse es independiente del tiempo, es decir, que haya ocurrido en el pasado no tiene relación con el fenómeno actual o con un fenómeno futuro en su forma de presentarse o el tiempo en el que este llega. Dicho de otra forma, es un fenómeno que ocurre de manera aleatoria; estos procesos no se pueden predecir.

Matemáticamente hablando, un proceso estocástico se define como una serie de variables aleatorias  $(X_t)_{t \in T}$  dentro de un conjunto temporal  $T$ . Dicho proceso es la evolución en el tiempo de algún tipo de fenómeno regido por el azar (ref. 23).

Aunque haya parámetros que rigen a estos procesos, como lo son los estados de esfuerzos a los que está sujeto el subsuelo en un área determinada para un terremoto o la velocidad de los vientos para determinar el tipo de clima, estos fenómenos siguen siendo regidos de manera azarosa.

Algunos ejemplos de este tipo de procesos son:

- El lanzamiento de una moneda.
- La ocurrencia de un temblor.
- Lesiones en un partido de fútbol.
- Choques mensuales en una ciudad.

### 2) Procesos estacionarios y no estacionarios

Un proceso estacionario tiene como característica que la variación de su manifestación permanece de manera relativamente constante con el paso del tiempo en un periodo definido. Es por esto por lo que su desviación estándar y su media no cambian durante el proceso.

Formalmente hablando, se dice que un proceso estocástico es estacionario si la función de densidad de orden  $N$  no varía ante un desplazamiento en el origen temporal. Es posible comprobar esta afirmación si se cumple para toda  $c$  que:

$$f_X(x_1, x_2, \dots, x_t : t_1, t_2, \dots, t_N) = f_X(x_1, x_2, \dots, x_t : t_1 + c, t_2 + c, \dots, t_N + c) \quad (1)$$

donde  $c$  es una constante (ref. 24).

Como contraparte, los no estacionarios son caracterizados por la manera caótica en que se comporta el fenómeno, es decir, su distribución de probabilidad cambia de manera errática. Es por esto que dichos procesos son imposibles de predecir y consecuentemente, tampoco es posible modelarlos.

Este tipo de procesos pueden ser no estacionarios tanto en su media como en su varianza; esto quiere decir que estos parámetros pueden variar en la serie temporal de interés haciendo más difícil su tratamiento y comprensión.

### 3) Procesos lineales y no lineales

Los procesos lineales poseen la característica de que el cambio en su manifestación se produce de manera gradual y con la misma intensidad durante toda la serie temporal. Dicho de otra forma, al considerar un sistema físico, este se considera lineal si los cambios efectuados en la entrada se mantienen de igual forma en la salida del sistema.

Un sistema lineal posee dos propiedades importantes, las cuales son (ref. 25):

- Principio de homogeneidad. La entrada del sistema al ser modificada por la multiplicación de una constante, la salida presentará el mismo cambio como se aprecia en la ecuación (2).

$$\alpha u(t) \rightarrow \alpha y(t) \quad (2)$$

donde:

$$\begin{aligned} u(t) &= \text{entrada} \\ y(t) &= \text{salida} \\ \alpha &= \text{constante} \end{aligned}$$

- Principio de superposición. Un sistema al presentar múltiples variables de entrada, es posible calcular la salida total del sistema al sumar todas las salidas obtenidas de manera individual, y se puede expresar como la ecuación (3):

$$\alpha u_1(t) + \beta u_2(t) + \dots + \gamma u_n(t) \rightarrow \alpha y_1(t) + \beta y_2(t) + \dots + \gamma y_n(t) \quad (3)$$

Por su parte, dentro los procesos no lineales se encuentran diversos eventos presentes en la naturaleza como lo son fenómenos atmosféricos, dinámica de los océanos, movimiento de tierras, procesos químicos, etc. Es por esto que el estudio de los sistemas no lineales ha tenido una gran importancia para la ciencia con el paso de los años.

La característica principal de los procesos no lineales es que, al tener una cierta entrada en un sistema, la respuesta no es directamente proporcional a la magnitud de la fuerza ya mencionada; esto es a lo que se le conoce como no linealidad. Cabe mencionar que los sistemas no lineales

tampoco comparten el principio de superposición (ref. 26) puesto que la respuesta total de la salida no es igual a la suma de las respuestas de manera individual, sino que, al ser combinadas todas las entradas del sistema, se generan nuevos elementos que no se tenían presentes al inicio del proceso.

### 3.1 Análisis en el dominio del tiempo

Los acelerogramas son las historias de aceleración producidas por el movimiento sísmico en un determinado sitio. Los equipos utilizados se denominan acelerógrafos y es frecuente que registren el movimiento en tres direcciones ortogonales, normalmente dos horizontales y una vertical.

Los elementos que se pueden extraer de un acelerograma son:

- Aceleraciones máximas ( $A_{max}$ ). Las aceleraciones máximas [ $cm/s^2$ ] se perciben por un instrumento acelerográfico en un determinado lugar ante una excitación (evento sísmico). Este parámetro se utiliza comúnmente para realizar un escalamiento en los espectros de diseño en el periodo nulo, es decir  $T = 0$ . Es un parámetro fundamental en estudios de peligrosidad, además, es ampliamente utilizado para la descripción de intensidades y la posible destrucción generada por un terremoto. Las  $A_{max}$  con valores más altos se presentan por lo general en las componentes horizontales, sin embargo, hay casos excepcionales donde la  $A_{max}$  se encuentra en la componente vertical. Cabe destacar que no siempre que haya valores muy altos de  $A_{max}$  significará altos niveles de daños o destructivos (ref. 27).
- Duración de un registro sísmico. Es el tiempo total durante el cual un dispositivo de registro logra percibir la manifestación de un sismo. Este parámetro es ampliamente variable pues se encuentra en función de la distancia al área de ruptura, tipo de suelo donde el aparato esté ubicado y la magnitud de la ruptura.
- Duración de la fase Intensa. También conocida como duración significativa (ref. 28), se define como el lapso temporal entre los intervalos en que se manifiesta el 5% y el 95% de la  $I_A$ , y es calculada para todas las componentes registradas de la estación de registro. Además, es importante tener en consideración los siguientes factores:

Se presentan tiempos menores en registros tomados en estaciones instaladas en suelos rígidos, por otra parte, en suelos más blandos la duración suele prolongarse.

Al tomar en cuenta todas las componentes de un solo registro, la serie temporal relacionada con la componente vertical suele poseer duraciones mayores en comparación con las demás componentes.

- Arribo de las ondas sísmicas. Las ondas sísmicas se dividen en dos grupos, las ondas de cuerpo y las ondas superficiales. En las ondas de cuerpo se tienen a las ondas P o compresionales, las cuales se propagan de manera paralela a su dirección, y a las ondas S o de cizalla, las cuales poseen un mecanismo de propagación perpendicular a la dirección que tienen; mientras que las ondas superficiales se conforman por las ondas *Rayleigh* (movimiento elíptico retrogrado sobre el plano de propagación) y las ondas *Love* que poseen un movimiento de partículas perpendicular a la dirección de propagación

sobre el plano superficial. La diferencia de velocidades entre ondas se define como:  $V_p > V_s > V_R, V_L$ , por lo que es posible establecer el momento en que arribaron los diferentes tipos de ondas. Es sumamente útil la determinación del arribo de ondas, en especial la diferencia que hay entre el tiempo de llegada de las ondas de cuerpo llamado tiempo S-P (fig. 7), ya que con esta información es posible determinar nueva e importante información de la fuente sísmica.

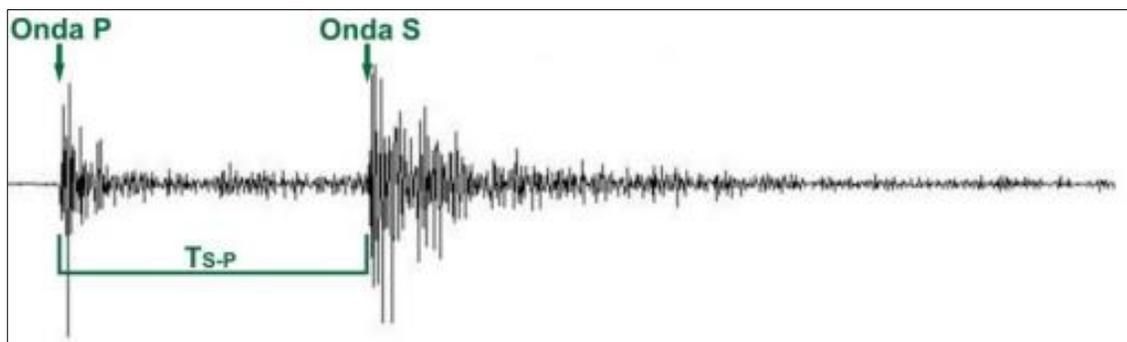


Figura 7. Tiempo S-P de acelerograma (modificada de ref. 29).

Además de estos parámetros, es posible determinar una mayor cantidad de información sobre los fenómenos sísmicos al someter dichos parámetros recuperados directamente de los acelerogramas a ciertos procesos como los son:

- Distancia hipocentral. Al ocurrir un sismo, las ondas sísmicas son dispersadas en todas direcciones; como se mencionó anteriormente cada una posee diferentes velocidades siendo la onda P la más rápida, por lo que, con el pasar del tiempo habrá un distanciamiento mayor entre las ondas P y S. La diferencia existente entre los arribos de las ondas de cuerpo genera una medida de qué tan alejada está la estación del hipocentro. Al obtener los tiempos ( $T_{S-P}$ ), se adopta la velocidad de la onda P como constante  $V_p = 6 [km/seg]$  para así obtener la distancia hipocentral con ayuda de la ecuación (4):

$$V_p * T_{S-P} \quad (4)$$

- Posición epicentral. Para poder determinar la localización del epicentro de un sismo es necesario contar con los registros de por lo menos tres estaciones para así realizar una triangulación. Al obtener las distancias epicentrales de las tres estaciones, con ayuda de un mapa se ubican como puntos dichas estaciones, las cuales serán el centro de un círculo con radio igual a su distancia epicentral respectivamente. La intersección de los tres puntos dará como resultado la posición epicentral (fig. 8).

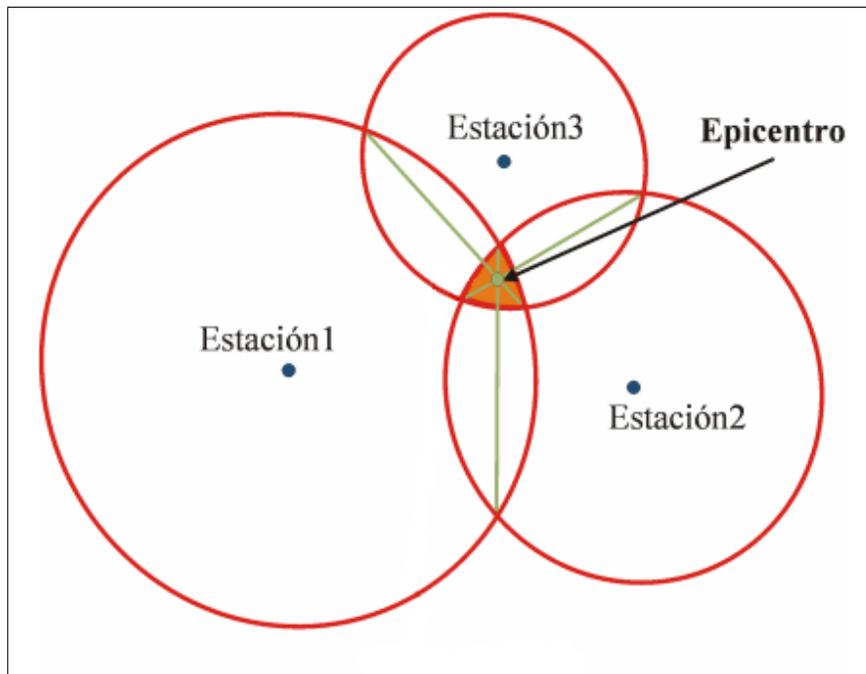


Figura 8. Determinación del epicentro con tres estaciones (ref. 30).

- Intensidad de Arias ( $I_A$ ). Este parámetro fue descrito por Arturo Arias (1970) como la energía disipada por peso unitario debido a una familia de osciladores con propiedades de sistema de un grado de libertad, donde sus frecuencias se encuentran desde el periodo nulo y tienden hasta el infinito, donde se define el evento y un amortiguamiento para el mismo (ref. 31). Su expresión está dada por la ecuación (5):

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^t a^2(\tau) d\tau \quad (5)$$

donde:

$g$  = aceleración de la gravedad  
 $t$  = duración del movimiento  
 $a$  = aceleración del suelo ante un evento sísmico  
 $\tau$  = variable temporal

Este parámetro se encarga de cuantificar la energía total liberada debido a un sismo, además, está estrechamente relacionado con el daño potencial a estructuras ocasionado por la exposición a dicha excitación.

- Magnitud. El primero en definir el concepto de magnitud fue *Richter* en 1935; esta medida se refiere a la cantidad de energía que se libera debido al sismo y posee un valor único. La medición de la energía se realiza de forma indirecta por medio de la amplitud máxima obtenida en un sismograma. En la actualidad existen diferentes formas para determinar la magnitud, las cuales son:

Local (ML). Ideada por *Charles Richter* para definir la magnitud los sismos presentes en el estado de California, E.U., por medio del análisis de un registro instrumental. El cálculo parte de la máxima amplitud registrada por un dispositivo *Wood Anderson* ubicado a una distancia de 100 [km] de la fuente y con constantes específicas de periodo = 0.8 [s], factor de amortiguamiento = 0.8 y una amplificación estática = 2800 (ref. 32). Su cálculo se define por la ecuación (6):

$$ML = \log(A) - \log(A_0) \quad (6)$$

donde:

$A$  = máxima amplitud registrada  
 $A_0$  = Amplitud máxima generada por sismo patrón en un sismógrafo a 100 [km] de la fuente y que genera una deflexión de 0.001 [mm].

Ondas Superficiales (MS). Esta escala se encuentra directamente relacionada con las ondas de *Rayleigh* con un rango de periodo que oscila entre los 20 a 23 [s], en concreto con la amplitud máxima de dicha onda (ref. 33). Su expresión se presenta en la ecuación (7):

$$MS = \log_{10} \left( \frac{A}{T} \right) + 1.66 * \log_{10}(D) + 3.30 \quad (7)$$

donde:

$A$  = Amplitud máxima horizontal del terreno medida [ $\mu m$ ]  
 $T$  = Periodo [s]  
 $D$  = Distancia epicentral [°]

Ondas de cuerpo (Mb). Esta escala trabaja con la amplitud de las ondas de cuerpo que poseen periodos cercanos a la unidad (ref. 34), se representa por la ecuación (8):

$$Mb = \log \left( \frac{A}{T} \right) + Q(D, h) \quad (8)$$

donde:

$A$  = Amplitud máxima del movimiento  
 $T$  = Periodo  
 $Q$  = Factor empírico que depende de la profundidad  $h$  y la distancia  $D$

Momento (Mw). Desarrollada en *California Technological Institute* por *Hiro Kanamori*; actualmente es la escala más utilizada para el análisis de terremotos al contar con la ventaja de no poder ser saturada (ref. 35). Utiliza para su estimación al momento sísmico y se expresa por la ecuación (9):

$$Mw = \frac{2}{3} \log(Mo) - 16.0 \quad ; \quad Mo = \mu AD \quad (9)$$

donde:

$$\begin{aligned} M_0 &= \text{Momento sísmico [dinas/cm]} \\ \mu &= \text{Rigidez de la roca [dinas/cm}^2\text{]} \\ A &= \text{Área de la ruptura [cm}^2\text{]} \\ D &= \text{Desplazamiento promedio de la falla [cm]} \end{aligned}$$

Energía (Me). Se parte de la aseveración de que la energía emitida debido a una ruptura, puede ser considerada como una medida del daño en potencia que pueden sufrir las estructuras. Para calcular esta medida es necesario la suma del flujo de energía en un amplio rango de frecuencias provocadas por un sismo (ref. 36). La ecuación que define el cálculo de la energía se define con la relación empírica de *Gutenberg-Richter*.

$$\log_{10}(E) = 11.4 + 1.5 * MS \quad (10)$$

donde:

$$E = \text{Energía [Ergios].}$$

Con el cálculo de la energía establecido, la Me se expresa por ecuación (11):

$$Me = \frac{2}{3} \log_{10}(E) - 2.9 \quad (11)$$

Coda (Md). El cálculo de esta escala parte de la duración de un evento sísmico (ref. 37). Dicha magnitud posee una sencillez en su cálculo, sin embargo, presenta problemas en el momento de discernir el final de la señal sísmica. Su expresión está dada por la ecuación (12):

$$Md = a * \log(J) - b + c * D \quad (12)$$

donde:

$$\begin{aligned} a, b \text{ y } c &= \text{Constantes locales que se ajustan al sitio de trabajo} \\ J &= \text{Duración del registro sísmico} \\ D &= \text{Distancia epicentral} \end{aligned}$$

- **Intensidad sísmica.** La intensidad sísmica, en comparación con la magnitud, es una escala subjetiva que se encuentra en función de los efectos causados por un sismo. De forma general esta medida tendrá mayores unidades en lugares cercanos al área de ruptura por lo que se puede decir que la intensidad es inversamente proporcional a la distancia al epicentro, sin embargo, se pueden presentar casos de lugares alejados que presenten intensidades mayores a estos antes mencionados, esto se debe a lo que se conoce como efecto de sitio, amplificando las ondas y por ende los daños a las estructuras.

La escala en la actualidad más comúnmente utilizada es la escala de Intensidad de *Mercalli* Modificada (IMM), la cual consta de 12 grados, donde cada uno está relacionado con los efectos percibidos debido al sismo (tabla 1).

Tabla 1. Escala de Intensidad de Mercalli Modificada (ref. 38).

Escala	Descripción
I.	No es sentido, excepto por algunas personas bajo circunstancias especialmente favorables.
II.	Sentido sólo por muy pocas personas en posición de descanso, especialmente en los pisos altos de los edificios. Objetos delicadamente suspendidos pueden oscilar.
III.	Sentido claramente en interiores, especialmente en pisos altos de los edificios, aunque mucha gente no lo reconoce como un terremoto. Automóviles parados pueden balancearse ligeramente. Vibraciones como al paso de un camión. Duración apreciable.
IV.	Durante el día sentido en interiores por muchos; al aire libre por algunos. Por la noche algunos despiertan. Platos, puertas y ventanas agitadas; las paredes crujen. Sensación como si un camión pesado chocara contra el edificio. Automóviles parados se balancean apreciablemente.
V.	Sentido por casi todos, muchos se despiertan. Algunos platos, ventanas, y similares rotos; grietas en el revestimiento en algunos sitios. Objetos inestables volcados. Algunas veces se aprecia balanceo de árboles, postes y otros objetos altos. Los péndulos de los relojes pueden pararse.
VI.	Sentido por todos, muchos se asustan y salen al exterior. Algún mueble pesado se mueve; algunos casos de caída de revestimientos y chimeneas dañadas. Daño leve.
VII.	Todo el mundo corre al exterior. Daños insignificantes en edificios de buen diseño y construcción; leve a moderado en estructuras comunes bien construidas; considerables en estructuras pobremente construidas o mal diseñadas; se rompen algunas chimeneas. Notado por algunas personas que conducen automóviles.
VIII.	Daño leve en estructuras diseñadas especialmente para resistir sismos; considerable, en edificios comunes bien construidos, llegando hasta colapso parcial; grande en estructuras de construcción pobre. Los muros de relleno se separan de la estructura. Caída de chimeneas, objetos apilados, postes, monumentos y paredes. Muebles pesados volcados. Eyección de arena y barro en pequeñas cantidades. Cambios en pozos de agua. Cierta dificultad para conducir automóviles.
IX.	Daño considerable en estructuras de diseño especial; estructuras bien diseñadas pierden la vertical; daño mayor en edificios comunes bien construidos, colapso parcial. Edificios desplazados de los cimientos. Grietas visibles en el terreno. Tuberías subterráneas rotas.
X.	Algunas estructuras bien construidas en madera, destruidas; la mayoría de estructuras de mampostería y marcos, destruidas incluyendo sus cimientos; suelo muy agrietado. Rieles torcidos. Deslizamientos de tierra considerables en las orillas de los ríos y en laderas escarpadas. Movimientos de arena y barro. Agua salpicada y derramada sobre las orillas.
XI.	Pocas o ninguna obra de mampostería quedan en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el suelo. Tuberías subterráneas completamente fuera de servicio. La tierra se hunde y el suelo se desliza en terrenos blandos. Rieles muy retorcidos.
XII.	Destrucción total. Se ven ondas sobre la superficie del suelo. Líneas de mira (visuales) y de nivel deformadas. Objetos lanzados al aire.

## 3.2 Transformada de Fourier

La transformada de Fourier es una función matemática que permite cambiar una función perteneciente al dominio temporal, a una función que se encuentre en el dominio de las frecuencias. Fourier parte de la idea de que es posible representar una función periódica como una suma de senos y cosenos que posean diferentes periodos y amplitudes. Inicialmente esta función fue pensada para el trabajo con series periódicas, sin embargo, los fenómenos físicos no suelen presentar dicha característica por lo que este proceso se ha adaptado a series aperiódicas haciendo que su periodo tienda al infinito (ref. 39).

Esta función se define por medio de la ecuación (13):

$$\mathcal{F}\{f(t)\} = F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-2\pi i\omega t} dt \quad (13)$$

donde:

$t$  = dominio temporal  
 $\omega$  = dominio de la frecuencia

El análisis posible de realizar con la teoría de Fourier, presenta la posibilidad de generar una descomposición sobre una señal compleja dando como resultado a un conjunto de componentes en frecuencia única con la ecuación (14):

$$F(\omega) = R(\omega) + jI(\omega) \quad (14)$$

por otra parte, esto presenta una desventaja la cual es que no indica en qué instante ocurrieron dichas componentes. Es por esto que, esta función es sumamente útil cuando se trata de señales generadas por procesos estacionarios y lineales (ref. 40), y cuando se enfrenta a sistemas que no lo son, empieza a caer en una seria problemática que puede ser resuelta al sustituir la función anteriormente mencionada por otros procesos que no presenten esta limitante.

## Propiedades

Por medio de las propiedades que posee la transformada de Fourier podemos decir cómo es el comportamiento de este proceso, dichas propiedades son (ref. 41):

- Linealidad. Si se tienen dos funciones  $F_1(\omega) = \mathcal{F}\{f_1(t)\}$  y  $F_2(\omega) = \mathcal{F}\{f_2(t)\}$ , tenemos que:

$$\mathcal{F}\{f_1(t) + f_2(t)\} = F_1(\omega) + F_2(\omega) \quad (15)$$

- Simetría. La transformada de Fourier de  $f(t)$  es  $F(\omega)$ , por lo tanto, la transformada de  $f(-\omega)$  es  $F(t)$ .
- Escalado en el tiempo. Al tener una constante  $a \in \mathbb{R}$  influyendo en el dominio del tiempo tenemos:

$$\mathcal{F}\{f(at)\} = \frac{1}{|a|} F\left(\frac{\omega}{a}\right) \quad (16)$$

- Desplazamiento en el dominio temporal y en el dominio de la frecuencia. Si  $t_0$ ,  $\omega_0$  pertenecen a  $\mathbb{R}$  y  $F(\omega) = \mathcal{F}\{f(t)\}$  entonces:

$$\begin{aligned} \mathcal{F}\{f(t - t_0)\} &= e^{-i\omega t_0} F(\omega) \\ \mathcal{F}\{e^{i\omega_0 t} f(t)\} &= F(\omega - \omega_0) \end{aligned} \quad (17)$$

## Transformada discreta de Fourier

Cuando se trabaja con una serie que es finita en el tiempo, dicha serie posee una tasa de muestreo bien definida, es por esto que es discreta en el dominio temporal (ref. 42), por lo tanto, es posible calcular su transformada (discreta) de Fourier por medio de la ecuación (18):

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n)e^{-j2\pi kn/N}; \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (18)$$

## Transformada rápida de Fourier

Como su nombre lo indica, la transformada rápida de Fourier es un algoritmo basado en la transformada de Fourier original y tiene como objetivo reducir el tiempo de cálculo de una transformada de Fourier discreta común. Este proceso se realiza por medio de una descomposición iterativa a Transformada de Fourier Discretas más simples, acortando el tiempo de cálculo y agilizando las labores computacionales.

Se considera como Transformada Rápida de Fourier (ref. 43) a cualquier algoritmo que reduzca un proceso de complejidad  $O(N^2)$  a  $O(N \log N)$ , donde N hace referencia a la longitud de la señal.

## Espectro de Fourier

Es la representación gráfica de una Transformada de Fourier, la cual está formada por sus espectros de amplitud y de fase, los cuales están delimitados por una banda de frecuencias  $f_N$ .

Una transformada discreta de Fourier puede asumir la forma de la ecuación (19) (ref. 44):

$$F(\omega) = |F(\omega)|e^{j\phi(\omega)}; \quad |F(\omega)| = \sqrt{Re^2[F(\omega)] + Im^2[F(\omega)]} \quad y \quad (19)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \left\{ \frac{Im[F(\omega)]}{Re[F(\omega)]} \right\}$$

donde  $|F(\omega)|$  es la amplitud y  $\phi(\omega)$  la fase de la transformada.

Cabe mencionar que la amplitud posee la característica de ser una función simétrica par respecto a su origen ( $|F(\omega)| = |F(-\omega)|$ ), mientras que la fase posee una simetría impar respecto a este mismo origen ( $-\phi(\omega) = \phi(-\omega)$ ).

## 3.3 Transformada de Hilbert-Huang (THH)

Esta metodología fue diseñada con la finalidad de describir a detalle las ondas distorsionadas no lineales y a su vez, las variaciones de estas señales las cuales ocurren de forma natural durante procesos no estacionarios. Los registros de un evento sísmico claramente cuentan con propiedades no lineales en las ondas detectadas ya que para cualquier temblor es posible detectar variaciones en la intensidad del movimiento del suelo.

Una descripción bien definida del contenido tiempo-frecuencia-energía obtenida de la THH, narra la naturaleza de los movimientos de un sitio, produciendo datos beneficiosos para realizar diseños más seguros y una mejor práctica de la ingeniería respecto a los terremotos (ref. 45).

Esta metodología propuesta por Huang et al. (1999), tiene como objetivo revelar información útil de los registros de movimiento, que podría estar oculta o distorsionada por el enfoque de los

métodos de análisis convencional (ref. 46). Se establece que la metodología de esta transformación se divide en dos etapas importantes (fig. 9):

- Descomposición empírica de modo (DEM).
- Análisis espectral de Hilbert.

A grandes rasgos, la señal que se desea analizar se descompone en un número finito de funciones intrínsecas de modo (FIM's) por medio del algoritmo DEM. Cada una de estas FIM's debe cumplir con ciertas condiciones, las cuales son:

- El número de extremos y de cruces por cero, deben ser iguales o debe diferir cuando mucho en una unidad.
- En cualquier punto de la función, el valor promedio definido por el máximo y mínimo local debe ser igual a cero.

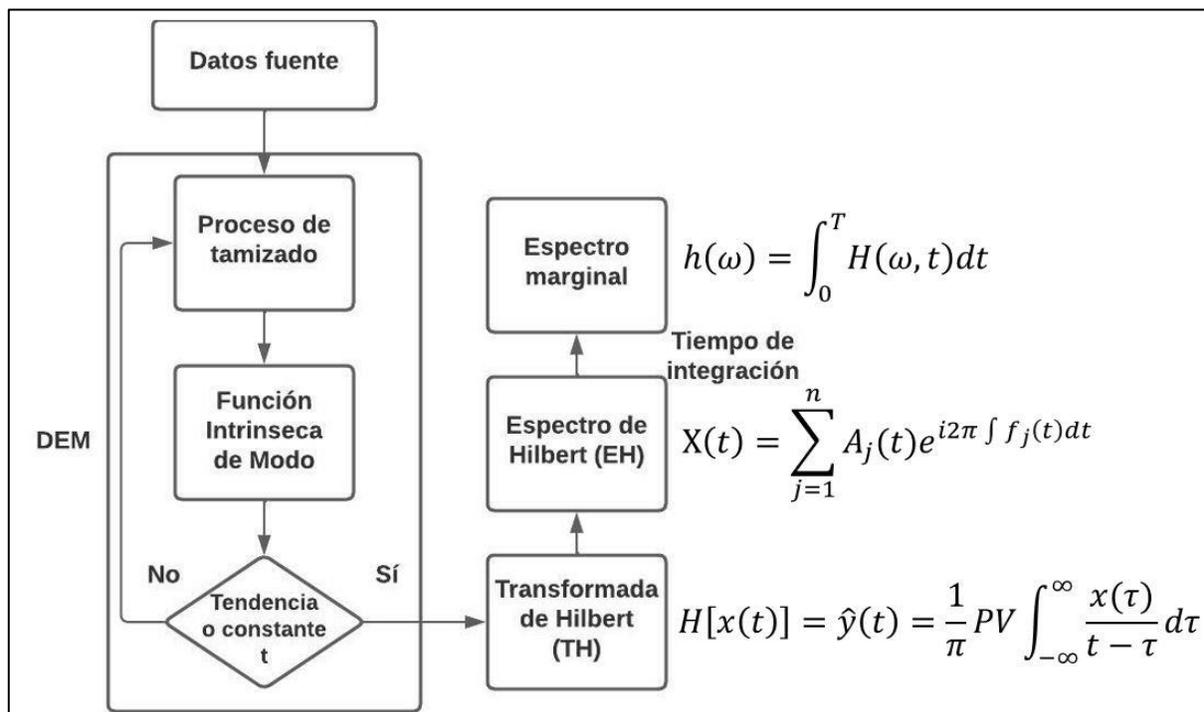


Figura 9. Diagrama de flujo de la Transformada de Hilbert-Huang (modificada de ref. 47).

## Espectro de Hilbert

La transformada de Hilbert (TH) (ref. 48), es una herramienta que permite el cálculo computacional de las amplitudes y frecuencias instantáneas, describiendo a una señal de manera local. La TH ( $\hat{y}$ ), da una forma sencilla de cálculo de la frecuencia instantánea, y se establece con la ecuación (20):

$$H[x(t)] = \hat{y}(t) = \frac{1}{\pi} PV \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad (20)$$

Huang determinó que la función analítica se puede formar con el par de TH como se muestra a en la ecuación (21):

$$z(t) = x(t) + i\hat{y}(t) = Ae^{i\theta(t)} \quad (21)$$

donde:

$$A(t) = \sqrt{(x^2 + i\hat{y}^2)}; \quad \theta(t) = \tan^{-1} \left( \frac{\hat{y}}{x} \right) \quad (22)$$

Las funciones  $A(t)$  y  $\theta(t)$ , representan a las amplitudes y fases instantáneas respectivamente. Además, la frecuencia instantánea se puede determinar como la derivada de la fase instantánea respecto al tiempo como se muestra en la ecuación (23):

$$\omega = \frac{d\theta(t)}{dt} \quad (23)$$

Posterior a la realización de la TH a cada FIM, los datos obtenidos se pueden representar mediante la ecuación (24):

$$X(t) = \sum_{j=1}^n A_j(t) e^{i2\pi \int f_j(t) dt} \quad (24)$$

Una vez obtenido el EH, el espectro marginal se representa con la ecuación (25):

$$h(\omega) = \int_0^T H(\omega, t) dt \quad (25)$$

Que las funciones de amplitud y de fase se encuentren en el dominio del tiempo, hace que el EH pueda ser construido como  $H(\omega, t)$ , presentando así la contribución de la amplitud relativa o energía para una cierta frecuencia en un momento en específico.

## Descomposición Empírica de Modo (DEM)

Es el primer paso para realizar la THH y se encuentra basado en la suposición de que cual serie de datos se encuentra constituida en diferentes modos intrínsecos simples de oscilación, donde cada uno de ellos puede ser representado por una función intrínseca de modo (FIM). Una FIM representa un modo simple oscilatorio como contraparte de una función armónica simple; la FIM puede tener una frecuencia y amplitud variable como función de tiempo (ref. 49). Además, al aplicar la TH a las FIM's es posible determinar su frecuencia instantánea.

Este proceso es un algoritmo iterativo (fig. 10) que se enfoca en extraer el promedio local de la señal por medio de los siguientes pasos (ref. 50):

- I. Ubicarse en los extremos locales (máximos y mínimos) de la señal.
- II. Generar dos envolventes, una mayor y otra menor respecto a la señal original, vinculando los locales extremos mencionados en el punto I. por medio de una interpolación cúbica.
- III. Cálculo de la media local por medio de un promedio de las envolventes.
- IV. Localización del promedio local de la función.
- V. Iterar sobre el residual.

Estos pasos se deben repetir hasta que la señal a la que se llegó cumpla con las condiciones de una FIM. Después de obtener una FIM, esta es restada de la señal original y el proceso iterativo se debe repetir; todo esto se hace hasta que el residuo sea una señal monótona.

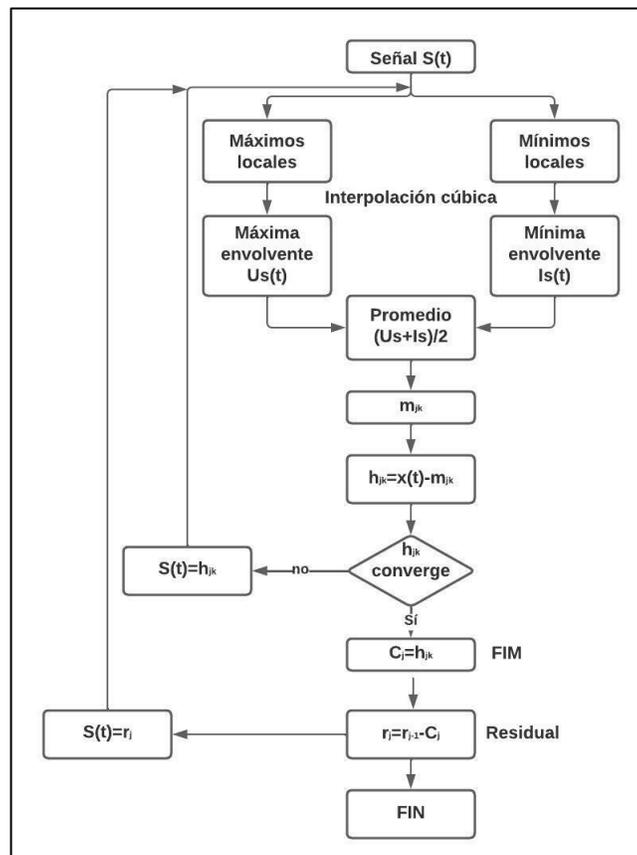


Figura 10. Diagrama de flujo. Descomposición Empírica de Modo (modificada de ref. 51).

Las FIM's fueron diseñadas para que la señal proporcione valores de frecuencia física al aplicarles la TH. Posterior a la descomposición total de la señal original, una señal  $D(t)$  se puede expresar como la suma del residual y todas las FIM's calculadas como se presenta en la ecuación (26):

$$D(t) = R_n(t) + \sum_{j=1}^n IMF_j(t) \quad (26)$$

la cual puede ser reescrita como la ecuación (27), que representa la descomposición de Fourier de la señal:

$$D(t) = Re \left[ \sum_{j=1}^n A_j(t) e^{i \int \omega_j(t) dt} \right] \quad (27)$$

donde el residuo se elimina al ser una función monotónica.

Los mismos datos se pueden representar como la ecuación (28):

$$D(t) = Re \left[ \sum_{j=1}^n A_j e^{i \omega_j(t) t} \right] \quad (28)$$

donde  $A_j$  y  $\omega_j$  son constantes. El algoritmo de DEM, puede ser considerado como una descomposición generalizada de Fourier. La amplitud variable y la frecuencia instantánea permiten que la expansión pueda trabajar con datos no lineales y no estacionarios.

Finalmente, a pesar de que la DEM está basada únicamente en un algoritmo y que por esto su validez aún se encuentra sujeta a cuestionamientos debido a la falta de un sustento matemático, para estudios realizados para series temporales respecto a aceleraciones se considera que este factor no repercute de forma negativa en los resultados obtenidos ni en las conclusiones prácticas (ref. 52).

### 3.4 Sistemas de un grado de libertad (S1GLA)

Un sistema de un grado de libertad o también conocido como S1GLA, es un sistema discreto donde su posición está descrita por únicamente una variable. Este sistema puede ser presentado por dos tipos de desplazamiento (fig. 11), los cuales son rotacional y traslacional.

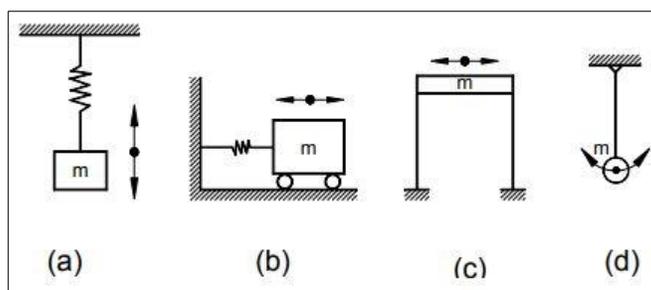


Figura 11. Desplazamientos de un S1GLA: traslación vertical (a, b), traslación horizontal (c) y rotacional (d) (ref. 53).

Un S1GLA (fig. 12), no es más que un modelo formado por dos elementos bien acoplados entre sí que son: una masa  $m$  unida a un resorte con un valor de rigidez  $k$  con un valor bien definido y un amortiguador con un coeficiente viscoso de amortiguamiento  $c$ , que se encuentran sometidos a una excitación externa (ref. 54).

Este tipo de sistemas sirven para el análisis del comportamiento de las estructuras, debido a que cada una de ellas posee su particular forma de vibrar, dependiendo de su diseño y el objetivo de esta. Dicho análisis parte de ciertas premisas:

- La capa más superficial del subsuelo posee una composición homogénea.
- El contacto entre el suelo y la superficie libre no debe de presentar irregularidades.
- La masa del sistema siempre es constante.
- La posición y la velocidad que posee el sistema respecto al suelo tiene un valor de cero.

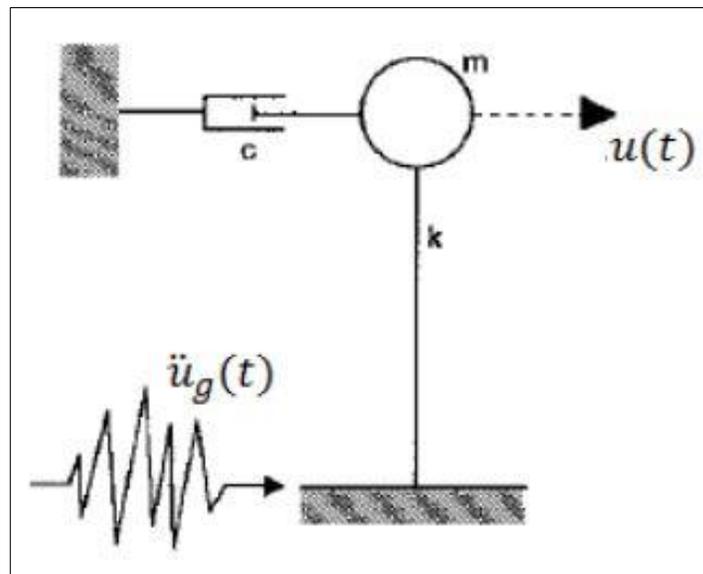


Figura 12. Sistema de un grado de libertad sometido a una excitación.

### 3.5 Espectro de Respuesta

Un espectro de respuesta es un gráfico que relaciona la magnitud de un parámetro en función del periodo (fig. 13). La construcción del espectro se hace con la ayuda de un S1GLA sometiéndolo a una excitación y tomando las amplitudes máximas del parámetro para cada periodo.

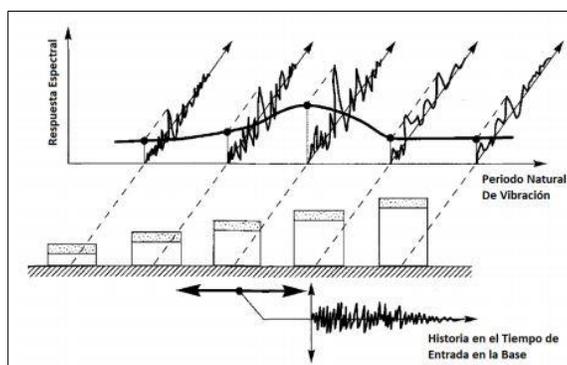


Figura 13. Espectro de respuesta (ref. 55).

Partiendo de la fig. 12, donde es apreciable un desplazamiento del modelo  $u(t)$ , si le adicionamos el desplazamiento del sistema de referencia  $u_g(t)$ , es posible calcular el desplazamiento total  $u_{total}(t)$  en función del tiempo, el cual podemos expresar mediante la ecuación (29):

$$u(t) + u_g(t) = u_{total}(t) \quad (29)$$

Para establecer un equilibrio de fuerzas en el sistema (ref. 56) hay que considerar la fuerza de amortiguamiento, la fuerza de rigidez y la fuerza de inercia, las cuales se presentan con la ecuación (30), destacando que esta ecuación no contempla la fuerza que se encuentra presente en el suelo:

$$f_I + f_D + f_S = 0 \quad (30)$$

y dichas fuerzas (fig. 14) se pueden apreciar como:

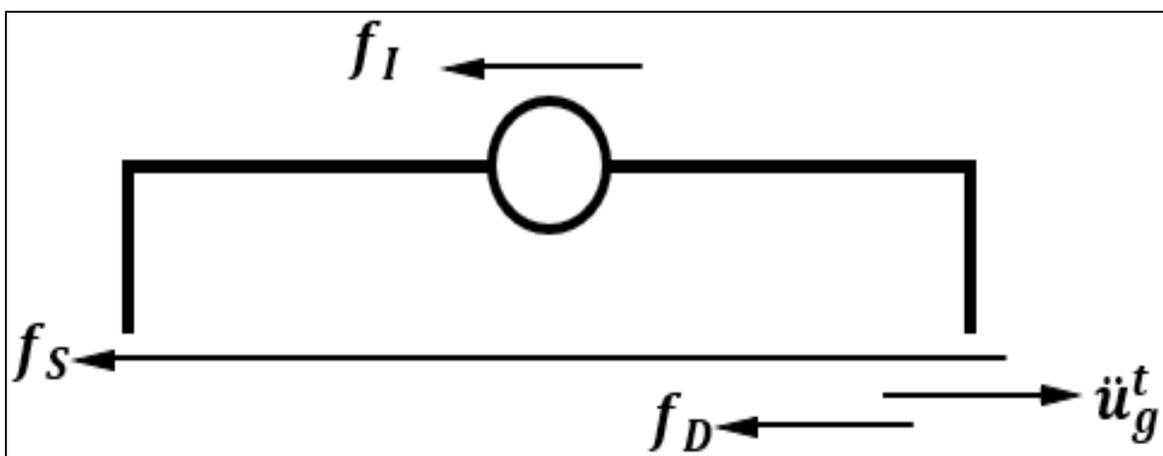


Figura 14. Diagrama de cuerpo libre (modificada de ref. 57).

además, cada fuerza puede ser descrita de manera independiente como se muestra en ecuación (31):

$$\begin{aligned}
 f_I &= m\ddot{u}_{total} \\
 f_D &= c\dot{u} \\
 f_S &= ku
 \end{aligned}
 \tag{31}$$

donde:

$m$  = masa del sistema  
 $\ddot{u}$  = aceleración total del sistema  
 $c$  = coeficiente de amortiguamiento  
 $\dot{u}$  = velocidad del sistema  
 $k$  = rigidez  
 $u$  = desplazamiento

Al sustituir las componentes de cada fuerza en la ecuación (31) se llega a:

$$m\ddot{u}_{total} + c\dot{u} + ku = 0 \tag{32}$$

Ahora, obteniendo la primer y segunda derivada de la ecuación (29) se tiene:

$$\begin{aligned}
 \dot{u}_{total} &= \dot{u} + \dot{u}_g \\
 \ddot{u}_{total} &= \ddot{u} + \ddot{u}_g
 \end{aligned}
 \tag{33}$$

Sustituyendo la ecuación (33) en la ecuación (32) se obtiene:

$$m(\ddot{u} + \ddot{u}_g) + c\dot{u} + ku = 0 \tag{34}$$

Haciendo uso del álgebra se llega a la ecuación de equilibrio dinámico:

$$m\ddot{u} + c\dot{u} + ku - m\ddot{u}_g(t) \tag{35}$$

Conociendo las definiciones:

$$\omega_n = \sqrt{\frac{k}{m}} ; \xi = \frac{c}{cr} = \frac{c}{2m\omega_n} \tag{36}$$

donde:

$\omega_n$  = frecuencia angular natural de vibración  
 $k$  = rigidez del sistema  
 $m$  = masa del sistema  
 $\xi$  = proporción de amortiguamiento  
 $c$  = coeficiente de amortiguamiento viscoso  
 $cr$  = coeficiente crítico de amortiguamiento

Dichas definiciones pueden ser sustituidas en la ecuación (35) dando como resultado a la ecuación de movimiento en función de la aceleración:

$$\ddot{u} + 2\xi\omega_n\dot{u} + \omega_n^2u = -\ddot{u}_g(t) \quad (37)$$

La solución de la ecuación diferencial (37), se facilita al trabajar en los dominios de la frecuencia, por lo que es necesario proceder con la transformada de Fourier (ref. 58).

$$\ddot{U}(\omega) + 2\xi\omega_0U'(\omega) + \omega_0^2U(\omega) = -\ddot{U}_g(\omega) \quad (38)$$

conociendo la relación que existe entre las derivadas en el dominio de Fourier:

$$(i\omega)^2X(\omega) = i\omega\dot{X}(\omega) = \ddot{X}(\omega) \quad (39)$$

desarrollando la ecuación con la ayuda de la relación anterior se tiene la solución a la ecuación (38):

$$U(\omega) = \frac{(i\omega)^2U_g(\omega)}{(i\omega)^2 + 2\xi\omega_0(i\omega) + \omega_0^2} \quad (40)$$

finalmente podemos considerar a la función de transferencia como:

$$U(\omega) = \frac{(i\omega)^2}{(i\omega)^2 + 2\xi\omega_0(i\omega) + \omega_0^2} \quad (41)$$

por lo que la solución a la ecuación de movimiento en el dominio del desplazamiento queda de la siguiente forma:

$$U(\omega) = h(\omega)U_g(\omega) \quad (42)$$

además, gracias al desarrollo en el dominio de las frecuencias también podemos obtener al espectro de respuesta en función de la velocidad y de la aceleración con las siguientes expresiones:

$$\dot{U}(\omega) = h(\omega)\dot{U}_g(\omega) \quad (43)$$

$$\ddot{U}(\omega) = h(\omega)\ddot{U}_g(\omega) \quad (44)$$

Finalmente, la obtención de los espectros de respuesta, son obtenidos por la transformada inversa de Fourier para cada solución de la ecuación.

## 4. GENERALIDADES DEL VALLE DE MÉXICO

Como es bien sabido, la Tierra no es homogénea en su constitución, por lo que se pueden encontrar diferentes tipos de material a lo largo de toda su extensión. México al ser un país relativamente grande, cuenta con una gran variedad de recursos, ecosistemas y por consiguiente una gran cantidad de tipos de suelo con diferentes propiedades y mecanismos de formación; esto es un elemento de gran importancia cuando se encuentra en un sitio de alta sismicidad.

Todos los suelos poseen características particulares que los diferencian entre sí, como lo es la porosidad, su capacidad de absorber agua, su rigidez, etc. Estos elementos deben tomarse a consideración si se busca desarrollar un proyecto ingenieril, puesto que en función de ellos se deberá diseñar todo el marco de trabajo y la misma infraestructura objetivo.

### 4.1 Regionalización sísmica de la República Mexicana

En la actualidad, con el crecimiento urbano acelerado que presentan las grandes ciudades, las estructuras de cualquier índole (residenciales, industriales, etc.) deben ser diseñadas para que tengan un desempeño adecuado ante una sollicitación determinada.

La República Mexicana ha sido dividida en 4 zonas sísmicas A, B, C y D (fig. 15). Dichos sectores son en parte, analizados en función de su respuesta ante un evento sísmico y se evalúa dicho comportamiento en comparación con la aceleración de la gravedad  $g = 981 [cm/s^2]$ . La primera, se caracteriza por no poseer registros históricos de sismos significativos, además las aceleraciones esperadas en dicha región son menores al 10% de  $g$ . Por su parte, los valores de sismicidad y aceleraciones para las regiones B y C se encuentran acotadas por las zonas A y D; en ellas la ocurrencia de sismos importantes es relativamente baja. Finalmente, la región D al ser la zona con mayor potencial sísmico, cuenta con un amplio catálogo histórico de sismos donde con frecuencia, algunos de ellos superan la magnitud 7 y las aceleraciones que se presentan en estas regiones pueden llegar a ser superiores al 70% de  $g$ . (ref. 59).

Cabe destacar que esta regionalización es únicamente aplicable en la construcción de estructuras que yacen sobre terreno firme (ref. 60); por otra parte, en regiones que posean amplificadores o atenuantes naturales (efectos de sitio) debido a la composición de su suelo, se recomienda usar otro tipo de estudios para determinar de manera más precisa los valores de diseño como lo podría ser en el valle de México.

También es importante mencionar que México al ser un país altamente sísmico, ha avanzado de gran forma en sus técnicas de recopilar información del suelo para fines ingenieriles; actualmente se conoce que las ondas sísmicas se propagan de forma muy diferente dependiendo del medio que atraviesen por lo que difícilmente se puede definir el comportamiento de un área tan grande únicamente con 4 zonas (ref. 61). A pesar de esto, la regionalización sísmica es una herramienta que ayuda bastante en la comprensión de la distribución de peligros en México.

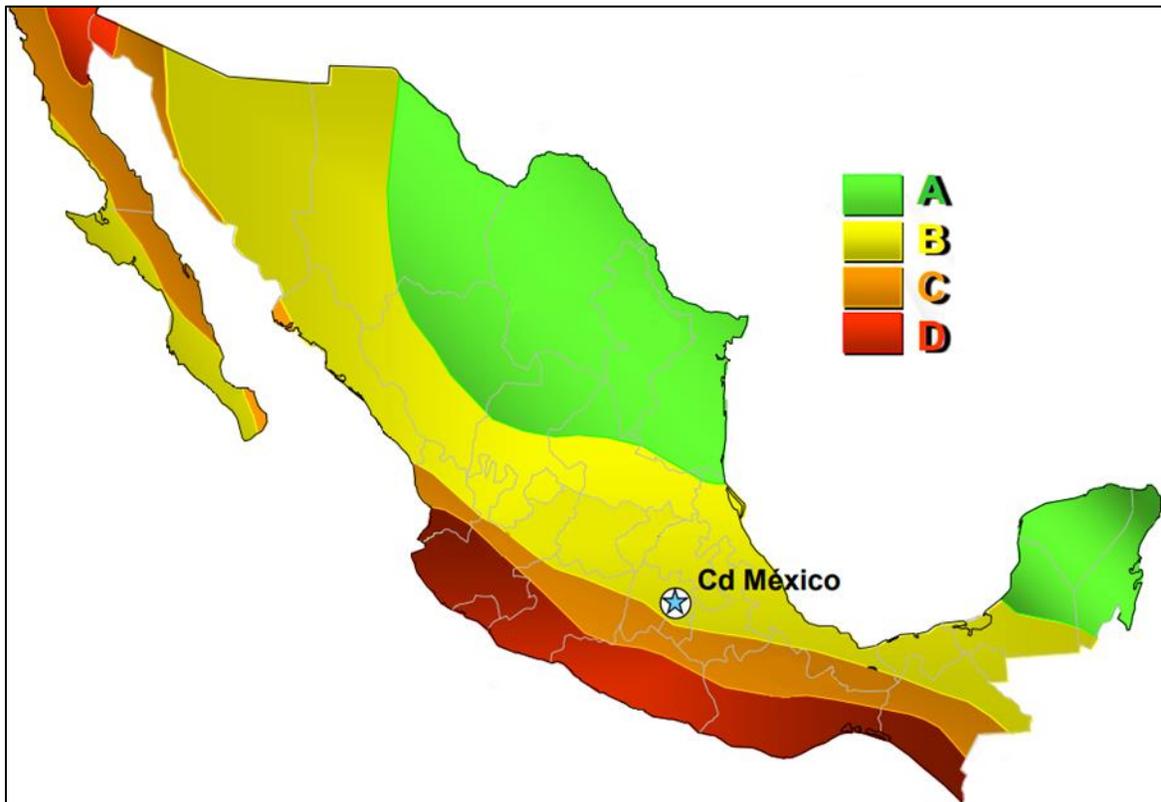


Figura 15. Regionalización sísmica de la República Mexicana (modificada de ref. 62).

Con el paso del tiempo, la ingeniería se ha dado cuenta que no es posible dividir un territorio tan grande como la República Mexicana, únicamente en 4 zonas sísmicas por lo que se han desarrollado diversas herramientas con las cuales es posible determinar de mejor forma los parámetros sísmicos de una determinada zona y así, poder realizar un mejor diseño acorde a sus correspondientes parámetros. Es así como el mapa de Regionalización sísmica para la república Mexicana ha ido evolucionado con el paso del tiempo.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) en conjunto con el Instituto de Investigaciones Eléctricas, desarrollaron un *software* llamado "PRODISIS", el cual es implementado como un auxiliar para la aplicación de las nuevas recomendaciones de diseño sísmico contenidas en el Capítulo de Diseño por Sismo del Manual de Diseño de Obras Civiles de la CFE (CDS-MDOC 2015).

Inicialmente, este programa se diseñó con la intención de obtener los valores de aceleración a nivel del terreno en un sitio rocoso, teniendo presente que dicho parámetro no es homogéneo en la extensión del territorio, además también es capaz de obtener los espectros de respuesta asociados a cada sitio (ref. 63). Dicho *software* en su versión 4.1 presenta un mapa de regionalización sísmica donde es posible determinar la zona sísmica de un punto en específico, su espectro de respuesta, periodo de recurrencia y los parámetros de referencia (fig. 16).



Figura 16. Regionalización sísmica de la República Mexicana (ref. 64).

## 4.2 Zonificación sísmica del valle de México

El valle de México por su particular geología, ha sido estudiado durante muchos años en diferentes ámbitos; sísmicamente hablando es una zona que debe ser constantemente analizada por su importancia económica y política. Lo anterior lleva a la realización de zonificaciones de la región por cuestiones de prevención de riesgo.

El valle de México se divide principalmente en 3 zonas (fig. 17) que son (ref. 65):

- Lomas (I). Constituida por suelos/rocas generalmente firmes; su depósito no se relaciona con el contexto lacustre del valle; sin embargo, en su formación es posible encontrar intercalaciones de arenas relativamente blandas.
- Transición (II). Formada principalmente por estratos de areniscas y estratos limoarenosos, que a su vez se intercalan con estratos arcillosos provenientes del ambiente lacustre.
- Lago (III). Conformada por importantes depósitos arcillosos con propiedades de compresibilidad alta. Las capas arcillosas son separadas por capas de arena firme.

Finalmente, el depósito de lago está recubierto por sedimentos aluviales o rellenos artificiales. Así mismo esta zona se subdivide en 4 regiones las cuales reciben el nombre de IIIa, IIIb, IIIc y IIId.

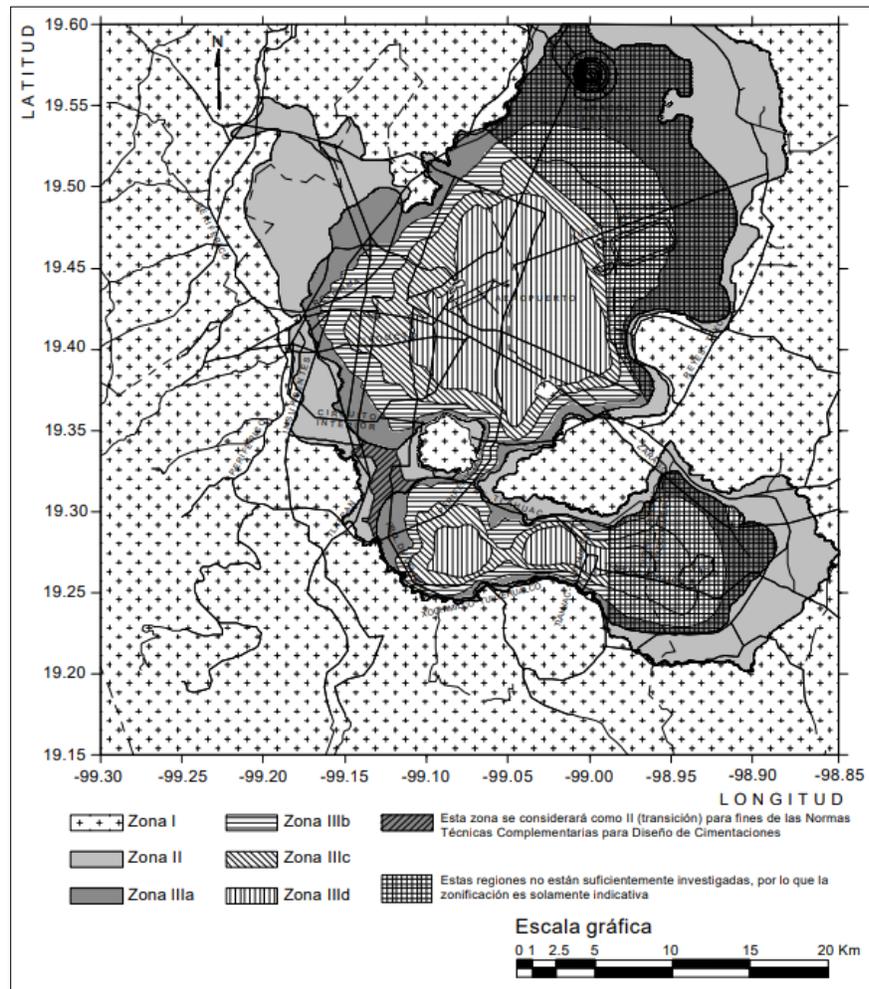


Figura 17. Zonificación del valle de México (ref. 66).

Esta zonificación, además de contemplar las diferencias geológicas de cada región, también considera el coeficiente sísmico para cada zona; este parámetro es el cociente de la fuerza cortante horizontal que debe considerarse que actúa en la base de la edificación por efecto del sismo,  $V_0$ , entre el peso de la edificación sobre dicho nivel,  $W_0$ . El coeficiente para cada zona es: 0.16 para I, 0.32 para II, 0.40 para IIIa y IIIc, 0.45 para IIIb y 0.30 para IIId (ref. 67).

### 4.3 Los sismos del 19 de septiembre de 1985 (M 8.1) y 2017 (M 7.1)

En los últimos años, México ha sentido dos de los temblores más catastróficos a lo largo de su historia, estos sismos fueron el del 19 de septiembre de 1985 y justo 32 años después, el del 19

de setiembre de 2017. Estos dos eventos ocurrieron de maneras muy diferentes por lo que cada uno de ellos presentó daños particulares que estuvieron en función de su tipo de mecanismo y de su ubicación geográfica.

A pesar de esto, los movimientos causados por dichos eventos han servido en la recopilación de valiosa información sobre la respuesta sísmica de los suelos en el valle de México.

### 19 de septiembre de 1985 (M 8.1)

Este evento tuvo lugar en la costa de Michoacán, a 400 [km] de la capital de la República, con una magnitud de 8.1. La ruptura (fig. 18) que ocasionó el evento tuvo lugar dentro de la gran zona de subducción Mexicana constituida por la placa de Cocos y la placa Norteamericana, a una profundidad de 17 [km] y con unas dimensiones de 170 × 50 [km]. El mecanismo de falla asociado a la subducción es del tipo inverso debido a la convergencia entre placas; esto es característico de un sismo interplaca, los cuales pueden ser asociados a profundidades relativamente pequeñas y pueden llegar a tener magnitudes considerables.

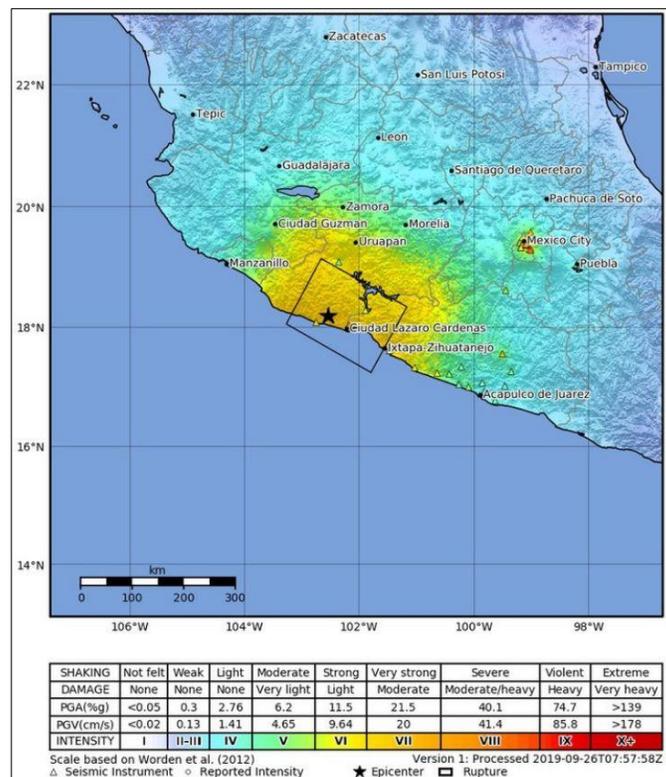


Figura 18. Sismo del 19 de septiembre de 1985 (ref. 68).

### 19 de septiembre de 2017 (M 7.1)

Con un epicentro en la ciudad de Puebla a 120 [km] al sur de la Ciudad de México y una profundidad de 57 [km], el sismo del 19 de septiembre de 2017 ha sido uno de los eventos más

catastróficos del siglo. Dicho terremoto se manifestó con una magnitud de 7.1 teniendo un impacto considerable en las zonas donde pudo ser percibido. La ruptura se dio dentro de la placa de Cocos con un mecanismo de falla normal, haciendo que la clasificación del sismo sea intraplaca (ref. 69). Este tipo de eventos se pueden presentar en cualquier lugar donde se encuentren fallas activas; su profundidad es variable, aunque pueden llegar a ser más profundos que los sismos interplaca mientras que sus magnitudes generalmente son más bajas.

La Unidad de Instrumentación Sísmica (UIS) perteneciente al II-UNAM, generó un mapa de intensidades del movimiento del suelo de manera automática, utilizando los valores de  $A_{max}$  de las estaciones que pudieron percibir el sismo y cuyas distancias se encuentran entre los 68 y 788 [km] respecto al epicentro (fig. 19a), donde la mayor aceleración se registró en la estación Huamuxtitlán con un valor de  $170.5 [cm/s^2]$  (ref. 70).

Por otra parte, la instrumentación presente dentro del valle de México permitió realizar lo propio para dicha área; para lo cual se tomó como referencia a la aceleración máxima registrada en Ciudad Universitaria ( $58.8 [cm/s^2]$ ), y con base en ello, se calcularon valores de aceleraciones y la respuesta espectral dentro de la capital del país (ref. 71), con el fin de determinar el comportamiento del sismo en las diferentes zonas del valle (fig. 19b).

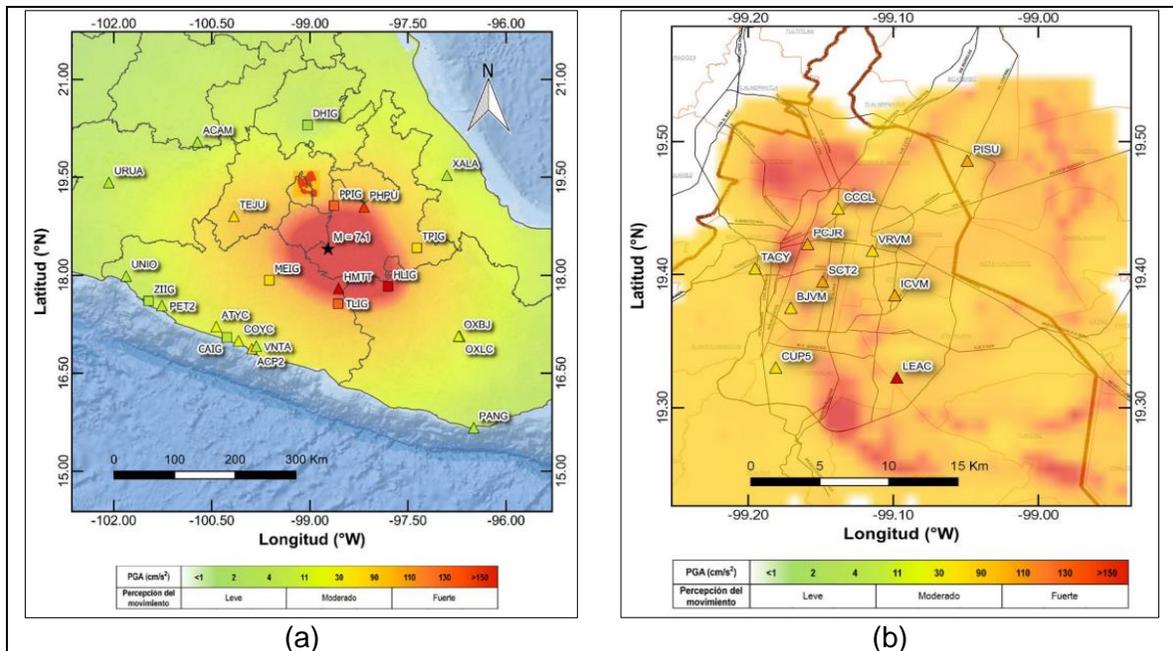


Figura 19. Mapa de intensidades acelerográficas del sismo del 19 de septiembre de 2017. (a) Mapa Nacional. (b) Mapa regional, Valle de México (ref. 72).

Cabe destacar que a pesar de no ser del mismo tipo que los grandes sismos en la historia de México (interplaca), este evento alcanzó una magnitud considerable, lo cual generó comportamientos diferentes a los antes vistos en la Ciudad de México, alcanzando aceleraciones aún más grandes que las registradas previamente en 1985.

Finalmente y a manera de resumen, se muestran las características para ambos sismos, reportadas por las dependencias del SSN de la UNAM y el USGS de E.U (tabla 2).

Fecha	Hora (UTC)	Coordenadas epicentrales		Magnitud	Profundidad [km]	Mecanismo	Dependencia
		Latitud N (°)	Longitud W (°)				
19/09/1985	13:17:49	18.419	102.468	M 8.1	15	Falla inversa	SSN UNAM
		18.42	102.38	M 8.0	15		USGS
19/09/2017	18:14:38	18.40	98.72	M 7.1	57	Falla normal	SSN UNAM
		18.549	98.488	M 7.1	48		USGS

#### 4.4 Base de datos de registros sísmicos

El presente trabajo considera 4 sitios de estudio, los cuales se encuentran distribuidas en las 3 zonas de la zonificación sísmica de la Ciudad de México (fig. 20). Dichas estaciones se encuentran en áreas con tipos de suelo muy diferentes, por lo que el comportamiento esperado ante un sismo será de igual forma, característico de la zona.

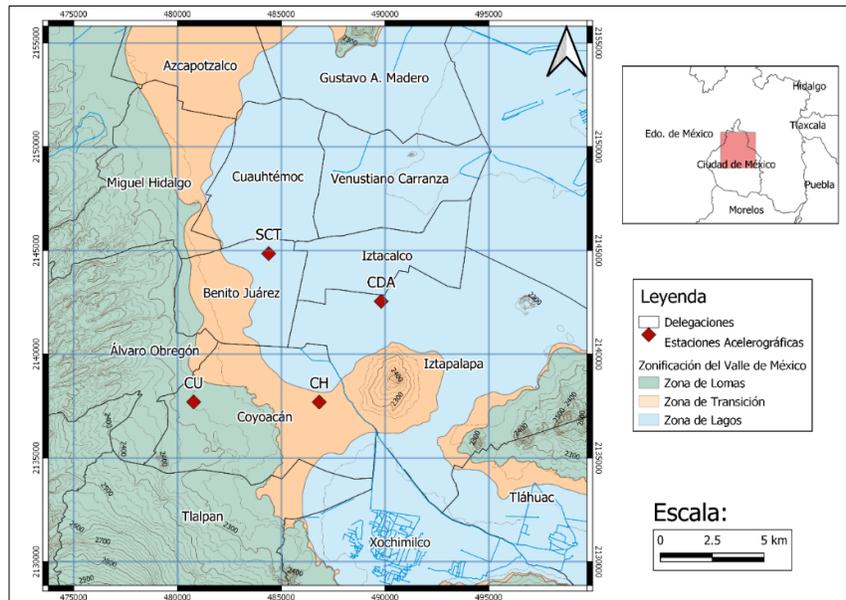


Figura 20. Ubicación de las estaciones acelerográficas.

## Estación de Ciudad Universitaria

Esta primera estación se encuentra en la alcaldía de Coyoacán, siendo más exactos, se encuentra dentro de las instalaciones de Ciudad Universitaria perteneciente a la Universidad Nacional Autónoma de México, dentro de la zona de Lomas o zona I respecto a la zonificación sísmica del valle de México.

Las instalaciones de C.U. se encuentran en el sureste del valle de México, zona que recibe el nombre de El Pedregal, cuya extensión oscila entre los 80 [km<sup>2</sup>], la cual fue cubierta por diversos eventos volcánicos procedentes del volcán Xitle y cuerpos circundantes. Dichos eventos se dividen en 2 etapas, la primera se trató de una erupción explosiva, lo cual generó un cono de escoria; mientras que la segunda etapa se presentó de manera efusiva, generando coladas de lava gracias a la fluidez de la misma.

Dentro de El pedregal, son distinguibles dos tipos de flujo, los cuales se encuentran en función de la distancia respecto al cuerpo volcánico que los originó. Es decir, en las regiones proximales y mediales, son apreciables coladas de lava del tipo Aa que se caracterizan por ser estructuras masivas fragmentadas, rugosas y con presencia de vesículas irregulares; por otra parte, en las regiones distales al cuerpo volcánico y en la cual se encuentra C.U. las coladas de lava distinguibles son del tipo *pahoehoe*, característica por su estructura acordonada, suave y con un interior vesicular. Los espesores que pueden llegar a presentar estas capas de lava oscilan entre los 10 [m] (ref. 73). Este par de lavas presentan una morfología que indica un nivel bajo de viscosidad y una composición alta en minerales ferromagnesianos, es decir, una composición basáltica u andesítica-basáltica.

Los registros empleados para este estudio fueron tomados por la estación CU01 (IDEI Laboratorio de instrumentación sísmica) para el sismo de 1985 y que actualmente se encuentra fuera de operación, y CUP5 (IDEI Patio 5) para el sismo de 2017 y continúa en funcionamiento. Para fines prácticos, ambos puntos de registro se consideran uno solo puesto que se encuentran a escasos metros uno del otro, lo cual no afecta a los registros ya que poseen la misma información característica del suelo. Ambas estaciones pertenecen a la Red Acelerográfica del IIUNAM.

## Estación de Secretaría de Comunicación y Transportes

Las estaciones empleadas en el complejo de la Secretaría de Comunicación y Transporte se encuentran en la alcaldía Benito Juárez y cuentan con las claves SCT1 y SCT2, las cuales se ubican en el estacionamiento de la dependencia; se emplearon para registrar los sismos de 1985 y 2017 respectivamente. Dicho punto de registro se encuentra en el centro de la ciudad.

Esta región se encuentra principalmente en la zona de lago respecto a la zonificación geotécnica del valle de México; la geología del lugar consta principalmente de sedimentos finos, los cuales son depósitos de arcillas con índice de compresibilidad alto y que a su vez se encuentran separados por estratos de areniscas de consistencia firme a muy dura y con contenido de limo y arcillas, estas arenas poseen espesores variables que van desde los centímetros hasta varios metros. Estos depósitos lacustres se encuentran generalmente cubiertos por aluvión y rellenos artificiales, haciendo que el espesor total de los sedimentos alcance los 50 [m] (ref. 74).

Cabe destacar que ambas estaciones se encuentran en la misma localización y la diferencia de nombre se debe a la actualización de esta; dichas estaciones pertenecen a la Red Acelerográfica del IIUNAM.

## Estación de Central de Abastos

El punto de registro Central de Abastos se encuentra en la alcaldía de Iztapalapa, cerca de la frontera con Iztacalco, dentro de las instalaciones del mismo mercado, en las oficinas de este. Las claves de las estaciones utilizadas fueron CDAO para el sismo de 1985 y que se encontraba a cargo del IIUNAM, mientras que la estación que registró el sismo del 2017 posee la clave CS66 y se encuentra operada por el CIRES. Dichas estaciones se encuentran dentro de la zona de lagos o zona III respecto a la zonificación sísmica del valle de México.

La geología del sitio presenta en el nivel más somero, una costra con un grosor cercano a los 5 [m], seguida por una capa perteneciente a la formación arcillosa superior que posee un espesor aproximado de 36 [m]; bajo esta formación se encuentra la primera capa dura, la cual es un lente de arena que posee pocos metros de espesor. Subyaciendo estos depósitos se encuentra la formación arcillosa inferior que, a diferencia de la formación superior, cuenta con un espesor próximo a los 17 [m]. Por último, se encuentra a una profundidad de 60 [m] los depósitos profundos (ref. 75). Cabe destacar que la alcaldía de Iztapalapa posee las regiones más bajas del valle de México por lo que es muy susceptible a las inundaciones y encharcamientos; además, en las periferias de esta región es posible encontrar montículos cerriles de constitución basáltica que contrastan con la geología de la región (ref. 76).

## Estación de Culhuacán

Finalmente, la estación con clave CH84 perteneciente a la región de Culhuacán se encuentra de igual forma que la estación de Ciudad Universitaria, en la alcaldía de Coyoacán. Dicha estación se encuentra dentro de la escuela primaria Ing. José López Portillo y Weber.

Esta estación es la única empleada que se encuentra dentro de la zona de transición del valle de México por lo que su geología es un poco más elaborada. Los principales elementos litológicos presentes en la zona son aluvión y material de relleno proveniente de cuerpos elevados adyacentes y se constituye por gravas, arenas, arcillas y cenizas; además, también se encuentra presente material lacustre proveniente del lago que ocupaba la cuenca de México y material volcánico (Toba basáltica/andesítica/riolítica) producto de las antiguas erupciones de los cuerpos volcánicos de la zona por lo que se pueden encontrar depósitos de dicha toba junto con ceniza, arenas y lapilli que posteriormente fue compacta y cementado (ref. 77).

El único registro utilizado en este proyecto proveniente de esta estación, data del año 2017 puesto que aún no se encontraba en operación durante el sismo de 1985. Este punto de registro actualmente se encuentra en funcionamiento y forma parte de la Red Acelerográfica de la Ciudad de México, perteneciente al Centro de Instrumentación y Registro Sísmico A.C.

A continuación, se presenta una compilación de las características de cada estación utilizada (tabla 3).

Tabla 3. Características de las estaciones acelerográficas.						
Nombre	Dependencia	Clave	Coordenadas		Distancia Epicentral [km]	
			Latitud N (°)	Longitud W (°)	1985	2017
Central de Abastos	II UNAM	CDAO	19.3739	99.0969	430	---
	CIRES	CS66	19.3728	99.0983	---	114
Ciudad Universitaria	II UNAM	CU01	19.330	99.183	419	---
	II UNAM	CUP5	19.3302	99.1810	---	122
Secretaría de Comunicaciones y Transportes	II UNAM	SCT1	19.3946	99.1486	425	---
	II UNAM	SCT2	19.3946	99.1486	---	127
Culhuacán	CIRES	CH84	19.3300	99.1254	---	111

## 5. VARIACIÓN TEMPORAL DE LA FRECUENCIA DURANTE EL MOVIMIENTO SÍSMICO

En este capítulo, se analizará la respuesta de los sitios por medio de los registros acelerográficos mencionados anteriormente. Dicho análisis consta desde la visualización del fenómeno por medio de sus respectivos acelerogramas, hasta el cálculo de diversos espectros que proporcionarán la información ligada a la respuesta de los suelos donde se encontraban los instrumentos previamente comentados.

La presentación de los gráficos mencionados anteriormente, siguen un código de colores bien establecido para su correcta asociación al sitio donde fue registrado y al evento que lo generó. Este código de colores se definió de la siguiente manera (tabla 4):

Sitio de estudio	1985	2017
Central de Abastos	Rojo	Naranja
Secretaría de Comunicación y Transportes	Azul	Morado
Ciudad Universitaria	Negro	Gris
Culhuacán	---	Verde

### 5.1 Acelerogramas

Al contar con registros de diferentes dependencias y, por ende, con diferentes características, se presenta el siguiente resumen de los parámetros más importantes de cada uno, como lo son el nombre de la estación y su clave asociada, el modelo del instrumento empleado, la tasa de muestreo utilizada, la duración del registro y finalmente la aceleración máxima alcanzada del sitio en cuestión (tabla 5).

Evento	Clave	Acelerógrafo	Tasa de muestreo [m/s]	Duración [s]	Aceleración máxima [cm/s <sup>2</sup> ]
19/09/1985	CU01	DCA-333	100	177.99	-32.54
	CDAO	DCA-333	100	314.72	-84.61
	SCT1	DCA-333	100	183.51	161.63
19/09/2017	CUP5	ALTUS-ETNA	100	281.00	-58.84
	CS66	CIRES	200	459.625	133.444
	SCT2	K2	100	317.00	91.68
	CH84	RADESD	100	338.6	225.599

## Sismo 19091985

Para los 3 registros de este evento, es imposible distinguir el arribo de la onda P, puesto que la configuración de la memoria de preventivo no permitió a los instrumentos el almacenamiento de dicha información.

El acelerograma para CU01 (fig. 21) tuvo una duración de 177.99 [s]. La componente vertical presenta las mayores aceleraciones en el intervalo de tiempo de los 35 a los 90 [s] y con un valor de  $A_{max}$  de 21.05 [ $cm/s^2$ ] en el segundo 54 aproximadamente. A su vez, la componente N-S presenta las mayores amplitudes entre los 35 y 100 [s], donde el valor de  $A_{max}$  posee un valor de 26.8 [ $cm/s^2$ ] y se encuentra en el segundo 60. Adicionalmente, la componente E-W presenta los valores más altos de aceleraciones entre los 35 y 80 [s]; el valor de  $A_{max}$  tiene es de 32.54 [ $cm/s^2$ ] y se presenta en el segundo 50. Se destaca que el mayor valor registrado en el sitio se presenta en la componente E-W.

Por su parte, el registro de CDAO (fig. 22) cuenta con una duración de 314.72 [s]. En la componente vertical se presentan las máximas aceleraciones entre los 50 a 90 [s] y la  $A_{max}$  cuenta con un valor de 34.34 [ $cm/s^2$ ] en el segundo 58; además, es posible decir que el movimiento se ve atenuado casi completamente a partir del segundo 200. Además, en la componente N-S las máximas amplitudes se ubican entre los 35 y 150 [s], y presenta su valor de  $A_{max}$  en el segundo 63 con un valor de 65.32 [ $cm/s^2$ ]. Por último, en la componente E-W la manifestación de las máximas aceleraciones fue entre los segundos 35 y 180, con un valor de  $A_{max}$  de 85.51 [ $cm/s^2$ ] en el segundo 51. Se aprecia que el comportamiento entre la componente N-S y E-W presenta grandes oscilaciones con una duración considerable. Además, como se ve para el registro de CU01, el mayor valor presente en el registro se encuentra en la componente E-W.

Finalmente, en la estación de SCT1 (fig. 23) se registró que el evento duró 183.51 [s]. La componente vertical presenta los valores de máximas amplitudes en el rango que va desde los 30 hasta los 65 segundos aproximadamente, y su valor de  $A_{max}$  fue de 35.81 en el segundo 54. Al mismo tiempo, la componente N-S del registro muestra que las aceleraciones máximas se presentaron entre los 23 a los 90 segundos y que alcanzó un valor de  $A_{max}$  de 93.78 [ $cm/s^2$ ] en el segundo 55. Asimismo, la componente N-S presenta los mayores valores de las amplitudes entre los 25 a 73 segundos, y la  $A_{max}$  alcanzó un valor de 161.63 [ $cm/s^2$ ] en el segundo 58. Nuevamente se distingue que el valor de aceleración máximo en el sitio se encuentra en la dirección E-W.

## Sismo 19092017

Para los registros de este sismo, sí es posible apreciar el arribo de la onda P para todas las componentes pues al ser un evento más reciente, la configuración de las herramientas ha sido modificadas de modo que la información que no se encontraba presente para el sismo de 1985, ahora es fácilmente distinguible.

Para terreno firme, el acelerograma de CUP5 (fig. 24) posee una duración de 281.00 [s]. El primer arribo de la onda P se puede ver en el segundo 10 aproximadamente para todas las componentes. Por otro lado, en la componente vertical se distingue que las aceleraciones máximas se encuentran en el rango de los 30 a los 40 [s] y alcanza un valor de  $A_{max}$  de 33.97

$[cm/s^2]$  en el segundo 35. Para las componentes horizontales, el rango que presenta las mayores aceleraciones va desde los 30 hasta los 45 [s] y obtuvieron valores de  $A_{max}$  de 55.36 y 58.84  $[cm/s^2]$  para NS y EW respectivamente, siendo esta última la que presentó la aceleración más grande para este tipo de terreno.

A su vez, para el suelo blando en el sitio de CS66 (fig. 25), el registro contó con una duración de 459.625 [s], haciéndolo el registro más largo de este catálogo. El rango en el que se encuentran las mayores amplitudes es de los 35 a los 45 [s] para todas las componentes. La componente vertical presenta su valor máximo en los 42 [s] con 58.66 $[cm/s^2]$ , mientras que las horizontales tuvieron valores de  $A_{max}$  de 133.44  $[cm/s^2]$  a los 40 [s] y 106.87  $[cm/s^2]$  en el segundo 39 para NS y EW correspondientemente.

De igual forma, en la estación SCT2 (fig. 26) el movimiento se registró durante 317.00 [s]. La componente vertical presenta las máximas amplitudes en el intervalo que comprende de los 30 a los 50 [s], alcanzando un valor máximo de 41.77  $[cm/s^2]$  en el tiempo de 36 [s]. Por otra parte, las componentes horizontales presentaron las máximas aceleraciones entre los 30 y 40 [s] con un valor de  $A_{max}$  de 90.33  $[cm/s^2]$  en el segundo 34 para la componente NS, mientras que la componente EW presenta las máximas amplitudes en dos bandas de tiempo las cuales son de los 35 a los 45 [s] y de los 58 a los 73 [s], alcanzando un valor máximo de aceleración de 91.68  $[cm/s^2]$  en los 41 [s].

Por último, en la zona de transición en la estación CH84 (fig. 27) el evento fue registrado durante 338.6 [s]. La componente horizontal presenta los valores más altos del acelerograma en el intervalo que comprende de los 33 a los 38 [s] y alcanzó un valor máximo de 83.80  $[cm/s^2]$  durante el segundo 36, siendo el valor más alto para esta componente de todas las estaciones. Para la componente NS, las mayores amplitudes se encuentran contenidas en el intervalo de los 33 a los 55 [s] y la  $A_{max}$  es de 148.34  $[cm/s^2]$  y se presentó en el segundo 37. Finalmente, la componente EW presenta las máximas amplitudes entre los 34 y 46 [s], con un valor máximo de 225.59  $[cm/s^2]$  en los 39 [s], siendo este el valor más grande registrado en el valle de México.

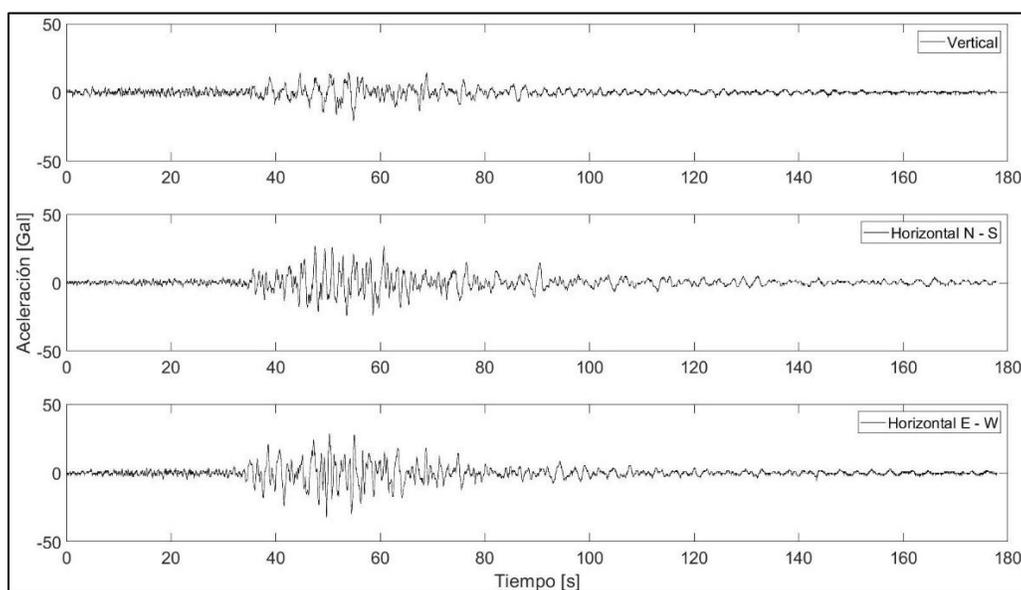


Figura 21. Acelerograma de 3 componentes de la estación CU01 (1985).

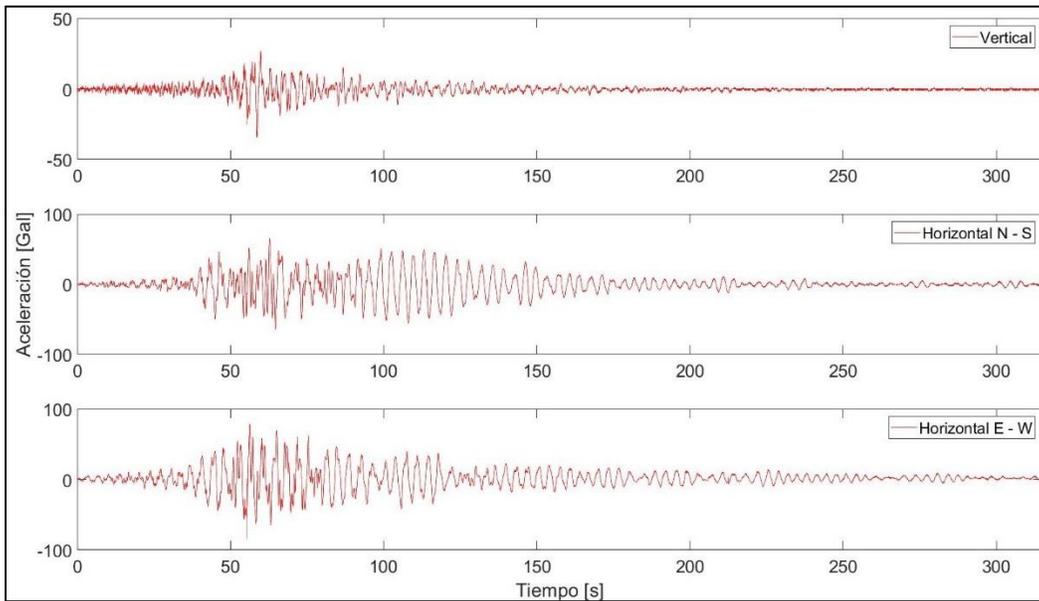


Figura 22. Acelerograma de 3 componentes de la estación CDAO (1985).

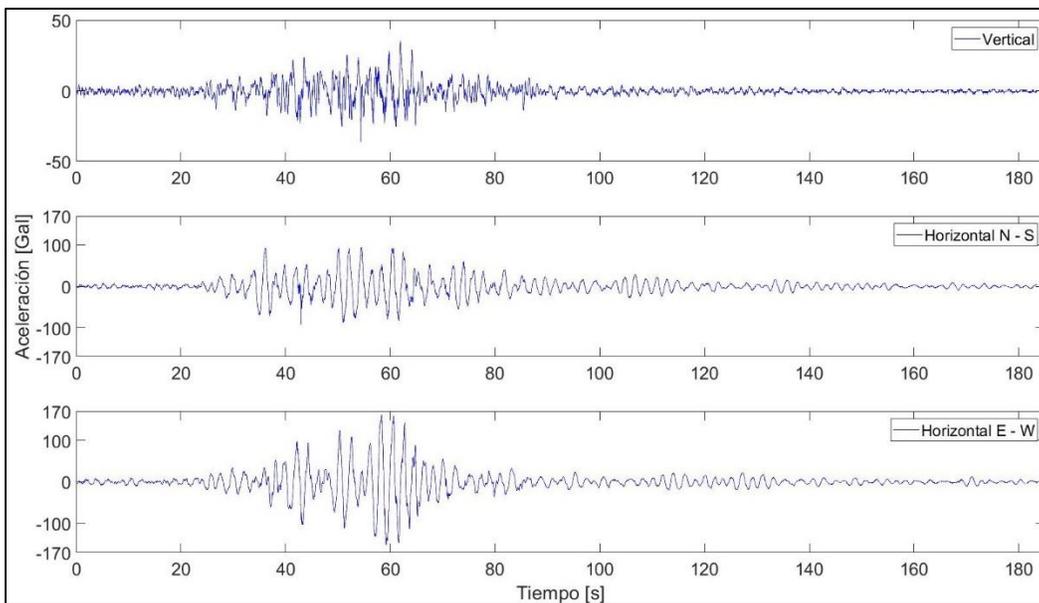


Figura 23. Acelerograma de 3 componentes de la estación SCT1 (1985).

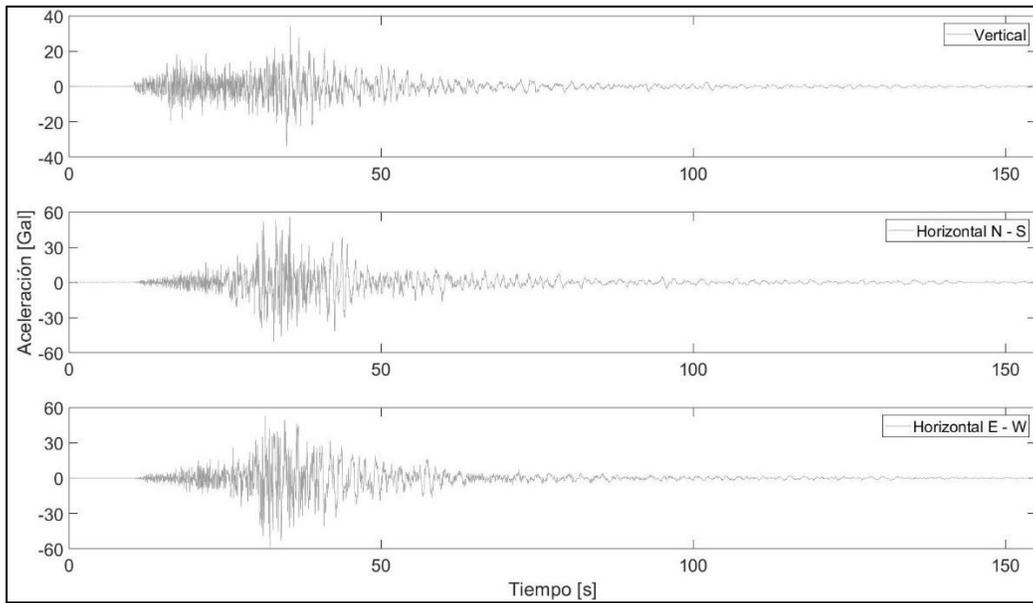


Figura 24. Acelerograma de 3 componentes de la estación CUP5 (2017).

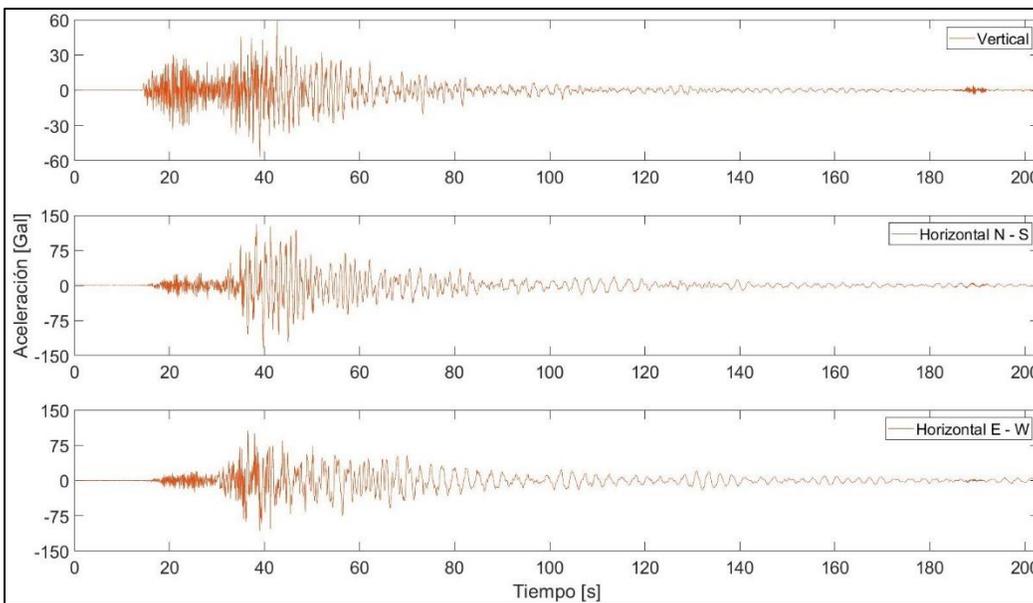


Figura 25. Acelerograma de 3 componentes de la estación CS66 (2017).

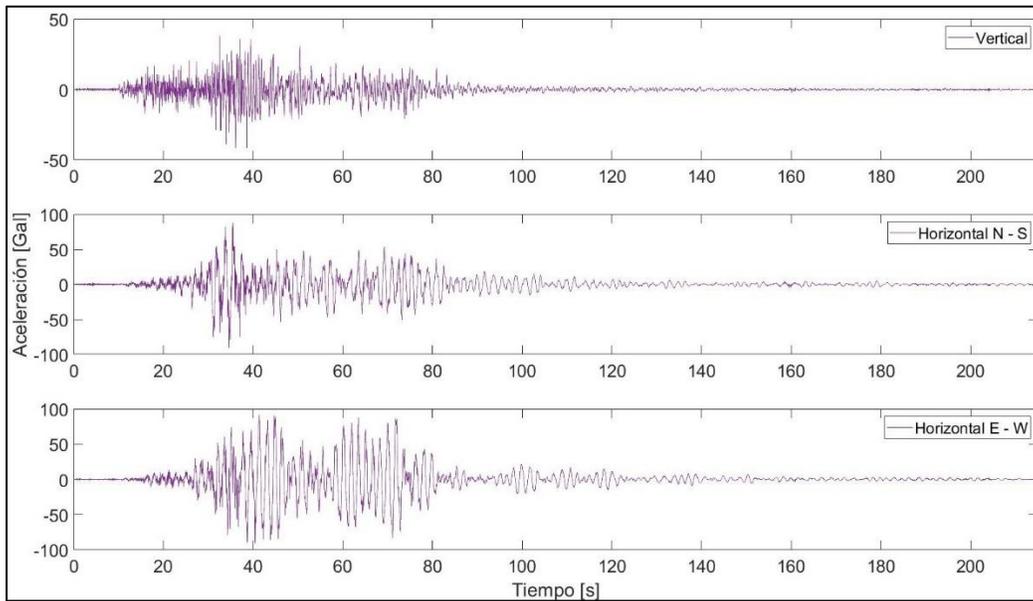


Figura 26. Acelerograma de 3 componentes de la estación SCT2 (2017).

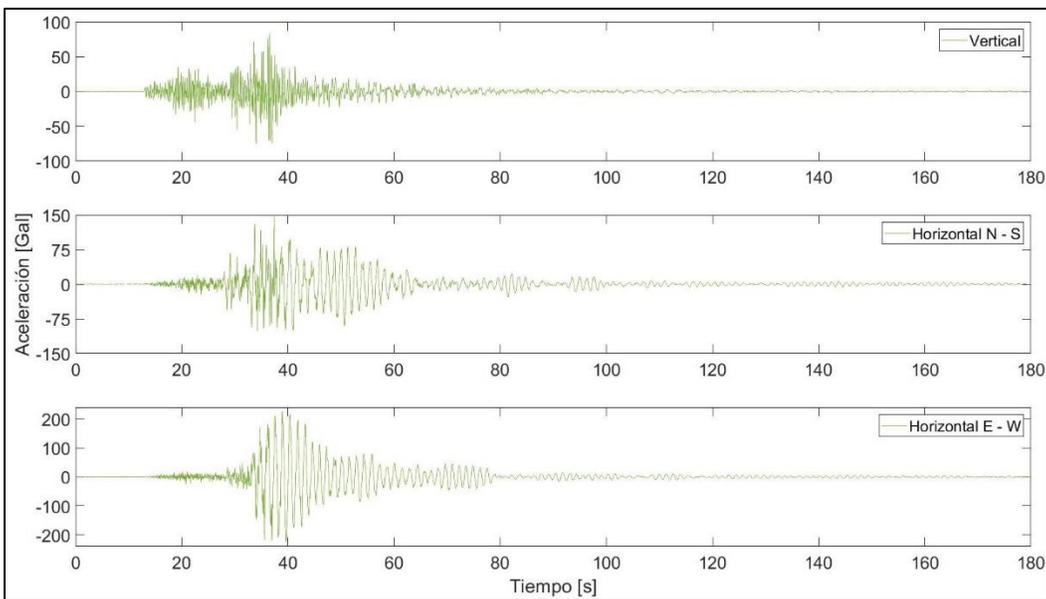


Figura 27. Acelerograma de 3 componentes de la estación CH84 (2017).

## 5.2 Espectros de Fourier

El cálculo de los espectros de Fourier de los registros correspondientes fue generado por medio del *software* DEGTRA (ref. 78) desarrollado por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Se implementó la configuración por *default* del *software* para dichos cálculos, es decir, un factor de suavizamiento de 6 y un *tapper* cosenoidal de 5%.

La definición del eje de frecuencias que se presenta en las siguientes imágenes se realizó con base a la frecuencia de esquina o también conocida como frecuencia de *Nyquist*, la cual define que el intervalo de frecuencias válido es igual a la mitad de la tasa de muestreo (ecuación 45); es decir:

$$F_N = M/2 \quad (45)$$

donde:

$F_N$  = Frecuencia de Nyquist o de esquina  
M = muestras por segundo

De esta forma se decidió trabajar con un eje de frecuencias que alcanzara los 50 [Hz], puesto que la mayor parte de los registros poseen una tasa de 100 muestras por segundo. Cabe destacar que el eje de frecuencias para la estación CS66 podría alcanzar los 100 [Hz] puesto que fue registrado con una tasa de 200 muestras por segundo, pero se optó por recortarlo a la mitad para poder simplificar el análisis conjunto de los espectros y homogeneizar las figuras de los espectros.

Los espectros de Fourier, para el sismo del 19/09/1985, en las estaciones CDAO, SCT1 y CU01 se presentan en las figuras 28 a 30, al respecto se puede mencionar lo siguiente:

- Para las componentes verticales (fig. 28) se aprecia que las mayores amplitudes del movimiento se localizan entre 0.2 y 3 [Hz] y sus valores máximos, del orden de 100 [cm/s], se presentan en una ventana de frecuencias más angosta que va de 0.3 a 0.4 [Hz].
- Con relación al componente N-S (fig. 29) es en el intervalo de 0.1 a 2 [Hz] en donde se presentan las amplitudes más significativas y, a diferencia del componente vertical, los valores pico son muy superiores alcanzando 750 [cm/s] en 0.25 [Hz] para CDAO, 600 [cm/s] en 0.5 [Hz] para SCT1 y 80 [cm/s] en 0.37 [Hz] para CU01.
- Respecto al componente E-W (fig. 30) se observa un comportamiento similar al del N-S tanto en la banda de frecuencias para las mayores amplitudes, así como en los niveles máximos.

Con relación al sismo del 19/09/2017 los correspondientes Espectros de Fourier en los sitios indicados, se presentan en las figuras 31 a 33. Al respecto se puede señalar lo siguiente:

- Las componentes verticales (fig. 31) presentan las mayores amplitudes entre los 0.4 a los 4 [Hz]; además, los valores máximos de cada espectro son de 120 [cm/s] en 0.95 [Hz] para CS66, 57 [cm/s] en 1.5 [Hz] para SCT2, 33 [cm/s] en 1 [Hz] para CUP5 y 65 [cm/s] en los 3 [Hz] para CH84.
- Referente a las componentes N-S (fig.32) se distinguen los valores máximos en la banda que comprende desde los 0.3 a los 2 [Hz] y los valores pico alcanzados para cada estación son de considerablemente más grandes, para CS66 se obtuvo un máximo de 400 [cm/s] en 0.95

[Hz], SCT2 presentó un pico de 280 [cm/s] en 0.4 [Hz], CUP5 alcanzó los 63 [cm/s] en 1 [Hz] y CH84 450 [cm/s] en 0.7 [Hz].

- Para las componentes E-W (fig. 33) se presenta la misma banda que para la componente anterior; sin embargo, esta componente es la que presenta las mayores amplitudes de todas, alcanzando valores pico de 350 [cm/s] en 0.4 [Hz] para CS66, 500 [cm/s] en 0.6 [Hz] para SCT2, 80 [cm/s] en 0.55 [Hz] para CUP5 y 1000 [cm/s] en 0.7 [Hz] para CH84.

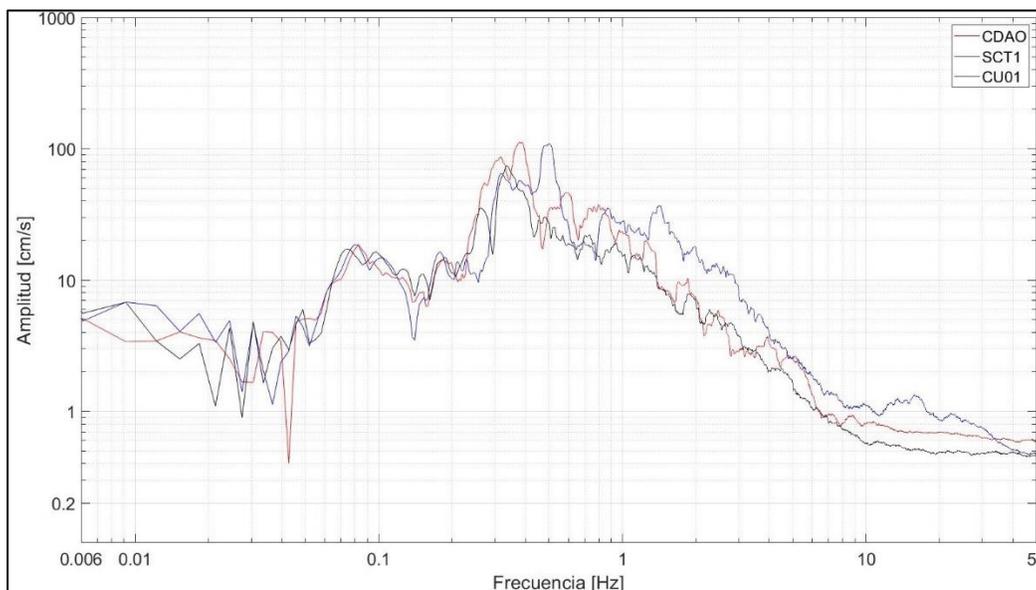


Figura 28. Espectros de Fourier para la componente Vertical del sismo del 19/09/1985.

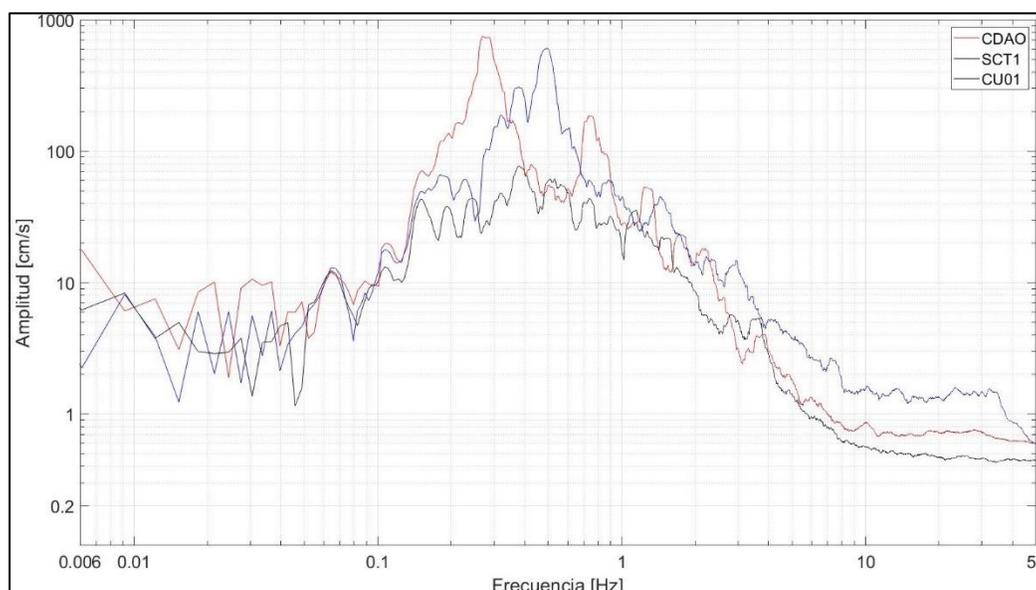


Figura 29. Espectros de Fourier para la componente Norte-Sur del sismo del 19/09/1985.

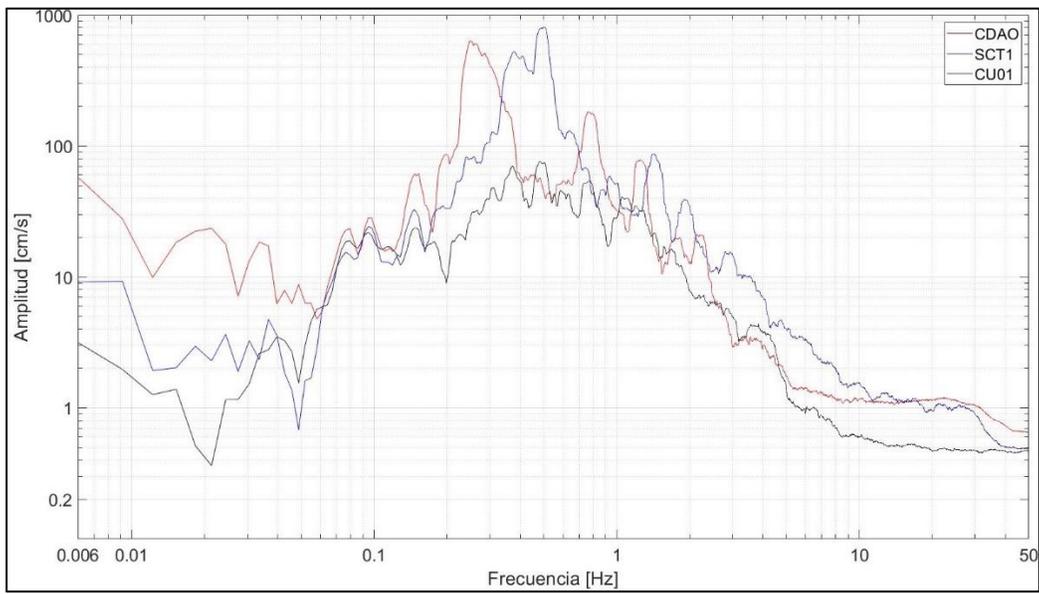


Figura 30. Espectros de Fourier para la componente Este-Oeste del sismo del 19/09/1985.

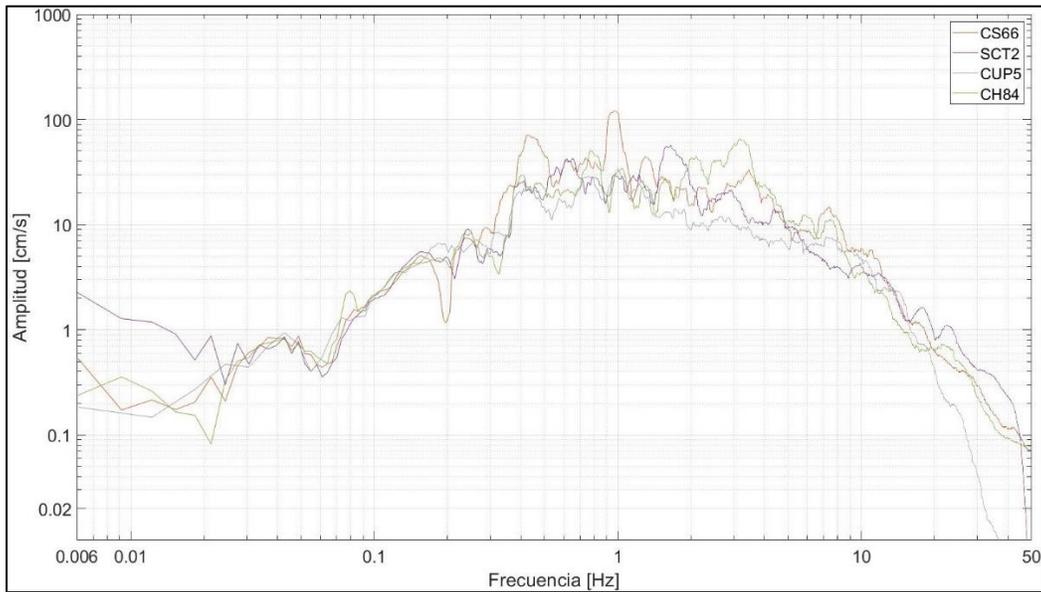


Figura 31. Espectros de Fourier para la componente Vertical del sismo del 19/09/2017.

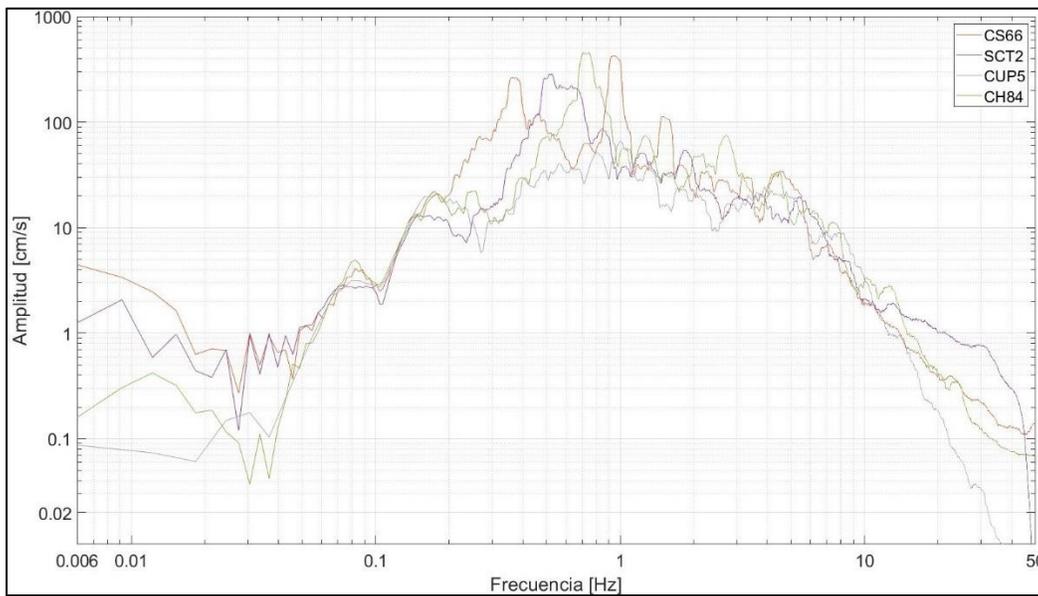


Figura 32. Espectros de Fourier para la componente Norte-Sur del sismo del 19/09/2017.

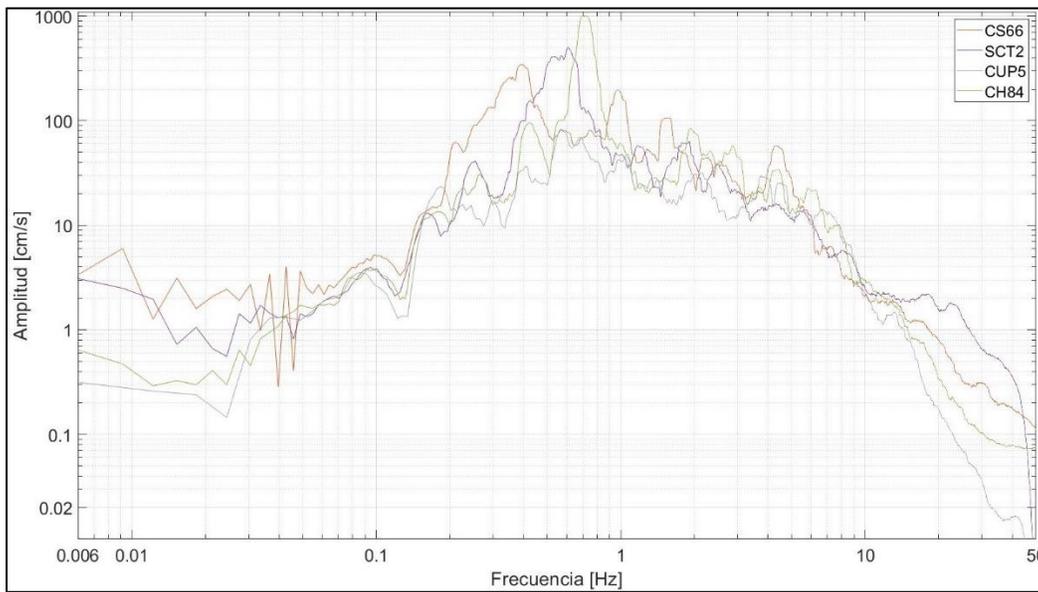


Figura 33. Espectros de Fourier para la componente Este-Oeste del sismo del 19/09/2017.

## 5.3 Cocientes espectrales

### Relación H/V

La técnica de los cocientes espectrales es una herramienta introducida por primera vez en 1971 por *Nogoshi e Igarashi*, quienes observaron la relación existente entre el cociente del movimiento horizontal con respecto al vertical (H/V) y la curva de elipticidad perteneciente a las ondas superficiales *Rayleigh* (ref. 79); la cual se debe a la predominancia de dichas ondas en la componente vertical en un registro.

Esta elipticidad se encuentra en función de la frecuencia y presenta un pico definido cerca de la frecuencia fundamental de los sitios donde se encuentra un contraste de impedancias que supera la unidad, el cual se encuentra mediante la ecuación (46) (ref. 80):

$$\alpha = \frac{\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1} \quad (46)$$

donde:

$v_1, v_2$  = velocidades de onda cortante de la capa 1 y 2.  
 $\rho_1, \rho_2$  = densidades de los mismos materiales 1 y 2.

Esta técnica ha sido principalmente empleada para ruido ambiental, sin embargo, también puede ser empleada para movimientos fuertes. En el caso de estudio de la Ciudad de México, las amplificaciones producidas por una capa delgada y blanda de arcilla alcanzaron el orden de 50 veces con relación al terreno firme para determinadas frecuencias ante el gran terremoto de 1985. A pesar de esto, la componente vertical mantuvo un comportamiento similar sin importar el tipo de suelo de la estación de registro (suelo volcánico o arcillas); lo cual fue confirmado por estudios recientes con la red acelerográfica de la Ciudad de México con sismos menores como el del 25 de abril de 1989 (M6.9). Siendo así que, la componente vertical parece no estar sujeta a los efectos de sitio que sí sufren las componentes horizontales y es por esto que pueden usarse para medir el movimiento del suelo en las condiciones locales de un sitio (ref. 81).

El método consiste en estimar los espectros de Fourier para cada componente y a partir de ellos realizar el correspondiente cociente de las componentes horizontales con relación a la vertical.

Los cocientes H/V calculados para el sismo del 19/09/1985 de las estaciones CU01, CDAO y SCT1 se presentan en las figuras 34 a 36, con relación a esto se puede enfatizar lo siguiente:

- Para suelo firme, en la estación CU01 (fig. 34), es difícil apreciar la frecuencia fundamental del sitio por el alto contenido de frecuencias, sin embargo, conociendo el periodo del sitio (0.5 [s]) se distingue la presencia de ordenadas con valores altos en los 2 [Hz], la frecuencia del sitio.
- En terreno blando, para la estación CDAO (fig. 35), se observa que los máximos valores se encuentran entre las frecuencias de 0.2 y 0.3 [Hz] para la componente N-S y en 0.25 [Hz] para E-W; promediando estos valores se puede decir que la frecuencia del sitio oscila en los 0.25 [Hz] o bien, hablando de periodo unos 4 [s].
- Respecto a la estación de SCT1 (fig. 36), nuevamente es difícil distinguir la frecuencia del sitio, por otra parte, es visible la presencia de grandes ordenadas entre los 0.4 a 4.5 [Hz], siendo un periodo de 2.22 [s], cercano a los 2 [s] que se conocen para este sitio.

Para la relación H/V del sismo del 19/09/2017 de las estaciones CUP5, CS66, SCT2 y CH84 se presentan en las figuras 37 a 40, y de las cuales se puede decir que:

- Nuevamente en terreno firme, para la estación CUP5 (fig. 37), es difícil distinguir la frecuencia del sitio, a pesar de esto, sí es posible apreciar las ordenas presentes en la frecuencia de los 2 [Hz], correspondiente a los 0.5 [s] del sitio.
- En suelo arcilloso, en la estación CS66 (fig. 38), la contribución de diversas frecuencias impide determinar claramente el periodo fundamental del lugar, no obstante, se aprecian ordenadas de gran valor en la frecuencia de 0.3 [Hz] o 3.3 [s], que es el nuevo periodo del sitio debido a los cambios presentados con el paso del tiempo.
- Referente a la estación de SCT2 (fig. 39), es visible que, para ambas componentes, las máximas ordenadas se encuentran en la frecuencia de 0.5 [Hz] o el periodo de 2 [s]. Además, el valor máximo se presenta en la componente E-W.
- Finalmente, para la zona de transición en la estación CH84 (fig. 40), se aprecia que las ordenadas máximas para ambas razones espectrales se encuentran en la frecuencia de los 0.7 [Hz] o bien, un periodo de 1.43 [s], donde la máxima ordenada se da por parte de la componente E-W, la misma donde se presentaron las mayores aceleraciones de la estación.

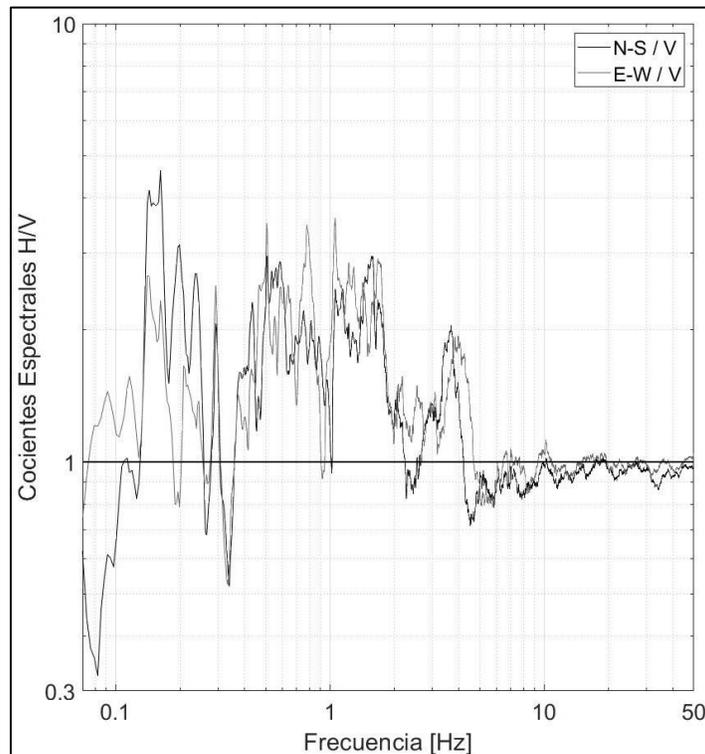


Figura 34. Cocientes espectrales H/V de la estación CU01 (1985).

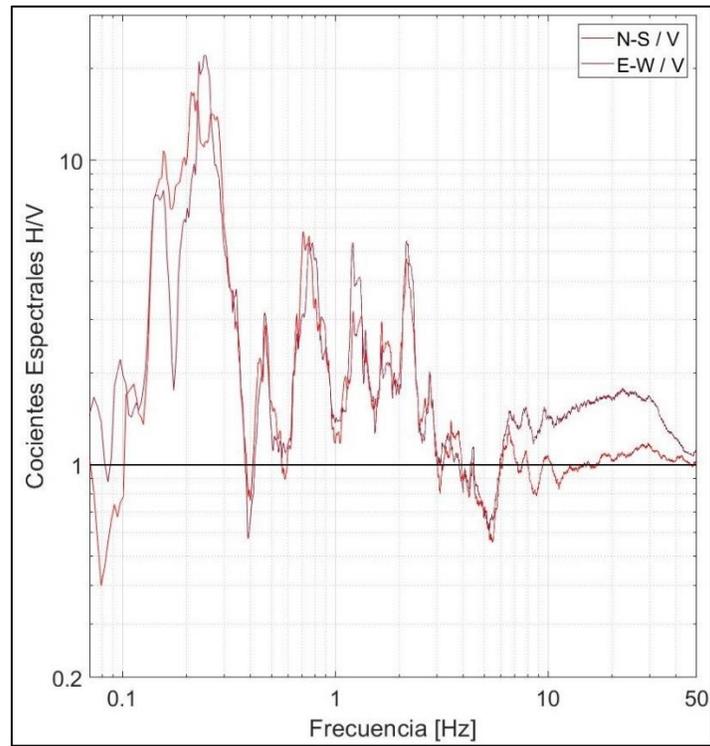


Figura 35. Cocientes espectrales H/V de la estación CDAO (1985).

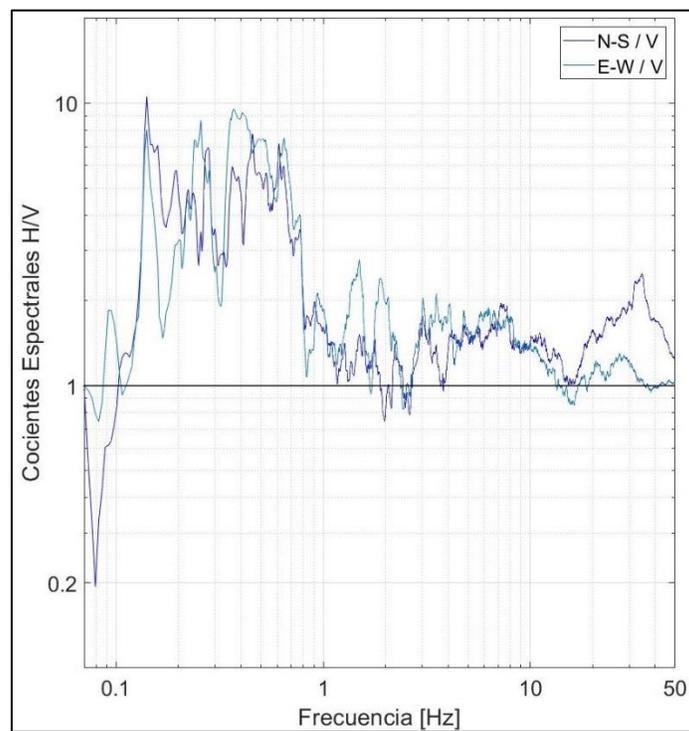


Figura 36. Cocientes espectrales H/V de la estación SCT1 (1985).

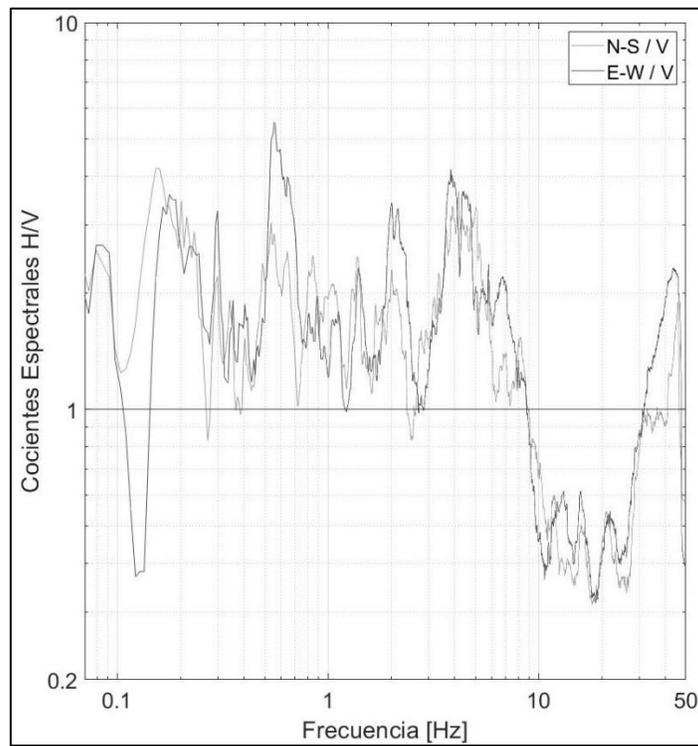


Figura 37. Cocientes espectrales H/V de la estación CUP5 (2017).

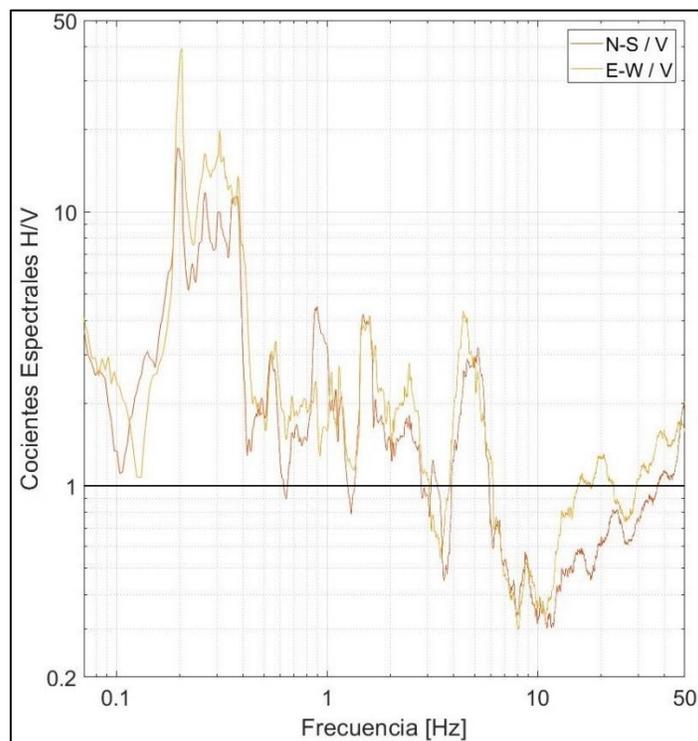


Figura 38. Cocientes espectrales H/V de la estación CS66 (2017).

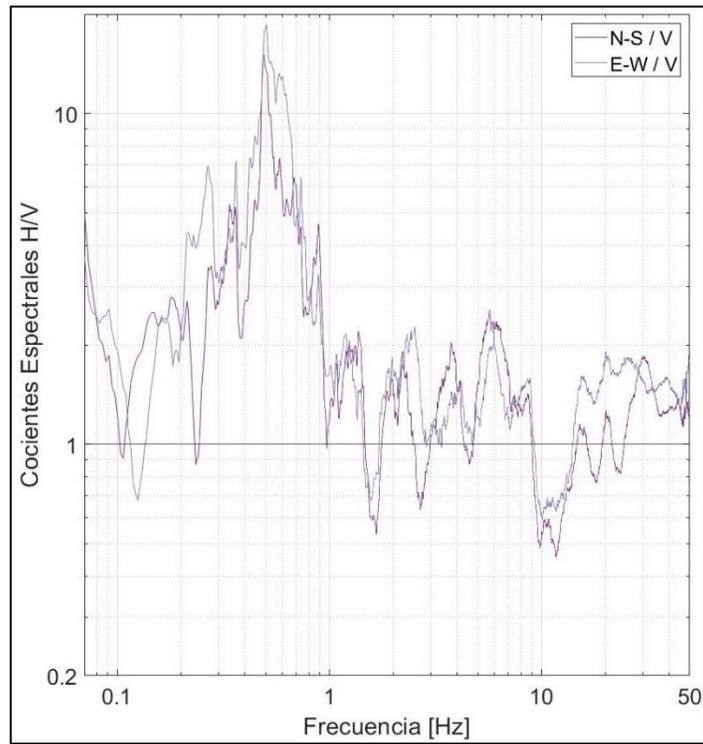


Figura 39. Cocientes espectrales H/V de la estación SCT2 (2017).

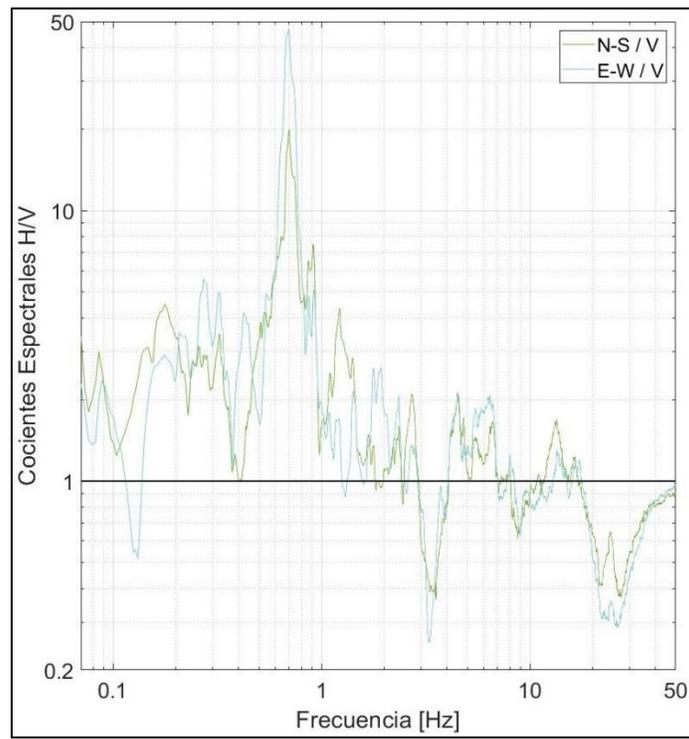


Figura 40. Cocientes espectrales H/V de la estación CH84 (2017).

## Relación de Amplificación

El propósito de realizar cocientes espectrales entre las componentes de estaciones pertenecientes a un mismo evento, es visualizar las amplificaciones o atenuaciones que se presentaron en las diferentes zonas de registro respecto a un sitio de suelo rígido como Ciudad Universitaria. Además, al hacer este proceso para varios eventos se puede establecer una regla que indique el probable comportamiento de un terreno respecto al terreno firme analizado, distinguiendo las frecuencias donde se presentan las mayores amplificaciones.

Para el sitio de Central de Abastos (fig. 41), en la componente vertical se aprecia para 1985 una amplificación máxima de 4.5 en los 0.29 [Hz] mientras que en 2017 el valor pico fue de 4.8 aproximadamente en 0.93 [Hz]. Para la componente N-S el sismo de 1985 contiene las mayores amplificaciones entre los 0.2 y los 0.35 [Hz] y alcanzó un valor máximo de 30 en los 0.25 [Hz], mientras que para el 2017 las mayores amplificaciones se encuentran entre los 0.25 y 0.4 [Hz] con una amplificación máxima de 20 en la frecuencia de 0.36 [Hz]. Finalmente, la componente E-W muestra sus mayores valores en el rango de los 0.18 a los 0.35 [Hz] y una amplificación máxima de 24 en los 0.24 [Hz] para el sismo de 1985; por su parte, en el 2017 se encuentran las amplitudes máximas entre los 0.25 y 0.45 [Hz] con un valor pico de bastante similar de 24.5 en 0.33 [Hz].

Por otra parte, en la estación de la SCT (fig. 42) la componente vertical muestra dos intervalos donde se encuentran las mayores amplitudes para ambos sismos; el sismo de 1985 contiene las mayores amplificaciones entre los 0.4 a los 0.6 [Hz] y 1.3 y 2.5 [Hz], alcanzando una amplitud máxima de 5 en los 0.5 [Hz], por su parte en 2017 los máximos valores se presentan entre los 0.5 a 0.7 [Hz] y 1.5 a 2.1 [Hz] y alcanza un valor pico de 4.5 en 1.6 [Hz]. Al mismo tiempo, la componente N-S presenta para 1985 los máximos valores entre 0.4 y 0.55 [Hz] y tiene un valor pico de 15 en 0.47 [Hz], mientras que en 2017 las mayores amplificaciones se encuentran entre 0.45 a 0.7 [Hz] alcanzando un valor máximo de 9.6 en 0.5 [Hz] aproximadamente. Para la componente E-W, el sismo de 1985 contiene a las máximas amplificaciones dentro del rango de 0.3 a 0.55 [Hz] con un valor pico de 12 aproximadamente en 0.41 [Hz], y a su vez, en 2017 los máximos valores se encuentran entre los 0.4 a 0.65 [Hz] y alcanzó una amplificación máxima de 14.1 en 0.5 [Hz].

Por último, en la zona de registro de Culhuacán (fig. 43) se aprecia en la componente vertical las mayores amplificaciones de la señal en el intervalo que comprende de los 2 a los 5 [s] y el valor máximo alcanzó una amplitud de 7 en los 3.2 [Hz]. A su vez, en las componentes horizontales las mayores amplitudes se presentan en dos bandas las cuales van de los 0.6 a 0.9 [Hz] y de los 1.5 a los 3 [Hz] y las amplitudes máximas fueron de 17 en los 0.7 [Hz] y 20 en los 0.73 [Hz] para N-S y E-W respectivamente.

Es apreciable que las amplificaciones máximas para ambos sismos coinciden dentro del mismo rango; sin embargo, el desplazamiento de la frecuencia donde se encuentra el valor máximo para cada sismo, se puede deber al cambio que ha sufrido el periodo fundamental del sitio con el pasar de los años al cambiar las condiciones del suelo. Este fenómeno es visible principalmente en las componentes horizontales de los sitios de Central de Abastos y SCT. Las propiedades estáticas y dinámicas de los suelos con acillas blandas en la ciudad de México cambiarán con el paso del tiempo debido al hundimiento regional causado por la extracción de los mantos acuíferos profundos que se encuentran subyaciendo la ciudad (ref. 82).

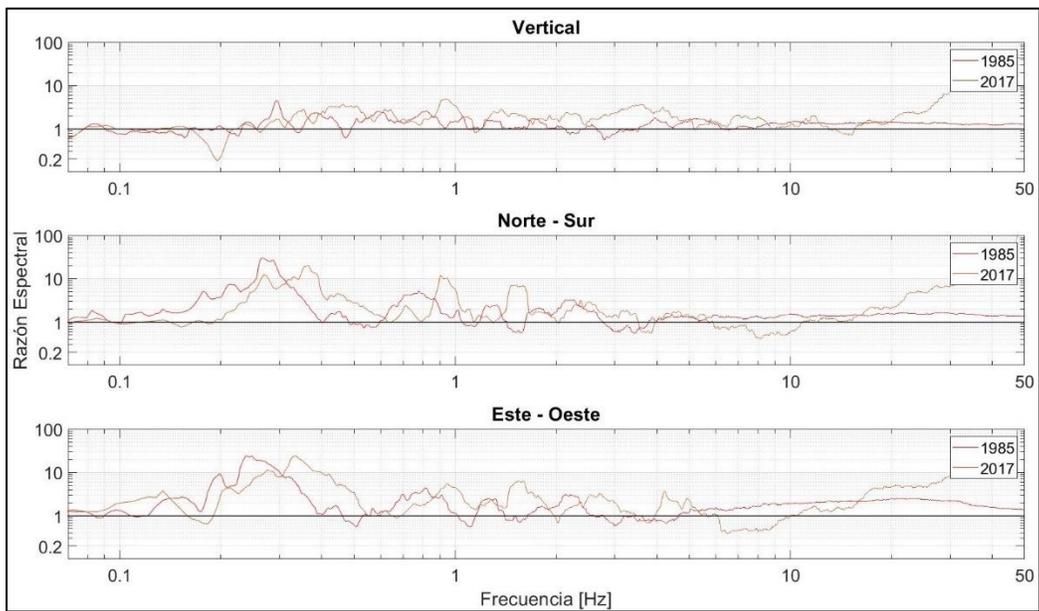


Figura 41. Relación de amplificación para el sitio Central de Abastos para ambos sismos.

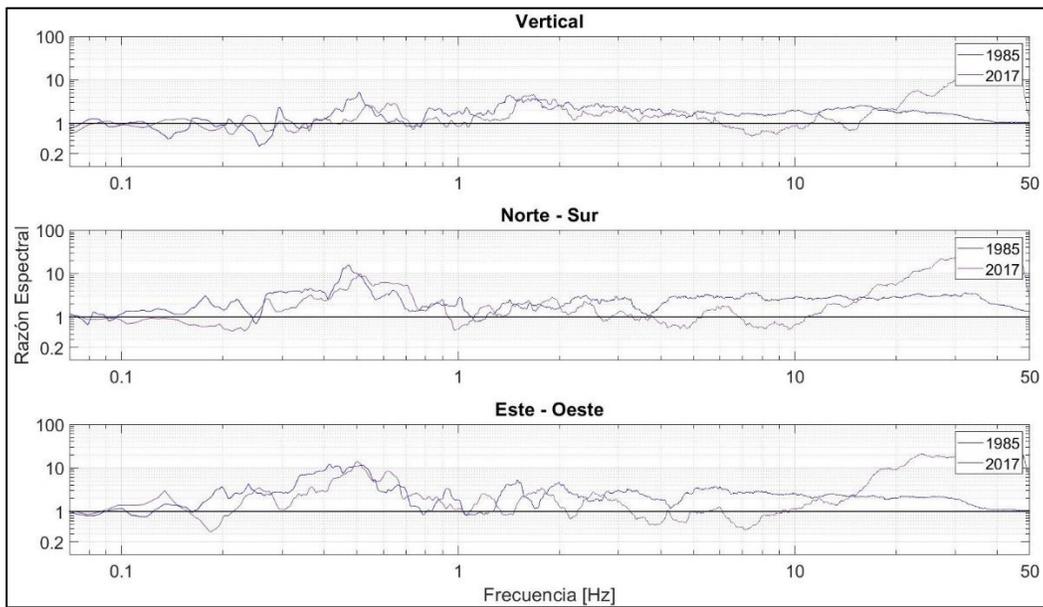


Figura 42. Relación de amplificación para el sitio SCT para ambos sismos.

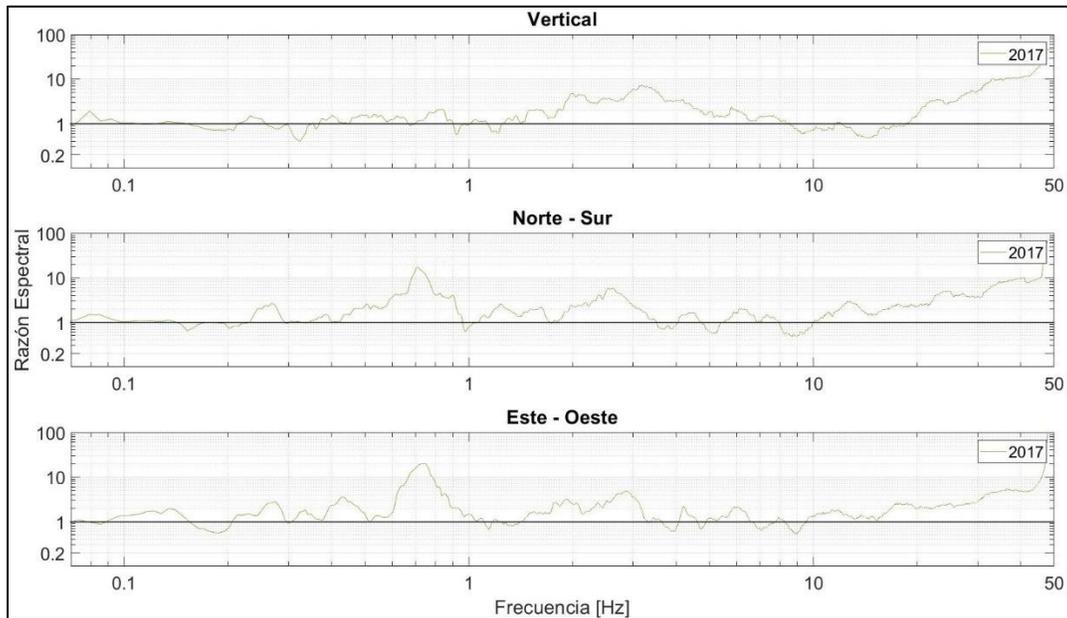


Figura 43. Relación de amplificación para el sitio Culhuacán.

## 5.4 Espectros de Respuesta

El cálculo de los espectros de respuesta (ER) se realizó por medio del *software* DEGTRA (ref. 83), considerando un **nt** (número de periodos) igual a 150 que comprende un intervalo de periodos que va desde los 0 hasta los 5 [s]; así mismo se considera un comportamiento del sistema elástico y un **Csi** (relación de amortiguamiento) del 5%. Además, el tipo de espectro seleccionado fue el de pseudo aceleraciones para todas las estaciones de interés.

Los Espectros de Respuesta en las estaciones Ciudad Universitaria (CU01), Central de Abastos (CDAO) y Secretaria de Comunicaciones y Transportes (SCT1), para el Sismo del 19091985 (M8.1), se presentan en las figuras 44 a 46 y de las cuales se puede establecer lo siguiente:

- El sitio en terreno firme, estación CU01, como era de esperarse presenta para prácticamente todo el intervalo de periodos las respuestas menores; en el caso de la componente vertical, se alcanza un valor máximo de  $75 [cm/s^2]$  en  $2.75 [s]$  mientras que en las horizontales son de  $100 [cm/s^2]$  en  $1.75 [s]$  y  $120 [cm/s^2]$  en  $0.85$  para los componentes NS y EW respectivamente.
- Para el sitio en suelo arcilloso en la estación Central de Abastos CDAO, en la componente vertical se observan ordenadas espectrales que alcanzan  $100 [cm/s^2]$  en un intervalo de periodos que va de  $2.4$  a  $2.7 [s]$ . Con relación a las componentes horizontales es clara la presencia de dos ordenadas espectrales máximas, en el caso del componente NS, a  $1.25 [s]$  con  $310 [cm/s^2]$  aproximadamente y a  $3.5 [s]$  con  $410 [cm/s^2]$ . Respecto al componente EW, también para el periodo de  $1.25$  se tiene un valor máximo de  $290 [cm/s^2]$  aproximadamente y a  $3.85 [s]$  se alcanza un valor cercano a  $320 [cm/s^2]$ .
- A su vez, la respuesta en el sitio de registro SCT1 fue la máxima calculada en el Valle de México para ese terremoto; la componente vertical muestra dos ordenadas espectrales importantes, la primera se encuentra en los  $0.7 [s]$  con un valor de  $101 [cm/s^2]$  mientras que

la segunda se encuentra cerca de los 2 [s] con 130 [ $cm/s^2$ ]. Las componentes horizontales presentan únicamente un valor máximo en sus ordenadas espectrales, las cuales son 614 [ $cm/s^2$ ] y 942 [ $cm/s^2$ ], ambos a los 2 [s] para NS y EW respectivamente. Destacando que la máxima ordenada espectral de la componente EW casi alcanza el valor de 1g, además de que su valor supera ampliamente todas las ordenadas de las demás estaciones en cualquier componente.

Para el sismo del 19092017 (M7.1) se presentan en las figuras 47 a 49 los Espectros de Respuesta en las estaciones Ciudad Universitaria (CUP5), Central de Abastos (CS66), Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT2) y Culhuacán (CH84), al respecto se indica que:

- Para el terreno firme, CUP5 presenta una respuesta mayor que para el sismo anterior en todas sus componentes, la componente vertical muestra dos ordenadas espectrales importantes, una de 84 [ $cm/s^2$ ] en 0.1 [s] y la segunda de 86 [ $cm/s^2$ ] en 1[s]. Por otra parte, las componentes horizontales alcanzan valores máximos de 227 [ $cm/s^2$ ] en 0.25 [s] y 256 [ $cm/s^2$ ] en 0.2 [s] para NS y EW respectivamente.
- En la zona de lago en la estación CS66 de la Central de Abastos, se encuentra la mayor respuesta en la dirección NS para todas las estaciones de registro. La componente vertical presentó una ordenada espectral máxima de 208 [ $cm/s^2$ ] en 1 [s] mientras que las componentes horizontales tuvieron valores máximos de 756 y 341 [ $cm/s^2$ ] en 1 [s] para NS y EW respectivamente.
- Así mismo, en la estación SCT2 la respuesta en dos de las tres componentes era mayor que en el sismo anterior como era esperado. En la componente vertical se alcanza una ordenada espectral máxima de 180 [ $cm/s^2$ ] en los 0.6 [s]. Por otro lado, las componentes horizontales presentan unas amplitudes máximas de 371 y 581 [ $cm/s^2$ ], ambas en los 1.7 [s] para NS y EW respectivamente.
- Finalmente, para la zona de transición en la estación CH84 en Culhuacán, se presentan las respuestas más altas para las componentes vertical y EW. La componente vertical alcanza un valor de 410 [ $cm/s^2$ ] en los 0.3 [s]; mientras, las componentes horizontales alcanzaron las máximas ordenadas espectrales con 597 [ $cm/s^2$ ] en 1.4 [s] y 1540 [ $cm/s^2$ ] en 1.4 [s] para NS y EW correspondientemente.

Considerando las aceleraciones máximas para un periodo de 0 [s], en 1985 en terreno firme, los valores máximos alcanzados fueron de 32.54 [ $cm/s^2$ ] mientras que en 2017 este valor fue superado casi al doble con 54.84 [ $cm/s^2$ ], ambos máximos en la dirección EW. Por otra parte, en terreno blando la máxima aceleración que se registró en 1985 fue en SCT1 con 161.63 [ $cm/s^2$ ] en la componente EW y a su vez, en 2017 la aceleración máxima alcanzada fue de 133.44 [ $cm/s^2$ ] en la componente NS de la estación de CS66. Por último, en la zona de transición, la aceleración máxima registrada en CH84 fue de 225.599 [ $cm/s^2$ ] en la componente EW, siendo la aceleración más grande registrada en el valle de México.

Además, es apreciable que las ordenadas máximas para cada registro de 1985 son casi todas superadas por las del sismo de 2017 con la excepción de STC. Para Ciudad Universitaria, las ordenadas espectrales máximas pasaron de 120 a 256 [ $cm/s^2$ ] en la dirección EW; para Central de Abastos, las amplitudes máximas fueron de los 410 a 756 [ $cm/s^2$ ] en la componente NS y, por último, para la SCT estos valores fueron de 942 a 581 [ $cm/s^2$ ] en la componente EW, siendo así la única estación que disminuyó su respuesta.

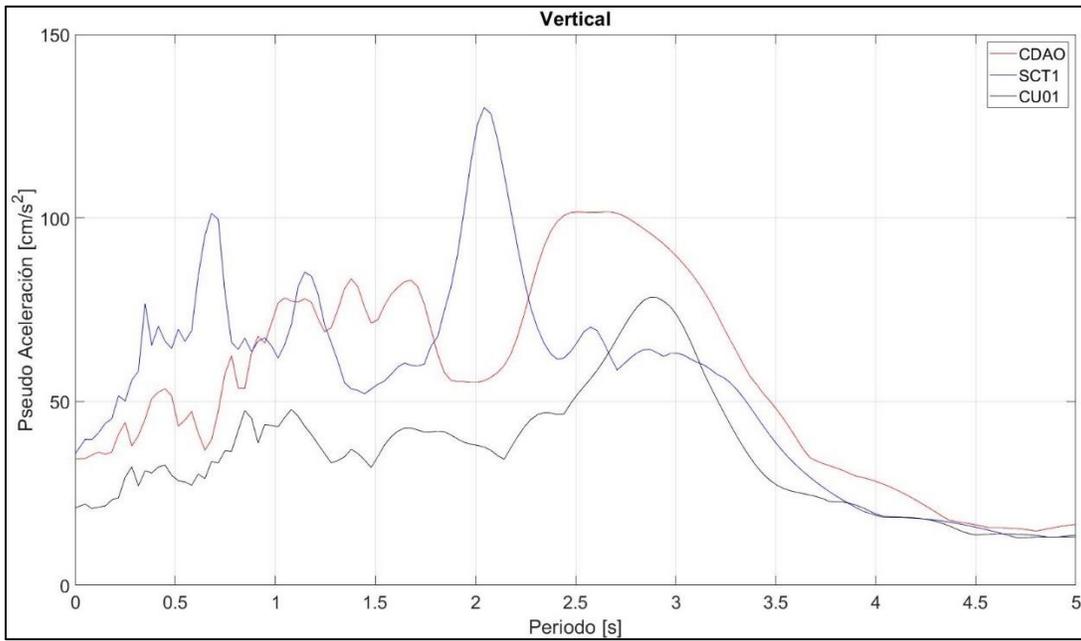


Figura 44. Espectros de Respuesta para la componente Vertical del sismo de 1985.

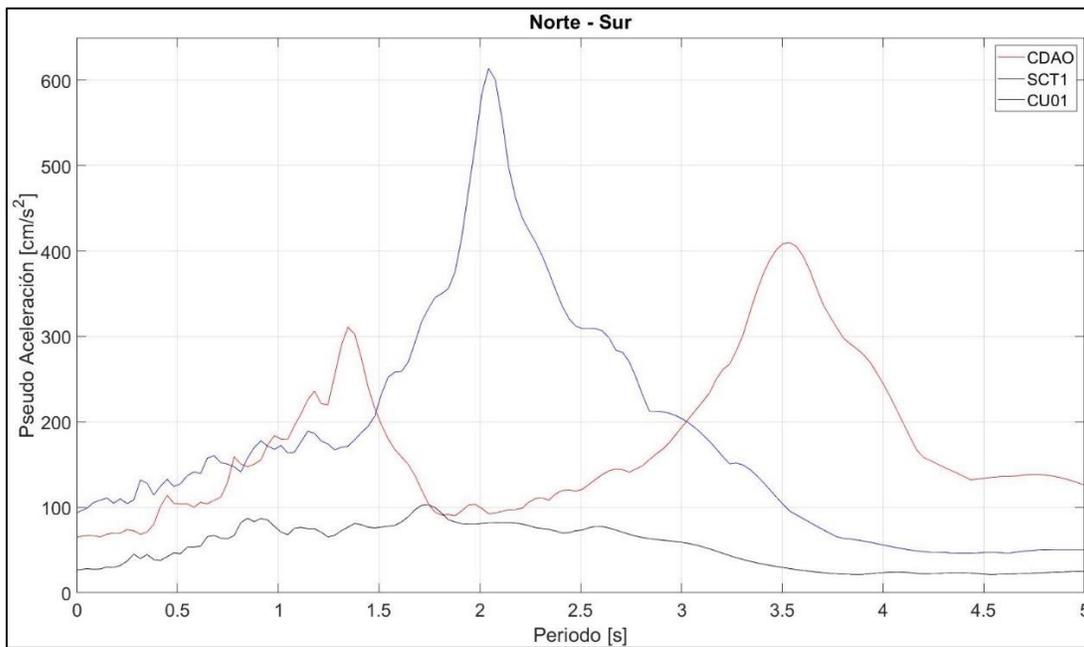


Figura 45. Espectros de Respuesta para la componente Norte-Sur del sismo de 1985.

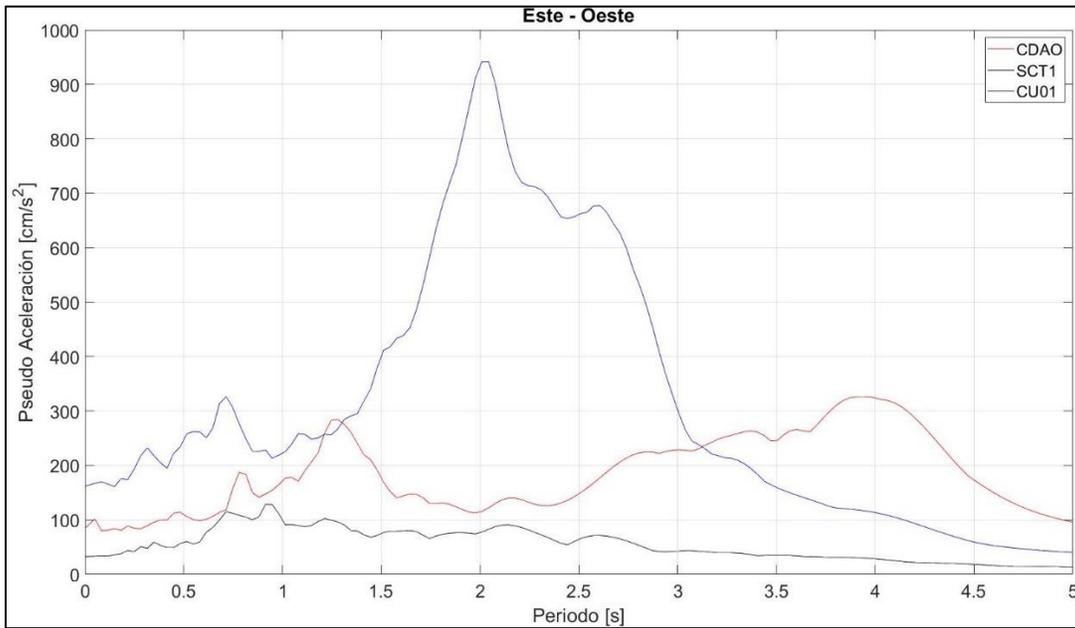


Figura 46. Espectros de Respuesta para componente Este-Oeste del sismo de 1985.

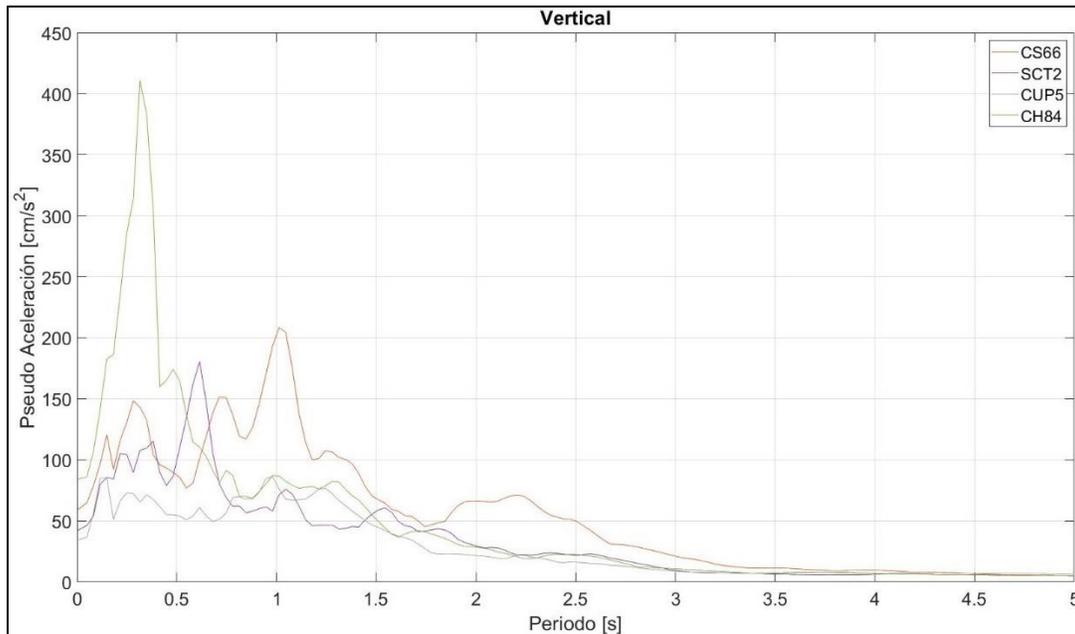


Figura 47. Espectros de Respuesta para la componente Vertical del sismo de 2017.

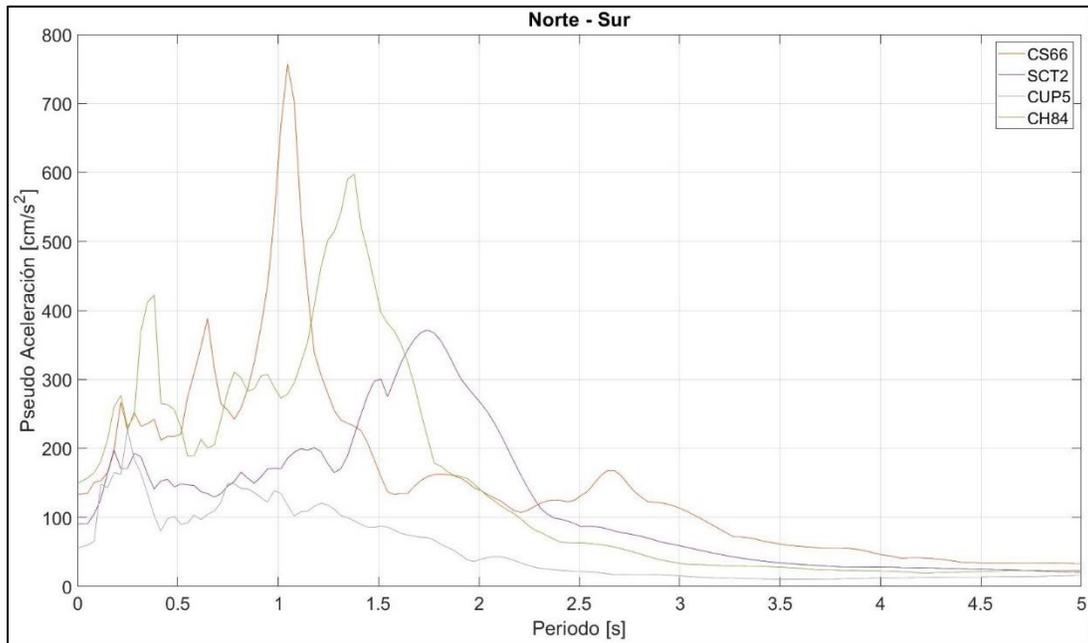


Figura 48. Espectros de Respuesta para la componente Norte-Sur del sismo de 2017.

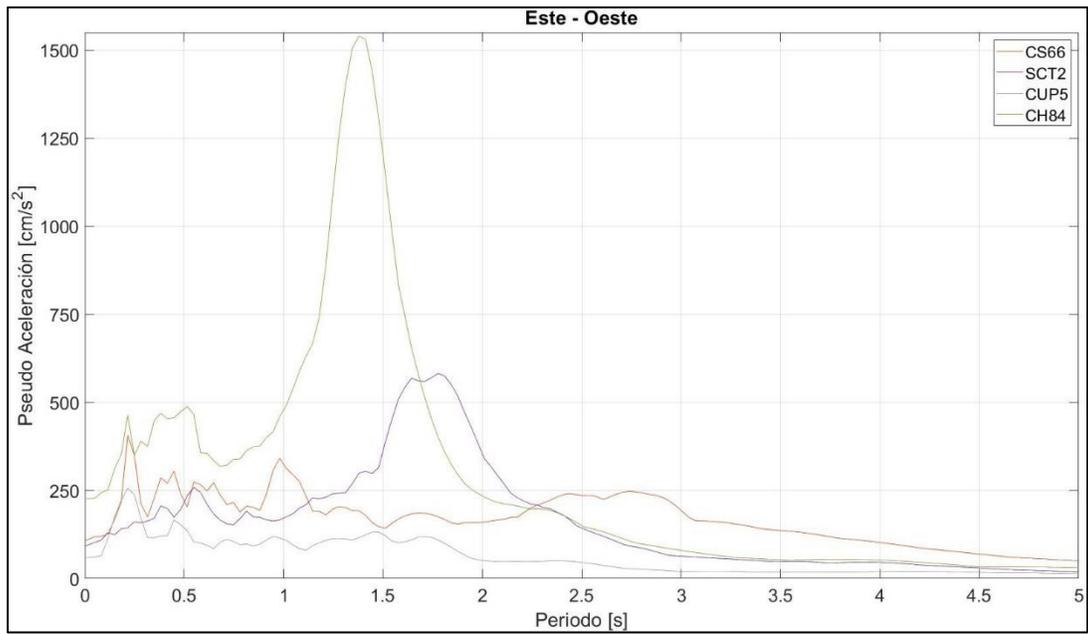


Figura 49. Espectros de Respuesta para la componente Este-Oeste del sismo de 2017.

## 5.5 Espectros de Hilbert Huang

Los gráficos que se presentarán a continuación corresponden a las componentes que presentaron las mayores aceleraciones en cada sitio de registro para el sismo de 2017; para el caso de la estación CS66 fue la componente Norte – Sur mientras que para las estaciones SCT2, CUP5 y CH84 las mayores aceleraciones se presentaron en la componente Este – Oeste. Los espectros indicados fueron calculados utilizando la herramienta GUI para Matlab “*Hilbert-Huang Transform*” (ref. 84).

### 1) Funciones Intrínsecas de Modo

La componente Norte – Sur de la estación CS66 (fig. 50) muestra que la señal original puede ser descompuesta en un total de 12 FIM's. A su vez, la estación SCT2 en su componente Este – Oeste (fig. 51) muestra que la señal ha sido descompuesta en 11 FIM's. Por su parte, la estación CUP5 (fig. 52) en la misma componente que la estación anterior presenta a la señal convertida en únicamente 10 FIM's. Finalmente, la estación CH84 (fig. 53) en la misma componente que las dos estaciones previas muestra un número de FIM's de 11.

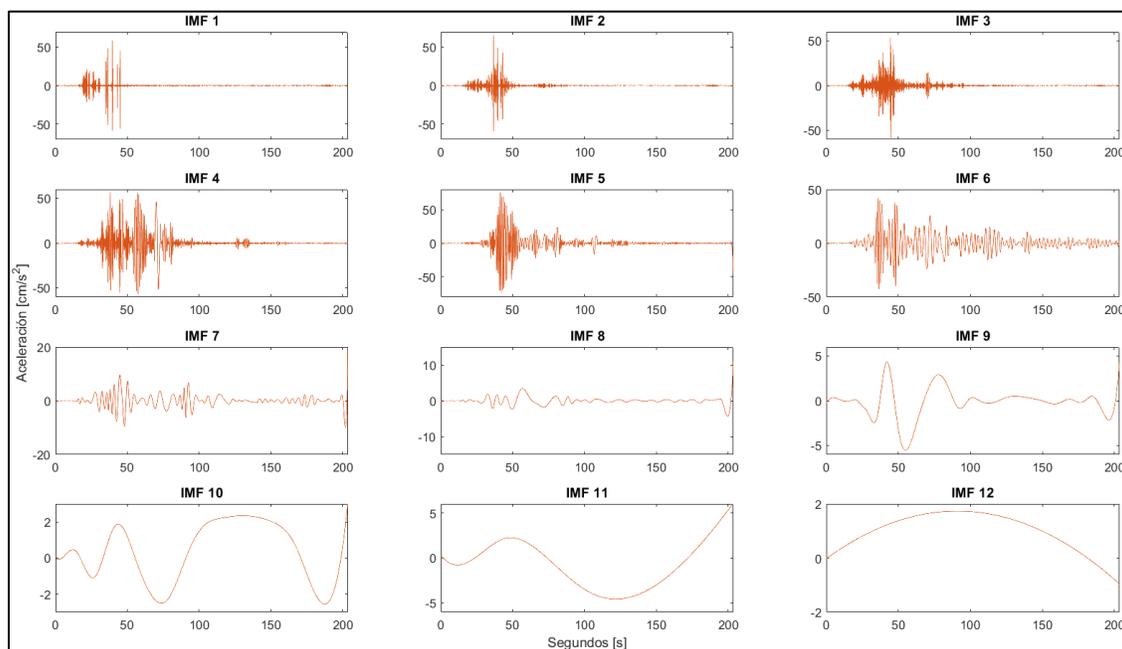


Figura 50. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación CS66 (2017).

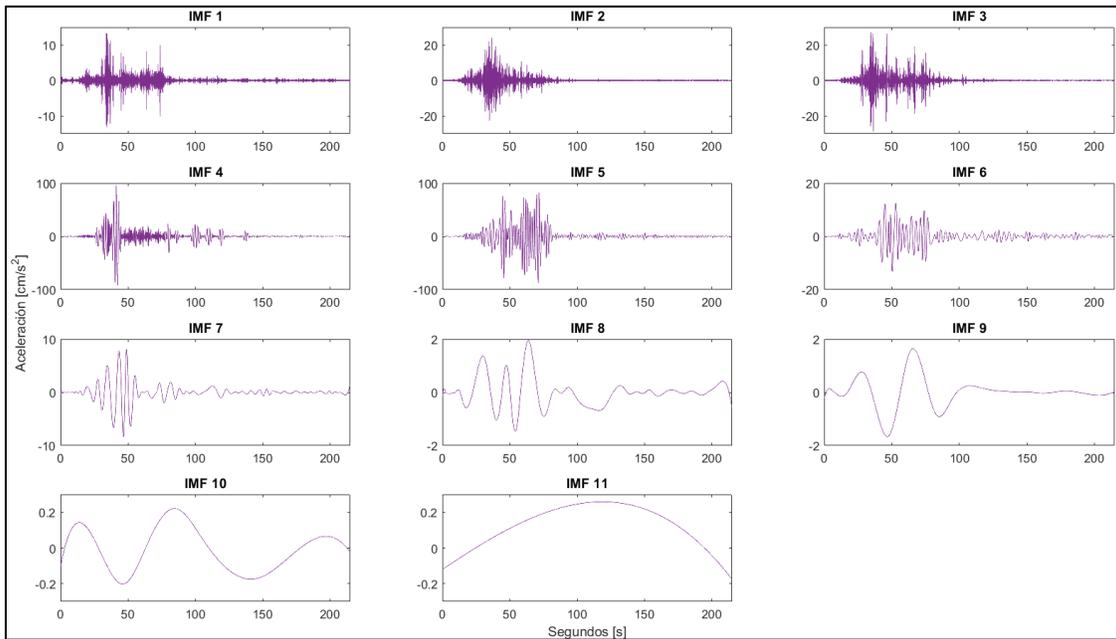


Figura 51. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación SCT2 (2017).

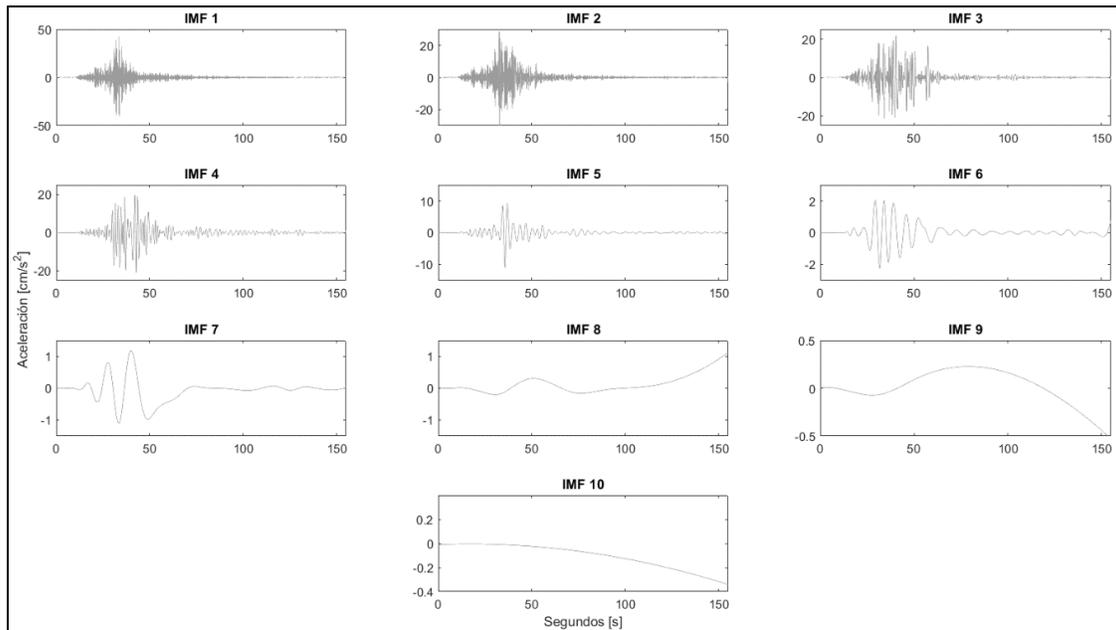


Figura 52. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CUP5 (2017).

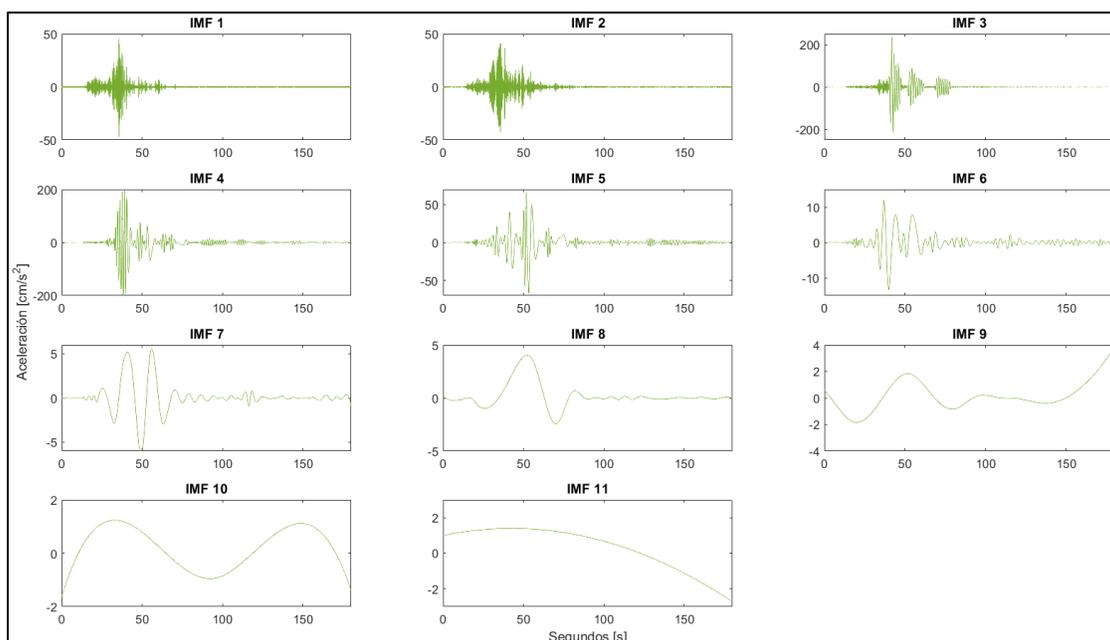


Figura 53. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CH84 (2017).

## 2) Proceso de Integración del acelerograma

Los gráficos que comprenden al proceso de integración basados en las Funciones Intrínsecas de Modo son únicamente realizados para las componentes presentadas en el apartado anterior.

El proceso de integración se realizó sumando consecutivamente cada FIM, partiendo de la 1 hasta llegar a la última función como se presenta en las figuras 54 a 57. En cada una se incluyen 4 etapas del proceso de integración: la primera solo considera la FIM1, la segunda incluye las FIM1 a FIM4, la tercera va de FIM1 a FIM8 y la última se realiza con todas las FIM's. Es posible distinguir que a partir de la suma 1-8 para todos los casos la señal está casi reconstruida en su totalidad, sin embargo, se optó por la suma de absolutamente todas las FIM's para evitar pérdida en la información en los cálculos posteriores.

Cabe mencionar que este efecto es menos visible en la estación CS66 (fig. 54), mientras que en la estación CUP5 (fig. 56) es donde se visualiza mejor la reconstrucción en la suma 1-8. Mientras, las estaciones SCT2 Y CH84 (fig. 55 y 57) se encuentran en un punto medio entre las dos estaciones antes mencionadas. Esto se debe al número de FIM's en las que se descompuso cada señal, donde las primeras aportan las mayores contribuciones de aceleraciones y las últimas poseen valores bastante bajos en comparación.

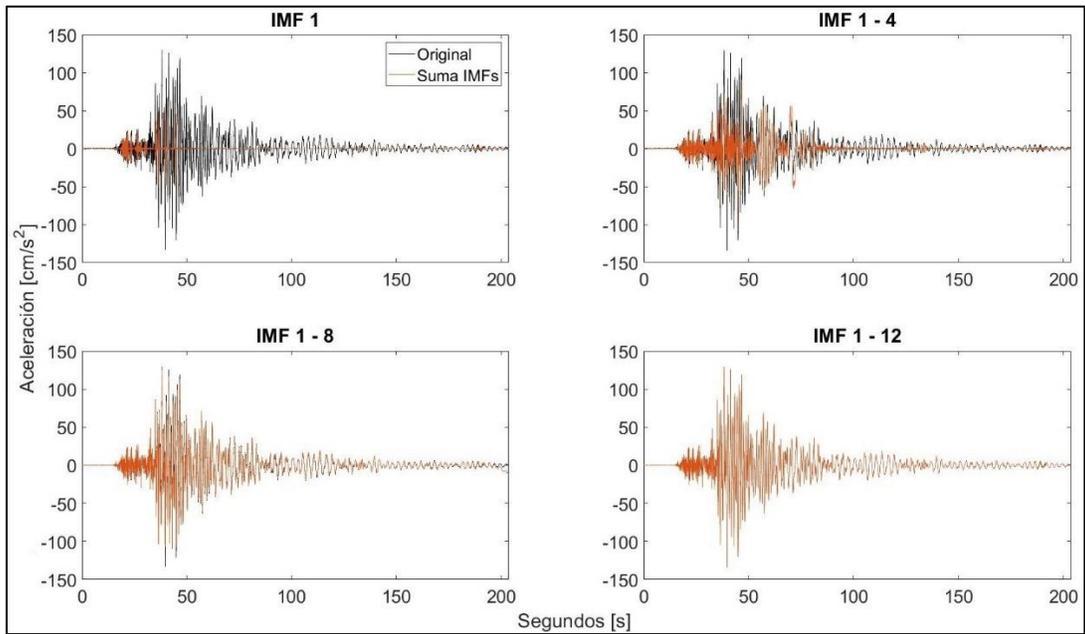


Figura 54. Integración de la señal original de la estación CS66, componente Norte–Sur.

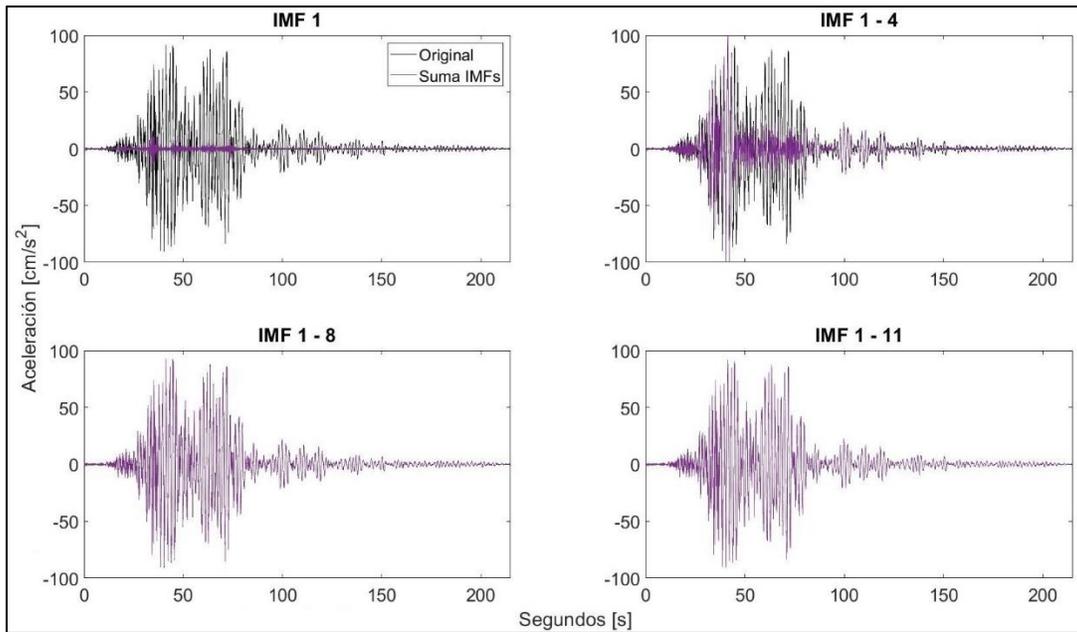


Figura 55. Integración de la señal original de la estación SCT2, componente Este–Oeste.

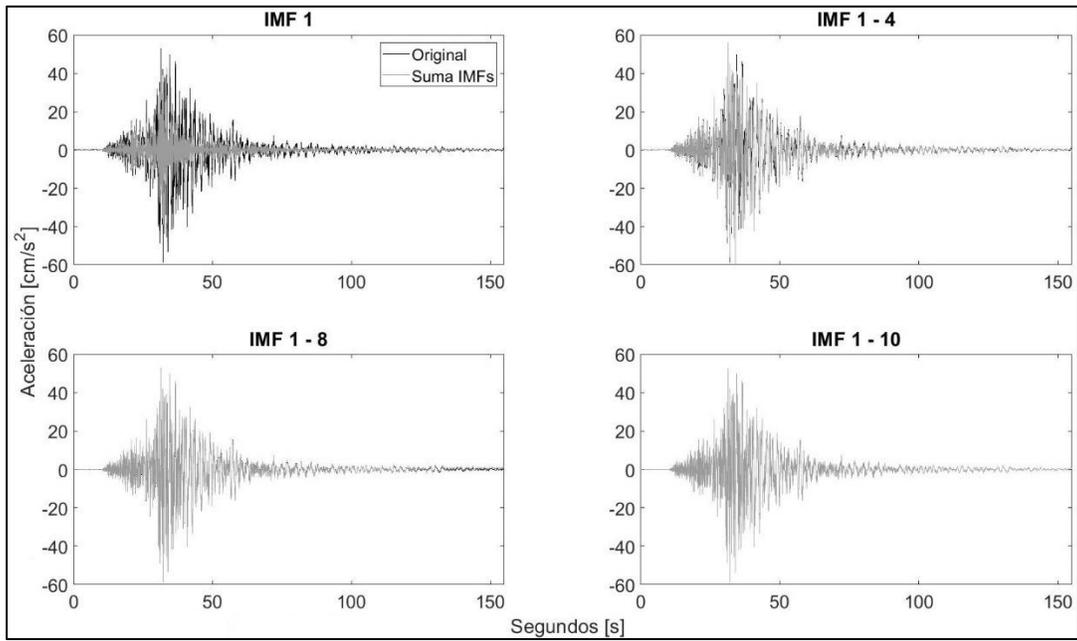


Figura 56. Integración de la señal original de la estación CUP5, componente Este-Oeste.

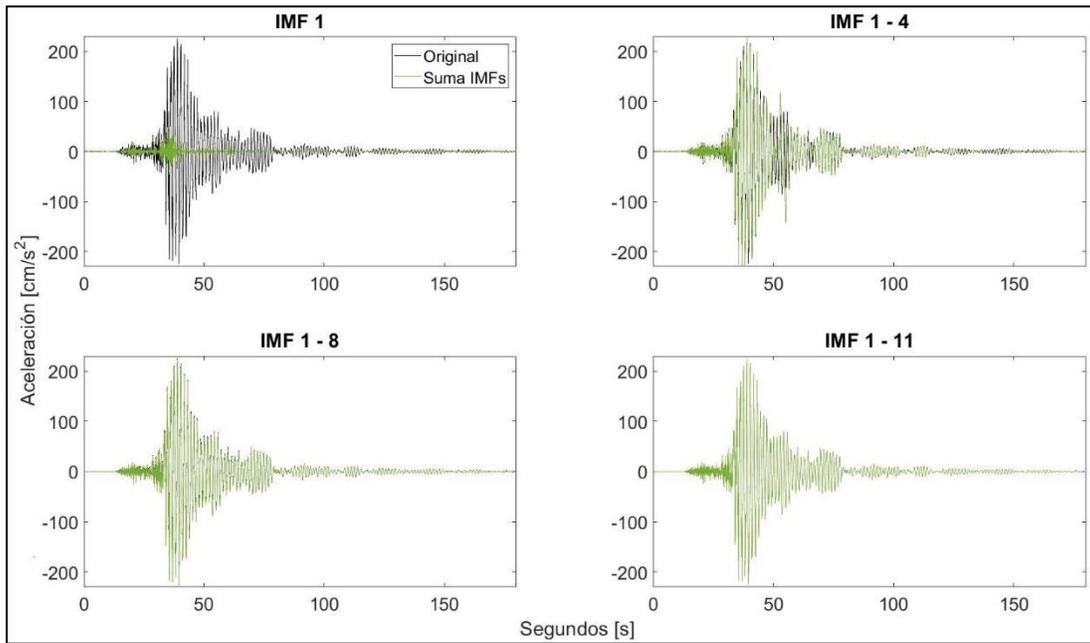


Figura 57. Integración de la señal original de la estación CH84, componente Este-Oeste.

### 3) Integración del espectro de Fourier de la señal original

En el caso de la integración de los espectros de Fourier, se hace una comparación del espectro de la señal original respecto a la suma de las FIM's presentadas con anterioridad. Es posible distinguir que la contribución del espectro cuando solo se cuenta con las primeras FIM's, recae ampliamente sobre las altas frecuencias, mientras que, al sumar las últimas funciones, el espectro se ve completado en el resto de sus bajas frecuencias. Es Por lo que, se puede aseverar con esta previa observación y adicionalmente lo comentado en el apartado anterior, es que las primeras FIM's que contienen la mayor parte de las aceleraciones de la señal son directamente las contribuidoras en las altas frecuencias, mientras que las FIM's que poseen las amplitudes más pequeñas, son las que aportan las bajas frecuencias a la señal.

De manera adicional y como se mencionó en el apartado de espectros de Fourier, a partir de la frecuencia  $0.07 \text{ [Hz]}$  es donde se encuentra la información útil, donde no se encuentra comportamientos anómalos. Así, es posible distinguir que a partir de la suma 1-8 se posee una muestra representativa en el dominio de las frecuencias de la señal original como se mostró por medio de la integración por sumas por lo que se podría llegar a considerar que no habría un cambio significativo al eliminar una o dos FIM's. Para la estación CS66 (fig. 58) es posible distinguir que el espectro de Fourier para la suma 1-8 se acopla hasta aproximadamente los  $1.5 \text{ [Hz]}$  por lo que al sumar cuando mucho 2 FIM's más es posible obtener todo el intervalo de espectro útil. Por otra parte, para SCT2 (fig. 59) se distingue que el acoplamiento del espectro está casi completo hasta la frecuencia  $0.08 \text{ [Hz]}$  por lo que con la adición de una FIM más es posible obtener el intervalo útil del espectro. Para CUP5 (fig. 60), al contar con menos FIM's, la adición de una puede presentar un cambio más significativo que para los demás sitios por lo que al agregar una FIM más al cálculo es posible obtener el intervalo de interés. Finalmente, para CH84 (fig. 61) el acoplamiento con la suma 1-8 parece dar de principio el espectro en su intervalo aceptable por lo que no se consideraría necesario la adición de una función más.

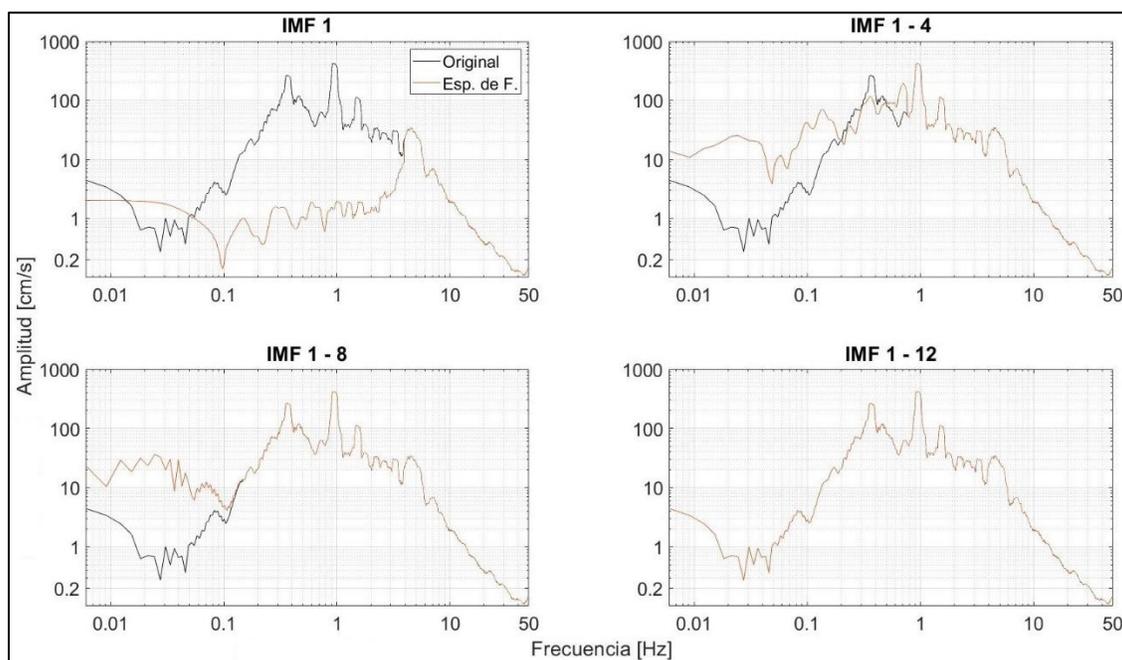


Figura 58. Integración del espectro de Fourier de la estación CS66, componente Norte–Sur.

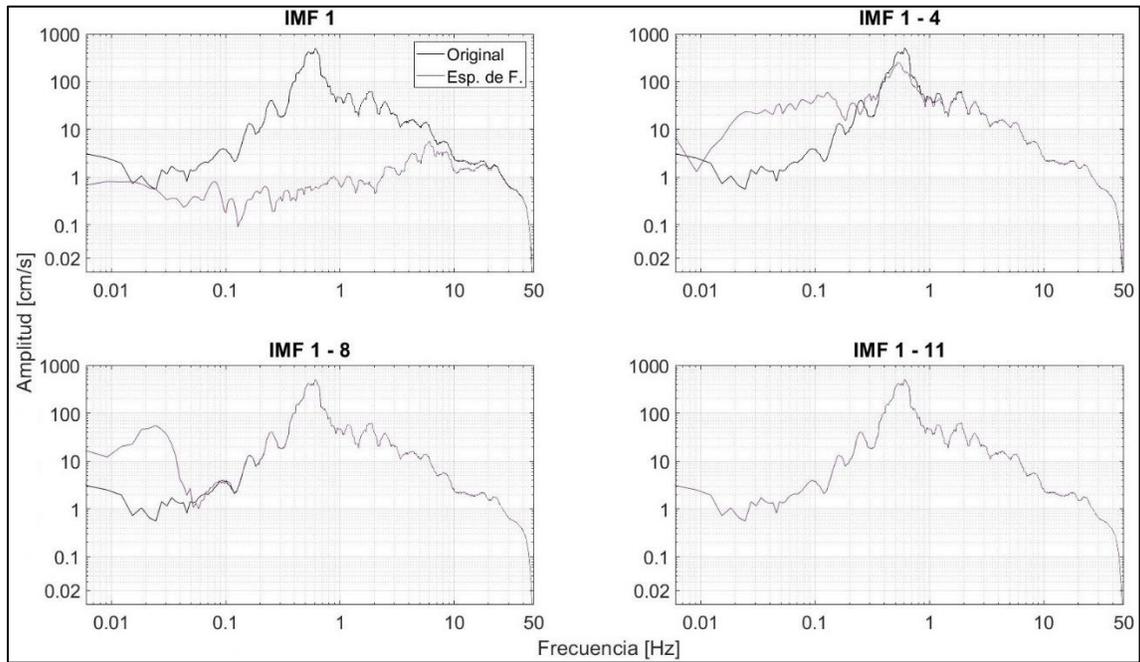


Figura 59. Integración del espectro de Fourier de la estación SCT2, componente Este-Oeste.

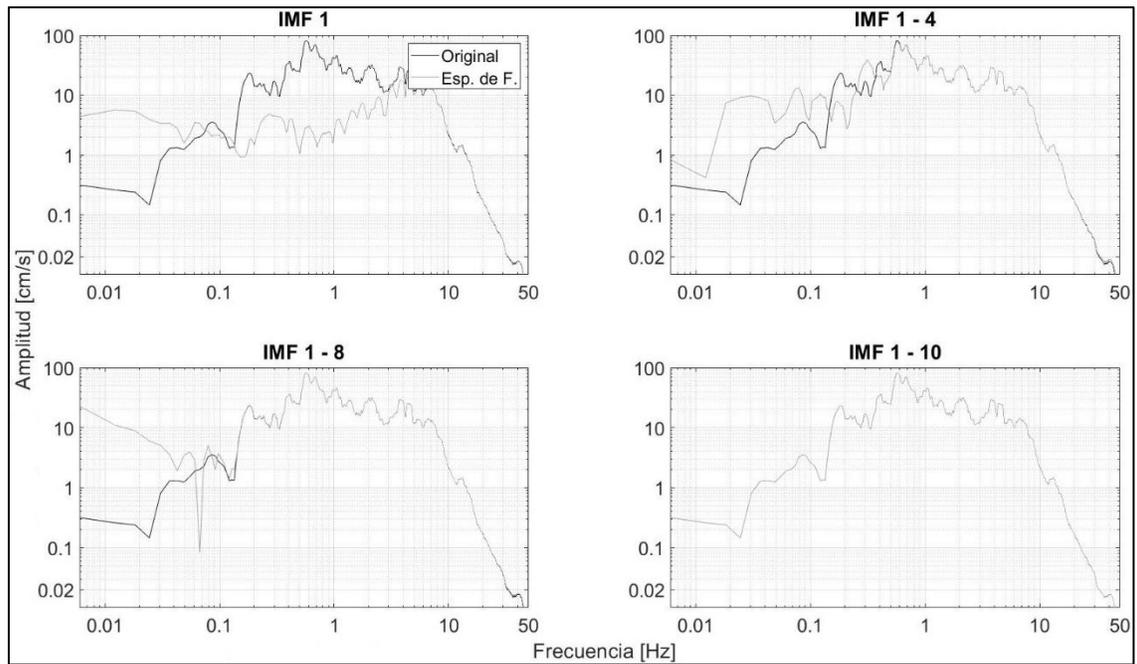


Figura 60. Integración del espectro de Fourier de la estación CUP5, componente Este-Oeste.

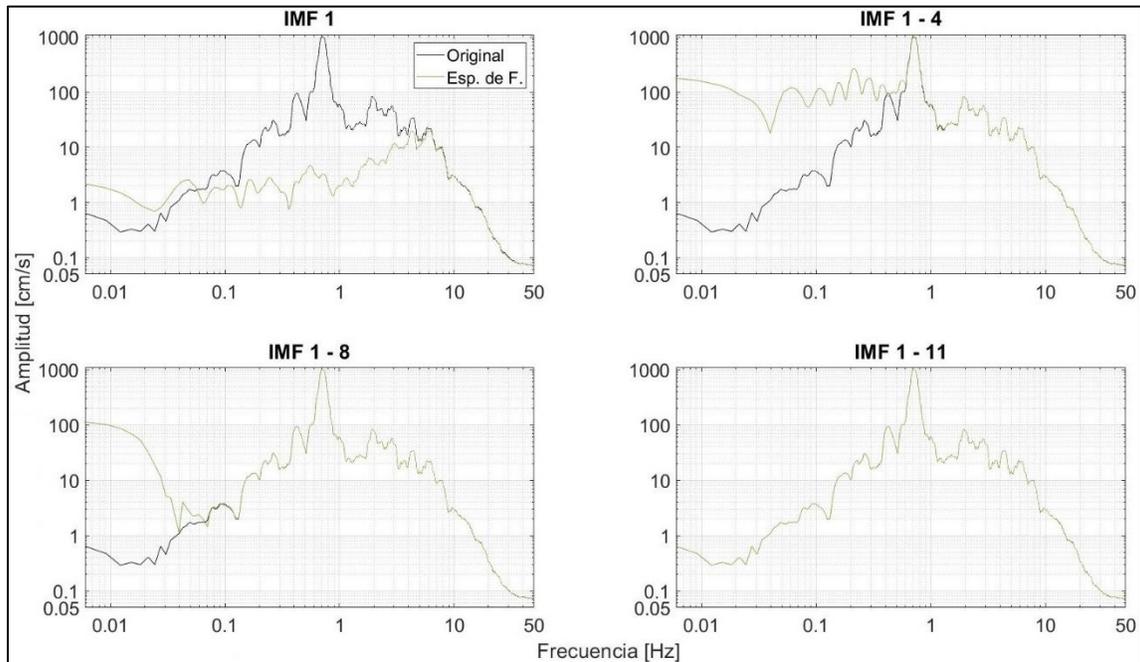


Figura 61. Integración del espectro de Fourier de la estación CH84, componente Este-Oeste.

#### 4) Resultados y discusión HHT

Los Espectros de Hilbert-Huang se determinaron para los sismos del 19 de septiembre de 1985 (estaciones CU01, CDAO y SCT1) y 19 de septiembre de 2017 (estaciones CUP5, CS66, SCT2 y CH84). Para tener una referencia entre el acelerograma y su correspondiente THH, en la parte inferior se incluye la señal tiempo-aceleración y en la superior el Espectro de Hilbert Huang estimado; este último, con una misma referencia de tiempo, incluye la variación de la intensidad (en  $[cm/s^2]$ ) con respecto a la frecuencia (en  $[Hz]$ ), tal como se ilustra en la figura 67. El total de los resultados se incluyen en el Anexo B.

En lo siguiente, se realiza una comparación de los THH estimados para los sismos del 19 de septiembre tanto de 1985 (M8.1) como de 2017 (M7.1), utilizando nuevamente las componentes en donde se registraron las aceleraciones máximas para cada estación en particular.

a). Sitio Ciudad Universitaria en terreno firme. Se consideraron las componentes Este-Oeste en la estación CU01 (19091985) y CUP5 (19092017). Para CU01 (fig. 62a) se presentan dos bandas de frecuencia importantes, la primera va de 0.2 a 0.6  $[Hz]$  en los intervalos de tiempo de 42-44  $[s]$ , 55-58  $[s]$  y 61 a 63  $[s]$ , y la segunda se encuentra entre 0.8 a 1  $[Hz]$  en el intervalo de 49 a 51  $[s]$ . El valor máximo de aceleración fue de 32  $[cm/s^2]$  se localiza en 56  $[s]$ . Con relación a CUP5 (fig. 62b), existe una banda de frecuencias, en donde se encuentran las mayores intensidades, que va de 0.4 a 0.9  $[Hz]$  y asociada al intervalo de tiempo de 38 a 44  $[s]$ . En esta región se alcanzaron valores de intensidad de 58  $[cm/s^2]$  superiores a los 32  $[cm/s^2]$  generados durante el sismo de 1985 y, además, en un intervalo de frecuencias más altas.

b). Sitio Central de Abastos en suelo compresible. Se utilizaron las componentes Norte-Sur en la estación CDAO (19091985) y CS66 (19092017). Con relación a CDAO (fig. 63a) se observa una

banda de frecuencias que va de 0.1 a 0.5 [Hz], la cual se extiende prácticamente ininterrumpida en toda la ventana de tiempo presentada. La intensidad máxima de 65.32 [ $cm/s^2$ ] ocurre entre 62 y 65 [s]. Respecto a CS66 (fig. 63b), se observa en forma similar al CDAO, una banda continua en prácticamente toda la ventana de tiempo con intensidades del orden de 40 [ $cm/s^2$ ] (ligeramente menores a las 1985). Para este registro, se define muy claramente una región de máxima intensidad, ubicada entre 0.3-0.8 [Hz] y 42-43 [s]. Los valores de aceleración son de 133.44 [ $cm/s^2$ ], muy superiores a los de 1985 en este sitio y a frecuencias también mayores.

c). Sitio Secretaría de Comunicaciones y Transportes en suelo compresible. Se emplearon las componentes Este-Oeste para la estación SCT1 (19091985) y SCT2 (19092017). Para SCT1 (fig. 64a) se presenta una única banda de frecuencias importantes, la cual comprende desde los 0.2 a los 0.7 [Hz] aproximadamente, y el intervalo temporal donde se encuentra la mayor intensidad va de los 57 a los 60 [s] alcanzando un valor máximo de 161.63 [ $cm/s^2$ ] en el segundo 59 y los 0.35 [Hz] aproximadamente. Con relación a SCT2 (fig. 64b) se aprecia nuevamente una banda de frecuencias importantes que se encuentra en el rango de los 0.2 a los 0.8 [Hz] y se encuentra presente en tres intervalos de tiempo, el primero de los 40 a los 47 [s], el segundo de 58 a 63 [s] y el tercero de 70 a 73 [s]; la mayor intensidad se encuentra en el segundo 41 y los 0.5 [Hz] con un valor de 91.68 [ $cm/s^2$ ], considerablemente más bajo que los 161.63 [ $cm/s^2$ ] de 1985.

d). Sitio Culhuacán en zona de transición. Se utilizó la componente Este-Oeste para la estación CH84 (fig. 64c) para la cual se distingue una banda de frecuencias que va desde los 0.2 a los 0.95 [Hz]; además, en el intervalo de tiempo de los 35 a los 43 [s] se encuentran las mayores intensidades, donde la mayor alcanza un valor de 225.6 [ $cm/s^2$ ] a los 0.5 [Hz] y 41 [s]. Adicionalmente, en el intervalo de 53 a 56 [s], entre los 0.1 a los 0.4 [Hz] se observa la presencia de intensidades importantes que en promedio tienen un valor de entre 90 a 135 [ $cm/s^2$ ] aproximadamente, superando incluso valores vistos para SCT2 en el año de 2017. Cabe resaltar que las máximas intensidades registradas en esta estación, también son las más grandes registradas en el valle de México hasta el momento.

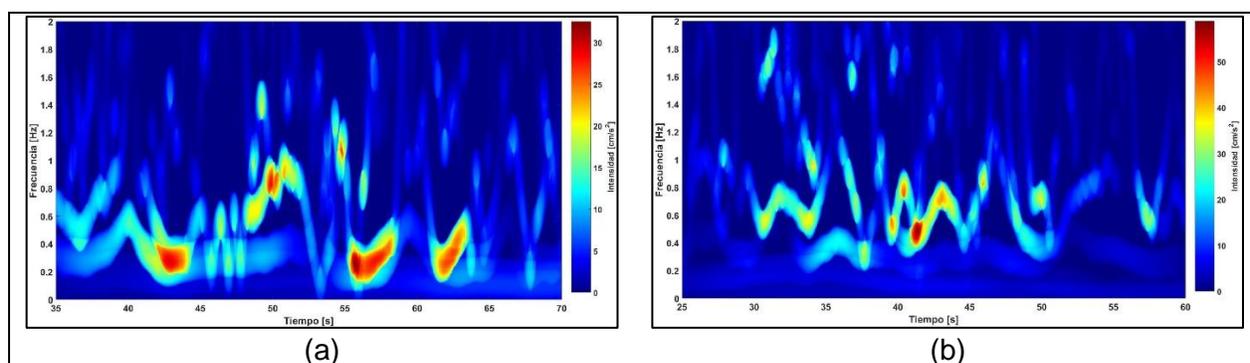


Figura 62. Comparación del espectro de Hilbert Huang para las estaciones CU01 (a) y CUP5 (b) en la componente Este-Oeste.

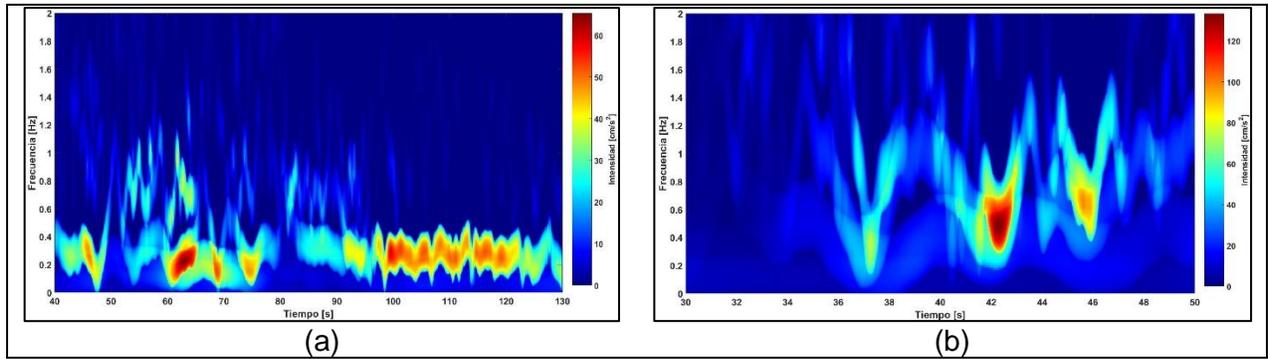


Figura 63. Comparación del espectro de Hilbert Huang para las estaciones CDAO (a) y CS66 (b) en la componente Norte-Sur.

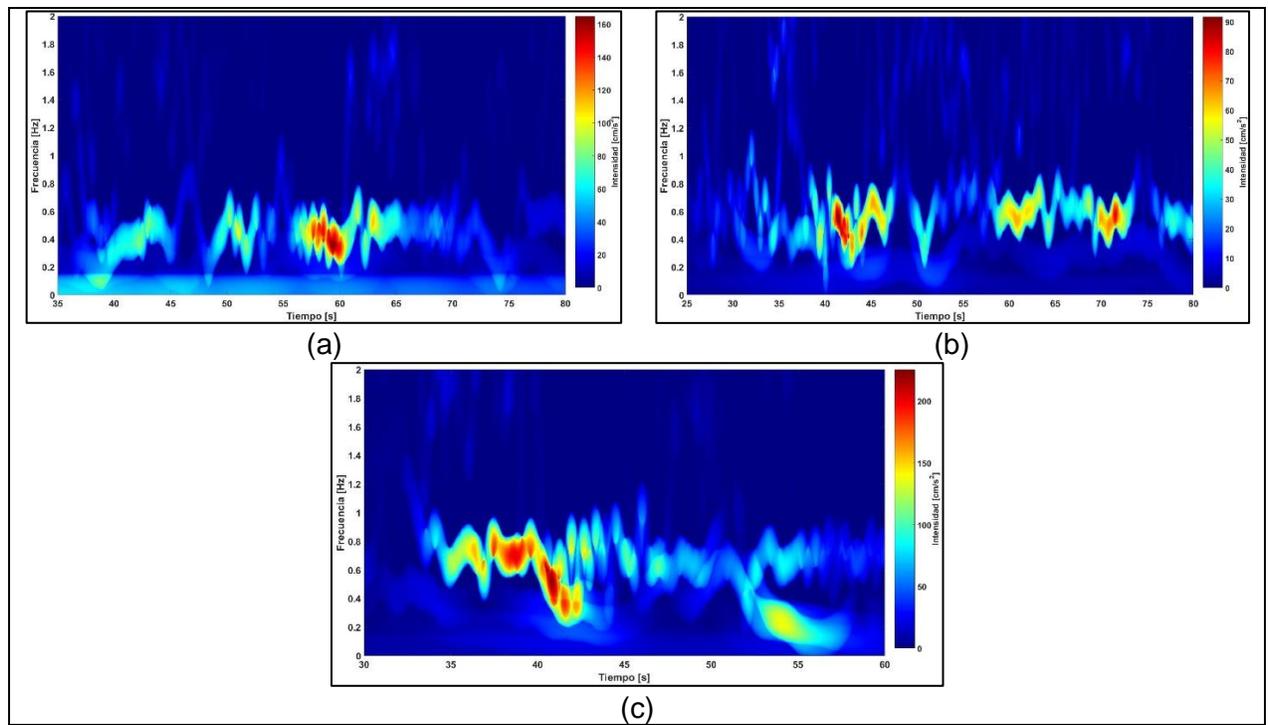


Figura 64. Comparación del espectro de Hilbert Huang para las estaciones SCT1 (a), SCT2 (b) y CH84 (c) en la componente Este-Oeste.

## 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

México es un país con un alto potencial sísmico por lo que es importante estudiar los mecanismos que generan los sismos, así como sus propiedades y los efectos que estos pueden ocasionar en la sociedad. La zona con mayor tasa de sismicidad es la de subducción, en donde se ha producido cerca del 85% de los sismos y los eventos de mayor magnitud. Sin embargo, existen otras regiones como la del Noroeste, en la Península de Baja California, en donde también existe una importante actividad sísmica.

Para monitorear la sismicidad es necesario contar con sistemas de registro sísmico como los operados por el Servicio Sismológico Nacional y la Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Los resultados de esta actividad han tenido impacto en el crecimiento de la cobertura sísmica en todo el país y diversas Asociaciones e Instituciones gubernamentales y educativas se han sumado a este esfuerzo, los sismos del 19 de septiembre tanto de 1985 (M8.1) como de 2017 (M7.1) son casos de éxito del registro sísmico; el segundo es el sismo mejor registrado en la historia del país. No obstante, la cobertura sísmica actual no es suficiente aún, debido a que existen áreas con potencial para generar eventos sísmicos intensos y muchas otras que sin tener dicho potencial están expuestas a los efectos del fenómeno natural.

El sismo del 19 de septiembre de 1985 (M8.1), ocurrido a 400 [km] del valle de México, es el que mayor impacto ha tenido en el país tanto por el número de víctimas como por la cantidad de estructuras dañadas. Este evento fue registrado en la red de acelerógrafos del IIUNAM y generó aceleraciones máximas de 32.54 [ $cm/s^2$ ] en terreno firme (sitio CU01), 84.61 [ $cm/s^2$ ] en CDAO y de 161.63 [ $cm/s^2$ ] en SCT1. Con relación al evento del 19 de septiembre de 2017 (M7.1), localizado a 120 [km] del valle de México, se observaron intensidades mayores que las producidas por el evento de 1985; en terreno firme (sitio CUP5) se registraron 58.84 [ $cm/s^2$ ], en CS66 133.44 [ $cm/s^2$ ], en SCT2 se produjeron 91.68 [ $cm/s^2$ ], y en CH84 225.59 [ $cm/s^2$ ]. Este último valor supera en un 39.57% lo obtenido en SCT1 en 1985 y por lo tanto es el valor máximo de intensidad generado en la historia de registro sísmico del valle de México. Posterior al sismo de 1985, ya se consideraba la existencia de sitios en donde se habrían generado aceleraciones mayores a las de SCT1; sin embargo, la instrumentación solo contaba con 10 acelerógrafos.

Los cocientes espectrales H/V nos indican la presencia de amplitudes importantes para todas las estaciones en su respectivo periodo fundamental, los cuales son de 0.5 [s] para CU01 y CUP5, de 4 a 3.33 [s] para CDAO y CS66 respectivamente, 2.22 a 2 [s] para SCT1 y SCT2 y de 1.43 [s] para CH84. Además, la relación de amplificaciones muestra una coincidencia entre la ubicación de los valores máximos en el eje de frecuencias, encontrándose en un mismo rango para ambos sismos en un sitio. Cabe destacar la existencia de un ligero desplazamiento en la frecuencia de la máxima amplificación; esto se puede deber a los cambios sufridos por el terreno con el paso del tiempo, como lo son extracción de agua o la consolidación del mismo sitio.

Para la THH:

- 1) Se basa en la descomposición empírica de la señal analítica en FIM's, y a partir de ellas el cálculo del Espectro de Hilbert Huang. Para el caso de los acelerogramas de los sismos del 19 de septiembre de 1985 y 2017 se encontraron: 12 FIM's para todas las componentes de CDAO, 12 FIM's para la componente vertical y 11 para las componentes horizontales de SCT1, 12 FIM's para la componente vertical, Este-Oeste y 11 para la componente Norte-Sur de CU01, 12 FIM's para todas las componentes de CS66, 12

FIM's para la componente vertical y Norte-Sur, y 11 para la componente Este-Oeste de SCT2, 10 FIM's para las componentes vertical y Este-Oeste, y 9 para la componente Norte-Sur de CUP5, y 12 FIM's para la componente vertical y 11 para las componentes horizontales de CH84.

- 1) Mediante el proceso de integración de las señales tanto en tiempo (acelerogramas) como en frecuencia (Espectros de Fourier), se logró reconstruir totalmente la señal original lo que garantiza la validez del método. Los espectros de Hilbert Huang permiten observar las variaciones de la frecuencia con respecto al tiempo y a la intensidad.
- 2) De la comparación de los Espectros de Hilbert Huang se observa que no solo existe una frecuencia específica donde se presentan intensidades importantes, además de que estas no son puntuales en el tiempo.
  - En terreno firme se empleó la componente Este-Oeste y se aprecia lo siguiente: para CU01 existen dos bandas de frecuencia importantes donde la primera va de 0.2 a 0.6 [Hz] y la segunda de los 0.8 a 1 [Hz], y la intensidad máxima de 32 [ $cm/s^2$ ] se presenta a los 0.3 [Hz]. A su vez, CUP5 presenta su banda de mayores intensidades entre los 0.4 a los 0.9 [Hz] y alcanzó un valor máximo de 58 [ $cm/s^2$ ].
  - Para suelos blandos se utilizó la componente Norte-Sur respecto al sitio de Central de Abastos y la componente Este-Oeste para el sitio de SCT, y se nota que: CDAO presenta una banda de frecuencias de 0.1 a 0.5 [Hz] donde se encuentran las intensidades máximas y alcanzó un valor pico de 65.32 [ $cm/s^2$ ]. Por su parte, la banda de frecuencias de CS66 comprende de los 0.3 a los 0.8 [Hz] y alcanzó un valor máximo de 133.44 [ $cm/s^2$ ]. Para SCT1 se distingue la presencia de una banda de frecuencias importantes que comprende de los 0.2 a 0.7 [Hz], alcanzando un valor máximo de 161.63 [ $cm/s^2$ ]. Respecto a SCT2, la banda de frecuencias donde se encuentran las máximas intensidades abarca de los 0.2 a los 0.8 [Hz] y únicamente alcanzó como valor máximo 91.68 [ $cm/s^2$ ], siendo superada por los 161.63 [ $cm/s^2$ ] de SCT1.
  - Finalmente, para la zona de transición, CH84 presenta dos bandas de frecuencia importantes, la primera va de 0.2 a 0.95 [Hz] y posee la mayor intensidad que fue de 225.6 [ $cm/s^2$ ], y la segunda va de los 0.1 a los 0.4 [Hz], que además alcanzó valores superiores a los vistos en SCT2.

La THH ofrece un método potencialmente viable para el análisis de datos no lineales y no estacionarios, especialmente para representaciones de tiempo-frecuencia-energía. Esta metodología da resultados bastante nítidos lo cual facilita su interpretación. Debe considerarse que las demás herramientas de análisis de datos sísmicos aún contribuyen con información de bastante peso, por lo cual el uso conjunto de las mismas puede aportar un marco de información más completo.

La valía del análisis del espectro de Hilbert Huang ha sido demostrada por varios autores, sin embargo, en el análisis sísmico Huang (2001) aplicó dicha metodología para el temblor de Chi-Chi, Taiwán (M7.3) de 1999; donde obtuvo resultados que indicaban que la THH sirve de gran manera para describir el comportamiento de un medio ante un sismo.

Sin embargo, no se debe apartar la mirada del hecho de que esta metodología continúa en desarrollo, por lo que aún se debe considerar como un método incompleto. Es por esto que se debe continuar el esfuerzo de darle un sustento matemático que contribuya en la validación de sus resultados para finalmente considerarlo o no como una herramienta. No obstante, esta problemática no debe descartar su uso.

## REFERENCIAS

1. Masum M, Akbar A (2019). The Pacific Ring of Fire is Working as a Home Country of Geothermal Resources in the World, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 249 DOI:[10.1088/1755-1315/249/1/012020](https://doi.org/10.1088/1755-1315/249/1/012020)
2. Alcántara L, Ordaz M, Almora D, Pérez C. (2012). La red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería y su integración a la Red Sísmica Mexicana. Instituto de Ingeniería, UNAM. <http://www2.iingen.unam.mx/es-mx/Publicaciones/GacetaElectronica/GacetaAbril2012/Paginas/Laredacelerografica.aspx> (Accesado: 12/06/2022)
3. Navarrete J, (1990). Causas y efectos del sismo del 19 de septiembre de 1985 en la Ciudad de México, Tesis de Licenciatura, Escuela Nacional de Estudios Profesionales Acatlán, UNAM.), (Servicio Sismológico Nacional (SSN-UNAM), (2022).
4. Servicio Sismológico Nacional (SSN-UNAM), (2017). Reporte especial. Sismo del día 19 de Septiembre de 2017, Puebla-Morelos (M 7.1). [http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX\\_rep\\_esp\\_20170919\\_Puebla-Morelos\\_M71.pdf](http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/reportes-especiales/2017/SSNMX_rep_esp_20170919_Puebla-Morelos_M71.pdf) (Accesado: 12/06/2022)
5. *Idem.* Alcántara L, Ordaz M, Almora D, Pérez C. (2012). *Op. Cit.*
6. *Idem.*
7. Unidad de Instrumentación Sísmica. (2022). La Red Acelerográfica del II-UNAM (RAII-UNAM), Instituto de Ingeniería, UNAM. <http://aplicaciones.iingen.unam.mx/acelerogramasrsm/redacelerografica.aspx> (Accesado: 12/06/2022)
8. García S, Romo M, Alcántara L. (2019). Analysis of non-linear and non-stationary seismic recordings of Mexico City. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 127. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.105859>
9. Huang E, Wu Z. (2008). A review on Hilbert-Huang Transform: Method and its applications to Geophysical studies. Reviews of Geophysics, 46(2). <https://doi.org/10.1029/2007RG000228>
10. García S, Alcántara L. (2020). Empirical decomposition of seismic response of soft soils. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 129. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.105918>
11. Tarbuck E J, Lutgens F K (2005). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física, Madrid, España, Pearson, 8a ed.
12. *Idem* p. 46
13. Servicio Geológico Mexicano (2017). Tectónica de placas. <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Tectonica-de-placas.html> (Accesado: 11/06/2022)
14. González H (2019). Los Grandes Terremotos en México, GEOS, 39, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, Baja California, México.
15. *Idem.* Masum M, Akbar A (2019). *Op. Cit.*
16. Gobierno de México. (2020). En el Cinturón de Fuego del Pacífico la actividad sigue siendo normal. <https://www.gob.mx/cenapred/es/articulos/en-el-cinturon-de-fuego-del-pacifico-la-actividad-sigue-siendo-normal?idiom=es> (Accesado: 15/06/2022)
17. Servicio Sismológico Nacional (SSN), Instituto de Geofísica UNAM, (2022). Zona de subducción mexicana y su potencial para un sismo mayor. <http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/sismoMayor.pdf>

- (Accesado: 16/06/2022)
18. Silva L M, (2019). Crónica de seis siglos de sismos en México: lecciones aprendidas y perspectivas, Ciudad de México, México: Asociación Mexicana de Instituciones de Seguros, A.C.  
<http://www.amis.com.mx/amiswp/wp-content/uploads/2019/05/LIBROSISMOS2.pdf>  
(Accesado: 19/06/2022)
  19. United States Geological Survey (USGS), (2022). Report: The San Andreas Fault. U.S. Department of the Interior. *U.S. Geological Survey*.  
<https://pubs.usgs.gov/unnumbered/7000032/report.pdf>  
(Accesado: 22/06/2022)
  20. Martínez M, Mendoza C, (2016). Acoplamiento sismogénico en la zona de subducción de Michoacán-Colima-Jalisco, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **68**.
  21. Servicio Sismológico Nacional (SSN), Instituto de Geofísica UNAM, (2022). Historia.  
<http://www.ssn.unam.mx/acerca-de/historia/>  
(Accesado: 26/06/2022)
  22. Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES A.C.), (2022). Red Acelerográfica de la Ciudad de México. [http://cires.org.mx/racm\\_n.php](http://cires.org.mx/racm_n.php)  
(Accesado: 28/06/2022)
  23. Beichelt F, (2016). Applied Probability and Stochastic Process. CRC Press. Taylor & Francis Group. 2a ed.
  24. Polanco P, (2010). El recocido Simulado en la cuantización vectorial. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM.  
<http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/1326/Tesis.pdf?sequence=1>  
(Accesado: 01/07/2022).
  25. Salgado M, Yuz J, Rojas R, (2014). Análisis de sistemas lineales. Departamento de Electrónica Universidad Técnica Federico Santa María Valparaíso, CHILE.
  26. Anzures J, Padilla J, Cuevas O, (2008). Estabilidad de Sistemas No-lineales: Sistema de Nivel de Líquidos de Dos Tanques Interconectados. *RIEE&C*, **5**, Departamento de Ingeniería Eléctrica y Electrónica, ITSON, Sonora, México.
  27. Alguacil G, Vidal F, Stitch D, Mancilla F, López J, Morales J, Navarro M, (2012). Parámetros de la fuente y del movimiento del suelo del terremoto de Lorca de 2011, *Física de la Tierra*, **24**.  
[http://dx.doi.org/10.5209/rev\\_FITE.2012.v24.40131](http://dx.doi.org/10.5209/rev_FITE.2012.v24.40131).  
(Accesado: 01/07/2022).
  28. Schmidt V, (2007). Caracterización de los registros acelerográficos obtenidos en el laboratorio de ingeniería sísmica de la Universidad de Costa Rica, *Revista Ingeniería de la Universidad de Costa Rica*, **17**. ISSN: 1409-2441
  29. Instituto Nacional De Prevención Sísmica (INPRES), (2022). Cálculo del epicentro. Argentina.  
<http://contenidos.inpres.gob.ar/docs/Cálculo%20del%20epicentro.pdf>  
(Accesado 02/07/2022)
  30. Vera B, (2003). Evaluación de errores de datos sismológicos y sus efectos sobre los parámetros y modelos derivados de estos para una región determinada cubierta por la red del Observatorio Sismológico del SurOccidente – OSSO. Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Industrial y Estadística, Santiago de Cali.
  31. Schmidt V, (2008), Correlaciones a partir de la Intensidad de Arias para datos acelerográficos de Costa Rica. *Revista geológica de América Central*, **38**, ISSN: 0256-7024

32. Vidal J, (2013) ¿Qué es la escala de magnitud de Richter? *Ciencia y Desarrollo*. CICESE, Baja California, México.
33. Vidal F, (1994). Los terremotos y sus causas. Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.  
<https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=2767747>  
(Accesado: 06/07/2022)
34. Servicio Sismológico Nacional (SSN-UNAM), (2022). Reporte especial. Magnitud de un sismo.  
<http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/Magnitud-de-un-sismo.pdf>  
(Accesado: 07/07/2022)
35. Peláez J, (2011). Sobre las escalas de magnitud, *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, **19**, ISSN: 1132-9157
36. Ordóñez J, (2005). Cálculo de la energía liberada por sismos a distancias telesísmicas mediante el método de la integral del espectro de potencia de las ondas de volumen. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo, Perú.
37. Bonive F, (2005). Relación de magnitud de coda para el Oriente Venezolano, *Saber. Revista multidisciplinaria del Consejo de Investigación de la Universidad de Oriente*, **17**. Cumaná, Venezuela. ISSN: 1315-0162
38. Gutiérrez C, Quass R, Ordaz M, Guevara E, Murià D, Singh S K, (2014). Serie de fascículos, Sismos, CENAPRED, México
39. Cortés J, Medina F, Chávez J, (2007). Del análisis de Fourier a las *wavelets* análisis de Fourier, *Scientia et Technica*, **18**. ISSN: 0122-1701
40. Bernal J, Gómez P, Bobadilla J, (1999). Una visión en el uso de la Transformada de Fourier como herramienta para el análisis espectral de la voz, *Estudios de Fonética experimental*, **10**.
41. Trinidad F, (2017). Transformada de Fourier y su aplicación en procesamiento digital de imágenes. Tesis de Licenciatura, BUAP, México.  
<https://www.fcfm.buap.mx/assets/docs/docencia/tesis/ma/FlorAngelicaTrinidadTorres.pdf>  
(Accesado: 12/07/2022)
42. De la Fraga L, (2001). La transformada discreta de Fourier y la transformada Rápida de Fourier, Departamento de Computación Cinvestav-IPN, México.  
<http://cs.cinvestav.mx/~fraga/Cursos/PDI/tdf.pdf>  
(Accesado: 15/07/2022)
43. Zapotitla J, (2011). Precursores de protones relativistas solares por análisis digital de señales utilizando transformada *Wavelet* y análisis de componentes principales, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM.
44. Gómez W, (2020). Introducción al análisis de Fourier, Cinvestav-IPN, Unidad Tamaulipas.  
[https://www.tamps.cinvestav.mx/~wgomez/documentos/analisis\\_de\\_fourier.pdf](https://www.tamps.cinvestav.mx/~wgomez/documentos/analisis_de_fourier.pdf)  
(Accesado: 15/07/2022)
45. *Idem*. García S, Alcántara L. (2020). *Op. Cit.*
46. *Idem*. García S, Romo M, Alcántara L. (2019). *Op. Cit.*
47. García S R, Alcántara L, (2018). Characterization of Seismic Responses in Mexico City Using Hilbert-Huang Transform, *IntechOpen*.  
<https://www.intechopen.com/chapters/58820>  
(Accesado: 20/07/2022)
48. Gutiérrez J, García S. (2014). La transformada Hilbert-Huang en el estudio de comportamientos sísmicos, XXVII Reunión Nacional SMIG, Puerto Vallarta, Jalisco, México.
49. *Idem*. García S, Romo M, Alcántara L. (2019). *Op. Cit.*
50. *Idem*. García S R, Alcántara L, (2018). *Op. Cit.*

- 
51. Lugo K A (2014). Análisis lineal y no lineal para determinar daño en material cementico utilizando ultrasonido, Tesis de maestría, División de Estudios de Posgrado, UNAM.
  52. *Idem*. García S, Alcántara L. (2020). *Op. Cit.*
  53. Kramer S, (1996). Geotechnical earthquake engineering, Upper Saddle River, New Jersey, USA: Prentice Hall. ISBN: 0133749436
  54. Rico J, (2018) Sistemas vibratorios de un grado de Libertad sujetos a vibración libre no amortiguada. Departamento de Ingeniería Mecánica. Facultad de Ingeniería mecánica eléctrica y electrónica. Universidad de Guanajuato. Salamanca, Guanajuato.  
<https://docplayer.es/43788053-Sistemas-vibratorios-de-un-grado-de-libertad-sujetos-a-vibracion-libre-no-amortiguada.html>  
(Accesado: 28/07/2022)
  55. Galindo E, (2018). Comparación de acciones sísmicas de diseño considerando interacción dinámica de suelo. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
  56. Chopra A. K. (2012). Dynamics of structures: theory and applications to earthquake engineering (4th ed.), Prentice Hall.
  57. *Idem* p. 14
  58. Palacios P, Yepes H, Marrero J. (2017). Espectros de respuesta sísmica: Una breve revisión de conceptos, VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito, Ecuador.
  59. Abascal C, Gurza L, Guevara E, Quaas W, Fernández G, (2004). Guía básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de peligros y riesgos. Versión electrónica. CENAPRED.  
[https://srala.org/wp-content/uploads/2015/11/GuiaBasicaAtlasRiesgos\\_CENAPRED\\_Mexico2004.pdf](https://srala.org/wp-content/uploads/2015/11/GuiaBasicaAtlasRiesgos_CENAPRED_Mexico2004.pdf)  
(Accesado: 02/08/2022)
  60. Gutiérrez C, Quass R, Ordaz M, Guevara E, Muriá D, Singh S K, (2011), Sismos, Serie Fascículos, 5a ed., CENAPRED, México.
  61. Comisión Federal de Electricidad (CFE), (2008). Manual de Diseño de Obras Civiles. Diseño por sismo, México.
  62. CENAPRED, SEGOB, (2016). Metodología para la evaluación de la seguridad estructural de edificios, México  
[https://www.cenapred.unam.mx/es/documentosWeb/Enaproc/EvaluacionEstructuras\\_.pdf](https://www.cenapred.unam.mx/es/documentosWeb/Enaproc/EvaluacionEstructuras_.pdf)  
(Accesado: 03/08/2022)
  63. Instituto de Investigaciones Eléctricas, (IIE) (2017). Detalles de la versión 4.1 (2017-08-15). CFE, México.  
<https://prodisis.software.informer.com/4.1/>  
(Accesado: 03/08/2022)
  64. Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), (2015). PRODISIS (versión 4.1 para WINDOWS), México.
  65. Gobierno del Distrito Federal (GDF), (2004). Reglamento de construcciones para el Distrito Federal ver 2004.  
[http://www.paot.org.mx/centro/reglamentos/df/pdf/2018/RGTO\\_CONS\\_15\\_12\\_2017.pdf](http://www.paot.org.mx/centro/reglamentos/df/pdf/2018/RGTO_CONS_15_12_2017.pdf)  
(Accesado: 08/08/2022)
  66. Gobierno de la Ciudad de México (Gov. CDMX), (2017). Normas técnicas complementarias para diseño por sismo ver 2017.
  67. Gobierno del Distrito Federal (GDF), (2004). Normas técnicas complementarias para diseño por sismo. Gaceta Oficial del Gobierno del DF.
  68. USGS, (2022) Michoacan. Earthquake 19 september 1985.  
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0002jwe/shakemap/intensity>  
(Accesado: 08/08/2022)
-

- 
69. Cruz V, Singh S K, Ordaz M, (2017). ¿Qué ocurrió el 19 de septiembre de 2017 en México?, *Ciencia UNAM*, CDMX.  
<http://ciencia.unam.mx/leer/652/-que-ocurrio-el-19-de-septiembre-de-2017-en-mexico->  
(Accesado: 10/08/2022)
70. Ramírez L, Ayala M, Aguilar L, Almora D, Castro G, Molina I, Mora A, Torres M, Vázquez R, Velasco J, Macías M, Alcántara L, Delgado M, Suarez M, Pérez C, Ruiz A, Sandoval H, (2017). Parámetros del movimiento del suelo registrados por la Red Acelerográfica de Movimientos Fuertes de Campo Libre del Instituto de Ingeniería, UNAM para el sismo de Puebla-Morelos (Mw 7.1), 19 de septiembre de 2017, Instituto de Ingeniería, UNAM.  
[http://www.uis.unam.mx/PDF/InformeCL\\_Ev20170919\\_M7.1\\_V3.pdf](http://www.uis.unam.mx/PDF/InformeCL_Ev20170919_M7.1_V3.pdf)
71. *Idem* p. 5
72. *Idem* p. 4-5
73. De la Vega S E, (1979). Las lavas de El Pedregal, Instituto de Geología UNAM.  
[http://www.repsa.unam.mx/documentos/Enciso\\_de\\_la\\_Vega\\_1979\\_Lavas\\_del\\_Pedregal.pdf](http://www.repsa.unam.mx/documentos/Enciso_de_la_Vega_1979_Lavas_del_Pedregal.pdf)  
(Accesado: 11/08/2022)
74. Gaceta Oficial del Distrito Federal, (2005). Programa delegacional de desarrollo urbano de Benito Juárez, GDF, México.  
[http://www.data.seduvi.cdmx.gob.mx/portal/docs/programas/PDDU\\_Gacetas/2015/PDDU\\_B-JUAREZ\\_GODF\\_6-MAY-05.pdf](http://www.data.seduvi.cdmx.gob.mx/portal/docs/programas/PDDU_Gacetas/2015/PDDU_B-JUAREZ_GODF_6-MAY-05.pdf)  
(Accesado: 12/08/2022)
75. Paredes A J, (1987). Características dinámicas de la arcilla del Valle de México. Tesis Doctoral, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM.
76. Terracon Ingeniería SA de CV, (2011). Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Iztapalapa, Reporte interno, México DF.
77. Secretaría de Desarrollo Agrario, Territorial y Urbano (SEDATU), (2015). Atlas de riesgos naturales, Delegación Coyoacán, Distrito Federal.  
[http://rmgir.proyectomesoamerica.org/PDFMunicipales/09003\\_Coyoacan.pdf](http://rmgir.proyectomesoamerica.org/PDFMunicipales/09003_Coyoacan.pdf)  
(Accesado: 13/08/2022)
78. Ordaz M, Montoya C. (1990-2002). DEGTRA A4 (5.1). Windows. Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
79. Schmidt V. (2015). Aplicación de la técnica H/V en distintos emplazamientos a partir de la medición de vibraciones ambientales y de sismos. *Revista Geológica de América Central*, 54.
80. *Idem*. Kramer S. (1995). *Op Cit*.
81. Lermo J, Chavez F. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83.
82. Ovando E, Ossa A, Romo M. (2007). The sinking of México City: Its effects on soil properties and seismic response. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 127.
83. *Idem*. Ordaz M, Montoya C. (1990-2002). *Op. Cit*.
84. García S R. (2011). Hilbert-Huang Transform. Graphic User Interface (1.0). Instituto de Ingeniería, UNAM, México.

ANEXO A  
FUNCIONES INTRÍNSECAS DE MODO

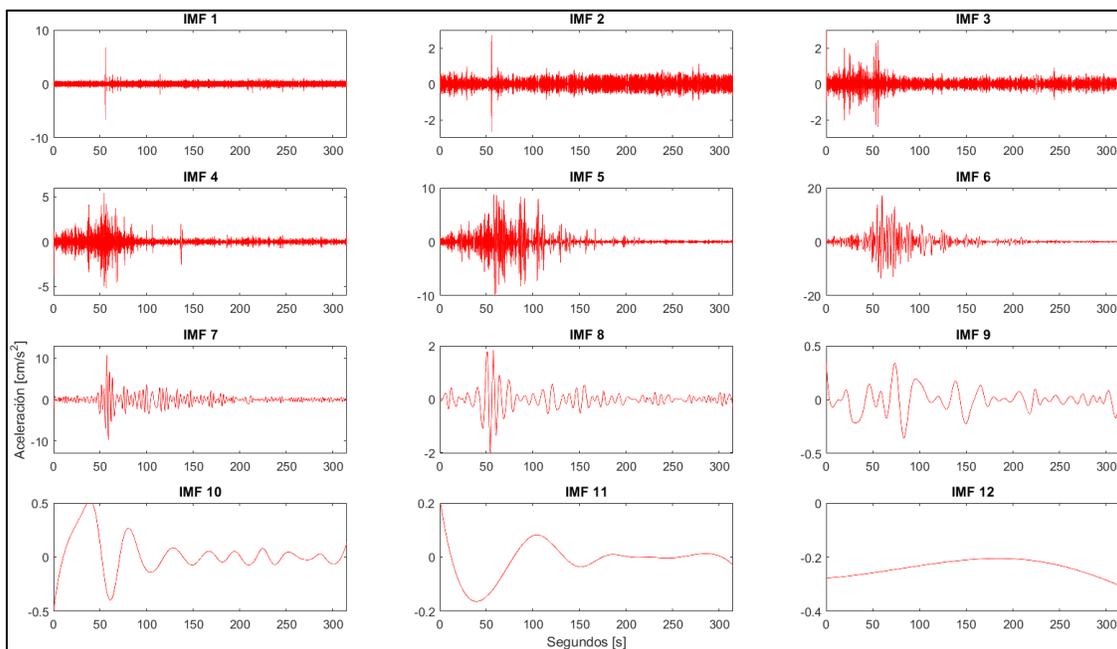


Figura A1. FIM's de la componente Vertical de la estación CDAO (1985).

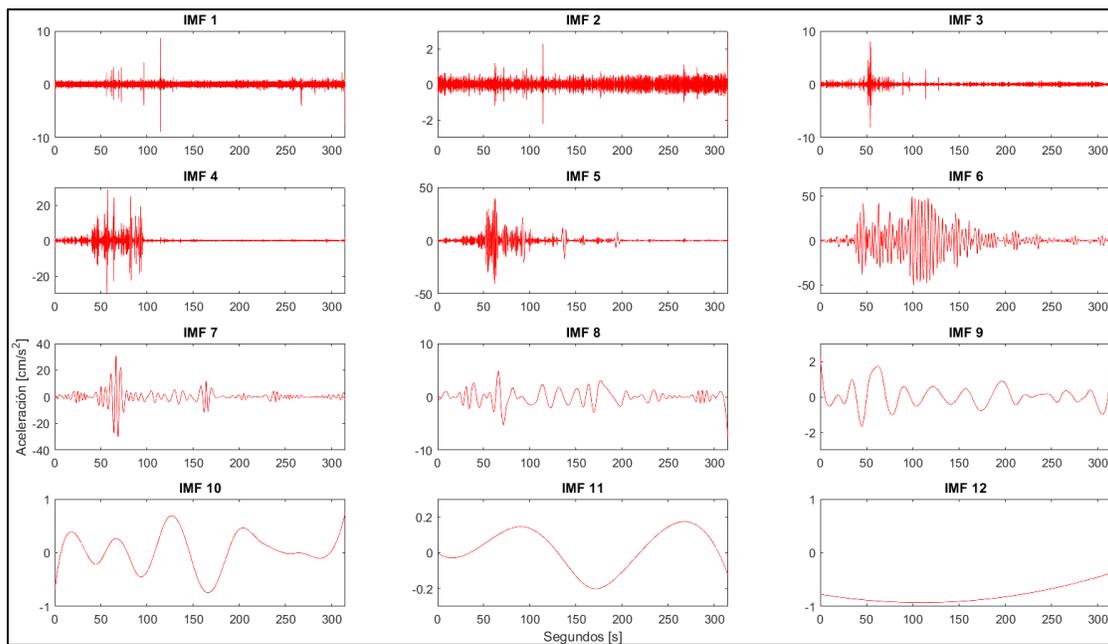


Figura A2. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación CDAO (1985).

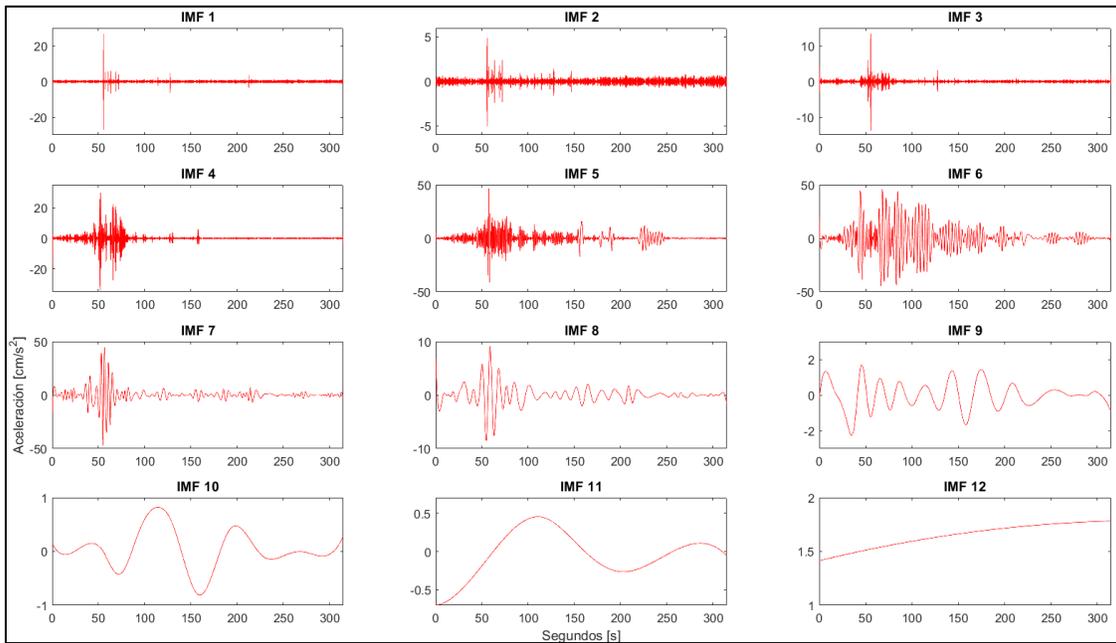


Figura A3 FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CDAO (1985).

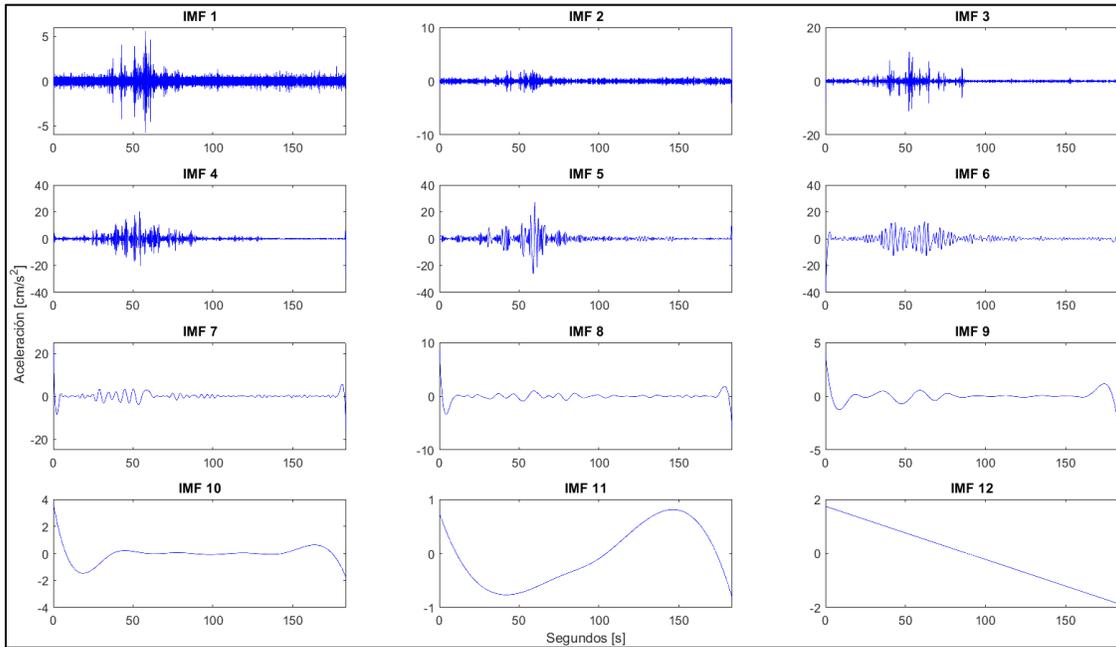


Figura A4. FIM's de la componente Vertical de la estación SCT1 (1985).

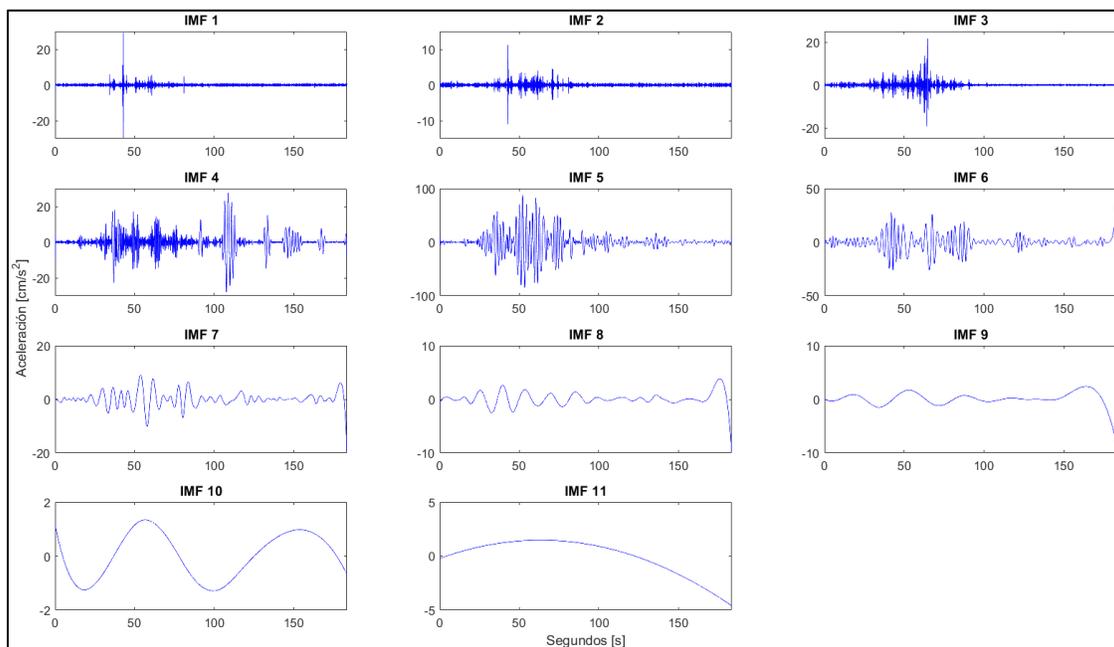


Figura A5. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación SCT1 (1985).

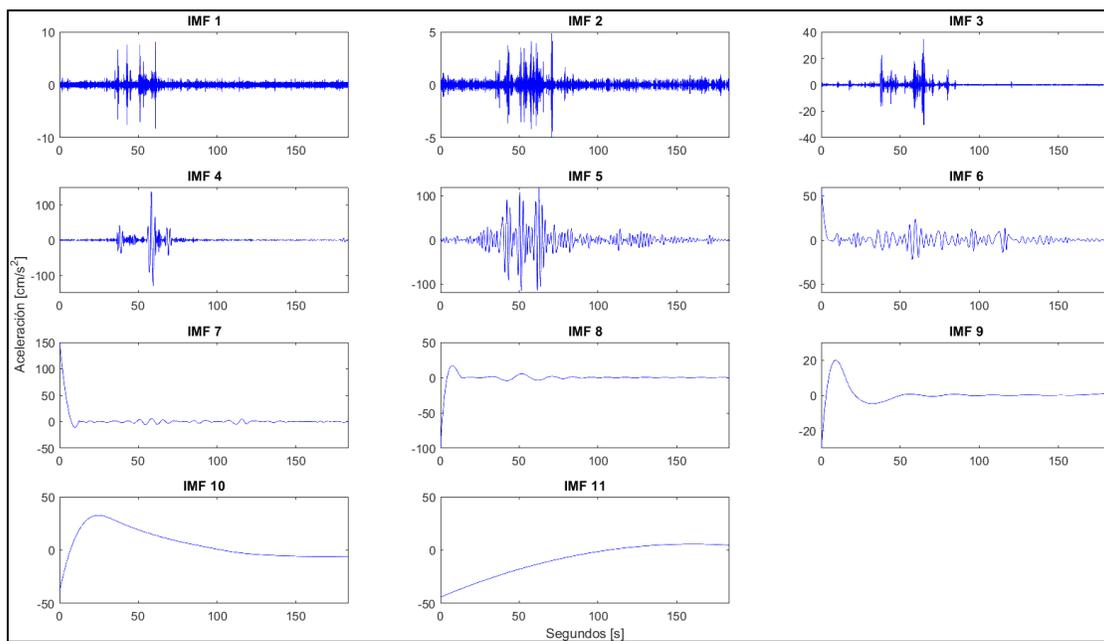


Figura A6. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación SCT1 (1985).

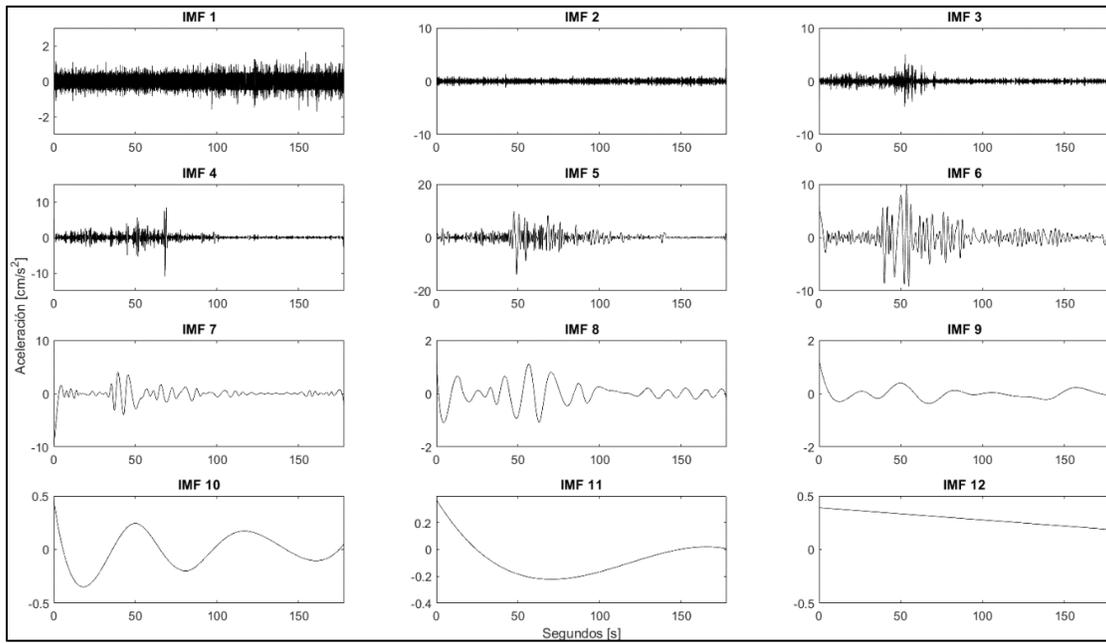


Figura A7. FIM's de la componente Vertical de la estación CU01 (1985).

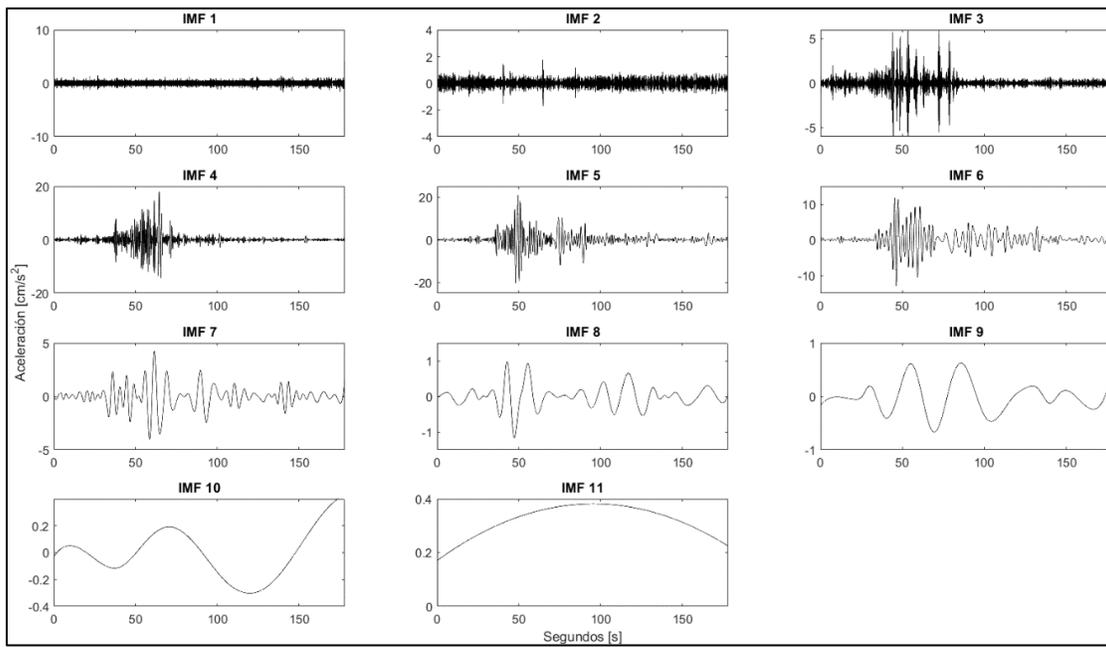


Figura A8. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación CU01 (1985).

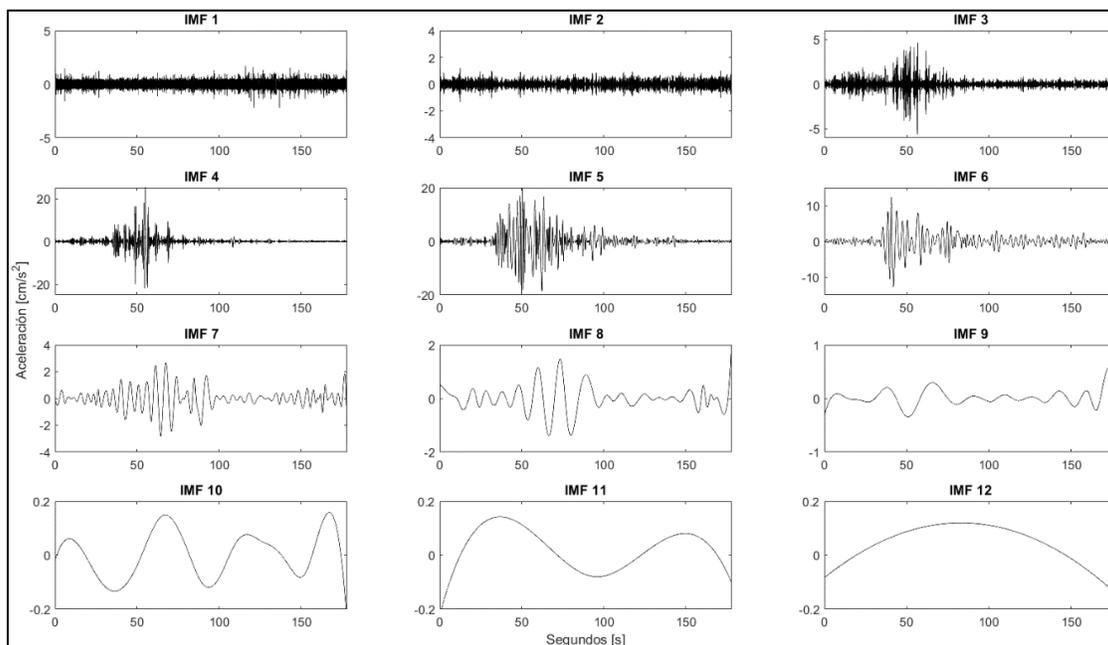


Figura A9. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CU01 (1985).

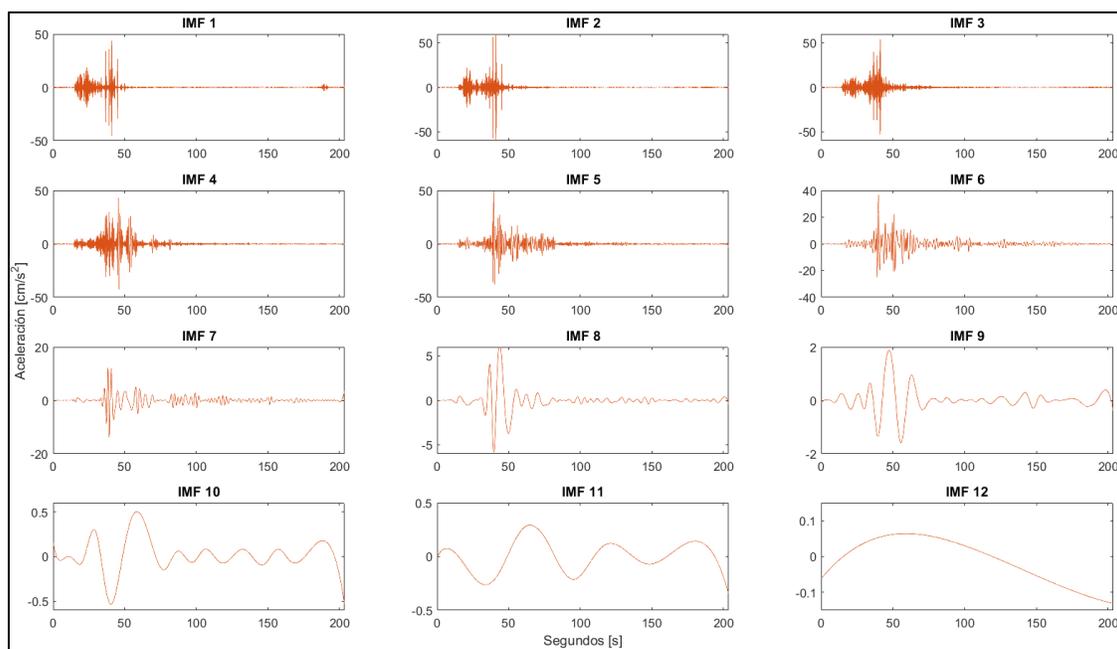


Figura A10. FIM's de la componente Vertical de la estación CS66 (2017).

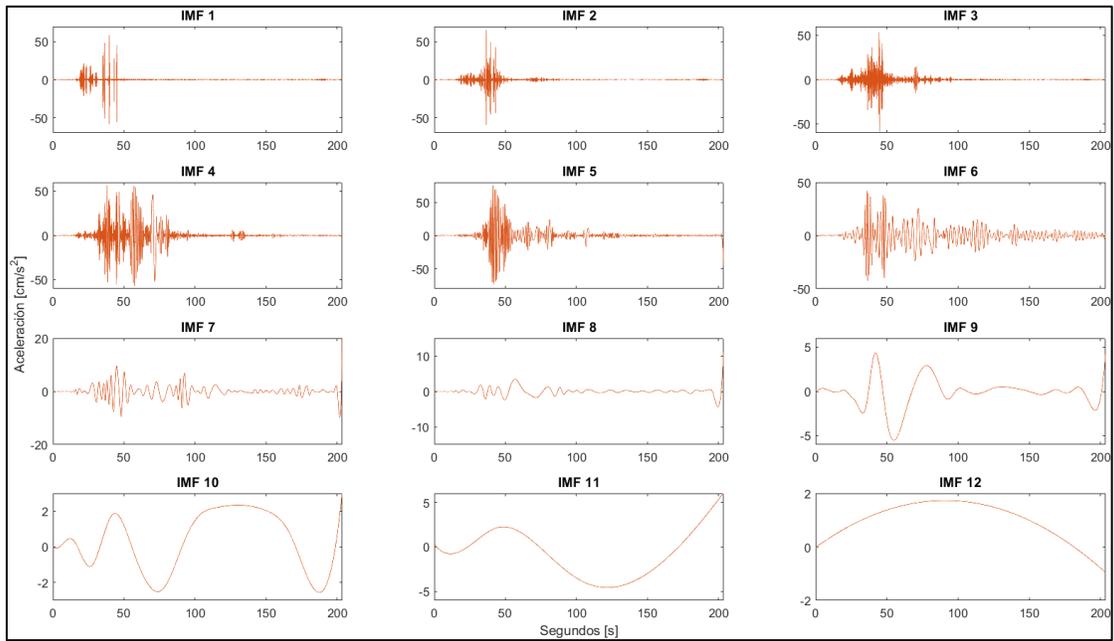


Figura A11. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación CS66 (2017).

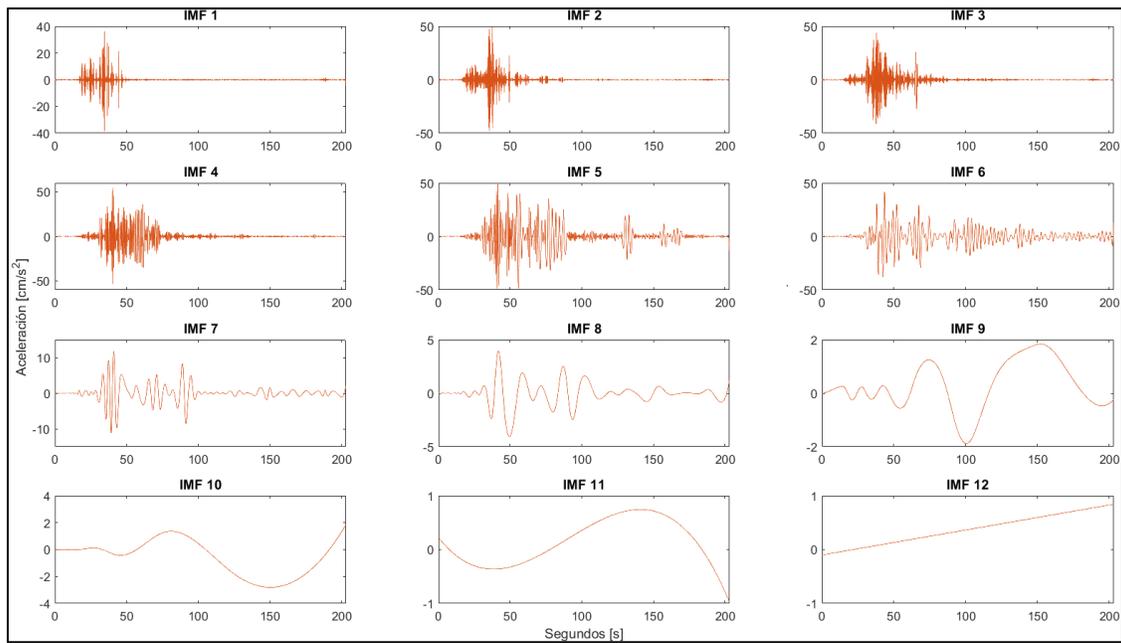


Figura A12. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CS66 (2017).

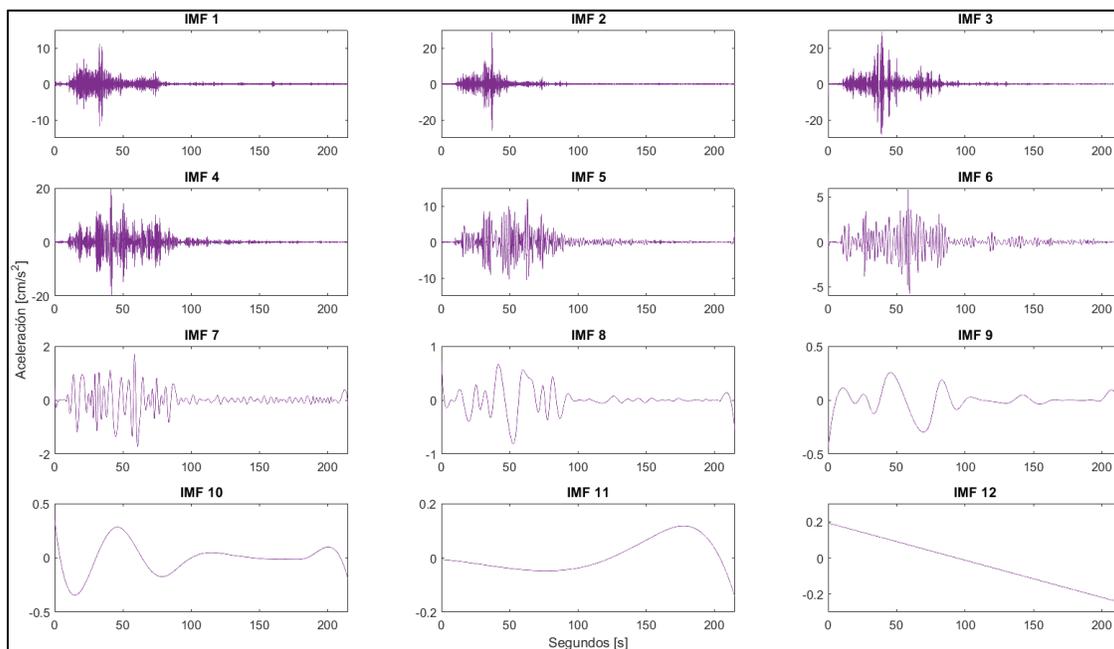


Figura A13. FIM's de la componente Vertical de la estación SCT2 (2017).

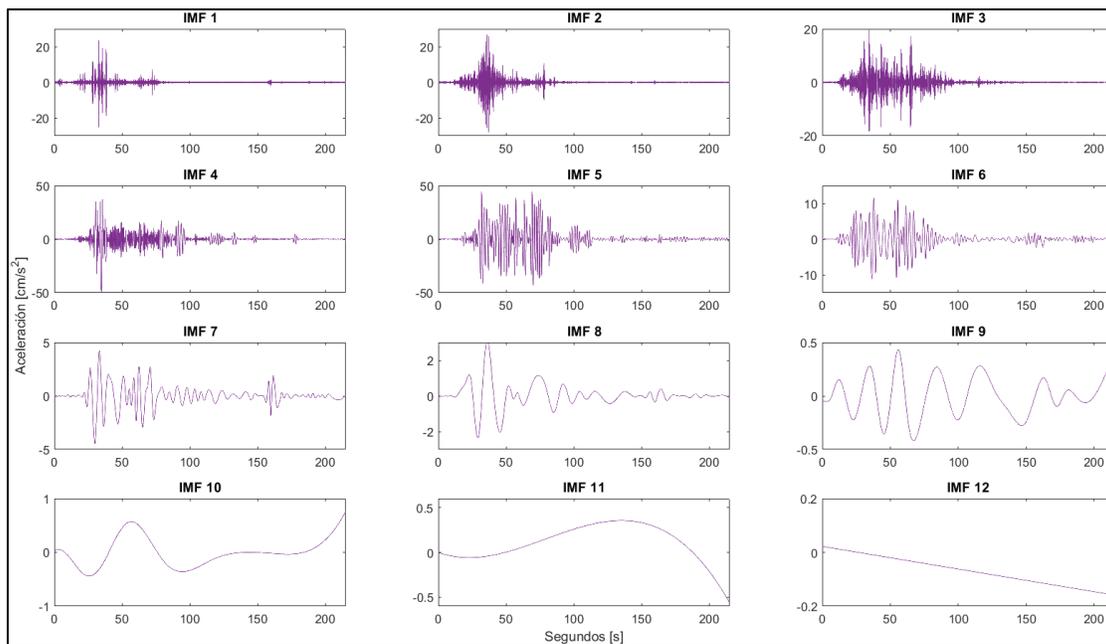


Figura A14. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación SCT2 (2017).

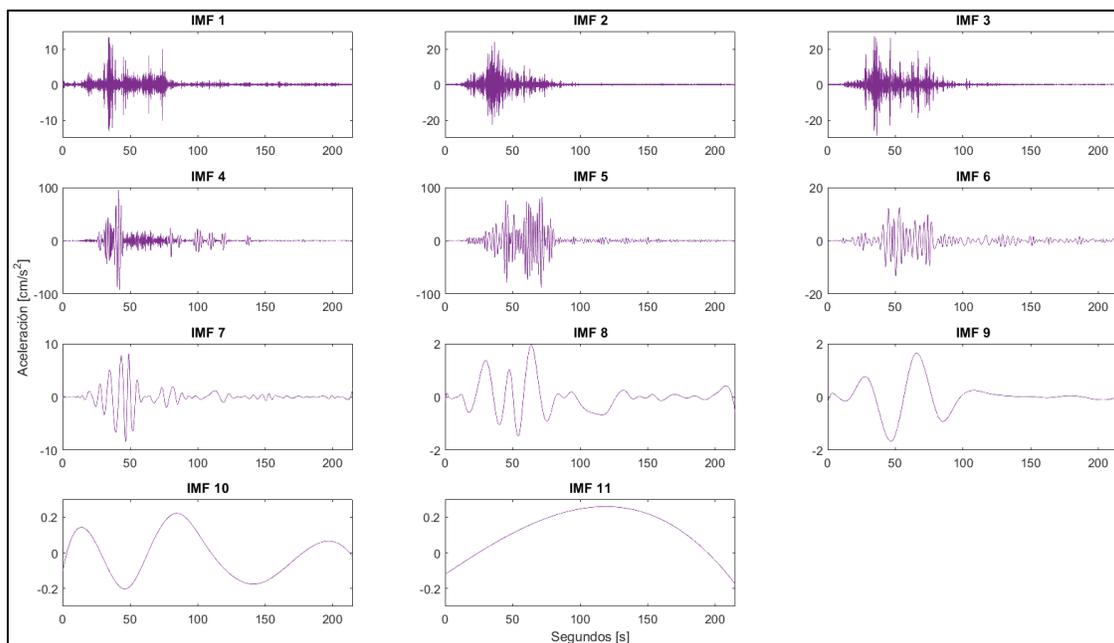


Figura A15. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación SCT2 (2017).

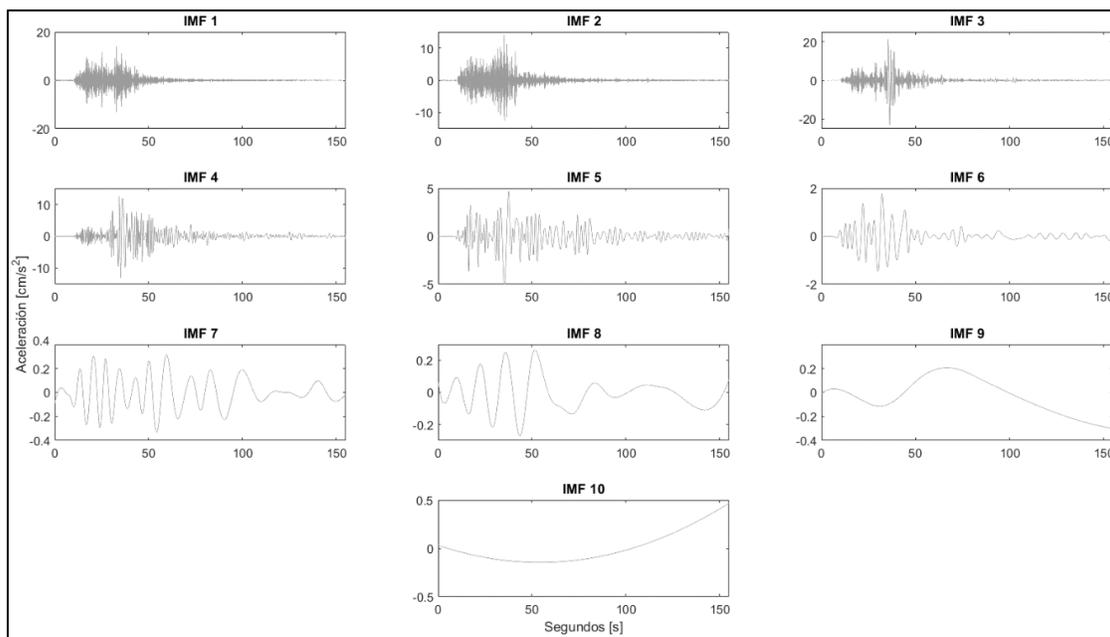


Figura A16. FIM's de la componente Vertical de la estación CUP5 (2017).

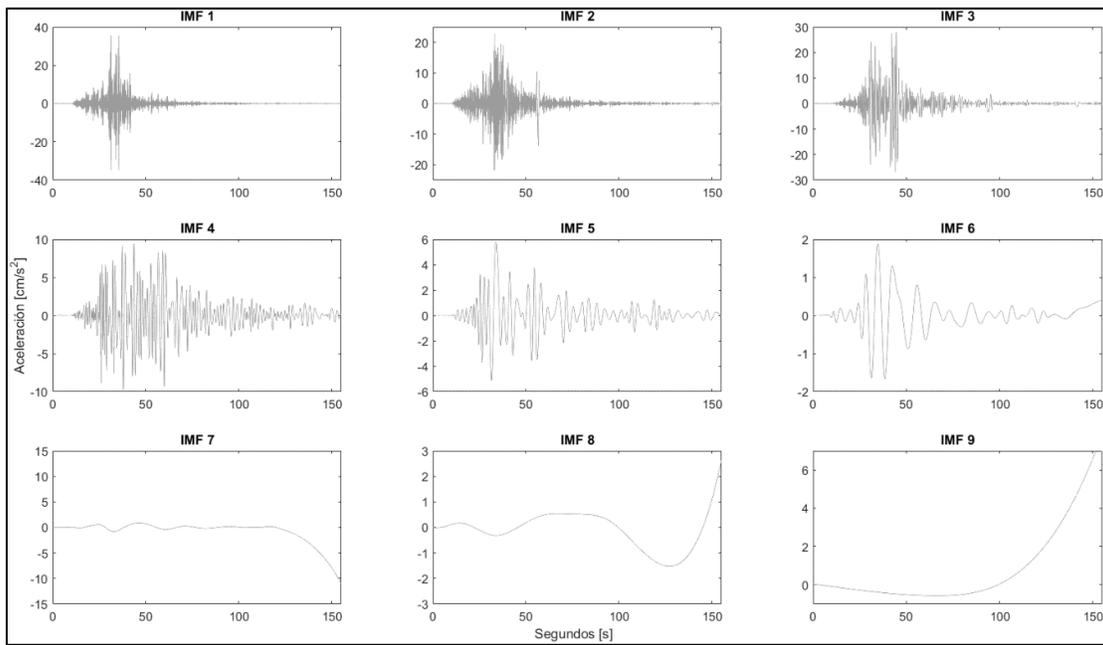


Figura A17. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación CUP5 (2017).

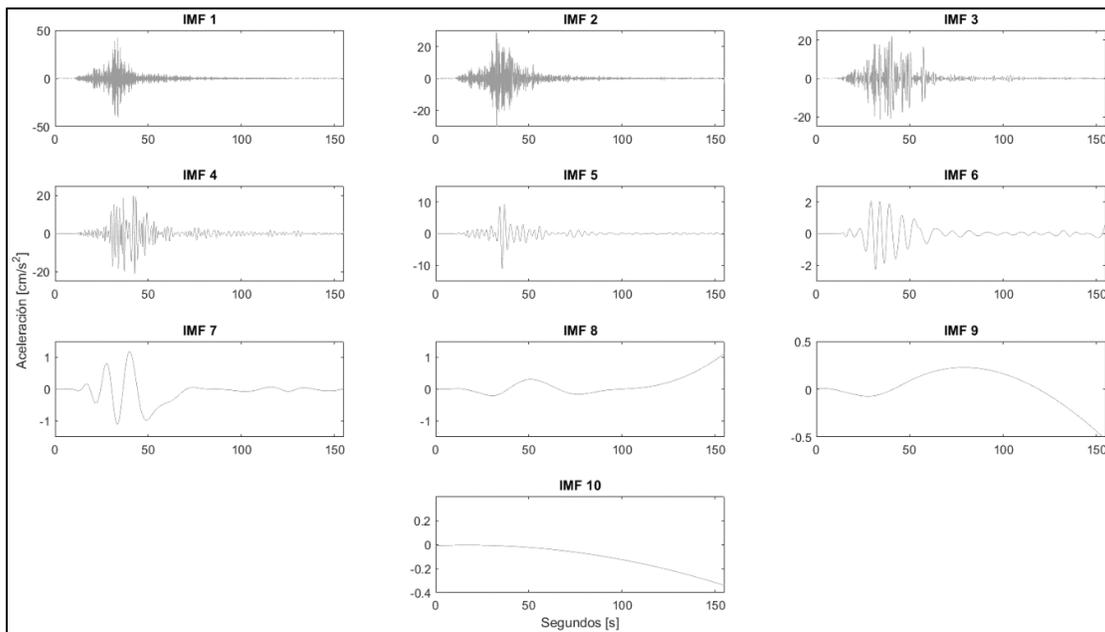


Figura A18. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CUP5 (2017).

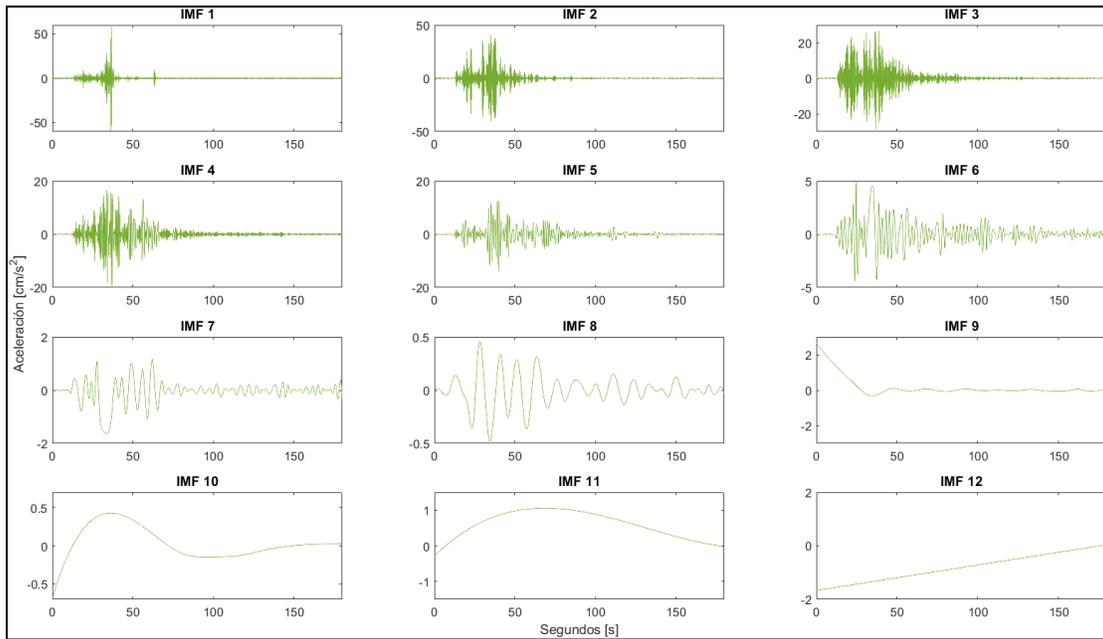


Figura A19. FIM's de la componente Vertical de la estación CH84 (2017).

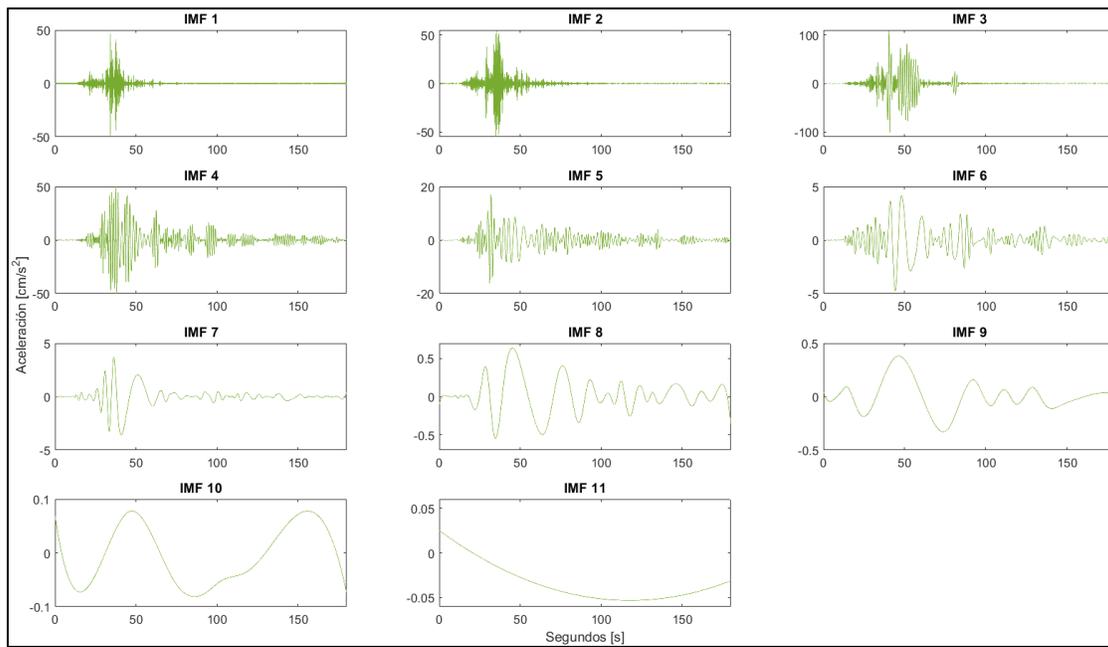


Figura A20. FIM's de la componente Norte-Sur de la estación CH84 (2017).

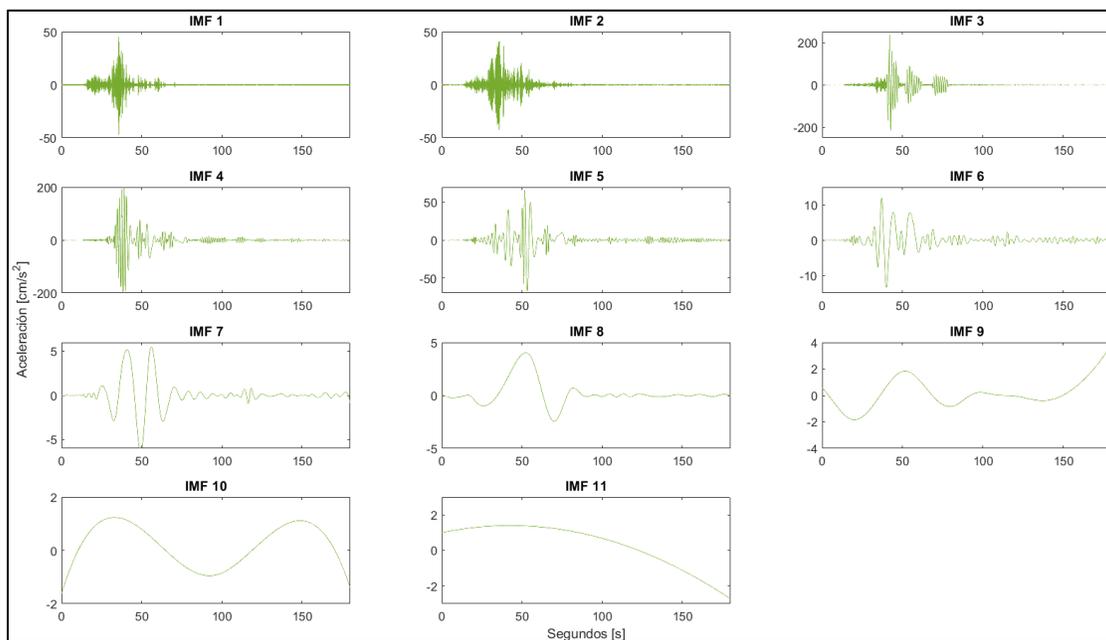


Figura A21. FIM's de la componente Este-Oeste de la estación CH84 (2017).

ANEXO B  
ESPECTROS DE HILBERT HUANG

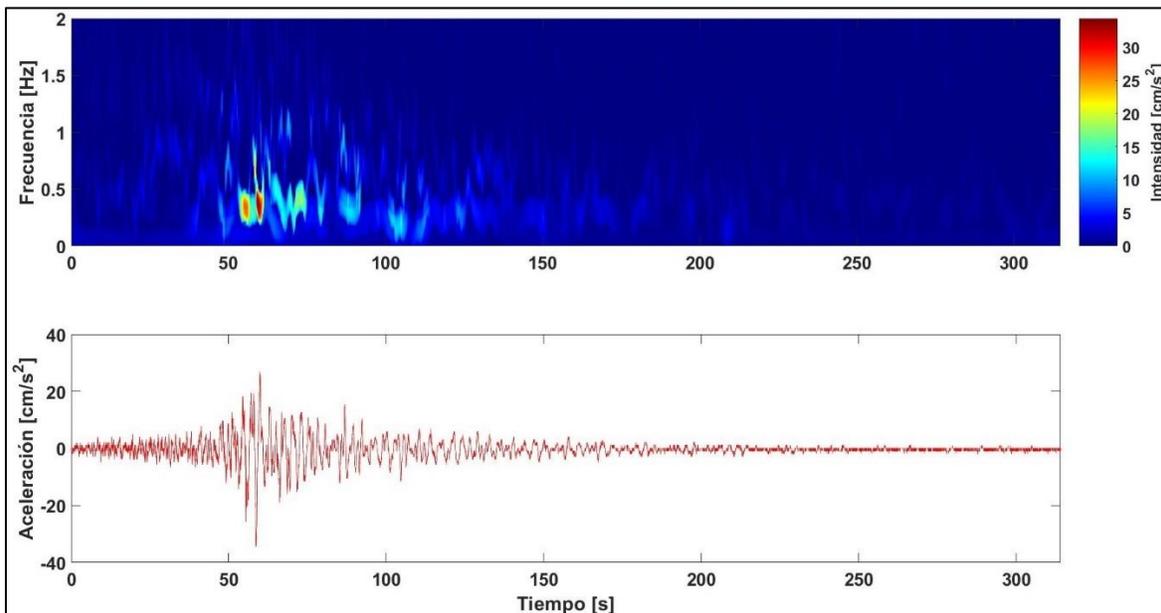


Figura B1. Espectro de Hilbert Huang para la estación CDAO (1985), componente Vertical.

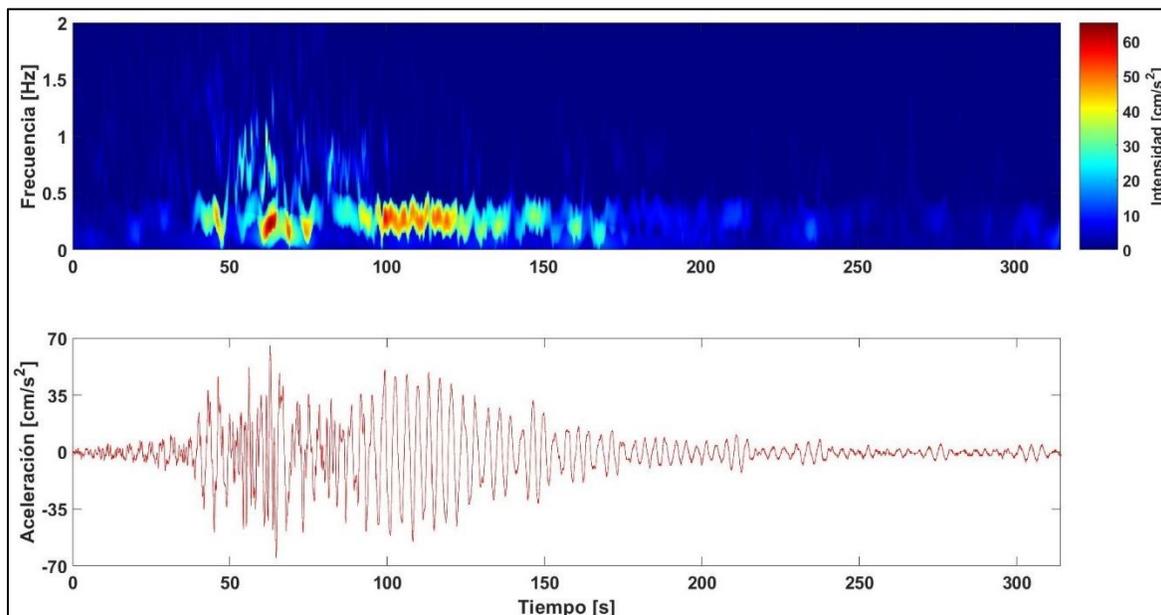


Figura B2. Espectro de Hilbert Huang para la estación CDAO (1985), componente Norte – Sur.

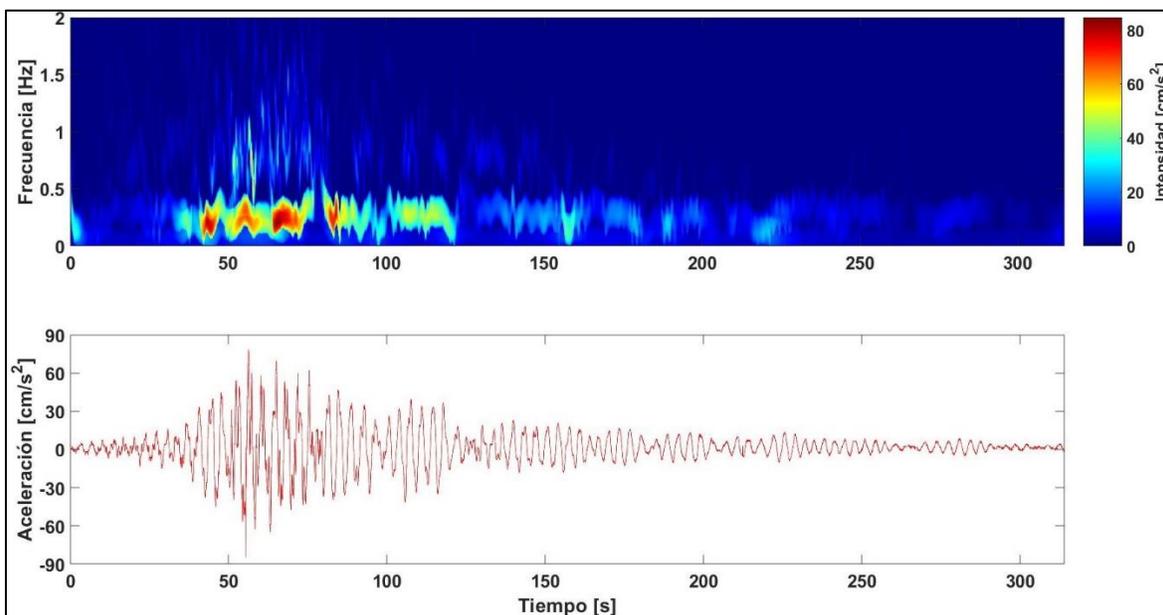


Figura B3. Espectro de Hilbert Huang para la estación CDAO (1985), componente Este – Oeste.

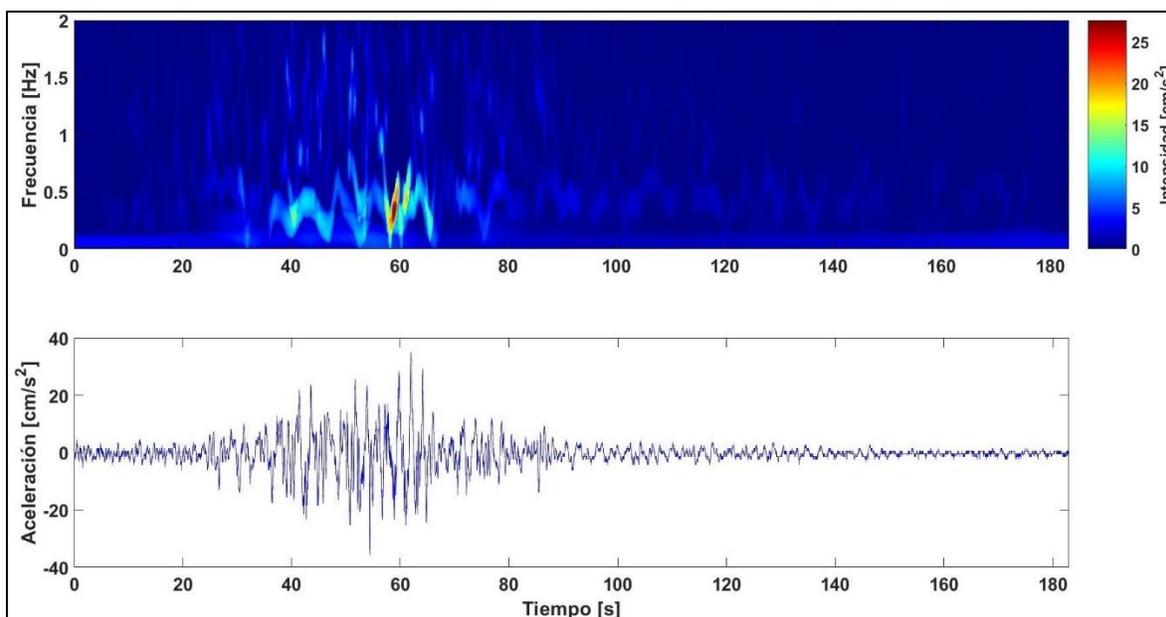


Figura B4. Espectro de Hilbert Huang para la estación SCT1 (1985), componente Vertical.

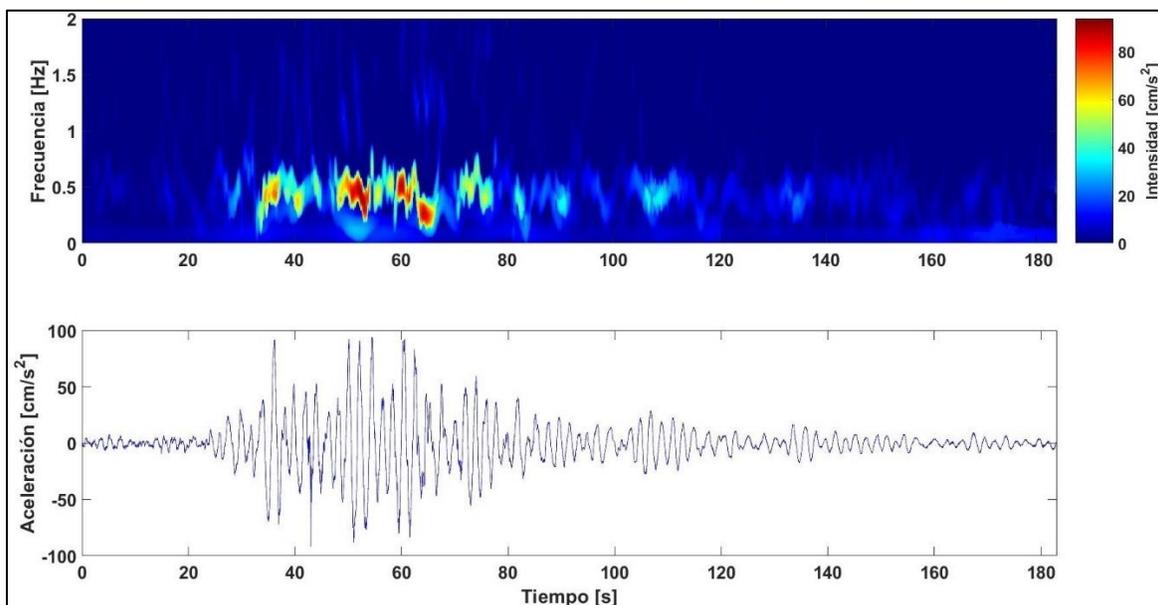


Figura B5. Espectro de Hilbert Huang para la estación SCT1 (1985), componente Norte – Sur.

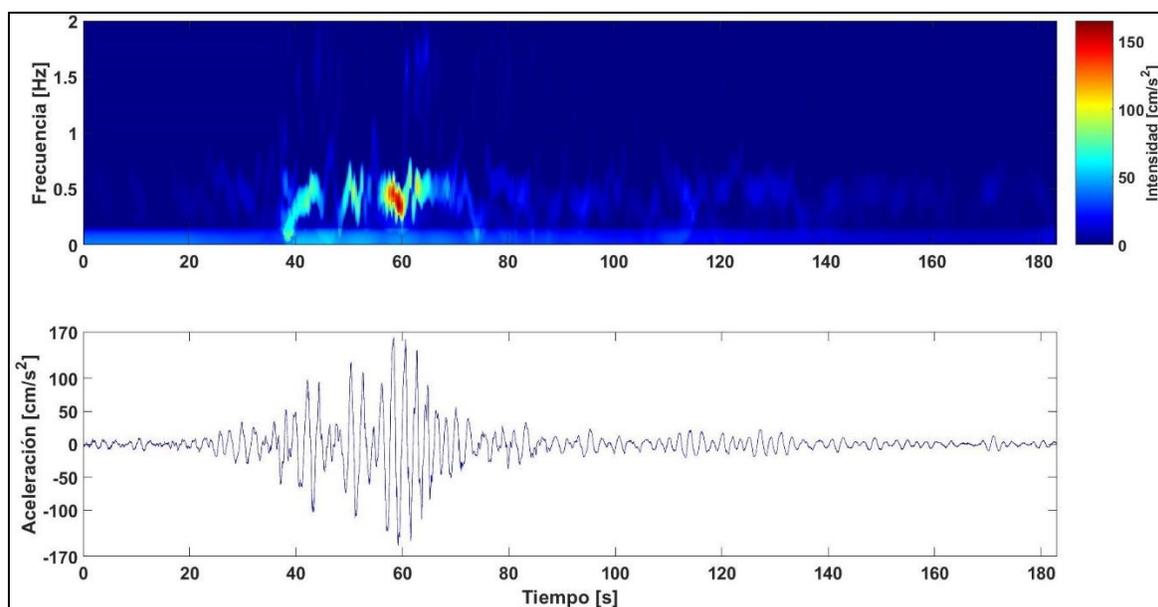


Figura B6. Espectro de Hilbert Huang para la estación SCT1 (1985), componente Este – Oeste.

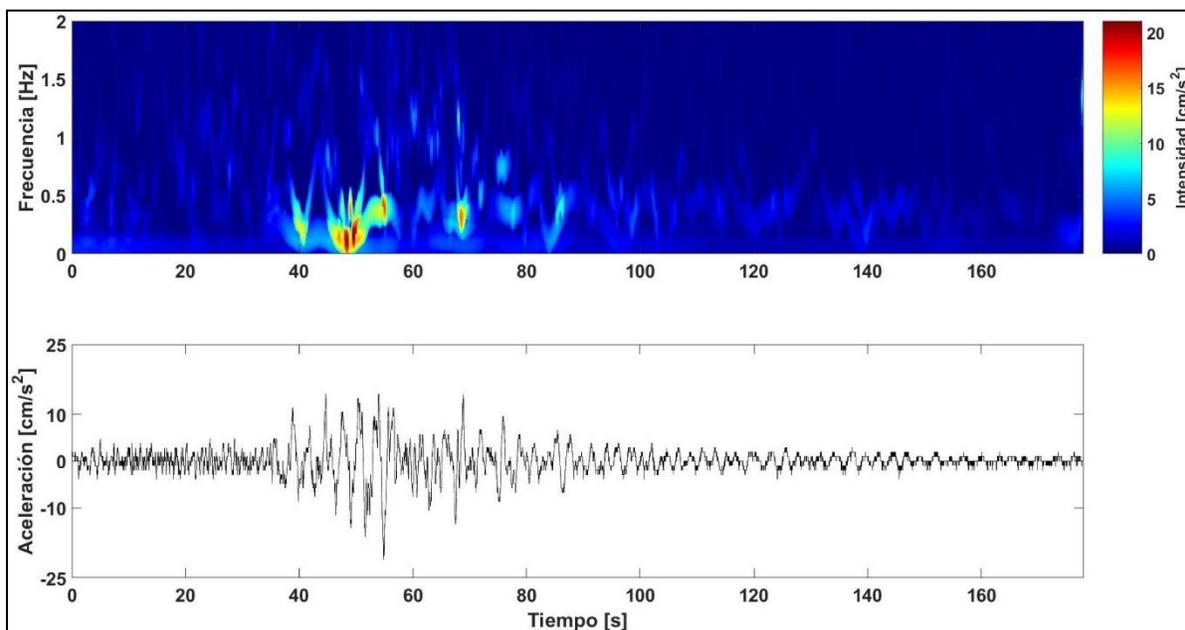


Figura B7. Espectro de Hilbert Huang para la estación CU01 (1985), componente Vertical.

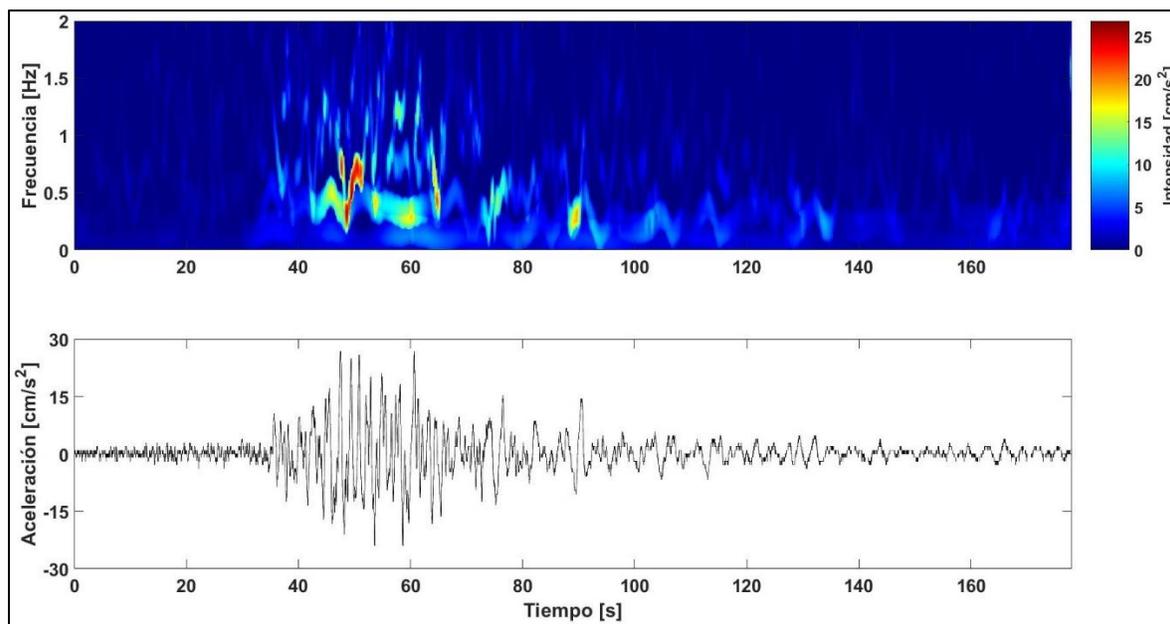


Figura B8. Espectro de Hilbert Huang para la estación CU01 (1985), componente Norte – Sur.

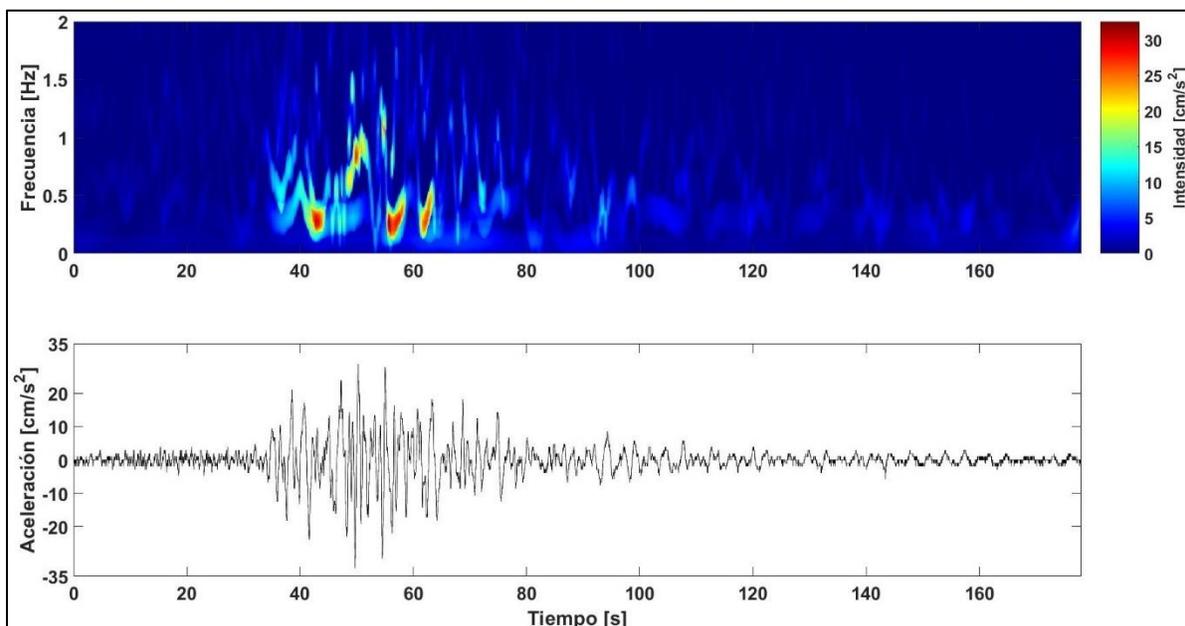


Figura B9. Espectro de Hilbert Huang para la estación CU01 (1985), componente Este – Oeste.

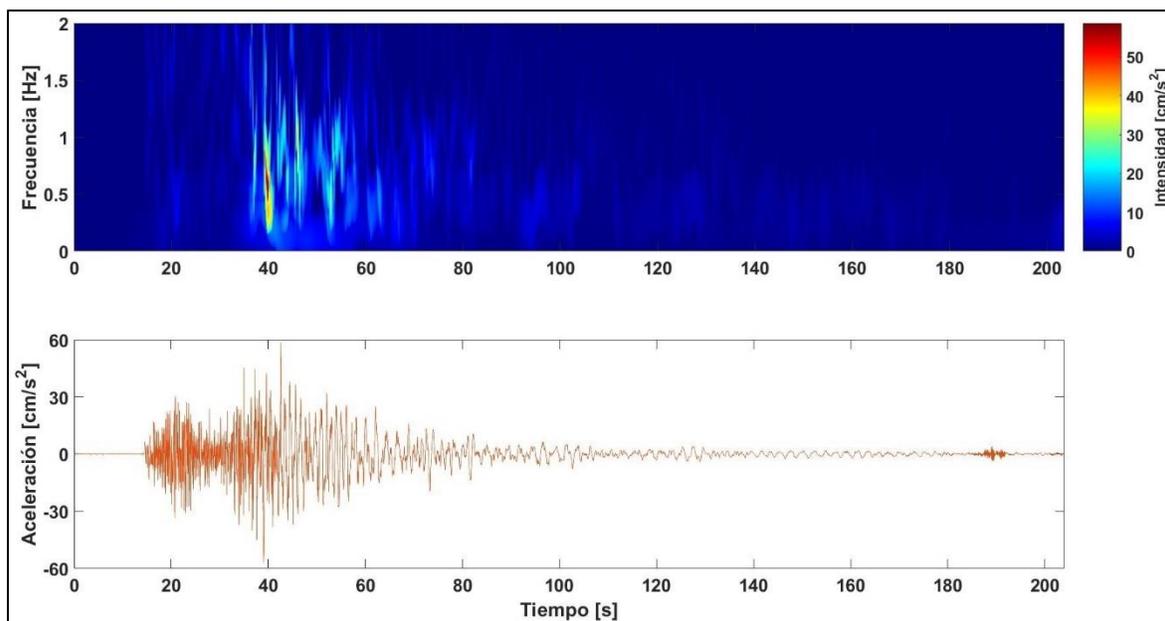


Figura B10. Espectro de Hilbert Huang para la estación CS66 (2017), componente Vertical.

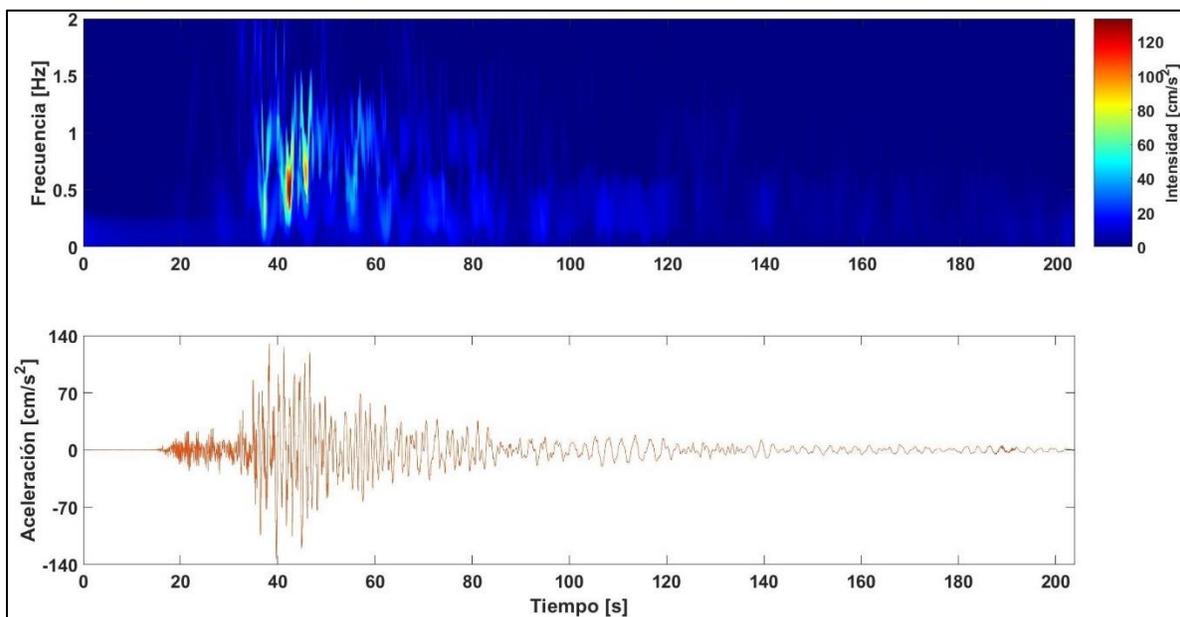


Figura B11. Espectro de Hilbert Huang para la estación CS66 (2017), componente Norte – Sur.

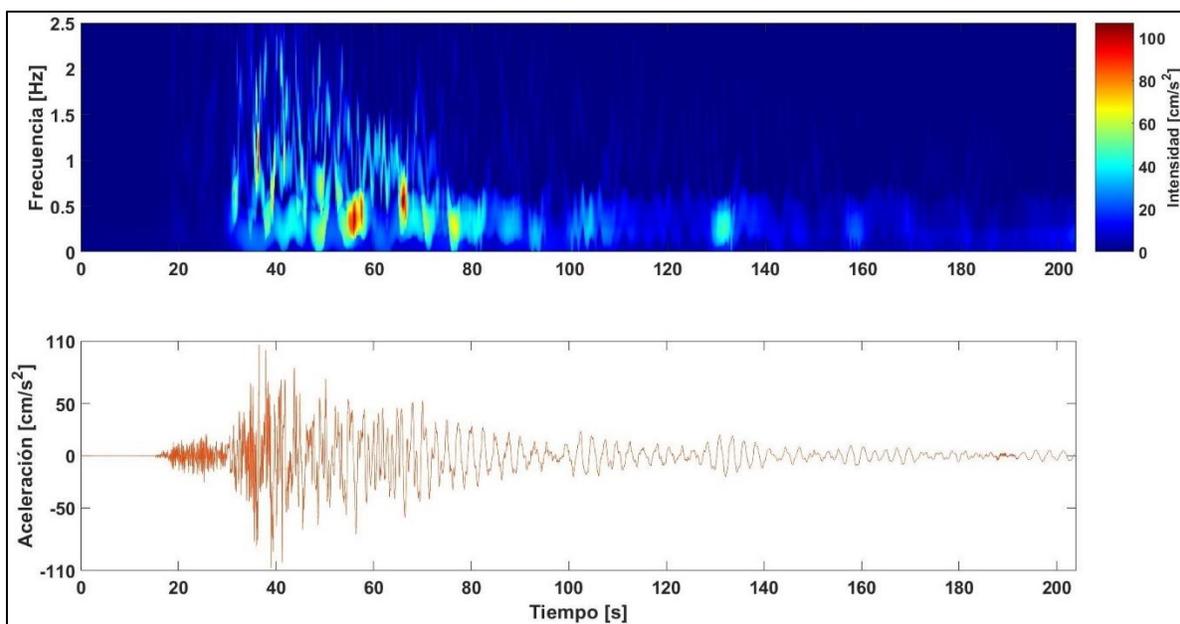


Figura B12. Espectro de Hilbert Huang para la estación CS66 (2017), componente Este – Oeste.

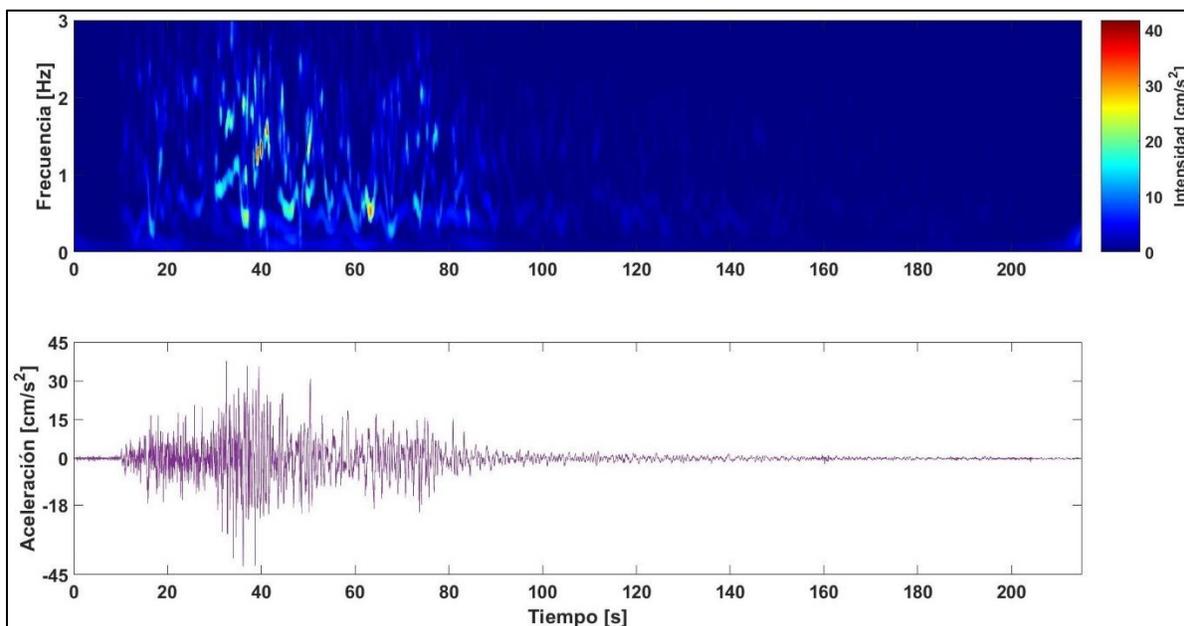


Figura B13. Espectro de Hilbert Huang para la estación SCT2 (2017), componente Vertical.

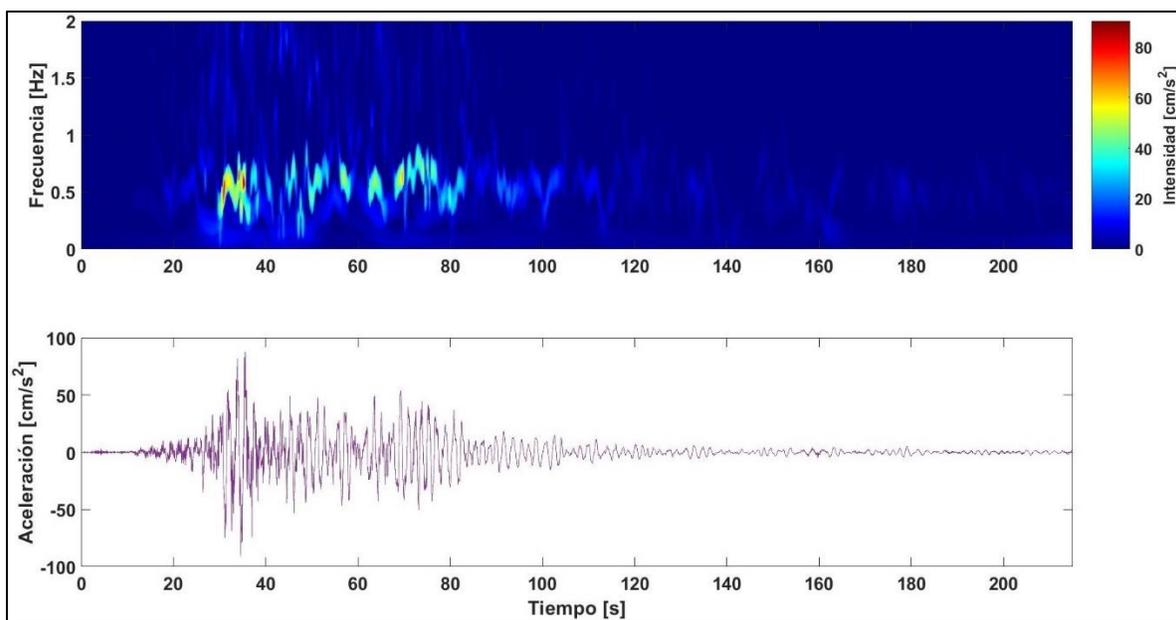


Figura B14. Espectro de Hilbert Huang para la estación SCT2 (2017), componente Norte – Sur.

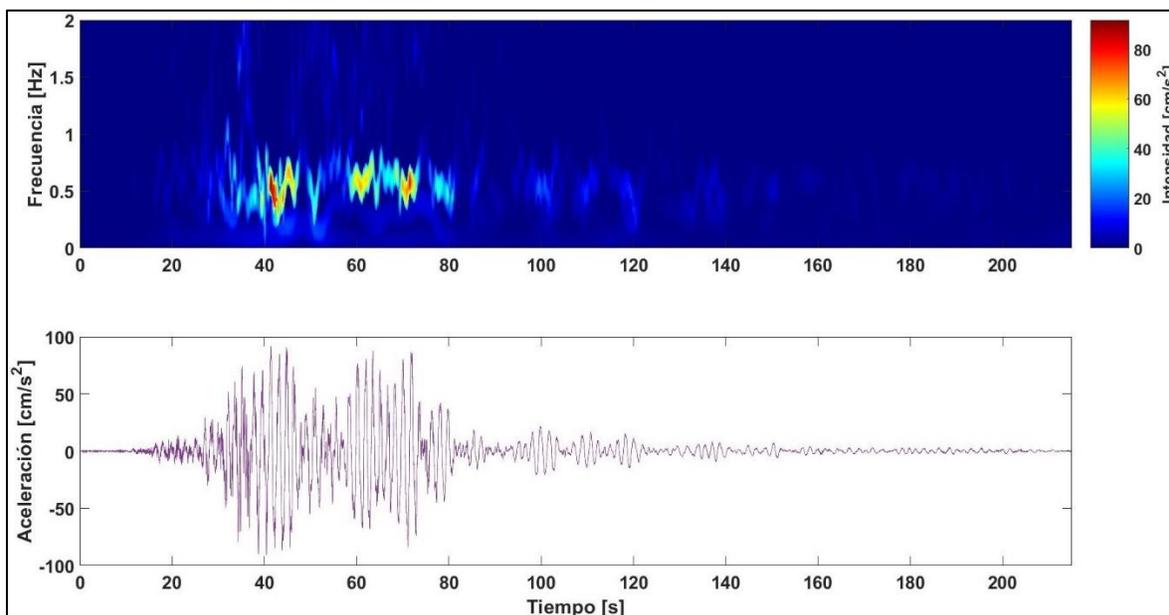


Figura B15. Espectro de Hilbert Huang para la estación SCT2 (2017), componente Este – Oeste.

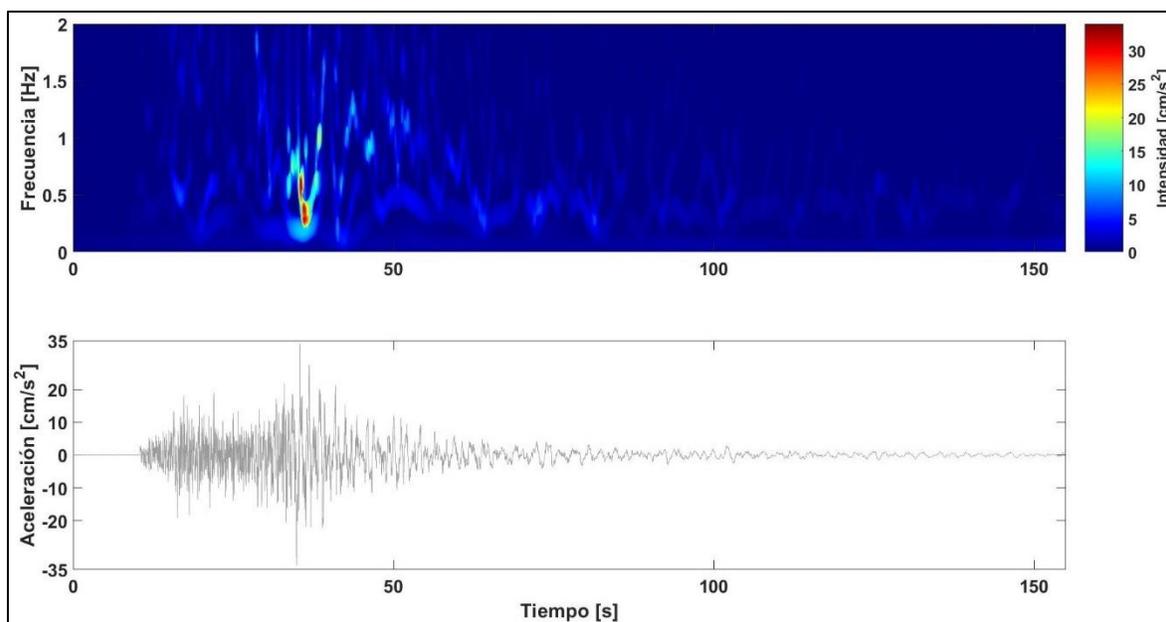


Figura B16. Espectro de Hilbert Huang para la estación CUP5 (2017), componente Vertical.

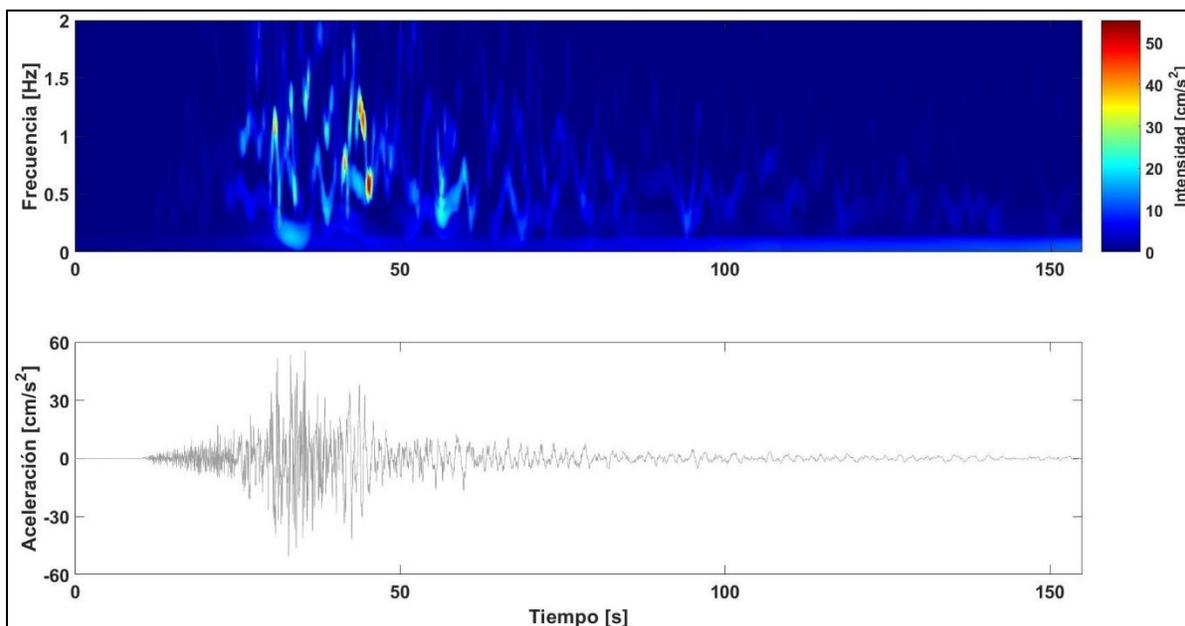


Figura B17. Espectro de Hilbert Huang para la estación CUP5 (2017), componente Norte – Sur.

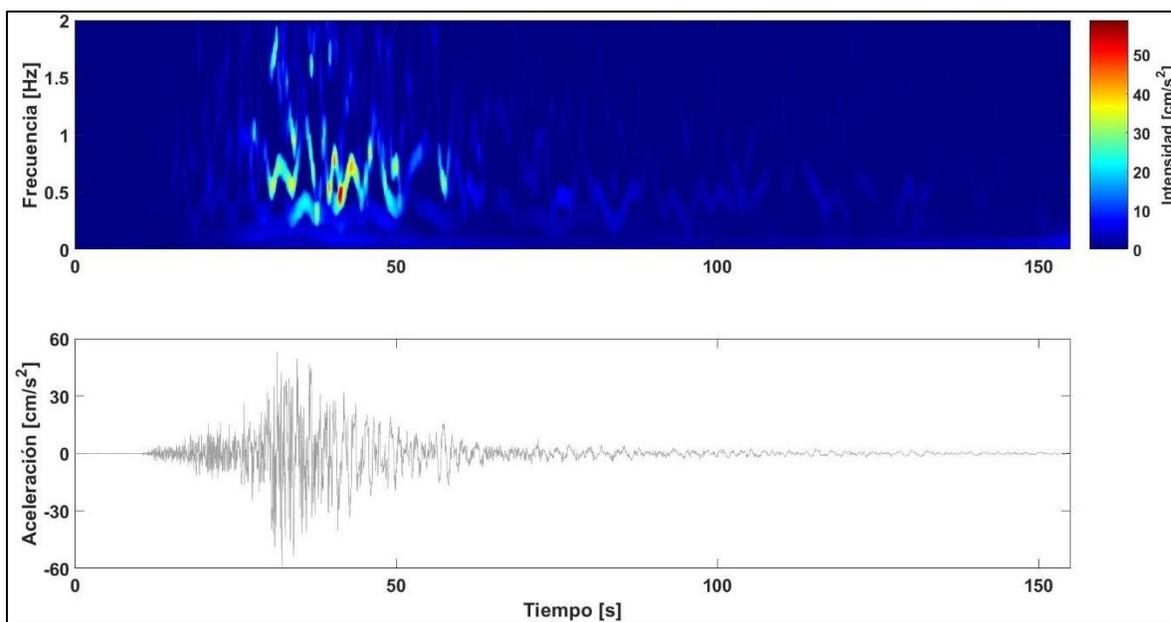


Figura B18. Espectro de Hilbert Huang para la estación CUP5 (2017), componente Este – Oeste.

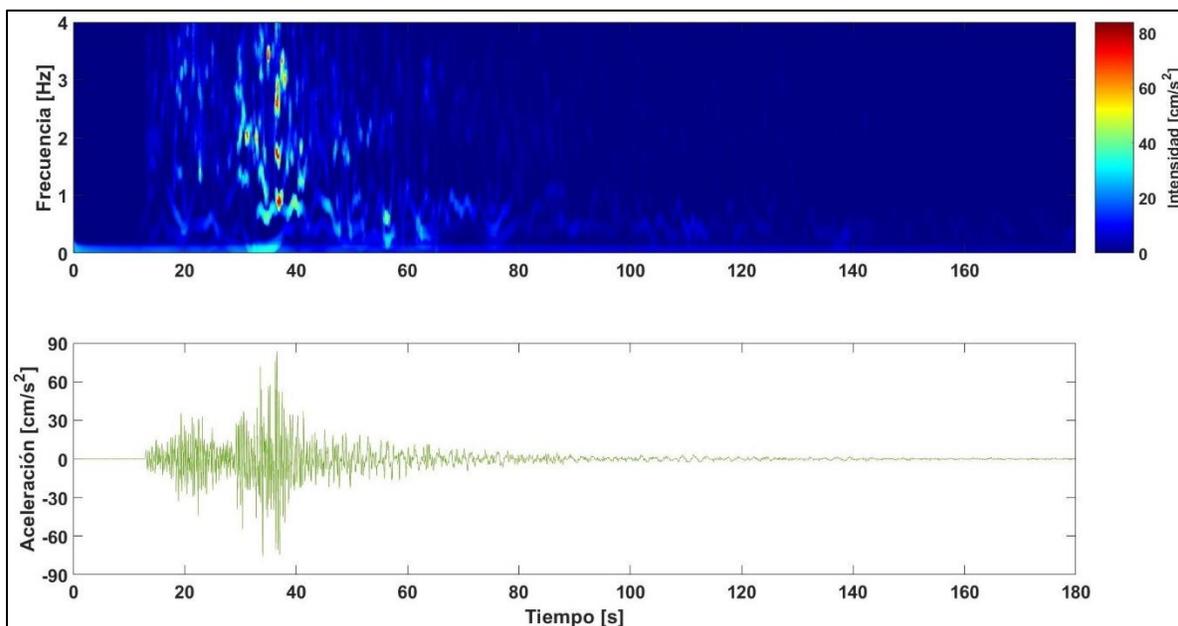


Figura B19. Espectro de Hilbert Huang para la estación CH84 (2017), componente Vertical.

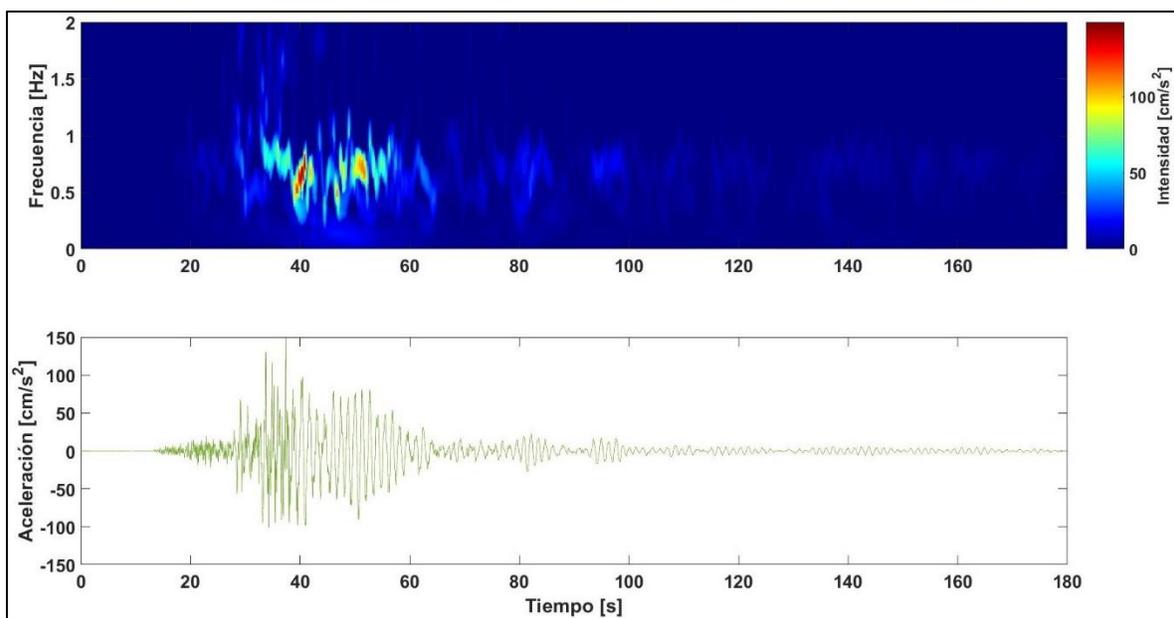


Figura B20. Espectro de Hilbert Huang para la estación CH84 (2017), componente Norte – Sur.

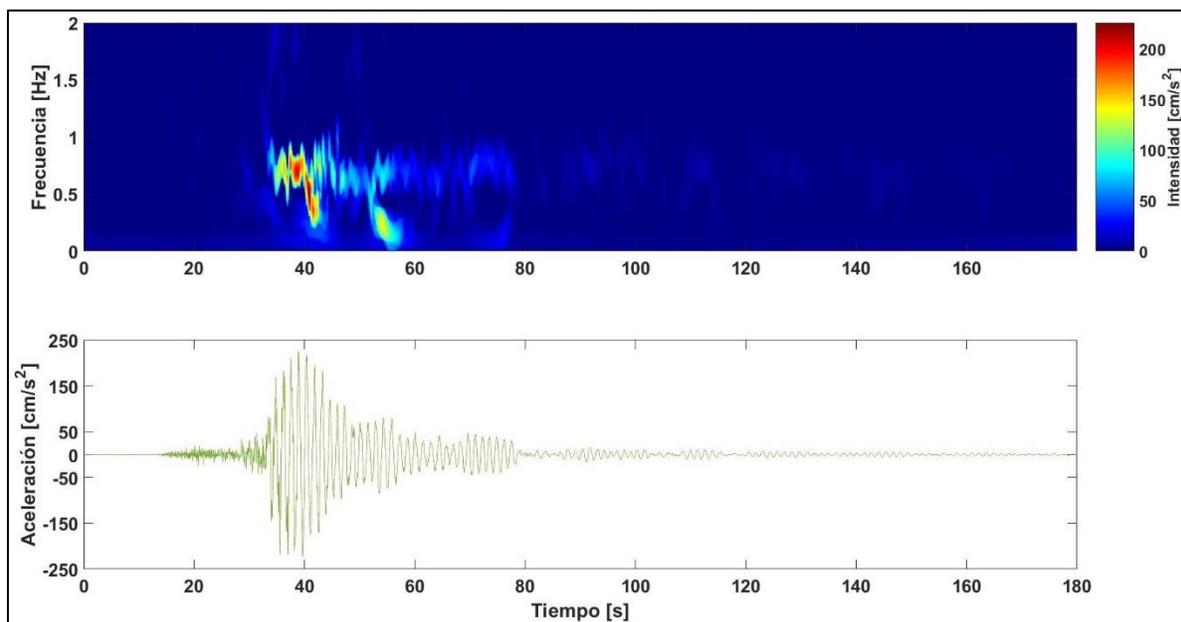


Figura B21. Espectro de Hilbert Huang para la estación CH84 (2017), componente Este – Oeste.