



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INVERSIÓN DE LA RESPUESTA SÍSMICA LOCAL UTILIZANDO MÉTODOS HEURÍSTICOS

TESIS PROFESIONAL
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEOFÍSICA

ÁREA
SISMOLOGÍA

PRESENTA:
MARICARMEN REYES OLVERA

DIRECTOR DE TESIS
DR. JOSÉ CARLOS ORTIZ ALEMÁN

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, ENERO 2014

A MIS PADRES

Hugo Reyes Bravo y Silvia Olvera Baeza.
Que siempre me alentaron a superarme y cumplir
mis objetivos, apoyándose en todas mis decisiones.
Para mí son lo más valioso, admiro la calidad humana
que los caracteriza, y que hizo de mí una mejor persona.
>> *El éxito de los hijos es también el éxito de los padres.*
Los amo.

A MIS HERMANOS

Hugo, Adrian e Ivan
Que han llenado mi memoria y
mi corazón de recuerdos invaluablees.
Cada uno, con su particular estilo, ha
influenciado mi forma de ser y pensar.

A EDER

Contigo he compartido las
mejores experiencias de mi vida,
desde que te conozco siempre he
tenido un motivo para sonreír.

AGRADECIMIENTOS

A LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Por brindarme la oportunidad de realizarme como profesionista, ofreciéndome, a través de la Facultad de Ingeniería, una educación superior de calidad, gracias a todo el personal docente de la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra por la excelente preparación académica, me siento orgullosa de pertenecer a esta institución.

AL INSTITUTO MEXICANO DEL PETRÓLEO

Que a través de su Programa de Becarios y del Consejo de Nacional de Ciencia y Tecnología me otorgó los recursos necesarios para la realización de este trabajo, con el Proyecto IMP – CONACyT – SENER – No. Y.00107, denominado “Integración tecnológica para el mejoramiento de los modelos de velocidad y su empleo en la migración PSMD para la visualización de plays subsalinos en el Golfo de México”.

AL DR. JOSÉ CARLOS ORTÍZ ALEMÁN

Por el compromiso mostrado en este trabajo, gracias por todos sus consejos y enseñanzas, y por acompañarme en esta etapa tan importante de mi carrera.

A MIS SINODALES

El Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza, M. en C. David Escobedo Zenil y M. en C. Javier Lermo Samaniego, por el tiempo dedicado y las aportaciones realizadas a este trabajo. De manera particular, al Dr. Arturo Iglesias Mendoza, que estuvo presente desde el inicio y su apoyo fue fundamental en el desarrollo de este proyecto.

RESUMEN

A partir de los registros de velocidad obtenidos por la Red MASE y el SSN, para seis eventos sísmicos, entre Agosto de 2005 a Abril de 2007, se estimó la respuesta sísmica local de 55 estaciones (41–MASE y 14–SSN) utilizando los métodos de optimización global denominados algoritmos genéticos y recristalización simulada, los cuales permiten explorar un amplio rango de soluciones potenciales para problemas no lineales, en comparación con otros métodos convencionales.

Con el esquema de inversión generalizada se estimaron los parámetros de fuente, trayecto y sitio correspondientes a los espectros de amplitud de la onda S de 219 registros sísmicos de velocidad (162–MASE y 57–SSN). Los parámetros resultantes de la inversión simultánea de los registros de las 55 estaciones, exhiben un ajuste significativo sin precedente entre los espectros observados y los calculados, lo que permite afirmar que representan valores bastante confiables.

ABSTRACT

The site response of 55 stations (41–MASE and 14–SSN) was estimated using earthquake velocity data of six seismic events recorded by the MASE seismic network and SSN permanent seismic network between August 2005 and April 2007, introducing a parameterized inversion scheme by using two global optimization methods, also called heuristic methods, genetic algorithms and simulated annealing, which allowed us to explore a wider range of non-linear potential solutions, as compared to other conventional methods.

The source-, path- and site-parameters corresponding to the S wave amplitude spectra of 219 velocity seismic records (162–MASE y 57–SSN) were estimated by means of the generalized inversion approach. The simultaneously inverted parameters from the records at 55 stations, exhibit a significant agreement between the observed and calculated spectra, which supports their reliability.

ÍNDICE

	RESUMEN	i
	ABSTRACT	ii
	ÍNDICE	iii
01	INTRODUCCIÓN	1
	1.1 Objetivos	3
02	ANTECEDENTES	
	2.1 Red Sísmica Temporal MASE	4
	2.1.1 Selección de los Sitios para las Estaciones e Instalación	6
	2.1.2 Instrumentación	7
	2.1.3 Estudios Previos	9
	2.2 Marco Tectónico	9
03	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	
	3.1 Fundamentos de Sismología	12
	3.1.1 Ondas Sísmicas	12
	3.1.2 Sismogramas	14
	3.2 Teoría de Inversión	35
	3.2.1 Algoritmos Genéticos	38
	3.2.2 Recristalización Simulada	42
04	METODOLOGÍA	
	4.1 Datos y Procesamiento	46
	4.2 Parametrización de los Términos de la Fuente Sísmica y el Trayecto	50
	4.3 Inversión de la Respuesta Sísmica Local	52
05	RESULTADOS Y CONCLUSIONES	
	5.1 Respuesta Sísmica Local y Término de Atenuación Local	56
	5.2 Función de Atenuación	61
	BIBLIOGRAFÍA	66
	ANEXOS	68

CAPÍTULO INTRODUCCIÓN

01

La actividad tectónica, sísmica y volcánica, presente en la República Mexicana se origina principalmente en la zona de subducción de la Costa del Océano Pacífico, en el límite convergente denominado Trinchera Mesoamericana. Aunque actualmente se tiene un mayor conocimiento y comprensión de esta compleja zona de subducción, es importante caracterizar el comportamiento dinámico del terreno superficial debido a la actividad sísmica.

En el año 2004 se llevó a cabo el Proyecto MASE, en el que se instalaron 100 estaciones desde Acapulco, Guerrero, hasta Tempoal, Veracruz, con el objetivo de entender y modelar la dinámica de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica. La **Figura 1.1** muestra el arreglo de la red sísmica temporal del Proyecto MASE, algunas estaciones del Servicio Sismológico Nacional, en adelante SSN, y la zonificación sísmica de la parte central del país considerando tres niveles de peligro sísmico: bajo, moderado y alto (Centro Nacional de Prevención de Desastres).

La estimación de las variaciones del movimiento del suelo debido a las condiciones particulares de un sitio es de gran interés ingenieril, dada su importante contribución en el estudio del riesgo sísmico. El crecimiento acelerado de la población y la transformación de zonas rurales a urbanas, ha hecho necesaria la mejora constante en las normas de construcción para salvaguardar a la sociedad y evitar la pérdida económica que implica el daño de estructuras civiles.

Como se aprecia en la **Figura 1.1**, la red MASE tiene una cobertura ideal para entender la variación espacial del peligro sísmico en sus tres niveles. Una estimación precisa de la respuesta sísmica local en los sitios del arreglo, permitiría derivar información importante que puede servir como base para la toma de decisiones relacionadas con medidas de protección civil, así como la definición de normas de construcción sismo – resistentes.

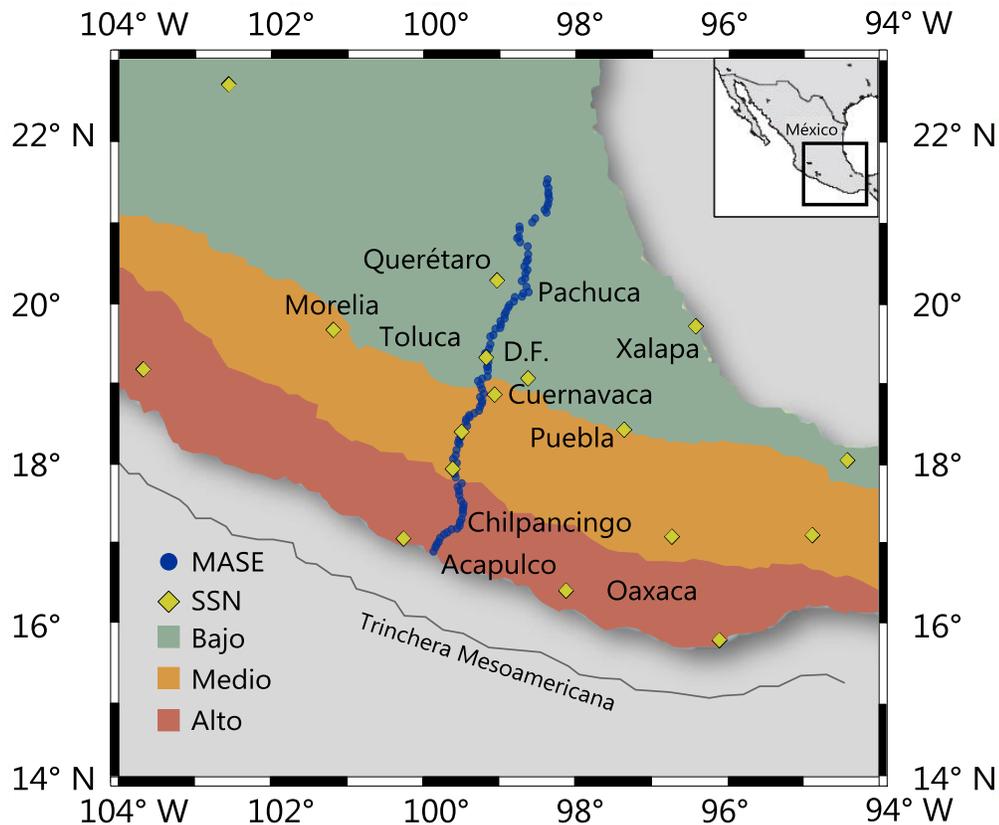


Figura 1. 1 Distribución de las estaciones del Proyecto MASE y el SSN. Se indica la zonificación sísmica y el nivel de peligro asociado, según el Centro Nacional de Prevención de Desastres.

Para una adecuada estimación de la respuesta sísmica local, es necesario plantear técnicas que permitan separar las contribuciones de la fuente y el trayecto del efecto de sitio. En este trabajo se emplea el esquema de inversión parametrizada propuesto por Field y Jacob (1995), que no requiere de una estación de referencia. En este esquema el espectro de amplitud de la onda de corte de un evento sísmico se representa a partir de un modelo parametrizado de los efectos de la fuente y el trayecto; y en donde el efecto de sitio es un término dependiente de la frecuencia.

De los 68 sismos ocurridos durante el periodo de operación del Proyecto MASE, seis son de magnitud $5.0 \leq M_w \leq 5.6$. Además, de las 123 estaciones disponibles, contemplando las del Proyecto MASE y las del SSN, sólo 55 presentan límites normales de nivel de ruido (41–MASE y 14–SSN). Las condiciones anteriores permiten seleccionar 219 registros de velocidad (162–MASE y 57–SSN) de los 4453 existentes. Con la cantidad de datos disponibles se formula un problema inverso siguiendo el esquema de inversión parametrizada y generalizada, con seis eventos sísmicos y 55 estaciones sísmicas.

El esquema de inversión parametrizada propuesto representa un problema de estimación de parámetros fuertemente no lineal. De este modo, para su solución, requiere de métodos de optimización altamente eficientes, capaces de explorar exhaustivamente el espacio de modelos hasta conseguir una solución físicamente significativa en las proximidades del óptimo global.

Los métodos de optimización global, también conocidos como métodos heurísticos, utilizan reglas empíricas para encontrar la solución del problema inverso que representa la mejor estimación de los parámetros. Entre estas técnicas se encuentran los métodos de algoritmos genéticos (*genetic algorithms*) y recristalización simulada (*simulated annealing*) ambos concebidos a partir de analogías con sistemas de optimización existentes en la naturaleza.

Estos métodos de inversión son altamente recomendados para problemas geofísicos multiparamétricos no lineales, y han sido utilizados en trabajos previos que abarcan una amplia gama de aplicaciones en ciencia e ingeniería (Sen y Stoffa, 1991; Rodríguez-Zuñiga *et al.*, 1997).

1.1. OBJETIVOS

El propósito de este trabajo es estimar la respuesta sísmica local de algunas estaciones del Proyecto MASE y del SSN, mediante el planteamiento de un esquema de inversión parametrizada generalizada y empleando métodos heurísticos.

CAPÍTULO ANTECEDENTES

02

2.1. RED SÍSMICA TEMPORAL DEL PROYECTO MASE

El objetivo principal del Proyecto MASE fue entender y modelar la dinámica de la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica. En este proyecto participaron el Observatorio de Tectónica del Instituto de Tecnología de California (TO-CALTECH), el *Center for Embedded Networked Sensing* (CENS), la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

En la primera etapa se contemplaron 100 estaciones sísmicas, dispuestas en una línea que atravesó la República Mexicana desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, pasando por el Distrito Federal, Estado de México, Guerrero, Hidalgo, Morelos y Veracruz, **Figura 2.1**. La geometría del arreglo considera un espaciamiento entre estaciones de aproximadamente 5 [km]. Las coordenadas de las estaciones, en latitud y longitud, se especifican en el **Anexo 2.1**.

El periodo de operación de la primera etapa del Proyecto MASE fue de Diciembre de 2004 a Julio de 2007. Los datos registrados corresponden a eventos sísmicos (locales, regionales y telesísmicos), ruido sísmico y tremores no volcánicos. Para este trabajo se seleccionaron inicialmente los registros de velocidad de aquellos eventos sísmicos con magnitud entre 4.5 y 6.0. En la **Figura 2.2** se muestra la localización de dichos eventos. Los datos generales de los registros (ubicación, profundidad y magnitud) se encuentran en el **Anexo 2.3**.

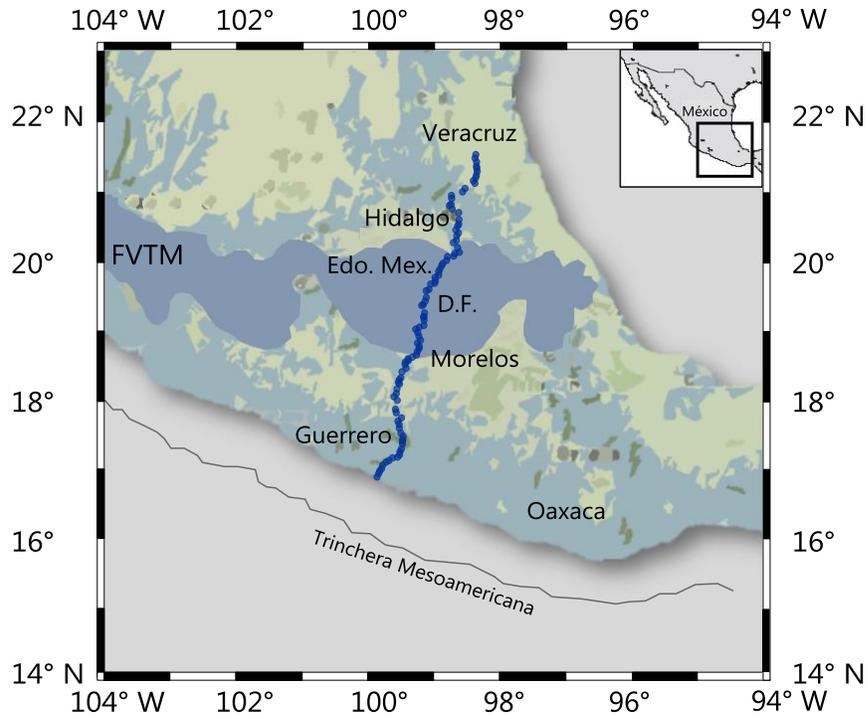


Figura 2. 1 Localización de las estaciones del Proyecto MASE. La zona sombreada corresponde a la Faja Volcánica Transversal Mexicana (FVTM).

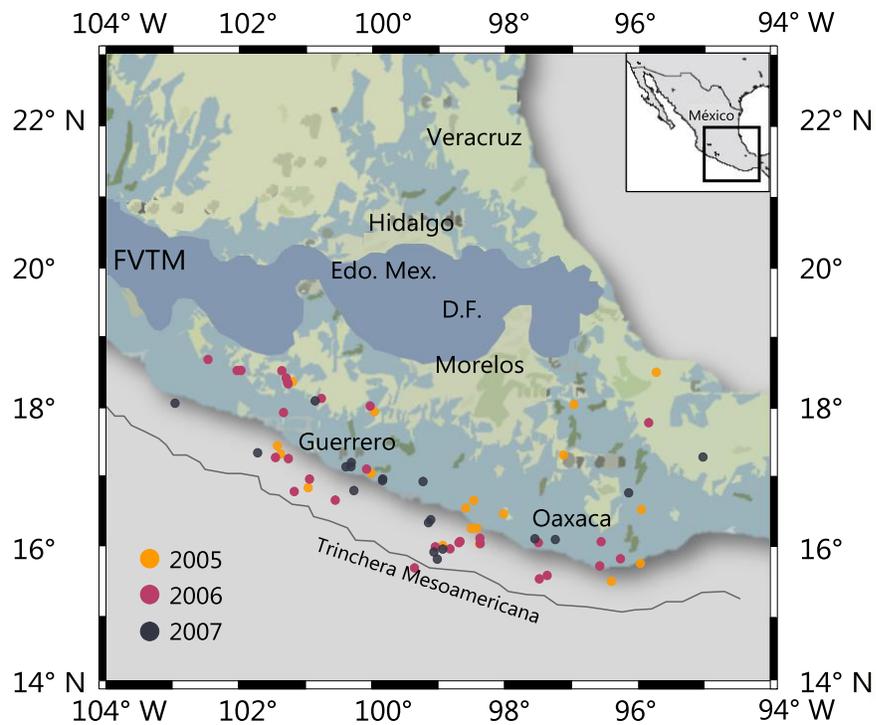


Figura 2. 2 Localización de los sismos registrados por el Proyecto MASE. La zona sombreada corresponde a la Faja Volcánica Transversal Mexicana (FVTM).

2.1.1. SELECCIÓN DE LOS SITIOS PARA LAS ESTACIONES E INSTALACIÓN

Para la red sísmica temporal del Proyecto MASE se requería de una instalación del equipo práctica y de bajo costo, en zonas seguras y accesibles. Evaluando los elementos anteriores se concluyó que las escuelas, centros públicos y algunos terrenos de propiedad privada eran lugares ideales para la instalación. La selección de los sitios para las estaciones contempló también condiciones necesarias para el óptimo funcionamiento de los instrumentos; ruido ambiental mínimo, temperatura constante y resguardo total, (Pérez-Campos, 2008), (**Anexo 2.13**).

En cada sitio se construyeron dos cavidades para instalar y proteger el equipo, **Figura 2.3**. En la **Tabla 2.1** se describen las especificaciones y características de cada una de éstas.

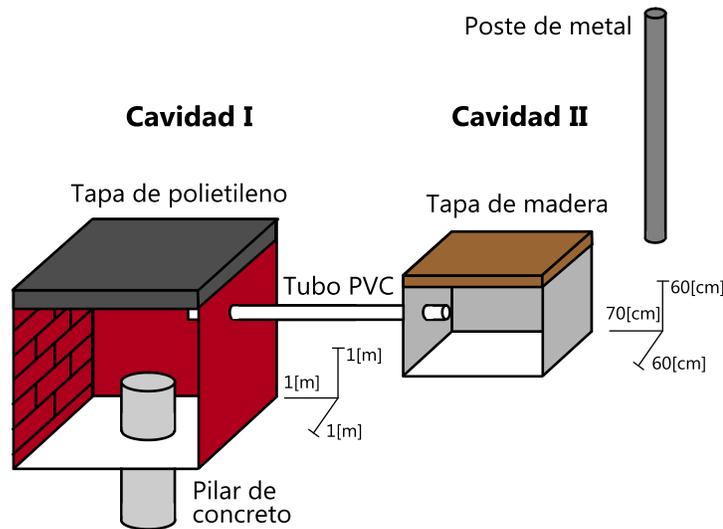


Figura 2. 3 Descripción gráfica de las Cavidades I y II para la instalación del equipo en las estaciones del Proyecto MASE.

TIPO	INSTRUMENTOS	DIMENSIONES	CARACTERÍSTICAS
Cavidad I	Sensor de banda ancha.	~ 1 [m ³]	Paredes de tabique rojo, pilar de concreto de 30 [cm] de diámetro y altura y tapón de polietileno.
Cavidad II	Registrador, batería, controlador de carga, controlador del sensor y radio de transmisión ¹ .	~ 60 x 70 x 60 [cm]	Paredes y piso de concreto, con tapa de madera y marco de metal
Externo	Panel solar, antena, GPS y antena yagi ¹ o parabólica ¹ .	~2.20 [m] De altura	Poste enterrado y anclado con concreto y cables de tensión

¹ Sólo 50 estaciones transmitían en tiempo real.

Tabla 2. 1 Especificaciones de las estaciones del Proyecto MASE, modificada de Greene (2009).

2.1.2. INSTRUMENTACIÓN

La sismología moderna representa un cuerpo de conocimiento en constante evolución que cimenta sus progresos en el análisis metódico de los datos obtenidos por instrumentos especiales, capaces de detectar y registrar el movimiento del terreno, para estudiar los fenómenos relacionados con la generación y propagación de las ondas sísmicas.

La aseveración anterior también es válida para otras ramas de la sismología, por ejemplo, la ingeniería sísmica y la prospección sísmica. Actualmente los sismólogos diseñan desde estudios sismotectónicos regionales hasta la estimación del peligro sísmico local, mediante la planeación y ejecución de una estrategia de instrumentación apropiada para el objetivo particular de tales experimentos. En lo que se refiere a la instrumentación, es necesario considerar factores importantes como el rango dinámico y la respuesta en frecuencia del sensor a utilizar, ver **Tabla 2.2**.

ESTUDIO	DISTANCIA DE LA FUENTE [km]	RANGO DE FRECUENCIA [Hz]	INSTRUMENTO
Monitoreo de movimientos fuertes	1000	0 – 100	Acelerómetros.
Sismicidad local	100	0.1 – 100	Geófonos, periodo corto, acelerómetros.
Sismicidad regional	1000	0.01 – 50	Todos.
Sismicidad global	Todas	0.001 – 20	Todos.
Estructura de la Tierra	Todas	Todas	Banda ancha.

Tabla 2. 2 Tipo de estudio sísmico y sus características a considerar, modificada de Havskov *et al.* (2006).

En una estación sísmica, además de los sensores básicos (sismómetros, acelerómetros y extensómetros), los receptores GPS (*Global Positioning System*) también son un elemento importante, ya que permiten medir la posición de un punto en la superficie con gran precisión, utilizando también el registro de tiempo de los satélites.

Los sensores de banda ancha instalados en el Proyecto MASE permitieron registrar la señal proveniente de eventos sísmicos locales, regionales y telesísmicos, así como ruido sísmico y tremores no volcánicos. En cada estación se instaló un sismómetro de banda ancha tipo *Guralp CMG-3T* y un digitalizador *Reftek 130-01* ó *Quanterra-Q330*. Sólo la mitad de las estaciones contaba con un radio estándar de conexión inalámbrica para la transferencia de datos, por lo que fue necesaria la existencia de una línea de vista entre éstas. A continuación se describe brevemente el equipo instalado:

Sismómetro de banda ancha, Guralp CMG – 3T

Este sismómetro es fabricado por la compañía *Guralp Systems* y es de tipo electromagnético. Consiste en tres ejes con igual número de sensores (tri-axial) dentro de un empaque hermético, que registran de manera simultánea el movimiento del suelo en las componentes Norte – Sur, Este – Oeste y Vertical, con una sensibilidad a las vibraciones del terreno en un rango de 0.003 a 50 [Hz]. La respuesta en frecuencia es plana entre 10^{-2} y 10 [Hz], como se muestra en la **Figura 2.4**.

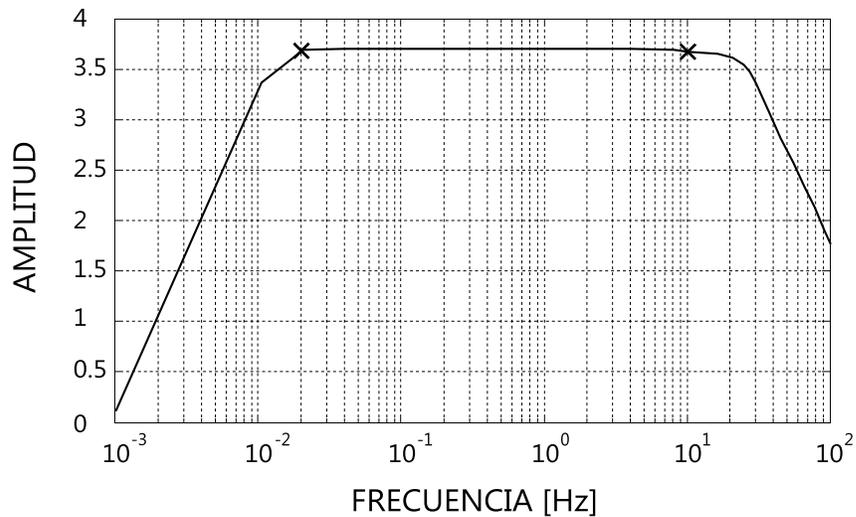


Figura 2. 4 Respuesta en frecuencia del sensor Guralp CMG - 3T, modificada de Real (2010).

Registadores, Reftek 103 – 01 y Quanterra Q330

Los registradores *Reftek 130-01* instalados eran de tres canales en su mayoría. Contaban con terminal de control y ajustes, comunicación IP vía Ethernet y serial asíncrono, conector de energía de 12 [V], receptor GPS y tarjetas de memoria Compact Flash II.

El registrador *Quanterra Q330* es de banda ancha, con seis canales de alta resolución sísmica, transfiere datos en tiempo real utilizando señales de radio con transmisión continua o periódica. Cuenta con un convertidor análogo/digital delta-sigma de 24 bits, un módulo DSP/RAM de 8 Mb, receptor GPS, controlador de carga y controlador de sensor, módulo de operación telemétrica y comunicación IP.

2.1.3. ESTUDIOS PREVIOS

Por medio del análisis de microtemores (Real-Pérez, 2010), fue posible caracterizar el nivel de ruido presente a diferentes frecuencias en las estaciones del Proyecto MASE, los resultados se muestran en el **Anexo 2.1**. Este estudio permite evaluar la calidad de las señales registradas y analizar los diferentes tipos de ruido que pueden estar presentes en los registros sísmicos, que afectan y enmascaran la señal de interés.

Real-Pérez (2010) calcula las curvas de ruido para el total de estaciones instaladas, y las compara con las curvas de ruido alto y bajo propuestas por Peterson (1993); que consisten en curvas de densidad espectral de potencia de aceleración, obtenidas a partir de una compilación del ruido registrado en 75 estaciones digitales de la Red Sismográfica Global (*Global Seismographic Network*), y que actualmente son la base para el cálculo de los límites de niveles de ruido en una estación sismológica.

Los resultados obtenidos muestran que la ubicación de las estaciones produce un nivel de ruido específico, es decir, podemos encontrar en las señales registradas elementos característicos del sitio de la estación. En la costa se presentan perturbaciones del oleaje debidas a huracanes, tormentas y demás fenómenos meteorológicos, mientras que en montañas y laderas es el viento, y su interacción con la topografía, la principal fuente de ruido. Se encontraron algunas diferencias, para la mayoría de los registros, en la frecuencia e intensidad de la señales dependiendo de la época del año, así como variaciones en el nivel de ruido cultural, tanto de día como de noche, debido a la actividad inherente de las ciudades o localidades donde fueron instaladas las estaciones.

A pesar de todas estas fuentes de ruido presentes, se observó que los niveles de ruido sísmico a lo largo de toda la línea son bastante aceptables. Aunque la utilidad de los datos sísmicos es mucho mayor cuando los niveles de ruido son bajos; es posible maximizar ésta con una buena comprensión y cuantificación del ruido sísmico, así como con un correcto tratamiento de la señal.

2.2. MARCO TECTÓNICO

Dentro del territorio mexicano interactúan cinco placas tectónicas; la mayor parte del país se encuentra en la Placa de Norteamérica, mientras que la península de Baja California es parte de la Placa del Pacífico y el sur de Chiapas de la Placa del Caribe. Las otras dos placas

que conforman el marco tectónico de México son la Placa de Cocos y la Placa de Rivera, ambas se encuentran en el Océano Pacífico y se subducen a lo largo de la Costa del Pacífico por debajo de la Placa de Norteamérica. A este límite convergente se le conoce como Trincheras Mesoamericanas, **Figura 2.5**.

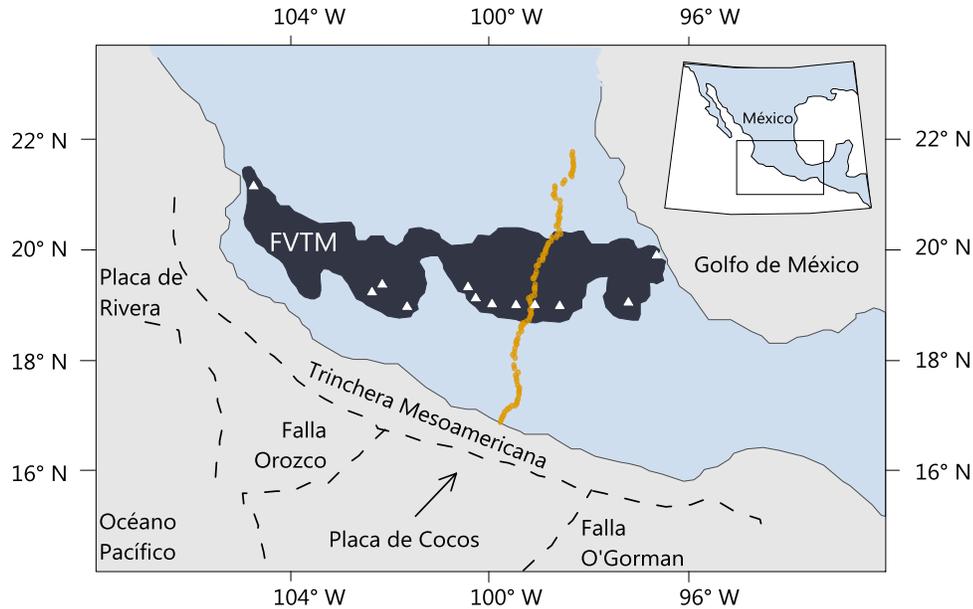


Figura 2.5 Principales elementos tectónicos de Sur de México. La línea anaranjada indica el arreglo del Proyecto MASE. Los triángulos dentro de la FVTM son los volcanes actualmente activos, modificada de Greene (2009).

En la porción central del país se encuentra la Faja Volcánica Transversal Mexicana, *FVTM*, que se extiende en dirección Sureste – Oeste aproximadamente 1000 [km], desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, y está relacionada con la subducción de las Placas de Cocos y Rivera debajo de la Placa de Norteamérica.

La Placa de Rivera subduce la parte occidental de la Trincheras Mesoamericana con una velocidad de 1.7 – 2.2 [cm/año], y la Placa de Cocos subduce la parte central y oriental, con una velocidad de 4.7 – 6.7 [cm/año]. La subducción de estas dos placas tectónicas genera la mayor parte de la actividad sísmica en la zona de convergencia del Pacífico Sur de México, tanto del tipo interplaca, en los límites de las placas, como intraplaca, en el interior de la placa oceánica subducente. En la **Figura 2.5** se observa que la línea de las estaciones del Proyecto MASE es perpendicular a la costa, siguiendo la dirección de subducción de la Placa de Cocos.

Existen diversos estudios relacionados con la estructura y geometría de la Placa de Cocos, Greene (2009) utilizó funciones receptor de 94 de las 100 estaciones del Proyecto MASE para modelar la geometría, los resultados obtenidos muestran tres cambios de

ángulo en la Placa de Cocos; desde la costa y hasta ~65 [km] esta inclinada ~22°, de 65 – ~220 [km] es prácticamente horizontal, y de 220 – ~240 [km] el cambio de ángulo es gradual hasta llegar a ~67°. En la **Figura 2.6** se aprecia la geometría obtenida por Greene (2009) y su comparación con algunos otros modelos.

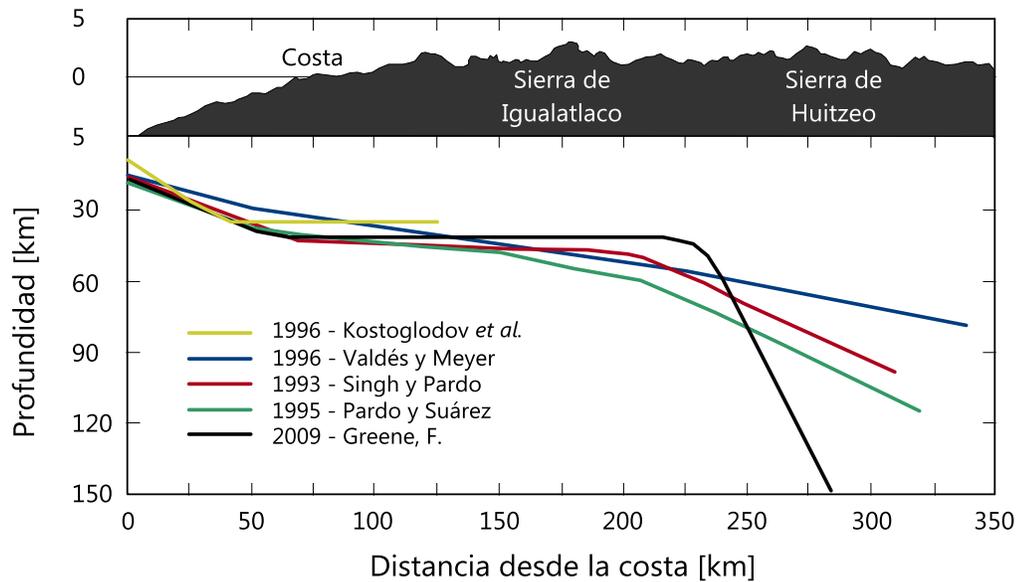


Figura 2. 6 Comparación de la geometría del techo de la corteza oceánica subducida para diferentes estudios, modificada de Greene (2009).

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

CAPÍTULO

03

3.1. FUNDAMENTOS DE SISMOLOGÍA

3.1.1. ONDAS SÍSMICAS

Para el estudio de la estructura de la Tierra se propone un modelo en el que ésta es considerada un medio homogéneo, lineal e isótropo, y puede ser descrita matemáticamente por funciones continuas, ya que no existen discontinuidades entre las partículas que la componen, y las propiedades físicas son las mismas en toda su extensión.

Bajo las condiciones antes descritas, la teoría de la elasticidad propone la existencia de únicamente dos tipos de ondas elásticas, denominadas ondas de cuerpo, capaces de viajar por el interior de la Tierra. Cuando las ondas de cuerpo llegan a la superficie e interactúan con las capas más someras de la corteza, se generan las ondas superficiales.

Ondas de cuerpo

La velocidad con que las ondas de cuerpo se propagan depende de la composición del material por el que atraviesan. Existen dos tipos de ondas de cuerpo: ondas P y ondas S, **Figura 3.1**.

- Onda P
Denominada también como onda primaria, longitudinal o de compresión. Produce cambios de volumen y el campo de desplazamientos es paralelo a la dirección de la propagación. Puede propagarse en medios sólidos o líquidos. La velocidad con que viaja es mayor a la velocidad de la onda S.

- Onda S
Denominada también como onda secundaria, de corte o transversal. Produce desplazamientos de cizalla ya que el movimiento es perpendicular a la dirección de propagación. Requiere de un medio sólido para su existencia. Puede polarizarse en dos tipos de ondas; onda *SV* (S Vertical), que se propaga en el mismo plano de la onda P, o en onda *SH* (S Horizontal), cuyo movimiento es perpendicular a la onda *SV*.

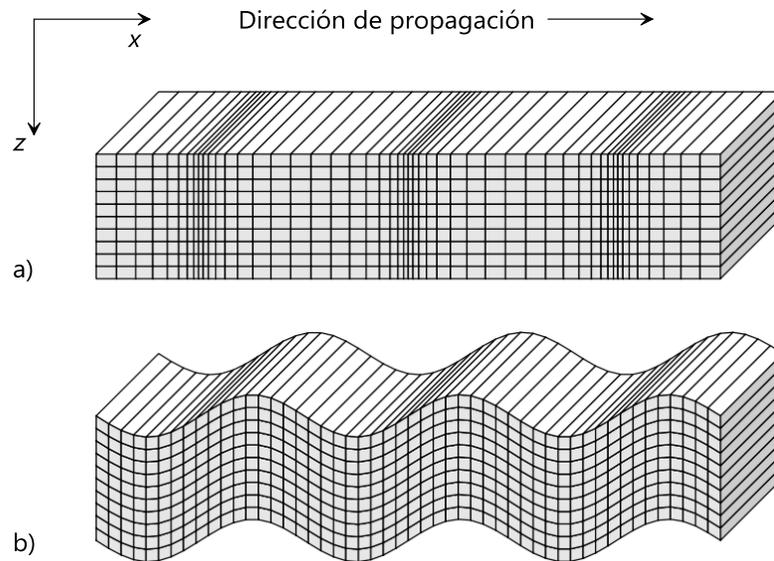


Figura 3. 1 Desplazamiento debido a la propagación de una onda sísmica.
a) Onda P, b) Onda SV, modificada de Shearer (2009).

Ondas superficiales

Las ondas superficiales viajan por la corteza terrestre con amplitudes que decrecen exponencialmente con la profundidad. Debido a la naturaleza de las interacciones necesarias para su existencia, las ondas superficiales se producen a distancias más alejadas de la fuente sísmica. Si la distancia es mucho mayor que el espesor de la corteza, las ondas superficiales producen movimientos más grandes en el terreno que las ondas de cuerpo, (Kramer, 1996). Las ondas superficiales más importantes en estudios ingenieriles son las ondas de Love y ondas de Rayleigh, **Figura 3.2**.

- Onda de Love
Se forma por la interferencia constructiva de las ondas *SH* en la superficie. Se requiere que parte de la energía sísmica quede atrapada, por lo menos, en una capa superficial. El desplazamiento es en dirección perpendicular a la dirección de propagación.

- Onda de Rayleigh

Se forma por la interacción de ondas P y SV en la superficie, lo que produce movimiento vertical y horizontal en la dirección de propagación.

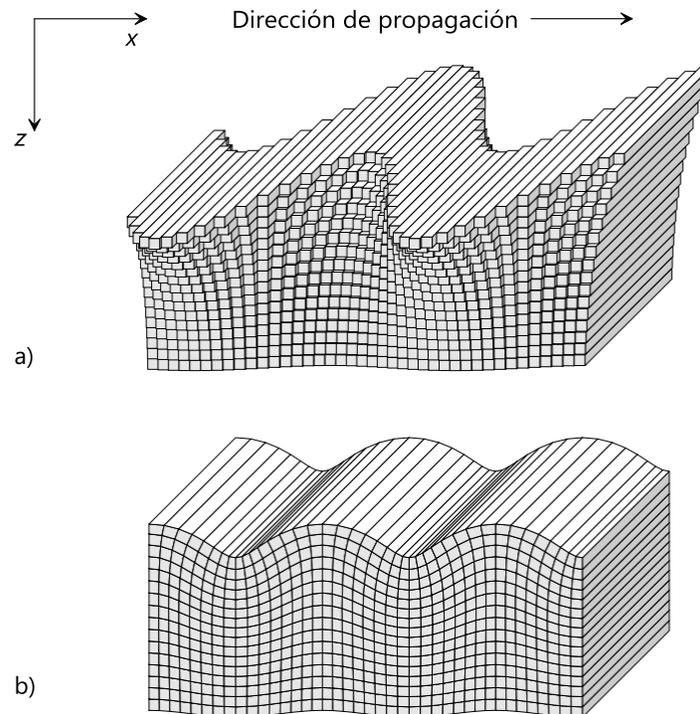


Figura 3. 2 Desplazamiento debido a la propagación de una onda sísmica.
a) Onda de Love, *b)* Onda de Rayleigh, modificada de Shearer (2009).

3.1.2. SISMOGRAMAS

Las ondas sísmicas que viajan a través de la Tierra son registradas por sismómetros, este registro, conocido como sismograma, describe el movimiento del terreno, causado por la propagación de las ondas sísmicas como una función de tiempo discreta.

Esta función de tiempo discreta es tratada como una señal. Cualquier función, continua o discreta, es expresada mediante el análisis de Fourier como la suma de términos armónicos de diferente frecuencia, amplitud y fase.

En sismología es práctico y recomendable trabajar los registros sísmicos en el dominio de la frecuencia. Para esto es necesario conocer y entender la transformada de Fourier, que es la herramienta matemática encargada de representar una señal de tiempo en el dominio de la frecuencia.

En este cambio de dominio se tienen dos espectros resultantes: el de amplitud y de fase. El espectro de amplitud muestra la contribución de cada armónico con respecto a la frecuencia. Ya que el ángulo de fase controla el momento en que ocurre el valor máximo del armónico, el espectro de fase influencia la variación del movimiento del terreno en el tiempo.

Un sismograma puede ser visto como la contribución de varias funciones: la de los efectos de la fuente sísmica, la de estructura – trayecto y finalmente la de respuesta del instrumento. En el dominio del tiempo la contribución de cada una de estas funciones se denomina convolución, **Figura 3.3**.

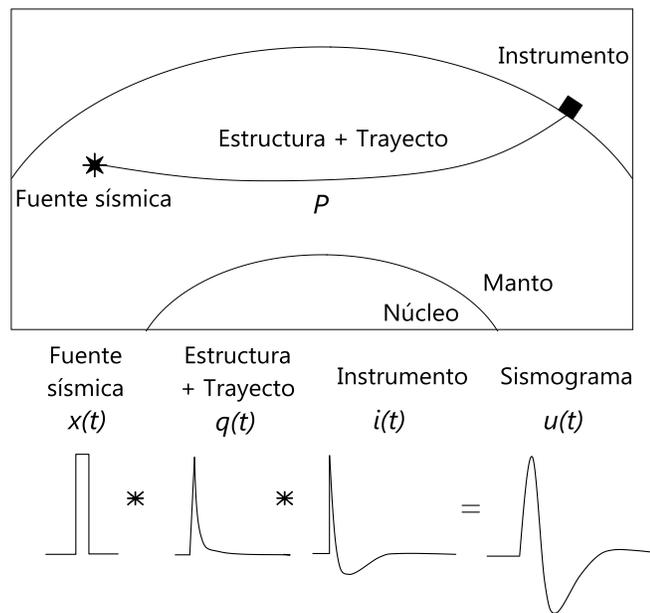


Figura 3. 3 Sismograma registrado y representado en el dominio del tiempo como la convolución (*) de las funciones de la fuente, estructura – trayecto e instrumento, modificada de Stein y Wysession (2003).

La convolución de dos funciones en el dominio del tiempo, equivale a la multiplicación de dichas funciones en el dominio de la frecuencia, **Ecuación 3.1**. Las funciones $x(t)$ y $y(t)$ están en el dominio del tiempo, mientras que $X(f)$ y $Y(f)$ en el dominio de la frecuencia. El operador * indica la convolución.

(3.1)

$$x(t) * y(t) = X(f) \cdot Y(f).$$

Fuente sísmica

H. Reid propuso en 1910 la teoría del rebote elástico en una falla, en este modelo el material que está en ambos lados de la falla se mueve, pero la fricción existente evita el deslizamiento, generando así una acumulación de esfuerzos. Eventualmente, el esfuerzo acumulado será mucho mayor al que el medio puede soportar, provocando el deslizamiento repentino del material y también, con la energía liberada, los eventos sísmicos.

En la tectónica de placas, la capa que cubre al manto, es decir, la corteza terrestre, está segmentada en varios pedazos, denominados placas tectónicas, las cuales están en constante movimiento unas con respecto de las otras. Las placas tectónicas se asocian con sistemas de fallas, es entonces comprensible que una gran cantidad de sismos sean generados en los límites de éstas.

Una falla es una superficie plana y finita donde ocurre el movimiento durante un sismo, la geometría y los parámetros de ésta se muestran gráficamente en la **Figura 3.4**. El plano de falla puede ser caracterizado por su orientación, inclinación y dirección de deslizamiento, de la siguiente manera:

- ϕ_f – Rumbo
Es el ángulo que se forma entre el norte geográfico y la intersección del plano de falla con la superficie, indicando la orientación de la falla. Se mide en sentido horario y tiene valores tales que $0^\circ \leq \phi_f \leq 360^\circ$.
- δ – Echado
Es el ángulo que se forma entre el plano de falla y la superficie, indicando la inclinación del plano de falla. Se mide en dirección perpendicular al eje del rumbo, y tiene valores tales que $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$.
- λ – Deslizamiento
Es el ángulo que se forma entre una línea paralela al eje del rumbo, pero sobre el plano de falla, y el vector del deslizamiento, indicando el movimiento del bloque de techo con respecto del bloque de piso. Se mide en sentido antihorario y tiene valores tales que $0^\circ \leq \lambda \leq 360^\circ$.

La radiación de las ondas sísmicas producida por el deslizamiento sobre el plano de falla, es la misma que ocurriría para un doble par de fuerzas. Un par de fuerzas consiste en dos fuerzas, de magnitud f , que actúan al mismo tiempo, con dirección opuesta y separadas por una distancia d , de modo que la magnitud estará dada por el producto $f \cdot d$, con unidades en [dyn·cm] o [N·m].

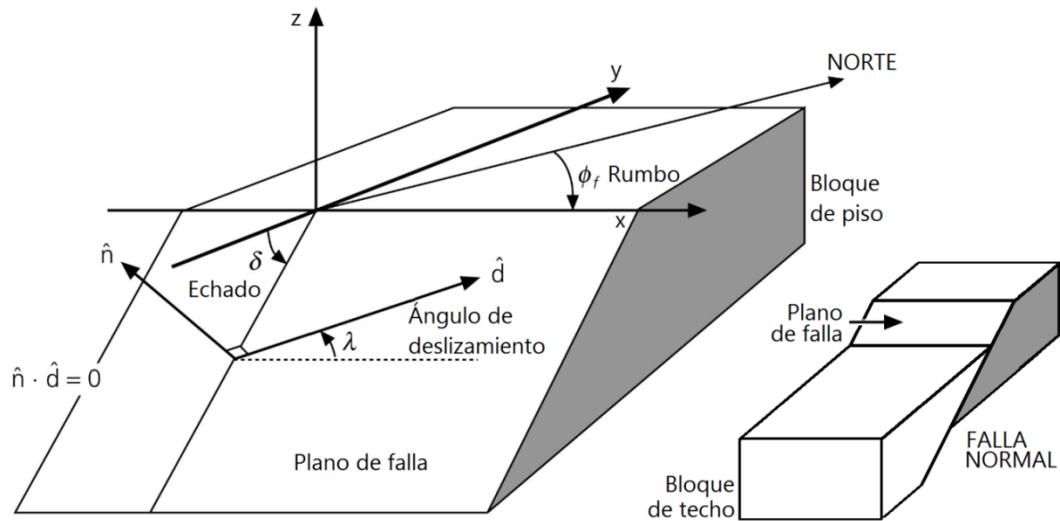


Figura 3. 4 A la izquierda, geometría de un plano de falla utilizado en sismología. A la derecha, falla de tipo normal, indicando ambos bloques, modificada de Stein y Wysession (2003).

Las cuatro fuerzas existentes en el deslizamiento de una falla se encuentran distribuidas en los planos nodales de la misma, los cuales son perpendiculares entre ellos y son el plano de falla y el plano auxiliar. Un par de fuerzas se encuentra en el plano de falla y está orientado en dirección del deslizamiento, mientras que el otro par de fuerzas está en el plano auxiliar, **Figura 3.5**. Esta configuración permite apuntar la fuerza aplicada en la dirección del deslizamiento y anula cualquier posible rotación. Entonces la radiación elástica, que ocurre durante el deslizamiento de una falla, es el resultado de un doble par de fuerzas, denominado fuerzas de cuerpo equivalentes.

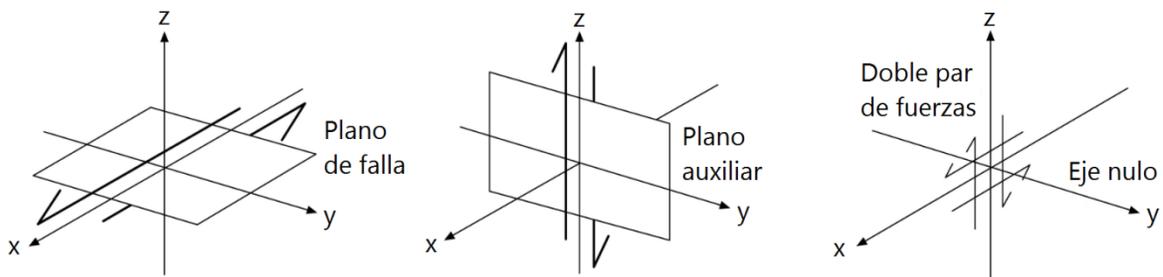


Figura 3. 5 Representación gráfica del doble par de fuerzas actuando en los planos nodales, modificada de Stein y Wysession (2003).

Para un sistema de tres ejes coordenados existen nueve combinaciones diferentes de pares de fuerzas, **Figura 3.6**, que son representadas matemáticamente mediante el tensor de momento sísmico, M , en la **Ecuación 3.2**. La traza del tensor de momento sísmico representa tres dipolos, orientados en dirección de los ejes cartesianos.

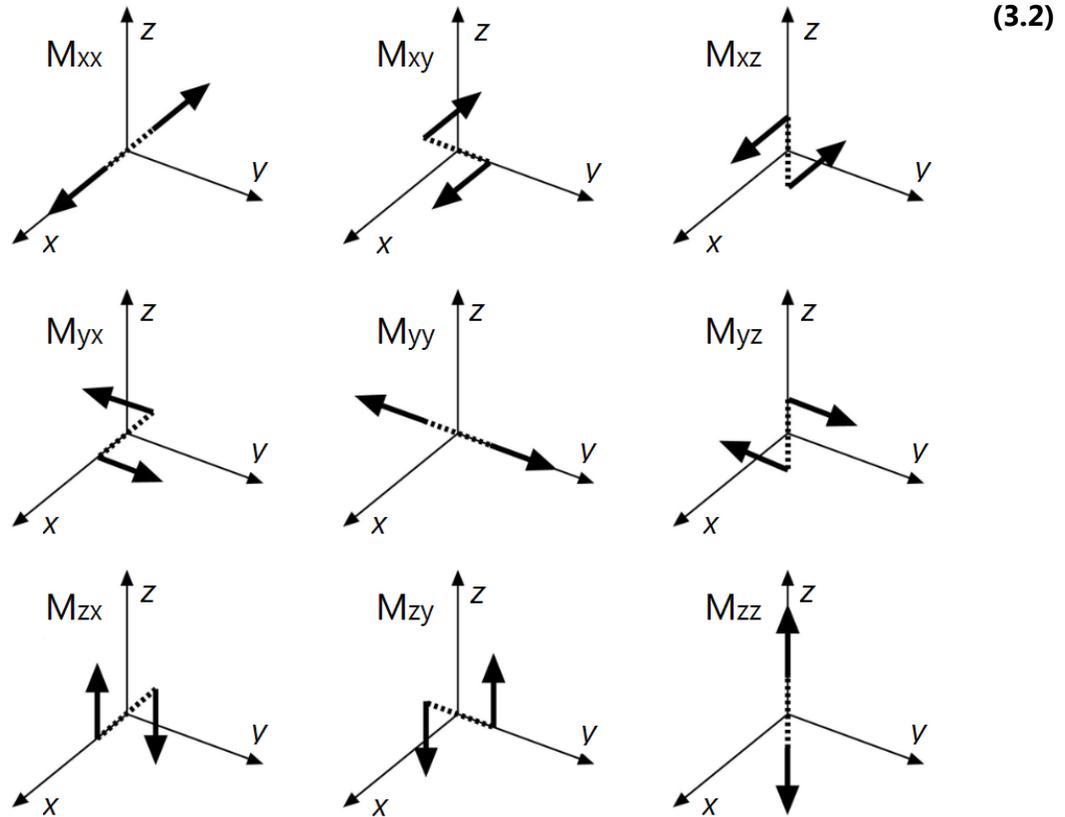


Figura 3. 6 Representación de los nueve pares de fuerzas que componen al tensor de momento sísmico. Cada par consiste en dos fuerzas opuestas separadas por una distancia d . Su fuerza neta es siempre cero, modificada de Stein y Wysession (2003).

Ya que las ecuaciones de un tensor son válidas para cualquier sistema coordenado, se puede transformar el tensor de momento sísmico a otro sistema ortogonal de coordenadas, por ejemplo, en un sistema de coordenadas geográficas. También, a través de la inversión de sismogramas, se puede utilizar el tensor de momento sísmico, en términos de los vectores normal, \hat{n} , y de deslizamiento, \hat{d} , para conocer los elementos que caracterizan la geometría de una falla; rumbo, echado y ángulo de deslizamiento.

La propiedad de simetría del tensor de momento sísmico indica que la radiación de energía y las ondas sísmicas generadas en la fuente, son las mismas sin importar el sistema coordenado utilizado y el plano en el que ocurre el deslizamiento. Entonces, las transformaciones ortogonales, para cambiar de un sistema coordenado a otro, no modifican el significado físico de éste.

A pesar de que el tensor de momento sísmico es una herramienta útil, debe ser visto como una representación matemática simple de algo más complicado. Esto se debe a que la generación de ondas sísmicas, asociadas al deslizamiento de una falla, tiene un proceso de ruptura de la fuente más complejo, que implica desplazamientos variantes en el tiempo y el espacio.

La función de momento sísmico, $M(t)$, **Ecuación 3.3**, describe este complejo proceso de ruptura en términos de la rigidez del material, μ , de la historia del deslizamiento, $D(t)$, y del área de la falla, $S(t)$. Estos dos últimos términos varían durante un sismo, por lo que son dependientes del tiempo, t .

(3.3)

$$M(t) = \mu D(t) S(t).$$

Sin embargo, la función de momento sísmico implica integrar todos los desplazamientos a lo largo de la superficie para todos los instantes de tiempo, por lo que encontrar el valor de $M(t)$ resulta poco práctico.

El momento sísmico escalar, M_0 , **Ecuación 3.4**, resuelve estos inconvenientes al considerar un valor de deslizamiento promedio, \bar{D} , para una falla de área S , de un material con rigidez μ . Convirtiéndose así en una buena medida del tamaño y energía liberada durante un sismo, con términos independientes del tiempo.

(3.4)

$$M_0 = \mu \bar{D} S.$$

La función de momento sísmico, $M(t)$, también se puede calcular si se multiplica el momento sísmico escalar por la función temporal de la fuente, $x(t)$, de esta forma el proceso de ruptura se expresa en función del tiempo. En la **Ecuación 3.5** el momento sísmico es utilizado como un factor de escalamiento.

(3.5)

$$M(t) = M_0 x(t).$$

La derivada temporal de la función de momento sísmico de la **Ecuación 3.5** se conoce como función de tasa de momento sísmico, $\dot{M}(t)$, y permite conocer los cambios con respecto al tiempo de la función temporal de la fuente.

La **Figura 3.7** es una representación esquemática del proceso de ruptura durante un sismo, utilizando la función de momento sísmico, $M(t)$, y el momento sísmico escalar, M_0 .

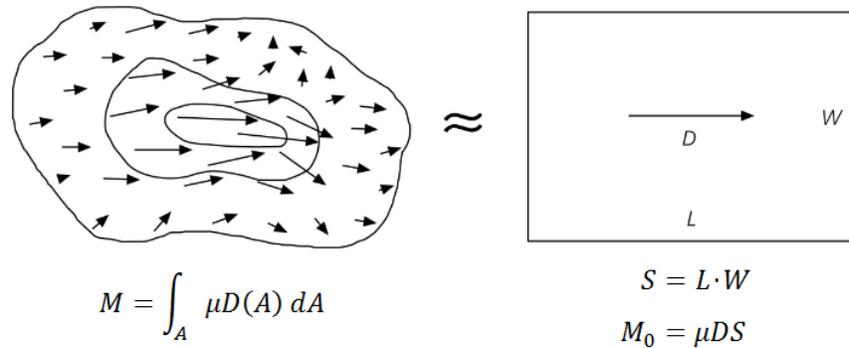


Figura 3. 7 A la izquierda, el proceso de ruptura implica variaciones de la función de deslizamiento en el tiempo y el espacio. A la derecha, se estima el momento sísmico escalar utilizando la geometría de una falla sencilla y un valor de deslizamiento constante, modificada de Stein y Wysession (2003).

El campo de desplazamientos, $u(x, t)$, (Aki *et al.*, 2002), generado por un doble par de fuerzas en un sistema de coordenadas esféricas (r, θ, φ) se muestra en la **Figura 3.8**, y puede ser expresado en términos del momento sísmico escalar, M_0 , y de la función de tasa de momento sísmico, $\dot{M}(t)$, mediante la **Ecuación 3.6**.

Los vectores unitarios del nuevo sistema de referencia y las equivalencias entre ambos sistemas coordenados son:

$$\hat{r} = \begin{bmatrix} \text{sen } \theta \cos \varphi \\ \text{sen } \theta \text{ sen } \varphi \\ \cos \theta \end{bmatrix} \quad \hat{\theta} = \begin{bmatrix} \cos \theta \cos \varphi \\ \cos \theta \text{ sen } \varphi \\ -\text{sen } \theta \end{bmatrix} \quad \hat{\varphi} = \begin{bmatrix} -\text{sen } \varphi \\ \cos \varphi \\ 0 \end{bmatrix}$$

$$x/r = \text{sen } \theta \cos \varphi \quad y/r = \text{sen } \theta \text{ sen } \varphi \quad z/r = \cos \theta$$

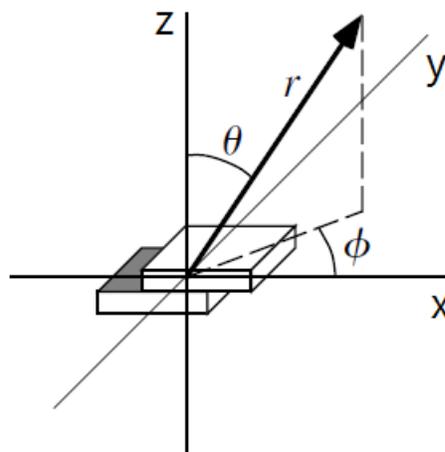


Figura 3. 8 Coordenadas esféricas para un vector relativo a una falla en el plano (x, y) , con deslizamiento en la dirección x , y vector normal en la dirección z , modificada de Shearer (2009).

$$\begin{aligned}
u(x, t) = & \left(\frac{1}{4\pi\rho}\right) A^N \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M_0(t - \tau) d\tau \\
& + \left(\frac{1}{4\pi\rho\alpha^2}\right) A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \left(\frac{1}{4\pi\rho\beta^2}\right) A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \\
& + \left(\frac{1}{4\pi\rho\alpha^3}\right) A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \left(\frac{1}{4\pi\rho\beta^3}\right) A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right).
\end{aligned}$$

Donde

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{Velocidad de la onda P.}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Velocidad de la onda S.}$$

$$\tau = \left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \quad \text{Tiempo de Retardo.}$$

$$M_0 \quad \text{Momento sísmico escalar.}$$

$$\dot{M}_0 \quad \text{Función de tasa de momento sísmico.}$$

$$r = |x - x_0| \quad \text{Distancia de la fuente a un punto.}$$

$$A^N = 9 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{r} - 6(\cos 2\theta \cos \varphi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\phi}).$$

$$A^{IP} = 4 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{r} - 2(\cos 2\theta \cos \varphi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\phi}).$$

$$A^{IS} = -3 \sin 2\theta \cos \varphi \hat{r} + 3(\cos 2\theta \cos \varphi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\phi}).$$

$$A^{FP} = \sin 2\theta \cos \varphi \hat{r}.$$

$$A^{FS} = \cos 2\theta \cos \varphi \hat{\theta} - \cos \theta \sin \varphi \hat{\phi}.$$

La **Ecuación 3.6** divide el campo de desplazamientos en campo cercano, campo intermedio y campo lejano. Al mismo tiempo, nos permite conocer los patrones de radiación de las ondas P y S en cada uno de estos campos a partir los coeficientes A de las expresiones.

En el campo cercano (*near field*) el término de la integral decae con respecto a la distancia con $1/r^4$, esto quiere decir que mientras mayor sea la distancia entre la fuente y el receptor, este término será menos significativo. En el campo intermedio (*intermediate field*) el decaimiento con respecto a la distancia es de $1/r^2$, y ya que no hay un rango de valores de distancia en el que este término pueda predominar, es común incluirlo en el campo cercano. En el campo lejano (*far field*) el decaimiento es de $1/r$, por lo que a grandes distancias de la fuente este será el término de mayor valor.

Los coeficientes A^N , A^{IP} y A^{IS} , que representan los patrones de radiación del campo cercano, y campo intermedio para la onda P y onda S, indican que el campo de desplazamientos tiene componentes en las tres direcciones. Por el contrario, los patrones de radiación del campo lejano solo tienen valores en ciertas componentes, el coeficiente A^{FP} indica desplazamiento en dirección radial y el coeficiente A^{FS} en dirección transversal, que corresponden al desplazamiento generado por la onda P y la onda S, respectivamente.

En el campo cercano el desplazamiento que ocurre en ambos lados de la falla en un sismo es permanente y se produce durante el tiempo de ruptura, que es finito. En el campo lejano el desplazamiento sólo es un pulso, lo que implica que no será permanente después de que la onda sísmica termine, **Figura 3.9**.

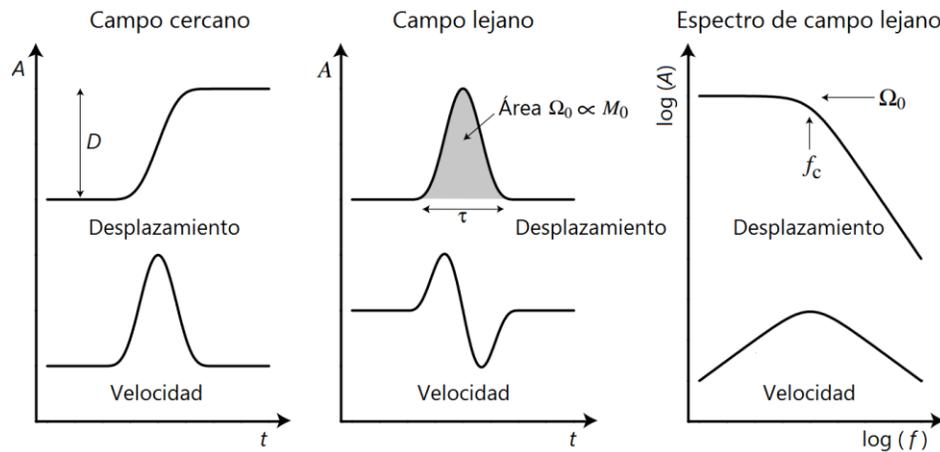


Figura 3.9 Relación entre desplazamiento y velocidad para campo cercano (*izquierda*), campo lejano (*centro*) y espectro de campo lejano (*derecha*), modificada de Shearer (2009).

De la **Ecuación 3.6**, se observa que la primera derivada con respecto del tiempo de la función de momento sísmico, $\dot{M}(t)$, es proporcional al desplazamiento en campo lejano. El espectro del campo lejano es plano en bajas frecuencias, hasta un nivel de valor Ω_0 , el cual es igual al área bajo el pulso de desplazamiento en tiempo. El nivel espectral de baja frecuencia, Ω_0 , es proporcional al momento sísmico escalar, y ya que Ω_0 es medido en el

valor más bajo de frecuencia posible, es relativamente insensible a los efectos de la dispersión y atenuación, de modo que las estimaciones del momento sísmico escalar a partir de éste valor resultan confiables.

Este espectro de desplazamiento tiende a caer hacia altas frecuencias, a partir de la frecuencia de esquina (*corner frequency*), f_c , la cual es inversamente proporcional a la raíz cúbica del momento sísmico escalar, $f_c \propto M_0^{-1/3}$. El efecto de una derivada en tiempo, equivale en el dominio de la frecuencia a multiplicar el espectro por f . Entonces los registros de velocidad mejoran en altas frecuencias en comparación con los registros de desplazamiento.

Para ondas de cuerpo, integramos con respecto al tiempo los términos correspondientes al campo lejano de la **Ecuación 3.6**, es decir, los de coeficientes A^{FP} y A^{FS} , de tal forma que obtenemos la **Ecuación 3.7**, que es válida para un frente de onda esférico propagándose en el medio, sin embargo, puede ser aplicada a modelos de velocidad más complicados, utilizando la teoría de rayo, si se reemplaza el valor de la distancia, r , por un término apropiado de expansión geométrica.

(3.7)

$$M_0 = \frac{4\pi\rho cr\Omega_0}{U_{\varphi\theta}}.$$

En esta ecuación ρ es la densidad, c es la velocidad de la onda, r es la distancia desde la fuente, y $U_{\varphi\theta}$ el término del patrón de radiación. Generalmente se desconoce el mecanismo focal correspondiente al patrón de radiación $U_{\varphi\theta}$, sin embargo, se puede estimar el momento sísmico escalar, M_0 , si reemplazamos $U_{\varphi\theta}$ por un término de radiación media, con valor de 0.52 para la onda P y de 0.63 para la onda S, (Shearer, 2009).

Para predecir las diferentes formas que pueden tener los espectros de las ondas de cuerpo se han propuesto varios modelos teóricos de la fuente sísmica (Haskell, 1966, Brune, 1970, Boatwright, 1980). Con el modelo de Brune (1970), **Ecuación 3.8**, es posible conocer el espectro de amplitud $A(f)$ para el desplazamiento en el campo lejano, a partir del nivel espectral de baja frecuencia, Ω_0 , y la frecuencia de esquina, f_c .

(3.8)

$$A(f) = \frac{\Omega_0}{1 + (f/f_c)^2}.$$

El decaimiento para valores altos de frecuencia de la **Ecuación 3.8** concuerda con el modelo de Haskell, (1966). Un modelo más general se muestra en la **Ecuación 3.9**. Para

ambas ecuaciones, cuando n toma el valor de 2 se dice que el modelo de la fuente es ω^{-2} . Diversos estudios han utilizado registros locales y regionales de eventos sísmicos con diferentes magnitudes, y en general el decaimiento para altos valores de frecuencia se ajusta adecuadamente al modelo de fuente ω^{-2} , (Shearer, 2009).

(3.9)

$$A(f) = \frac{\Omega_0}{[1 + (f/f_c)^n]^{1/\gamma}}$$

Trayecto

Podemos adentrarnos en el comportamiento y propagación de las ondas sísmicas si estudiamos únicamente la trayectoria perpendicular al frente de onda, denominada rayo. A esta aproximación se le conoce como teoría de rayo, y aunque no describe por completo la propagación de las ondas sísmicas, sí simplifica considerablemente su análisis, arrojando resultados acertados o muy aproximados, por lo que se utiliza en una gran variedad de problemas, como la determinación de los mecanismos focales de ondas de cuerpo, algoritmos para la localización de sismos, y la inversión de la estructura de velocidades para el manto y la corteza terrestre.

Hay dos principios básicos que se deben considerar en el estudio de la propagación de ondas, **Figura 3.10**. El principio de Fermat indica que la trayectoria de rayo entre dos puntos será aquella en donde el tiempo de viaje sea el mínimo, lo que permite descomponer trayectorias complicadas en trayectorias más simples. El principio de Huygens estipula que cada punto en un frente de onda debe ser considerado como un punto generador de nuevos frentes de onda, de tal forma que el frente de onda final será el resultado de la interferencia constructiva, o destructiva, de cada frente de onda independiente.

La Ley de Snell, **Ecuación 3.10**, describe el comportamiento de un rayo incidente, en la interfaz de dos medios con propiedades diferentes, en términos del ángulo de incidencia y de la velocidad del medio. De este modo podemos conocer la geometría de las ondas reflejadas y transmitidas en una interfaz.

(3.10)

$$c_x = \frac{\alpha}{\text{sen } i} = \frac{\beta}{\text{sen } j}$$

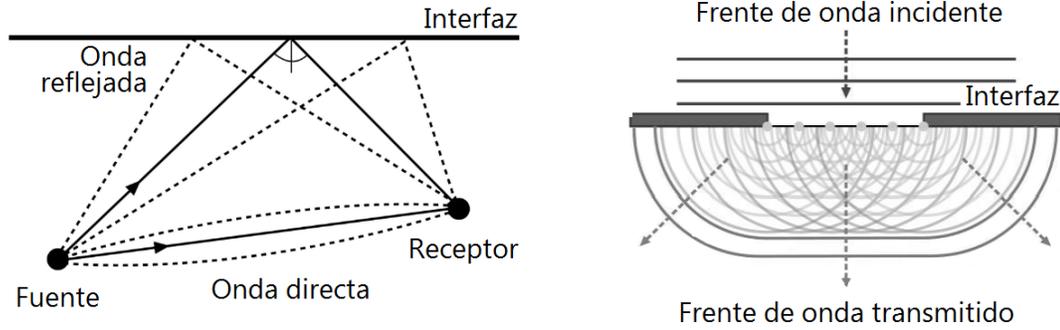


Figura 3. 10 A la izquierda, principio de Fermat, el tiempo de viaje para la trayectoria de rayo será menor que el de trayectorias cercanas, indicadas con línea punteada. A la derecha, principio de Huygens, cuando un frente de onda llega a la interfaz que divide dos medios con diferentes propiedades, cada punto del frente de onda será un punto generador de nuevos frentes de onda, modificada de Stein y Wyssession (2003)

A partir de la Ley de Snell se puede definir el parámetro de rayo, p , como el inverso de la velocidad aparente, c_x , y representa la lentitud aparente de un frente de onda en dirección horizontal, es por eso que comúnmente se expresa en términos de la lentitud, $u = 1/v$. La velocidad v puede tomar valores para α o β y el valor del ángulo θ puede tomar valores de i o j , **Ecuación 3.11.**

(3.11)

$$p = \frac{1}{c_x} = \frac{\text{sen } \theta}{v} = u \text{ sen } \theta.$$

Si consideramos una interfaz horizontal, en dirección x , la velocidad a la que una onda plana parece viajar a lo largo de dicha interfaz se denomina velocidad aparente c_x . La velocidad aparente siempre es mayor, o igual, a la velocidad del medio, α para la onda P y β para la onda S. Finalmente i y j son los ángulos que se forman entre el rayo incidente, el rayo reflejado y el rayo transmitido con la normal de la interfaz, i para la onda P y j para la onda S. La Ley de Snell indica que debe haber continuidad entre la onda incidente y la onda transmitida, de modo que para mantener el valor de las velocidades aparentes constante, el ángulo con respecto a la vertical debe cambiar en la interfaz de cada medio, **Figura 3.11.**

Una de las aplicaciones más importantes de la Teoría de rayo es en la programación de los tiempos de viaje de las ondas. El tiempo de viaje es la longitud de la trayectoria de rayo dividida entre la velocidad del medio, y nos permite conocer el momento aproximado en que arribará a una posición una onda sísmica generada en otro punto, relacionando velocidad, tiempo y distancia.

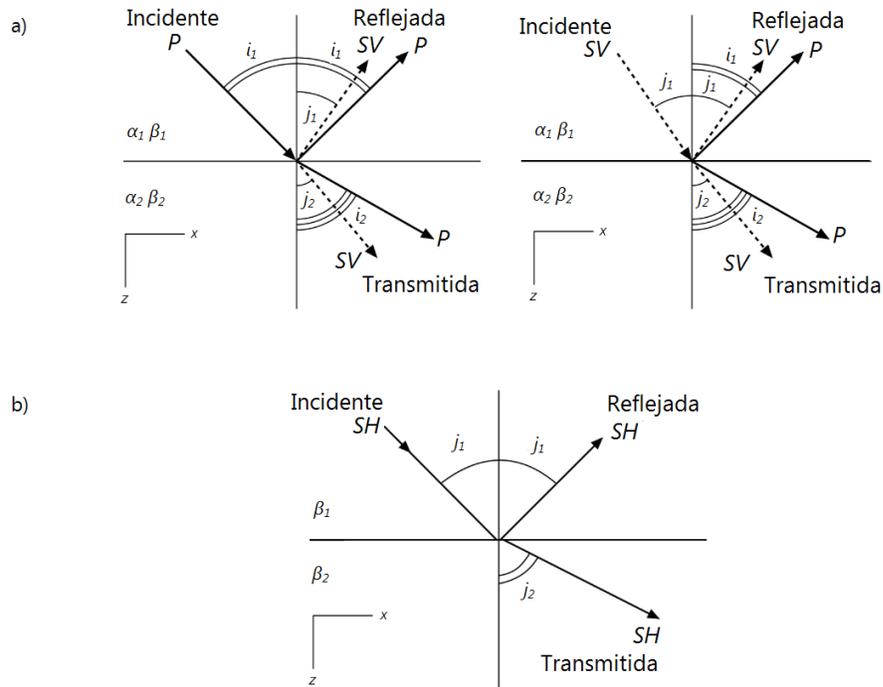


Figura 3. 11 Ángulo que se forma entre la vertical y la onda incidente, reflejada y transmitida, i para la onda P y j para la onda S. Asumimos que $\alpha_1 < \alpha_2$ y $\beta_1 < \beta_2$.
a) Sistema P – SV para una onda incidente P (izquierda) y para una onda incidente SV (derecha). *b)* Onda incidente SH, modificada de Stein y Wysession (2003).

Con los tiempos de viaje de las ondas de cuerpo es posible determinar los valores de la velocidad de compresión α y la velocidad de corte β , correspondientes a la onda P y onda S, como una función de la profundidad. A gran escala esto ha permitido construir un modelo de velocidades para la estructura de la Tierra, utilizando datos sísmicos provenientes de todo el mundo. Esencialmente existen varios modelos de referencia, siendo el JB, IASP91 y PREM los más representativos, y proponen que la Tierra está dividida en capas concéntricas, de espesor y propiedades variables. El modelo de velocidades para la estructura de la Tierra, obtenido a partir de estos modelos, coincide casi en su totalidad, mostrando ligeras variaciones ocasionadas por perturbaciones locales, **Figura 3.12, Tabla 3.1.**

La propagación de las ondas sísmicas depende de la geometría y propiedades del medio. Las diferentes interfaces en que se divide la Tierra producen reflexiones y refracciones en la trayectoria de cada frente de onda. De este modo las ondas que se generan en la fuente sísmica, con diferentes ángulos de salida, viajan por las capas de la Tierra, cambiando de ángulo en cada interfaz y siguiendo una trayectoria particular, conocida como fase sísmica.

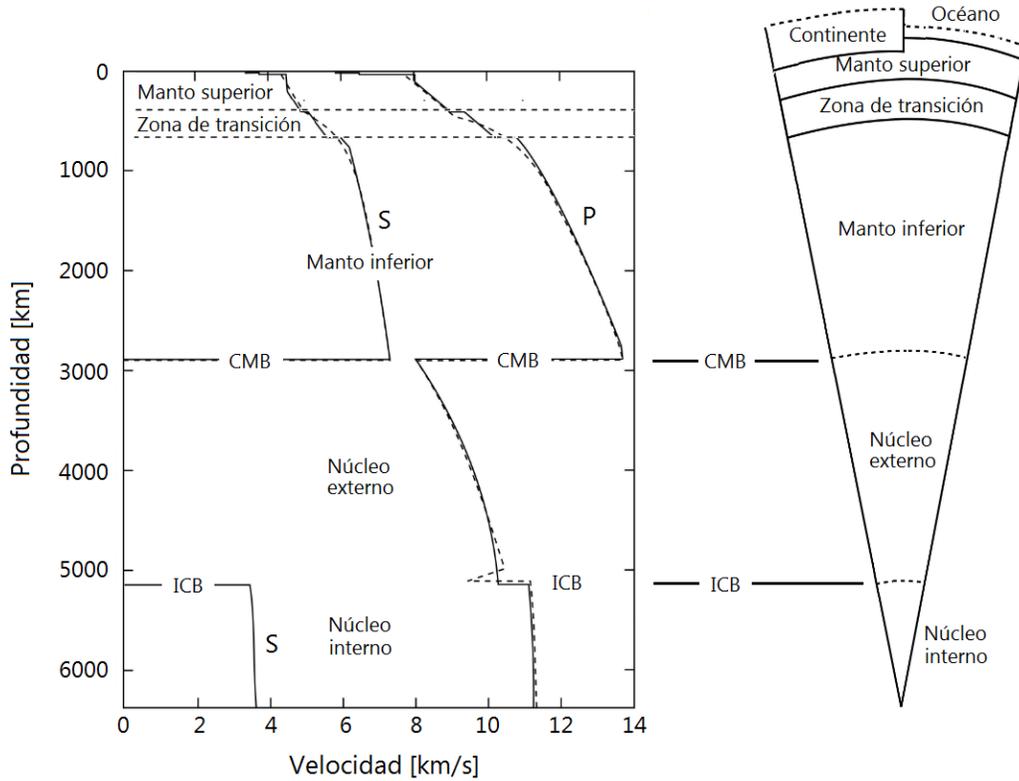


Figura 3. 12 A la izquierda, estructura de velocidades para la onda P y onda S a partir de los modelos de referencia JB (línea punteada) e IASP91 (línea continua). A la derecha, capas en que se divide a la Tierra, cada interfaz afecta la propagación de las ondas sísmicas. La línea punteada indica una interfaz sólido-líquido, mientras que línea continua representa una interfaz sólido-sólido, modificada de Stein y Wysession (2003).

REGIÓN	PROFUNDIDAD [km]	CARACTERÍSTICAS
A	33	Capas de la corteza terrestre
B	413	Manto superior
C	984	Zona de transición del manto
D	2898	Manto inferior
E	4982	Núcleo externo
F	5121	Zona de transición del núcleo
G	6371	Núcleo interno

Tabla 3. 1 Regiones en que se divide el modelo JB, modificada de Stein y Wysession (2003).

La transmisión y reflexión de ondas sísmicas en interfaces discretas produce que la amplitud de la onda sísmica disminuya, pero existen otros procesos que también reducen la amplitud de las ondas, algunos ejemplos son la expansión geométrica (*geometric spreading*) y la anelasticidad (*anelasticity*).

La expansión geométrica es un proceso elástico en el cuál la energía se conserva durante la propagación, y causa que la amplitud de las ondas sísmicas varíe con la distancia, donde la energía por unidad de frente de onda cambia conforme éste se expande o se contrae, y es diferente para ondas de cuerpo y ondas superficiales.

Para una Tierra homogénea y plana las ondas superficiales se expandirán como un anillo creciente de circunferencia $2\pi r$, donde r es la distancia desde la fuente. La conservación de energía requiere que la energía por frente de onda, E , y su amplitud, A , disminuyan respecto a la distancia con $E \propto r^{-1}$ y $A \propto r^{-1/2}$, respectivamente.

Si ahora consideramos a la Tierra como esférica, elástica y homogénea, la energía por unidad de frente de onda superficial varía con $1/r = 1/(a \sin\Delta)$, donde Δ es la distancia angular desde la fuente, **Figura 3.13**. Del mismo modo la amplitud cambia con el término $(a \sin\Delta)^{-1/2}$, de tal forma que el frente de onda superficial que va de la fuente al antipodo, del otro lado de la Tierra, tiene el valor máximo de amplitud en estos dos puntos, donde se concentra la energía, y el valor mínimo justo a la mitad del recorrido, es decir, a 90° de la fuente.

Para una fuente sísmica a gran profundidad, el frente de onda esférico de las ondas de cuerpo tiene un área de valor $4\pi r^2$, donde r es el radio del frente de onda. Entonces la energía por frente de onda, E , y su amplitud, A , disminuyen conforme a la distancia con $E \propto r^{-2}$ y $A \propto r^{-1}$, respectivamente.

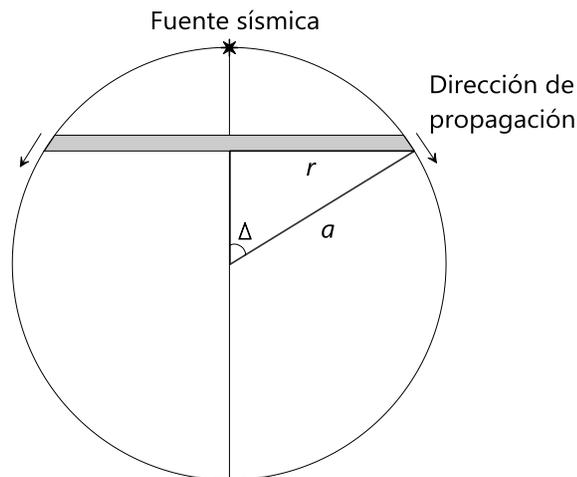


Figura 3. 13 Dispersión geométrica para ondas superficiales, la circunferencia del frente de onda varía con $a \sin\Delta$, modificada de Stein y Wysession (2003).

Entonces los rayos provenientes de la fuente sísmica viajarán con diferentes ángulos i y j , debido a las variaciones de las propiedades del medio con la profundidad,

causando una mayor concentración de rayos en algunos puntos, y una menor concentración en otros. La expansión geométrica también se entiende como la densidad de rayos que arriban a un punto, y la amplitud de la señal será proporcional a la concentración de dichos rayos.

Hasta ahora se ha tratado a la Tierra como un medio elástico e isotrópico, y es a partir de estas suposiciones que se han logrado valiosos avances en la sismología, sin embargo, no se debe olvidar que la Tierra no es perfectamente elástica. Es entonces necesario introducir un nuevo término, la anelasticidad, que es un derivado de la elasticidad.

La anelasticidad, también conocida como atenuación intrínseca, es uno de los procesos por los que las ondas sísmicas decrecen en amplitud durante su propagación por el interior de la Tierra. La anelasticidad produce que una parte de la energía cinética de la onda se pierda al convertirse en calor, mediante las deformaciones permanentes en el medio.

Podemos cuantificar el valor de la atenuación intrínseca por medio de un factor adimensional denominado factor de calidad, Q , que expresa el decaimiento de la amplitud de una señal sísmica. En la **Ecuación 3.12** se presenta al factor de calidad en función de la frecuencia angular, $\omega = 2\pi f$, y en términos de la pérdida de energía por ciclo, $-\Delta E$, y el valor pico de energía de deformación E .

(3.12)

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}$$

Como el factor de calidad Q es inversamente proporcional al factor de amortiguamiento, regiones con valores altos de Q indican poca atenuación, mientras que regiones con bajos valores de Q presentan gran atenuación. Existe un valor de Q para cada tipo de fase de onda, tanto superficiales como de cuerpo. La estructura anelástica de la Tierra, dada por variaciones de Q_α y Q_β , que son los factores de calidad para la onda P y onda S, respectivamente, es análoga a la estructura de velocidades, ya que Q puede ser visto como la parte imaginaria de la velocidad. La atenuación de las ondas de cuerpo también se puede caracterizar con un término de atenuación local, t^* , en términos del tiempo de viaje, t , y el factor de calidad Q , **Ecuación 3.13**.

(3.13)

$$t^* = \frac{t}{Q}$$

Aunque es posible medir la amplitud de las ondas de manera directa, no debemos olvidar que ésta depende de varios factores, como la fuente sísmica, la cual desconocemos, los efectos de la trayectoria de las ondas, la estructura de la Tierra y el efecto de sitio. Es entonces entendible que no haya una clara distinción entre los efectos elásticos y anelásticos que las trayectorias de los rayos experimentan durante su viaje entre la fuente y el receptor.

Instrumento

El movimiento del terreno se relaciona con el movimiento de la masa del sensor de medición a través de la función de respuesta. Si queremos recuperar de cualquier registro sísmico el valor real de desplazamiento, velocidad o aceleración, se necesita hacer una corrección por instrumento.

Al principio de este apartado, **3.1.2**, se consideró a la respuesta del instrumento de medición como una parte importante de los sismogramas, en conjunto con la fuente, el trayecto de la ondas sísmicas y la estructura de la Tierra por la que éstas viajan. Sin embargo, en el apartado **2.1.2** se mencionó que la respuesta de los sensores utilizados en el Proyecto MASE es plana en el rango de frecuencias de nuestro interés, de modo que no es necesario considerar la corrección por instrumento al analizar los registros sísmicos de velocidad.

Ya que el objetivo principal de este trabajo es conocer la respuesta del terreno al movimiento causado por las ondas sísmicas para las estaciones del Proyecto MASE, entonces cambiamos la respuesta del instrumento de medición por la respuesta del terreno debido a las condiciones particulares del sitio donde fueron instaladas cada una de las estaciones, que se denomina efecto de sitio, **Figura 3.14**.

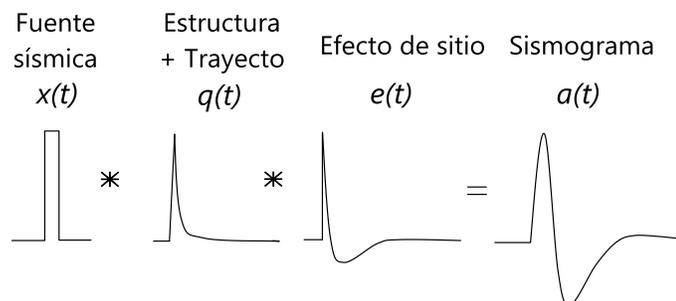


Figura 3. 14 Sismograma en el dominio del tiempo representado como la convolución (*) de las funciones de fuente, estructura – trayecto y efecto de sitio, modificada de Stein y Wysession (2003).

Efecto de sitio

El movimiento que se produce cuando las ondas sísmicas alcanzan la superficie del terreno depende del tamaño y localización del sismo así como de las características particulares del lugar donde éstas arriban. Aunque una buena parte del trayecto de las ondas sísmicas radiadas de la fuente es a través de roca bien consolidada, la parte final de este viaje es por las capas más someras de la corteza terrestre, y finalmente por el suelo superficial, el cual afecta considerablemente la respuesta del sitio, ya que puede atenuar el movimiento para algunos valores de frecuencia, pero también puede amplificar otros.

El problema del análisis de la respuesta del terreno se convierte, entonces, en la determinación de la respuesta de los depósitos de suelo al movimiento del basamento inmediatamente bajo éste, y es conocido como efecto de sitio o respuesta sísmica local. Las condiciones locales de un sitio influyen fuertemente características importantes de un evento sísmico, como lo son amplitud, duración y contenido de frecuencia, con una gran variabilidad del movimiento aún en lugares muy próximos. Las modificaciones en el comportamiento del terreno son influenciadas principalmente por las propiedades geológicas y dinámicas del material bajo la superficie, la topografía y la dirección de propagación en el basamento. Un estudio completo del efecto de sitio contempla todos los factores antes mencionados, sin embargo, por el grado de complejidad que esto conlleva, se acota a solamente alguno de éstos.

Las técnicas desarrolladas para estimar la respuesta sísmica local se pueden agrupar de acuerdo a la dimensión de los problemas que atacan, aunque la mayoría de las técnicas en dos y tres dimensiones parten directamente de las técnicas en una dimensión. El análisis de la respuesta del terreno en una dimensión considera lo que hasta ahora se ha expuesto en el apartado **3.1**; que las ondas de cuerpo generadas en la fuente, después de la ruptura de una falla bajo la superficie, viajan a través de la Tierra en todas direcciones, y al llegar a la interfaz de materiales de diferentes propiedades mecánicas las ondas sísmicas se reflejan y refractan, provocando que el ángulo de incidencia tienda a ser más vertical conforme se acerca a la superficie, considerando que la velocidad de propagación de las ondas aumenta con la profundidad.

El análisis en una dimensión parte de un modelo estratificado, que consiste en capas planas horizontales, homogéneas e isótropas, las cuales se extienden a lo largo infinitamente, **Figura 3.15**. Estas capas son de espesor y propiedades mecánicas variables, es decir, tienen diferentes valores de densidad, ρ , rigidez, μ , y velocidad de ondas de cuerpo, α para la onda P y β para la onda S. También se asume que los depósitos de suelo responden predominantemente a la propagación de ondas SH, (Kramer, 1996).

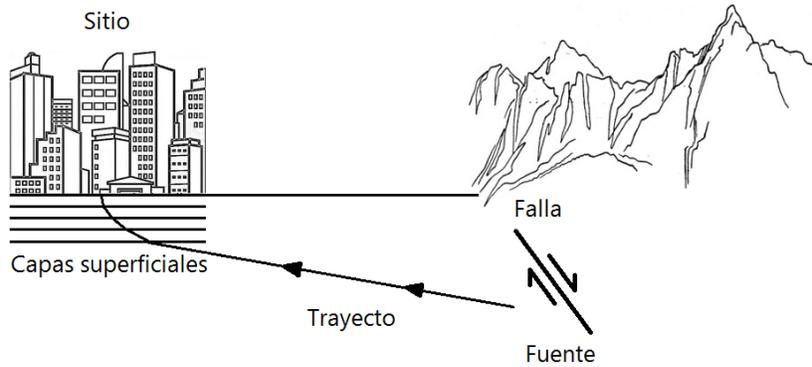


Figura 3. 15 Análisis del efecto de sitio en una dimensión. Cerca de la superficie la propagación de las ondas es casi vertical, modificada de Kramer (1996).

En condiciones ideales, un análisis completo del efecto de sitio puede servir para modelar el mecanismo de ruptura para la falla de un sismo, la propagación de las ondas sísmicas a través de la Tierra hasta un sitio en particular, e incluso determinar cómo se ve influenciado el movimiento en superficie por el tipo de suelo y basamento. En realidad, el mecanismo de ruptura de la falla es muy complicado y la naturaleza de la energía transmitida entre la fuente y un sitio en particular es muy incierta, por lo que ambas aproximaciones no son muy prácticas para aplicaciones comunes en ingeniería. En la práctica, a partir de las características de los sismogramas, se pueden desarrollar relaciones predictivas, que en conjunción con los análisis de riesgo sísmico, pueden utilizarse para predecir las características del movimiento de un sitio.

Por años se han desarrollado técnicas para el análisis de la respuesta del terreno, las cuales pueden agruparse de acuerdo a la configuración del problema en 1D, 2D y 3D. Sin embargo, el reto principal en la determinación de la respuesta sísmica local a partir de registros sísmicos es remover los efectos de la fuente, el trayecto y la respuesta del instrumento.

La técnica más común, conocida como cociente espectral (*spectral ratio*) consiste en dividir el espectro de amplitud observado del sitio en cuestión entre el observado en un sitio de referencia cercano, preferentemente de basamento competente. Si ambos tienen efectos similares de la fuente y el trayecto, y el efecto de sitio de la estación de referencia es insignificante, entonces el cociente espectral resultante constituye una estimación del efecto de sitio (Borcherdt, 1970).

Otra técnica utiliza los cocientes espectrales en un problema de inversión generalizada (*generalized-inversion spectral ratio*), resolviendo simultáneamente los efectos de la fuente, trayecto y sitio para registros sísmicos de múltiples eventos (Andrews, 1986).

Una comparación entre ambos métodos (Field y Jacob, 1995) indica que los cocientes espectrales tradicionales ofrecen mejores resultados en el sentido de que revelan diferentes niveles de ruido generado en la señal o variabilidad intrínseca de la respuesta de sitio entre las estaciones, mientras que la inversión generalizada puede enmascarar estas diferencias ya que la incertidumbre calculada corresponde a todo el conjunto de datos.

Las dos técnicas antes mencionadas están condicionadas a la existencia de un sitio de referencia, con un efecto de sitio despreciable, por lo que pueden resultar poco prácticas. Considerando que no siempre se cumplen estas condiciones, es necesario contemplar aquellas técnicas que no dependan de la disponibilidad de una estación de referencia.

La primera de estas técnicas calcula el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical de registros de ruido ambiental, asumiendo que la respuesta de los sedimentos a esta fuente natural de vibraciones está relacionada con la que produciría la incidencia de ondas sísmicas (Nakamura, 1989). La componente vertical del ruido sísmico ambiental no se ve influenciada por los sedimentos, entonces puede ser utilizada para remover los efectos de la fuente de las componentes horizontales. Con esta técnica es posible encontrar que el máximo valor de resonancia coincide con la frecuencia fundamental predicha para ondas de corte.

La segunda técnica consiste en obtener el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical de la onda de corte del mismo evento registrado en la estación de interés, asumiendo que la respuesta de las condiciones locales del terreno al movimiento en la componente vertical es casi despreciable (Lermo *et al.*, 1993). Con esta técnica es posible identificar los valores de frecuencia y amplitud del pico fundamental de resonancia, correspondiente a la frecuencia fundamental, sin embargo, los valores para modos superiores no son muy claros.

Finalmente, la tercera técnica es un método alternativo de inversión generalizada parametrizada. Se considera que la señal sísmica registrada es el producto de tres funciones; la fuente sísmica, el trayecto de la onda y el efecto de sitio correspondiente al lugar donde se encuentra instalada la estación. El espectro de amplitud de la onda de corte se representa con un modelo parametrizado de los efectos de la fuente para cada evento y el trayecto, mientras que el efecto de sitio para cada estación es un término dependiente de la frecuencia. Los tres términos se resuelven simultáneamente en una matriz de tamaño correspondiente al número de estaciones utilizadas y eventos registrados (Boatwright *et al.*, 1991).

En el mismo estudio (Field y Jacob, 1995) se concluye que estas tres técnicas revelan información importante sobre el efecto de sitio, los resultados se muestran en la **Figura 3.16**. La inversión generalizada parametrizada y el cociente espectral de la onda de corte representan satisfactoriamente la dependencia en frecuencia del efecto de sitio, mientras que el cociente espectral de ruido ambiental identifica exitosamente la frecuencia fundamental de resonancia.

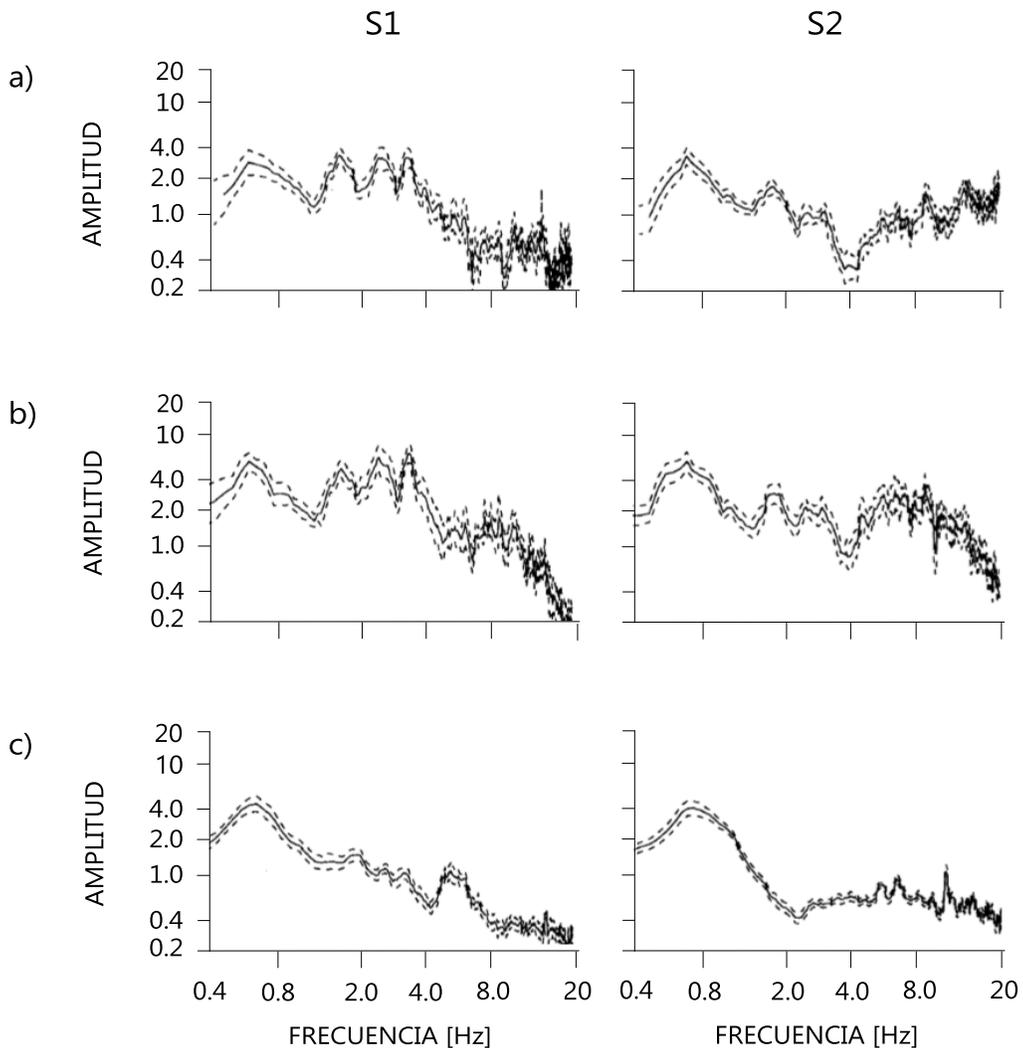


Figura 3. 16 Comparación de la estimación del efecto de sitio obtenida para dos sitios (S1 y S2) a partir de las tres técnicas que no requieren una estación de referencia. La línea punteada representa los límites del 95% de confiabilidad de la media.

a) Inversión generalizada y parametrizada, (Boatwright *et al.*, 1991). b) Cociente espectral entre la componente horizontal y vertical de la onda S, (Lermo *et al.*, 1993). c) Cociente espectral entre la componente horizontal y vertical de registros de ruido ambiental, (Nakamura, 1989). Modificada de Field y Jacob (1995).

3.2. TEORÍA DE INVERSIÓN

Uno de los mayores retos en geofísica es hacer declaraciones cuantitativas acerca de las propiedades del interior de la Tierra con base en diferentes tipos de mediciones, por esta razón, la teoría de inversión es un área importante de investigación, con diversas aplicaciones en la industria, (Scales *et al.*, 2000).

Se puede describir a la teoría de inversión como un conjunto organizado de métodos matemáticos cuyo propósito común es analizar series de datos u observaciones para extraer información significativa sobre algún fenómeno físico, a partir de inferencias derivadas de las observaciones mismas, (Menke, 1989). El procedimiento científico para el estudio de un sistema físico a través de la teoría de inversión contempla la parametrización del sistema, el cálculo del problema directo y el cálculo del problema inverso.

La parametrización consiste en identificar las propiedades más representativas del fenómeno bajo estudio y convertirlas en variables, denominadas parámetros del modelo. La física del problema, que es representada matemáticamente por un modelo o teoría (en adelante modelo), debe relacionar adecuadamente los parámetros del modelo, m , con los datos, d .

Calcular el problema directo significa asignar valores numéricos a los parámetros del modelo y utilizar el modelo del sistema para predecir los resultados. En el problema inverso, por lo contrario, se conocen los datos obtenidos en mediciones directas del fenómeno físico de interés y se infieren los valores de los parámetros del modelo, (Tarantola, 2005).

Mientras que el problema directo tiene solución única, una particularidad del problema inverso es la no unicidad de soluciones, de modo que los valores obtenidos para los parámetros del modelo, generalmente, no serán idénticos a los valores reales principalmente por dos razones; la incertidumbre de los datos de las mediciones y las imperfecciones del modelo que describe matemáticamente el fenómeno físico, **Figura 3.17**. Para contrarrestar este inconveniente es necesario incluir en los parámetros del modelo toda la información disponible posible y representar cuidadosamente la incertidumbre de los datos.

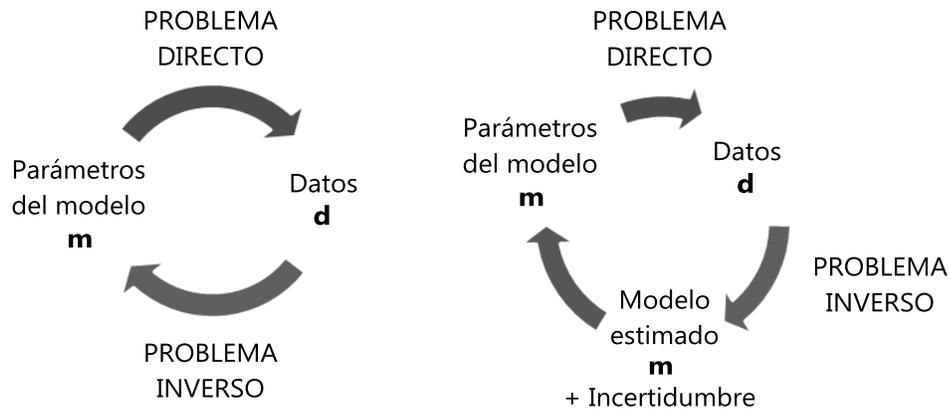


Figura 3. 17 A la izquierda, percepción convencional del problema directo y problema inverso. A la derecha, el modelo de parámetros \mathbf{m} obtenido del problema inverso tiene cierta incertidumbre, modificada de Scales (2000).

Formulación del Problema Inverso

En la teoría de inversión los parámetros del modelo pueden variar de cantidades numéricas discretas a funciones continuas de dos o más variables. La teoría de inversión discreta resulta más práctica ya que las funciones continuas pueden aproximarse adecuadamente por un número finito de parámetros discretos, y la naturaleza discreta de los datos de las mediciones permiten su representación matemática a través de vectores.

Los datos, \mathbf{d} , se disponen en un vector de longitud N , igual al número de mediciones, y los parámetros del modelo, \mathbf{m} , en un vector de longitud M , **Ecuación 3.14**.

(3.14)

$$\mathbf{d} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_N \end{bmatrix} \quad \mathbf{m} = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_M \end{bmatrix}$$

Los vectores \mathbf{d} y \mathbf{m} se relacionan mediante un modelo de L número de ecuaciones o funciones, que pueden ser compactadas en un vector de la forma $\mathbf{f}(\mathbf{d}, \mathbf{m}) = 0$. Si la relación entre los datos y los parámetros del modelo es lineal entonces $\mathbf{f}(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ es una matriz de tamaño $N \times M$, donde $L = N$, y se representa utilizando la *Forma Lineal Explícita*, **Ecuación 3.15**.

(3.15)

$$\mathbf{f}(\mathbf{d}, \mathbf{m}) = \mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}$$

Generalmente $f(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ son funciones complejas de naturaleza no lineal, sin embargo, en ocasiones es posible separar los datos de los parámetros del modelo y linealizar el problema, formando $L = N$ ecuaciones, **Ecuación 3.16**.

(3.16)

$$f(\mathbf{d}, \mathbf{m}) = \mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m})$$

A esta expresión se le denomina *Forma Explícita*. La matriz jacobiana \mathbf{G} , es conocida como kernel de datos, matriz de sensibilidades u operador directo, (Tarantola, 2005), y está formada por las derivadas parciales de los datos con respecto de los parámetros del modelo. La **Figura 3.18** muestra la formulación del problema inverso lineal y no lineal para los datos \mathbf{d} y los parámetros del modelo \mathbf{m} .

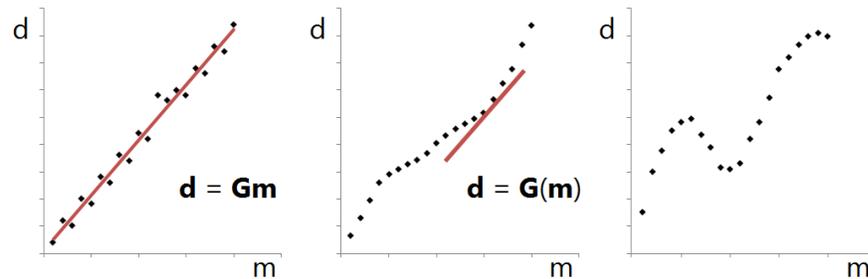


Figura 3. 18 A la izquierda, problema inverso lineal, con $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$. En el centro, problema inverso no lineal pero linealizable con $\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m})$. A la derecha, problema inverso no lineal y tampoco linealizable, modificada de Tarantola (2005).

Las soluciones más simples para problemas inversos lineales o linealizables, izquierda y centro de la **Figura 3.18**, requieren de una función capaz de indicar el ajuste, o desajuste, que existe entre los datos observados, \mathbf{d} , y los datos predichos a partir del modelo, \mathbf{d}^{pre} , denominada función objetivo, a partir de la cual es posible obtener la mejor estimación de los parámetros del modelo. Los métodos más utilizados correspondientes a esta categoría son la inversión lineal por mínimos cuadrados y las técnicas que emplean el gradiente de la función objetivo, como el de máxima pendiente y el gradiente conjugado.

Los algoritmos de optimización local para problemas inversos lineales o linealizables, exploran un pequeño sector del dominio de soluciones, restringido a la vecindad que circunda la solución inicial. Si la solución óptima del problema, es decir, el mínimo absoluto de la función objetivo, se encuentra alejada de la solución inicial, difícilmente será alcanzada debido a la presencia de mínimos relativos interpuestos en su camino, lugares donde suelen quedar atrapados estos métodos. En general, los

métodos de búsqueda local explotan la escasa información derivada de la comparación de una pequeña cantidad de modelos, impidiendo así una búsqueda extensiva en el espacio de modelos.

Un problema inverso no lineal, a la derecha de la **Figura 3.18**, puede ser resuelto a través de la modelación directa si se combinan correctamente los datos de las observaciones con un modelo apropiado y se utiliza toda la información disponible de una posible solución. Aquellos problemas donde el problema directo no requiere demasiado tiempo de cómputo, pueden ser tratados en forma muy eficiente empleando técnicas de optimización global, las cuales superan muchas de las limitaciones clásicas de los métodos locales.

Los métodos de optimización global, también conocidos como métodos heurísticos, utilizan reglas empíricas para encontrar la solución del problema inverso que representa la mejor estimación de los parámetros, ya que a pesar de existir soluciones parciales del problema es mayor la probabilidad de que la solución final sea aquella con el máximo, o mínimo, valor de la función objetivo, es decir, el máximo ajuste, o mínimo desajuste, entre los datos observados, \mathbf{d} , y los datos calculados a partir del modelo, \mathbf{d}^c .

Entre las técnicas de optimización global se encuentran los métodos de algoritmos genéticos (*genetic algorithms*) y recristalización simulada (*simulated annealing*), ambos concebidos como analogías de sistemas de optimización existentes en la naturaleza. Son altamente recomendados para problemas no lineales multiparamétricos, ya que emplean criterios estocásticos para explorar simultáneamente todo el espacio de soluciones en la búsqueda del modelo óptimo.

3.2.1. ALGORITMOS GENÉTICOS

Este método aplica tres criterios: el de selección natural (teoría de evolución de las especies), el de cruce y el de mutación (reproducción sexual). Un problema de inversión tratado con en este algoritmo debe transformar los parámetros del modelo a código binario, formando cadenas denominadas cromosomas, sobre las cuales se aplicarán los criterios de selección natural y genética. De este modo, los cromosomas forman a un individuo, que es una solución o modelo particular, y un conjunto de individuos forman una población, es decir, un espacio de modelos.

La selección de los individuos más fuertes o mejor adaptados propicia la oportunidad de sobrevivir a determinado ambiente y reproducirse, que en el problema de inversión representa la oportunidad de servir como semilla de nuevas soluciones. La cruce se realiza en la misma población, donde los individuos intercambian características que permiten mejorar el desempeño de la especie, impulsando la calidad de las soluciones. La mutación significa que una estructura completamente ajena puede ser introducida a la población en cualquier momento, lo que produce un cambio en sus características que puede ser heredado o transmitido.

Los procesos de selección, cruce y mutación actualizan la población de modelos, dando lugar a una nueva generación de cromosomas, emulando la forma en que los sistemas biológicos evolucionan para producir organismos mejor adaptados al entorno. El proceso completo se repite hasta que la función objetivo se acerca al máximo ajuste para toda la población. La búsqueda del modelo óptimo se lleva a cabo explorando simultáneamente la totalidad del espacio de soluciones, empleando una regla de transición probabilística para guiar dicha búsqueda.

Ciclo básico del método de algoritmos genéticos

El diagrama de flujo de la **Figura 3.19** resume el proceso utilizado para aplicar un esquema de inversión basado en algoritmos genéticos, similar al descrito por Ortiz-Alemán *et al.* (2004), los pasos básicos indicados en esta figura se describen a continuación.

- i. Los parámetros del modelo inicial se representan en un vector de incógnitas denominado \mathbf{m} , **Ecuación 3.14**. La función objetivo que determina el ajuste, o desajuste, entre los datos observados, \mathbf{d} , y los calculados, \mathbf{d}^c , se denota como $E(\mathbf{m})$.

La codificación de los parámetros se realiza tomando en cuenta la extensión necesaria de la búsqueda en el espacio de modelos y la resolución deseada, de esta manera, la extensión se define para cada parámetro estableciendo un par de cotas a_i y b_i , es decir, $a_i < m_i < b_i$.

La resolución se controla con el intervalo de discretización d_i , definido en la **Ecuación 3.17**, donde N_i es la cantidad de posibles valores para el parámetro durante el proceso.

(3.17)

$$d_i = \frac{(b_i - a_i)}{N_i}$$

Los modelos permitidos, \mathbf{m} , definidos por el conjunto de parámetros m_i , están restringidos al dominio de valores $m_i = a_i + j b_i$ para $j = 0, \dots, N_i$.

- ii. Se calcula el problema directo de cada modelo \mathbf{m} de forma iterativa, obteniendo los valores \mathbf{d}^c .
- iii. La función objetivo seleccionada, $E(\mathbf{m})$, compara los datos observados, \mathbf{d} , y los calculados, \mathbf{d}^c .
- iv. A partir de una población de Q individuos y su respectivo nivel de ajuste, determinado por el valor de la función objetivo, $E(\mathbf{m}_k)$, para $k = 1, \dots, Q$, se asigna a cada modelo una probabilidad de selección $P(\mathbf{m}_k)$.

La **Ecuación 3.18** puede utilizarse para calcular la probabilidad acumulada de selección. Los términos E_{max} y E_{prom} representan el valor máximo y promedio, respectivamente, de la función objetivo de la generación, y Q es el número de individuos que conforman la población.

(3.18)

$$P(\mathbf{m}_k) = P(\mathbf{m}_{k-1}) + \frac{E_{max} - E(\mathbf{m}_k)}{Q(E_{max} - E_{prom})}$$

Para seleccionar una nueva población de modelos se generan Q números aleatorios con valores entre cero y uno, denotados como r_k . Si $P(\mathbf{m}_{k-1}) < r_k < P(\mathbf{m}_k)$, entonces \mathbf{m}_k es seleccionado para formar parte de la nueva población. Se pueden añadir a la población de Q modelos 'clones' de los mejores modelos, los cuales no serán sometidos a los criterios de cruce y mutación, con el objeto de asegurar que dichos modelos deseables no se pierdan al pasar por esos procesos de naturaleza aleatoria.

- v. A la generación progenitora de Q modelos se le integran de forma aleatoria $Q/2$ parejas de individuos. Aunque cada pareja es potencialmente capaz de cruzarse se eligen solamente algunas. A cada pareja se le asocia un número aleatorio entre cero y uno, si dicho número es menor que la probabilidad de cruce P_c entonces la pareja correspondiente efectúa el apareamiento, de lo contrario, la pareja se preserva intacta en la siguiente generación.

El mecanismo de cruce consiste en seleccionar aleatoriamente la posición de un gen para ambas cadenas y a partir de este punto las cadenas se parten para intercambiar información entre ellas. El propósito de cruzar dos cadenas diferentes es explorar nuevas regiones del dominio de soluciones donde pudiera ubicarse el mínimo absoluto. En el proceso normal de cruce, las parejas que se aparean tienen dos hijos, y la población de modelos se mantiene automáticamente en Q individuos.

- vi.** La mutación también propicia la diversidad genética en una población. Cuando el problema de inversión se encuentra estancado en un mínimo local, la mutación hace posible que la búsqueda prospere. La mutación consiste en el cambio de paridad de un bit, seleccionado al azar, dentro de la cadena binaria (cromosoma). El porcentaje de modelos a los cuales se aplica el proceso de mutación, al igual que en la cruce, depende de un parámetro denominado probabilidad de mutación, P_m . Este mecanismo previene la convergencia prematura del método, cuando la población es excesivamente homogénea e incapaz de continuar el proceso evolutivo.

El coeficiente de variación promedio, γ , de cada parámetro del modelo, **Ecuación 3.19**, determina el nivel de homogeneidad de los individuos de cada generación, donde p es la cantidad de parámetros, \bar{m}_i es el promedio del i -ésimo parámetro y σ_i la desviación estándar.

(3.19)

$$\gamma = \frac{1}{p} \sum_{i=1}^p \left(\frac{\sigma_i}{\bar{m}_i} \right)$$

La **Ecuación 3.20** define a la probabilidad de mutación P_m como una función del coeficiente de variación promedio γ , donde P_{ini} es la probabilidad de mutación inicial.

(3.20)

$$P_m = \begin{cases} P_{ini} & ; \quad \gamma > 0.1 \\ 0.1 & ; \quad 0.02 < \gamma < 0.1 \\ 0.2 & ; \quad \gamma > 0.02 \end{cases}$$

Con la mutación concluye la secuencia de operaciones que define a un algoritmo genético. Dicha secuencia se repite hasta satisfacer alguna tolerancia preestablecida.

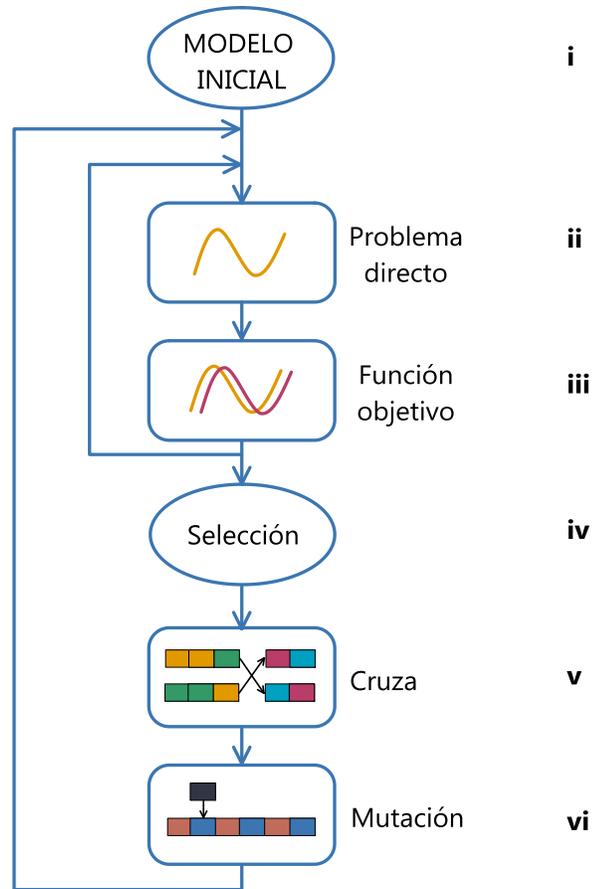


Figura 3. 19 Diagrama de flujo para algoritmos genéticos, modificada de Ortiz–Alemán *et al.* (2004).

3.2.2. RECRISTALIZACIÓN SIMULADA

Este método, también conocido como templamiento simulado, es una analogía de la formación de cristales a partir de un fluido mineral, el cual se encuentra a altas temperaturas y es enfriado paulatinamente. Un problema de inversión tratado con este algoritmo debe considerar a los parámetros del modelo como átomos, a su configuración molecular como una solución o modelo particular, y al nivel de energía asociado a dicha configuración como la función objetivo de ajuste.

El enfriamiento y cristalización del fluido mineral permiten reconocer configuraciones y modelos potencialmente útiles. Un fluido mineral que se enfría lentamente hasta alcanzar un estado de energía bajo, da lugar a la formación de cristales bien definidos, sin embargo, un enfriamiento súbito o parcial resultará en un cristal con muchos defectos. Si después de la reducción de temperatura se alcanza el equilibrio térmico, es probable un estado de mínima energía donde se da la formación de cristales, que representa la configuración de parámetros del modelo para el problema inverso.

El método de recristalización simulada tiene tres elementos básicos: una función objetivo, E , una función de orden, Criterio de Metrópolis, y un parámetro que controla la temperatura del sistema. Partiendo de una distribución inicial de parámetros del modelo, el método genera una gama de configuraciones considerando una cierta temperatura T para el proceso. El Criterio de Metropolis *et al.* (1953), consiste en desplazar un parámetro, en cada iteración, una distancia aleatoria y pequeña. Este desplazamiento provoca un cambio ΔE en la energía total del sistema. Si ΔE es menor o igual a cero, el desplazamiento del parámetro es aceptado y la configuración resultante se considera como la nueva configuración actualizada. Cuando existe un incremento en la energía del sistema (ΔE es mayor que cero), la probabilidad de aceptación o rechazo para el desplazamiento se determina con la **Ecuación 3.21**.

(3.21)

$$P(\Delta E) = e^{-\Delta E/T}$$

Para admitir el cambio de posición que implica el aumento de la energía del sistema, se compara el valor de la probabilidad correspondiente a ΔE con un número entre cero y uno elegido aleatoriamente. Si éste número es menor, se admite el desplazamiento y se considera a la nueva configuración como la actualizada; si es mayor, no se admite y se conserva la configuración que se tenía antes del movimiento. Repitiendo sucesivamente este procedimiento se está simulando el movimiento térmico de los átomos de un sistema que se encuentra en equilibrio térmico, a una temperatura fija T . Si desea alcanzar el estado de menor energía y mayor ordenamiento, conocido como estado base, entonces se debe disminuir muy lentamente la temperatura.

Ciclo básico del método de recristalización simulada

El diagrama de flujo de la **Figura 3.20** resume el proceso utilizado para aplicar un esquema de inversión basado en recristalización simulada, similar al descrito por Ortiz-

Alemán *et al.* (2004), los pasos básicos indicados en esta figura se describen a continuación.

- i. Se definen valores iniciales de temperatura T_0 , de la función objetivo, E_0 y de las constantes de perturbación y los parámetros del modelo, $K_{i(0)}$ y $m_{i(0)}$, respectivamente, para $i = 1, \dots, p$. También se inicia el contador del ciclo externo, denotado por k .
- ii. Se inician los contadores del ciclo interno e intermedio, i y j , respectivamente. Comienza el ciclo interno.
- iii. Se perturba aleatoriamente cada uno de los parámetros, m_i , se resuelve el problema directo y se calcula la función objetivo, E . Si hubo un decremento de E con respecto a la evaluación anterior, se acepta el valor perturbado del parámetro como el nuevo valor del mismo, se incrementa el contador de parámetros i del ciclo interno, y se procede a perturbar el siguiente parámetro.
- iv. En el ciclo interno se perturban los valores de los parámetros empleando los factores K_i , definidos en el ciclo intermedio. La perturbación se realiza multiplicando a cada parámetro por el resultado del producto de su correspondiente K_i por un valor aleatorio entre menos uno y uno. En el caso de un incremento en el valor de E , se aplica el criterio de Metrópolis, para decidir si se acepta o no el valor perturbado del parámetro como su nuevo valor actualizado. Si se acepta el nuevo valor, entonces se incrementa el contador del ciclo interno i y se procede a perturbar el siguiente parámetro. Si no se acepta el valor perturbado, entonces no se incrementa el contador i y se procede a perturbar nuevamente el mismo parámetro.
- v. Una vez que se han actualizado todos los parámetros m_i , se ajusta el valor de las constantes K_i , encargadas de determinar la forma en la cual se perturba a los parámetros en el ciclo interno, y se incrementa el contador del ciclo intermedio, j . El ciclo intermedio se encarga de actualizar los valores, independientes entre sí, de una serie de constantes K_i asociadas a cada parámetro. Dichas constantes determinan el máximo incremento que podrá tener cada parámetro al momento de ser perturbado en el ciclo interno del proceso. Los valores que adoptan estas constantes dependen de la cantidad de veces que haya sido aceptado el modelo actual al término de cada secuencia de ciclos internos según el Criterio de Metrópolis.

- vi.** Se reduce la temperatura y se incrementa el contador del ciclo externo k . El procedimiento anterior completo se repite hasta que k alcanza el límite de iteraciones, o antes si se alcanza un valor suficientemente bajo de la función objetivo E . El ciclo externo regula la temperatura T del sistema. En cada iteración la temperatura del proceso disminuye al ser multiplicada por un factor R_T , que normalmente es cercano a uno, $0 < R_T < 1$. De esta manera se lleva a cabo el enfriamiento lento y gradual necesario.

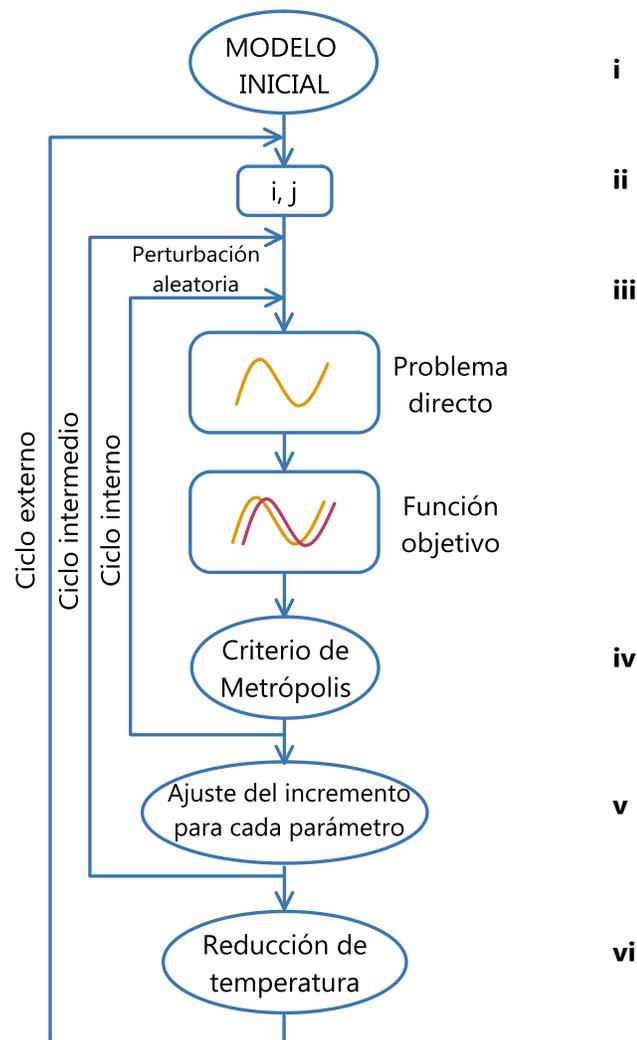


Figura 3. 20 Diagrama de flujo para recristalización simulada, modificada de Ortiz–Alemán *et al.* (2004).

CAPÍTULO METODOLOGÍA

04

4.1. DATOS Y PROCESAMIENTO

Los datos disponibles corresponden a registros de velocidad de eventos sísmicos locales y regionales, observados entre Febrero de 2005 y Abril de 2007 en las estaciones de la red sísmica temporal del Proyecto MASE y, adicionalmente, las estaciones de la red sísmica permanente del Servicio Sismológico Nacional, (SSN).

Durante este periodo de operación ocurrieron 68 sismos, con magnitud de coda M_c entre 4.0 y 6.0, según el catálogo del SSN. El total aproximado de registros de velocidad es de 4453 (3737 – MASE y 716 – SSN) para las 123 estaciones sísmicas consideradas (100 – MASE y 23 – SSN), conformando así una extensa base de datos. Para realizar la inversión de la respuesta local se plantea una selección previa de los datos, con la finalidad de acotar el problema en estudio.

Selección de los datos

Se seleccionan las estaciones y sismos a utilizar en la inversión de la respuesta sísmica local a partir de dos condiciones:

- i. Las estaciones sísmicas deben tener límites normales de nivel de ruido.
- ii. Los eventos sísmicos deben tener un valor de magnitud $5.0 \leq M_w \leq 5.6$.

El **Anexo 2.1** indica el nivel de ruido presente en las estaciones del Proyecto MASE, (Real, 2010), el cual puede ser bastante considerable para valores altos o bajos de frecuencia, o para todo el rango de frecuencias. Partiendo de esta información se

descartaron 59 estaciones con nivel de ruido por encima de los límites normales, cumpliendo así con la condición **i**.

El catálogo del **Anexo 2.3** contiene los 68 sismos que fueron registrados por al menos una estación, ya sea del Proyecto MASE o el SSN. Inicialmente se proporcionaba la magnitud de coda, M_c , según el SSN, posteriormente se completó con valores de magnitud de momento sísmico, M_w , y de momento sísmico escalar, M_0 , de acuerdo con el SSN y el Global CMT, de modo que fue posible elegir seis eventos sísmicos que cumplieran con la condición **ii**.

Finalmente, de los 68 sismos ocurridos se seleccionaron seis con $5.0 \leq M_w \leq 5.6$, de las 123 estaciones disponibles sólo 55 presentan límites normales de nivel de ruido (41 – MASE y 14 – SSN), y de los 4453 registros existentes sólo se utilizarán 219 (162 – MASE y 57 – SSN). La **Figura 4.1** muestra la cantidad de registros de velocidad y el número de estaciones antes y después de la selección. Cada uno de los eventos fue registrado por al menos una de las estaciones, la relación entre las estaciones seleccionadas y los eventos registrados por cada una de éstas se indica en el **Anexo 4.1**.

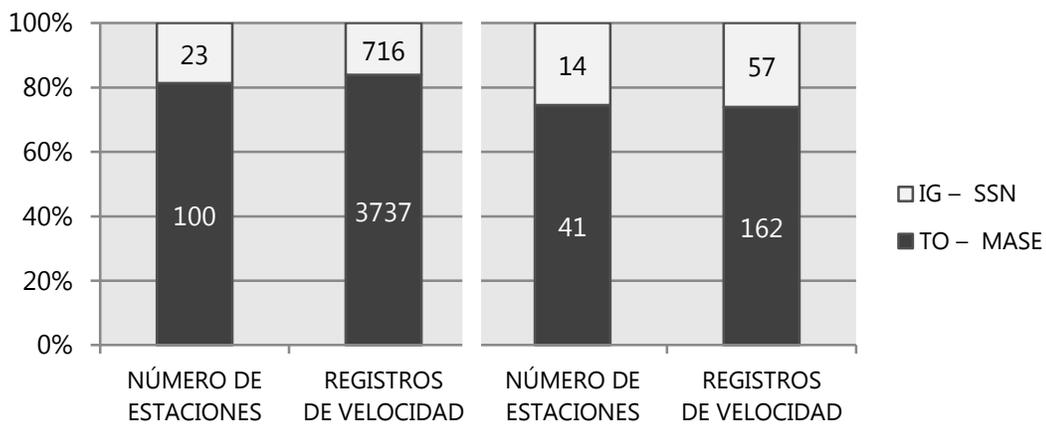


Figura 4. 1 A la izquierda; antes de la selección más del 80% de los registros de velocidad disponibles correspondían a la Red MASE. A la derecha; después de la selección menos del 80% de las estaciones utilizadas pertenecen al Proyecto MASE, pero aportan más del 70% de los registros.

En la **Tabla 4.1** se especifica la ubicación y los valores de magnitud de momento sísmico, M_w , y de momento sísmico escalar, M_0 , de los eventos sísmicos que serán utilizados para la inversión de la respuesta sísmica local. El número de identificación corresponde al catálogo del **Anexo 2.3**. La **Figura 4.2** muestra la distribución de los eventos sísmicos y de las estaciones del Proyecto MASE y el SSN.

#	FECHA GMT	HORA GMT	LATITUD	LONGITUD	PROF [km]	SSN			CMT	
						M _w	M _o [Nm]	R.V.	M _w	M _o [Nm]
7	20050814	2:51:58	15.994	-98.400	15.3	5.2	6.11E+16	63.08	5.4	1.560E+17
11	20050924	1:14:03	18.052	-96.989	80.5	5.1	4.51E+16	74.20	5.0	3.700E+16
34	20060811	14:38:38	18.446	-101.284	50.9	5.2	7.89E+16	68.98		
38	20060819	5:41:27	16.013	-97.499	11.1	5.3	1.09E+17	61.77	5.6	2.780E+17
61	20070330	19:00:38	15.874	-99.061	16.1	5.1	4.32E+16	54.71	5.3	9.900E+16
65	20070413	8:43:47	17.137	-100.303	35.5	5.3	1.00E+17	90.46	5.3	1.260E+17

Tabla 4. 1 Características de los eventos seleccionados para la inversión del efecto de sitio.

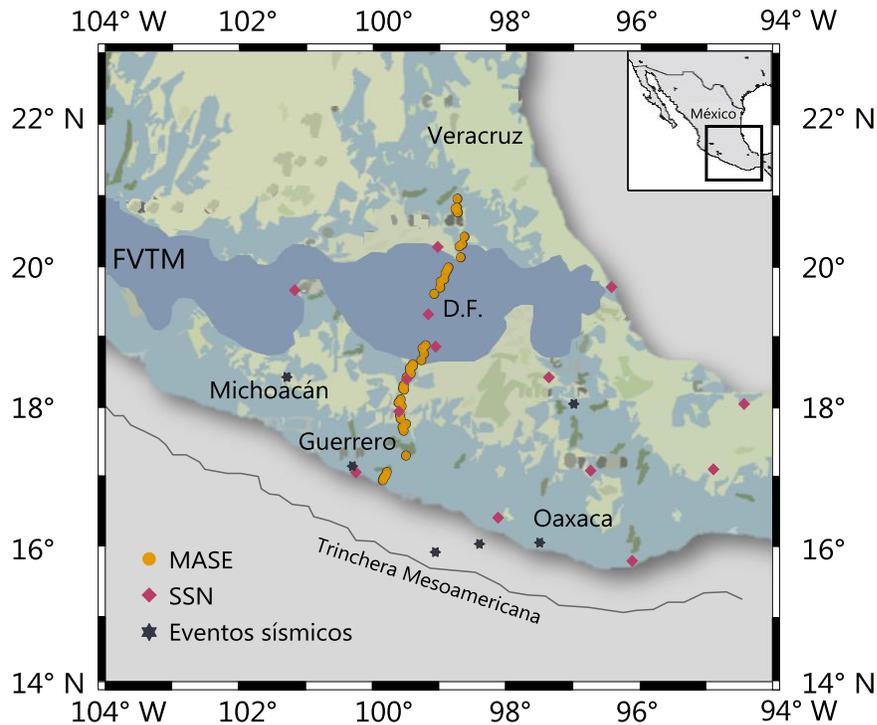


Figura 4. 2 Distribución de los eventos y estaciones sísmicas seleccionadas. La zona sombreada corresponde a la Faja Volcánica Transversal Mexicana (FVTM).

Preparación de los datos

Los registros de velocidad originales vienen en formato *.sac*, por lo que fue necesario tratarlos con SAC (Seismic Analysis Code), un paquete de cómputo diseñado para el estudio de señales, especialmente series de tiempo. Con este programa fue posible remover la línea de tendencia y la media.

Utilizando las herramientas de TauP Toolkit, se calculó el pick de la onda S en la componente *E-W* de todos los registros de velocidad, que representa el tiempo de arribo

de la onda S a la estación en cuestión, **Figura 4.3**. Es necesario utilizar un modelo de velocidades, en este caso el de Campillo (1996), ya que el cálculo del tiempo de viaje de una onda de cuerpo, desde la fuente hasta la estación sísmica, requiere un modelo de la Tierra de n capas planas con espesor h , valores de velocidad α y β , y valores de densidad, **Tabla 4.2**.

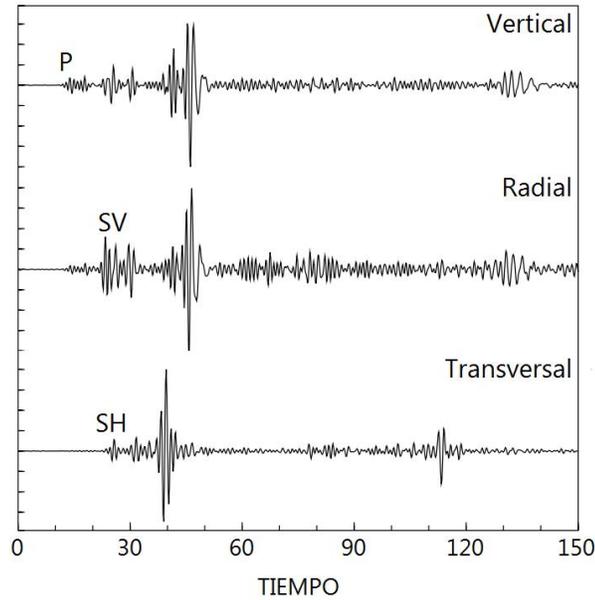


Figura 4. 3 Representación gráfica de las componentes de un registro sísmico; *arriba* vertical, *centro* radial y *abajo* transversal, indicando la fase sísmica presente, modificada de Shearer, (2009).

ESPESOR h [km]	VELOCIDAD α [km/s]	VELOCIDAD β [km/s]	DENSIDAD [kg/m ³]
5	5.36	3.10	2.49
12	5.71	3.30	2.60
28	6.49	3.75	2.85
X	8.22	4.75	3.40

Tabla 4. 2 Modelo de velocidades para el Estado de Guerrero. (Campillo, 1996).

Para representar las señales de tiempo en el dominio de la frecuencia se aplica la transformada de Fourier para obtener los espectros de amplitud y de fase de cada uno de los registros de velocidad. El código utilizado para cambiar de dominio está en formato FORTRAN 90 y es una versión adaptada por Iglesias, A. (2002), que al mismo tiempo suaviza los espectros de amplitud con un filtro de $1/3$ de octava, Orcutt, J. (1979).

La **Figura 4.4** muestra la secuencia que se siguió desde la selección de los datos hasta el cálculo del espectro de amplitud suavizado.



Figura 4. 4 Secuencia seguida desde la selección de los datos hasta la obtención del espectro de amplitudes de cada uno de los registros, indicando la herramienta utilizada para su realización.

4.2. PARAMETRIZACIÓN DE LOS TÉRMINOS DE LA FUENTE SÍSMICA Y EL TRAYECTO

A partir de la formulación de Field y Jacob (1995), para una red sísmica; con i estaciones instaladas y j eventos registrados, no necesariamente por todas las estaciones, el espectro de amplitud del j -ésimo evento observado en la i -ésima estación, $A_{ij}(f)$, puede ser representado en el dominio de la frecuencia, f , como el producto de los efectos de la fuente, trayecto y sitio, **Ecuación 4.1**.

$$A_{ij}(f) = E_j(f)P_{ij}(f)S_i(f). \tag{4.1}$$

Donde

- $E_j(f)$ = Término de los efectos de la fuente sísmica.
- $P_{ij}(f)$ = Término de la trayectoria y estructura de la Tierra.
- $S_i(f)$ = Término del efecto de sitio.

Cuando se trata de estimar el efecto de sitio, $S_i(f)$, uno de los mayores retos es remover los efectos de la fuente, $E_j(f)$, y el trayecto, $P_{ij}(f)$, presentes en los registros sísmicos. El esquema propuesto por Field y Jacob (1995), consiste en una inversión generalizada, donde el espectro de amplitud, $A_{ij}(f)$, es representado por un modelo parametrizado de la fuente y los efectos del trayecto de las ondas sísmicas, y para cada estación instalada el efecto de sitio, $S_i(f)$, es un término dependiente de la frecuencia.

Representación del modelo de la fuente sísmica

Se utiliza el modelo de la fuente sísmica de Boatwright, (1978), que es una aproximación del modelo de Brune, J. (1970), **Ecuación 4.2**, el cual tiene un decaimiento en altas frecuencias de la forma ω^{-2} . Este modelo tiene como variables la frecuencia de esquina para cada evento, f_{c_j} , y el nivel espectral de baja frecuencia, Ω_{0j} . Los valores de f_{c_j} y Ω_{0j} pueden ser estimados a partir del momento sísmico escalar, M_0 , considerando que $f_{c_j} \propto M_0^{-1/3}$ y $\Omega_0 \propto f M_0$.

(4.2)

$$E_j(f) = \frac{2\pi f \Omega_{0j}}{\left[1 + (f/f_{c_j})^4\right]^{1/2}}$$

Representación del término del trayecto de las ondas sísmicas

Asumimos que los efectos del trayecto de las ondas sísmicas son similares para todas las estaciones del arreglo, sin embargo, es necesario incluir el término de la expansión geométrica $G(R)$, **Ecuación 4.3**, ya que la amplitud de las ondas sísmicas varía considerablemente con la distancia R , desde el epicentro del evento sísmico hasta la estación de interés. La propagación de las ondas de cuerpo predomina para valores de distancia menores a R_x , después de este valor se presentan las ondas superficiales. En este trabajo se considero $R_x = 100$ [km].

(4.3)

$$G(R) = \begin{cases} R & ; R < R_x. \\ \sqrt{RR_x} & ; R \geq R_x. \end{cases}$$

Además de la expansión geométrica, $G(R)$, el término de los efectos del trayecto de las ondas sísmicas, entre el evento j y la estación i , $P_{ij}(f)$, incluye el tiempo de viaje de la onda S, T_{ij} , el factor de calidad dependiente de la frecuencia, $Q(f)$, y la atenuación local t_i^* , **Ecuación 4.4**.

(4.4)

$$P_{ij}(f) = \frac{1}{r_{ij}} e^{-\pi f(t_i^* + T_{ij}/Q(f))}$$

Los valores de T_{ij} fueron calculados en la preparación de los datos, con el pick del tiempo de arribo de la onda S en la componente $E - W$. El factor de calidad $Q(f)$, en

función de la frecuencia f , expresa el decaimiento de la amplitud de la señal sísmica debido a la atenuación intrínseca, con valor $Q(f) = 211f^{0.46}$, (García *et al.*, 2009). La atenuación local t_i^* , también caracteriza la atenuación de las ondas de cuerpo, y puede estimarse utilizando el tiempo de viaje de la onda S, T_{ij} , y el factor de calidad Q , tomando en cuenta que $t_i^* \propto T_{ij}Q^{-1}$, (Shearer, 2009).

4.3. INVERSIÓN DE LA RESPUESTA SÍSMICA LOCAL

Partiendo de las ecuaciones presentadas en el apartado anterior, **4.2**, se construye el esquema de inversión generalizada, propuesto por Field y Jacob (1995), para tres inversiones de la respuesta sísmica local, $S_i(f)$. La primera inversión (**A**) utiliza el método de recristalización simulada para invertir la respuesta sísmica local de cada una de las 55 estaciones y los seis eventos sísmicos, es decir, para $i = 1$ y $j = 6$. La segunda inversión (**B**) emplea el método de algoritmos genéticos para la resolución del problema inverso de cada uno de los seis eventos y las 55 estaciones, $i = 55$ y $j = 1$. La tercera inversión (**C**) resuelve simultáneamente las 55 estaciones y los seis eventos, $i = 55$ y $j = 6$, utilizando nuevamente el método de recristalización simulada.

El espectro observado para los tres casos, $A_{ij}(f)$, es el espectro de amplitud de la componente $E - W$, previamente calculado en la preparación de los datos, con $N = 1024$ frecuencias discretas de 0 – 10 [Hz]. El modelo inicial de la inversión tiene $2j + i(N + 1)$ parámetros a invertir; $2j$ parámetros de la fuente sísmica (frecuencia de esquina, f_{c_j} , y nivel espectral de baja frecuencia, Ω_{0_j}), i parámetros del trayecto (atenuación local, t_i^*) e iN términos del efecto de sitio dependientes de la frecuencia. En la **Tabla 4.3** se indica la cantidad de parámetros a invertir para cada uno de los tres casos y el método utilizado.

INVERSIÓN	MÉTODO UTILIZADO	i ESTACIONES	j EVENTOS	# PARÁMETROS
A	Recristalización simulada	1	6	1037
B	Algoritmos Genéticos	55	1	56377
C	Recristalización simulada	55	6	56387

Tabla 4.3 Relación del método utilizado en cada inversión y la cantidad de parámetros a invertir considerando el número de eventos y estaciones.

Finalmente se realiza una cuarta inversión (**D**) utilizando algoritmos genéticos para obtener una función de atenuación, $Q(f)$, utilizando como modelo inicial los parámetros resultantes de la mejor inversión, de tal modo que esta nueva función de atenuación ajuste a la par las estaciones que se encuentran sobre la Costa del Pacífico y en la parte Sur – Centro de la República Mexicana.

Problema directo

Para el cálculo del problema directo de los casos **A**, **B** y **C** se utiliza el mismo modelo inicial de parámetros, construido de la siguiente forma:

- Fuente Sísmica

La frecuencia de esquina, fc_j , y el nivel espectral de baja frecuencia, Ω_{0j} , son estimados con el valor de momento sísmico escalar, M_0 , reportado por el SSN y el CMT, **Tabla 4.1**. Inicialmente se planteó que $fc_j \propto M_0^{-1/3}$ y que $\Omega_{0j} \propto fM_0$, sin embargo, se utilizaron las siguientes relaciones:

$$fc_j \propto \left(\frac{M_0}{1 \times 10^{16}} \right)^{-1/3} \cdot \quad \Omega_{0j} \propto \frac{M_0}{1 \times 10^{16}}$$

Los valores obtenidos, y utilizados en el modelo inicial, se presentan en la **Tabla 4.4**.

# EVENTO	SSN			CMT		
	M_0 [N·m]	fc_j [Hz]	Ω_0	M_0 [N·m]	fc_j [Hz]	Ω_0
7	6.111E+16	0.547	6.111	1.560E+17	0.400	15.600
11	4.515E+16	0.605	4.515	3.700E+16	0.647	3.700
34	7.890E+16	0.502	7.890			
38	1.098E+17	0.450	10.980	2.780E+17	0.330	27.800
61	4.324E+16	0.614	4.324	9.900E+16	0.466	9.900
65	1.008E+17	0.463	10.080	1.260E+17	0.430	12.600

Tabla 4. 4 Valores de fc y Ω_0 calculados a partir de M_0 , reportado por el SSN y CMT.

- Trayecto

García *et al.* (2009) estimaron la función de atenuación $Q(f)$ para la onda S a lo largo de la Costa del Pacífico y a través del Sur – Centro de la República Mexicana, como $Q(f) = 175f^{0.52}$ y $Q(f) = 211f^{0.46}$, respectivamente. También muestran los valores del inverso de Q , Q^{-1} , para el rango de frecuencias 1–10 [Hz]. Los resultados en la costa tienen valores de $0.0016 \leq Q^{-1} \leq 0.022$, mientras que en el continente de $0.00158 \leq Q^{-1} \leq 0.019$, en ambos casos los valores más altos de Q^{-1} se presentan en bajas frecuencias, **Figura 4.5**.

Los valores de atenuación local, t_i^* , son proporcionales al factor de calidad Q , tales que $t_i^* \propto T_{ij}Q^{-1}$. También se puede realizar una buena aproximación de Q con la siguiente relación:

$$t_i^* \propto Q^{-1}$$

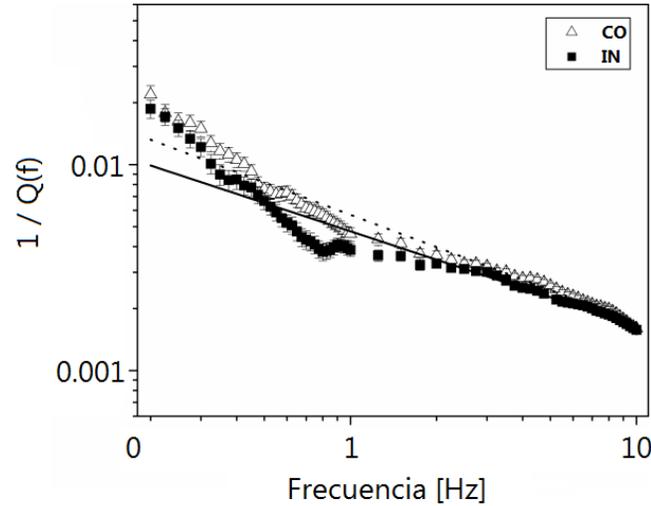


Tabla 4. 5 Valores de Q^{-1} obtenidos para los modelos de la costa (triángulos) y el continente (cuadrados). La línea punteada indica la función de atenuación $Q(f)$ para la costa y la línea continua la del continente, modificada de García *et al.* (2009).

- Respuesta sísmica local

En el apartado **2.3** se menciona que una de las técnicas para estimar el efecto de sitio es calcular el cociente espectral de las componentes horizontales ($E - W$ y $N - S$) y la componente vertical (Z), denominado H/V , empleando la **Ecuación 4.5**, (Lermo *et al.*, 1993).

$$H / V = \sqrt{\frac{EW^2 + NS^2}{2Z^2}}. \quad (4.5)$$

En este trabajo se obtuvo H/V para el total de estaciones utilizadas (55) y de registros disponibles (219), después se calculó H/V promedio para cada una de las estaciones. Los resultados se muestran en el **Anexo 4.2**.

Finalmente, el modelo inicial tiene como parámetros: la frecuencia de esquina, f_{c_j} , el nivel espectral de baja frecuencia, Ω_0 , la atenuación local, t_i^* y el efecto de sitio, H/V . Una subrutina de FORTRAN 90 (Ortiz-Alemán, 1997) se encarga de calcular el problema directo a partir del modelo inicial y la **Ecuación 4.1**, obteniendo un nuevo espectro de amplitudes, denominado espectro calculado, $Ac_{ij}(f)$.

Problema inverso

El problema inverso estima los parámetros de los términos de la fuente sísmica, el trayecto de las ondas y el efecto de sitio, a partir de los siguientes elementos:

- El espectro de amplitud observado del evento i en la estación j , $A_{ij}(f)$.
- El espectro de amplitud calculado con el problema directo, $Ac_{ij}(f)$.
- La función objetivo.

El problema inverso consiste en comparar el espectro de amplitud observado, $A_{ij}(f)$, con el espectro de amplitud calculado, $Ac_{ij}(f)$, a través de una función objetivo denominada e , **Ecuación 4.6**.

$$e = \left[\sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^N (A_{ij}(f_n) - Ac_{ij}(f_n))^2 \right]^{1/2}. \quad (4.6)$$

Donde

J = Número de registros utilizados.

N = Número de frecuencias discretas que componen la señal.

La función objetivo indica el máximo ajuste, o mínimo desajuste, entre los espectros de amplitud $A_{ij}(f)$ y $Ac_{ij}(f)$, además es la encargada de dirigir la alteración aleatoria del modelo inicial, es decir, después de calcular la función objetivo entre $A_{ij}(f)$ y $Ac_{ij}(f)$, se decide cambiar los valores de los parámetros del modelo inicial, buscando iterativamente el valor óptimo de los parámetros y, por lo tanto, el valor mínimo absoluto de la función objetivo.

CAPÍTULO RESULTADOS Y CONCLUSIONES

05

5.1. RESPUESTA SÍSMICA LOCAL Y TÉRMINO DE ATENUACIÓN LOCAL

Con el esquema de inversión propuesto para los tres casos descritos en el apartado **4.3** (**A**, **B** y **C**), se obtuvieron valores estimados de atenuación local, t^* , y de la respuesta sísmica local, $S(f)$, en un rango de frecuencias de 0 – 10 [Hz] para cada uno de los 55 sitios. De los seis eventos sísmicos utilizados en las inversiones se estimaron los valores de los parámetros de la fuente: frecuencia de esquina, f_c , y nivel espectral de baja frecuencia, Ω_0 . A continuación se muestra la respuesta sísmica local estimada, $S(f)$, para ocho estaciones (4–MASE y 4–SSN), resultante de las tres inversiones realizadas, así como los valores de t^* correspondientes. Los resultados de t^* y de $S(f)$ para el resto de las estaciones se presentan en el **Anexo 5.1** y **5.2**, respectivamente.

Las estaciones del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) fueron seleccionadas de acuerdo a la distancia que tienen respecto a la costa. De las estaciones del SSN, dos se encuentran sobre la línea del Proyecto MASE (CUIG – D.F. y PLIG – GRO.), y dos fuera de ésta (MOIG – MICH. y TPIG – PUE.), su distribución geográfica se muestra en la **Figura 5.1**. En la **Figura 5.2** se presenta la respuesta sísmica local estimada en las inversiones **A**, **B** y **C**, y su comparación con el efecto de sitio calculado utilizando H/V promediado. Los valores de t^* están en un rango de $0.001 \leq t^* \leq 0.040$, y difieren de los presentados por García *et al.* (2009) para la misma función de atenuación ($Q(f) = 211f^{0.46}$). Los resultados de t^* se enlistan en la **Tabla 5.1**.

En la **Figura 5.2** se aprecia que la respuesta sísmica local estimada para las tres inversiones sigue la misma forma (aunque con diferente escalamiento y valor de la función objetivo, e) para todos los valores de t^* obtenidos. La inversión del efecto de sitio tiene un problema de acoplamiento característico (*trade-off*) para los valores de f_c y t^* , donde el

espectro de amplitud calculado, $Ac(f)$, puede ser correctamente ajustado al espectro observado, $A(f)$, tanto por valores altos de f_c y de t^* , como por valores bajos de f_c y de t^* , (Field y Jacob, 1995), **Figura 5.3**.

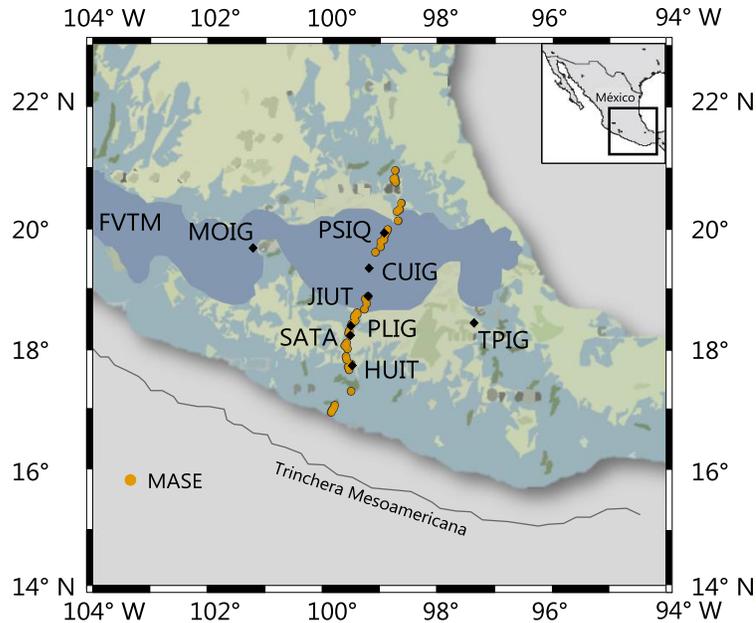


Figura 5. 1 Estaciones de interés (rombos negros), cuatro del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) y cuatro del SSN (CUIG, MOIG, PLIG y TPIG).

EST	t_{mi}^*	A		B		C	
		t^*	e	t^*	e	t^*	e
CUIG	0.0307	0.0149	0.4466	0.0400	0.1696	0.0372	0.4077
MOIG	0.0214	0.0400	0.2270	0.0400	0.1190	0.0376	0.2000
PLIG	0.0307	0.0010	0.1131	0.0400	0.0422	0.0354	0.2944
TPIG	0.0214	0.0400	0.1006	0.0092	0.0542	0.0344	0.5322
HUIT	0.0240	0.0132	0.0881	0.0375	0.0186	0.0046	0.2642
JIUT	0.0327	0.0302	0.0954	0.0397	0.0516	0.0397	0.2865
PSIQ	0.0333	0.0010	0.0114	0.0400	0.0380	0.0398	0.0858
SATA	0.0300	0.0021	0.0346	0.0248	0.0026	0.0013	0.2297

Tabla 5. 1 Valores de atenuación local, t^* , y de la función objetivo, e , de las estaciones del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) y del SSN (CUIG, MOIG, PLIG y TPIG) para A, B y C. Se indican los valores de atenuación local del modelo inicial, t_{mi}^* .

Los valores de f_c , t^* y e , calculados en las inversiones **A**, **B** y **C**, de las estaciones seleccionadas, se enumeran en la **Tabla 5.2** para ejemplificar el problema de acoplamiento mencionado (*trade-off*), indicando también el número de evento al que corresponden dichos valores, de acuerdo con la **Tabla 4.1**. El espectro observado, $A(f)$, y los espectros calculados, $Ac(f)$, se muestran en la **Figura 5.4**.

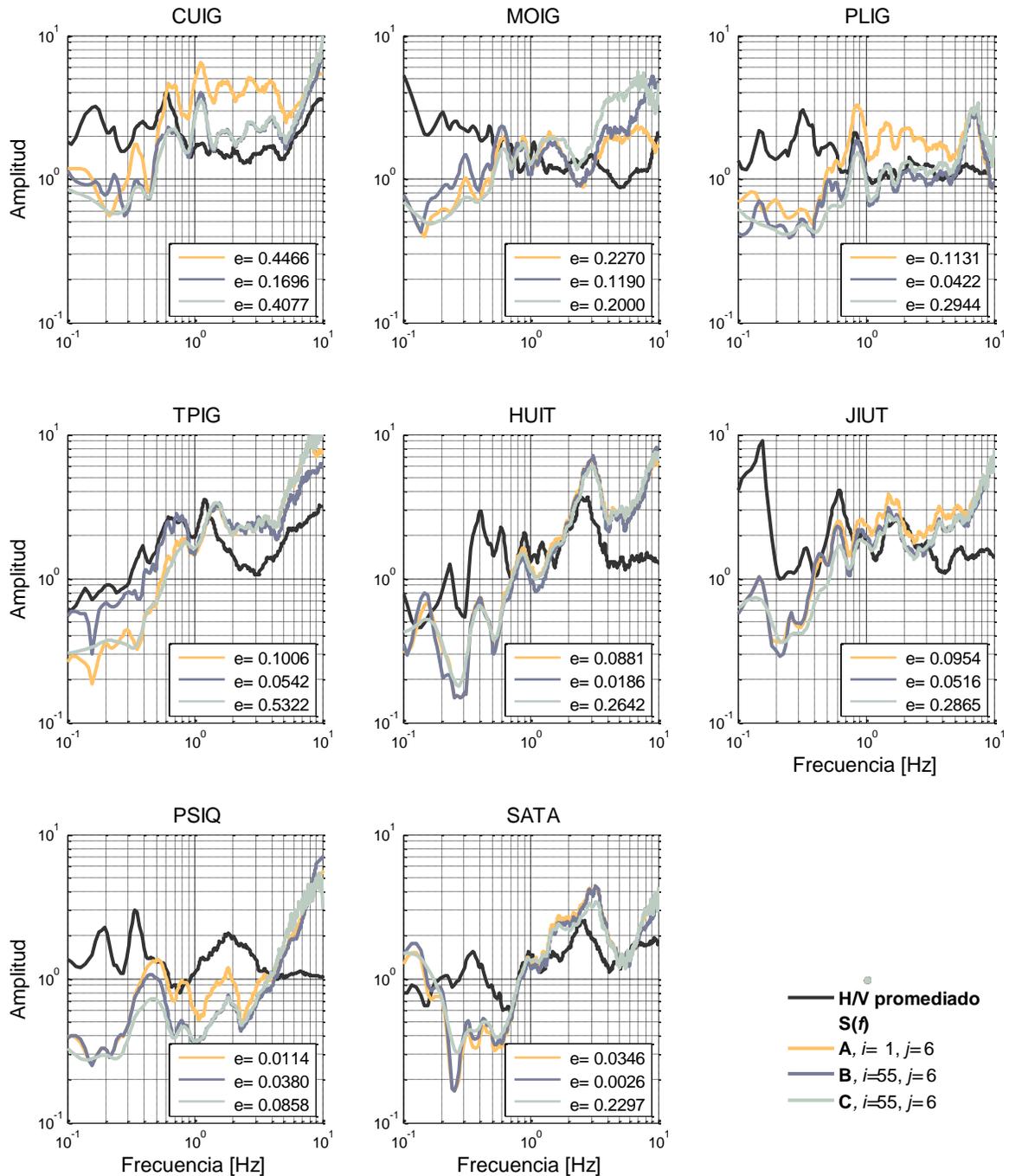


Figura 5. 2 Respuesta sísmica local estimada, $S(f)$, de las estaciones del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) y del SSN (CUIG, MOIG, PLIG y TPIG), así como su comparación con el efecto de sitio calculado utilizando H/V . En cada caso se indica el valor de la función objetivo, e . Las inversiones A y C utilizan el método de recristalización simulada, mientras que B el de algoritmos genéticos.

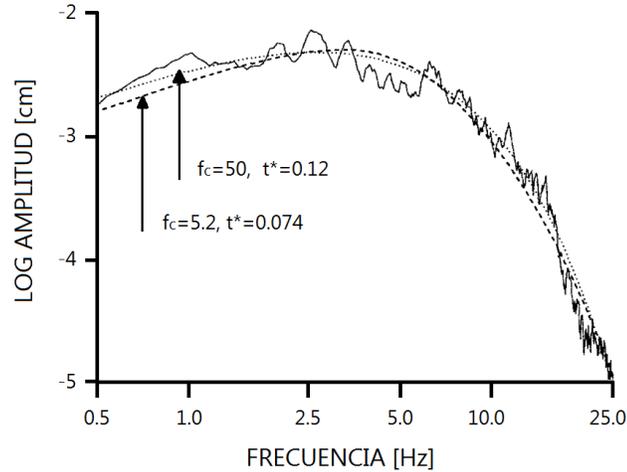


Figura 5.3 Ejemplo del *trade-off* entre la frecuencia de esquina, f_c y la atenuación local, t^* . La línea continua es el espectro de amplitud observado, $A(f)$. La línea punteada y la línea discontinua representan el ajuste de los datos, $Ac(f)$, para dos modelos con valores completamente diferentes, en ambos casos el ajuste es correcto, modificada de Field y Jacob, (1995).

EST.	# EVENTO	A			B			C		
		t^*	f_c	e	t^*	f_c	e	t^*	f_c	e
CUIG	65	0.0149	0.5807	0.4466	0.0400	0.7033	0.1696	0.0372	0.4505	0.4077
MOIG	65	0.0400	0.4942	0.2270	0.0400	0.7033	0.1190	0.0376	0.4505	0.2000
PLIG	65	0.0010	0.4786	0.1131	0.0400	0.7033	0.0422	0.0354	0.4505	0.2944
TPIG	38	0.0400	0.4757	0.1006	0.0092	0.7363	0.0542	0.0344	0.3668	0.5322
HUIT	7	0.0132	0.7603	0.0881	0.0375	0.8156	0.0186	0.0046	0.6918	0.2642
JIUT	65	0.0302	0.5875	0.0954	0.0397	0.7033	0.0516	0.0397	0.4505	0.2865
PSIQ	65	0.0010	0.4295	0.0114	0.0400	0.7033	0.0380	0.0398	0.4505	0.0858
SATA	7	0.0021	0.6788	0.0346	0.0248	0.8156	0.0026	0.0013	0.6918	0.2297

Tabla 5.2 Valores de atenuación local, t^* , frecuencia de esquina, f_c , y función objetivo e , obtenidos en las inversiones A, B y C, para las estaciones del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) y del SSN (CUIG, MOIG, PLIG y TPIG).

Así mismo, existe un acoplamiento entre la atenuación anelástica y la expansión geométrica, sin embargo, se ha demostrado que la influencia de este problema en la estimación de la respuesta sísmica local es mínima, (Field y Jacob, 1995). Ambos problemas pueden agregar incertidumbre adicional a los valores de f_c y t^* obtenidos en la inversión, y que están presentados en la **Tabla 5.2**. A pesar de ello la estimación de la respuesta sísmica local no se ve afectada por esta incertidumbre, lo que significa que no es necesario contar con los valores más aproximados de f_c y de t^* , mientras se estime un par de valores apropiados y se emplee un término adecuado de expansión geométrica.

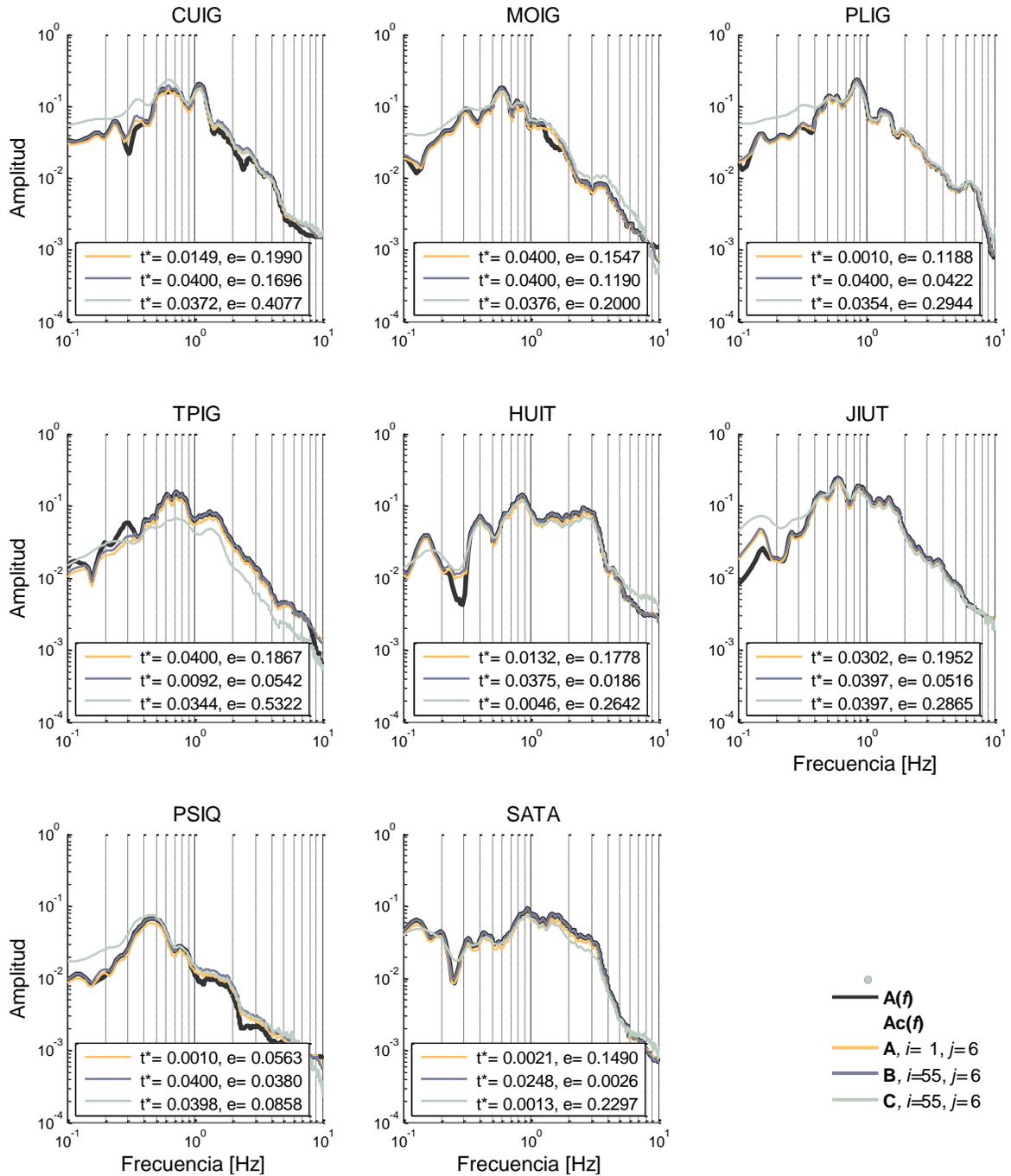


Figura 5. 4 Comparación entre el espectro de amplitud observado, $A(f)$, y los espectros calculados, $Ac(f)$, utilizando los parámetros invertidos en A, B y C, para las estaciones del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) y del SSN (CUIG, MOIG, PLIG y TPIG). En cada caso se indica el valor de atenuación local, t^* , y de la función objetivo, e . Las inversiones A y C utilizan el método de recristalización simulada, mientras que B el de algoritmos genéticos.

El efecto de sitio estimado con la inversión parametrizada de las estaciones del Proyecto MASE muestra cierta discrepancia respecto al calculado a partir de cocientes espectrales H/V . Ambas técnicas requieren de ajustar los resultados con un factor de escalamiento que es independiente de la frecuencia. Aunque este factor de escalamiento pudiera parecer un inconveniente, en realidad no lo es puesto que ambas técnicas reproducen correctamente la dependencia en frecuencia. Las estimaciones realizadas con la técnica de inversión generalizada son más robustas, pues ajustan simultáneamente todos los datos observados. Como en todos los problemas inversos, la reducción de la incertidumbre inherente a la no unicidad de las soluciones posibles, puede conseguirse si se restringen los parámetros a invertir con información *a priori*.

La disposición de las estaciones seleccionadas, **Figura 5.1**, y la comparación de los resultados obtenidos en la **Figura 5.2** y **5.4**, demuestran que la parametrización empleada para los efectos de la fuente y el trayecto es apropiada. Es decir, que la función de atenuación y el término de expansión geométrica utilizados son correctos, considerando que las estaciones que se encuentran sobre el arreglo del Proyecto MASE (CUIG, PLIG, HUIT, JIUT, PSIQ y SATA), fueron igualmente ajustadas que las estaciones que se encontraban alejadas y en extremos opuestos (MOIG, TPIG).

5.2. FUNCIÓN DE ATENUACIÓN

Se realiza una cuarta inversión (**D**) para obtener una función de atenuación, dependiente de la frecuencia, de la forma $Q(f) = af^b$. Considerando el arreglo de las estaciones del Proyecto MASE y la distribución de las estaciones del SSN (**Figura 5.5**), se pretende que sea válida tanto para sitios ubicados sobre la Costa del Pacífico, como dentro de la región Sur – Centro de la República Mexicana.

García *et al.* (2009) sugieren que la atenuación presente sobre la costa y dentro del continente difiere principalmente por la estructura de la zona de subducción, que controla la dispersión geométrica y, en consecuencia, la propagación de las ondas sísmicas. Incluso el acoplamiento entre la atenuación anelástica y la expansión geométrica, presente en la función de atenuación, parece no afectar los resultados. También descartan que la respuesta sísmica local, la proporción de los datos o los efectos de la fuente (directividad y patrón de radiación) contribuyan significativamente en la diferencia de atenuación.

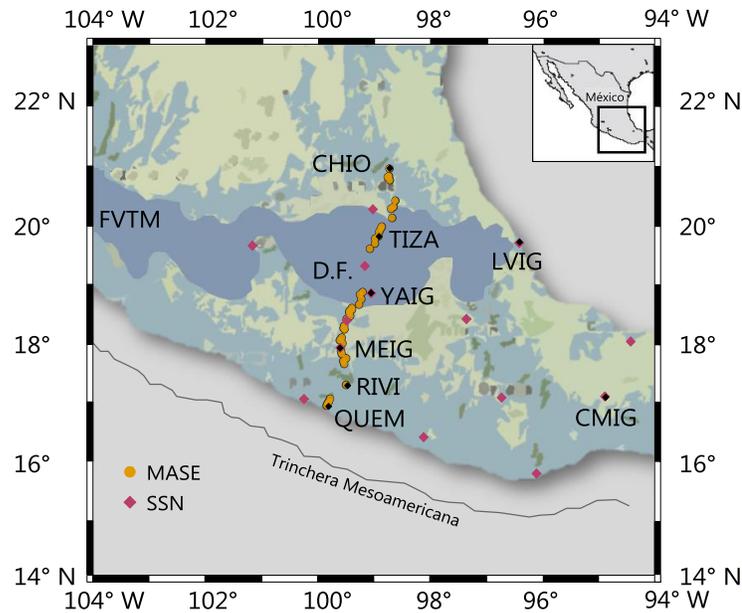


Figura 5. 5 Distribución geográfica de las estaciones utilizadas en las inversiones A, B y C. La zona sombreada representa la Faja Volcánica Transversal Mexicana (FVTM).

La nueva función de atenuación, con valor de $a = 223.9428$ y $b = 0.5495$, ajusta por igual las estaciones del Proyecto MASE, que se encuentran a partir de la costa y dentro del continente, y las estaciones del SSN, ubicadas en la parte Sur – Centro del país. En la gráfica de la **Figura 5.6** se muestra el valor de la función objetivo, e , para cada función de atenuación y cada estación.

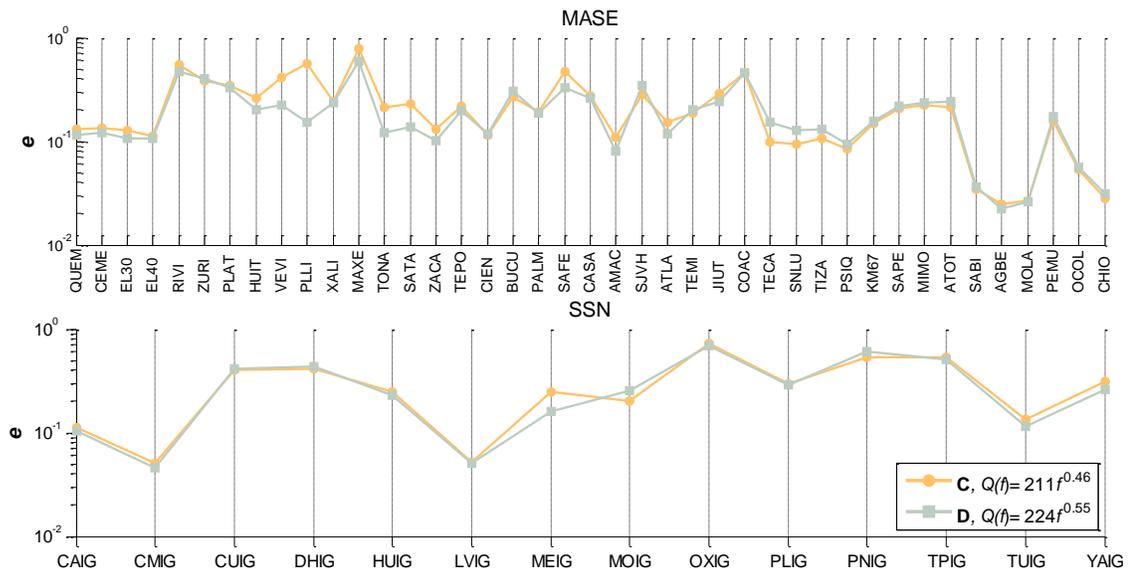


Figura 5. 6 Valor de la función objetivo, e , obtenido para la cada función de atenuación. Arriba, las estaciones del Proyecto MASE, siendo QUEM la estación más cercana a la costa y CHIO la más alejada. Abajo, estaciones del SSN..

La función de atenuación invertida en este trabajo, $Q(f) = 224f^{0.55}$, parte de la obtenida por García *et al.* (2009), $Q(f) = 211f^{0.46}$, de tal modo que ambas son muy similares. Se puede concluir que los datos utilizados para la nueva función de atenuación, así como el esquema de inversión propuesto y el método heurístico empleado, aseguran que está sea igual de válida.

A continuación se presenta el ajuste entre los espectros de amplitud observados, $A(f)$, y los calculados en la inversión **C** y **D**, $A_c(f)$, así como el valor de la función objetivo, e . En la **Figura 5.7** se muestran las mismas ocho estaciones mencionadas en el apartado anterior (**5.1**) y en la **Figura 5.8** ocho estaciones diferentes, mostradas geográficamente en la **Figura 5.5**.

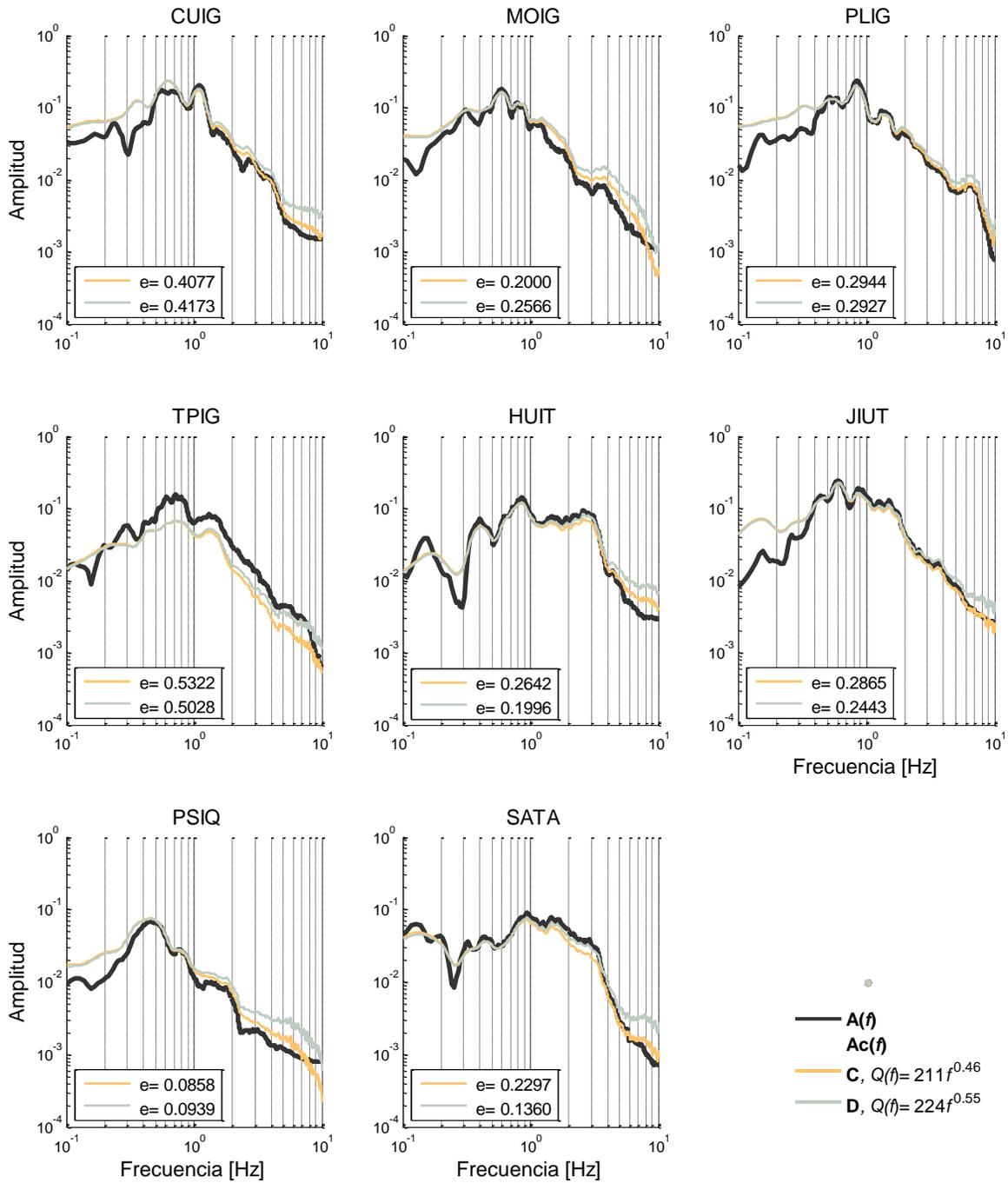


Figura 5. 7 Comparación entre el espectro de amplitud observado, $A(f)$, y los espectros calculados, $Ac(f)$, utilizando la función de atenuación propuesta por García *et al.* (2009), C, y la función invertida en este trabajo, D, para las estaciones del Proyecto MASE (HUIT, JIUT, PSIQ y SATA) y del SSN (CUIG, MOIG, PLIG y TPIG). En cada caso se indica el valor de la función objetivo, e .

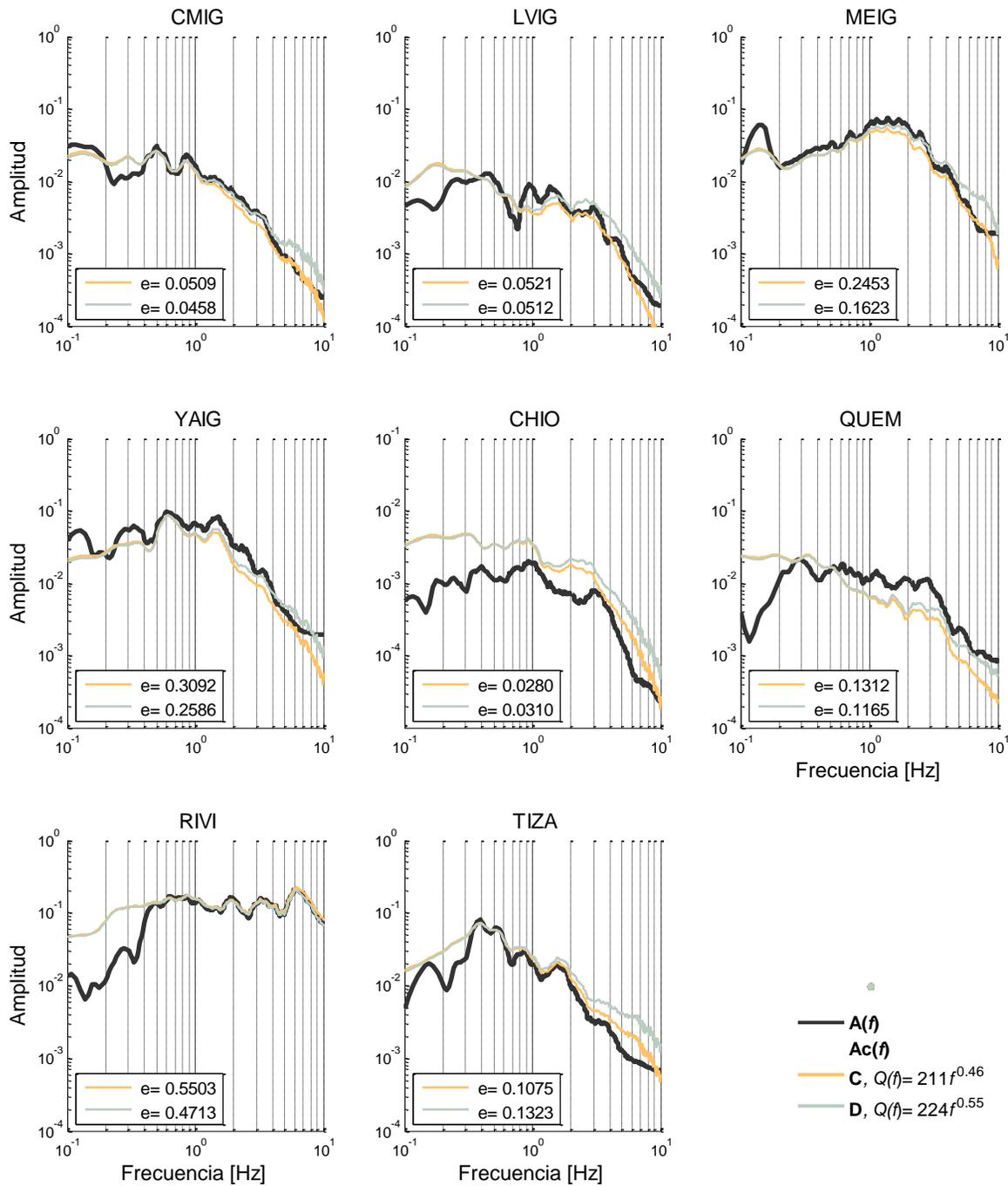


Figura 5. 8 Comparación entre el espectro de amplitud observado, $A(f)$, y los espectros calculados, $Ac(f)$, utilizando la función de atenuación propuesta por García *et al.* (2009), C , y la función invertida en este trabajo, D , para las estaciones del Proyecto MASE (CHIO,QUEM, RIVI y TIZA) y del SSN (CMIG, LVIG, MEIG y YAIG). En cada caso se indica el valor de la función objetivo, e .

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., Richards, P., (2002). QUANTITATIVE SEISMOLOGY. University Science Books. Sausalito, California. EUA.
- Brune, J., (1970). TECTONIC STRESS AND THE SPECTRA OF SEISMIC SHEAR WAVES FROM EARTHQUAKES. Journal of Geophysical Research. Vol. 75, No. 26 (Septiembre 1970). Pp. 4997 – 5009.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres, (2008). SISMOS
- Field, E., Jacob, K. (1995). A COMPARISON AND TEST OF VARIOUS SITE-RESPONSE ESTIMATION TECHNIQUES, INCLUDING THREE THAT ARE NOT REFERENCE-SITE DEPENDENT. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 85, No. 4 (Agosto 2000), Pp. 1127 – 1143.
- Kramer, S., (1996). GEOTECHNICAL EARTHQUAKE ENGINEERING. Prentice Hall. University of Washington. EUA.
- García, D., Krishna-Singh, S., Herraiz, M., Ordaz, M., Pacheco, J., Cruz-Jiménez, H., (2009). INFLUENCE OF SUBDUCTION ZONE STRUCTURE ON COASTAL AND INLAND ATTENUATION IN MÉXICO. Geophysical Journal International. Vol. 179, (Junio 2009). Pp. 215 – 230.
- Greene-Gondi, F. (2009). GEOMETRÍA DE LA PLACA DE COCOS USANDO FUNCIONES RECEPTOR A LO LARGO DE LA LÍNEA MASE. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Junio 2009.
- Guralp Systems Limited. CMG – 3T TRIAXIAL BROADBAND SEISMOMETER, OPERATOR'S GUIDE. Part No. MAN – 030 – 0001. Issue N 2009 – 07 – 06.
- Menke, W., (1989). GEOPHYSICAL DATA ANALYSIS; DISCRETE INVERSION THEORY. Revised Edition. Academic Press Inc., San Diego, California. EUA.
- Ortiz-Alemán, C., Martin, R., Gamio, J., (2004). RECONSTRUCTION OF PERMITIVITY IMAGES FROM CAPACITANCE TOMOGRAPHY DATA BY USING VERY FAST SIMULATED ANNEALING. Measurement Science and Technology. Vol. 15, No. 7, Pp. 1380 – 1390.
- Pérez-Campos, X., (2008). MASE: UNDERGRADUATE RESEARCH AND OUTREACH AS PART OF A LARGE PROJECT. Seismological Research Letters. Vol. 79, No. 2 (Marzo – Abril 2008), Pp. 232 – 236.
- Real-Pérez, J., (2010). CARACTERIZACIÓN DE NIVELES DE RUIDO EN ESTACIONES SISMOLÓGICAS DEL PROYECTO MASE. División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra. Facultad de Ingeniería. UNAM. Noviembre 2010.

- Rodríguez-Zuñiga, J.L, Ortiz-Alemán, C., Padilla, G., (1997). APPLICATION OF GENETIC ALGORITHMS TO CONSTRAIN SHALLOW ELASTIC PARAMETERS USING *IN SITU* GROUND INCLINATION MEASUREMENTS. Soil Dynamics and Earthquake Engineering. Vol. 16, No. 3 (Abril 1997). Pp. 223 – 234.
- Refraction Technology, Inc. 130–01 BROADBAND SEISMIC RECORDER, SYSTEM STARTUP (VERSION 2.9.0), OPERATOR’S GUIDE.
- Scales, J., Snieder, R., (2000). THE ANATOMY OF INVERSE PROBLEMS. Journal of Geophysic. Vol. 65, No. 6 (Noviembre 2000). Pp. 1708 – 1710.
- Sen, M.K., Stoffa, P.L., (1991). NONLINEAR MULTIPARAMETER OPTIMIZATION USING GENETIC ALGORITHMS: INVERSION OF PLANE-WAVE SEISMOGRAMS. SEG Geophysics. Vol. 56, No. 11 (Noviembre 1991), Pp. 1794 – 1810.
- Sen, M.K., Stoffa, P.L., (1995). GLOBAL OPTIMIZATION METHODS IN GEOPHYSICAL INVERSION. Second Edition. Cambridge University Press.
- Seth, S., Wyssession, M., (2003). AN INTRODUCTION TO SEISMOLOGY, EARTHQUAKES AND EARTH STRUCTURE. Blackwell Publishing, Malden, MA. EUA.
- Shearer, P., (2009). INTRODUCTION TO SEISMOLOGY. Cambridge University Press. San Diego, California.
- Tarantola, A., (2005). INVERSE PROBLEM THEORY AND METHODS FOR MODEL PARAMETER ESTIMATION. SIAM, Philadelphia. EUA.
- Valdés, C. (2008). REDES DE OBSERVATORIOS GEOFÍSICOS. Geos. Vo. 28, No. 2 (Octubre 2008). Pp 276 – 282.

ANEXOS

Anexo 2.1 Coordenadas y características de las estaciones de la red sísmica temporal del Proyecto MASE.

El nivel de ruido indicado para cada estación fue tomado de Real-Pérez, J., 2010.

LUGAR; E – Escuela, PP – Propiedad Privada, O – Otra.

NIVEL DE RUIDO; LN – límites normales, APL – alto en periodos largos, APC – alto en periodos cortos, APLC – alto en periodos largos y cortos, ATRP – alto en todo el rango de periodos, PMS – problemas con las masas del sensor.

#	UBICACIÓN		NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD	ALTURA	NIVEL DE RUIDO	
	LUGAR	ESTADO						
1	E	GRO.	TO	ACAH	17.36215	-99.46826	844	APL
2	E	GRO.	TO	ACAP	16.88394	-99.84936	156	APL
3	PP	HGO.	TO	AGBE	20.43019	-98.63080	1801	LN
4	E	MOR.	TO	AMAC	18.60015	-99.38596	942	LN
5	O		TO	AMAR	21.18933	-98.40648		
6	PP	MOR.	TO	APOT	18.70769	-99.24571	1065	APL
7	PP	MOR.	TO	ATLA	18.75292	-99.22024	1135	LN
8	PP	HGO.	TO	ATOT	20.29145	-98.70322	2016	LN
9	E	GRO.	TO	BUCU	18.46539	-99.41450	1283	LN
10	E	VER.	TO	CANT	21.46375	-98.35802	182	APL
11	PP	GRO.	TO	CARR	17.20644	-99.51090	584	APL
12	PP	MOR.	TO	CASA	18.57562	-99.38115	941	LN
13	PP	GRO.	TO	CEME	16.97352	-99.80801	140	LN
14	PP	MOR.	TO	CHIC	19.08813	-99.14787	3310	APL
15	E	HGO.	TO	CHIO	20.97610	-98.73367	1389	LN
16	PP	GRO.	TO	CIEN	18.41277	-99.47527	1088	LN
17	PP	D.F.	TO	CIRE	19.38676	-99.15739	2258	ATRP
18	PP	VER.	TO	CIRI	21.40327	-98.35982	143	LN
19	E	EDO. MEX.	TO	COAC	19.61036	-99.07176	2341	LN
20	E	MOR.	TO	CUCE	18.93057	-99.22165	1564	APLC
21	E	MOR.	TO	CUNO	18.98340	-99.24088	1909	APC

22	E	HGO.	TO	ECID	19.86720	-98.92680	2340	APL
23	E	GRO.	TO	EL30	17.00472	-99.78216	274	LN
24	E	GRO.	TO	EL40	17.05415	-99.76382	453	LN
25	PP	HGO.	TO	ELBA	20.56021	-98.62499	1877	LN
26	PP	VER.	TO	ELPA	21.32671	-98.34864	115	APL
27	E	GRO.	TO	ELPO	17.59388	-99.51523	1431	APL
28	PP	D.F.	TO	ESTA	19.49305	-99.11106	2301	APL
29	E	HGO.	TO	HUEJ	21.15411	-98.38299	1134	PMS
30	E	GRO.	TO	HUIT	17.74215	-99.48378	1352	LN
31	E	HGO.	TO	IXCA	21.07896	-98.53060	817	APL
32	E	MOR.	TO	JIUT	18.87191	-99.19752	1463	LN
33	O	HGO.	TO	KM67	19.95693	-98.88064	2423	LN
34	E	GRO.	TO	MAXE	18.05035	-99.59478	1019	LN
35	E	GRO.	TO	MAZA	17.43590	-99.46307	1309	APL
36	E	HGO.	TO	MIMO	20.13556	-98.68468	2854	LN
37	E	D.F.	TO	MIXC	19.37841	-99.18078	2271	APLC
38	E	HGO.	TO	MOJO	20.62699	-98.62076	2056	APLC
39	PP	HGO.	TO	MOLA	20.77965	-98.72479	1810	LN
40	PP	D.F.	TO	MULU	19.43684	-99.12965	2248	ATRP
41	PP	HGO.	TO	NOGA	20.38671	-98.65608	1386	APL
42	PP	HGO.	TO	OCOL	20.84764	-98.73976	0	LN
43	E	GRO.	TO	OCOT	17.25266	-99.50593	725	LN
44	PP	GRO.	TO	PABL	17.40422	-99.46875	1236	LN
45	PP	HGO.	TO	PACH	20.09565	-98.70069	2479	PMS
46	PP	GRO.	TO	PALM	18.52065	-99.42992	1130	LN
47	E	HGO.	TO	PASU	20.08734	-98.79275	2443	APC
48	E	HGO.	TO	PEMU	20.83163	-98.76301	1302	LN
49	E	GRO.	TO	PETA	17.47683	-99.45886	1183	APLC
50	PP	GRO.	TO	PLAT	17.69541	-99.53617	953	LN
51	E	GRO.	TO	PLAY	17.12392	-99.67014	408	APL
52	PP	GRO.	TO	PLLI	17.86740	-99.57322	590	LN
53	E	VER.	TO	PLSA	21.27057	-98.36017	74	PMS
54	O	HGO.	TO	PSIQ	19.90247	-98.90876	2352	LN
55	O	MOR.	TO	PTCU	19.06007	-99.21685	3228	APL
56	O	EDO. MEX.	TO	PTRP	19.59127	-99.11251	2917	ATRP
57	E	MOR.	TO	PUIX	18.62566	-99.32096	897	APC
58	E	GRO.	TO	QUEM	16.93601	-99.82366	49	LN
59	PP	GRO.	TO	RIVI	17.28921	-99.48589	736	LN
60	PP	VER.	TO	RODE	21.37202	-98.35546	145	PMS
61	PP	HGO.	TO	SABI	20.32450	-98.66008	1969	LN
62	PP	GRO.	TO	SAFE	18.55144	-99.42503	1056	LN
63	PP	VER.	TO	SAFR	21.57046	-98.36956	113	PMS

64	E	GRO.	TO	SAGR	18.16303	-99.55073	761	APC
65	E	EDO. MEX.	TO	SALU	19.74136	-98.97400	2267	APLC
66	E	HGO.	TO	SAME	20.53263	-98.64312	1268	APL
67	E	HGO.	TO	SAPA	20.15089	-98.61523	2558	APL
68	PP	HGO.	TO	SAPE	19.98868	-98.86389	2403	LN
69	E	GRO.	TO	SATA	18.23598	-99.51206	829	LN
70	PP	MOR.	TO	SJVH	18.65873	-99.25920	1012	LN
71	E	HGO.	TO	SNLU	19.78456	-98.98056	2288	LN
72	E	HGO.	TO	SUPA	20.03394	-98.80684	2404	APLC
73	PP	EDO. MEX.	TO	TECA	19.70114	-98.98379	2269	LN
74	O	MOR.	TO	TEMI	18.82922	-99.24420	1269	LN
75	E	VER.	TO	TEMP	21.51874	-98.38068	136	APC
76	PP	D.F.	TO	TEPE	19.27056	-99.13727	2301	APLC
77	E	GRO.	TO	TEPO	18.29755	-99.51691	920	LN
78	PP	HGO.	TO	TIAG	21.02960	-98.56754	707	APL
79	E	HGO.	TO	TIAN	20.72658	-98.62649	1605	LN
80	PP	VER.	TO	TIBL	21.23160	-98.37228	0	LN
81	E	GRO.	TO	TICO	17.17250	-99.54323	315	APL
82	E	HGO.	TO	TIZA	19.82012	-98.92548	2383	LN
83	PP	HGO.	TO	TLAL	20.93344	-98.73077	0	APL
84	E	GRO.	TO	TOMA	18.32687	-99.49346	786	APL
85	E	GRO.	TO	TONA	18.09551	-99.56090	727	LN
86	PP	D.F.	TO	TONI	19.21236	-99.14597	2839	APLC
87	E	EDO. MEX.	TO	TONN	19.68868	-99.04533	2262	APLC
88	E	D.F.	TO	TONO	19.20956	-99.15304	2779	PMS
89	PP	D.F.	TO	TOSU	19.16356	-99.14458	2926	LN
90	E	GRO.	TO	UICA	17.52148	-99.49247	1211	APLC
91	E	HGO.	TO	VEGU	20.21829	-98.64220	2292	APLC
92	PP	HGO.	TO	VENA	20.47338	-98.66984	1303	APL
93	PP	GRO.	TO	VEVI	17.81880	-99.56198	677	LN
94	E	MOR.	TO	VLAD	19.03171	-99.27020	2580	APLC
95	E	GRO.	TO	XALI	17.99884	-99.54701	585	LN
96	E	GRO.	TO	XALT	17.09922	-99.71242	536	APL
97	PP	MOR.	TO	XOCH	18.78374	-99.21620	1145	APL
98	PP	GRO.	TO	XOLA	17.16123	-99.61664	246	APL
99	PP	GRO.	TO	ZACA	18.25736	-99.52966	904	LN
100	E	GRO.	TO	ZURI	17.64657	-99.51860	1070	LN

Anexo 2. 2 Estaciones del Servicio Sismológico Nacional, SSN, que registraron eventos sísmicos durante el mismo periodo de operación de la red sísmica temporal del Proyecto MASE.

El catálogo se completó con datos del Servicio Sismológico Nacional, SSN: Latitud, Longitud y Tipo de Afloramiento en el sitio de la estación.

- <http://www2.ssn.unam.mx>
- <http://laxdoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/pagemag.php>

#	UBICACIÓN ESTADO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN		LATITUD	LONGITUD	TIPO DE AFLORAMIENTO
1	GRO.	IG	CAIG	17.0478	-100.2673	--
2	CHIS.	IG	CCIG	16.283	-92.1370	BIOMICRITA
3	CHIH.	IG	CGIG	30.365	-107.9770	--
4	OAX.	IG	CMIG	17.091	-94.8840	CALIZA
5	COL.	IG	COIG	19.181	-103.6920	CALIZA
6	D.F.	IG	CUIG	19.329	-99.1780	BASALTO
7	HGO.	IG	DHIG	20.301	-99.0350	CALIZA
8	OAX.	IG	HUIG	15.7684	-96.1082	CUARZOMONZITA
9	N.L.	IG	LNIG	24.8981	-99.4657	--
10	B.C.	IG	LPIG	24.102	-110.3080	TOBA DACITICA
11	VER.	IG	LVIG	19.7232	-96.4177	BIOMICRITA
12	SIN.	IG	MAIG	23.1883	-106.4244	TOBA RIOLITICA
13	GRO.	IG	MEIG	17.926	-99.6200	--
14	MICH.	IG	MOIG	19.6779	-101.1889	--
15	OAX.	IG	OXIG	17.0723	-96.7332	--
16	GRO.	IG	PLIG	18.3923	-99.5023	BIOMICRITA
17	OAX.	IG	PNIG	16.3923	-98.1271	DIORITA
18	EDO. MEX.	IG	PPIG	19.067	-98.6270	ANDESITA
19	CAMP.	IG	SCIG	18.968	-91.1870	--
20	PUE.	IG	TPIG	18.419	-97.3620	--
21	VER.	IG	TUIG	18.0339	-94.4227	--
22	MOR.	IG	YAIG	18.862	-99.0667	BIOMICRITA
23	ZAC.	IG	ZAIG	22.769	-102.5670	CUARZOMONZITA

Anexo 2.3 Catálogo de los Eventos Sísmicos Registrados en el Proyecto MASE.

El catálogo se completó con datos del Servicio Sismológico Nacional, SSN: magnitud de momento – M_w momento sísmico escalar – M_0 [N·m] y reducción de la varianza – $R.V$.

- <http://www2.ssn.unam.mx>
- <http://laxdoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/pagemag.php>

Y con datos del Global Centroid Moment Tensor, CMT: magnitud de momento – M_w y momento sísmico escalar – M_0 [N·m]

- <http://www.globalcmt.org/>

#	FECHA GMT	HORA GMT	LATITUD	LONGITUD	PROF	SSN			CMT	
						M_w	M_0	$R.V$	M_w	M_0
1	20050225	0:43:17	17.443	-101.421	44.4	4.4	4.477E+15	63.65		
2	20050226	10:56:39	16.823	-100.961	16.1					
3	20050331	15:39:51	16.226	-98.440	05.0	4.9	2.266E+16	53.30		
4	20050503	13:40:48	16.438	-98.041	05.0					
5	20050519	5:13:44	16.523	-98.605	8.5	4.5	6.644E+15	63.43		
6	20050526	15:55:56	17.946	-99.970	57.9	4.8	1.588E+16	69.18		
7	20050814	2:51:58	15.994	-98.400	15.3	5.2	6.111E+16	63.08	5.4	1.560E+17
8	20050908	16:02:02	17.321	-101.373	29.8	4.3	3.222E+15	80.66		
9	20050908	23:50:03	17.306	-97.145	74.9					
10	20050918	11:25:53	17.035	-100.016	7.6	4.2	2.052E+15	43.50		
11	20050924	1:14:03	18.052	-96.989	80.5	5.1	4.515E+16	74.20	5.0	3.700E+16
12	20050929	15:31:18	16.500	-95.980	72.2	4.2	2.579E+15	70.39		
13	20051106	12:07:12	15.441	-96.428	05.0	4.9	2.878E+15	64.70		
14	20051107	18:42:08	16.635	-98.486	9.0	4.1	1.629E+15	46.66		
15	20051114	7:43:41	18.528	-95.757	72.9	4.4	4.765E+15			
16	20051202	17:58:14	16.221	-98.523	20.0	4.8	1.861E+16	52.29	5.0	3.430E+16
17	20051205	17:27:35	15.971	-98.949	18.4					
18	20051206	8:46:35	15.706	-95.995	15.4	4.5	5.407E+15	42.41		
19	20051214	21:22:37	18.388	-101.193	50.0	4.8	2.098E+16	74.93	4.9	2.780E+16
20	20060108	7:10:05	18.555	-101.349	58.2	4.5	5.951E+15	69.77		
21	20060113	3:25:10	16.769	-101.162	10.7	4.5	5.398E+15	41.69		
22	20060123	9:04:42	18.558	-101.961	67.1					
23	20060220	10:54:28	18.145	-100.754	51.1				5.2	9.130E+16
24	20060220	11:32:33	16.000	-98.371	05.9					
25	20060225	21:52:01	17.271	-101.444	20.0					

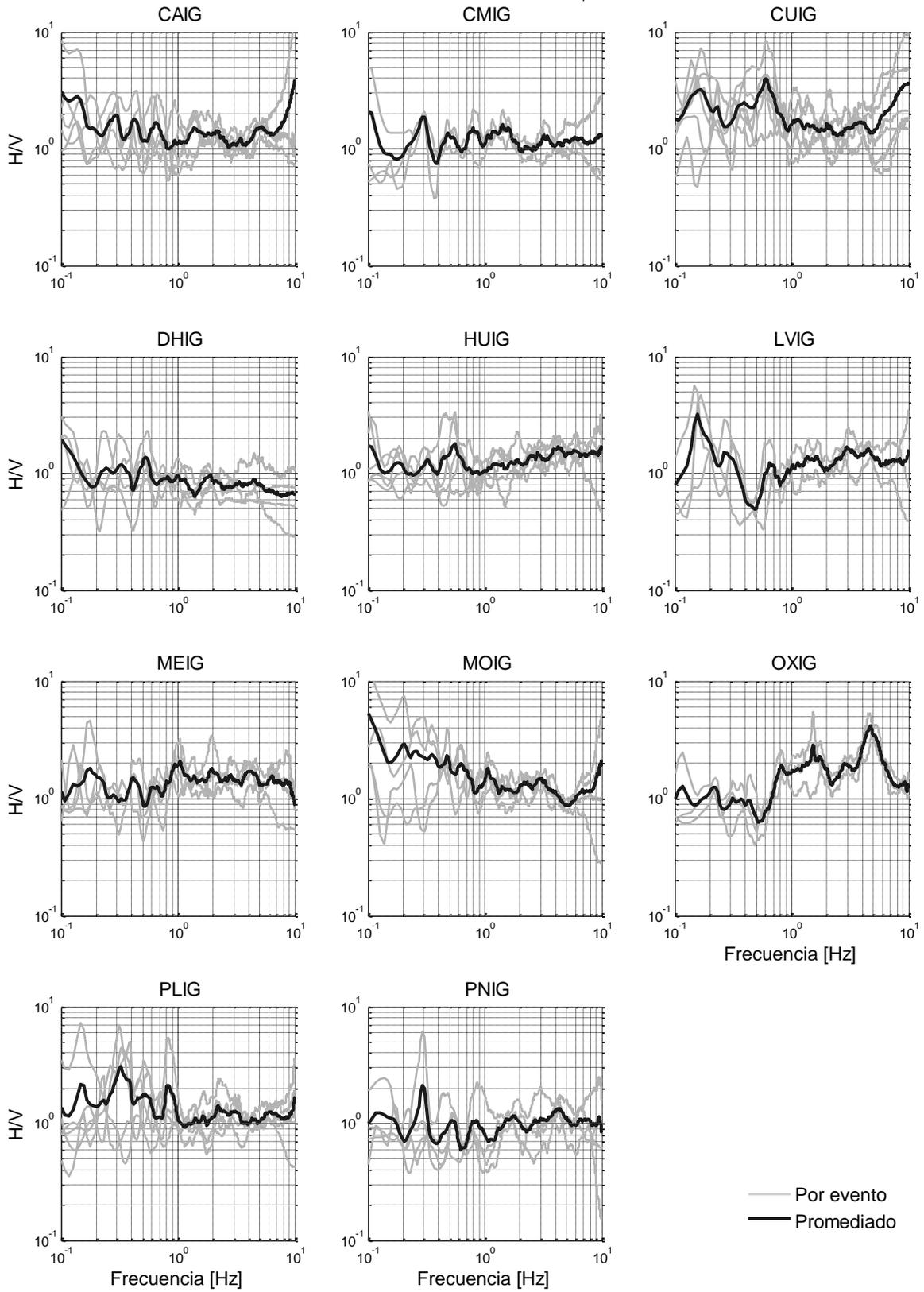
26	20060303	15:17:58	16.952	-100.933	23.0						
27	20060317	10:43:24	17.786	-95.844	114.7						
28	20060320	23:37:05	18.558	-102.021	61.7				4.9	3.220E+16	
29	20060325	14:42:39	15.950	-99.046	20.0	4.4	3.833E+15	39.07			
30	20060501	3:17:40	15.921	-98.825	22.7						
31	20060626	15:49:20	18.032	-100.023	53.8						
32	20060707	17:43:35	15.774	-96.268	29.8	4.7	1.283E+16	58.78	5.0	3.820E+16	
33	20060811	14:30:41	18.360	-101.254	73.1				6.0	1.260E+18	
34	20060811	14:38:38	18.446	-101.284	50.9	5.2	7.890E+16	68.98			
35	20060811	16:46:26	18.384	-101.263	64.1	4.6	1.007E+16	44.52			
36	20060816	23:52:36	16.078	-98.377	20.0						
37	20060817	23:34:54	18.721	-102.456	49.7						
38	20060819	5:41:27	16.013	-97.499	11.1	5.3	1.098E+17	61.77	5.6	2.780E+17	
39	20060819	23:21:39	17.100	-100.077	30.3	4.1	1.711E+15	11.31			
40	20060924	1:03:16	15.668	-96.578	14.2						
41	20061012	18:54:53	16.641	-100.547	11.9						
42	20061020	6:21:39	15.528	-97.367	13.1	4.6	8.348E+15	35.14			
43	20061107	8:34:11	17.255	-101.250	23.2	4.2	2.110E+15	35.31			
44	20061108	17:18:47	16.027	-96.558	45.3	4.9	2.157E+16	61.47	5.1	6.310E+16	
45	20061110	6:33:07	15.477	-97.485	22.7				4.8	1.720E+16	
46	20061118	13:07:26	15.639	-99.358	25.7	4.7	1.198E+16	38.71	4.9	2.880E+16	
47	20061203	13:39:59	16.030	-98.675	15.9	4.3	2.668E+15	10.64			
48	20061205	19:34:28	16.012	-98.692	17.3	4.5	6.057E+15	39.39			
49	20061217	3:17:51	17.936	-101.323	59.8	4.8	1.559E+16	69.92			
50	20070101	8:24:49	16.783	-100.260	2.1						
51	20070103	6:55:19	16.070	-97.548	11.8	4.6	9.283E+15	54.11			
52	20070206	10:55:30	18.109	-100.841	69.2	4.5	6.994E+15	74.55			
53	20070211	11:36:14	15.918	-98.928	16.1	4.4	3.979E+15	15.77			
54	20070211	20:22:51	16.917	-99.224	23.1						
55	20070214	18:04:41	16.749	-96.142	74.5	4.7	1.253E+16	76.77			
56	20070226	6:39:16	16.352	-99.108	24.0	4.5	6.881E+15	56.68			
57	20070301	0:19:34	17.279	-95.029	131.5						
58	20070301	6:45:21	16.308	-99.142	9.0						
59	20070306	9:16:15	17.341	-101.702	5.1						
60	20070315	13:13:00	16.059	-97.242	11.4	4.9	2.985E+16	69.56	5.3	1.270E+17	
61	20070330	19:00:38	15.874	-99.061	16.1	5.1	4.324E+16	54.71	5.3	9.900E+16	
62	20070330	19:08:20	15.769	-99.010	23.8						
63	20070331	6:18:57	16.954	-99.827	12.4	4.5	7.012E+15	67.52			
64	20070413	5:42:23	17.134	-100.379	33.8	5.9	7.228E+17	88.29	6.0	1.070E+18	
65	20070413	8:43:47	17.137	-100.303	35.5	5.3	1.008E+17	90.46	5.3	1.260E+17	
66	20070413	14:42:29	18.074	-102.940	15.6	4.9	2.529E+16	36.22	5.0	4.360E+16	
67	20070414	3:58:03	17.197	-100.298	30.8	4.5	7.235E+15	15.03			
68	20070428	13:56:36	16.931	-99.831	13.2	4.9	2.051E+16	73.24	5.1	5.680E+16	

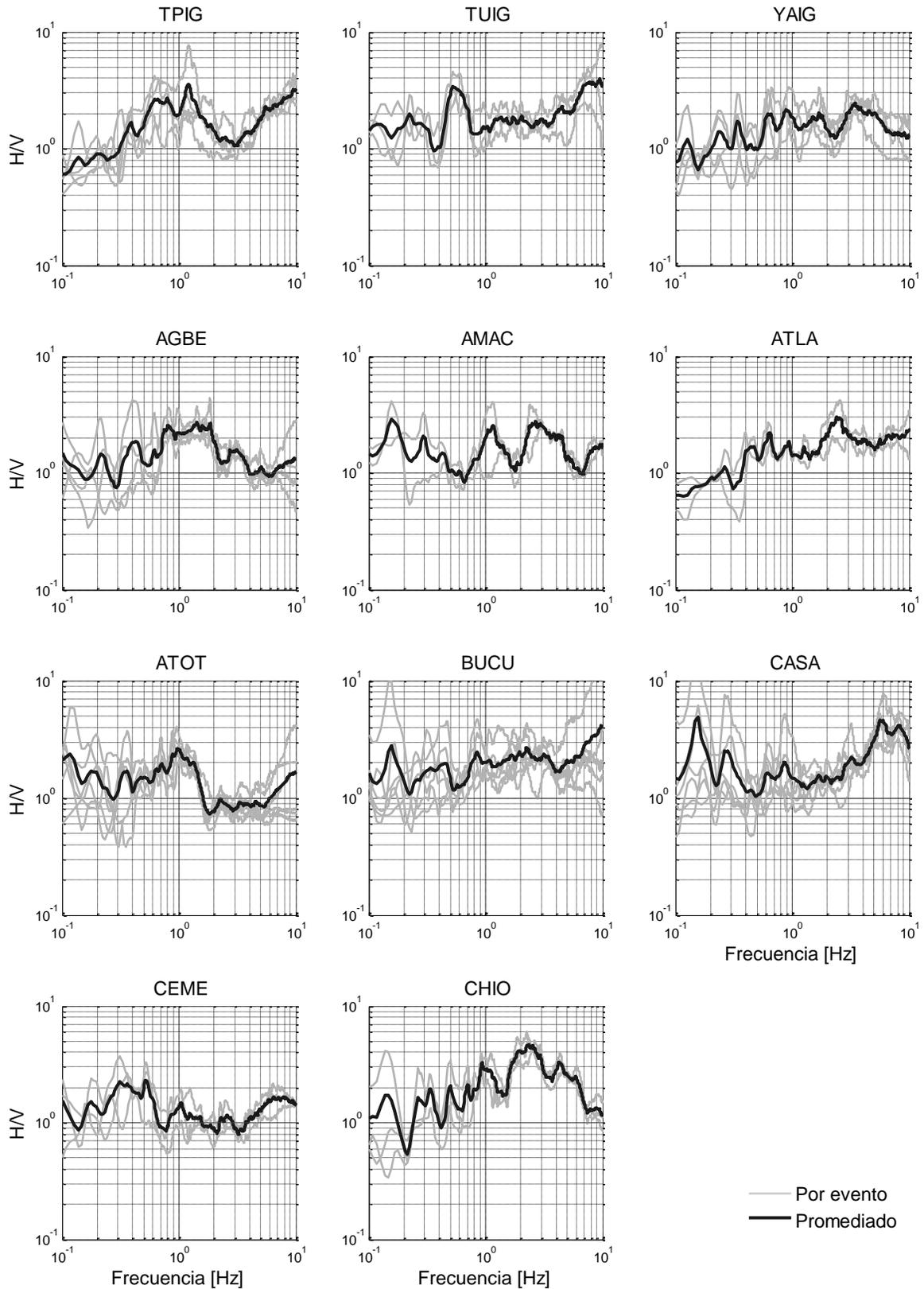
Anexo 4. 1 Relación entre los eventos sísmicos registrados y las estaciones del SSN y la Red Sísmica del Proyecto MASE.

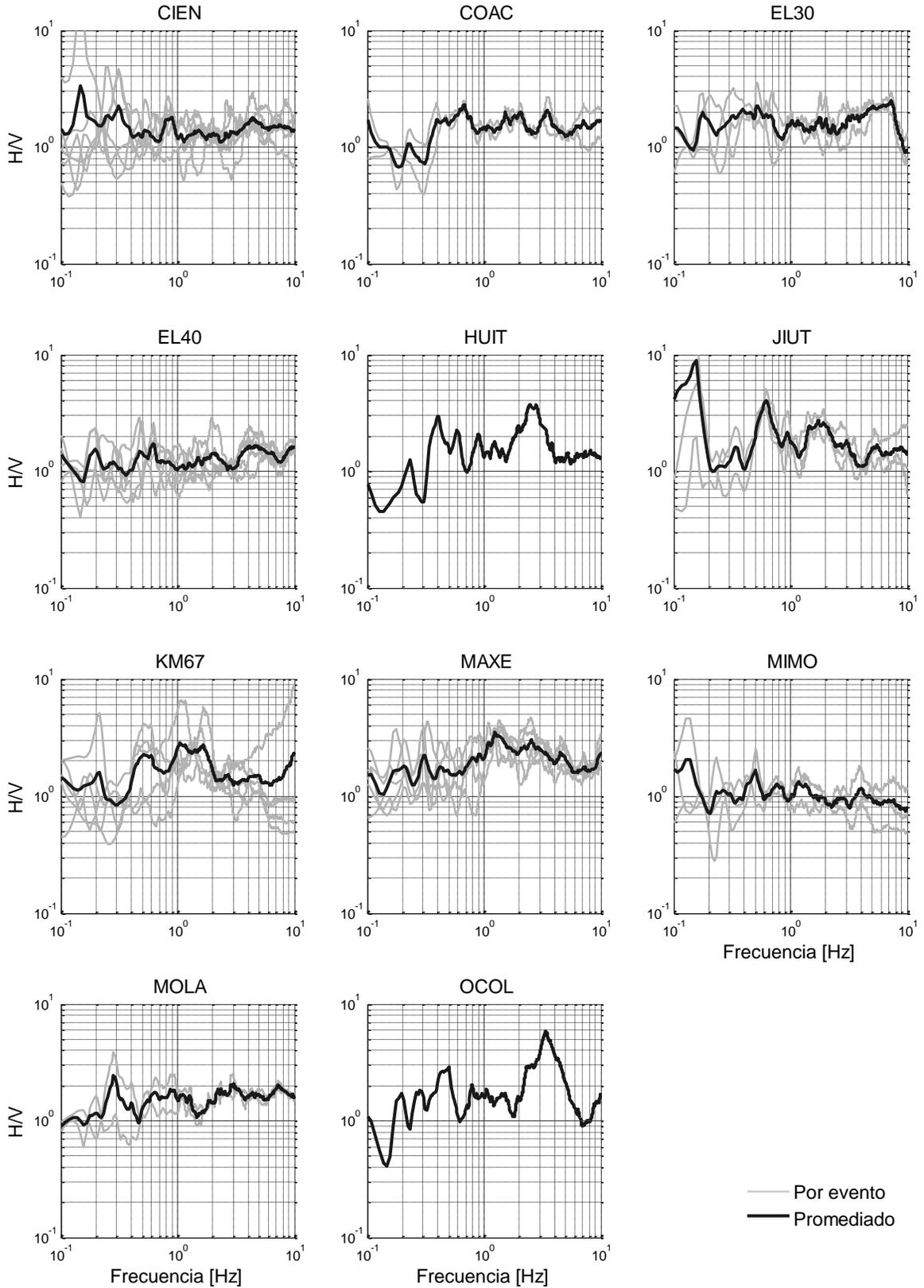
Se indica el número de evento de acuerdo al catálogo del **Anexo 2.3**, así como el nombre, número y red a la que pertenece dicha estación.

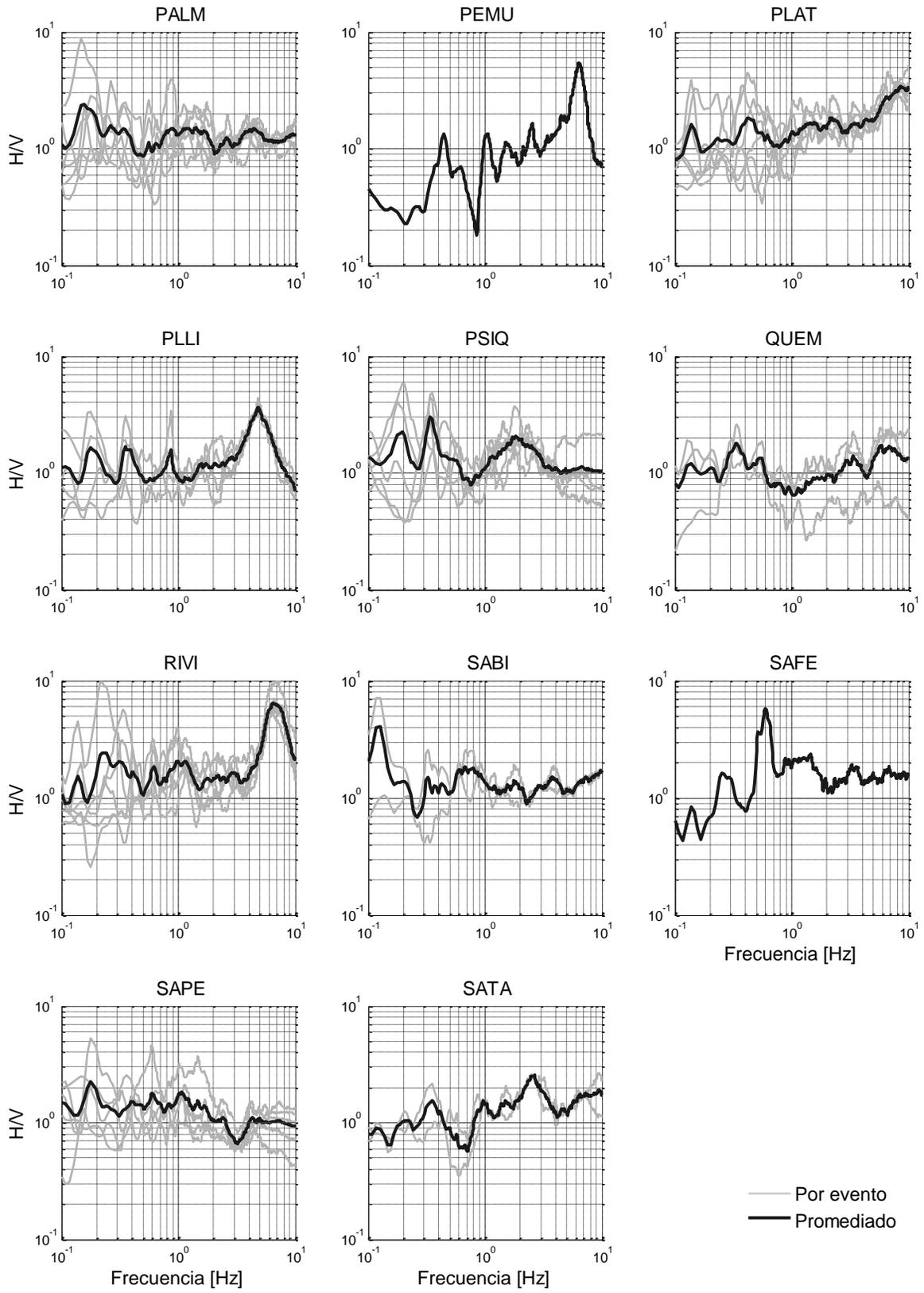
ESTACIÓN	# DE EVENTO							
	7	11	34	38	61	65		
1	IG	CAIG	o	o	o	o	o	
2	IG	CMIG	o			o	o	
3	IG	CUIG	o	o	o	o	o	
4	IG	DHIG	o	o			o	o
5	IG	HUIG	o	o		o	o	o
6	IG	LVIG	o	o		o		
7	IG	MEIG	o	o	o	o		
8	IG	MOIG		o	o		o	o
9	IG	OXIG	o	o		o		
10	IG	PLIG	o		o	o	o	o
11	IG	PNIG	o	o			o	o
12	IG	TPIG			o	o	o	o
13	IG	TUIG	o	o		o		
14	IG	YAIG	o	o	o	o		
15	TO	AGBE	o	o	o			o
16	TO	AMAC			o	o		
17	TO	ATLA	o	o				
18	TO	ATOT	o	o	o	o	o	o
19	TO	BUCU	o	o	o	o	o	o
20	TO	CASA	o	o	o	o	o	o
21	TO	CEME			o	o	o	
22	TO	CHIO		o	o			o
23	TO	CIEN	o	o	o	o	o	o
24	TO	COAC			o		o	o
25	TO	EL30			o	o	o	
26	TO	EL40	o	o	o	o	o	
27	TO	HUIT	o	o	o	o		
28	TO	JIUT		o	o	o	o	o
29	TO	KM67	o		o	o	o	o
30	TO	MAXE	o	o	o	o	o	o
31	TO	MIMO				o	o	o
32	TO	MOLA		o	o			
33	TO	OCOL			o			
34	TO	PALM	o	o	o	o	o	o
35	TO	PEMU						o
36	TO	PLAT	o	o	o	o	o	o
37	TO	PLLI			o	o	o	o
38	TO	PSIQ	o		o	o	o	o
39	TO	QUEM	o	o	o	o		
40	TO	RIVI	o	o	o	o	o	o
41	TO	SABI			o	o		
42	TO	SAFE	o	o	o	o		
43	TO	SAPE	o		o	o	o	o
44	TO	SATA	o	o				
45	TO	SJVH	o		o			o
46	TO	SNLU			o	o	o	o
47	TO	TECA	o				o	o
48	TO	TEMI			o	o	o	o
49	TO	TEPO			o		o	o
50	TO	TIZA			o	o	o	o
51	TO	TONA					o	o
52	TO	VEVI		o	o	o	o	o
53	TO	XALI	o	o	o	o	o	o
54	TO	ZACA	o	o				
55	TO	ZURI	o	o	o	o	o	o

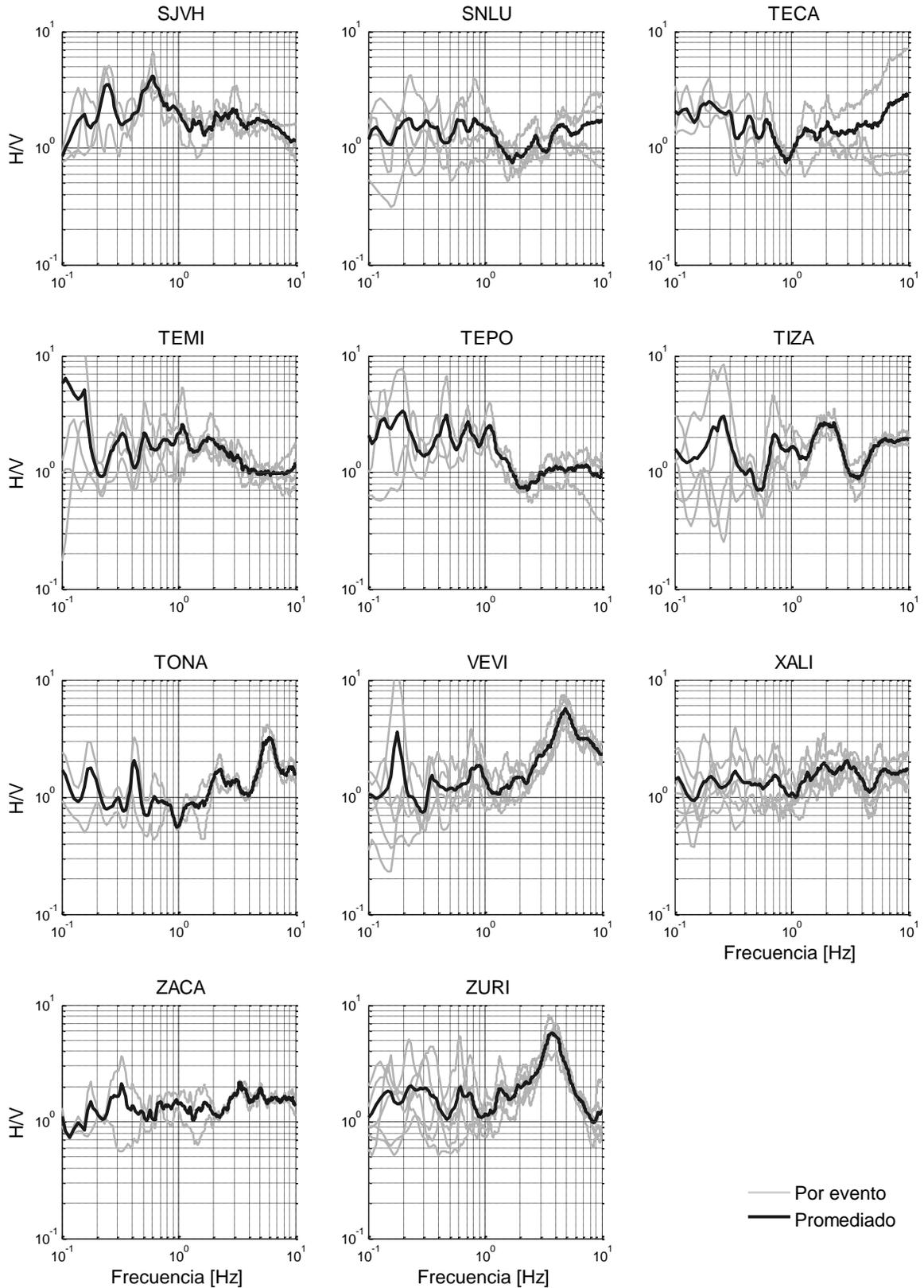
Anexo 4. 2 Cociente espectral H/V promediado de las 55 estaciones utilizadas en la inversión de la respuesta sísmica local.











Anexo 5. 1 Valores de atenuación local, t^* , y de la función objetivo, e , del modelo final de las 55 estaciones utilizadas en las inversiones **A**, **B** y **C**.

Las primeras dos columnas indican el nombre de la estación y el valor de atenuación local propuesto en el modelo inicial, t_{mi}^* . Las columnas restantes muestran el valor de atenuación local del modelo final, t_{mf}^* , para las inversiones **A**, **B** y **C**, y el valor final de la función objetivo, e_{mf} .

EST	t_{mi}^*	A		B		C	
		t_{mf}^*	e_{mf}	t_{mf}^*	e_{mf}	t_{mf}^*	e_{mf}
CAIG	0.0330	0.0400	0.0492	0.0400	0.0452	0.0398	0.1120
CMIG	0.0317	0.0167	0.0145	0.0400	0.0377	0.0358	0.0509
CUIG	0.0307	0.0149	0.4466	0.0400	0.1696	0.0372	0.4077
DHIG	0.0330	0.0010	0.2938	0.0400	0.1805	0.0398	0.4145
HUIG	0.0333	0.0400	0.0551	0.0400	0.0471	0.0377	0.2474
LVIG	0.0317	0.0266	0.0323	0.0400	0.0142	0.0289	0.0521
MEIG	0.0240	0.0032	0.0949	0.0400	0.0132	0.0363	0.2453
MOIG	0.0214	0.0400	0.2270	0.0400	0.1190	0.0376	0.2000
OXIG	0.0090	0.0118	0.5767	0.0010	0.1329	0.0013	0.7179
PLIG	0.0307	0.0010	0.1131	0.0400	0.0422	0.0354	0.2944
PNIG	0.0262	0.0400	0.0627	0.0400	1.5508	0.0394	0.5334
TPIG	0.0214	0.0400	0.1006	0.0092	0.0542	0.0344	0.5322
TUIG	0.0317	0.0400	0.0248	0.0400	0.0314	0.0343	0.1359
YAIG	0.0225	0.0321	0.1289	0.0010	0.0464	0.0088	0.3092
AGBE	0.0330	0.0082	0.0165	0.0400	0.0198	0.0375	0.0247
AMAC	0.0350	0.0010	0.0509	0.0054	0.0130	0.0081	0.1083
ATLA	0.0300	0.0400	0.0240	0.0400	0.0110	0.0394	0.1530
ATOT	0.0336	0.0400	0.0382	0.0400	0.1931	0.0395	0.2148
BUCU	0.0246	0.0260	0.1855	0.0400	0.0407	0.0368	0.2652
CASA	0.0138	0.0061	0.2017	0.0166	0.0927	0.0026	0.2746
CEME	0.0322	0.0228	0.0515	0.0400	0.0406	0.0399	0.1342
CHIO	0.0350	0.0400	0.0054	0.0400	0.0543	0.0360	0.0280
CIEN	0.0313	0.0071	0.0929	0.0400	0.0334	0.0399	0.1159
COAC	0.0265	0.0010	0.0920	0.0010	0.3312	0.0388	0.4585
EL30	0.0237	0.0010	0.0654	0.0010	0.0309	0.0040	0.1284
EL40	0.0278	0.0400	0.0532	0.0400	0.1292	0.0395	0.1111
HUIT	0.0240	0.0132	0.0881	0.0375	0.0186	0.0046	0.2642
JIUT	0.0327	0.0302	0.0954	0.0397	0.0516	0.0397	0.2865

KM67	0.0333	0.0400	0.1140	0.0400	0.2081	0.0385	0.1493
MAXE	0.0033	0.0072	0.3899	0.0010	0.1148	0.0032	0.7875
MIMO	0.0350	0.0010	0.0045	0.0400	0.1572	0.0400	0.2222
MOLA	0.0350	0.0010	0.0035	0.0400	0.0243	0.0390	0.0267
OCOL	0.0350	0.0010	0.0015	0.0400	0.0689	0.0305	0.0535
PALM	0.0158	0.0010	0.1103	0.0311	0.0179	0.0172	0.1930
PEMU	0.0350	0.0010	0.0026	0.0400	0.1302	0.0394	0.1559
PLAT	0.0196	0.0110	0.1502	0.0068	0.0514	0.0022	0.3455
PLLI	0.0010	0.0010	0.0944	0.0010	0.2534	0.0010	0.5613
PSIQ	0.0333	0.0010	0.0114	0.0400	0.0380	0.0398	0.0858
QUEM	0.0247	0.0216	0.0565	0.0359	0.0102	0.0352	0.1312
RIVI	0.0182	0.0010	0.2087	0.0047	0.3040	0.0011	0.5503
SABI	0.0350	0.0010	0.0091	0.0400	0.0638	0.0396	0.0342
SAFE	0.0151	0.0229	0.2738	0.0010	0.1072	0.0088	0.4740
SAPE	0.0333	0.0010	0.0083	0.0400	0.1368	0.0389	0.2056
SATA	0.0300	0.0021	0.0346	0.0248	0.0026	0.0013	0.2297
SJVH	0.0317	0.0010	0.1764	0.0400	0.0442	0.0396	0.2831
SNLU	0.0319	0.0321	0.0314	0.0400	0.0850	0.0399	0.0934
TECA	0.0296	0.0400	0.0363	0.0400	0.0896	0.0399	0.1000
TEMI	0.0290	0.0316	0.0657	0.0400	0.0486	0.0398	0.1872
TEPO	0.0229	0.0400	0.0504	0.0400	0.0357	0.0240	0.2173
TIZA	0.0314	0.0178	0.0156	0.0400	0.0606	0.0399	0.1075
TONA	0.0069	0.0067	0.0673	0.0099	0.0050	0.0025	0.2141
VEVI	0.0043	0.0010	0.1247	0.0028	0.0427	0.0025	0.4087
XALI	0.0158	0.0020	0.1315	0.0116	0.0062	0.0054	0.2445
ZACA	0.0300	0.0010	0.0340	0.0392	0.0081	0.0059	0.1312
ZURI	0.0011	0.0011	0.4377	0.0010	0.1391	0.0010	0.3874

Anexo 5. 2 Respuesta sísmica local estimada, $S(f)$, en las inversiones A, B y C para 55 estaciones (41-MASE y 14-SSN), y su comparación con el cociente espectral H/V .

