



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ANÁLISIS DE LOS SISMOS DE JULIO DEL 2012 EN EL VALLE DE
CHALCO, ESTADO DE MÉXICO: ESTUDIOS DE FUENTE Y
EFECTOS EN SUPERFICIE**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA:

IVÁN GRANADOS CHAVARRÍA

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ

MÉXICO, D. F., CIUDAD UNIVERSITARIA 2016



“El que tiene imaginación, con qué facilidad saca de la nada un mundo”

Gustavo Adolfo Bécquer

“Dichoso el que gusta de las dulzuras del trabajo sin ser su esclavo”

Benito Pérez Galdós

DEDICATORIAS

A mis padres

ÁNGEL JOSÉ y MARÍA ROSA

Quienes me encaminaron en este camino y a quienes debo TODO. Su apoyo incondicional y su ejemplo es lo que admiro y agradezco.

A mis hermanos

EDUARDO y EMMANUEL

Que siempre me han dado su apoyo, sus consejos y uno que otro golpe.

A mis abuelitos

PEPE (qepd), MALI, CHANITO y JUANIS

Que en todo momento han sido parte fundamental en mi vida. A mi FAMILIA en general.

A mi novia

NADIA NAYELLY

Con quien he compartido tantos cafés, pláticas, abrazos y consejos, así como descubrir que la locura es importante para disfrutar la vida al máximo.

AGRADECIMIENTOS

A la UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO, mi alma máter, y a la FACULTAD DE INGENIERIA, mi segunda casa, por su compromiso que tiene en la formación de profesionales para beneficio de México y de las cuales me siento orgulloso por ser parte de su comunidad.

A mi tutor y amigo: DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ, que desde el principio me brindó su apoyo, amistad y consejos, tanto dentro como fuera de la escuela... Muchas gracias.

Al INSTITUTO DE INGENIERÍA y al Programa de Becarios (PBII), por poder ser miembro de la Coordinación de Ingeniería Sismológica.

Al Dr. VÍCTOR HUGO ESPÍNDOLA CASTRO y al Servicio Sismológico Nacional, por brindarme los registros sísmicos para la realización de esta tesis.

A mis sinodales: DR. JORGE AGUIRRE, M. C. DAVID ESCOBEDO, DR. ANTONIO URIBE, DR. MARTÍN CÁRDENAS, y DR. VÍCTOR ESPÍNDOLA, por sus valiosos comentarios y recomendaciones para este trabajo.

A los profesores: DAVID ESCOBEDO, SERGIO CHAVEZ, LEONARDO RAMÍREZ, quienes dentro y fuera de las aulas me ayudaron en mi formación profesional.

A mis amigos: VLADIMIR, FERMIN, BETTY y MINERVA, y también a MARTIN Y DIANA ISOLDA, con quienes compartí muchas aventuras en la vida, desde ya hace muchos años.

A mis amigos: RENÉ, que desde el segundo día de la carrera se volvió mi mejor amigo y que con su forma directa de decir las cosas me ha dado de los mejores consejos; LUPITA, de mis primeras amigas de la facultad y que siempre me hacía reír con sus ocurrencias y chistes; CHEKO, quien ha sido un gran apoyo en la carrera y que me transmitió el espíritu del zumba (Acondicionamiento Físico General); REY, que siempre contagiaba su ánimo y confianza, y porque siempre mostró ser un ejemplo de dedicación y esfuerzo; DIONI, que aún sin haberlo conocido en la Prepa 6, es un gran amigo que siempre que se le necesite brindará su apoyo; ROSY, mi amiga llegada desde Zacatlán, que también es un gran ejemplo de esfuerzo y dedicación, y que fue mi gran compañera en la carrera. A DORIS, GARFIAS, LUZ ELVA, TOÑOTE, NORMA, LUZ GISELA, PANCHO, TALIVAN, MIKE, ZAIDA, JESSICA.

A mis amigos del Instituto de Ingeniería, ALEJANDRA, MARIANA, FILIBERTO, quienes de muchas formas me apoyaron y aconsejaron en muchos aspectos. También a EVELYN, PABLO, EDUARDO, ALFONSO y OMAR V.

A mis amigos que conocí en Villahermosa: TRISTÁN y JOSUE, los chamos que se convirtieron en grandes amigos y con quienes compartí tantos buenos momentos en Villahermosa; CRISTINA, que siempre tenía una sonrisa a pesar de la intensa carga de trabajo y se volvió una muy buena amiga; también a ABRAHAM, OSCAR, ÁNGEL, VÍCTOR, EDMUNDO, LUIS RAMÍREZ, OSCAR ANDRADE, REGIS, MALEK.

A la familia TORRES PÉREZ, que desde que los conozco me han recibido siempre con una cálida sonrisa.

ÍNDICE ANALÍTICO

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
LISTA DE FIGURAS	III
LISTA DE TABLAS	VII
I. INTRODUCCIÓN	1
II.1 El Problema.	6
II.2 Objetivos.	6
II.3 Hipótesis.	6
II. MARCO TECTÓNICO Y GEOLOGÍA	7
II.1 El Eje Neo-volcánico Transversal.	7
II.2 Génesis de la Cuenca de México.	9
II.3 Estratigrafía de la Cuenca de México.	10
II.4 La Sub-cuenca de Chalco.	12
II.5 Estudios geofísicos dentro de la sub-cuenca de Chalco.	14
II.6 Aspectos geo-mecánicos.	20
III. MARCO TEÓRICO	22
III.1 Ecuación de onda.	22
III.2 Fuente sísmica.	23
III.3 Parámetros de la fuente sísmica.	26
III.4 Funciones de Green Estocásticas.	29
III.5 Efecto de Sitio.	30
IV. FUENTE SÍSMICA Y MODELADO DE ONDAS SÍSMICAS	33
IV.1 Relocalización, Mecanismos focales y Magnitud de los eventos sísmicos.	34
IV.2 Generación de Funciones de Green Estocásticas.	42
IV.3 Validación de la metodología: Simulación en AMVM.	42
IV.4 Aplicación en zona de estudio: Simulación en la Zona epicentral	48
IV.5 Análisis de la Intensidad de movimiento.	52
V. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	64
VI. CONCLUSIONES	69
ANEXO A	70
ANEXO B	77
ANEXO C	82
ANEXO D	86
ANEXO E	87
ANEXO F	91
ANEXO G	98
ANEXO H	105
REFERENCIAS	112

RESUMEN

En esta tesis se muestran los resultados del análisis hecho a un enjambre de sismos de baja magnitud que ocurrieron en julio de 2012 en el municipio de Chalco de Díaz Covarrubias, Estado de México.

El estudio de la fuente sísmica consistió en la re-localización de los sismos a partir de los arribos de onda P y S. Los mecanismos focales correspondientes se obtuvieron con la polaridad de las ondas P. Los parámetros de la fuente sísmica se calcularon a partir de los espectros de desplazamiento.

Los sismogramas sintéticos en la zona epicentral se obtuvieron para cada uno de los sismos empleando Funciones de Green Estocásticas. Los parámetros usados para esta metodología se calibraron al generar los registros de velocidad en la estación AMVM y compararlos con los grabados originalmente.

El efecto de sitio en la zona epicentral se añadió a los sismogramas sintéticos haciendo la propagación 1D de éstos a través de un modelo de velocidades aproximado. Este efecto calculado se validó comparando la Elipticidad de ondas Rayleigh de este modelo de velocidades con la frecuencia fundamental del terreno obtenida previamente por Lermo y Ovando (2009).

Los efectos causados por estos sismos se estimaron a partir de varios cálculos: las intensidades sísmicas IMM (Intensidad de Mercalli Modificada); comparando las velocidades pico con algunos criterios internacionales de vibración, y con los Espectros de respuesta (aceleración, velocidad y desplazamiento).

ABSTRACT

In this thesis I show the results about the analysis made to the low magnitude seismic swarm from July 2012 in Chalco de Diaz Covarrubias town, Estado de Mexico.

The seismic source study consisted in re-location of the earthquakes from de P and S-wave arrivals. Corresponding focal mechanisms were obtained with P-wave polarity. Seismic source parameters were calculated from the displacement spectra.

Synthetic seismograms in epicentral zone were obtained for each one of the earthquakes using Stochastic Green's Function. Parameters used for the methodology were calibrated to generate velocity records of AMVM station and comparing it with the registered originally.

The site effect at epicentral zone was added to synthetic seismograms by making the 1D-propagation of it from the velocity model approximated. This effect calculated was validated comparing the Rayleigh wave ellipticity for this velocity model with the fundamental frequency of the medium obtained previously by Lermo y Ovando (2009).

The caused effects for this earthquakes was estimated from various calculus: seismic intensities MMI (Mercalli Modified Intensity), comparing the peak velocity with some internationals vibration criteria, and with the Response spectra (acceleration, velocity and displacement).

LISTA DE FIGURAS

I. INTRODUCCIÓN

Figura I.1. Localización de los sismos más importantes en México durante los últimos 100 años. Tomado de la página personal del Dr. Vladimir Kostoglodov (Instituto de Geofísica, 1999).

Figura I.2. Localización de los epicentros y Zonas sismogénicas dentro y fuera de la Cuenca de México durante 1996 -2000. La Zona I muestra un mecanismo focal compuesto de dirección 247° y 78.2° de echado. Modificado de Delgadillo (2001).

Figura I.3. Zonificación sísmica de la Ciudad de México, a partir de las Normas técnicas complementarias de diseño sísmico para el año 2001. Tomada de Santoyo et al., 2005.

Figura I.4. Mapa de amplificación del movimiento sísmico y de daños en la Ciudad de México durante el sismo de 1985. Tomado de Cruz Atienza, 2013.

II. MARCO TECTÓNICO

Figura II.1. Imagen satelital de la porción central de México. En amarillo se delimita el Eje Neovolcánico Transversal, con los principales estratovolcanes (triángulos rojos) y calderas (círculos rojos). Las principales unidades de la corteza se dividen por las líneas blancas. Tomada de Ferrari et al., 2012.

Figura II.2. Tectónica regional de la parte central de México, mostrando desde la influencia de los esfuerzos que culminaron con la apertura del Golfo, hasta los esfuerzos producidos por la cabalgadura de la Masa de Oaxaca hacia el norte. Tomada de Santoyo et al., 2005.

Figura II.3. Geología y Morfología de la Cuenca de México. Se muestra la estratigrafía condensada de ésta en un corte a lo largo de la Sierra del Chichinautzin. Tomada de Santoyo et al., 2005.

Figura II.4. Extensión original del Antiguo Lago de Texcoco, y la división de los remanentes de éste al secarse (Tomado de internet, sin información disponible).

Figura II.5. Mapa de la Sub-cuenca de Chalco, y las sierras colindantes que la rodean.

Figura II.6. Perfiles geológicos de dos cortes diferentes (C-D y G-H), dentro de la Sub-cuenca de Chalco. Tomado de Molina Berbeyer, 1956.

Figura II.7. Mapa con ubicación de perfiles geológicos dentro de la Sub-cuenca de Chalco mostrados en la figura anterior. Modificado de Molina Berbeyer, 1956.

Figura II.8. Mapa de líneas Iso-Boro en la Sub-cuenca de Chalco. Tomado de Molina-Berbeyer, 1956.

Figura II.9. Plano estructural regional de la Cuenca de México propuesto por Vázquez y Jaimes. Se puede observar en la porción central que la tendencia de las fallas es en dirección casi E-W. Modificado de Vázquez y Jaimes, 1989.

Figura II.10. Mapa geológico con las principales litologías de la sub-cuenca de Chalco. En líneas azules se tienen las principales fallas cercanas a la zona de estudio. Modificado de Bellia et al., 1992.

Figura II.11. Mapa con disposición de estudios geofísicos realizados en la Sub-cuenca de Chalco citados por Campos Enríquez et al. (1997). En la parte inferior se muestra un modelo de la estratigrafía de la sub-cuenca, a lo largo del perfil G2' – G2. Modificado de Campos Enríquez et al., 1997.

Figura II.12. Relieve del basamento en la parte central de la Sub-cuenca de Chalco. Las iso-líneas están dadas en metros por debajo de la superficie. Los puntos denotan una estructura geológica que separa en dos a la sub-cuenca. Tomado de Campos Enríquez et al., 1997.

Figura II.13. Perfiles calculados y observados de datos gravimétricos, con base en información de refracción sísmica y sondeos eléctricos verticales. Tomada de Campos Enríquez et al., 1997.

III. MARCO TECTÓNICO

Figura III.1. Geometría de un plano de falla orientado con respecto a un sistema cartesiano. El plano de falla se describe con su ángulo de inclinación δ y rumbo ϕ_f , con un vector normal \hat{n} . El ángulo de deslizamiento λ del bloque se mide a partir de una dirección horizontal con respecto a la orientación de la falla en dirección anti-horaria. Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Figura III.2. Esquema básico de tipos de fallas; el plano de falla es la superficie gris y el desplazamiento relativo de ambos bloques está indicado por las flechas negras. Fallas laterales Izquierda y Derecha (arriba), Falla normal (abajo-izquierda) y Falla inversa (abajo-derecha). Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Figura III.3. Primeros arribos en los cuadrantes de Compresión y de Dilatación, debido a una falla lateral. Los impulsos registrados tendrán distinta polaridad en función del cuadrante en que se encuentran. Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Figura III.4. Patrones de Radiación de onda P y S. Izquierda: Para la onda P, la radiación se da en forma de lóbulos, teniendo su máxima amplitud a un ángulo de 45° con respecto al plano de falla y al plano auxiliar. Derecha: Para la onda S, la radiación se da en forma perpendicular a la radiación de onda P, pudiendo descomponerse en una componente vertical (SV) y una horizontal (SH); su amplitud se vuelve cero cuando la radiación de onda P es máxima. Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Figura III.5. Representación estereográfica, o mecanismo focal, de distintos tipos de fallas. En la imagen superior se observa la proyección del plano de falla y auxiliar dentro de media esfera, y su vista en planta. Debajo se tiene la geometría y mecanismo focal para los tipos de falla Lateral, Normal, Inversa e Inversa-oblicua. Modificado de página web del USGS

Figura III.6. Forma del desplazamiento y velocidad en el campo Cercano y Lejano, y su respectivo Espectro de amplitudes del campo Lejano; para el espectro del desplazamiento se tienen dos parámetros importantes de la fuente sísmica: Frecuencia de esquina (f_c) y Nivel plano de bajas frecuencias (Ω_0). Modificado de Shearer, 2009.

Figura III.7. Espectro de Desplazamiento y de Aceleración. Se observa que a 3 Hz se tiene el punto de inflexión aproximado asociado a la frecuencia de esquina. Para frecuencias antes de ésta, se tiene el nivel plano en el desplazamiento, y una pendiente de ω^2 en la aceleración. Modificado de Andrews, 1986.

Figura III.8. Curva de Elipticidad para un modelo de 2 capas. El área oscura corresponde a un movimiento prógrado de partícula, y el área blanca a un movimiento retrogrado. Tomado de Tuan (2009).

Figura III.9. Funciones de Transferencia en varios puntos a lo largo de seis puntos dentro de una cuenca. En las diferentes curvas, el eje vertical indica la Frecuencia, y el eje horizontal indica el valor de Amplificación. Modificado de Semblat et al., 2005.

IV. FUENTE SÍSMICA Y MODELADO DE ONDAS SÍSMICAS

Figura IV.1. Localización de los sismos reportados por el SSN (círculos rojos). Información tomada del catálogo en línea del SSN.

Figura IV.2. Comparación de sismogramas de la estación IPVM, PPIG y XCVI para los sismos "Extra" y 5. Se puede observar que dentro de los registros de la imagen de la izquierda se aprecia una correcta legibilidad de las ondas P y S, al contrario de lo que se ve en la imagen de la derecha, donde el ruido ambiental "oculta" las ondas P y S.

Figura IV.3. Estaciones sismológicas empleadas para la Relocalización de los sismos (cuadros rojos). Información tomada del catálogo en línea del SSN.

Figura IV.4. Sismogramas de las estaciones AMVM, PPIG y XCVI para el evento Extra. Se muestra en primer plano claramente los arribos de la onda P y la onda S. En segundo plano se tiene el registro completo, dejando ver la duración y forma del sismograma completo para estas estaciones.

Figura IV.5. Relocalización de los siete sismos. Se muestran los poblados donde se presentaron las mayores intensidades y los epicentros de los sismos (puntos rojos), así como las elipses de incertidumbre asociadas a la localización (elipses rojas).

Figura IV.6. Mecanismo focal conjunto de los siete sismos, tomando en consideración el Momento sísmico. La orientación de falla es N72°O, inclinación de 62.3° y un desplazamiento de falla normal-lateral izquierda.

Figura IV.7. Ubicación de la estación AMVM con respecto a la zona epicentral, según la relocalización de los eventos sísmicos. La distancia es aproximadamente de 18 kilómetros.

Figura IV.8. Sismogramas de Desplazamiento [cm] (arriba), Velocidad [cm/s] (centro) y Aceleración [cm/s²] (abajo) en la estación AMVM, componente Norte, para el sismo Extra (9 de Julio de 2012).

Figura IV.9. Espectro de Desplazamiento para el sismo Extra en la estación AMVM. La línea negra continua indica el Nivel plano para bajas frecuencias (Ω), la línea roja indica la pendiente $-\omega^2$ según el modelo de Brune, y la línea punteada la frecuencia de esquina.

Figura IV.10. Sismograma observado del evento Extra en la estación AMVM (arriba) y Sismograma generado por Funciones de Green estocásticas (abajo).

Figura IV.11. Espectros de Velocidad para los sismogramas Observado (azul) y Sintético (rojo). Las flechas rojas indican partes del espectro en donde el sismograma sintético no tiene menor amplitud con respecto al original.

Figura IV.12. Análisis de Cocientes espectrales H/V en registro pre-evento. Ventanas de 25 segundos, con traslape de 25 % entre cada una.

Figura IV.13. Cocientes espectrales H/V de las ventanas de análisis para el registro pre-evento en AMVM. Cada curva de color corresponde a una ventana, la curva negra sólida corresponde al promedio. El recuadro gris corresponde a la mayor amplificación que encontró el software, el recuadro amarillo muestra otra amplificación importante determinada por nosotros.

Figura IV.14. Representación espectral de la amplificación de las ondas sísmicas en el sitio AMVM. Se muestra el modelo empleado para calcular la Elipticidad de las ondas Rayleigh y dicha curva (línea morada), así como la curva H/V obtenida del registro del pre-evento (línea azul). La amplificación promedio obtenida en ambas curvas es 4.5 a 3.76 Hz.

Figura IV.15. Cálculo de la Función de Transferencia para AMVM. Sismogramas y Espectros de Velocidad para los registros en basamento (abajo) y en superficie (arriba). La Función de Transferencia se construye a partir del cociente del espectro en superficie entre el espectro en el basamento. Se obtiene una amplificación de 6.26, centrada en la frecuencia fundamental 3.28 Hz.

Figura IV.16. Sismograma observado del evento Extra en la estación AMVM (azul), Sismograma generado por Funciones de Green estocásticas (rojo) y Sismograma Sintético con Función de Transferencia (negro).

Figura IV.17. Espectros de Velocidad para los sismogramas Observado (azul), Sintético estocástico (rojo), y Sintético con Función de Transferencia. Las flechas rojas indican partes del espectro en donde el sismograma sintético con la Función de Transferencia recupera parte de la amplitud que no se tenía en la simulación original desde 3 a 4 Hz, y en menor medida de 8 a 10 Hz.

Figura IV.18. Localización de los estudios geofísicos realizados para CONAGUA cercanos a la zona epicentral. Se indican en el mapa los perfiles magnetométricos y gravimétricos (líneas moradas), la línea de refracción sísmica (línea verde) y el sitio cross-hole (rombo rojo), a partir de los cuales se generó el modelo de velocidades empleado para generar la Función de Transferencia.

Figura IV.19. Localización del sitio de estudio Cross-hole (rombo rojo) y el perfil de Refracción sísmica (línea verde) cercanos al volcán Xico mostrados en el mapa. El estudio cross-hole muestra las propiedades de los primeros dos estratos (capas arcillosas superior e inferior). El perfil de refracción sísmica indica las propiedades de los estratos más profundos.

Figura IV.20. Sismogramas sintéticos del evento Extra en la zona epicentral sin considerar el Efecto del sitio (rojo) y Sismograma haciendo la propagación a través del modelo de velocidades propuesto (negro).

Figura IV.21. Espectros de velocidad del sismograma sintético sin considerar el efecto del sitio (rojo), y considerando el efecto del sitio (negro) a partir del modelo de velocidades propuesto.

Figura IV.22. Cálculo de la Función de Transferencia para la zona epicentral, a partir del sismograma sintético en el basamento (izquierda abajo), donde no se tiene la amplificación debida a la superficie libre, y del sismograma sintético propagado a través del modelo de velocidades propuesto (izquierda arriba), obteniendo así la Función de Transferencia (derecha).

Figura IV.23. Escala de Intensidad Sísmica de la Agencia Meteorológica de Japón. Ésta se encuentra dividida en 10 niveles. Tomada de Tríptico informativo de la JMA.

Figura IV.24. Factor de Percepción KB en función de la frecuencia calculado a partir de la Aceleración, Velocidad y Desplazamiento. Los asteriscos y círculos indican Valor pico y Valor de Percepción máximo respectivamente.

Figura IV.25. Espectros de Desplazamiento, Velocidad y Aceleración del Evento Extra. Se observa como la máxima amplitud para el desplazamiento, velocidad y aceleración se encuentra en el rango de frecuencia (0.476 a 0.619 Hz), la cual corresponde a la frecuencia fundamental del terreno.

Figura IV.26. Criterio combinado (aceleración, velocidad, desplazamiento) para Daño estructural y Sensibilidad Humana ISO 2372. Las líneas azules muestran los distintos rangos de daño estructural, las líneas rojas muestran los rangos de sensibilidad humana. Los puntos rojos indican los valores de aceleración máxima y su frecuencia descritos en la Tabla IV.10. Modificado de Morris, 2009.

Figura IV.27. Criterio de Seguridad de velocidad (pulgadas/segundo) para estructuras según la norma del U. S. B. M. R18507 (línea azul) debido a vibraciones. Los círculos indican la velocidad máxima obtenida para los sismogramas sintéticos presentados en su frecuencia asociada.

Figura IV.28. Respuestas a la Aceleración de un oscilador de 1 grado de Libertad a diferentes periodos de oscilación (amortiguamiento de 5%) para el sismograma sintético del evento Extra.

Figura IV.29. Espectros de Respuesta del evento Extra. Azul: la máxima aceleración (1.74 [cm/s²]) se encuentra a 0.26 [s]; Negro: la máxima velocidad (0.279 [cm/s]) está a 1.99 [s]; Rojo: el máximo desplazamiento (0.0783 [cm]) a 2.07 [s].

Figura IV.30. Espectros de Respuesta Conjunto (Aceleración – Desplazamiento) para los siete eventos simulados estocásticamente. En líneas punteadas se tienen los diferentes periodos de vibración.

LISTA DE TABLAS

IV. FUENTE SÍSMICA Y MODELADO DE ONDAS SÍSMICAS

Tabla IV.1. Localización y magnitud de los sismos en Chalco de Díaz Covarrubias, del 8 al 15 de Julio de 2012. Tomado del catálogo en línea del SSN.

Tabla IV.2. Estaciones sismológicas empleadas para la Relocalización de los sismos Información tomada del catálogo en línea del SSN.

Tabla IV.3. Modelos de velocidad de onda P usado por el SSN y el propuesto en este trabajo.

Tabla IV.4. Parámetros de la localización y Mecanismo focal de los sismos.

Tabla IV.5. Parámetros de la fuente sísmica de los siete sismos, calculados a partir de las ecuaciones descritas en Andrews D. J. (1986) y Strasser et al. (2010).

Tabla IV.6. Cálculo de la duración para cada sismo en la zona epicentral a partir de una relación lineal, donde para una Distancia hipocentral de 18.3 Km, la duración correspondiente es la indicada en negritas.

Tabla IV.7. Modelo de Velocidades propuesto para la zona epicentral, con base en la información de CONAGUA (2000).

Tabla IV.8. Escala de Intensidad sísmica de Mercalli Modificada (MMI). Se describen los 12 grados de la escala según la percepción de la gente y los efectos que causan en construcciones y el suelo.

Tabla IV.9. Intensidades sísmicas según la escala de Mercalli Modificada, a partir de los sismogramas sintéticos en la zona epicentral, con base en las relaciones propuestas por diferentes autores empleando los valores de PGV, PGA, CAV, Mw y D.

Tabla IV.10. Índices de movimiento y parámetros de sensibilidad según distintos criterios.

Tabla IV.11. Efectos debidos a vibraciones, según el criterio seguido por Siskind (2000).

I. INTRODUCCIÓN

La sismicidad en México es, y ha sido desde tiempos prehispánicos, aspecto común en la vida de todos los que habitamos aquí, aunque nunca deja de sorprendernos las consecuencias que pueden tener y los efectos que causan los sismos en distintos puntos del territorio nacional, e incluso en nosotros mismos.

Los sismos en México son de tres tipos diferentes, y su magnitud está en función del área que se rompe y de la zona donde se producen: Sismos Interplaca o de subducción, Sismos Intraplaca o profundos, y Sismos Corticales o someros (Figura I.1).

- Los sismos Interplaca se generan a lo largo de la zona donde convergen los límites de la Placa de Rivera y de Cocos, con la Placa Norteamericana. Es aquí donde se encuentra la mayor área de contacto entre dos placas tectónicas, por lo que los sismos suelen ser de grandes magnitudes y suelen tener consecuencias graves en zonas cercanas y no tan cercanas. Por ejemplo, el sismo de 1985 causó mayores daños en la Ciudad de México a pesar de localizarse a más de 300 kilómetros del epicentro.
- Los sismos Intraplaca se generan en la zona donde las placas tectónicas ya han sido subducidas. Estos sismos se pueden generar cerca de la costa o incluso muy por debajo de la placa Norteamericana. La magnitud de éstos es menor que los de interplaca, pero pueden tener daños importantes en zonas vulnerables dentro del territorio mexicano.
- Los sismos Corticales se generan dentro de la placa Norteamericana, generalmente a lo largo del Eje Neo-volcánico Transversal (ENVT) y en función de los esfuerzos tectónicos internos, son de magnitud menor que los anteriores, pero que pueden ocurrir en zonas de alta concentración de población, por lo que las consecuencias también pueden ser considerables.

Fue a partir de la destrucción ocasionada en la Ciudad de México durante el sismo interplaca del 19 de Septiembre de 1985 (M 8.1), con epicentro cercano a la desembocadura del Río Balsas, en Michoacán, que se decidió fomentar el desarrollo de estudios orientados a comprender este tipo de fenómenos naturales, y así poder tener herramientas para evitar que nuevas catástrofes pongan en riesgo la vida e integridad de los ciudadanos y las ciudades.

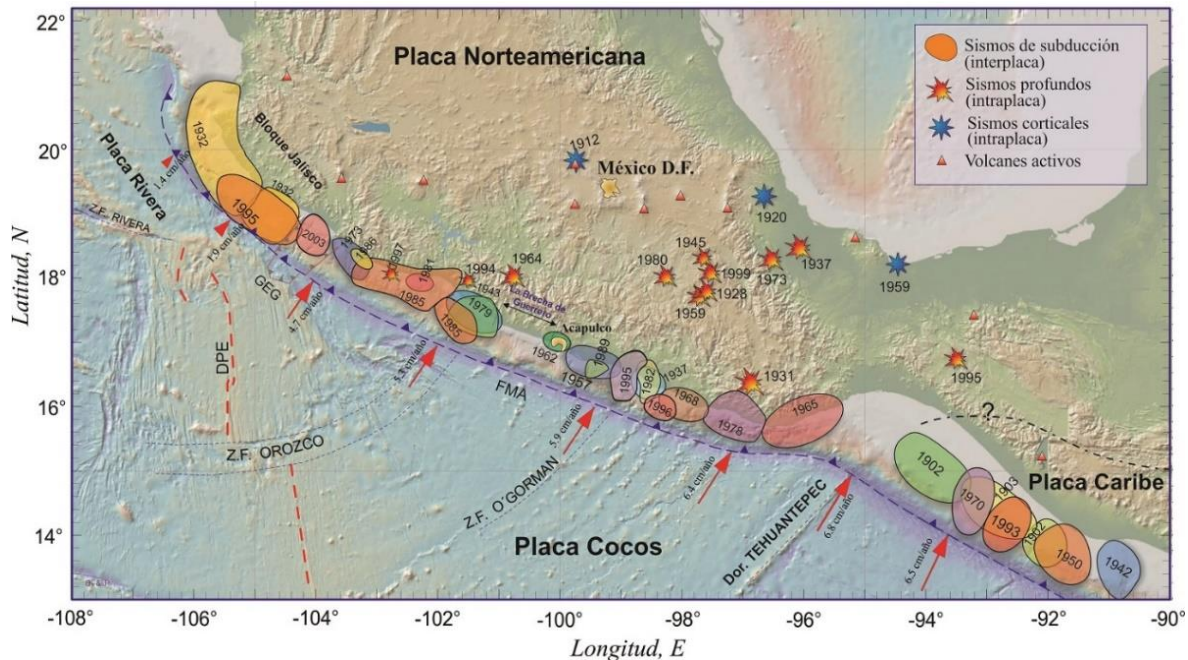


Figura 1.1. Localización de los sismos más importantes en México durante los últimos 100 años. Tomado de la página personal del Dr. Vladimir Kostoglodov (Instituto de Geofísica, 1999).

Además de sismicidad generada en la trinchera del Pacífico, también se cuenta con una actividad sísmica recurrente dentro de la Cuenca de México, aunque de poca magnitud (menor a 4.0) y someros (menos de 15 Km).

Según Santoyo et al. (2005), la sismicidad dentro de la Cuenca de México está relacionada con la deformación que se da en el borde entre la Placa de Cocos y la Placa Norteamericana, provocando este tipo de sismos en las fallas pre-existentes, generadas durante la formación de la cuenca.

Uno de los sismos más importantes generados lejos de la trinchera fue el de Acambay, Estado de México, el 19 de noviembre de 1912, el cual fue de magnitud Ms 7.0 según Urbina y Camacho (1913). Este sismo ocasionó graves daños en las zonas cercanas al epicentro, e incluso en la Ciudad de México.

Diversos autores han estudiado la sismicidad dentro de la Cuenca de México, donde existen algunas zonas donde la ocurrencia de los sismos es significativa.

- Figueroa (1971) describió una alta densidad de eventos sísmicos en la Sierra de las Cruces, donde tuvieron lugar dos enjambres sísmicos. El primero constó de 31 sismos en Julio de 1950 y 9 en septiembre de 1956, los cuales asoció a una falla cercana a la Presa Mixcoac. El segundo enjambre ocurrió en agosto de 1959, en la Falla Ayotuxco.
- Prince (1974) reportó 17 sismos a una distancia de 5 Km al suroeste de Ciudad Universitaria.
- Havskov (1982) estudió un enjambre sísmico en Mixcoac en febrero de 1981, donde los hipocentros se ubicaron entre 700 y 1200 metros de profundidad.
- Rodríguez et al. (1984) reportó otro enjambre en febrero de 1984 en la Sierra del Chichinautzin (sismos principal y 39 réplicas). Las profundidades de este enjambre fue aproximadamente 6 Km, y con magnitudes $M_c=2$.

- Suárez y Jiménez (1987) describen la sismicidad de la Cuenca de México, caracterizada por una sacudida vertical seguida de vibraciones de corta duración.
- Delgadillo (2001) estudió 220 sismos dentro y fuera de la Cuenca de México, agrupándolos en seis zonas principales. La Zona I (Juchitepec-Milpa Alta) corresponde a la Sierra del Chichinautzin y consta de sismos con magnitudes de coda M_c entre 1 y 2.6, y profundidades entre 5 y 15 Km, y la Zona II (Distrito Federal) consta de magnitudes de coda de 1.3 a 2.8 y profundidades entre 0.5 y 15 Km.

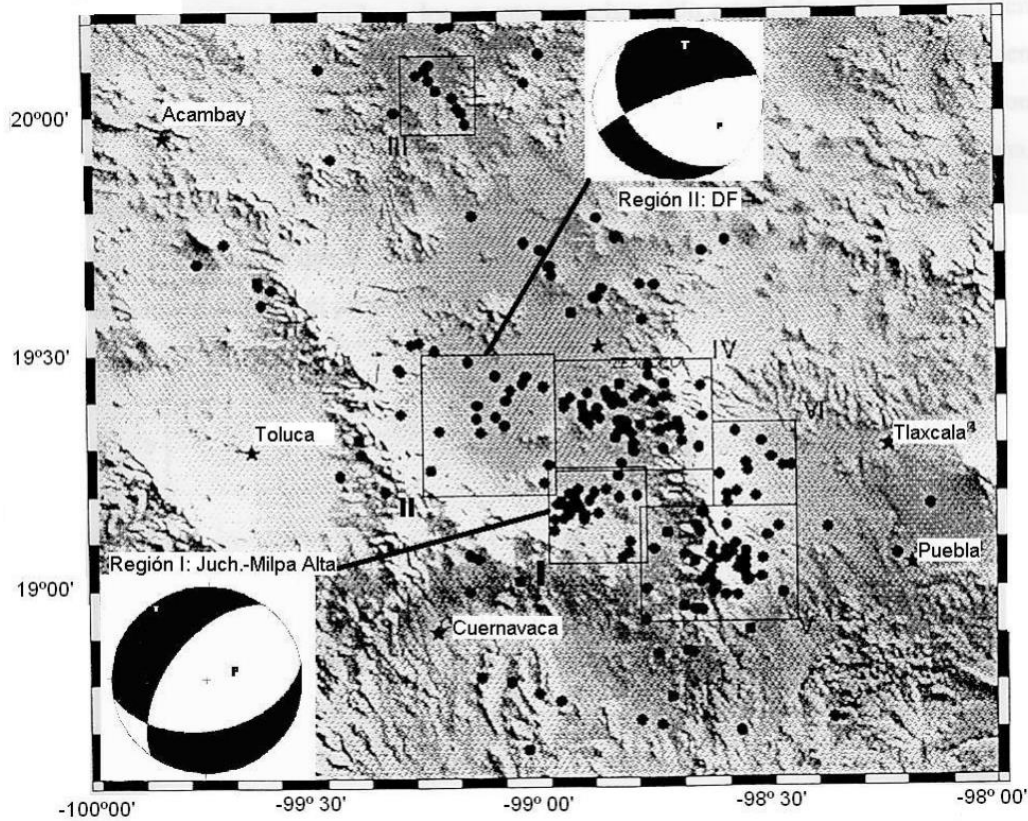


Figura 1.2. Localización de los epicentros y Zonas sísmicas dentro y fuera de la Cuenca de México durante 1996-2000. La Zona I muestra un mecanismo focal compuesto de dirección 215° y 55° de echado, y la Zona II una dirección de 247° y 78.2° de echado. Modificado de Delgadillo (2001).

Dentro de la Cuenca de México existen tres sistemas de fallas principales, los cuales tienen direcciones preferenciales NE-SW, NW-SE y E-W según las describe Rosenblueth et al. (1987).

El sistema de fallas NW-SE, conocido como Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), es un límite entre las plataformas continentales y una zona de mayor batimetría. La falla Chapultepec y la Falla Mixhuca forman parte de este sistema.

Lermo et al. (1995) describe el Sistema de Fallas La Pera (SFP) de dirección E-W, el cual atraviesa la Cuenca de México desde el Valle de Toluca hasta las cercanías del volcán Popocatepetl, y que da origen a la sismicidad dentro de la cuenca.

Finalmente se tiene el sistema de dirección NE-SW, conocido como Sistema de Fallas Apan - Tláloc (SFAT), el cual está conformado por pilares y fosas que son controladas por la Zona de Cizalla Tenochtitlán.

La sismicidad generada dentro de la Cuenca de México, aunado a la vulnerabilidad sísmica que se tiene en ciertas zonas, puede tener el suficiente potencial para causar daños importantes en edificaciones vulnerables. Por esta razón se han llevado a cabo diferentes estudios que han hecho importantes aportaciones en cuanto a la zonificación sísmica.

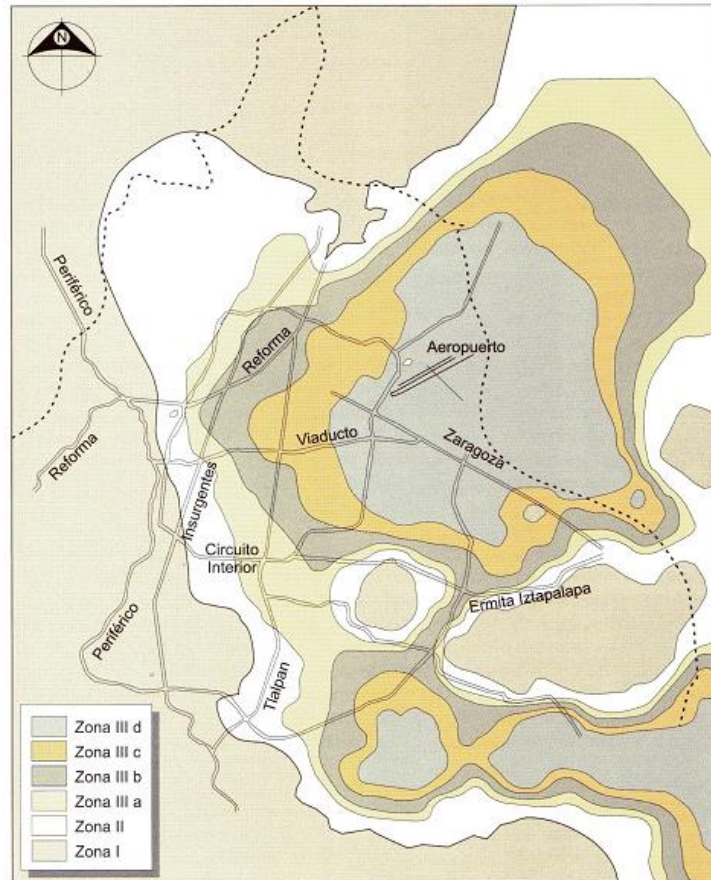


Figura I.3. Zonificación sísmica de la Ciudad de México, a partir de las Normas técnicas complementarias de diseño sísmico para el año 2001. Tomada de Santoyo et al., 2005.

Dentro de las zonas indicadas en la Figura I.3 se puede ver cómo en la región central del Distrito Federal se tiene un cambio de zona II a zonas III, en dirección al aeropuerto internacional de la Ciudad de México.

En la Figura I.4 se muestran las zonas donde se tuvo la mayor amplificación del movimiento sísmico (derecha), las cuales se centraron en la franja del límite entre la zona IIIb y IIIc. Así mismo los daños en la Ciudad de México se centran en una pequeña franja paralela al Paseo de la Reforma hacia el sur, que va desde Chapultepec hasta el Zócalo.

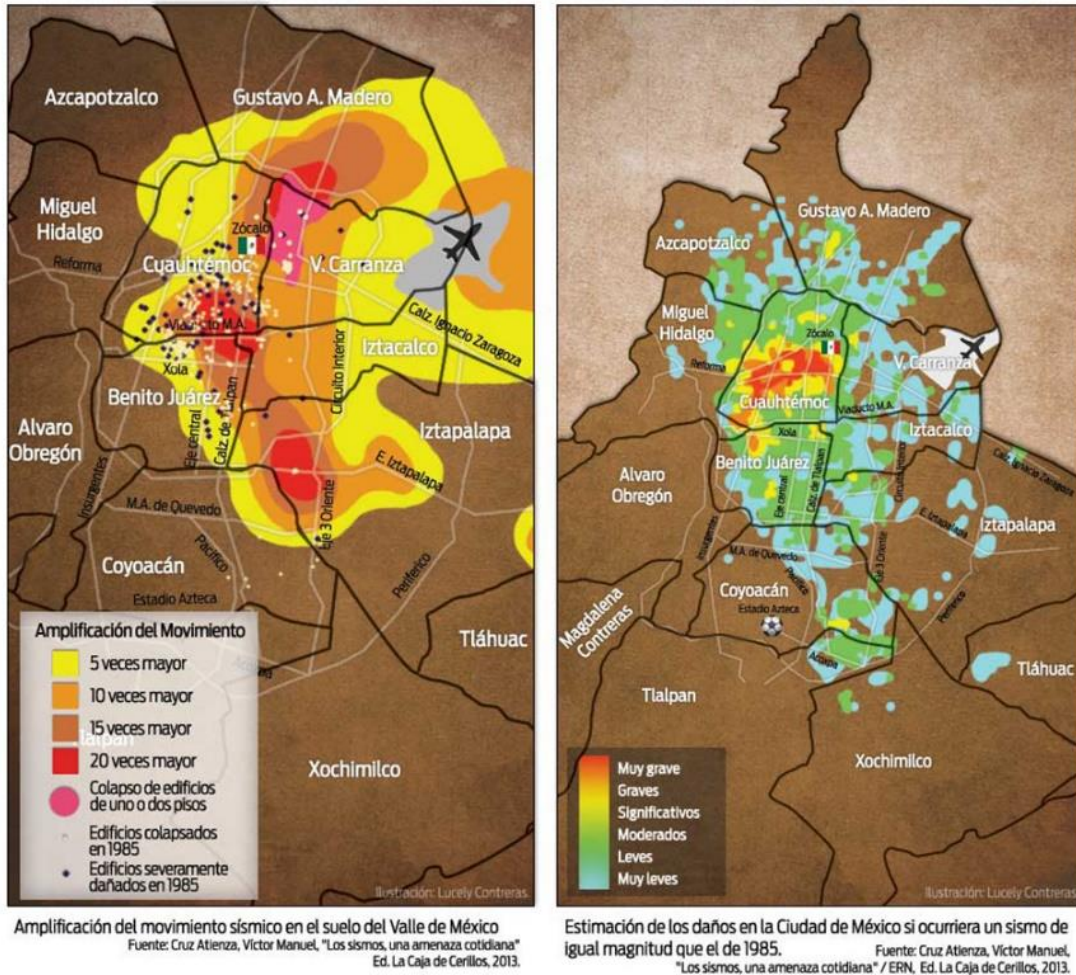


Figura 1.4. Mapa de amplificación del movimiento sísmico y de daños en la Ciudad de México durante el sismo de 1985. Tomado de Cruz Atienza, 2013.

En la Sub-cuenca de Chalco se han presentado problemas de subsidencia diferencial y agrietamiento superficial, causados por diferentes factores y que han sido estudiados por diferentes investigadores.

Fue en Julio de 2012 cuando en la región oriental de esta sub-cuenca se presentó un enjambre de sismos, el cual tuvo gran relevancia y que causó gran alarma en ciertas poblaciones. En general fueron sismos de baja magnitud, pero provocaron grietas en algunas casas, además de un agrietamiento en el terreno de varios metros de profundidad. Este fenómeno de agrietamiento ya se había presentado en el año 2009, aunque en aquella ocasión la grieta tuvo una longitud de varios cientos de metros.

1.1 El Problema

Durante el mes de Julio de 2012 se presentó un enjambre sísmico en algunos poblados dentro del Valle de Chalco, los cuales ocasionaron algunos daños a algunas unidades habitacionales.

A pesar de que la sismicidad dentro de la Cuenca de México ha sido estudiada ampliamente, dentro de la sub-cuenca de Chalco no se cuenta con estudios especializados en cuanto a la sismicidad.

1.2 Objetivos

- Relocalizar y calcular los mecanismos focales de los sismos registrados por la Red Sísmica del Valle de México y la Red de Banda Ancha.
- Caracterizar la fuente sísmica de los sismos, así como sus parámetros más importantes.
- Estimar las intensidades sísmicas y daños asociados a los sismos.

1.3 Hipótesis

La sismicidad en la Sub-cuenca de Chalco está asociada a una estructura tipo graben sepultada debajo los sedimentos lacustres, y no al vulcanismo del volcán Popocatépetl.

Los daños causados en viviendas en las cercanías de la zona epicentral se deben a la amplificación del movimiento debida al efecto de sitio.

II. MARCO TECTÓNICO Y GEOLOGÍA

Se mostrará de manera general la dinámica de la Sub-cuenca de Chalco dentro de la Cuenca de México, y a su vez, su relación general con el Eje Neovolcánico Transversal.

Se presentará de manera sintetizada las características más representativas de la tectónica local para exponer claramente el planteamiento y la justificación del tema de esta tesis.

El Eje Neovolcánico Transversal (ENVT)

Constituye en general una franja volcánica del Cenozoico Superior que cruza transversalmente al territorio mexicano con una dirección limitada por los paralelos 18° 30' y 21° 30' N. Comprende un área cercana a los 160,000 Km², y una longitud aproximada de 1000 Km. El ancho el Eje es muy variable, siendo su parte más angosta de 90 Km y en su parte más ancha de 230 Km (Figura II.1). Está formado por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a la superficie a través de un importante número de volcanes.

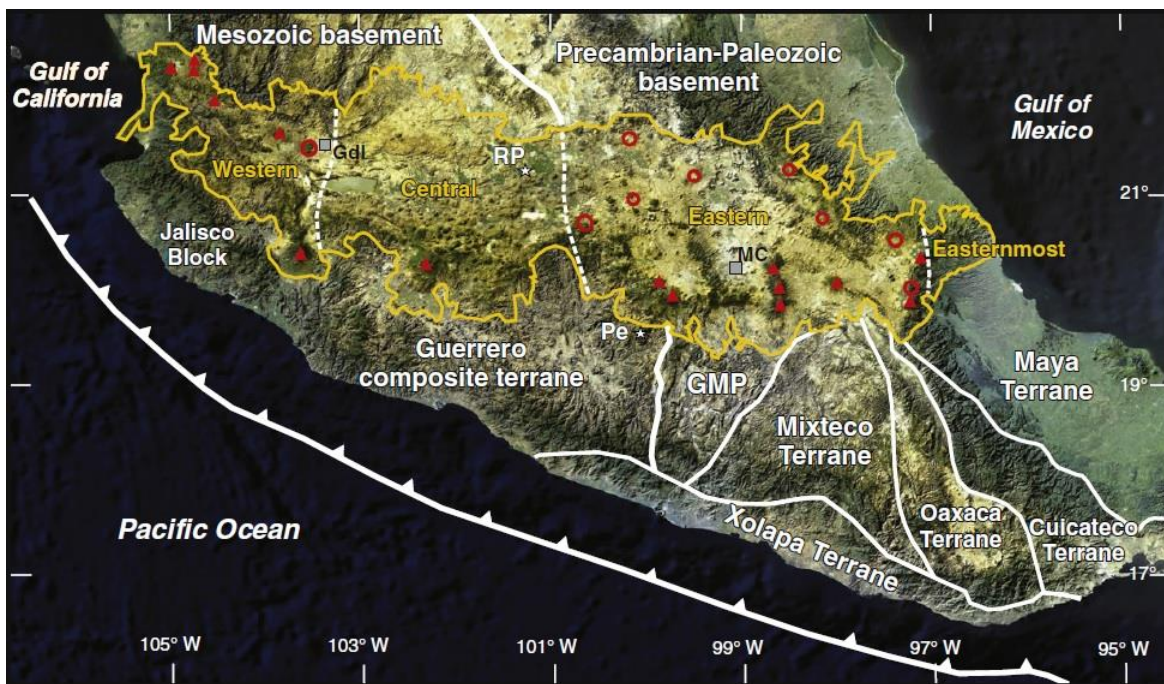


Figura II.1. Imagen satelital de la porción central de México. En amarillo se delimita el Eje Neovolcánico Transversal, con los principales estratovolcanes (triángulos rojos) y calderas (círculos rojos). Las principales unidades de la corteza se dividen por las líneas blancas. Tomada de Ferrari et al., 2012.

La actividad del ENVT inició en el Oligoceno, y está relacionado principalmente a la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Plana Norteamericana. Al subducirse sufre de una fusión parcial, y por consiguiente se generan los magmas que son inyectados a las cámaras magmáticas de los diversos volcanes que componen el Eje (Mooser, 1975; Urrutia y Del Castillo, 1977).

Aunque la posición del ENVT, que es perpendicular a la zona de subducción, no es una característica típica de este tipo de límites convergentes, se puede explicar gracias al trabajo realizado por Urrutia

y Del Castillo (1977). Dicho trabajo muestra que la dirección del movimiento de la placa de Cocos no es perpendicular a la trinchera debido a que en los extremos noroeste a sureste la placa se vuelve más densa y de mayor rigidez y espesor, lo que genera un ángulo de subducción entre 20° y 30°.

Desde el punto de vista químico, se considera que el ENVT es una provincia calco-alkalina, caracterizada por su abundancia de andesitas y dacitas, y por la relación que guarda el alto contenido de SiO₂ y Na₂O + K₂O. Este carácter calco-alkalino está bien relacionado con la hipótesis descrita anteriormente.

Según Ferrari et al. (2012), la actividad volcánica dentro del ENVT, ha tenido desde el Mioceno temprano muy marcados cambios en cuanto a su localización. En su parte occidental, a partir del meridiano 101°W, el volcanismo comenzó al final del Mioceno medio, y desde el Mioceno tardío se fue migrando esta actividad progresivamente desde la trinchera hasta su actual posición (≈150 Km), a una rapidez promedio de 7.5 mm/año. En su parte oriental, el volcanismo inició al final del Mioceno temprano y migró cerca de 250 Km hacia el norte, alcanzando una distancia aproximada de 480 Km desde la trinchera. Posteriormente, el frente volcánico migró a una rapidez similar que la parte occidental, hasta llegar a su posición actual de 270 a 350 Km desde la trinchera.

Con base en su distribución espacial y composición, la evolución geológica del ENVT fue dividida por Gómez Tuena et al. (2007) en cuatro importantes episodios:

1. **Mioceno temprano a Mioceno tardío.** Se inició la actividad del arco volcánico, siendo en un principio de composición intermedia. Se caracteriza por volcanismo predominantemente efusivo, donde las rocas más viejas se pueden identificar en la parte central de México, cerca de la Cuenca de México, Sierra de las Mil Cumbres y la Sierra de Angangueo. Posteriormente se extendió hacia el este, adquiriendo así su orientación característica E-W.
2. **Mioceno tardío.** Cambio abrupto en el tipo de volcanismo y su composición. Se dio una migración del volcanismo en dirección al este, de composición máfica, y localizado al norte de su posición anterior. Este episodio formó grandes planicies de lava basáltica eyectadas a través de fisuras, siendo en mayor volumen en su parte occidental, y menor en la parte oriental.
3. **Mioceno tardío a Plioceno temprano.** Cambio en la composición del magma, pasando de ser Unimodal (silícico) a Bimodal (máfico-silícico), además de que se cambió la dirección de su migración de nuevo hacia la trinchera. El sector occidental de este episodio está caracterizado por el emplazamiento de complejos dómicos, flujos de lava e ignimbritas de composición de dacítica a riolítica, hacia el sur del episodio anterior. En cambio, el sector oriental se caracteriza por la formación de grandes calderas que produjeron grandes volúmenes de ignimbritas (>50 Km²), asociadas a depósitos piroclásticos.
4. **Plioceno tardío a Pleistoceno.** Este episodio es muy importante, pues es el último millón de años dio origen a los grandes estratovolcanes localizados dentro del ENVT. El mayor de este tipo de volcanes es el Nevado de Colima, con un volumen cercano a los 700 Km³. Otros grandes estratovolcanes siguen una alineación N-S, de lo más antiguo a lo más reciente, tales como el alineamiento Tláloc - Iztaccíhuatl – Popocatepetl, y el Pico de Orizaba – Cofre de Perote. Otra característica importante de este último periodo es la formación de grandes

campos de volcanes monogenéticos en la porción central del Eje, incluido el campo Tenango-Chichinautzin.

La distribución de estos dos tipos de volcanes se puede relacionar con el diagrama de esfuerzo de salida de Takada (1994), quien sugiere que el magma se encuentra atrapado en zonas de fallas, teniendo una tasa de desplazamiento baja. Así, se puede distinguir que las fallas geológicas que se encuentran dentro del ENVT se dividen en dos: Las primeras, y dominantes, tienen una orientación paralela al Eje; y las segundas, que están compuestas por unos cuantos sistemas de fallas con tendencia norte-sur y norte-noroeste.

Génesis de la Cuenca de México

La Cuenca de México se encuentra a una altitud promedio de 2,240 metros sobre el nivel del mar. Geográficamente se encuentra entre las latitudes 19°00' y 21°00' N, y entre las longitudes 98°40' y 99°20' W. Abarca una superficie cercana a los 7,700 Km². Se formó hace 700 000 años, como consecuencia de la formación de la Sierra del Chichinautzin.

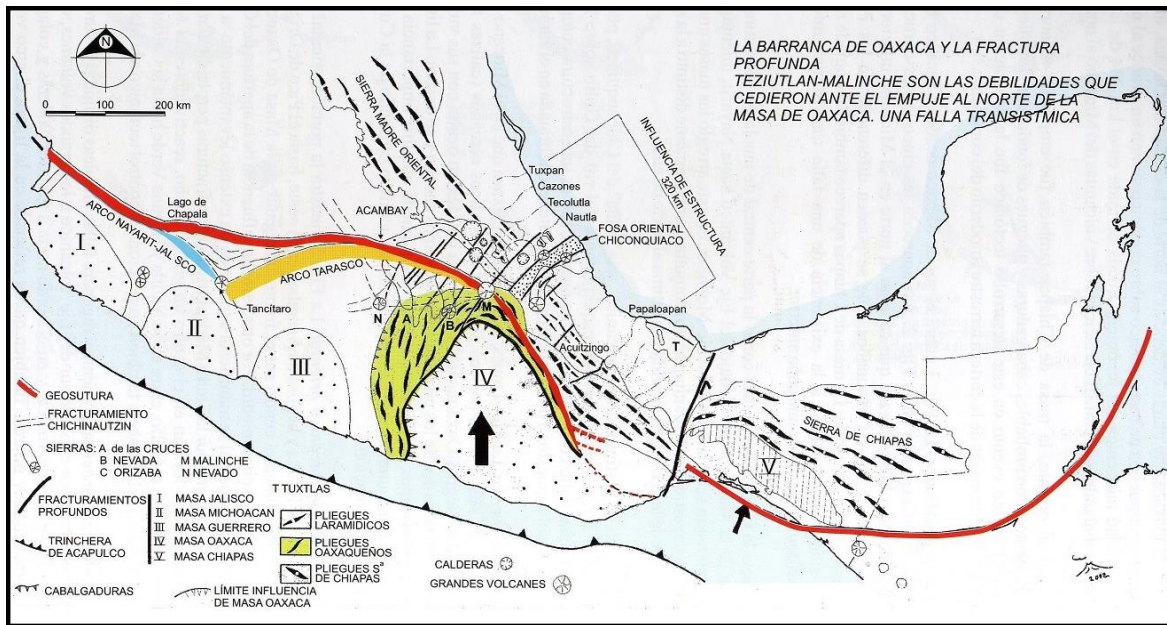


Figura II.2. Tectónica regional de la parte central de México, mostrando desde la influencia de los esfuerzos que culminaron con la apertura del Golfo, hasta los esfuerzos producidos por la cabalgadura de la Masa de Oaxaca hacia el norte. Tomada de Santoyo et al., 2005.

La gran complejidad de esfuerzos tectónicos que influyeron en la formación de la Cuenca de México, así como del ENVT mismo, se ve influenciada a partir de la gran actividad tectónica que dio paso a la apertura del Golfo de México en el Jurásico Superior, produciendo grandes esfuerzos de cuña que se dirigieron, fracturando profundamente la masa cortical, hacia el oeste.

Previo a la formación de la Sierra Madre Oriental, a principios del Terciario, se crearon los Pliegues laramídicos hace 55 a 65 m. a. a partir del depósito de sedimentos mesozoicos hacia el noroeste. Éstos se vieron afectados posteriormente en el Mioceno Inferior, cuando la Masa de Oaxaca cabalgó hacia el norte sobre la placa Norteamericana, y con ello la creación de anticlinales al sur de la Sierra Madre Oriental, mejor conocidos como los Pliegues Oaxaqueños (Figura II.2).

Aunado a este proceso de grandes esfuerzos tectónicos, se reactivaron fracturamientos profundos del Jurásico Superior (durante la apertura del Golfo), y dan paso a la gran actividad volcánica descrita anteriormente.

En el borde norte del ENVT se encuentran grandes calderas y colapsos, así como el Arco Tarasco, que parte del Tancítaro, y comprende las fosas de Acambay, Mezquital, Pachuca y Singuilucan. Mientras que en el borde sur se encuentran los grandes volcanes a lo largo del Arco volcánico del Chichinautzin, partiendo del Nevado de Toluca, pasando por el Cerro San Miguel, el Iztaccíhuatl, La Malinche, y culmina en el Pico de Orizaba.

Como resultado, son cuatro los arcos volcánicos que le dan forma a la Cuenca de México, y con ellos se puede interpretar su dinámica (Figura II.3):

- Al norte se encuentra la Sierra de Guadalupe, dirigida en dirección oeste-este. Está compuesta por fosas, calderas y colapsos. Este arco volcánico fue formado a principios de la subducción de la Placa de Cocos, en el Mioceno.
- Al oeste se encuentra limitada por la Sierra de las Cruces, que la separa del Valle de Toluca. Al sur de esta misma sierra se localiza el volcán Xitle, conocido por haber destruido el poblado de Cuicuilco hace aproximadamente 2400 años.
- Al este, separándola del Valle de Puebla, se localiza la Sierra Nevada, formada de norte a sur por el Cerro Tláloc (4125 m.s.n.m.), el Volcán Iztaccíhuatl (5286 m.s.n.m. en su pico más alto), y el Volcán Popocatepetl (5500 m.s.n.m.). Éste último con actividad volcánica aun presente.

La Sierra Nevada y la Sierra de las Cruces, están dirigidas hacia el noreste y se interpretan como corredores de cizalleo lateral derecho, formados entre los Arcos Tarasco y Chichinautzin. Representan hundimientos de poca profundidad en la corteza, con magmas de composición intermedia a ácida, ligadas a cámaras relativamente superficiales.

- Al sur, la Sierra del Chichinautzin, denota la gran complejidad tectónica que la controla, que además de ser la que cerró la Cuenca de México en el Cuaternario, representa un gran hinchamiento cortical por inyección de magma, con un posterior un hundimiento cortical. Las lavas que forman esta sierra son fenobasálticas y basálticas principalmente.

Estratigrafía de la Cuenca de México

Después del terremoto de 1985 se realizaron estudios dentro de la cuenca para conocer en detalle la estructura de ésta. Dichos estudios fueron realizados por PEMEX y presentados por Pérez Cruz, 1988, donde se muestra la estratigrafía de cuatro pozos para sondeo estratigráfico, a manera de que se pudiera hacer una eficaz correlación con algunas líneas de reflexión sísmica. Los cuatro pozos son: Copilco-I (2258 m), Tulyehualco-I (3000 m), Mixhuca-I (2452 m) y Roma-I (3200 m).

Por su cercanía a la zona de la cual está dirigida este trabajo, describiré las características del pozo Tulyehualco-I, ubicado aproximadamente en el centro de la sub-cuenca de Xochimilco.

En este pozo se alcanzó el límite de las calizas del Cretácico a una profundidad de 2650 metros. Por encima de éste se tiene una capa volcánica, con un espesor promedio de 1700 metros, y con su límite superior a una profundidad de 945 metros. En seguida se tiene una capa de basalto, con espesor promedio de 500 metros, y su techo a 445 metros de profundidad. Esta secuencia constituye el basamento local.

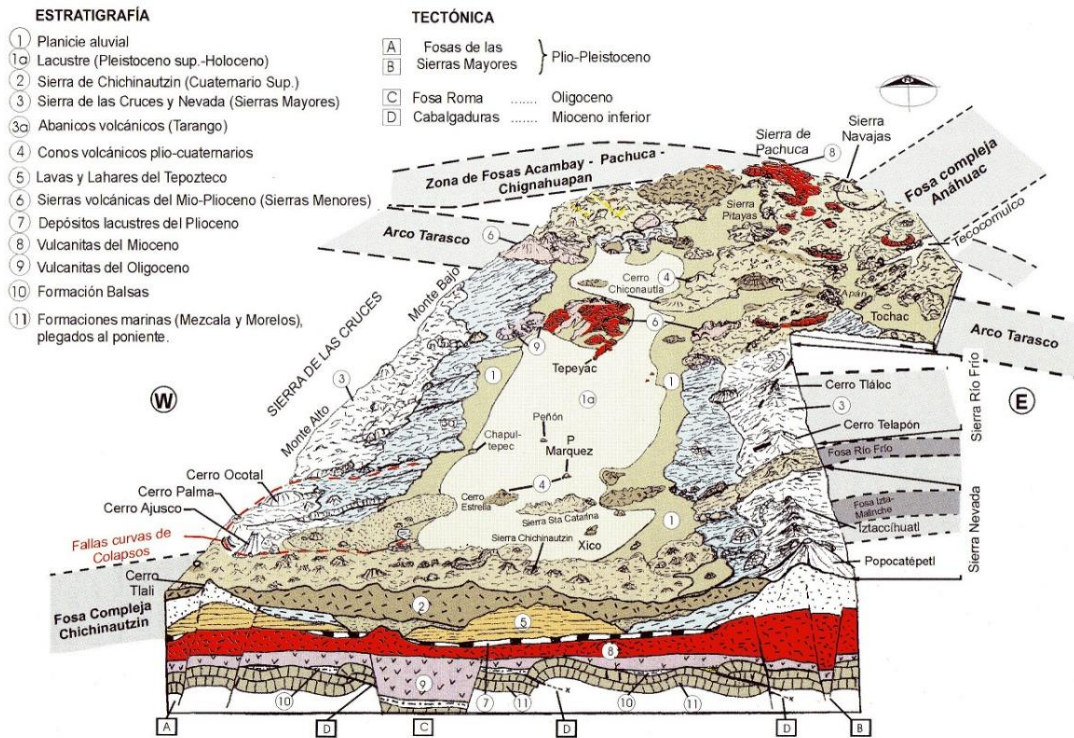


Figura II.3. Geología y Morfología de la Cuenca de México. Se muestra la estratigrafía condensada de ésta en un corte a lo largo de la Sierra del Chichinautzin. Tomada de Santoyo et al., 2005.

El relleno vulcano-sedimentario sobre yacen a los sedimentos aluviales y lacustres, y a los depósitos clásticos intercalados con productos volcánicos. Los depósitos lacustres están constituidos por margas, arenas y arcillas derivadas de la alteración de brechas y cenizas volcánicas. Localmente, el espesor de esta secuencia sedimentaria varía de acuerdo a la morfología propia del basamento.

Las columnas fueron divididas en general en cuatro unidades, ordenadas de lo más somero a lo más profundo de la siguiente manera:

- **Unidad A.** Consiste de ceniza volcánica y arena intercalada con arcillas. Presenta delgadas capas menores de diatomeas y piroclastos. Tiene un espesor promedio de 100 metros.
- **Unidad B.** Secuencia de gravas, arenas arcillosas y marlas, con intercalaciones de delgados horizontes de arena. Tiene un espesor promedio de 100 a 200 metros.
- **Unidad C.** Constituida por arenas volcánicas de grano fino, es conocida como “capa dura”, y tiene un espesor promedio de 3 metros. Varias capas de este tipo se encuentran intercaladas entre las unidades A y B.

- **Unidad D.** Compuesta por capas de arena gruesa y gravas. En su base se encuentran basaltos fracturados y material piroclástico.

Dadas las características observadas en el pozo y la información proporcionada por los estudios de gravimetría, los depósitos lacustres muestran que su base se encuentra a poco menos de 500 metros de profundidad.

La Sub-cuenca de Chalco

La red de valles que existían antes de cerrarse la cuenca se dirigía al sur, y fue formada por erosión en los abanicos volcánicos antiguos de las sierras. Esta red conformaba dos sistemas: uno que desembocaba hacia la zona de Cuautla, Puebla, y el otro al área de Cuernavaca.

Los valles, posteriormente, fueron rellenos por depósitos aluviales en el centro de la cuenca, y por depósitos aluviales y lacustres en el sur durante los últimos 600,000 años. De los rellenos aluviales contenidos en los valles, y que alcanzan aproximadamente 400 metros de profundidad, se extraen los mayores volúmenes de agua.



Figura II.4. Extensión original del Antiguo Lago de Texcoco, y la división de los remanentes de éste al secarse (Tomado de internet, sin información disponible).

Al cerrarse la Cuenca, se formó un enorme lago, que al secarse se dividió en varios cuerpos lacustres de menor tamaño. En 1864 se determinó la altura de los 5 lagos principales remanentes del Lago Mayor (Figura II.4):

- **Lago de Texcoco**, confinado por el albarradón (dique/presa) de Nezahualcóyotl al oriente, y por los terrenos elevados de las lomas del poniente.
- **Lago de Zumpango**, con una altura relativa de 5.06 metros con respecto al Lago de Texcoco.
- **Lago de Xaltocán**, con una altura relativa de 3.00 metros.
- **Lago de Xochimilco**, en las faldas de la Sierra del Chichinautzin, con una elevación relativa de 2.60 metros, y que se conectaba en épocas de inundación con el último remanente.
- **Lago de Chalco**, al sur-oriente de la Sierra de Santa Catarina, tiene una elevación relativa de 2.57 metros con respecto al Lago de Texcoco.

Del Lago de Chalco, se forma lo que se conoce como la sub-cuenca de Chalco, la cual está confinada al noroeste por la Sierra Santa Catarina, al noreste por el conjunto volcánico El Pino, al suroeste por la Sierra del Chichinautzin, y al este por la Sierra Nevada. En su parte intermedia se encuentra el antiguo vaso del Lago de Chalco, a la cual llegaban los ríos de Amecameca y Tlalmanalco (ahora llamado La Compañía).

La importante actividad tectónica del Arco del Chichinautzin tuvo una interesante consecuencia en esta zona, pues es atravesado por dos fosas menores: Fosa Río Frío y Fosa Malinche – Iztaccíhuatl. De este proceso se generó la falla Santa Catarina, que se extiende cerca de 140 Km desde la caldera situada en el Cerro Telapón y Tláloc, hasta el poniente del Nevado de Toluca, y generó durante el Cuaternario los volcanes monogenéticos que componen la Sierra de Santa Catarina, y una falla menor que se alinea con el conjunto volcánico de El Pino.

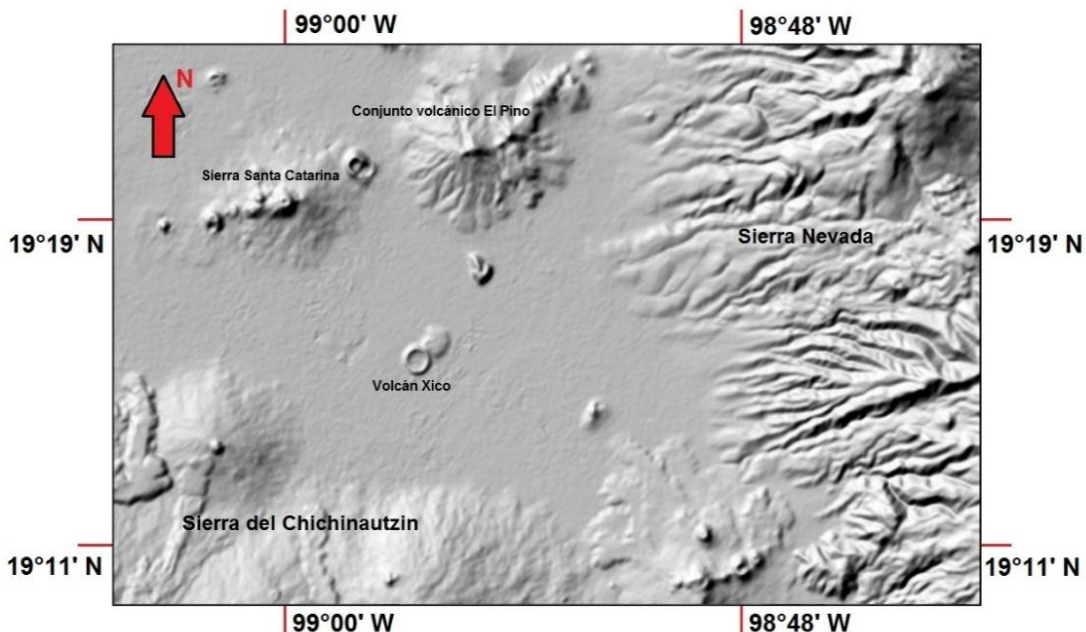


Figura II.5. Mapa de la Sub-cuenca de Chalco, y las sierras colindantes que la rodean.

Como consecuencia de estas dos fallas, la primera con orientación 75-80° NE, y la segunda con orientación 65° NE, se han generado fracturamientos secundarios, uno de los cuales se alinea con los volcanes de Tlapacoya y Xico (De Cserna *et al.*, 1988).

Ambas fallas, por estar sepultadas debajo de los sedimentos lacustres, no tienen evidencia superficial de su existencia; sin embargo, diversos estudios geofísicos dan cuenta de la presencia de estas y otras discontinuidades más en el basamento de esta sub-cuenca.

Estudios Geofísicos dentro de la Sub-cuenca de Chalco

Desde 1952, la Dirección General de Geología de la Secretaría de Recursos Hidráulicos y también el Instituto Nacional para la Investigación Científica, realizaron estudios eléctricos y gravimétricos respectivamente en la Sub-cuenca de Chalco, de los cuales se hicieron las siguientes observaciones:

- **Estudios eléctricos.** Localizaron una zona probablemente rica en aguas subterráneas. Estas estructuras son de basalto, con permeabilidad localizada, la cual favorece mucho la acumulación de aguas subterráneas. En el límite inferior de estos acuíferos se encuentran capas impermeables de arcillas.
- **Estudios gravimétricos.** Las anomalías gravimétricas en la parte sureste de la cuenca del Valle de México se encontró un gradiente mínimo de 140 miligales, donde se indicó la existencia de una depresión con una profundidad mayor a los 500 metros, en la dirección Poniente-Oriente. Los valores máximos son de 200 miligales al Norte, 290 miligales al Sur, y 140 miligales en el centro.

A partir de esta distribución, se dedujo que el flujo de las aguas subterráneas es del norte al centro y del sur al centro, por lo cual se definió a esta zona adecuada para la extracción de agua subterránea para abastecimiento de la Ciudad de México.

Hernández-Moedano y Gragüel, un par de años después (1954), realizaron estudios gravimétricos a manera de sondeos hechos con estaciones cada 500 metros. A partir de considerar el dátum de 2200 m. s. n. m. (nivel del agua en el Lago de Texcoco en aquel año) y una densidad de 1700 [Kg/m³] para la corrección de Bouguer, encontraron “bajos gravimétricos” correspondientes a las secuencias sedimentarias más gruesas en la porción central del Valle de Chalco. Los “altos gravimétricos”, como fue evidente, fueron asociados a estructuras volcánicas.

Dentro de la Sub-cuenca de Chalco hallaron que los bajos gravimétricos, cercanos a los 15mGal, están relacionados con una estructura que mide cerca de 15 kilómetros en la dirección Este-Oeste; y un relativo alto gravimétrico, localizado en el centro de esta cuenca (volcán de Xico), parece “conectar” estructuralmente en profundidad la Sierra de Santa Catarina y la Sierra del Chichinautzin.

Molina-Berbeyer (1956) realizó de igual manera una compilación de estudios Geofísicos, Geoquímicos y Geológicos, con los cuales describe que esta sub-cuenca está constituida por rocas pirogénicas (andesitas, dacitas, riolitas, latitas y basaltos), piroclásticas (brechas, tobas, aglomerados, arenas y cenizas volcánicas de naturaleza andesítica, riolítica y basáltica) e hidroclásticas (arcillas, limos, areniscas, conglomerados, brechas, tilitas, arenas, gravas, aluviones y suelos).

Además, observó que las rocas piroclásticas abarcan casi toda la porción poniente de la Sierra Nevada y la parte sur del cerro El Pino, tienen un espesor desde 1 hasta 5 metros.

Dentro de la realización de perfiles geológicos, contruidos a partir de cortes realizados por pozos existentes en esa zona (los cuales no menciona en su texto), observó que en uno de éstos (entre el cerro Cocotitlán y el pueblo San Martín Cuautlalpan), señala una antigua barranca que probablemente es la continuación de una barranca cercana, llamada Barranca de San Rafael, y está cubierta actualmente por material de acarreo pluvial (Figura II.6 y II.7).

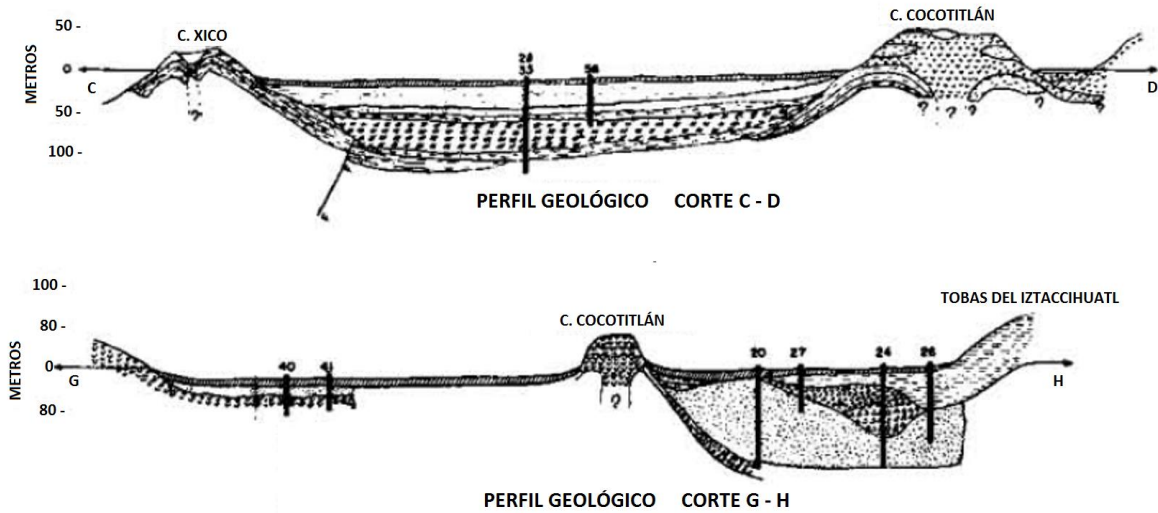


Figura II.6. Perfiles geológicos de dos cortes diferentes (C-D y G-H), dentro de la Sub-cuenca de Chalco. Tomado de Molina-Berbeyer, 1956.

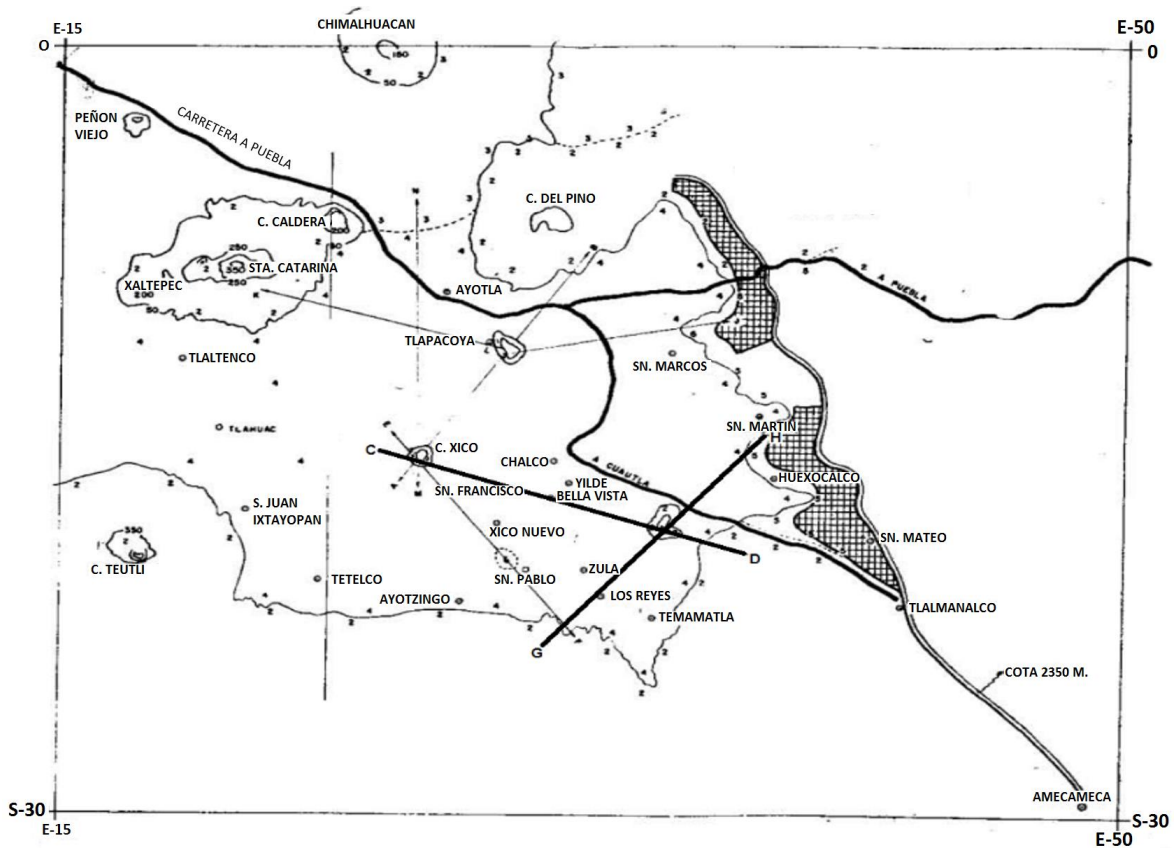


Figura II.7. Mapa con ubicación de perfiles geológicos dentro de la Sub-cuenca de Chalco mostrados en la figura anterior. Modificado de Molina-Berbeyer, 1956.

En cuanto a los estudios Geoquímicos, encontró que en la parte norte de la sub-cuenca se tiene un alto contenido de Boro, al contrario de la parte sur y sureste de Chalco. En la parte central de Chalco y cerca del cerro de Xico existen curvas de iso-boro que varían de 0 a 43 gammas/L (Figura II.8).

El Boro, es un elemento geoquímicamente considerado como elemento índice de profundidad, ya que el comportamiento químico de este elemento es el de quedar como un producto geoquímico de diferenciación final de un magma, en forma de un compuesto químico cuyo equilibrio es estable, es decir, en su máximo grado de oxidación.

Los materiales ricos en Boro son la turmalina, sienita, dioritas y pegmatitas. Lo mismo se encuentra en forma de Boratos, en las fumarolas que en las aguas termales o no termales que existen cerca de las fallas o fracturas profundas.

Su distribución en las aguas subterráneas nos indica la gran relación que existe con los procesos tectónicos, y la probable forma que tiene una falla o fractura en profundidad, por la cual ascienden aguas meteóricas que al infiltrarse estuvieron en contacto con aguas magmáticas.

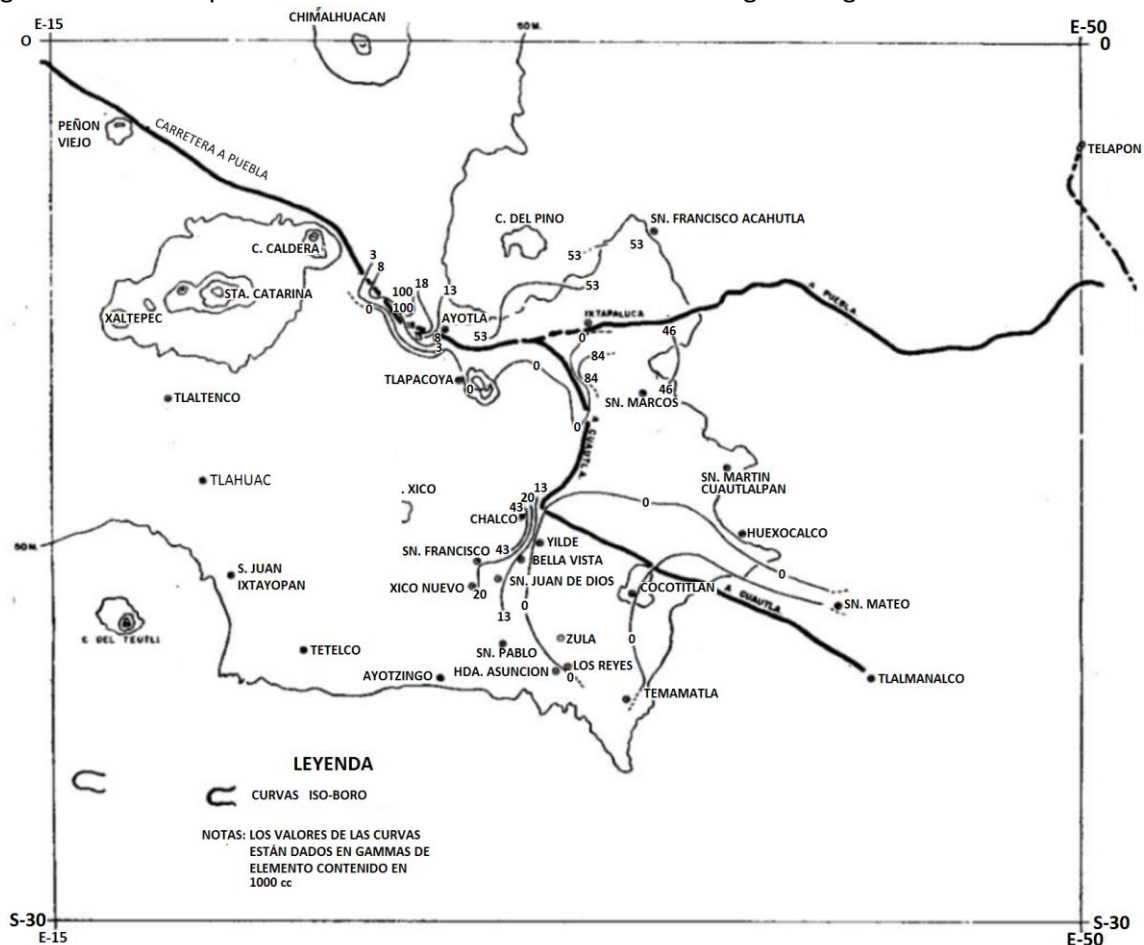


Figura II.8. Mapa de líneas Iso-Boro en la Sub-cuenca de Chalco. Tomado de Molina-Berbeyer, 1956.

Molina-Berbeyer indica dos zonas principales donde se encontraría la falla o fractura en profundidad con base en la distribución del boro: la zona Norte de la Sub-cuenca de Chalco y en la porción central y cerca del volcán Xico.

Como se puede observar en la Figura II.8, las isóneas al norte del poblado San Martín Cuautlalpan muestran una variación considerable: hacia el sur muestran valores de cero, mientras que hacia el norte toman valores cercanos a 46, por lo que se puede notar que en esta zona hay un incremento en la concentración de Boro, y que nos puede indicar la presencia de aguas magmáticas en ascenso.

También se encuentran estudios de refracción sísmica realizados por Benhumea y Vázquez (1988), que indican la presencia de discontinuidades sepultadas en la planicie de la sub-cuenca de Chalco, las cuales forman un relleno granular, el cual se denominó Graben Chalco por Vázquez y Jaimes (1989).

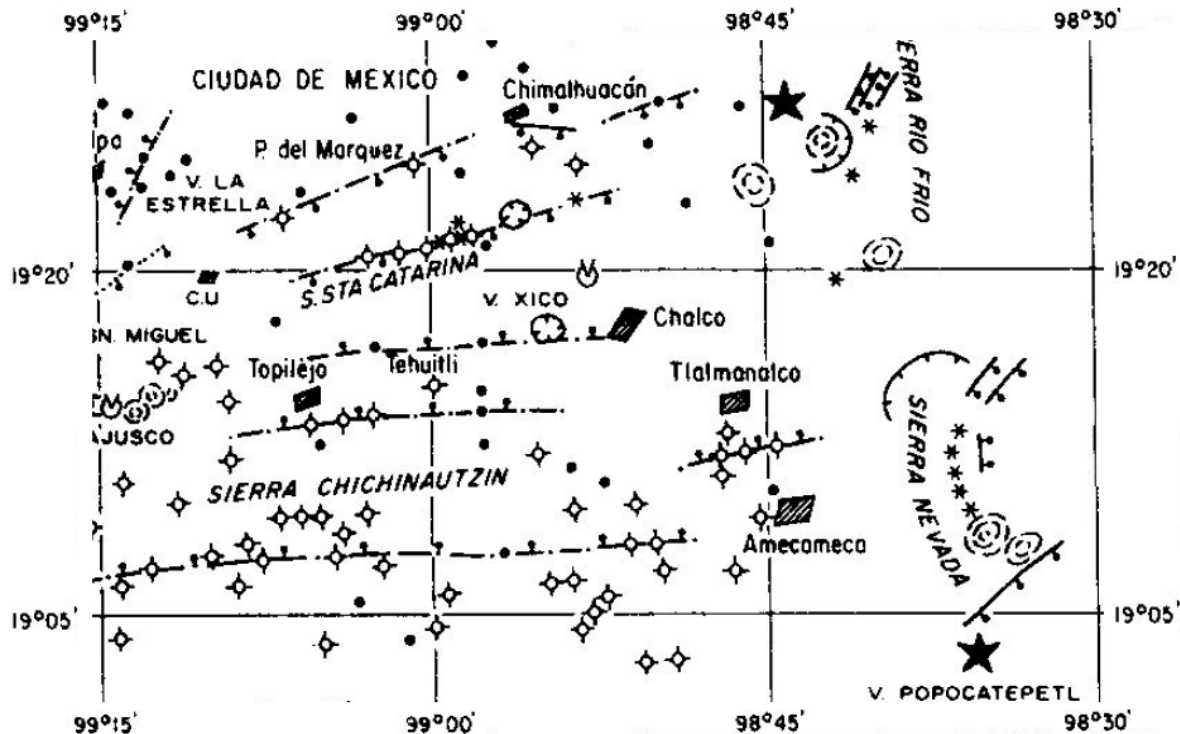


Figura II.9. Plano estructural regional de la Cuenca de México. Se puede observar en la porción central que la tendencia de las fallas es en la dirección casi E-W. Modificado de Vázquez y Jaimes, 1989.

En la Figura II.9 se puede observar que en la porción correspondiente a la sub-cuenca de Chalco se observa la traza de una falla que pasa por el Volcán Xico que los autores asocian al hidromagmatismo que originó éste. Esta falla atraviesa el municipio de Chalco; la continuación de esta falla no se tiene, pues no hay evidencias aún de que ésta se prolongue más allá.

Bellia et al. (1992) mencionan que la actividad volcánica en esta zona ha generado un gran número de edificios volcánicos y una notable cantidad de sedimentos asociados. Existe un evidente control de la tectónica sobre la actividad volcánica dentro de la Cuenca de México por el alineamiento de muchos aparatos volcánicos.

El volcán Xico, cuyo origen es de génesis freato-magmática, presenta una orientación NE-SW, y con base en estudios geoelectrónicos se muestra que no presenta discontinuidades laterales, por lo que se confirma su origen como derrame de fisura (Figura II.10).

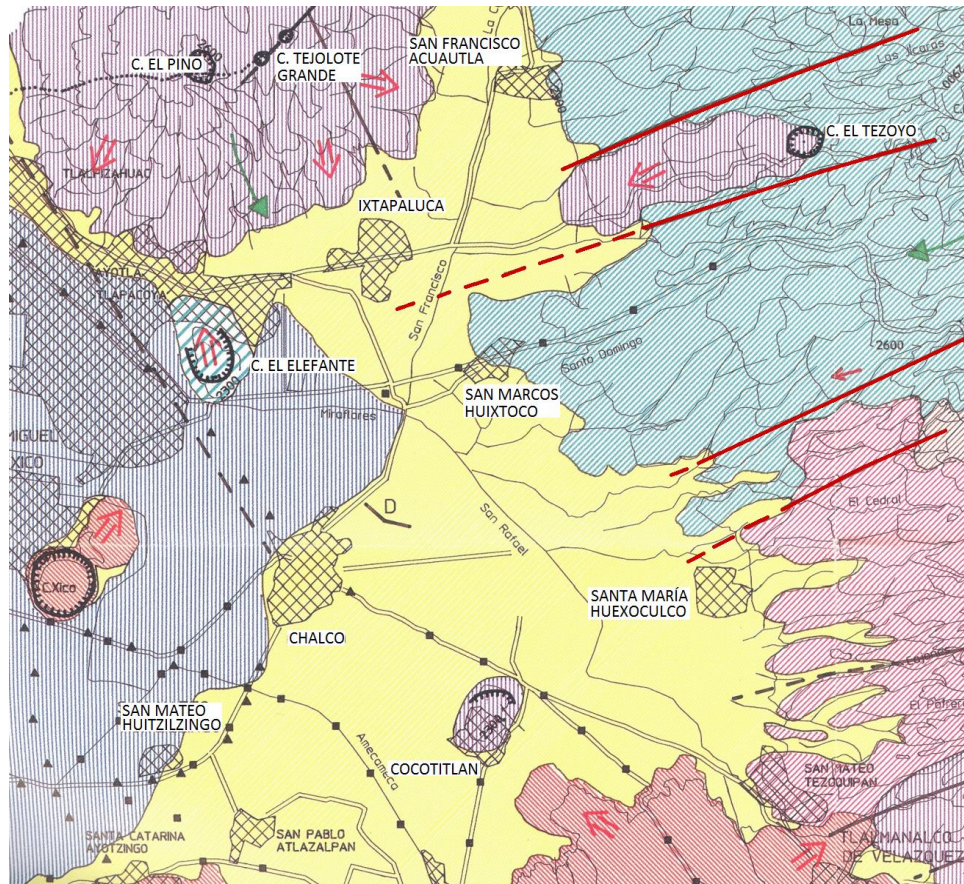


Figura II.10. Mapa geológico con las principales litologías de la sub-cuenca de Chalco. En líneas rojas se tienen las principales fallas cercanas a la zona de estudio. Modificado de Bellia et al., 1992.

Estudios de sondeos Magneto-telúricos (Chouteau et al., 1994) contribuyeron información hidrogeológica sobre los pozos hechos alrededor de la Sierra de Santa Catarina. Los autores estiman que el acuífero puede extenderse a profundidades cercanas a 800 y 1300 metros, considerando que la parte basal del acuífero comprende basaltos fracturados (con alta permeabilidad).

Los registros del pozo corresponden con la parte más somera de este estudio. Esta diferencia se debe a que la gravimetría responde a los cambios de densidad entre el basalto y los rellenos vulcano-sedimentarios, mientras que las interfaces eléctricas indican la posibilidad de agua fresca en el basalto fracturado, inmediatamente debajo del relleno.

Con la reinterpretación de los datos gravimétricos hecha por Campos Enríquez et al. (1997), con base en la teoría del "Cuerpo ideal" de Parker (1974), se obtuvieron los límites en los contrastes de densidad entre el relleno vulcano-sedimentario y el basamento, y el espesor del relleno (Figura II.11):

- La capa superior tiene velocidades de onda sísmica entre 1000 y 1600 m/s, con una densidad media de 1600 Kg/m³.
- La capa inferior tiene velocidades entre 1700 y 2500 m/s, y una densidad media de 2050 Kg/m³.

A partir de los datos gravimétricos realizaron la separación regional-residual. De esta última se hizo la inversión de la topografía del basamento, según la teoría descrita por Oldenburgh (1974), con la cual se llegó a que la profundidad del basamento está cerca de los 500 metros.

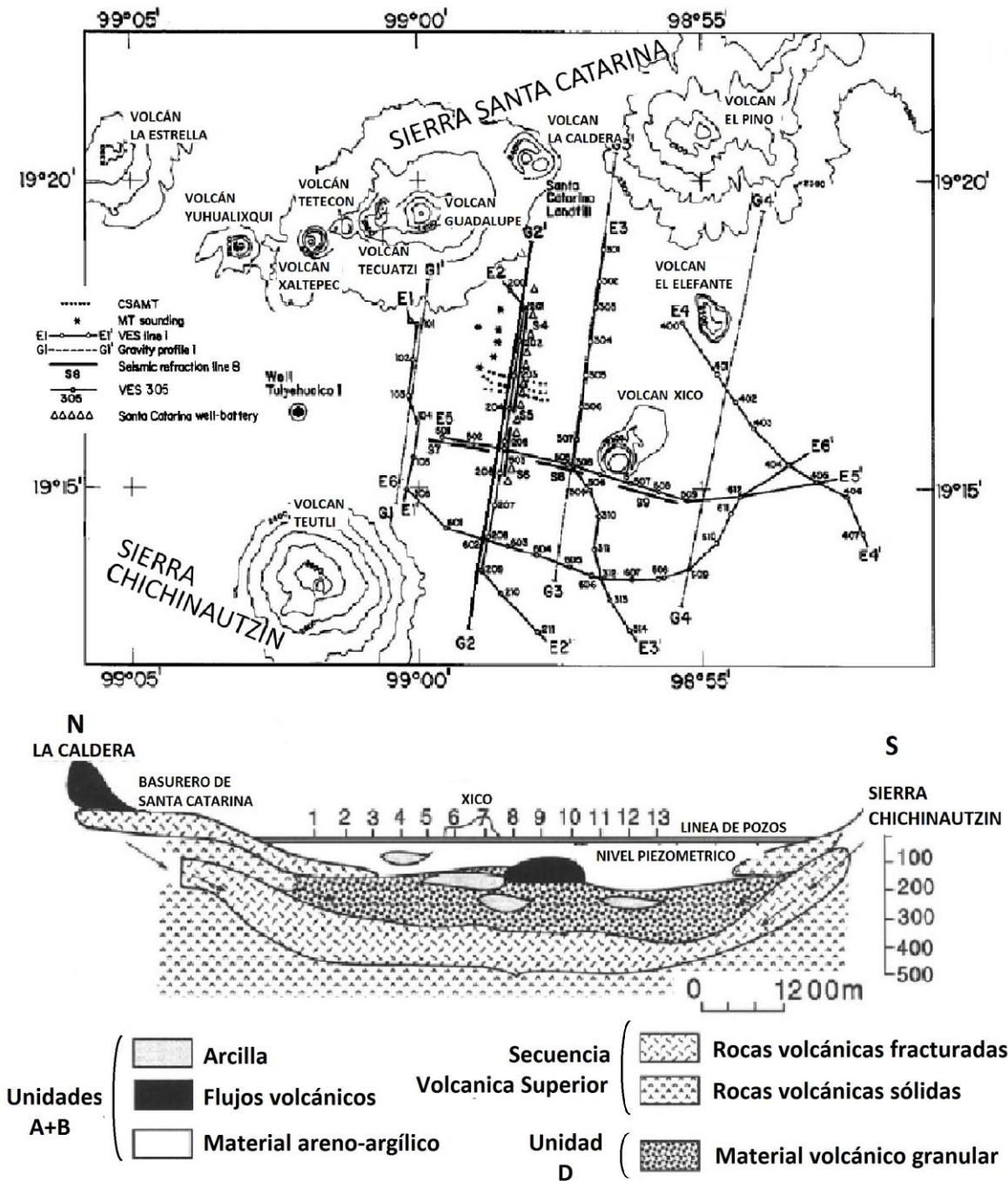


Figura II.11. Mapa con disposición de estudios geofísicos realizados en la Sub-cuenca de Chalco citados por Campos Enríquez et al. (1997). En la parte inferior se muestra un modelo de la estratigrafía de la sub-cuenca, a lo largo del perfil G2' - G2. Modificado de Campos Enríquez et al., 1997.

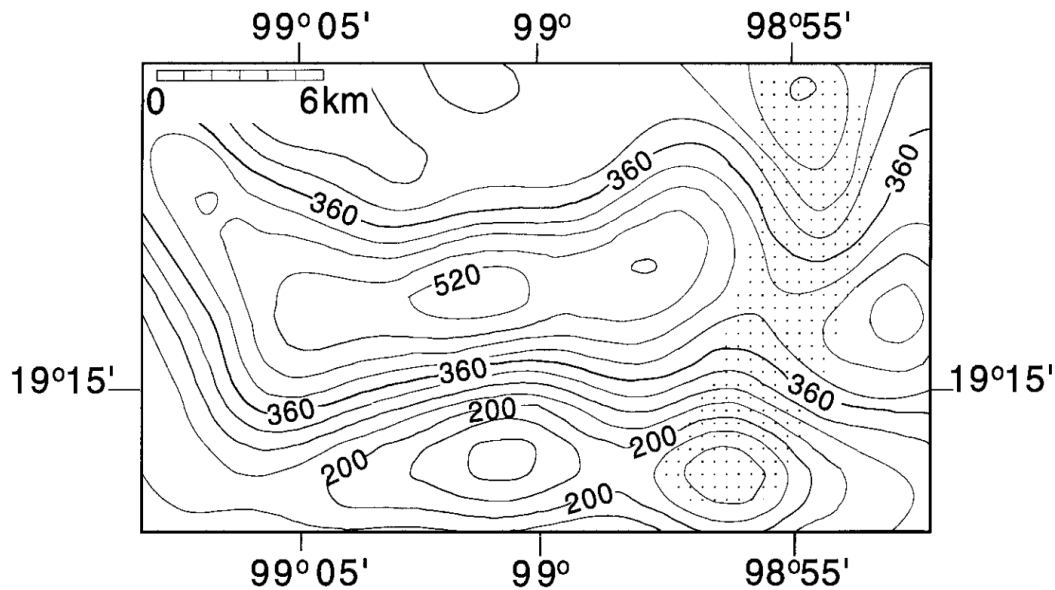


Figura II.12. Relieve del basamento en la parte central de la Sub-cuenca de Chalco. Las iso-líneas están dadas en metros por debajo de la superficie. Los puntos denotan una estructura geológica que separa en dos a la sub-cuenca. Modificado de Campos Enríquez et al., 1997.

El patrón de puntos N-S que se observa en la porción este de la Figura II.12 muestra un alto topográfico en el basamento que divide a la sub-cuenca de Chalco en dos: en su porción Occidental, la parte más profunda se encuentra en la mitad norte, y la más somera hacia el sur.

Con el modelo obtenido, se indican la presencia de fallas casi verticales que no llegan a la superficie, lo cual dada su orientación, podría indicar la presencia de un graben, misma conclusión a la cual llegaron anteriores estudios.

La existencia de esta estructura tipo graben en dirección este-oeste, favorece el flujo de agua entre las porciones este y oeste en la parte norte de la sub-cuenca de Chalco, a un nivel intermedio a través de la depresión. La diferencia de espesor de este relleno sedimentario en el norte con respecto al sur en esta estructura implica problemas de subsidencia-diferencial.

Aspectos geo-mecánicos

Como se mencionó anteriormente, el relleno de la cuenca de México está constituido en su parte más somera de limos y arcillas con contenido variable microorganismos fósiles, sales disueltas y materia orgánica, por lo que esta combinación ofrece propiedades mecánicas muy características.

Como se menciona en Peralta y Fabi (1989), la microestructura de un material determina cómo se comportará éste ante distintas cargas estáticas o dinámicas, y más aún en un medio multicomponente como el suelo de la Ciudad de México, con base en estudios hechos con Microscopio electrónico de barrido e Interferometría holográfica.

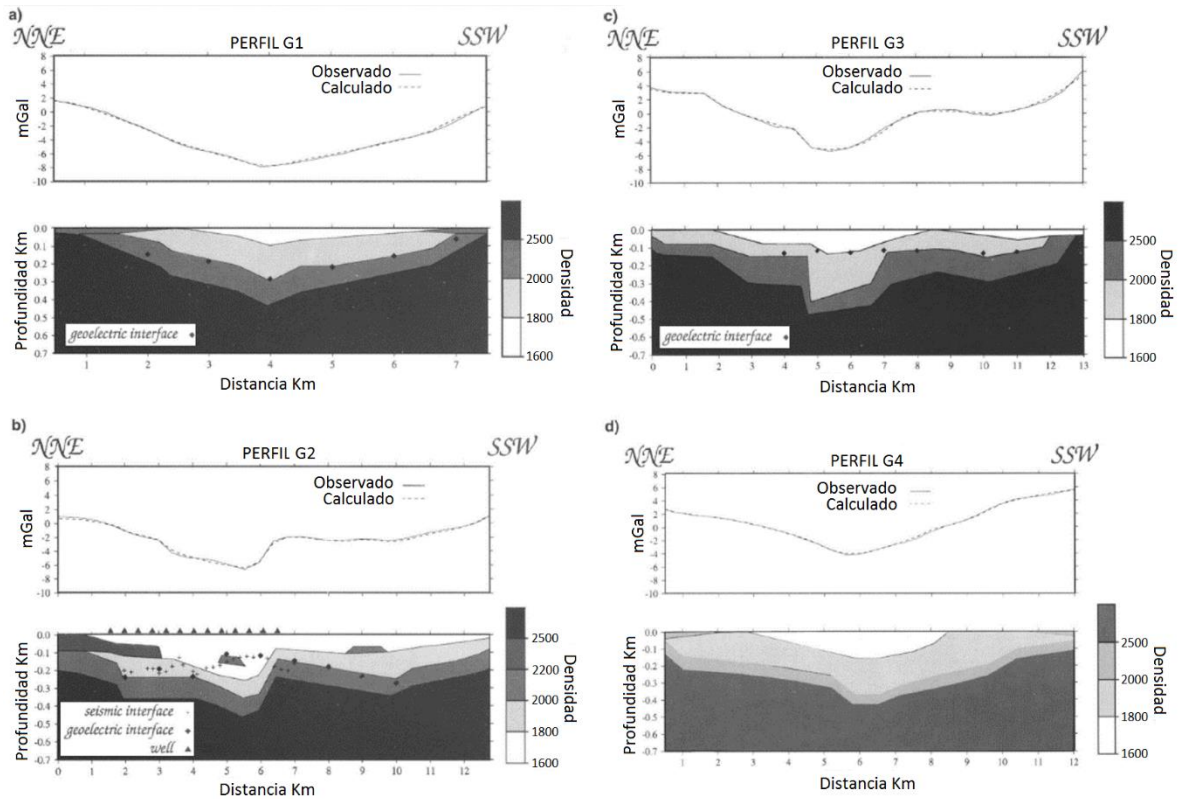


Figura 11.13. Perfiles calculados y observados de datos gravimétricos, con base en información de refracción sísmica y sondeos eléctricos verticales. Modificado de Campos Enríquez et al., 1997.

El contenido fósil presente se compone de dos tipos principalmente: los ostrácodos, que poseen dos conchas compuestas de cristales de carbonato de calcio, y las diatomeas, que son algas unicelulares con valvas porosas compuestas por sílice opalino. Una importante cualidad de estos fósiles es su gran capacidad de retener agua en su estructura, además de que actúan como grietas a nivel microscópico que debilitan el material.

Este autor menciona que los enlaces que se generan internamente entre los átomos de hidrógeno del agua y la superficie de los granos de arcilla hace posible el poder calcular el módulo elástico al estimar la densidad de estos enlaces por unidad de volumen, es decir, la relación entre esfuerzos y deformaciones.

Así mismo, ante un cambio en los esfuerzos debido a un sismo, si las deformaciones sobrepasan las distancias a las que actúan los enlaces entre las moléculas de agua, la cohesión del material se pierde momentáneamente, y por ende, la resistencia.

III. MARCO TEÓRICO

Ecuación de onda

Se puede describir el comportamiento de las ondas sísmicas que se producen en el interior de la tierra si se le considera a ésta como un medio continuo, lo cual es una idealización de un material deformable y continuo, compuesto por partículas apiladas tan cerca unas de las otras, y que por consiguiente, sus propiedades físicas pueden ser tomadas como funciones continuas y diferenciables.

Para describir las ecuaciones que rigen la propagación de las ondas sísmicas se parte de la ecuación del movimiento:

$$\sigma_{ij,j}(\mathbf{x}, t) + f_i(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (3.1)$$

Donde σ_{ij} el Tensor de esfuerzos, y $\sigma_{ij,j}$ indica la derivada parcial en la dirección j , f_i es la fuerza de cuerpo, ρ es la densidad y u_i es la posición de la partícula. En cuerpos no rígidos, un esfuerzo provoca movimiento diferencial en las partículas que lo constituyen, lo cual se conoce como deformación y queda descrito por el Tensor de deformación (e_{ij}). Este tensor está relacionado con el Tensor de esfuerzos por medio de una ecuación constitutiva llamada Ley de Hooke.

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} = c_{ijkl}u_{k,l} \quad (3.2)$$

Donde c_{ijkl} es la constante de módulos elásticos, la cual describe las propiedades de un material. Tiene 81 componentes (3^4), pero por la simetría de los tensores de esfuerzo y deformación se reduce a 21.

Dada que los materiales que constituyen la corteza terrestre puede considerarse que poseen las mismas propiedades físicas cuando su disposición geométrica varía, se define la condición de isotropía. Con base en esto, la constante de los módulos elásticos se reduce nuevamente, quedando sólo dos módulos elásticos independientes, conocidos como Constantes de Lamé (λ y μ).

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (3.3)$$

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (3.4)$$

Donde δ_{ij} se define como Delta de Kronecker, en el que cuando los subíndices toman el mismo valor ($i=j$), $\delta_{ij} = 1$, y cuando toman valores distintos ($i \neq j$), $\delta_{ij} = 0$. El símbolo θ representa dilatación, la cual se obtiene cuando la deformación se da en la misma dirección en que se aplica el esfuerzo.

Retomando la ecuación 3.10 en términos de las Constantes de Lamé, y empleando relaciones de cálculo vectorial, llegamos a la ecuación vectorial:

$$(\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)) - \mu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (3.5)$$

Para la solución de esta ecuación, el desplazamiento (campo vectorial) se puede expresar según el

Teorema de Helmholtz como la suma del Gradiente de un potencial escalar $\varphi(\mathbf{x}, t)$ y el Rotacional de un potencial vectorial $\boldsymbol{\gamma}(\mathbf{x}, t)$.

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \nabla\varphi(\mathbf{x}, t) + \nabla \times \boldsymbol{\gamma}(\mathbf{x}, t) \quad (3.6)$$

$$\nabla \times (\nabla\varphi) = 0 \quad \nabla \cdot (\nabla \times \boldsymbol{\gamma}) = 0 \quad (3.7)$$

Con base en esta separación vectorial, se obtienen dos soluciones a la ecuación del movimiento. La asociada al potencial escalar tiene rotacional igual a cero, por lo que la solución describe ondas compresivas; la asociada al potencial vectorial tiene divergencia igual a cero, y su solución corresponde a ondas de corte.

$$\nabla^2\varphi(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\varphi(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (3.8)$$

$$\nabla^2\boldsymbol{\gamma}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\boldsymbol{\gamma}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (3.9)$$

Estas son semejantes a la solución de la ecuación de onda descrita previamente (Ecuación 3.4), el potencial escalar corresponde a las ondas sísmicas compresivas o P, de velocidad α ; y el potencial vectorial a las ondas sísmicas de corte o S, de velocidad β .

$$\alpha = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2} \quad \beta = [\mu/\rho]^{1/2} \quad (3.10)$$

Poder describir el comportamiento de las ondas sísmicas, así como su interacción de éstas con el medio por el que se transmiten, permite hacer los análisis necesarios para evaluar la respuesta que se tendría ante la ocurrencia de un sismo.

Fuente sísmica

Las ondas sísmicas tienen su origen principalmente en fallas geológicas o zonas de convergencia de placas tectónicas, donde después de acumularse el esfuerzo, se tiene un desplazamiento relativo, y por ende, la generación de las ondas.

El punto en profundidad donde se genera el desplazamiento, y por ende, donde se genera un sismo se conoce como hipocentro o foco, y el punto proyectado en la superficie de éste es conocido como epicentro.

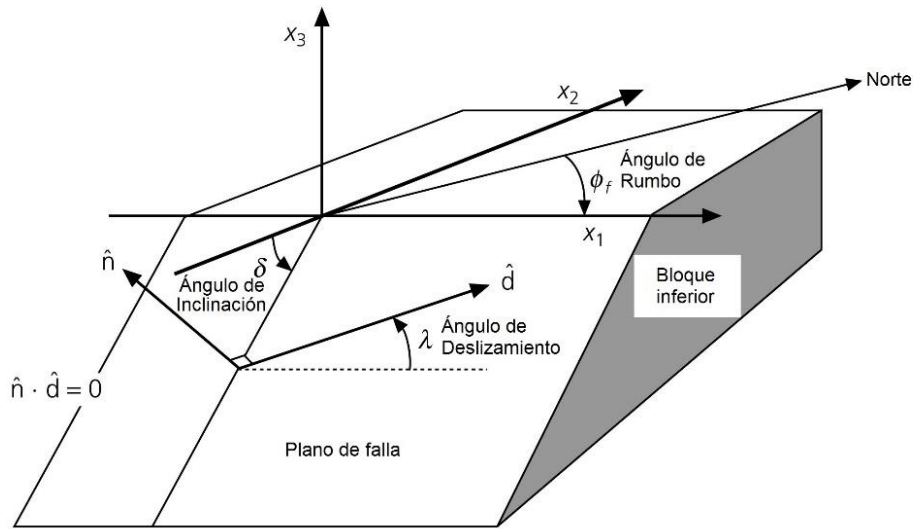


Figura III.1. Geometría de un plano de falla orientado con respecto a un sistema cartesiano. El plano de falla se describe con su ángulo de inclinación δ y rumbo ϕ_f , con un vector normal \hat{n} . El ángulo de deslizamiento λ del bloque se mide a partir de una dirección horizontal con respecto a la orientación de la falla en dirección anti-horaria. Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Con base en esta configuración mostrada en la Figura III.1 se pueden describir distintos tipos de fallas simples, las cuales son: Normal, Inversa, y Lateral (Figura III.2). Sin embargo, en la realidad se encuentran combinaciones de tipos de desplazamientos.

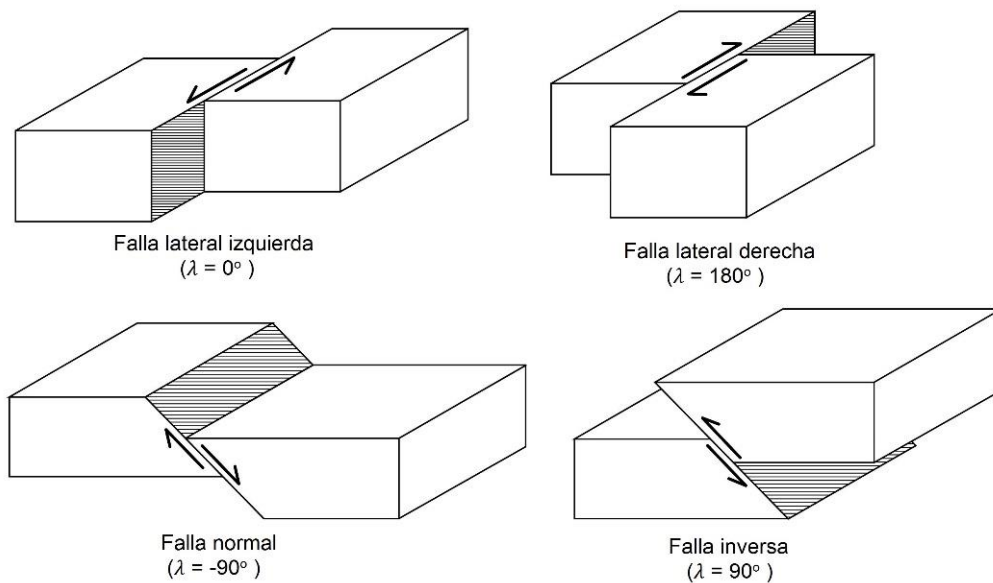


Figura III.2. Esquema básico de tipos de fallas; el plano de falla es la superficie gris y el desplazamiento relativo de ambos bloques está indicado por las flechas negras. Fallas laterales Izquierda y Derecha (arriba), Falla normal (abajo-izquierda) y Falla inversa (abajo-derecha). Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Dado que no en todos los casos se puede observar y cuantificar en superficie directamente el desplazamiento de la ruptura de una falla, se hace uso de sismogramas para determinar la solución al problema del plano de falla.

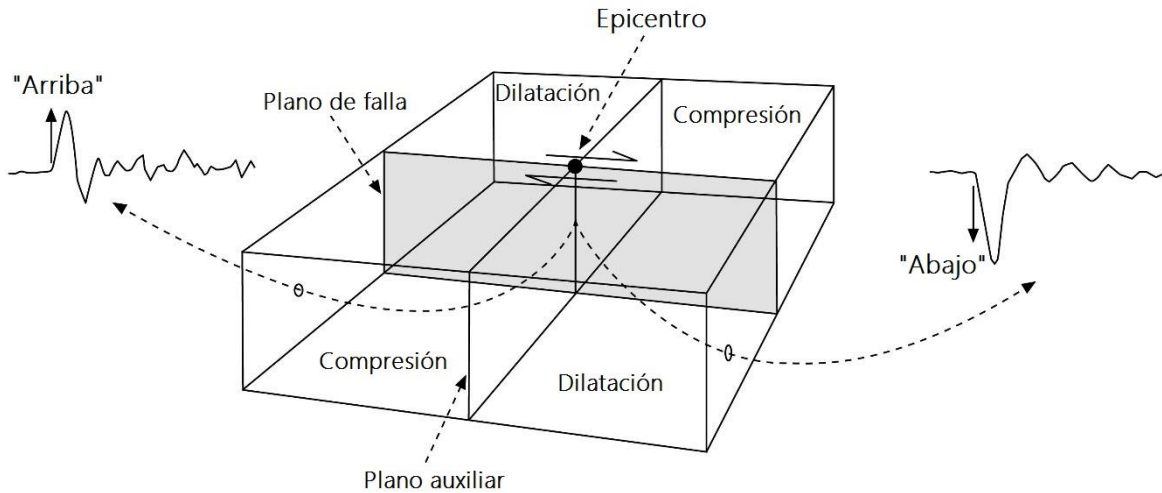


Figura III.3. Primeros arribos en los cuadrantes de Compresión y de Dilatación, debido a una falla lateral. Los impulsos registrados tendrán distinta polaridad en función del cuadrante en que se encuentran. Modificado de Stein y Wysession, 2003.

Durante la ruptura de una falla, supóngase vertical y de desplazamiento lateral, se tienen dos planos: uno principal asociado a la orientación del plano de falla, y otro auxiliar, perpendicular al anterior. De esta forma se tienen cuatro cuadrantes con respecto al epicentro. Dos de estos cuadrantes tendrán un movimiento de compresión, y los otros dos tendrán un movimiento de dilatación.

Si se tuviera un par de sismógrafos en dos de los cuadrantes antes mencionados, se tendría registro de los primeros arribos (Onda P o compresiva) como se muestra en la Figura III.3.

Los desplazamientos debidos a los arribos de onda P, así como de la onda S, están en función de la velocidad de propagación de éstas en el medio, la distancia y al pulso generado por la falla, que se define como la función temporal de la fuente o razón de cambio del Momento sísmico, $\dot{M}(t)$. Inicialmente, la función de Momento sísmico se define como:

$$M(t) = M_0 x(t) = \mu D(t) S(t) \quad (3.11)$$

Donde $D(t)$ es la función de Desplazamiento (Slip), y $S(t)$ es el área de la falla, que también varía con respecto al tiempo durante la ruptura. Así mismo, la Magnitud de Momento sísmico, M_0 , es la medida con la que se cuantifica el tamaño y la energía liberada por el sismo, y donde se evalúa el desplazamiento promedio con el área total de la falla.

$$u_r^P = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3r} \dot{M}\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \sin 2\theta \cos \phi \quad (3.12)$$

$$u_\theta^{SV} = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \cos 2\theta \cos \phi \quad (3.13)$$

$$u_\phi^{SH} = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3r} \dot{M}\left(t - \frac{r}{\beta}\right) (-\cos \theta \sin \phi) \quad (3.14)$$

El primer término en las ecuaciones modula la amplitud del pulso, que evidentemente se observa que ésta decae a razón de $1/r$. El segundo término \dot{M} está en función de la velocidad de propagación para ondas P (α) y ondas S (β). Por último, el último término describe el Patrón de radiación de las ondas (Figura III.4).

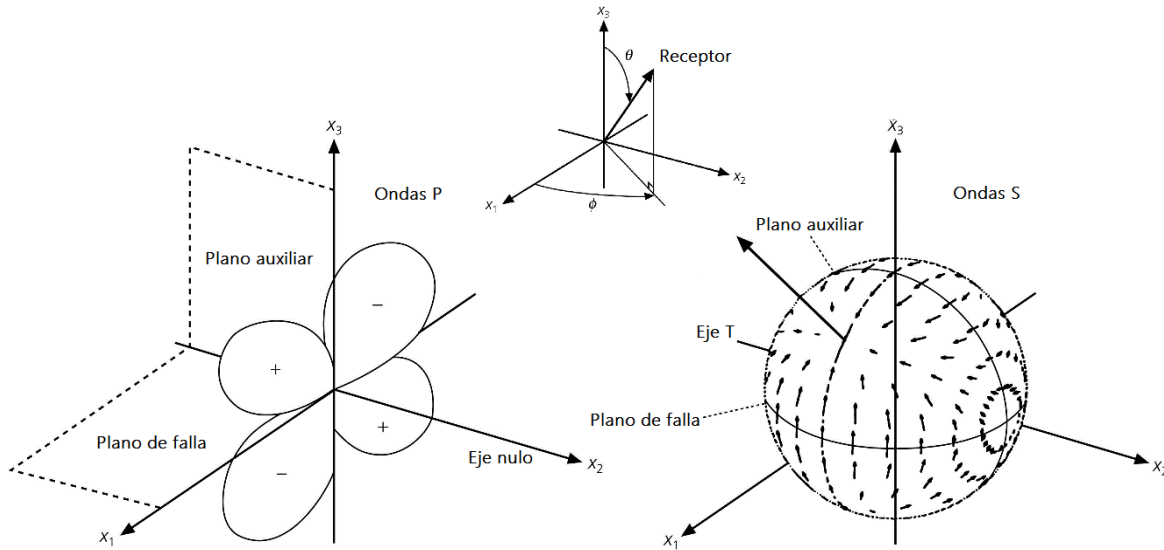


Figura III.4. Patrones de Radiación de onda P y S. Izquierda: Para la onda P, la radiación se da en forma de lóbulos, teniendo su máxima amplitud a un ángulo de 45° con respecto al plano de falla y al plano auxiliar. Derecha: Para la onda S, la radiación se da en forma perpendicular a la radiación de onda P, pudiendo descomponerse en una componente vertical (SV) y una horizontal (SH); su amplitud se vuelve cero cuando la radiación de onda P es máxima. Modificado de Stein y Wysession, 2003.

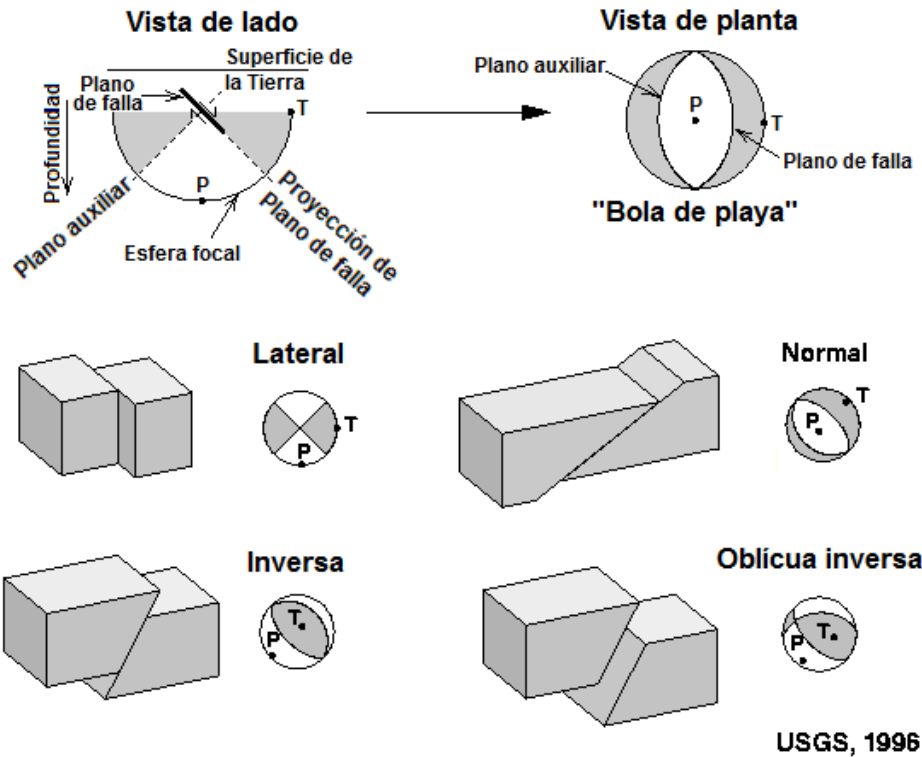
Las diferentes geometrías que se han descrito pueden representarse de forma sencilla, tomando en cuenta la orientación de los cuadrantes y el movimiento relativo de los bloques. A esta representación se le conoce como Mecanismo focal.

Si se proyecta dentro de una esfera la traza de los planos de falla y auxiliar, visto desde su cenit se puede observar dos líneas curvas que dividen un círculo, según la orientación de los planos, en dos, tres o cuatro cuadrantes (Figura III.5). Estas representaciones sirven como apoyo para el análisis de las orientaciones de los esfuerzos en una zona.

Parámetros de la Fuente sísmica

Saber la geometría de la falla que generó un sismo nos brinda la información necesaria para conocer el estado de esfuerzos, la profundidad y la disposición de la falla en un contexto general. Sin embargo, una de las cuestiones más importantes que se han estudiado es conocer el tamaño de la falla y la energía total liberada.

Como se mencionó antes, no siempre es posible estimar de forma directa el desplazamiento que se dio en la ruptura sísmica ni el área que abarcó, pero sí lo es cuando se cuenta con registros sísmicos del evento.



USGS, 1996

Figura III.5. Representación estereográfica, o mecanismo focal, de distintos tipos de fallas. En la imagen superior se observa la proyección del plano de falla y auxiliar dentro de media esfera, y su vista en planta. Debajo se tiene la geometría y mecanismo focal para los tipos de falla Lateral, Normal, Inversa e Inversa-oblicua. Modificado de página web del USGS

De acuerdo con Aki (1967), Brune (1970) y Andrews (1986), es posible estimar los parámetros de la fuente sísmica, como la velocidad de ruptura, longitud de la falla, la caída de esfuerzos y su magnitud, a partir del espectro de amplitudes de las ondas sísmicas.

Un modelo simple para representar la fuente sísmica es el modelo propuesto por Haskell N., donde la forma del pulso varía con respecto a la distancia de la fuente. Cerca de la fuente se tienen desplazamientos permanentes, por lo que la tierra no regresa a su estado original después del sismo. Lejos de la fuente, el desplazamiento no es permanente, y asemeja a un trapezoide, donde el área bajo esta curva es directamente proporcional al Momento sísmico. La amplitud y duración de éste varía con el azimuth.

En la Figura III.8 se observa principalmente el desplazamiento que se tiene debido al campo lejano, donde los parámetros frecuencia de esquina (f_c) y nivel plano de bajas frecuencias (Ω_0). Dado que el nivel plano es directamente proporcional al Momento sísmico, se puede calcular éste de la siguiente forma:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v^3 r \Omega_0}{U_{\varphi\theta}} \quad (3.15)$$

Donde r es la distancia de la fuente hasta el receptor que grabó el sismograma, v es la velocidad de la onda y $U_{\varphi\theta}$ es el término del factor de radiación. El factor correspondiente a la distancia hipocentral (r) se emplea para eliminar la atenuación por la distancia recorrida del frente de onda. El factor de radiación, que está en función de la posición del receptor con respecto al hipocentro, si

no se conoce, puede ser remplazado por un valor promedio descrito en la literatura (0.52 para onda P, y 0.63 para onda S).

Por encima de la frecuencia de esquina se asume que el espectro de desplazamiento decae a razón de la $-\omega^2$ (ω es la frecuencia angular).

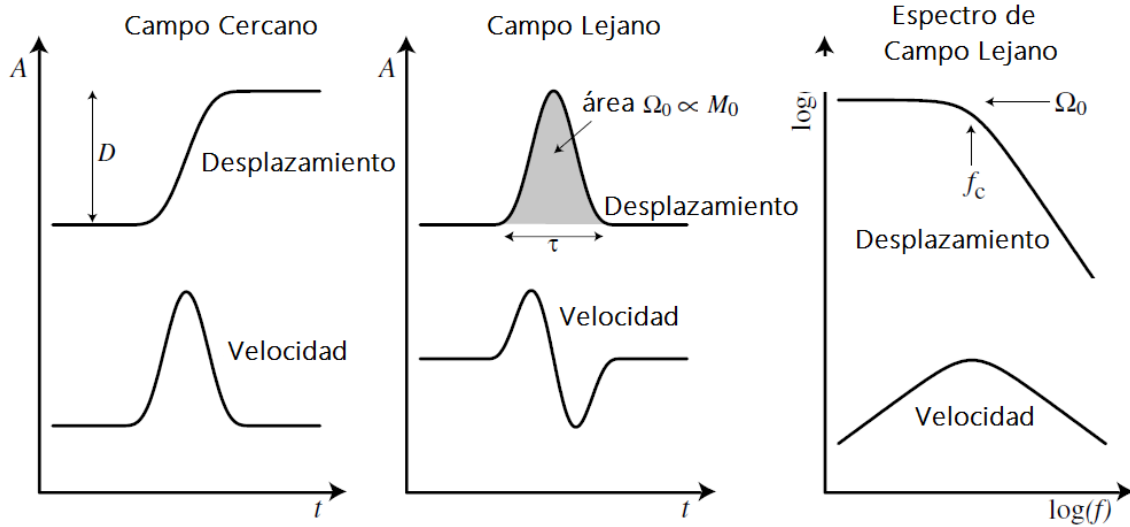


Figura III.6. Forma del desplazamiento y velocidad en el campo Cercano y Lejano, y su respectivo Espectro de amplitudes del campo Lejano; para el espectro del desplazamiento se tienen dos parámetros importantes de la fuente sísmica: Frecuencia de esquina (f_c) y Nivel plano de bajas frecuencias (Ω_0). Modificado de Shearer, 2009.

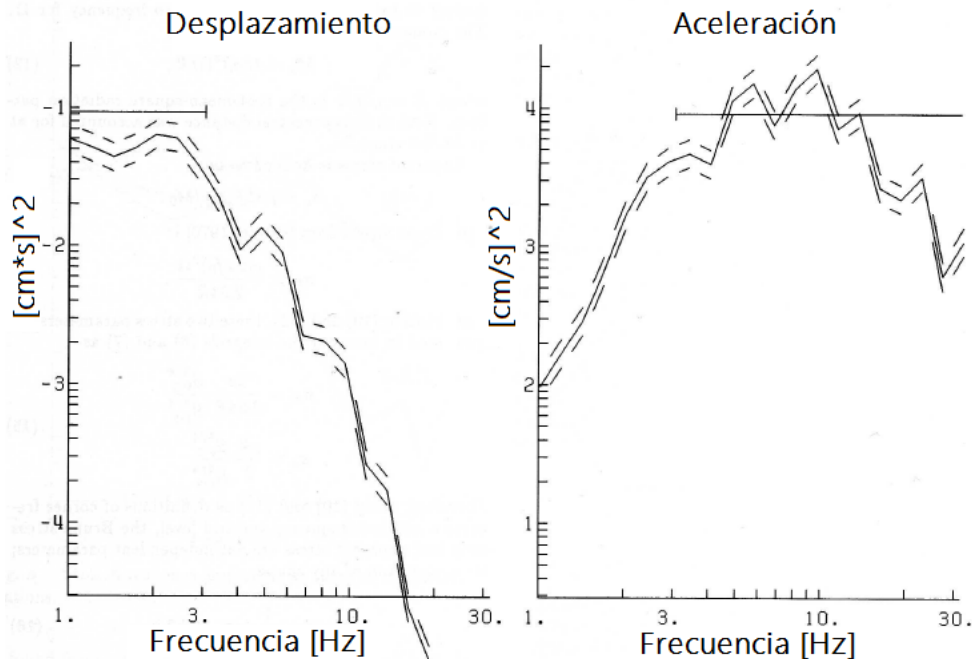


Figura III.7. Espectro de Desplazamiento y de Aceleración. Se observa que a 3 Hz se tiene el punto de inflexión aproximado asociado a la frecuencia de esquina. Para frecuencias antes de ésta, se tiene el nivel plano en el desplazamiento, y una pendiente de ω^2 en la aceleración. Modificado de Andrews, 1986.

Andrews (1986) describe un método para determinar los parámetros de la fuente sísmica.

Empleando el espectro de desplazamiento y corrigiendo el decaimiento que sufre la amplitud por el factor $1/r$ (distancia hipocentral), se usaron las siguientes ecuaciones:

$$S_{V2} = 2 \int_0^{\infty} V^2(f) df \quad (3.16)$$

$$E_{RAD} = 4\pi\rho\beta S_{V2} \quad (3.17)$$

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3\Omega_0}{R} \quad (3.18)$$

El valor S_{V2} es la integración numérica del espectro de potencia de la Velocidad. La Energía irradiada E_{RAD} está en función del término S_{V2} , además de la densidad y velocidad de onda S del medio. El momento sísmico M_0 , como se observó anteriormente (Ec. 3.18), está en función del nivel plano, el factor de radiación ($U_{\varphi\theta}=R$) y la velocidad de propagación de onda. Dado que el mayor aporte en el espectro es debido a las ondas superficiales, se toma la velocidad de onda S para este cálculo.

La caída de esfuerzos de un sismo es un parámetro que nos muestra la diferencia que se tiene en el esfuerzo a lo largo de la falla, antes y después de la ruptura. La caída de esfuerzos se encuentra, por lo general, dentro del rango de 10 a 100 bares independientemente de la magnitud del sismo. Brune (1970) la define como:

$$\sigma_B = \frac{\rho(2\pi f_c)^3\Omega_0}{2.34R} \quad (3.19)$$

También se puede representar en función del Momento sísmico de la siguiente forma:

$$\sigma_A = \left[\left(\frac{1}{0.49\beta} \right)^3 (f_c^2 M_0)^{1.5} \right] / M_0^{0.5} \quad (3.20)$$

Strasser et al. (2010) propone unas regresiones que relacionan las dimensiones de la ruptura (largo, ancho y área) y el momento sísmico. Para sismos interplaca e intraplaca utiliza diferentes coeficientes para las regresiones.

$$\log_{10} A = a + b M_W \quad (3.21)$$

Donde A es el área de la ruptura en Km^2 , M_W es la Magnitud de momento, y los coeficientes a y b toman los valores -3.476 y 0.952 para sismos interplaca, y -3.225 y 0.890 para sismos intraplaca.

Funciones de Green Estocásticas

Los registros sísmicos de alta frecuencia (mayores a 1 Hz) son usados para aportar información a los procesos de la fuente sísmica, así como para análisis de movimiento en estructuras. En el segundo caso la naturaleza estocástica de los movimientos de alta frecuencia es necesaria obtenerla para sismos hipotéticos, de manera que sean congruentes tanto en amplitud, contenido espectral y duración.

Boore (1983) propone un método para generar series de tiempo a partir de ruido blanco Gaussiano, aplicando un filtrado y ventaneo, el cual posea una amplitud de la forma descrita por Brune (1970), cuyo decaimiento en la aceleración sea $-\omega^2$.

En primer lugar, se crea una serie de tiempo de ruido blanco aleatorio con un ancho de banda

limitado, de media cero y varianza de uno, a la cual se aplica una ventana. El espectro de amplitud de ésta se multiplica por la forma del espectro descrito por el modelo de Brune (1970); el espectro de fase se deja tal como se tiene originalmente.

Para que la forma del espectro sea la adecuada, en función del tamaño del sismo, se debe considerar que sólo las ondas de corte dan la contribución del movimiento fuerte, en especial, de las componentes horizontales. Dicha forma de un sismo, a una distancia R y con un momento M_0 , está dada de la siguiente forma:

$$A(\omega) = CM_0 S(\omega, \omega_c) P(\omega, \omega_m) \frac{e^{-\omega R/2Q\beta}}{R} \quad (3.22)$$

Donde C es una constante, S es el espectro de la fuente, P es un filtro pasa-bajas.

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \quad (3.23)$$

$$S(\omega, \omega_c) = \frac{\omega^2}{1+(\omega/\omega_c)^2} \quad (3.24)$$

$$P(\omega, \omega_m) = [1 + (\omega/\omega_m)^{2s}]^{-1/2} \quad (3.25)$$

Donde $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiación, FS es la amplificación debida a la superficie libre, PRTITN es el factor de reducción debido a la partición de la energía en las dos componentes horizontales. La frecuencia de esquina se denota ω_c , ω_m es la frecuencia corte para el filtro P (parte de la atenuación al aumentar la frecuencia), el parámetro s controla la tasa de decaimiento.

Efecto de Sitio

La existencia de depósitos sedimentarios no consolidados o saturados de agua en la parte somera en una estructura geológica aumenta el riesgo sísmico, debido a que las ondas sísmicas pueden sufrir una amplificación en ciertas bandas de frecuencias, debido al contraste de velocidad entre el suelo blando y el basamento.

En este caso, la frecuencia que sufre la mayor amplificación es la frecuencia natural del terreno, que es cuando los sedimentos entran en resonancia. Así mismo, se puede tener una situación en la que esta frecuencia natural coincide con el periodo natural de ciertas estructuras, lo que resulta en un efecto de resonancia aún mayor.

Existe una correlación entre los periodos dominantes del ruido ambiental y las condiciones geológicas del sitio: periodos predominantes cortos ($f < 0.2$ [s]) indican una roca rígida, mientras que periodos predominantes largos indican depósitos blandos y de gran espesor.

El cociente espectral de las componentes horizontales entre la componente vertical (H/V) del ruido ambiental, compuesto predominantemente por el modo fundamental de las ondas Rayleigh, es conocido como Elipticidad de las ondas Rayleigh χ , y es utilizado para estudiar la respuesta del sitio. Este parámetro χ es importante para caracterizar la propagación de ondas elásticas en un medio.

Según Bard (1999), la relación H/V está relacionada con la Elipticidad de las Ondas Rayleigh, debido a que estas ondas predominan en la componente vertical. Así mismo, la Elipticidad es dependiente

de la frecuencia, y exhibe un pico máximo alrededor de la frecuencia fundamental para sitios que muestran un alto contraste de impedancia entre los materiales del basamento y de la superficie.

Scherbaum et al. (2002) menciona que la forma de las curvas de Elipticidad está sujeta a una fuerte dependencia entre el espesor y la velocidad promedio, siendo por ende, muy sensible a la estructura superficial de la tierra.

Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical, la cual corresponde a una inversión en la rotación del modo fundamental de las ondas Rayleigh: de sentido horario a bajas frecuencias, a un sentido anti-horario para altas frecuencias.

Cabe destacar que aunque la curva obtenida por medio de los cocientes espectrales H/V, aunque es similar a la Elipticidad de las ondas Rayleigh, no provee ninguna estimación de la amplificación espectral del movimiento ni el ancho de banda que sufre esta amplificación.

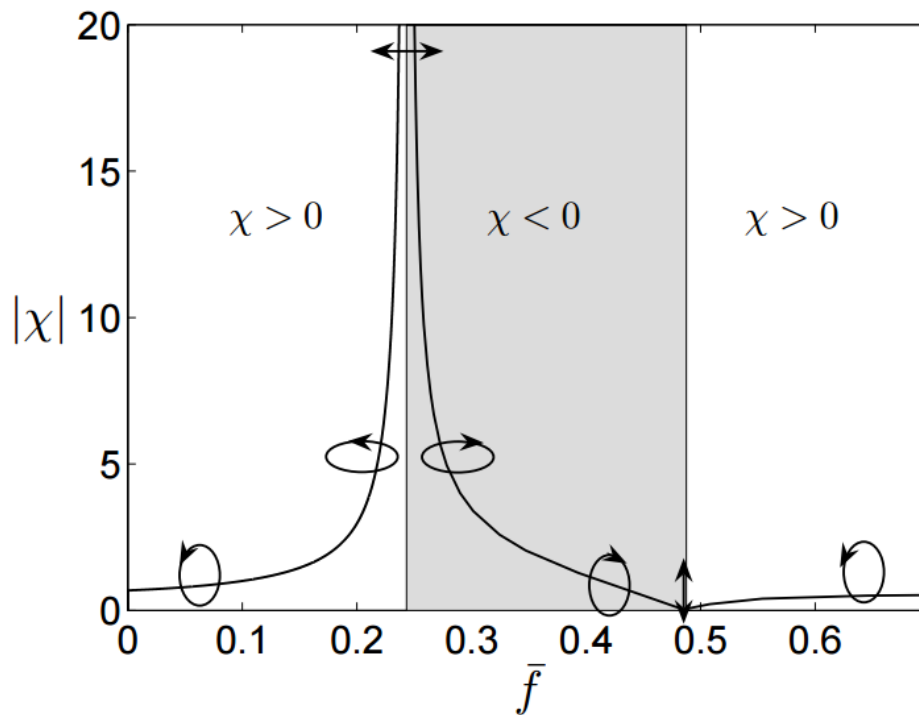


Figura III.8. Curva de Elipticidad para un modelo de 2 capas. El área oscura corresponde a un movimiento prógrado de partícula, y el área blanca a un movimiento retrogrado. Tomado de Tuan (2009).

A partir de un modelo de velocidades es posible obtener la Función de Transferencia de éste, la cual se utiliza para transferir un movimiento inicial a una frecuencia dada en un punto inicial, a otro de interés. Esta modifica la amplitud y la fase del movimiento inicial.

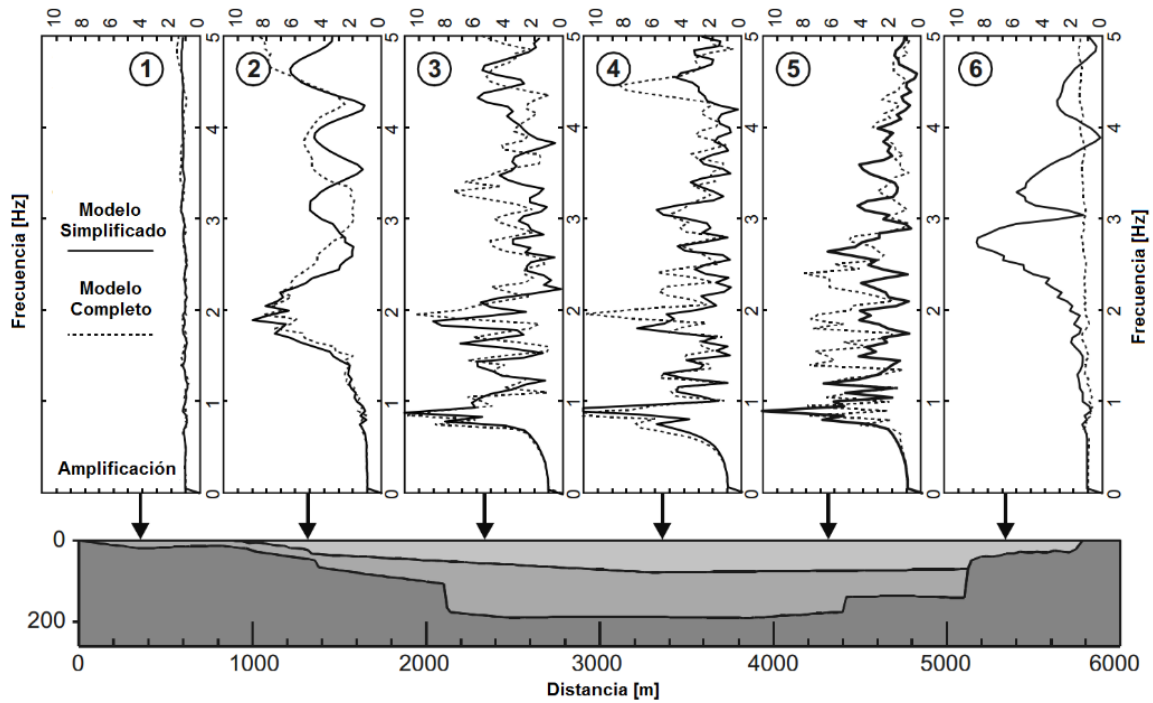


Figura III.9. Funciones de Transferencia modelados en varios puntos a lo largo de seis puntos dentro de una cuenca. En las diferentes curvas, el eje vertical indica la Frecuencia, y el eje horizontal indica el valor de Amplificación. Modificado de Semblat et al., 2005.

En la Figura III.9 se muestra cómo varía la amplificación del movimiento sísmico con respecto a distintos puntos dentro de una cuenca. En el punto 1 la respuesta de la amplificación es nula, pues no se tiene un espesor de estratos blandos considerable. En los puntos 3, 4 y 5 se tienen las máximas amplificaciones, y corresponden a la porción más profunda de la cuenca; la frecuencia de dichas amplificaciones es 0.8 Hz.

Se puede observar que las amplificaciones máximas se tienen cerca de la zona comprendida entre 2100 y 4500 metros, y en frecuencias desde 1 a 2 Hz. Se debe recalcar que la Amplificación está influenciada también por variaciones laterales, por lo que un análisis más detallado reflejaría algunas variaciones.

IV. FUENTE SÍSMICA Y MODELADO DE ONDAS SÍSMICAS

El día 8 de Julio de 2012, al oeste del municipio Chalco de Díaz Covarrubias, Estado de México, se presentó un sismo que fue sentido principalmente en las localidades de San Martín Cuautlalpan, San Gregorio Cuautzingo, Santa María Huexoculco y San Lucas Amalinalco. En días posteriores ocurrieron más eventos sísmicos, unos más fuertes que otros, pero todos sentidos en esta zona específica de la sub-cuenca de Chalco.

Este hecho aislado fue causa de preocupación, pues se presentaron pequeñas grietas en las unidades habitacionales que ahí se encuentran, además de que una grieta en el terreno, que se suponía sellada, al sur de San Martín Cuautlalpan, se abrió nuevamente.

Tabla IV.1. Localización y magnitud de los sismos en Chalco de Díaz Covarrubias, del 8 al 15 de Julio de 2012. Tomado del catálogo en línea del SSN.

Sismo	Fecha	Hora (local)	Latitud N [°]	Longitud W [°]	Profundidad [Km]	Magnitud Coda
1	2012-07-08	19:29:19	19.25	98.82	14	3.4
2	2012-07-08	22:49:23	19.32	98.96	2	3.5
3	2012-07-09	05:26:47	19.23	98.93	5	3.5
4	2012-07-14	00:22:39	19.27	98.86	6	3.5
5	2012-07-14	10:11:25	19.28	98.89	3	3.4
6	2012-07-15	00:31:23	19.23	98.86	2	3.4

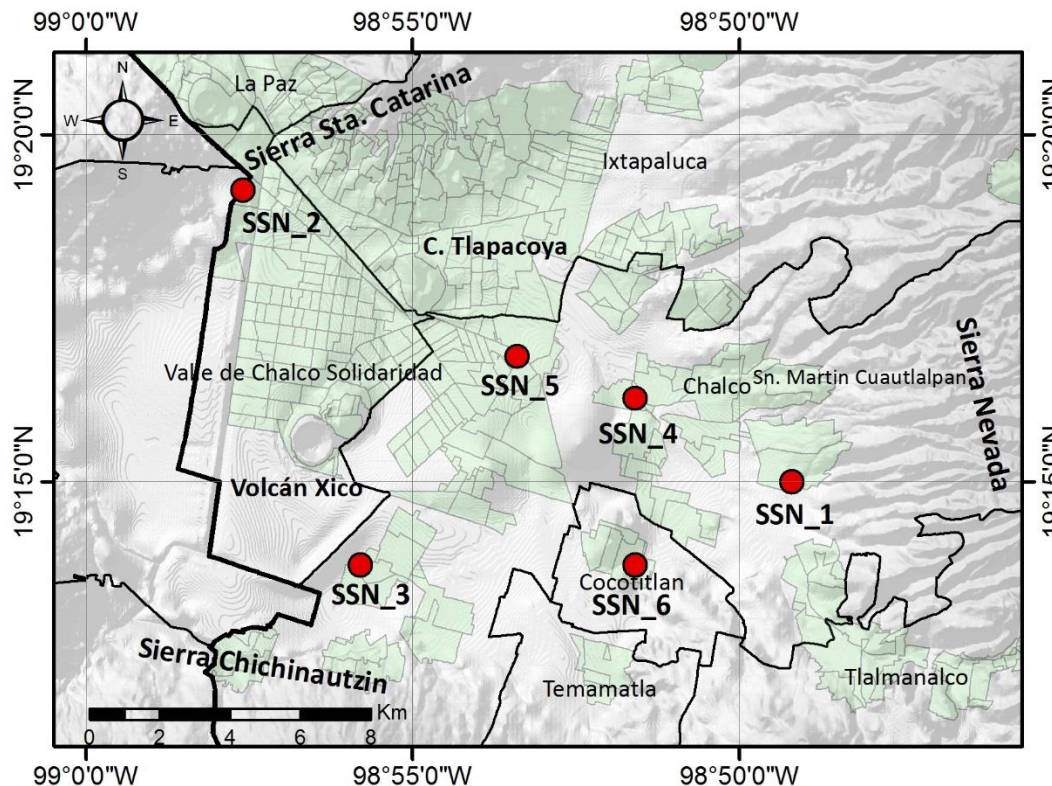


Figura IV.1. Localización de los epicentros reportados por el SSN (círculos rojos). Información tomada del catálogo en línea del SSN.

En un reporte preliminar con fecha del 15 de Julio de 2012, el Servicio Sismológico Nacional dio a conocer las localizaciones y magnitudes de estos sismos (Tabla IV.1), las cuales se presentan en la Figura IV.1. Se puede observar que los epicentros se encuentran dentro del Valle de Chalco, sin embargo, hay eventos que están alejados de la zona que presentó la mayor intensidad.

Como se menciona en el reporte preliminar (Anexo B), estos sismos no son hechos aislados dentro de la Cuenca de México: existe una alta ocurrencia de sismos, someros y de baja magnitud en su mayoría, originada por la actividad tectónica actual. Sin embargo, es importante recalcar que la sismicidad y el vulcanismo asociado al Popocatepetl no están ligados directamente como se llegó a pensar por algunas personas dentro de las localidades afectadas, quienes especulaban que los sismos eran “precursores” se la actividad volcánica.

Relocalización, Mecanismos focales y Magnitud de los sismos

Consciente de que es necesario intentar explicar el origen de estos sismos y una estimación de los efectos que éstos causaron, hice la relocalización de los sismos con base en los arribos de onda P y S, obteniendo además así su mecanismo focal y profundidad. Posteriormente calculé la magnitud de momento sísmico y otros parámetros de la fuente sísmica a partir del análisis de los espectros de desplazamiento.

Los datos con los que trabajé fueron proporcionados por el Dr. Víctor Hugo Espíndola Castro, del SSN. La visualización y análisis de los datos fueron hechos con Seisan, software desarrollado por el Profesor Jens Havskov (Universidad de Bergen, Noruega).

Se contaron siete eventos sísmicos en los datos proporcionados, uno más que los reportados por el SSN, con fecha del 9 de Julio, aproximadamente a las 00:29 horas. A éste le nombré “Evento extra”, para mantener la comparación con las localizaciones del SSN

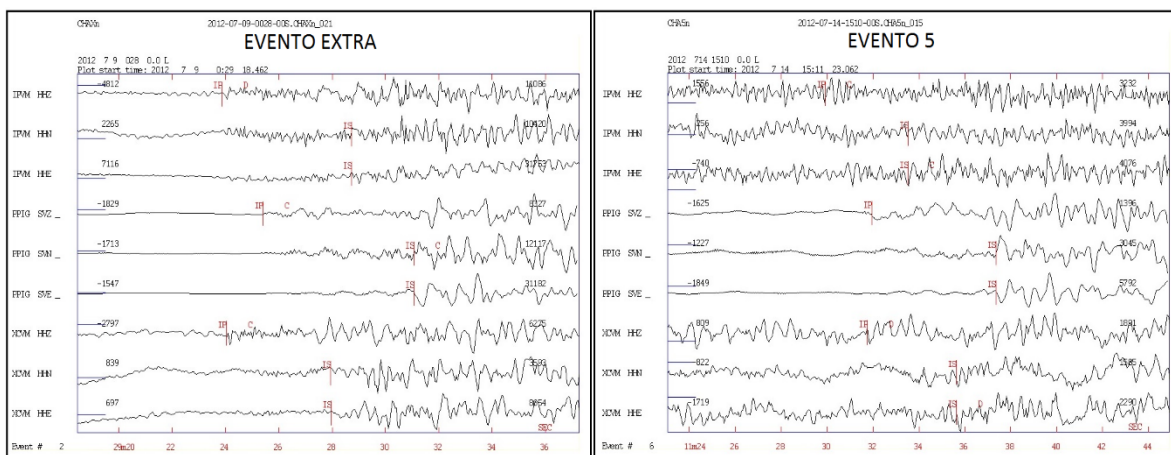


Figura IV.2. Comparación de sismogramas de la estación IPVM, PPIG y XCVM para los sismos "Extra" y 5. Se puede observar que dentro de los registros de la imagen de la izquierda se aprecia una correcta legibilidad de las ondas P y S, al contrario de lo que se ve en la imagen de la derecha, donde el ruido ambiental "oculta" las ondas P y S.

Las estaciones que registraron los sismos pertenecen a la Red Sísmica del Valle de México y a la Red de banda ancha del Instituto de Geofísica, siendo sólo siete de ellas las empleadas para la

relocalización, debido a que el nivel de ruido presente en las estaciones más alejadas no permitió apreciar legiblemente los primeros arribos. Además, el nivel de ruido en los diferentes registros también es variable (Figura IV.2). En la Tabla IV.2 se muestra la localización de las estaciones empleadas, y en la Figura IV.3 se muestra su localización.

Tabla IV.2. Estaciones sismológicas empleadas para la Relocalización de los sismos Información tomada del catálogo en línea del SSN.

Nombre	Lugar	Latitud N [°]	Longitud W [°]
AMVM	Amecameca, Edo. De México.	19°07.91'	-98°47.15'
IPVM	Iztapalapa, DF.	19°20.76'	-99°05.48'
PTVM	Ecatepec, Edo. De México.	19°35.58'	-99°06.78'
TLVM	Xochimilco, DF.	19°12.59'	-99°09.24'
XCVM	Xochimilco, DF.	19°15.16'	-99°07.01'
PPIG	Popocatepetl, Puebla.	19°04.00'	-98°37.60'
YAIG	Yautepec, Morelos.	18°51.80'	-99°04.01'

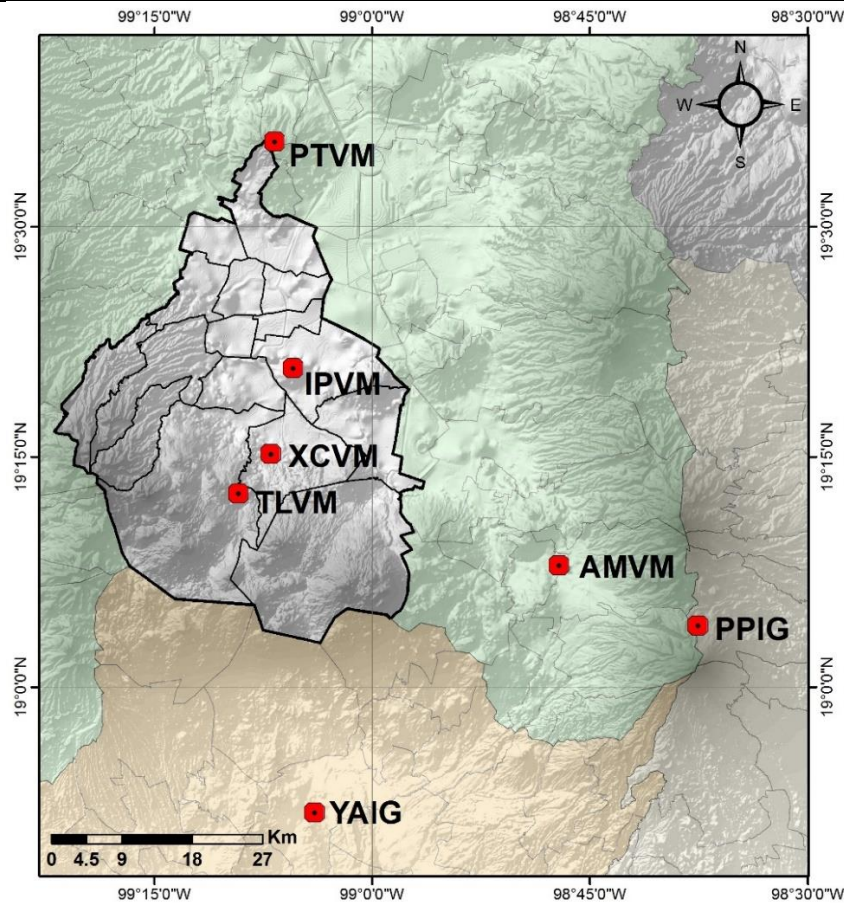


Figura IV.3. Estaciones sismológicas empleadas para la Relocalización de los sismos (cuadros rojos). Información tomada del catálogo en línea del SSN.

Inicialmente se tomaron las estaciones más legibles en cuanto a los arribos de las ondas P y S con el fin de ir acotando la zona epicentral. Contemplando la correspondiente incertidumbre, obtuvimos una zona acorde con los reportes de mayor intensidad. Posteriormente se fueron añadiendo los arribos de las estaciones más alejadas para poder minimizar el error.

La localización de los hipocentros se obtiene a partir de la inversión de los tiempos de viaje de las ondas de cuerpo (P y S) con base en un modelo de velocidades de capas planas, el cual deba ser en general, similar al medio por el cual se propagan éstas.

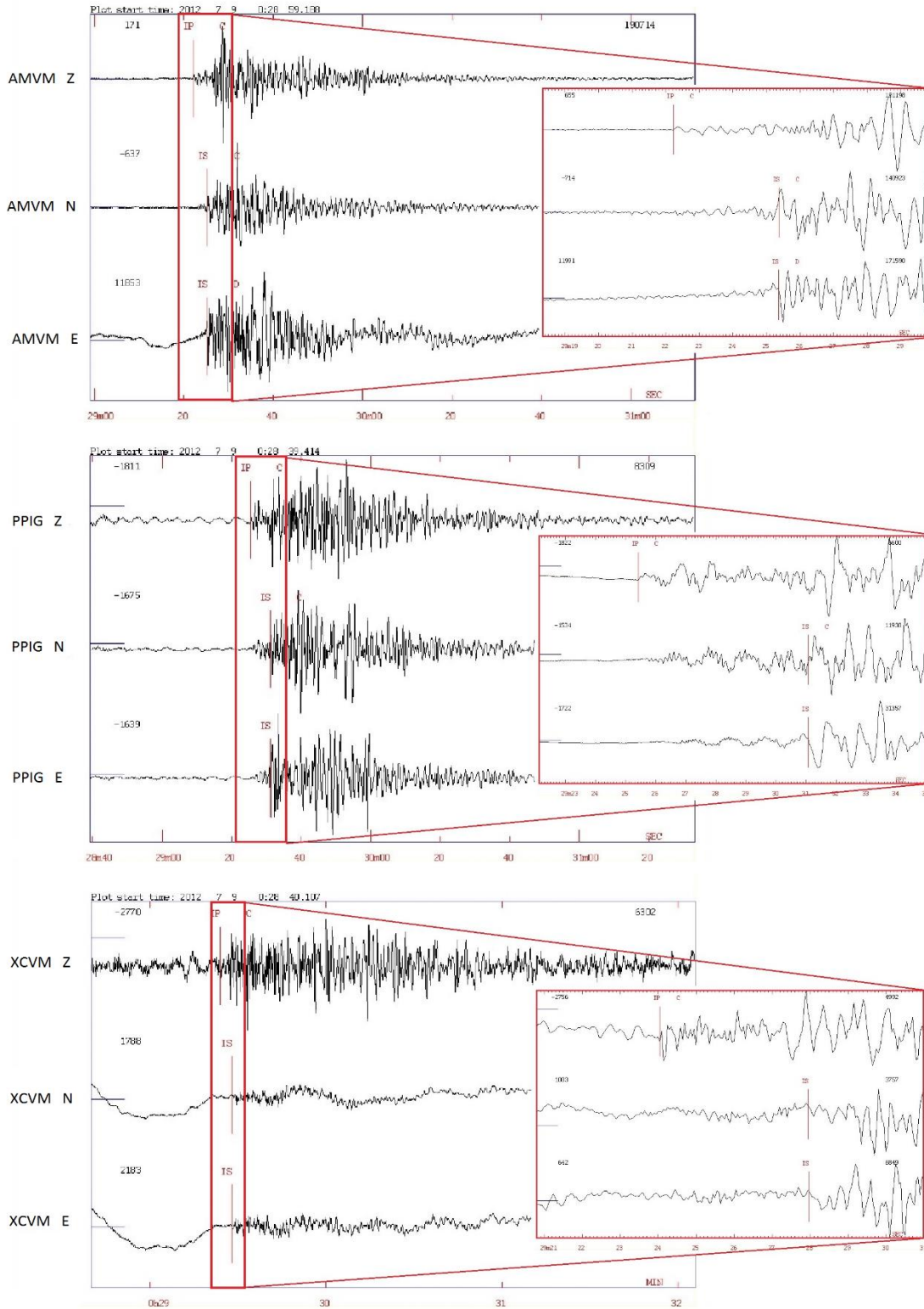


Figura IV.4. Sismogramas de las estaciones AMVM, PPIG y XCVM para el evento Extra. Se muestra en primer plano claramente los arribos de la onda P y la onda S. En segundo plano se tiene el registro completo, dejando ver la duración y forma del sismograma completo para estas estaciones.

Para que la inversión del tiempo de viaje a partir de los arribos de onda P y onda S sea confiable, se empleó un modelo de velocidades representativo del medio y que minimice el error, para minimizar la incertidumbre de las localizaciones. Por esta razón, se utilizó un modelo para la Cuenca de México utilizado por el M. C. Javier Lermo (Instituto de Ingeniería), insertando un estrato de baja velocidad correspondiente a los depósitos más blandos. Se empleó una relación de velocidad de ondas $\alpha/\beta=1.73$. Ambos modelos se muestran en la Tabla IV.3.

Tabla IV.3. Modelos de velocidad de onda P usado por el SSN y el propuesto en este trabajo.

Profundidad [Km] (SSN)	Velocidad α [Km/s ²] (SSN)	Profundidad [Km] (Propuesto)	Velocidad α [Km/s ²] (Propuesto)
0.0	6.0	0.0	1.55
16.0	7.76	0.2	2.20
33.0	7.95	0.3	4.60
100.0	8.26	0.4	1.55
200.0	8.58	0.8	5.10
413.0	8.97	3.0	5.80
-	-	7.0	3.46
-	-	15.0	6.60
-	-	45.0	8.10

Los dos modelos de velocidades difieren en cuanto al número de estratos y la profundidad de sus interfaces. El modelo utilizado por el SSN es representativo de la corteza terrestre en la zona de la Cuenca de México, el cual considera que los primeros 16 Km son un único estrato. Por otro lado, el modelo de velocidades propuesto toma en cuenta los diferentes estratos de baja velocidad correspondientes a la cuenca, e influyen en la inversión de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas.

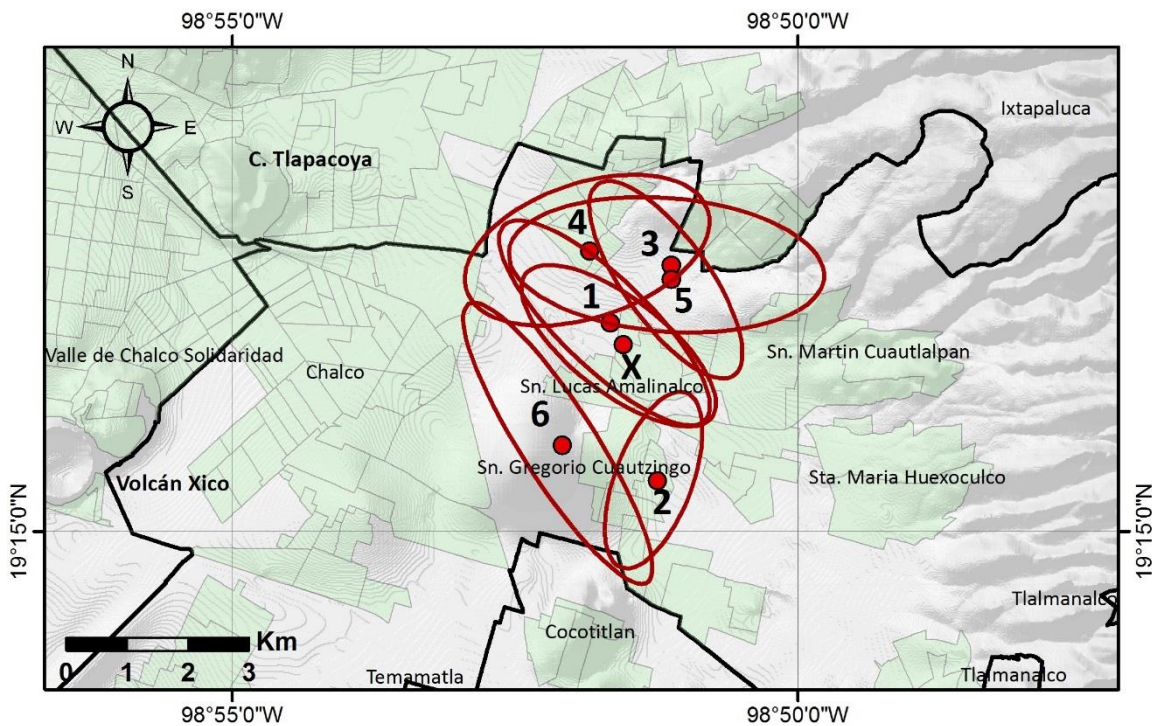


Figura IV.5. Relocalización de los siete sismos. Se muestran los poblados donde se presentaron las mayores intensidades y los epicentros de los sismos (puntos rojos), así como las elipses de incertidumbre asociadas a la localización (elipses rojas).

Tabla IV.4. Parámetros de la localización y Mecanismo focal de los sismos.

Evento	Fecha	Hora	Latitud N	Longitud W	Profundidad [Km]	RMS	Strike	Dip	Rake
1	08/Jul/2012	17:20:24.14	19° 16.75'	98° 51.6'	2.8	0.15	78°	73°	-005°
Extra	09/Jul/2012	00:29:18.57	19° 16.55'	98° 51.5'	3.5	0.12	74°	63°	-041°
2	09/Jul/2012	03:49:27.00	19° 15.44	98° 51.2'	3.1	0.06	78°	73°	-005°
3	09/Jul/2012	10:26:47.67	19° 17.21'	98° 51.1'	3.2	0.12	81°	90°	000°
4	14/Jul/2012	05:22:38.95	19° 17.32'	98° 51.8'	5.6	0.14	69°	64°	-015°
5	14/Jul/2012	15:11:24.67	19° 17.12'	98° 51.1'	3.2	0.03	78°	73°	-005°
6	15/Jul/2012	05:31:22.09	19° 15.71'	98° 52.1'	3.1	0.07	69°	64°	-015°

En la Figura IV.5 se muestran las localizaciones de los siete eventos con sus respectivas elipses de incertidumbre. Se puede observar que todas se encuentran en las cercanías de los poblados que reportaron el mayor número de daños durante este periodo. En la Tabla IV.4 se muestran los parámetros obtenidos de las localizaciones y de los mecanismos focales calculados.

Los mecanismos focales de se obtuvieron a partir de la localización y polaridad de las ondas sísmicas de los siete eventos, y con ayuda del programa FOCMEC, escrito por Arthur Snoke (incluido en el software Seisan). Los mecanismos focales de todos los eventos se muestran en el Anexo C.

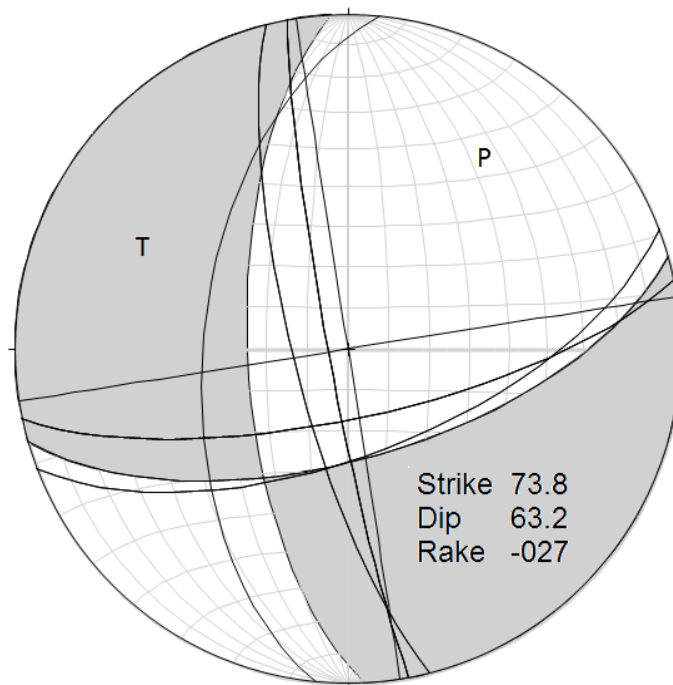


Figura IV.6. Mecanismo focal conjunto de los siete sismos, tomando en consideración el Momento sísmico. La orientación de falla es N72°O, inclinación de 62.3° y un desplazamiento de falla normal-lateral izquierda.

La solución a los eventos 1, Extra y 2 muestran ser las más aceptables, ya que mantienen bien definidos los planos de falla gracias a las estaciones TLVM y XCVM, y para el caso del plano auxiliar, la estación AMVM. Estos eventos, por tener las magnitudes mayores, pesan más al momento de hacer el mecanismo focal conjunto.

La solución obtenida para el evento 3 muestra la mayor discrepancia con respecto a la mayoría, no sólo en cuanto al mecanismo focal, falla lateral pura con rumbo N81°E, sino también en la profundidad, la cual se estimó en 3 Km según los primeros arribos.

Para los eventos 4 y 6 la solución fue la misma para ambos (N69°E, 64°), y a su vez, muy semejante a los eventos 1 y Extra, a pesar de que sólo se contó con un sismograma con polaridad negativa (Dilatación). El evento 5, a pesar de no contar con un buen registro para la estación TLVM, mantiene una orientación semejante N78°E, aunque la inclinación mostrada es de 73°.

Con base en estas soluciones se construyó el mecanismo focal conjunto, en el cual se toma el aporte de los siete sismos para mostrar la disposición general de cuál es la disposición del sistema de fallas presente en la zona (Figura IV.6), la cual corresponde a una orientación N73.8°E, con una inclinación de 63.2°, y un desplazamiento predominante (rake) de -27°.

Al contar con la profundidad y el mecanismo focal de los sismos, se estimaron los parámetros de la fuente sísmica y su magnitud para una mejor caracterización de éstos. Siguiendo la metodología descrita por Andrews N. (1986), se pueden calcular algunos parámetros a partir de los espectros de desplazamiento. Para este trabajo se utilizó la estación AMVM, la cual se encuentra aproximadamente a 18.3 Km (Figura IV.7).

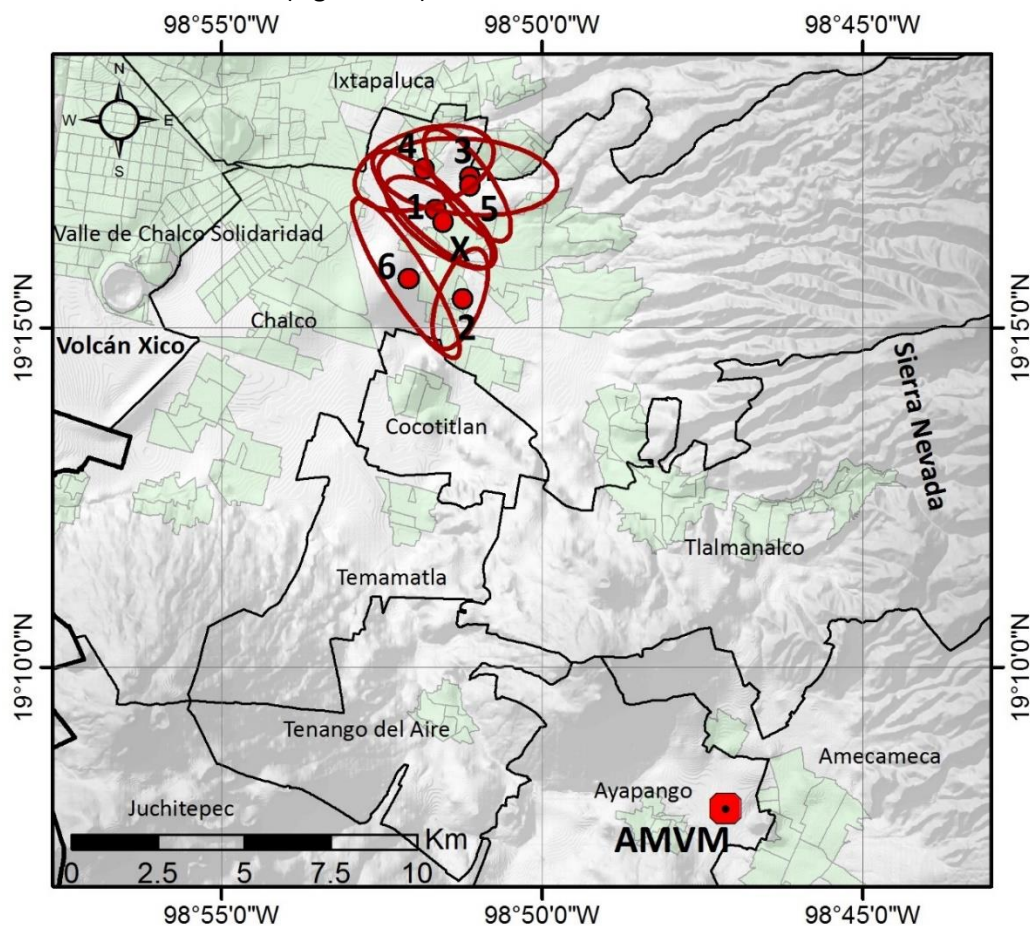


Figura IV.7. Ubicación de la estación AMVM con respecto a la zona epicentral, según la relocalización de los eventos sísmicos. La distancia es aproximadamente de 18.3 kilómetros.

Debido a la distancia y profundidad de los sismos, suponemos que el mayor aporte de energía que se tiene en los espectros es predominantemente debido a las ondas superficiales. Se utilizó la componente Norte-Sur para el cálculo de los parámetros de la fuente, ya que la componente Este-Oeste presentaba un nivel muy alto de ruido.

De los registros originales (en $\mu\text{V}/\text{cuentas}$) se realizó la corrección instrumental a partir de las hojas de calibración del equipo situado en la estación AMVM. Este sismógrafo es de la marca Guralp Systems, modelo CMG-6TD.

La corrección instrumental se hizo a partir de la respuesta de salida del sensor, tanto para la componente vertical como horizontales, junto con el factor de normalización a 1 Hz y la constante para convertir las unidades de $\mu\text{V}/\text{cuentas}$ a Velocidad [cm/s] (Anexo D).

Utilicé el software SAC, desarrollado por el Laboratorio Nacional Lawrence Livermore (Universidad de California, EUA) para realizar la corrección instrumental, así como para obtener los registros de Aceleración y Desplazamiento, a partir de la Velocidad ya corregida (Figura IV.8).

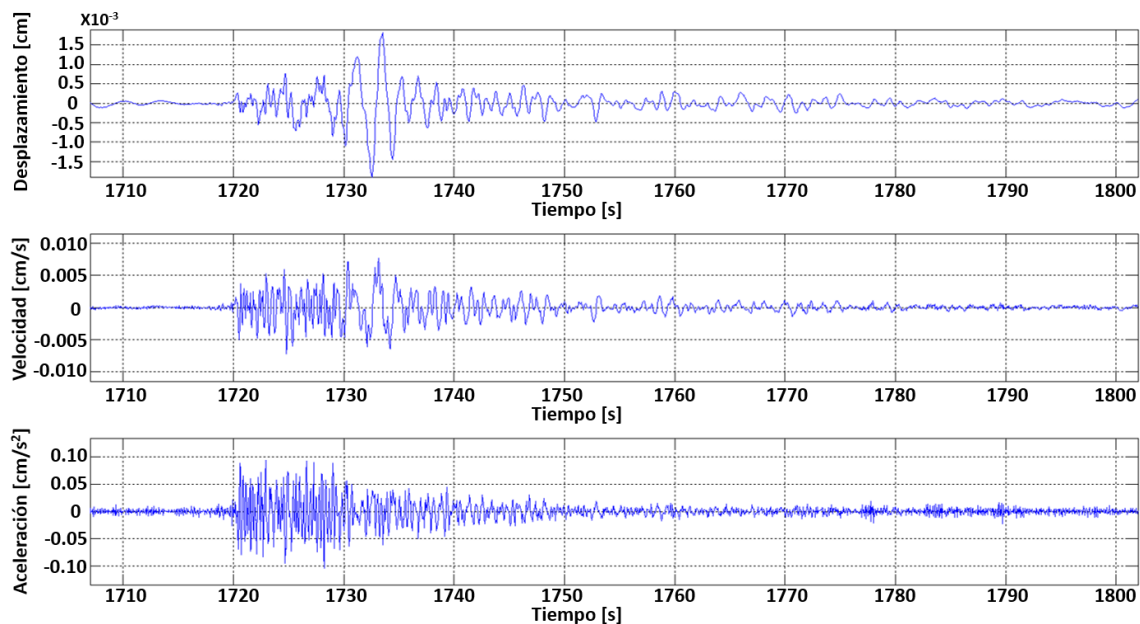


Figura IV.8. Sismogramas de Desplazamiento [cm] (arriba), Velocidad [cm/s] (centro) y Aceleración [cm/s^2] (abajo) en la estación AMVM, componente Norte, para el sismo Extra (9 de Julio de 2012).

Los espectros de desplazamiento se calcularon en una ventana que contiene los primeros arribos y hasta donde las ondas superficiales remanentes decaigan. Para los siete sismos se multiplicó por su correspondiente distancia hipocentral, con el fin de recuperar la amplitud de la señal, que decae a razón de $1/r$.

Según el Modelo de fuente de Brune (1970), el nivel plano del espectro de desplazamiento en la baja frecuencia llega hasta frecuencia de esquina (f_c), donde después de ésta, el espectro decae a razón de $-\omega^2$. En la Figura IV.9 se observa que el nivel plano en el espectro del evento extra termina en 0.89 Hz.

Una vez que se obtuvieron el nivel plano y la frecuencia de esquina para los siete sismos, se usaron las ecuaciones descritas en el capítulo 2, referentes al cálculo de los parámetros de fuente descritos por Andrews N. (1986).

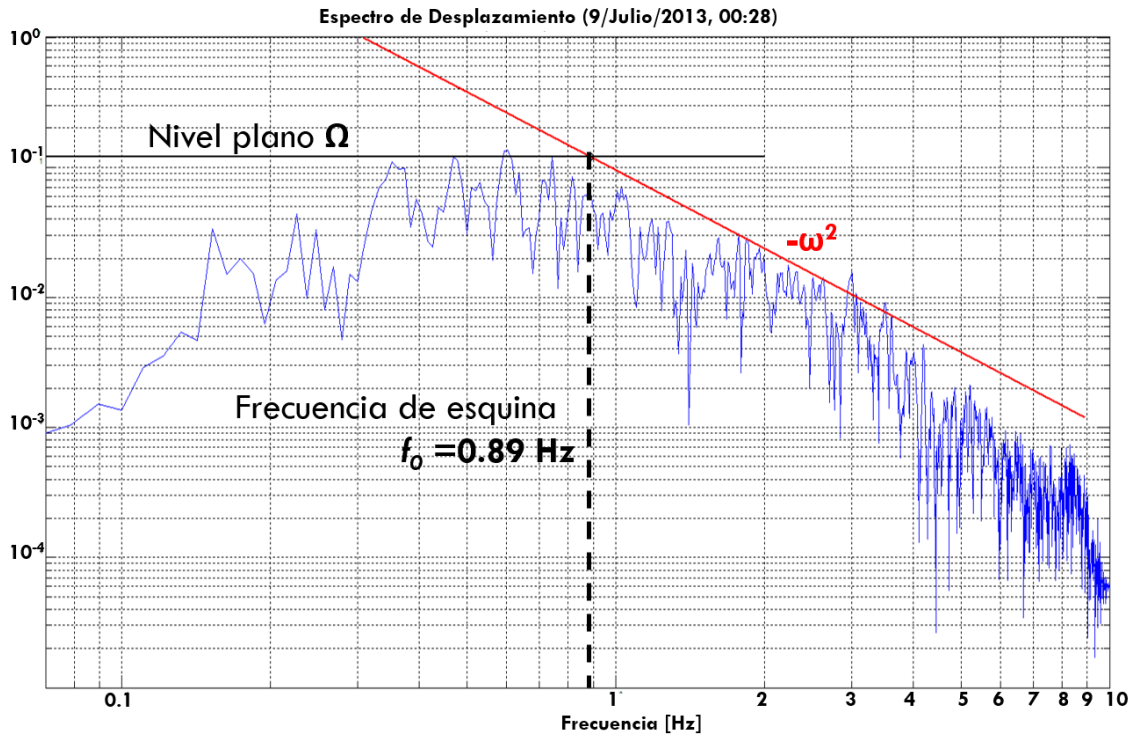


Figura IV.9. Espectro de Desplazamiento para el sismo Extra en la estación AMVM. La línea negra continua indica el Nivel plano para bajas frecuencias (Ω), la línea roja indica la pendiente $-\omega^2$ según el modelo de Brune, y la línea punteada la frecuencia de esquina.

Se empleó la relación propuesta por Strasser et al. (2010) para determinar el área de ruptura sísmica para eventos de tipo intraslab.

$$\log_{10} A = -3.225 + 0.890M_W \quad (4.1)$$

Tabla IV.5. Parámetros de la fuente sísmica de los siete sismos, calculados a partir de las ecuaciones descritas en Andrews D. J. (1986) y Strasser et al. (2010).

Evento	Momento sísmico M_0 [dyna-cm]	Magnitud M_w	Área de Ruptura [Km ²]	Longitud Ruptura [Km]	Frecuencia de esquina f_c [Hz]	Nivel plano Ω [m ²]	Caída de esfuerzos σ_B [bar]
1	1.076×10^{21}	3.3	0.370	0.609	0.91	0.053	0.17
Extra	2.355×10^{21}	3.5	0.590	0.768	0.89	0.115	0.35
2	3.857×10^{20}	3.0	0.200	0.447	1.05	0.019	0.09
3	8.121×10^{20}	3.2	0.313	0.560	0.85	0.040	0.10
4	2.233×10^{20}	2.9	0.144	0.380	1.60	0.011	0.19
5	5.076×10^{20}	3.1	0.236	0.486	1.10	0.025	0.14
6	2.842×10^{20}	3.0	0.166	0.408	1.10	0.014	0.08

Las estimaciones de la Magnitud de momento sísmico se encuentran entre 2.8 y 3.5, las cuales son elevadas para las que predominan dentro de la Cuenca de México, según Delgadillo (2001).

En el Anexo B se muestran los espectros de desplazamiento para cada evento, donde se puede observar una amplificación similar entre 3 y 4 Hz, la cual se discutirá más adelante.

El nivel plano de los sismos 1, 2, 3 y 5 se ubicó claramente dentro del espectro, sin embargo, para los sismos 4 y 6, la baja frecuencia no aportaba tanta energía al espectro, por lo que dejó mayor margen de error en cuanto a su valor real, y por ende, al Momento sísmico.

Generación de las Funciones de Green Estocásticas

Las Funciones de Green Estocásticas (Boore, 1983) se refieren a la construcción de sismogramas sintéticos a partir de aproximar la forma del espectro de series de tiempo de ruido blanco aleatorio al espectro de aceleración deseado, que en este caso, corresponde al obtenido de los sismos de este estudio. Se emplearon los parámetros de la fuente sísmica obtenidos anteriormente.

Aunque en la zona epicentral no se cuenta con una estación sísmica (la más cercana se encuentra a 18 Km), es posible obtener con este método un registro que refleje las aceleraciones debidas a cada uno de los sismos.

Se generaron los sismogramas sintéticos en la estación AMVM para validar el método, previo a emplearlo en la zona epicentral. Se debe tomar en cuenta, como se mencionó anteriormente, que debido al mayor nivel de ruido presente en la componente Este-Oeste con respecto a la Norte-Sur, la simulación comparativa se hará con ésta.

Se emplearon los siguientes parámetros:

- Muestreo del sismograma. Se consideró el mismo muestro a 0.05 segundos, con respecto al original.
- Distancia hipocentral. Se fijó un valor de 18.3 Km, considerando una profundidad y distancia epicentral promedio de 3 y 18 Km, respectivamente.
- Densidad del medio y Velocidad de onda S. Sabiendo que para la sub-cuenca de Chalco sólo en el basamento es físicamente posible que se tenga la ruptura sísmica, se fijaron los valores $\rho=2.7$ [g/cm³] y $\beta=3.6$ [Km/s], correspondientes a la zona sismogénica promedio.
- Caída de esfuerzos, Momento sísmico y Frecuencia de esquina. Estos parámetros son diferentes para cada uno de los sismos de este estudio (Véase Tabla IV.5).
- Duración del registro. A partir de los registros originales completos, la duración se tomó a partir de la hora de inicio calculada hasta el tiempo en que la coda deja de observarse en cada sismo.
- Factor de Superficie Libre. La construcción del sismograma también involucra una amplificación debido a la interfaz con la superficie libre, la cual es de 2 (Schubert et al. 2015).

Validación de la metodología: Simulación en AMVM

Una vez que se obtuvieron los registros sintéticos se compararon con el correspondiente sismograma original de la estación AMVM para compararlos. En la Figura IV.10 se observa que las amplitudes promedio para ambos sismogramas son semejantes (≈ 0.004 cm/s).

Otro aspecto que resalta es el contenido de frecuencias altas predominante en el registro original, principalmente debido al ruido ambiental de fondo, y a la larga coda que se tiene de baja frecuencia más allá de los 60 segundos.

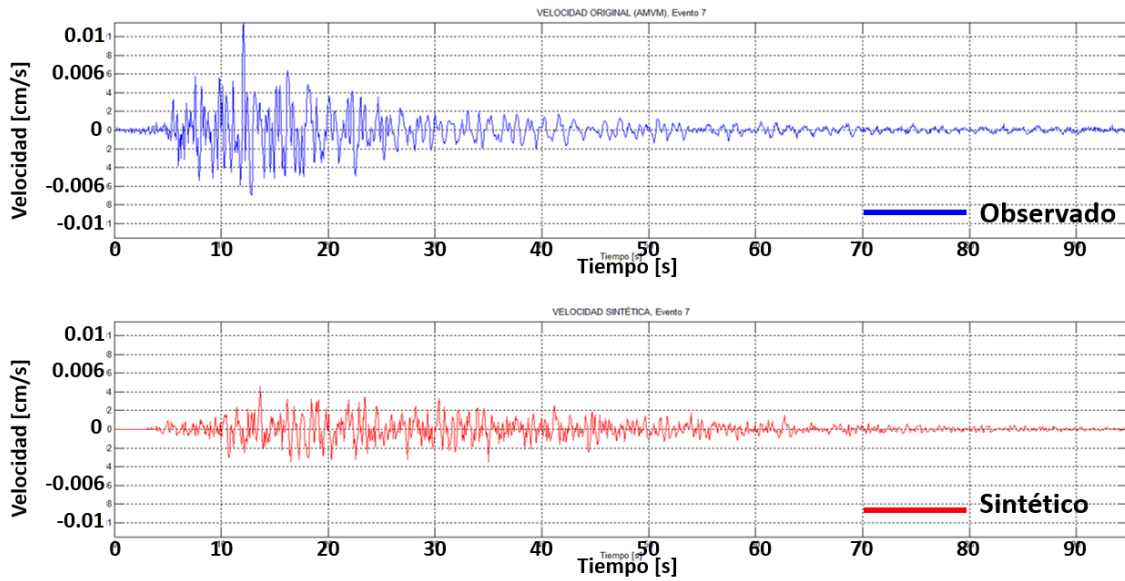


Figura IV.10. Sismograma observado del evento Extra en la estación AMVM (arriba) y Sismograma generado por Funciones de Green estocásticas (abajo).

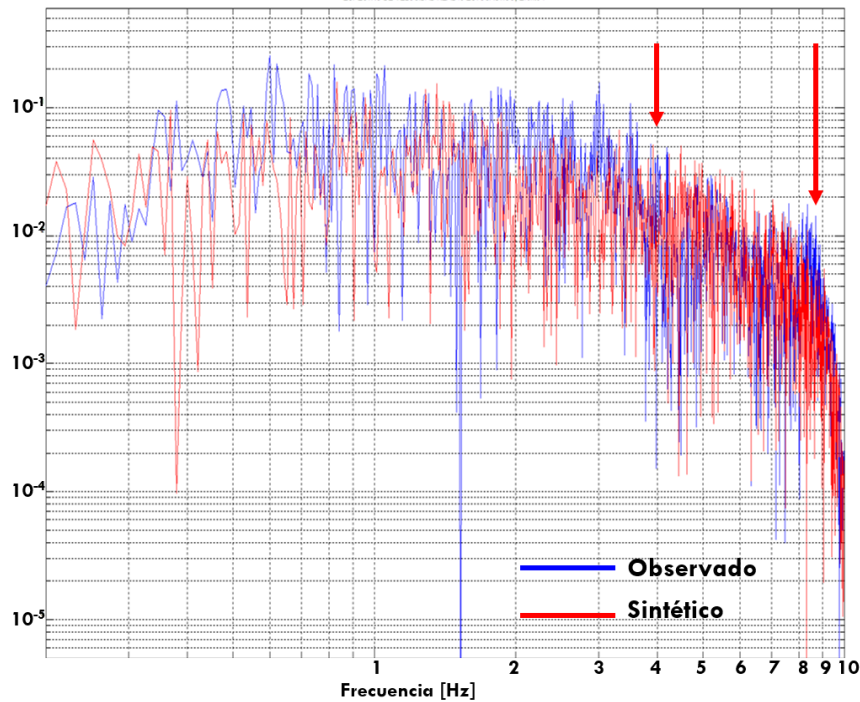


Figura IV.11. Espectros de Velocidad para los sismogramas Observado (azul) y Sintético (rojo). Las flechas rojas indican partes del espectro en donde el sismograma sintético no tiene menor amplitud con respecto al original.

La comparación también se hizo en el espectro de desplazamiento (Figura IV.11), donde se aprecia que en la baja frecuencia ambos espectros mantienen una forma semejante, mientras que para la alta frecuencia se observan algunas diferencias notables.

Para que un sismograma sintético refleje el registro de un sismo real se deben considerar los factores que lo determinan: la fuente sísmica, la trayectoria por la que se transmiten las ondas y el efecto de sitio. Esta metodología reproduce únicamente el efecto de la fuente sísmica y la trayectoria, sin embargo el factor correspondiente al efecto de sitio juega un papel importante en la simulación, así como también en cuestiones de ingeniería.

Para conocer si en los registros de AMVM se tiene este efecto, empleamos la técnica de Cocientes espectrales H/V para determinar la amplificación local. Empleándolo en ventanas traslapadas, es posible obtener la frecuencia dominante (o de resonancia), en la cual las vibraciones se amplifican.

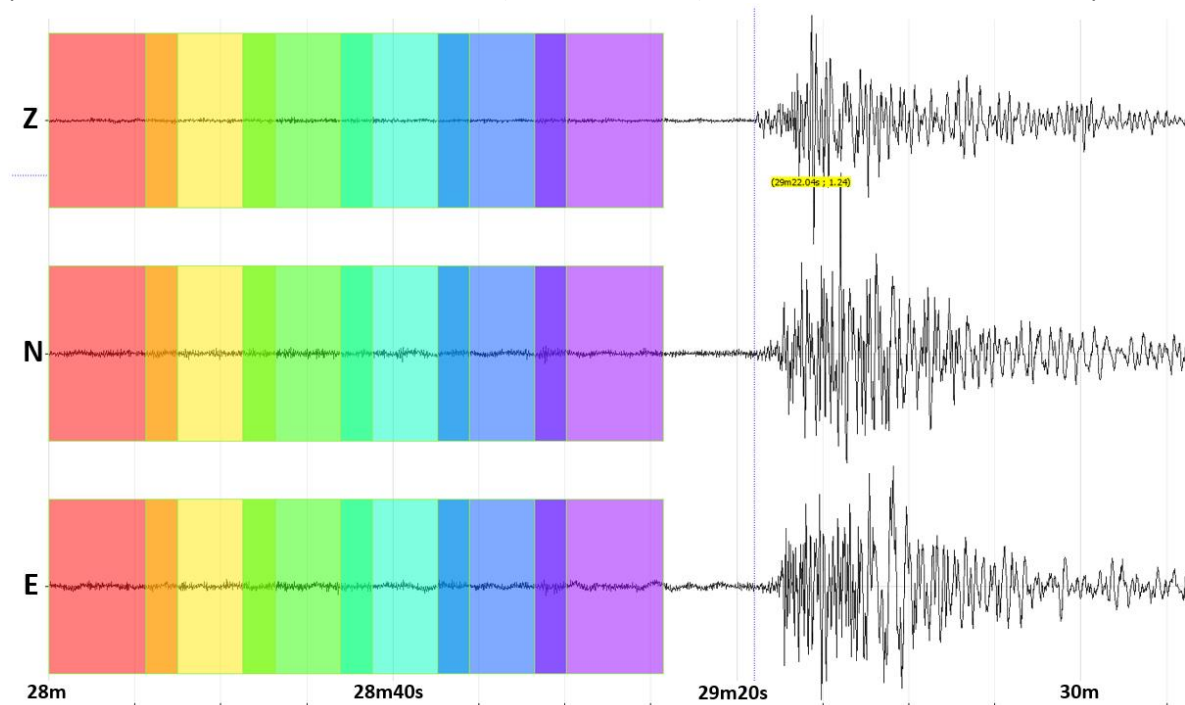


Figura IV.12. Análisis de Cocientes espectrales H/V en registro pre-evento. Ventanas de 25 segundos, con traslape de 25 % entre cada una.

La técnica H/V (Nakamura, 1989) está basada en el supuesto de que los microtemores nos pueden aportar la información necesaria para estimar el periodo dominante del subsuelo, a partir de los espectros de amplitud de las componentes horizontales entre el espectro de la componente vertical.

Tomando los registros originales proporcionados por el SSN, donde se tienen cerca de 80 segundos de registro antes del primer arribo de onda P. Se usaron ventanas de análisis de 15 segundos, con un traslape de 25 % entre cada una (Figura IV.12).

De cada una de las ventanas se obtuvo la correspondiente curva H/V con apoyo del software libre Geopsy (Geopsy Project), donde individualmente se muestra qué frecuencia es la que obtendría mayor amplificación en un rango determinado de frecuencias (0.05 a 10 Hz, para este estudio).

Con base en la Figura IV.13, se observa la dispersión que tienen las curvas de cada ventana en casi todo el rango de frecuencias, incluso en el recuadro gris, que el software determina automáticamente por ser la de mayor amplitud, cerca de 0.35 Hz. Sin embargo, se puede apreciar que la zona donde se tiene la siguiente mayor amplitud, pero con una menor dispersión que se mantiene estable a ambos lados, es en 3.75 Hz (recuadro amarillo).

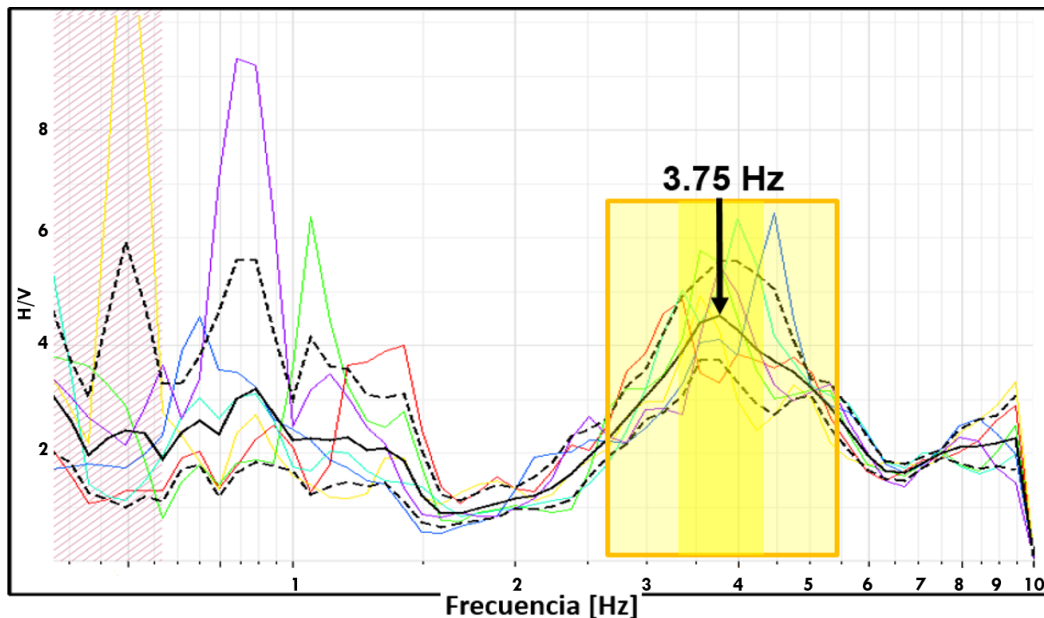


Figura IV.13. Cocientes espectrales H/V de las ventanas de análisis para el registro pre-evento en AMVM. Cada curva de color corresponde a una ventana, la curva negra sólida corresponde al promedio. El recuadro gris corresponde a la mayor amplificación que encontró el software, el recuadro amarillo muestra otra amplificación importante determinada por nosotros.

Para poder integrar esta amplificación observada en el sitio AMVM, es necesario conocer la Función de transferencia que nos permita, a partir del registro en el basamento (Función de Green estocástica), propagarla a través del paquete de estratos adecuado para obtener la respuesta en superficie.

Con base en la Carta geológico-minera E14-2 de la Ciudad de México, del Servicio Geológico Mexicano, y Huizar-Álvarez (1993), se construyó un modelo de velocidades compuesto por aluvión, derrames de andesita y basalto, y depósitos piroclásticos.

Para reproducir la respuesta que se obtuvo al calcular los cocientes espectrales H/V, se empleó el módulo GPELL de Geopsy (escrito por Marc Wathelet), el cual a partir de un modelo de velocidades, calcula la curva de Elipticidad de ondas Rayleigh.

En la Figura IV.14 se verifica que la curva H/V (Azul) y la curva de Elipticidad (morada) muestran una semejanza en cuanto a la amplitud (4.5) y frecuencia fundamental (3.76 Hz), con lo cual se intentó demostrar que al emplear este modelo de velocidades se puede reproducir el efecto de amplificación debido al sitio en el registro de la estación AMVM.

Hecho esto, se realizó la propagación de los sismogramas sintéticos (referidos al basamento) a través del modelo de velocidades (recuadro dentro de la Figura IV.14) para obtener el sismograma sintético en la superficie. Para esto, empleamos la propagación 1D incluida en el software Degtra A4, la cual es una implementación de la matriz de propagación Thomson-Haskell, en la cual se ingresó el modelo de velocidades mencionado anteriormente para calcular el nuevo sismograma.

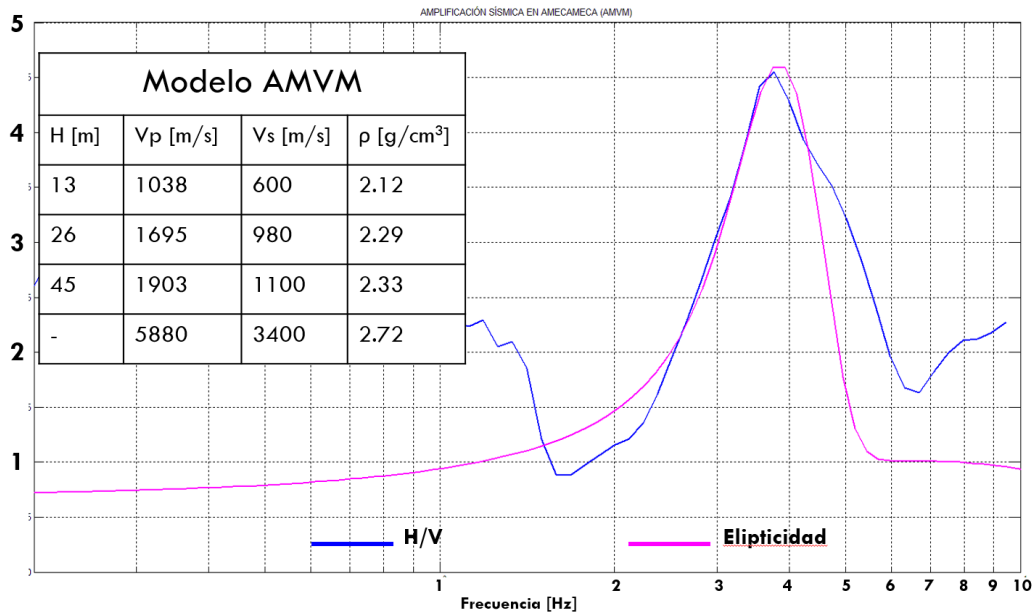


Figura IV.14. Representación espectral de la amplificación de las ondas sísmicas en el sitio AMVM. Se muestra el modelo empleado para calcular la Elipticidad de las ondas Rayleigh y dicha curva (línea morada), así como la curva H/V obtenida del registro del pre-evento (línea azul). La amplificación promedio obtenida en ambas curvas es 4.5 a 3.76 Hz.

Es importante mencionar que, debido al factor de amplificación por la superficie libre (igual a 2) considerada en la simulación estocástica, este sismograma sintético se dividió entre este factor para que al propagarlo a través del medio estratificado, la amplificación propia del medio lo escale de nuevo por 2.

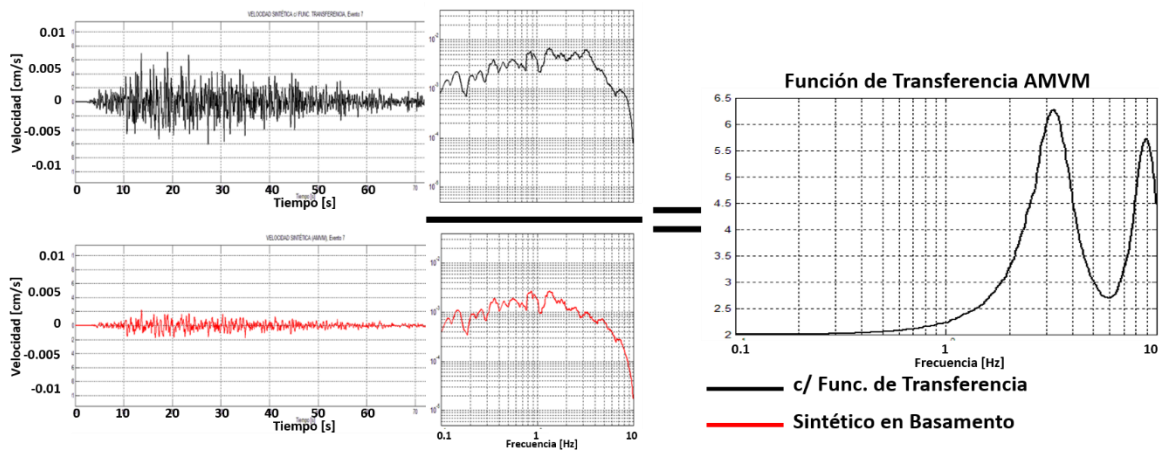


Figura IV.15. Cálculo de la Función de Transferencia para AMVM. Sismogramas y Espectros de Velocidad para los registros en basamento (abajo) y en superficie (arriba). La Función de Transferencia se construye a partir del cociente del espectro en superficie entre el espectro en el basamento. Se obtiene una amplificación de 6.26, centrada en la frecuencia fundamental 3.28 Hz.

Hecha la propagación a través del medio, se obtuvo la Función de Transferencia (Figura IV.15) con la cual se verifica que la amplificación (6.26 a 3.28 Hz) debido al medio utilizado es comparable con la obtenida con la curva H/V del registro pre-evento, y con la Elipticidad generada a partir del modelo de velocidades.

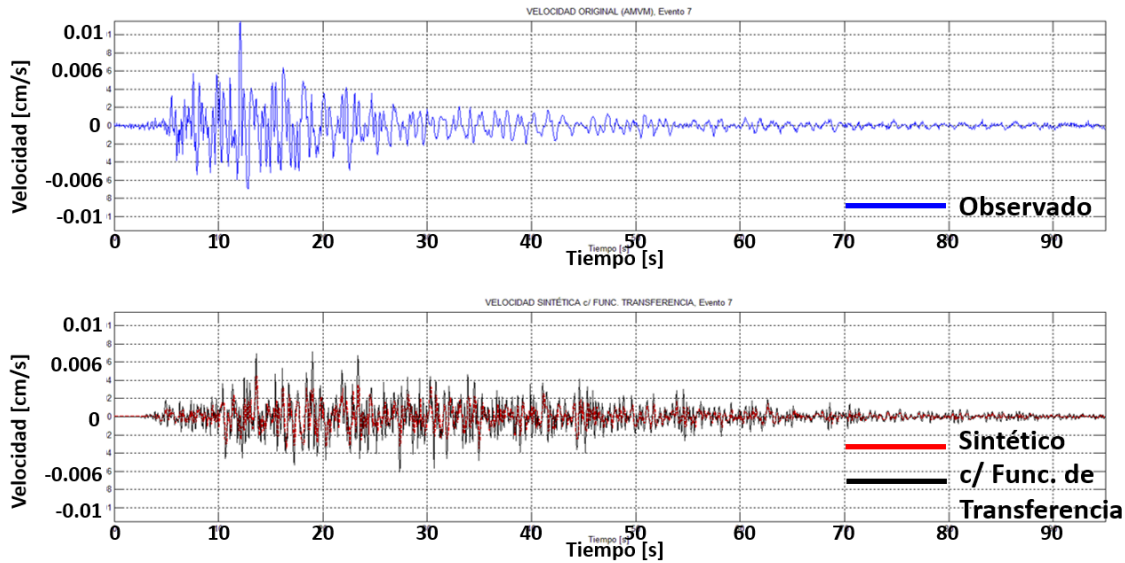


Figura IV.16. Sismograma observado del evento Extra en la estación AMVM (azul), Sismograma generado por Funciones de Green estocásticas (rojo) y Sismograma Sintético con Función de Transferencia (negro).

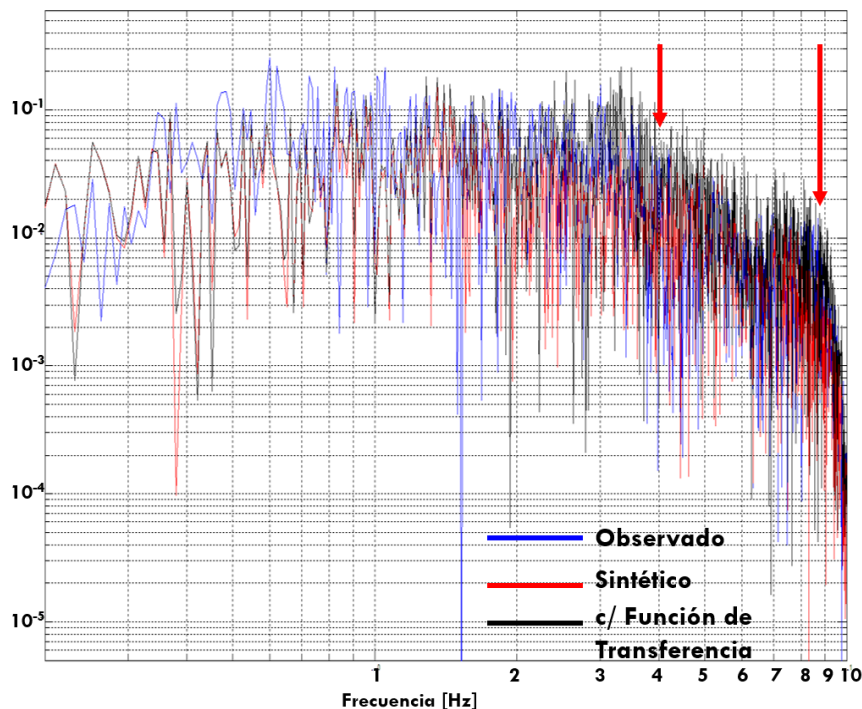


Figura IV.17. Espectros de Velocidad para los sismogramas Observado (azul), Sintético estocástico (rojo), y Sintético con Función de Transferencia (negro). Las flechas rojas indican partes del espectro en donde el sismograma sintético con la Función de Transferencia recupera parte de la amplitud que no se tenía en la simulación original desde 3 a 4 Hz, y en menor medida de 8 a 10 Hz.

En las Figuras IV.16 y IV.17 se hace la comparación final entre los sismogramas sintéticos, sin y con Función de Transferencia y el sismograma original registrado en la estación AMVM. De éstas se puede observar que la amplitud de dichos sismogramas es muy semejante en los tres casos.

Así mismo, en el espectro de amplitudes se puede observar de igual manera cómo al introducir la Función de Transferencia del medio, corroborada con el análisis H/V, se pudo recuperar parte de la amplitud que originalmente no se pudo simular con las Funciones de Green estocásticas cerca de los 3.5 Hz. El registro original indicó una amplificación en 3.76 Hz, y la Función de Transferencia dio una amplificación en 3.26 Hz, lo cual es aceptable para el tipo de simulación que se está manejando.

Podemos decir que el método propuesto para la reconstrucción de los sismogramas y su análisis en la zona epicentral es confiable. El modelo de velocidades empleado para esta zona se definió con base en estudios geofísicos y geotécnicos en la literatura, y se corroborará el periodo dominante con base en un trabajo realizado en esta zona.

Aplicación en zona de estudio: Simulación en la Zona epicentral

Los parámetros para la simulación en la zona epicentral son los mismos mencionados al principio de este capítulo, con la diferencia de que la distancia hipocentral utilizada es la profundidad promedio a la cual se encontraron los sismos en su relocalización (aproximadamente 3.0 Km), y un ajuste con respecto a la duración del evento.

Suponiendo que la duración fijada para la distancia hipocentral a la estación AMVM, para cada uno de los eventos varía con respecto a su magnitud de forma lineal, se tiene para cada uno:

Tabla IV.6. Cálculo de la duración para cada sismo en la zona epicentral a partir de una relación lineal, donde para una Distancia hipocentral de 18.3 Km, la duración correspondiente es la indicada en negritas.

$R_{AMVM} = 18.3 \text{ [Km]}$	ΔT_{1AMVM}	ΔT_{XAMVM}	ΔT_{2AMVM}	ΔT_{3AMVM}	ΔT_{4AMVM}	ΔT_{5AMVM}	ΔT_{6AMVM}
$R_{EPI} = 3.0 \text{ [Km]}$	120 s	95 s	75 s	88 s	89 s	72 s	92 s
$\Delta T_{EPI} = R_{EPI} * \Delta T_{AMVM} / R_{AMVM}$	20 s	16 s	12.5 s	15 s	15 s	12 s	15.5 s

A partir de los estudios realizados para CONAGUA (2000) por parte de la compañía CIGSA, donde se hicieron levantamientos gravimétricos, magnetométricos, refracción sísmica y sondeos sísmicos cross-hole, determinamos en nuestra zona de estudio un modelo de velocidades a partir de los siguientes resultados que obtuvo CONAGUA (Figura IV.18).

El perfil EW-5, que se encuentra al norte de la zona de estudio nos brindó una idea de cómo están dispuestos los estratos más superficiales. Principalmente, el límite entre los estratos de resistividad entre 6 y 10 [Ωm], se encuentra aproximadamente a 70 metros de profundidad, donde posteriormente se tienen estratos más consolidados con un espesor aproximado de 90 metros, a partir de los cuales se consideran ya los estratos pertenecientes a las rocas más firmes del basamento.

El perfil EW-6, paralelo al anterior pero más al sur, muestra que los estratos pertenecientes a los depósitos lacustres tienen mayor espesor. También, el límite con los estratos más consolidados muestran el límite de la sub-cuenca en sus extremos poniente y oriente.

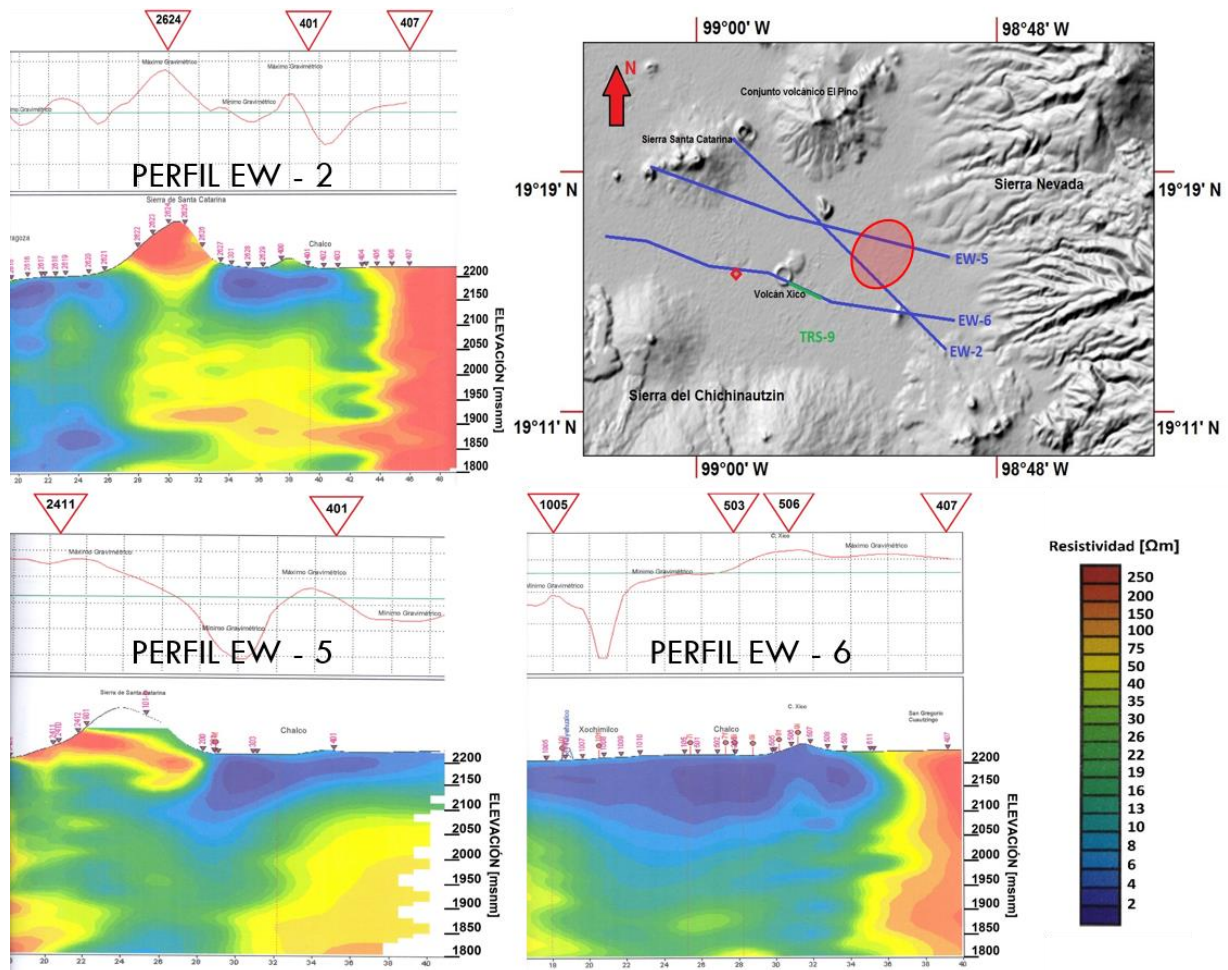


Figura IV.18. Localización de los estudios geofísicos realizados para CONAGUA cercanos a la zona epicentral. Se indican en el mapa los perfiles magnetométricos y gravimétricos (líneas moradas), la línea de refracción sísmica (línea verde) y el sitio cross-hole (rombo rojo), a partir de los cuales se generó el modelo de velocidades empleado para generar la Función de Transferencia.

El perfil EW-2, que cruza ambos perfiles EW-5 y 6, y además a la zona epicentral en su extremo poniente, muestra el mismo límite que el perfil EW-6, pero que nos delimita también en profundidad la interfaz entre los sedimentos lacustres y de transición (60 metros de profundidad), y el límite entre los estratos transición y el basamento (120 m).

Consideramos de forma general la información que nos aportan estos perfiles, que es la definición de las unidades de depósitos lacustres, de los sedimentos granulares, y de las unidades de roca ígnea; para los estratos más superficiales se toma en cuenta, y suponiendo semejantes, los resultados obtenidos por el sondeo cross-hole y de sísmica de refracción cercanos al volcán Xico.

En la Figura IV.9 se muestra el sondeo cross-hole y el perfil de refracción sísmica hechos cerca de la zona de estudio. El cross-hole, al ser mediciones directas, define los dos estratos superiores que se caracterizan por ser de una velocidad de onda S muy baja (280 y 95 m/s respectivamente) y con espesores semejantes (25 metros).

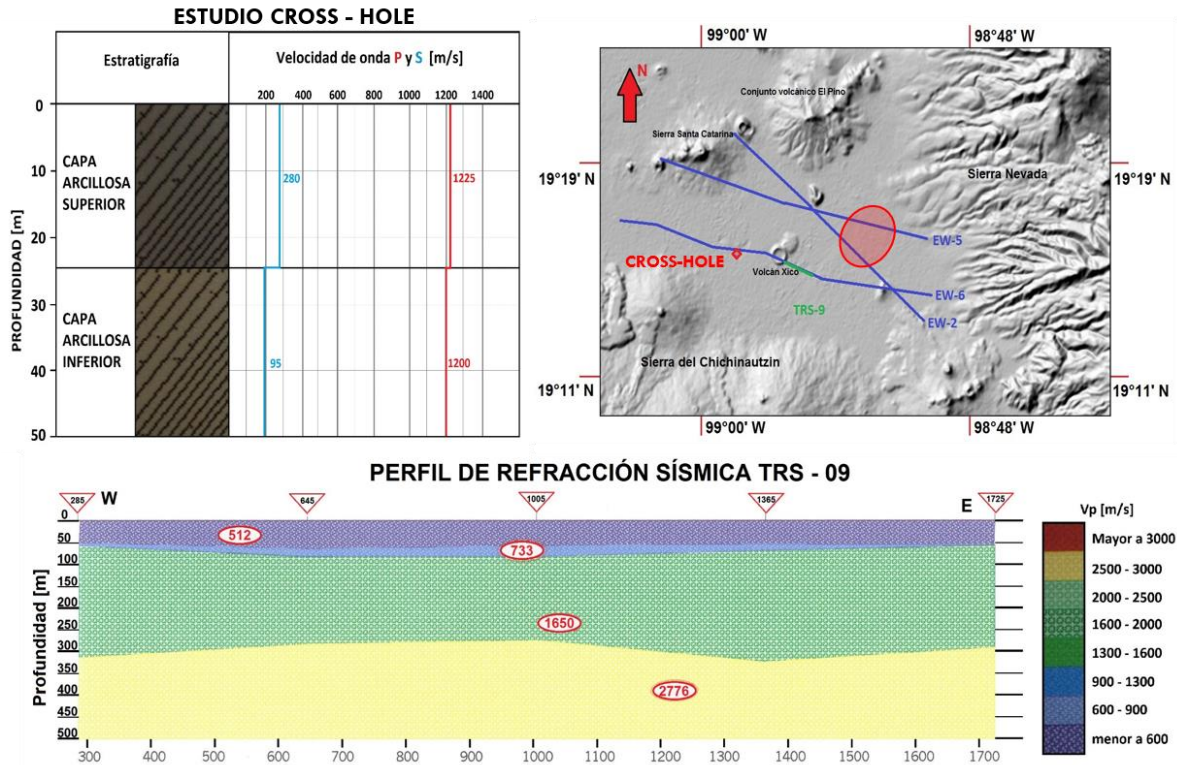


Figura IV.19. Localización del sitio de estudio Cross-hole (rombo rojo) y el perfil de Refracción sísmica (línea verde) cercanos al volcán Xico mostrados en el mapa. El estudio cross-hole muestra las propiedades de los primeros dos estratos (capas arcillosas superior e inferior). El perfil de refracción sísmica indica las propiedades de los estratos más profundos.

Se corroboró que los estratos más blandos en el perfil de refracción sísmica pertenecen a los primeros 50 metros obtenidos con Cross-hole, mientras que los siguientes dos estratos pertenecen a depósitos granulares con velocidades de onda S de 420 y 900 m/s respectivamente, y espesores de 25 y 150 respectivamente.

Finalmente, se tienen los estratos de roca ígnea con velocidad de onda S igual a 1600 y 3400 m/s, siendo el primero de espesor igual a 150 m y el otro considerado como el basamento (semi-espacio).

Tabla IV.7. Modelo de Velocidades propuesto para la zona epicentral, con base en la información de CONAGUA (2000).

Profundidad [m]	V _P [m/s]	V _S [m/s]	Densidad [g/cm ³]
0 - 25	1225	280	1.9
25 - 50	1200	95	2.0
50 - 75	733	421	2.1
75 - 225	1650	900	2.26
225 - 375	2776	1600	2.46
375 - ...	5400	3400	2.72

Como se hizo para el sismograma de la estación AMVM, se generó el sismograma sintético sin considerar el efecto de las capas superficiales de baja velocidad. Así mismo, empleando la propagación en 1D de Degtra, y con base en el modelo de velocidades descrito en la Tabla IV.7, se obtuvo el sismograma sintético con el efecto de sitio.

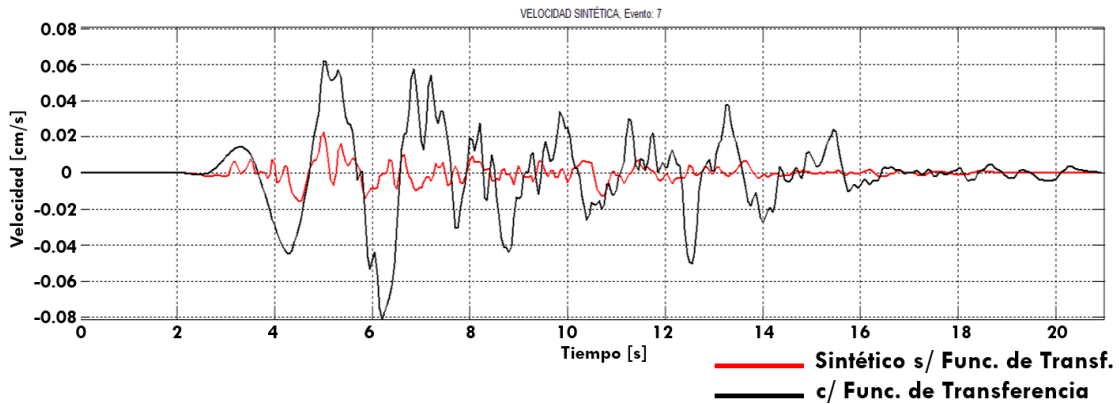


Figura IV.20. Sismogramas sintéticos del evento Extra en la zona epicentral sin considerar el Efecto del sitio (rojo) y Sismograma haciendo la propagación a través del modelo de velocidades propuesto (negro).

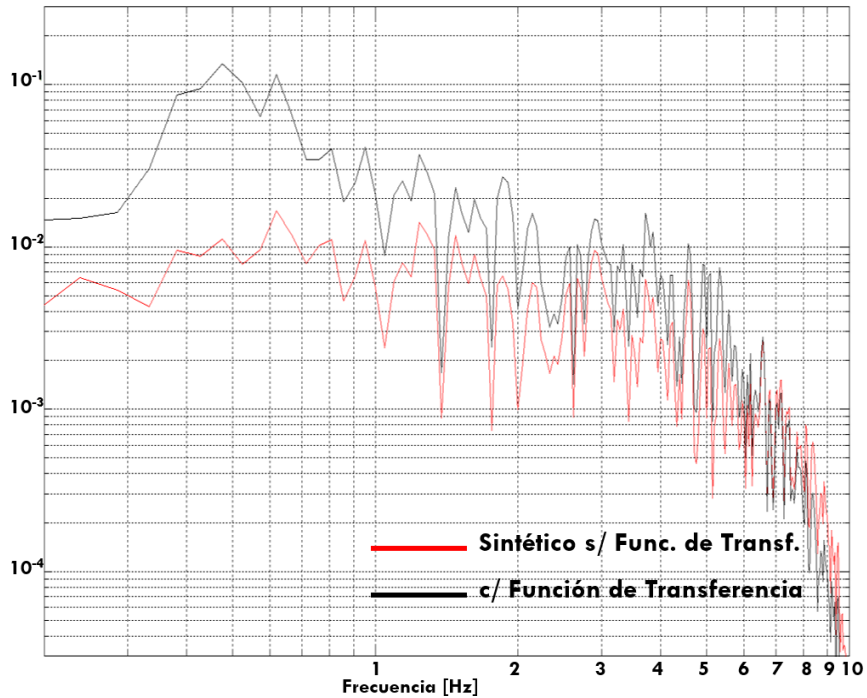


Figura IV.21. Espectros de velocidad del sismograma sintético sin considerar el efecto del sitio (rojo), y considerando el efecto del sitio (negro) a partir del modelo de velocidades propuesto.

Se puede observar que el sismograma sintético resultante tiene una gran amplificación con respecto al sismograma de entrada, especialmente en la baja frecuencia (Figura IV.12). Este efecto de gran amplificación de las ondas sísmicas de baja frecuencia es lo que comúnmente se ha observado en muchos puntos de la Cuenca de México, y está principalmente ligado al hecho de que las ondas superficiales aquí están caracterizadas por periodos fundamentales muy altos, debido a que las componentes de periodo corto no pueden atravesar grandes distancias gracias al efecto de atenuación que tienen los niveles superficiales.

Dentro del espectro de velocidad de ambos sismogramas sintéticos (Figura IV.21), es evidente la amplificación que se tiene en la baja frecuencia, principalmente entre los 0.4 y 0.6 Hz; de la misma

manera, se puede ver que la amplificación también es evidente en frecuencias más altas. Cabe recordar que, tanto los sismogramas como los espectros mostrados, son simulados en la superficie, por lo que han sido amplificados por un factor de 2.

La amplificación del movimiento en el suelo tiene su contribución en dos tipos de mecanismos: La amplificación geométrica, que es debida al contraste de impedancias (producto de la densidad y la velocidad de onda) entre dos estratos: mientras mayor sea la impedancia del estrato inferior con respecto al superior, se tendrá una amplificación cada vez mayor; y la amplificación dinámica (o efecto de resonancia), que se da cuando la frecuencia dominante del medio es aproximadamente igual a la de las ondas sísmicas, lo que provoca que éste vibre con mayor fuerza en dicha frecuencia.

Al obtener la Función de Transferencia del medio (Figura IV.22), se puede considerar que la frecuencia dominante es semejante a la reportada por Lermo y Ovando (2009), donde a partir del análisis de ruido sísmico registrado en el poblado San Martín Cuautlalpan en Junio de 2009 para la caracterización de los agrietamientos que se presentaron en esta zona, proponen que la frecuencia fundamental en esta zona oscila entre 0.47 y 0.76 Hz.

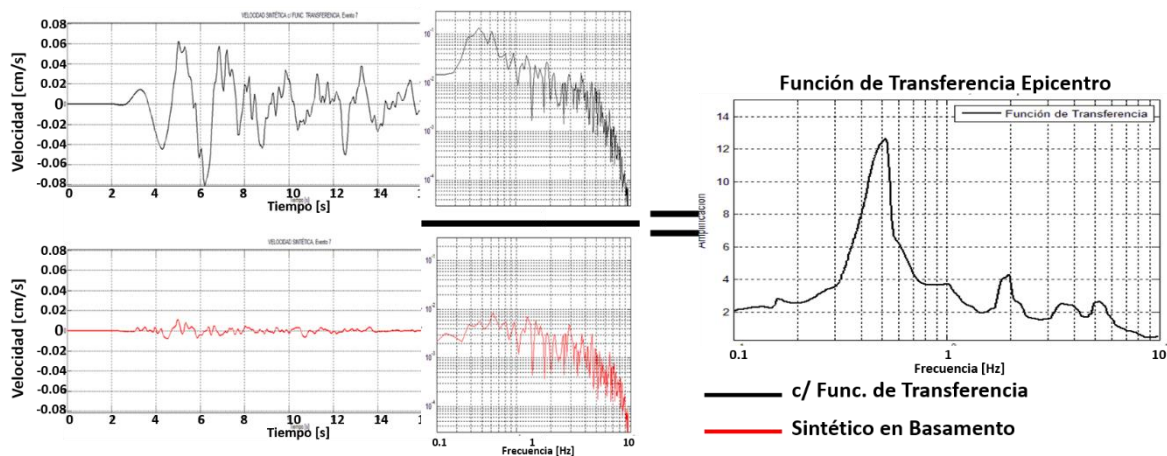


Figura IV.22. Cálculo de la Función de Transferencia para la zona epicentral, a partir del sismograma sintético en el basamento (izquierda abajo), donde no se tiene la amplificación debida a la superficie libre, y del sismograma sintético propagado a través del modelo de velocidades propuesto (izquierda arriba), obteniendo así la Función de Transferencia (derecha).

El valor de la máxima amplificación obtenida debido a la Función de Transferencia tiene un valor de 17.3, y se encuentra centrada en 0.47 Hz, lo cual es comparable al límite inferior del periodo dominante obtenido por Lermo y Ovando en su trabajo. De esta forma, validamos que el modelo propuesto es representativo del medio real, de forma muy general.

A diferencia de lo obtenido para el sitio AMVM, donde la frecuencia fundamental se centró en 3.28 Hz, en la zona epicentral se tiene un medio caracterizado por distintos estratos de velocidades de onda S muy bajas con una gran saturación de agua, en comparación con Amecameca.

Análisis de la Intensidad de movimiento

Una vez que se obtuvieron los sismogramas sintéticos para la zona epicentral, es necesario hacer el análisis de la respuesta para aportar una idea de cuál fue la intensidad de éstos bajo distintos criterios: la respuesta estimada puede ser tanto cuantitativa como cualitativa, las cuales están

definidas con base en la percepción de las personas, la respuesta teórica de las estructuras, nivel de daño causado.

La información con la que se puede hacer una estimación de la fuerza de un sismo es la Intensidad con la cual las personas sintieron el movimiento o por medio de acelerógrafos; para ello se han definido distintas escalas de intensidad sísmica, entre las cuales destacan la escala de la Agencia Meteorológica de Japón (Japan Meteorological Agency, JMA), la de Mercalli Modificada (Mercalli Modified Intensity, o MMI) y la Escala Macrosísmica Europea (European Macroseismic Scale, o EMS-98).

- JMA Seismic Intensity Scale.

La escala de intensidad sísmica de la JMA aporta la medida de la fuerza de un sismo, por medio de acelerógrafos. Originalmente esta escala tenía 7 niveles, pero que el 1 de octubre de 1996 se extendió a 10 niveles de intensidad: 0, 1, 2, 3, 4, 5 baja, 5 alta, 6 baja, 6 alta y 7.



Figura IV.23. Escala de Intensidad Sísmica de la Agencia Meteorológica de Japón. Ésta se encuentra dividida en 10 niveles. Tomada de Tríptico informativo de la JMA.

Con los acelerógrafos es posible establecer de mejor forma la intensidad del movimiento, ya que esta medida es cuantitativa. Si la intensidad se determinara únicamente a partir del daño observado en las estructuras, éste variaría mucho si se tuvieran dos tipos de construcción totalmente distintos en una misma zona, ya que el grado de daño depende también de la naturaleza del movimiento, y la geología y topografía del lugar. Con esto es posible predecir el daño que se puede tener en distintas zonas, y así proveer información valiosa a los cuerpos de ayuda y emergencia a manejar mejor una posible catástrofe.

El nivel de intensidad para los sismos estudiados en este trabajo, se definió en una intensidad entre 3 y 4, la cual es perceptible por todas las personas, e incluso es capaz de despertar a las personas que se encuentran dormidas; los objetos colgados de paredes y lámparas se balancean, al igual que los cables de luz en la calle.

- Escala Macrosísmica Europea EMS-98.

En la década de 1990 la Comisión Sismológica Europea desarrolló esta escala, la cual está integrada por 12 grados de intensidad, la cual además de categorizar la sensación de las personas, distingue el daño que pueden sufrir distintas clases de vulnerabilidad para edificaciones, con base en el material predominante en su construcción.

Considerando los daños reportados en la zona epicentral, que fueron en su mayoría fracturas en paredes y techo en estructuras de Clase de vulnerabilidad A y B, así como el movimiento de los objetos situados en mesas y colgados de las paredes, otorgamos un grado de Intensidad V según esta escala.

Otra forma de estudiar los efectos de un evento sísmico es a través de los registros de aceleración y velocidad, los cuales nos ayudan a describir de forma cuantitativa los movimientos en la zona de estudio. Para esto, se calculó el Espectro de Respuesta, Velocidad y Aceleración Pico y su frecuencia asociada, y diversos Criterios estándar de vibración máxima para estructura.

- Escala de Intensidad de Mercalli Modificada MMI.

Creada por el italiano Giuseppe Mercalli en 1902, y modificada en 1931 por Harry O. Wood y Frank Neuman, se basa en el efecto producido en estructuras y en la percepción de la gente en distintas zonas. Consta de 12 grados o niveles, y se expresan en números romanos (Tabla IV.8).

Tabla IV.8. Escala de Intensidad sísmica de Mercalli Modificada (MMI). Se describen los 12 grados de la escala según la percepción de la gente y los efectos que causan en construcciones y el suelo.

INTENSIDAD	Efecto	INTENSIDAD	Efecto
I	La gente no siente el movimiento del suelo.	VII	La gente tiene dificultad para estar en pie. Ladrillos sueltos se caen.
II	Poca gente en interiores lo nota, si está descansando o está en pisos superiores.	VIII	Automovilistas tienen problemas para conducir. Las ramas de árboles pueden desgarrarse. Las colinas se pueden deslizar si el terreno está húmedo.
III	Mucha gente en interiores lo siente. Objetos colgados oscilan. Gente en exteriores no lo siente	IX	Edificios bien contruidos sufren daños considerables. Algunas tuberías subterráneas se rompen. El suelo se agrieta poco.
IV	Poca gente en exteriores lo siente. Los autos se balancean. Pareciera un camión golpeando los muros.	X	La mayoría de las cimentaciones de los edificios y algunos puentes se destruyen. Grandes deslizamientos de taludes. Las vías de trenes se doblan ligeramente.
V	Gente dormida se despierta. Las puertas se balancean. Objetos pequeños se vuelcan.	XI	Muchos edificios colapsan. Grandes grietas en el suelo. Las tuberías subterráneas se destruyen.
VI	Todos lo sienten. Problemas para caminar. Edificios contruidos inadecuadamente pueden dañarse considerablemente.	XII	Casi todo se destruye. Los objetos son arrojados al aire. El suelo se mueve en forma de ondas o pliegues.

Atkinson y Kaka (2007) desarrollaron relaciones entre MMI y los parámetros PGV y PGA a diferentes periodos, usando los datos de sismos moderados en la parte central de Estados Unidos y la

aplicación Shake Map (Mapa de Intensidades sísmicas), del programa “Did You Feel It?” (DYFI) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés).

$$MMI_{PGV} = 4.37 + 1.32 \cdot \log(PGV) \quad (4.2)$$

$$MMI_{PGA} = 2.65 + 1.39 \cdot \log(PGA) \quad (4.3)$$

$$\Delta_{MMI_{PGV}} = 0.47 - 0.19 \cdot M_w + 0.26 \cdot \log(D) \quad (4.4)$$

$$\Delta_{MMI_{PGA}} = -1.96 + 0.02 \cdot M_w + 0.98 \cdot \log(D) \quad (4.5)$$

Donde las unidades de PGV y PGA están en SI (cgs), M_w es la magnitud de momento, y D es la distancia hipocentral [Km].

Atkinson y Wald (2007) también desarrollaron relaciones empíricas entre MMI y la Magnitud de momento (M_w) y la Distancia hipocentral (D), dejando de lado los parámetros de movimiento, usando de igual forma la información del programa DYFI, obteniendo los coeficientes de la regresión para dos zonas principalmente: la parte central y oriental de Estados Unidos, y California.

$$MMI_{CA} = 12.27 + 2.27 \cdot (M_w - 6) + 0.1304 \cdot (M_w - 6)^2 - 1.3 \cdot \log(D) - 0.000707 \cdot D - 0.577 \cdot M_w \cdot \log(D) \quad (4.6)$$

$$MMI_{CUS} = 11.72 + 2.36 \cdot (M_w - 6) + 0.1155 \cdot (M_w - 6)^2 - 0.44 \cdot \log(D) - 0.0002044 \cdot D - 0.479 \cdot M_w \cdot \log(D) \quad (4.7)$$

Tselentis y Danciu (2008) desarrollaron las relaciones empíricas para Grecia, usando los parámetros de movimiento PGA, PGV, CAV e I_a . Empleando la información de sismos, principalmente de alta frecuencia, bajo contenido de energía y corta duración, obtuvieron dos modelos: el primero de ellos relaciona únicamente uno de los parámetros de movimiento; el segundo modelo, por su parte, se ajustó utilizando la Magnitud de momento (M_w), la Distancia epicentral (R) y un factor en función de las Condiciones locales del terreno (S): 0 si es roca firme, o 1 si es suelo blando.

$$MMI_{PGA} = 2.355 + 1.384 \cdot \log_{10}(PGA) + 0.297 \cdot M_w - 0.832 \cdot \log_{10}(R) - 0.108 \cdot S \quad (4.8)$$

$$MMI_{PGV} = 5.582 + 1.397 \cdot \log_{10}(PGV) - 0.878 \cdot \log_{10}(R) - 0.073 \cdot S \quad (4.9)$$

$$MMI_{CAV} = 3.763 + 1.409 \cdot \log_{10}(CAV) - 0.997 \cdot \log_{10}(R) - 0.105 \cdot S \quad (4.10)$$

Sandoval et al. (2013) propusieron unas ecuaciones empíricas para relacionar la Intensidad Macrosísmica y los parámetros de movimiento en la parte central de México, como parte del proyecto Red Sísmica Mexicana (RSM), tomando en consideración 26 sismos y los reportes de intensidad sísmica recopilados por el Instituto de Ingeniería y del programa DYFI, obteniendo así las relaciones para PGA, PGV y PSA (0.1, 0.3, 0.5, 1.0, 2.0, y 3.0 segundos).

Con base en las relaciones mencionadas, para cada evento se estimó la Intensidad en la Escala de Mercalli Modificada, empleando los valores de PGV, PGA y CAV, de las se obtuvo lo siguiente:

Tabla IV.9. Intensidades sísmicas según la escala de Mercalli Modificada, a partir de los sismogramas sintéticos en la zona epicentral, con base en las relaciones propuestas por diferentes autores empleando los valores de PGV, PGA, CAV, M_w y D.

INTENSIDAD	Evento						
	1	Extra	2	3	4	5	6
MMI (PGV_A&K)	III	III	II	III	II	II	II
MMI (PGV_S)	-	II	-	-	-	-	-
MMI (PGV_T)	IV	IV	III	IV	III	IV	III
MMI (CAV_T)	IV	IV	III	III	III	III	III
MMI (PGA_A&K)	I	I	-	I	-	I	-
MMI (PGA_S)	-	I	-	-	-	-	-
MMI (PGA_T)	II	III	II	II	II	II	I
MMI (A&W_CA)	IV	III	III	III	I	III	III
MMI (A&W_CUS)	IV	IV	IV	IV	II	IV	III

En la Tabla IV.9 se puede observar que las relaciones calculadas a partir de PGA muestran valores de intensidad más bajas en comparación con las hechas con PGV, lo cual puede explicarse debido a que la desviación estándar es mayor para las regresiones hechas con PGA, según lo mencionan sus autores.

Así mismo, con base en lo mencionado anteriormente, donde se dijo que el evento Extra fue el mayor de los siete, la intensidad obtenida con para este sismo con la relación de Atkinson y Kaka (2007) muestra una buena relación con los reportes dados por los medio de comunicación.

Sin embargo, se observa que para el evento 1 y 5 se obtuvo una intensidad semejante a la del evento Extra con las relaciones de Tselentis y Danciu (2008), la cual está en función de PGA, PGV o CAV, y de M_w y la Distancia hipocentral (en este caso, la profundidad), la cual es menor con respecto al evento extra, lo que la hace más sensible a este parámetro. Para Atkinson y Wald (2007) ocurre algo semejante, donde al no tomar en cuenta los parámetros de movimiento, sino sólo la magnitud M_w y D, se tienen intensidades muy semejantes para casi todos los eventos.

Además de la Intensidad sísmica, también se pueden estimar los efectos de los sismos con base en el daño sufrido en las estructuras y a la sensibilidad de las personas ante la vibración, a partir de los valores máximos de velocidad descritos en distintos criterios y normas de seguridad. Algunas de estas normas son la norma DIN 4150-3/1999, ISO 2372, USBM-RI8507.

El cuerpo humano es muy sensible ante una vibración, ya que puede percibir desplazamientos de hasta 0.001 mm, mientras que las puntas de los dedos son 20 veces más sensibles en las condiciones adecuadas.

Son muchos los factores que afectan la sensibilidad, y que a su vez determinan el efecto que tendrán en los humanos, tales como la posición del individuo (de pie, sentado, acostado), las características

de la fuente de vibración, la frecuencia de ocurrencia y hora del día, y la actividad hecha al momento de la vibración. Así mismo, la intensidad de su percepción depende de también de la magnitud del movimiento, su duración y la frecuencia de éste.

La norma alemana DIN 4150-3/1999 incluye valores guía para construcciones altamente sensitivas, residenciales y comerciales e industriales. Describe que las estructuras aumentan la respuesta ante vibraciones conforme éstas se acercan a su frecuencia natural (generalmente entre 1 y 10 Hz). Así mismo, propone que el cuerpo humano aumenta su sensibilidad conforme aumenta el nivel de vibración, tanto en velocidad como en frecuencia.

Se debe mencionar que en realidad, todas las estructuras y casas responden con diferentes valores de amplitud y frecuencia debidas a las vibraciones del suelo. Los criterios de seguridad mencionados aquí se generaron empíricamente, donde la respuesta obtenida no está en función únicamente de la vibración inducida. Existen más factores a considerar, propios de las mismas estructuras, las cuales pueden hacerlas más susceptibles a sufrir daños.

A partir del espectro de aceleración, velocidad y desplazamiento, se puede hacer una estimación de la sensibilidad humana empleando unas relaciones empíricas que describen este efecto cuando se sobrepasa el umbral de percepción. A este valor se le conoce como Factor de Perceptibilidad (KB), y está en función de la frecuencia de la vibración.

$$KB(a) = a(f) \frac{28.6}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{5.6}\right)^2}} \quad (4.11)$$

$$KB(v) = v(f) \frac{0.18f}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{5.6}\right)^2}} \quad (4.12)$$

$$KB(d) = d(f) \frac{0.8f^2}{\sqrt{1 + (0.32f)^2}} \quad (4.13)$$

Para KB en función de la aceleración, ésta debe de estar en $[m/s^2]$, para la velocidad y el desplazamiento en $[mm/s]$ y $[mm]$. Los valores máximos que se definen como tolerables con base en este factor los describe Carnicero et al. (1996), según las normas de los Ayuntamientos de Valladolid y Zaragoza (España), entre 0.2 y 0.15 para el día y noche respectivamente en zonas residenciales, y 0.56 en zonas industriales.

Se muestra en la Figura IV.24 que el Factor de percepción KB tiene dos valores máximos, los cuales corresponden en asterisco a los valores pico de los espectros (aceleración, velocidad, desplazamiento) en su frecuencia asociada, y en círculos los KB máximos obtenidos a partir de todo el espectro de amplitud. La diferencia entre ambos valores radica en que, mientras que se tiene un valor pico, la percepción tiende a ser mayor conforme se aumenta la frecuencia, siendo entre 0.9 y 0.13, los valores más perceptibles para el evento Extra.

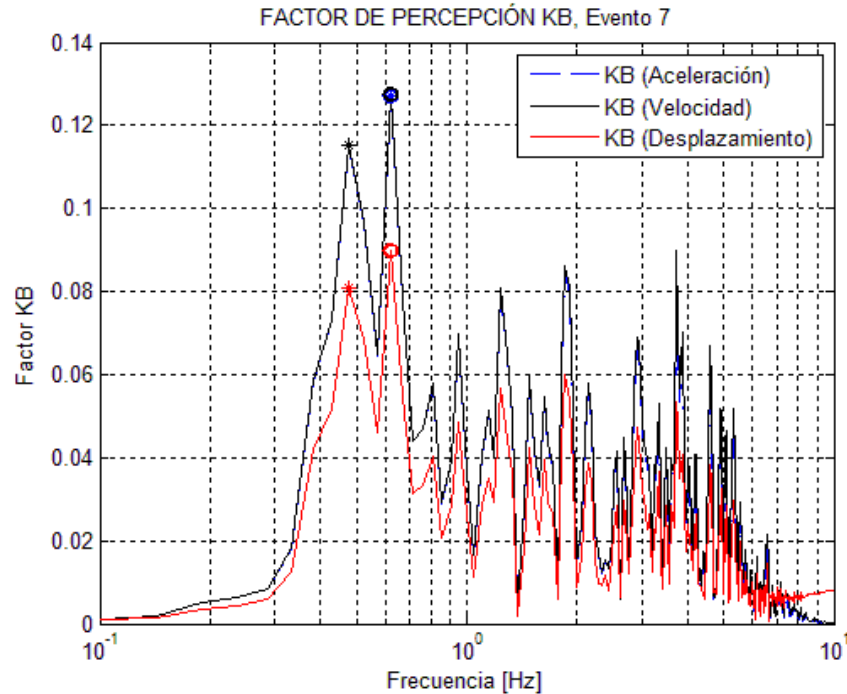


Figura IV.24. Factor de Percepción KB en función de la frecuencia calculado a partir de la Aceleración, Velocidad y Desplazamiento. Los asteriscos y círculos indican Valor pico y Valor de Percepción máximo respectivamente.

Otra metodología empleada para estimar el nivel de percepción humana del movimiento debido a una vibración fue propuesta por Wiss y Parmelee (1974), quienes estudiaron la percepción humana a partir de vibraciones en el suelo realizadas experimentalmente en varios voluntarios, de esta forma desarrollaron una fórmula empírica que relaciona esta respuesta con la máxima amplitud de desplazamiento y la frecuencia asociada del sistema.

$$RFC = 5.08 \left(\frac{f \cdot A_0}{D^{0.217}} \right)^{0.265} \quad (4.14)$$

Donde, f es la frecuencia a la cual se tiene el máximo desplazamiento A_0 (en pulgadas), y D es el amortiguamiento del sistema (que se supone 0.05). Según el Departamento de Construcción y Desarrollo Urbano de E. U., el factor máximo aceptable de vibración del suelo debe ser $RFC \leq 2.5$; Imperceptible (0 – 1.49), Apenas perceptible (1.5 – 2.49), Perceptible (2.5 – 3.49), Fuertemente perceptible (3.5 – 4.49), y Severo (4.5 – 5).

De los registros obtenidos a partir de la simulación estocástica, que son de velocidad (cm/s), se puede obtener tanto aceleración como desplazamiento, al derivar e integrar numéricamente el registro original. De cada uno de estos registros se obtuvo el espectro de amplitud para cada sismo (Figura IV.25).

Podemos observar en el espectro que en las frecuencias cercanas a 0.5 Hz se tienen las mayores amplitudes, lo cual se puede usar para tratar de entender cómo reaccionan las estructuras ante una vibración estas características. Es de esperarse que se vea reflejada el aporte que se tiene de la frecuencia fundamental del terreno, donde para los tres registros, la mayor energía se encuentra entre 0.444 y 0.5 Hz. Para la aceleración, la frecuencia asociada a la mayor energía varía

considerablemente, pues para los sismos Extra, 2, y 3 se encuentra entre 0.500 – 0.619 Hz, para el evento 1 tiene un valor de 1.88 Hz, y para el 4, 5 y 6 oscila entre 3.707 y 3.75 Hz.

Tabla IV.10. Índices de movimiento y parámetros de sensibilidad según distintos criterios.

Parámetro	Evento						
	1	Extra	2	3	4	5	6
$d_{m\acute{a}x}$ [cm]	0.0170	0.0446	0.879 E-02	0.0156	0.524 E-02	0.0119	0.642 E-02
d_{rms} [cm]	0.255 E-02	0.636 E-02	0.129 E-02	0.225 E-02	0.076 E-02	0.175 E-02	0.086 E-02
$f_{dm\acute{a}x}$ [Hz]	0.480	0.476	0.444	0.500	0.500	0.444	0.487
* $v_{m\acute{a}x}$ [in/s]	0.0204	0.0530	0.0108	0.0194	0.652 E-02	0.0145	0.781 E-02
$v_{m\acute{a}x}$ [cm/s]	0.0518	0.1346	0.0274	0.0494	0.0165	0.0368	0.0198
v_{rms} [cm/s]	0.0086	0.0209	0.435 E-02	0.732 E-02	0.295 E-02	0.595 E-02	0.297 E-02
$f_{vm\acute{a}x}$ [Hz]	0.480	0.476	0.500	0.500	0.500	0.500	0.487
$a_{m\acute{a}x}$ [cm/s ²]	0.1748	0.4474	0.0975	0.1550	0.0971	0.1359	0.0622
a_{rms} [cm/s ²]	0.0578	0.1311	0.0295	0.0434	0.0303	0.0417	0.02195
$f_{am\acute{a}x}$ [Hz]	1.88	0.619	0.611	0.500	3.75	3.722	3.707
RFC	1.31	1.69	1.08	1.30	0.97	1.17	1.02

En la Tabla IV.10 se resumen los valores de distintos parámetros de intensidad de movimiento (desplazamiento, velocidad y aceleración), así como el factor de sensibilidad antes mencionados para los siete eventos.

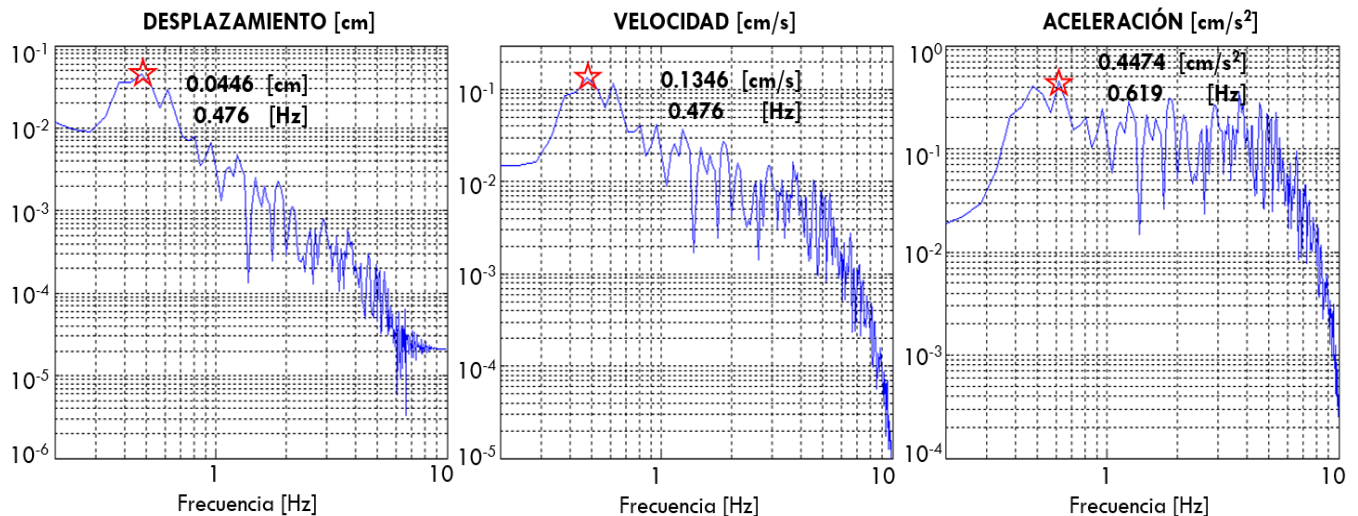


Figura IV.25. Espectros de Desplazamiento, Velocidad y Aceleración del Evento Extra. Se observa como la máxima amplitud para el desplazamiento, velocidad y aceleración se encuentra en el rango de frecuencia (0.476 a 0.619 Hz), la cual corresponde a la frecuencia fundamental del terreno.

De los espectros se mostrados en la Figura IV.25 se puede observar cómo la aceleración realiza los efectos de la alta frecuencia, teniendo para el evento extra una aceleración promedio entre 0.2 y 0.3 [cm/s²].

Como lo menciona Siskind D. (2000), la Sociedad Internacional de Ingenieros de Explosivos describe los efectos que se tendrían en cierto lugar, ante una vibración del suelo con una determinada velocidad. Con base en estos valores, los efectos pueden ser:

Tabla IV.11. Efectos debidos a vibraciones, según el criterio seguido por Siskind (2000).

PGV [cm/s]	Efecto de la Vibración
0.0254	Umbral de percepción humana estando quieto.
0.0762	Tráfico a 16 metros. Traqueteo de casas y respuesta a la vibración.
0.1524	Umbral de percepción humana para una vibración transitoria.
0.254	Efecto semejante a tráfico de camiones en camino con baches a 16 metros.
0.45 – 0.81	Efecto semejante al paso de un tren a 6 metros de distancia.
0.762	Perforadora de pavimento a 9 metros.
1.27	Límite mínimo para ruptura de yeso en casas.
1.778	Límite humano de confort.
1.905	Límite de protección a casas por fracturas superficiales.
2.006	Límite menor para la extensión de grietas en paredes.

Los valores pico de velocidad obtenidos para los sismos de este estudio caen dentro del rango entre 0.0165 (evento 4) y 0.1346 [cm/s] (evento extra), donde de efectos semejantes al generado por un tráfico de autos a corta distancia, donde las casas traquetean.

El criterio ISO 2372 provee límites de vibración para daños estructurales y de confort de los humanos, empleando un gráfico conjunto de la frecuencia contra la aceleración, velocidad y desplazamiento (Figura IV.26).

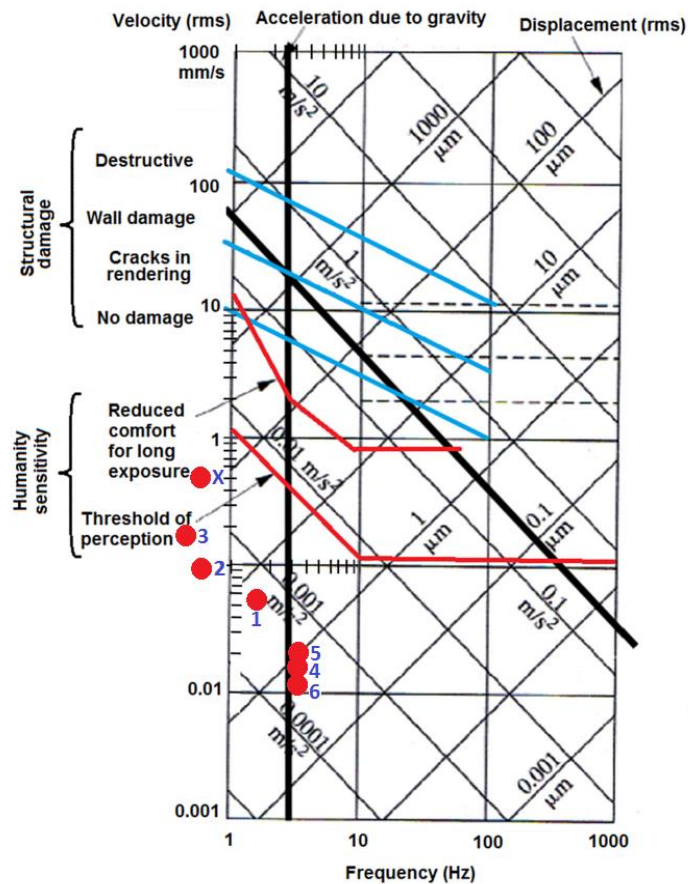


Figura IV.26. Criterio combinado (aceleración, velocidad, desplazamiento) para Daño estructural y Sensibilidad Humana ISO 2372. Las líneas azules muestran los distintos rangos de daño estructural, las líneas rojas muestran los rangos de sensibilidad humana. Los puntos rojos indican los valores de aceleración máxima y su frecuencia descritos en la Tabla IV.10. Modificado de Morris, 2009.

Al localizar los valores de aceleración máxima y su respectiva frecuencia asociada para los 7 eventos simulados, se observa que estas se encuentran por debajo del umbral de percepción para los humanos: el evento Extra es el más próximo a este límite. Así mismo, para el daño estructural ninguno de los valores obtenidos se acerca al límite mínimo para causar un daño considerable.

Otro criterio para estudiar los posibles daños observados en estructuras debido a vibraciones, es el hecho por el Departamento de Minas de E. U. (USBM RI 8507, 1980), el cual se construyó midiendo la velocidad pico y su frecuencia asociada para proponer un criterio de seguridad. Este criterio ha sido adoptado internacionalmente como un criterio estándar. Además, los límites de esta norma varían dependiendo de los diferentes tipos de vivienda.

Tomando los valores de velocidades máximas en pulgadas sobre centímetro, obtenidas de los registros simulados en los siete eventos y su respectiva frecuencia asociada, se sobrepusieron a los límites propuestos para este criterio (Figura IV.27).

Para el evento Extra, cuya velocidad máxima de respuesta fue de 0.053 [in/s] a una frecuencia 0.476 Hz (similar a la frecuencia natural del medio), se tiene una velocidad máxima de seguridad igual a 0.095 in/s. Este resultado es semejante al presentado en el criterio ISO 2372, donde el límite de daño mínimo a estructuras no se acercó con las velocidades estimadas a partir de las simulaciones estocásticas.

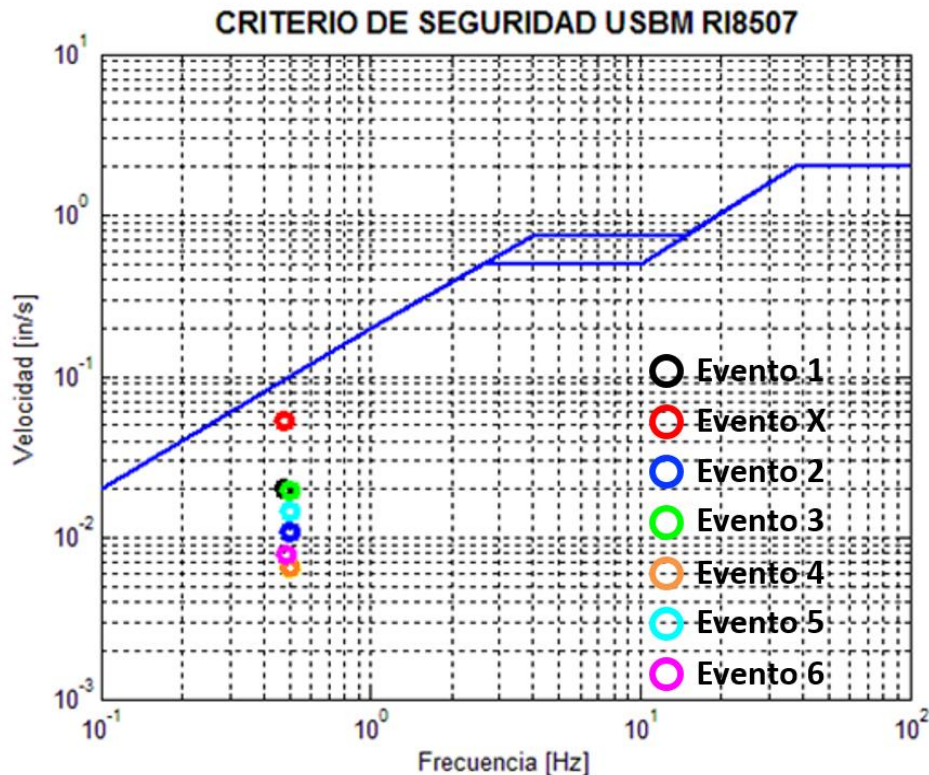


Figura IV.27. Criterio de Seguridad de velocidad (pulgadas/segundo) para estructuras según la norma del U. S. B. M. RI8507 (línea azul) debido a vibraciones. Los círculos indican la velocidad máxima obtenida para los sismogramas sintéticos presentados en su frecuencia asociada.

Otro análisis de movimiento importante es el efecto que tiene una estructura o un oscilador de un grado de libertad ante un movimiento. Este se construye al obtener la respuesta máxima obtenida

a diferentes periodos de vibración, con el mismo factor de amortiguamiento. Es importante recalcar que la respuesta, en realidad, no está únicamente limitada al movimiento en frecuencia determinada, sino también al tiempo de duración del movimiento.

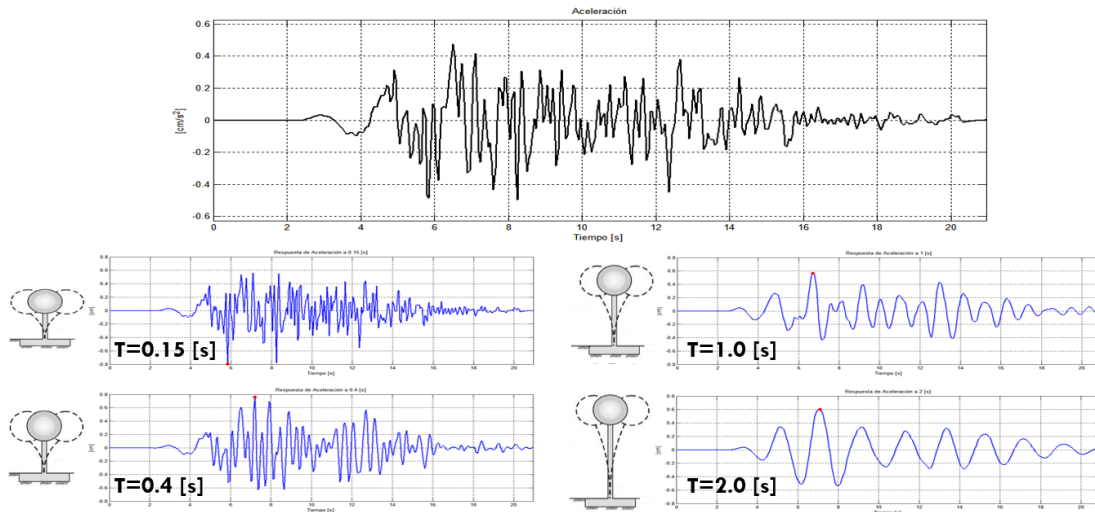


Figura IV.28. Respuestas a la Aceleración de un oscilador de 1 grado de Libertad a diferentes periodos de oscilación (amortiguamiento de 5%) para el sismograma sintético del evento Extra.

En la Figura IV.28 se muestran las diferentes respuestas de diferentes osciladores a partir del registro de aceleración sintética calculado para el evento Extra. A partir de estas respuestas, el valor máximo de aceleración (en este caso) se toma como la respuesta máxima en cierto periodo. Al sobreponer todas las respuestas máximas se obtiene el Espectro de Respuesta de Aceleración. Para el Desplazamiento y la Velocidad se sigue el mismo procedimiento.

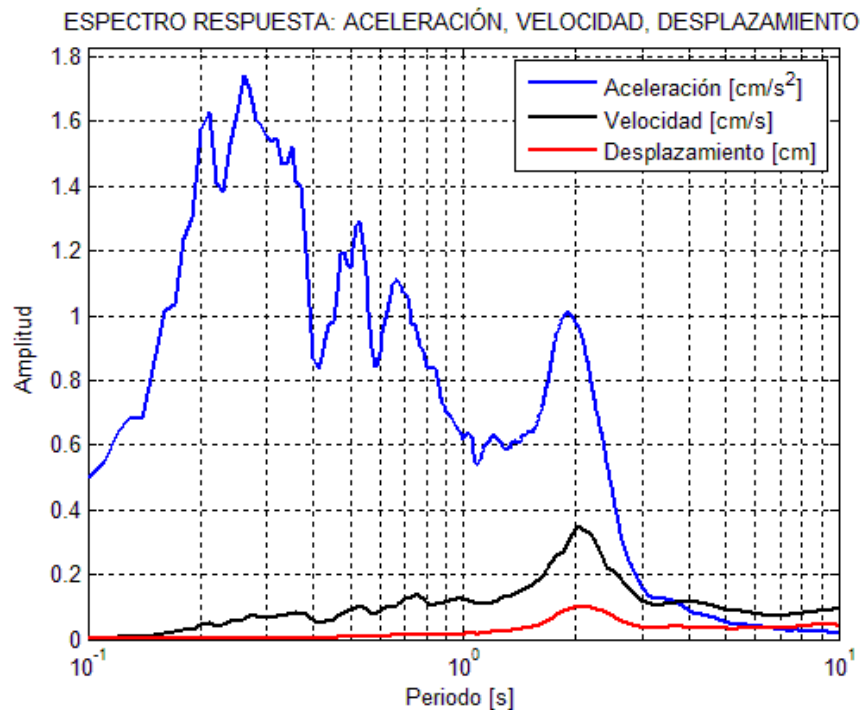


Figura IV.29. Espectros de Respuesta del evento Extra. Azul: la máxima aceleración (1.74 [cm/s²]) se encuentra a 0.26 [s]; Negro: la máxima velocidad (0.279 [cm/s]) está a 1.99 [s]; Rojo: el máximo desplazamiento (0.0783 [cm]) a 2.07 [s].

Con los Espectros de respuesta es posible estudiar los efectos que tendrían los sismos en las estructuras, ya que brindan información útil para el diseño de estructuras, considerando que estos se construyeron con respecto a un comportamiento lineal y de un grado de libertad.

El contenido de frecuencias del movimiento y su amplitud se ve bien reflejada en los espectros mostrados en la Figura IV.29, donde se puede observar que la Aceleración (curva azul) tiene una respuesta importante en periodos de 0.2 a 0.4 segundos (2.5 a 5 Hz) y a 1.9 segundos (0.52 Hz).

La respuesta de la Velocidad (curva negra) y el Desplazamiento (curva roja) muestran una respuesta mayor también a 1.9 segundos, la cual estaría relacionada con el periodo fundamental del medio (0.47 Hz, o 2.12 segundos).

Otra forma de representar los espectros de respuesta es hacerlo de forma conjunta, poniendo en el eje horizontal el espectro de respuesta del desplazamiento, y en el eje vertical el de aceleración. Los periodos de vibración se indican por medio de líneas oblicuas (Figura IV.30).

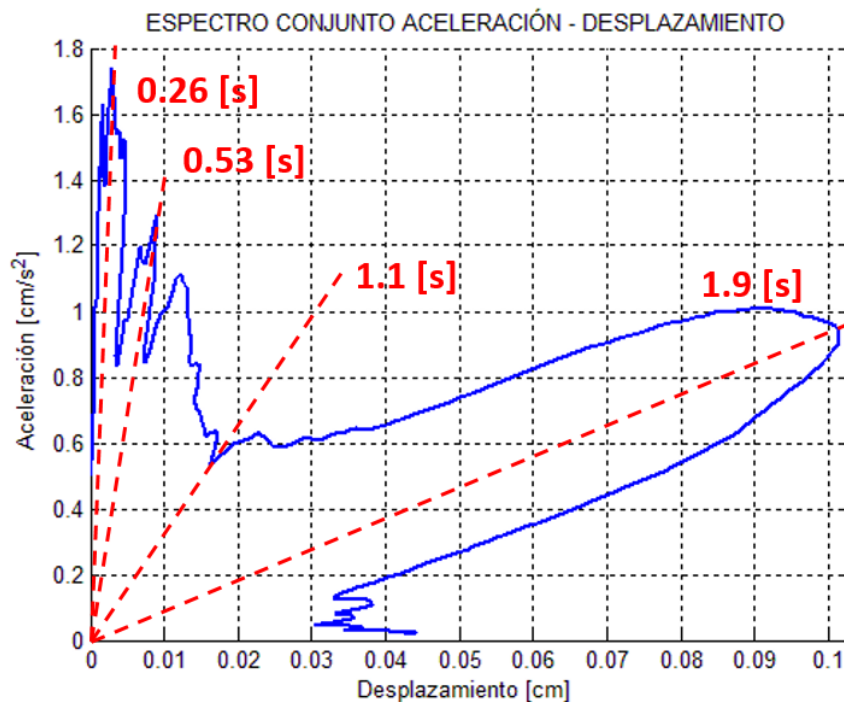


Figura IV.30. Espectros de Respuesta Conjunto (Aceleración – Desplazamiento) para los siete eventos simulados estocásticamente. En líneas punteadas se tienen los diferentes periodos de vibración.

En comparación con el Espectro de respuesta individual de aceleración, en donde la mayor contribución se tuvo a un periodo cercano a 0.26 [s], el uso del Espectro de respuesta conjunto nos brinda de manera muy clara cómo la energía se concentra principalmente en el periodo de 1.9 [s], o 0.52 [Hz], correspondiente al periodo fundamental del terreno, dejando ver que éste se ve afectado por el efecto de sitio.

V. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Previo a la relocalización de los eventos sísmicos se recopiló información geológica para saber qué es lo que se puede esperar y qué tipo de suelo – subsuelo es con el que se está trabajando.

La Secretaría de Recursos Hídricos (1952), y Hernández-Moedano y Gragüel (1953) determinaron a partir de gravimetría un espesor medio de 500 metros de relleno sedimentario y una estructura geológica en la dirección este-oeste en la parte central de la sub-cuenca de Chalco.

Molina-Berbeyer (1956), en su compilación de estudios geofísicos, geológicos y geoquímicos, indica la presencia de una discontinuidad sepultada cercana a la población San Martín Cuautlalpan, así como la presencia de fallas profundas tectónicamente activas a partir de la presencia de Boro en aguas subterráneas, que es un producto de diferenciación final de un magma.

En el mismo trabajo se mencionó que esta zona, dadas sus características hidrogeológicas y geológicas, es adecuada para la extracción de aguas subterráneas para abastecimiento de agua en la Ciudad de México; también recalcan que esta sub-cuenca es totalmente independiente de la de Xochimilco y Texcoco.

Años más tarde, con base en los estudios de De Cserna et al. (1988), Benhumea y Vázquez (1988), Vázquez y Jaimes (1989), y Campos-Enríquez et al. (1997) corroboraron la presencia de la estructura sepultada tipo graben, y propusieron una caracterización del relleno sedimentario presente en la sub-cuenca de Chalco.

El medio que conforma la sub-cuenca de Chalco está compuesto de sedimentos con velocidades sísmicas menores a 500 m/s en los primeros 75 metros, por lo cual propuse un modelo de velocidades que contenga esta información para hacer la relocalización de los sismos y para obtener los respectivos mecanismos focales.

Asociadas a una estructura de graben o semi-graben, causantes de cuencas sedimentarias extensionales, se tiene un sistema de fallas lítricas normales, las cuales acomodan en la misma dirección la extensión en los bloques superficiales (Ledezma, 1998). Este sistema de fallas podría ser el que generó los sismos en esta zona.

En la Figura V.1 se muestran en líneas amarillas las proyecciones en planta de los planos de falla obtenidas de las relocalizaciones, con sus correspondientes elipses de incertidumbre (óvalos rojos). Se muestran también las fallas profundas inferidas por Vázquez y Jaimes (1989) y Bellia et al. (1992) en líneas naranja y azul respectivamente, así como la traza de la grieta presentada en el 2009 (línea cyan). En verde se muestra una línea de orientación N65E para mostrar la relación que tienen las proyecciones de los planos de falla con respecto a la grieta del 2009.

Las relocalizaciones corresponden a las zonas donde se reportaron las mayores intensidades sísmicas, con una profundidad media de 3 kilómetros, y una orientación de falla N73.8E e inclinación de 63.2°, lo cual se refiere a una falla normal de componente lateral izquierda. La orientación de los planos de falla obtenidos (líneas amarillas) son congruentes con la orientación de las fallas profundas reportadas por Vázquez y Jaimes (1989) y Bellia et al. (1992).

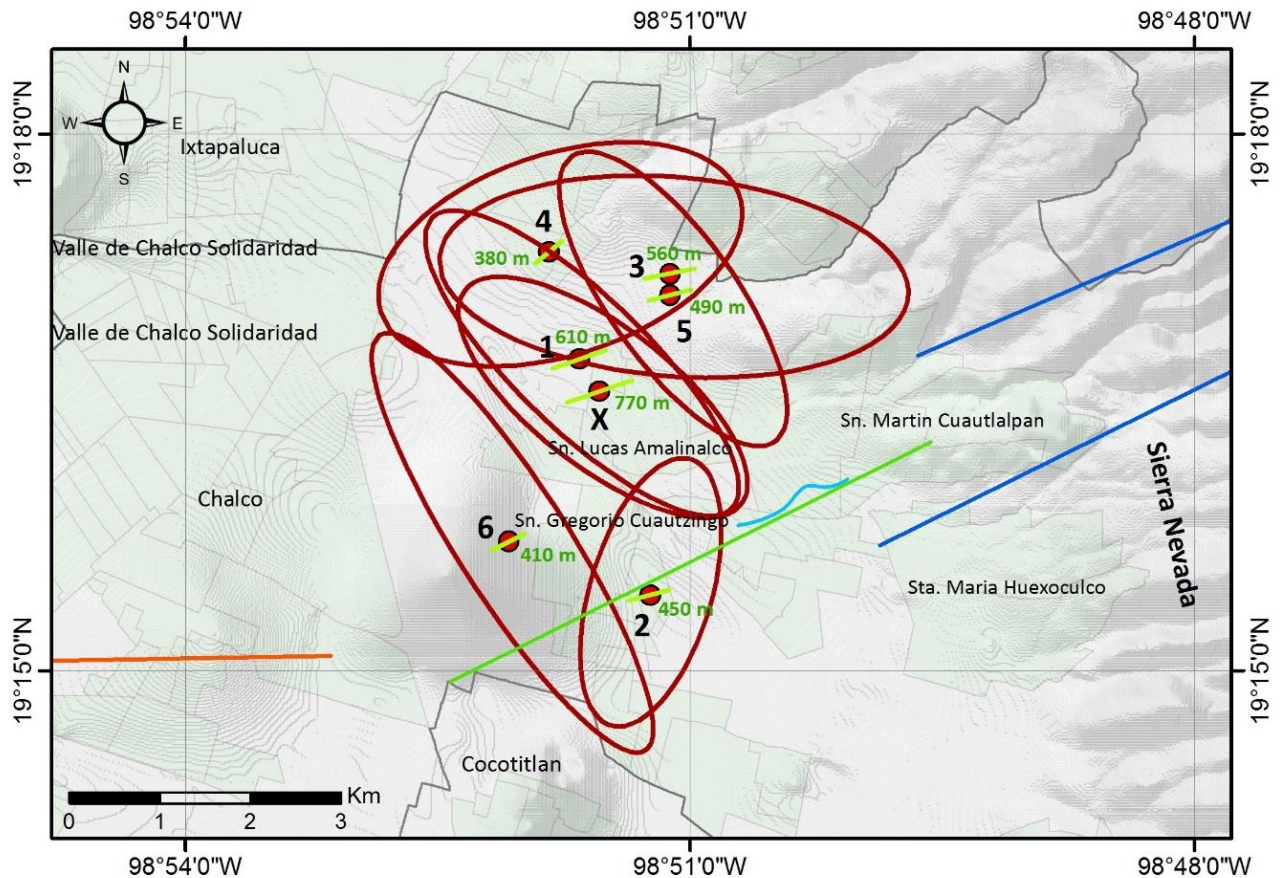


Figura V.1. Localización de los epicentros (puntos rojos) y sus elipses de incertidumbre (elipses rojas) con respecto al agrietamiento presentado en San Martin Cuautlalpan (línea cyan), y con respecto al fallamiento profundo reportado por Vázquez y Jaimes (1989) en naranja, y por Bellia et al. (1992) en azul. En verde se tiene un perfil en profundidad para correlacionar los hipocentros y la extensión de las fallas correspondientes (verde oliva).

En la Figura V.2 se muestra el perfil en profundidad con dirección N65E (línea verde) mostrado en la figura V.1, el cual pasa por la grieta reportada en 2009 (línea azul). Los cuadros amarillos muestran la proyección de cada plano de falla sobre el perfil N65E, y la estrella roja en la base de cada uno indica su hipocentro.

La orientación de la falla del evento 2, considerando la incertidumbre en su localización, no muestra tener influencia sobre la grieta del 2009, aun teniendo una orientación semejante a ésta. Debido al comportamiento dúctil en las propiedades mecánicas del relleno, el desplazamiento ocurrido en el basamento debido a los sismos no se manifiesta en la superficie, por lo cual descarto la idea de que la grieta sea una manifestación superficial de las fallas que generaron los sismos.

En cambio, como consecuencia de la propagación de las ondas sísmicas y su efecto sobre el estado de esfuerzos en el suelo blando, se pudo haber propiciado la reapertura de la grieta. Según Peralta y Fabi (1989), quienes describieron la microestructura de las arcillas de la Cuenca de México, el contenido microfósil de éstas puede retener gran cantidad de agua; esta capacidad sufre un gran problema durante el cambio de esfuerzos generado por un sismo, provocando una pérdida de cohesión, y por ende, de su resistencia.

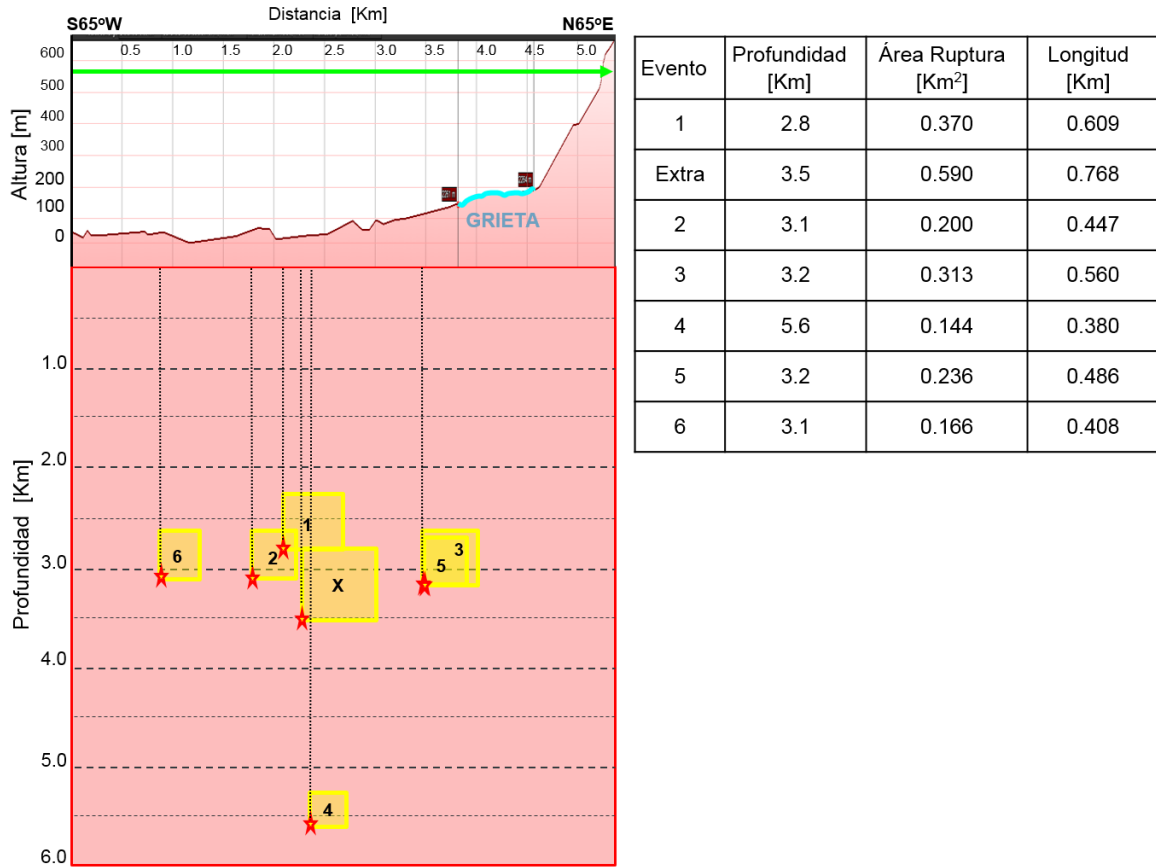


Figura V.2. Perfil en la dirección de la grieta presentada en la localidad San Martin Cuautlalpan. Se presentan las áreas de ruptura estimadas de todos los sismos (cuadros amarillos) sobre la proyección en el perfil, y la grieta presentada en el 2009 (línea cyan).

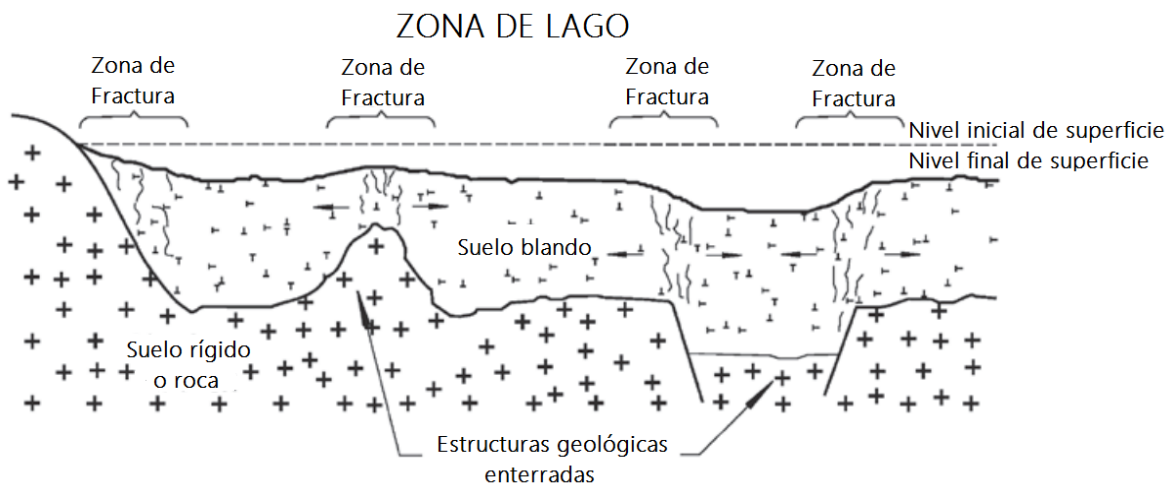


Figura V.3. Mecanismos de generación de grietas debido a estructuras geológicas sepultadas. Modificado de Ovando-Shelley et al., 2012.

Según Ovando-Shelley et al. (2012), una transición brusca entre materiales firmes y blandos, propicia la generación de grietas debido a la inestabilidad del suelo, lo cual podría ser en parte uno de los factores que generaron esta grieta en San Martin Cuautlalpan (Figura V.3). Sin embargo, el

objetivo de este trabajo no es describir los mecanismos que la generaron, sino aportar información que sea de utilidad para estudios posteriores que estén orientados a esta área.

A partir de los espectros de desplazamiento en la estación más cercana a los hipocentros (AMVM), emplee la metodología descrita por Andrews (1986) para determinar los parámetros de la fuente sísmica. Los sismos se encuentran dentro de un rango de 2.9 a 3.5 de magnitud de momento, con caídas de esfuerzo de 0.1 a 0.35 bares, y una frecuencia de esquina entre 0.85 y 1.6 Hz.

Una vez caracterizada la fuente sísmica de los siete eventos, siguiendo la metodología propuesta por Boore (1983), utilicé los parámetros obtenidos previamente para generar sismogramas sintéticos con Funciones de Green Estocásticas, y así reproducir los registros de velocidad en un punto de interés. Para validar el método, se generó el registro en la estación AMVM, con lo cual se verificó que tanto el contenido espectral y la amplitud es semejante.

Pude recuperar la amplitud real en los espectros para zonas donde se observó una amplificación debida al efecto de sitio: analizando los cocientes espectrales H/V, se empleó un modelo de velocidades que reprodujera la Elipticidad de ondas Rayleigh correspondiente. Posteriormente se propagó el registro sintético a través de este modelo, y se obtuvo la Función de transferencia del medio.

Generé los sismogramas sintéticos para la zona epicentral tomando en cuenta que la distancia hipocentral es meramente la profundidad. El efecto de sitio de la sub-cuenca de Chalco es un factor crítico para obtener las amplitudes reales, por lo cual se construyó un modelo de velocidades adecuado. Se verificó que la frecuencia natural calculada de este modelo y la obtenida por Lermo y Ovando ($f_N = 0.47$ Hz) es semejante, y se pudo reproducir su efecto de igual forma que en la estación AMVM.

Utilicé algunas relaciones empíricas para obtener las Intensidades sísmicas de la escala de Mercalli modificada en la zona epicentral, a partir de los valores de velocidad y aceleración pico (PGA Y PGV, por sus siglas en inglés), Velocidad Absoluta acumulada, Distancia hipocentral y Magnitud de momento. Para el sismo del 9 de Julio a las 00:29 horas, la intensidad en la escala de Mercalli modificada calculada fue IV, y para los demás sismos se obtuvo en promedio una intensidad III.

Los efectos reportados por los pobladores de esta zona fueron descritos como un primer movimiento seguido de una vibración perceptible tanto dentro como fuera de las casas, siendo capaz de despertar a la gente dormida, así como hacer que objetos colgados del techo y paredes se balancearan. Relacionando estos efectos reportados (correspondientes a una intensidad de grado III y IV) con la intensidad calculada, vemos que son congruentes.

Usé algunos códigos de construcción y estándares internacionales de vibración para comparar si las vibraciones causadas por los sismos eran capaces de hacer que la gente los percibiera, o si eran suficientes para causar daños en sus viviendas, y compararlos con las que se dieron en algunas zonas dentro del área de estudio.

Con base en los resultados obtenidos para el parámetro RFC, el cual está referido a la “percepción” que tiene la gente de las vibraciones, y tomando en consideración que los eventos percibidos por la mayoría de las personas fueron los eventos 1, Extra, 2, 3, y 5, de los siete totales, se propone el valor de RFC = 1.0 como límite para una vibración apenas perceptible.

Otro parámetro importante fue el Factor de percepción KB, el cual se refiere al límite máximo permitido de vibración en una zona, y que según Carnicero et al. (1996), se limita a 0.2 y 0.15 para el día y noche respectivamente en zonas residenciales. Para los eventos 1, Extra y 3, los cuales fueron los más intensos, se propone fijar este valor en $KB = 0.05$.

Queda a discusión la causa real de los daños en las viviendas tomando en cuenta que hay muchos otros factores que influyen en este tipo de estructuras, sin olvidar que antes de los sismos ya se contaba con problemas de agrietamiento y subsidencia en el terreno, y que es posible que los sismos contribuyeran a acentuar los problemas pre-existentes en las construcciones, o bien, a poner en evidencia defectos al momento de la construcción de las mismas.

Las condiciones del suelo incrementan la vulnerabilidad de esta zona ante un sismo de mayor magnitud, siendo imprescindible la necesidad de más estudios que puedan verificar o contradecir los resultados aquí presentados.

La información integrada que puedan brindar diversas áreas como la ingeniería, geofísica, geología, hidrología, etcétera, serán de gran valor para poder sustentar las debidas recomendaciones que se deban aplicar en un futuro para evitar una catástrofe.

Los resultados aquí presentados pueden reforzarse al ser verificados por medio de estudios más especializados en esta zona, orientados a determinar la dirección real de la falla sismogénica, así como su extensión en profundidad y longitud.

Emplear métodos que caractericen a mayor profundidad es recomendable, tales como sondeos magnetométricos y electromagnéticos, ya que estos son sensibles ante la presencia de fallas y/o discontinuidades.

De igual forma, y dado que es evidente que esta es una zona tectónicamente activa, sería importante tener una estación sísmica permanente, la cual pueda emplearse para monitorear y estudiar además los efectos que tienen los asentamientos diferenciales que suelen presentarse.

VI. CONCLUSIONES

Se caracterizaron las fuentes de los siete sismos registrados en Julio del 2012 en la sub-cuenca de Chalco. La relocalización se hizo usando las fases de onda P y S, y empleando un modelo de velocidades local. Los epicentros se ubicaron al este de Chalco, donde se presentaron los principales reportes de daños, y sus profundidades van de los 2.8 a 5.6 Km.

Los mecanismos focales tienen una orientación preferencial N74°E, con echado de 63.2°, y desplazamiento normal con componente lateral izquierda. La orientación de estos es la misma que algunas fallas reportadas en la literatura.

Empleando la metodología de Andrews N. (1986) se calcularon los parámetros de las fuentes sísmicas. La Magnitud de momento calculada para los sismos es de 2.9 a 3.5. El área de ruptura de los sismos estimada, empleando relaciones empíricas, va de los 0.144 a 0.590 [Km²].

Usando Funciones de Green Estocásticas se hizo una estimación confiable de los sismogramas en la estación AMVM, añadiendo la amplificación por efecto de sitio, para calibrar y validar esta metodología. La estimación en la zona epicentral se hizo bajo la misma metodología, obteniendo una frecuencia de amplificación esperada según Lermo y Ovando (2009).

La naturaleza de estas simulaciones estocásticas nos da una cierta incertidumbre en los resultados. Los pasos seguidos fueron cuidados rigurosamente para relacionar los resultados de cada uno con la información disponible.

Se emplearon relaciones empíricas que relacionan los parámetros PGA, PGV, CAV, así como M_w y la distancia hipocentral, con la escala de Intensidad de Mercalli Modificada. La Intensidad MMI estimada es congruente con los reportes hechos por las personas en estas zonas, en general, entre III y IV grados de intensidad.

Se emplearon relaciones empíricas para cuantificar la Percepción de las personas a partir de la aceleración, velocidad y desplazamiento. Los sismos 1, Extra, 2, 3 y 5 fueron los más percibidos, por lo que el valor para el umbral de percepción de la gente a estas vibraciones es 0.027.

Según la norma internacional ISO-2372, las velocidades máximas de los siete sismos se encuentran por debajo del umbral de percepción para los humanos. Así mismo, el límite mínimo para causar daños está muy por encima de los valores de velocidad obtenidos.

Por otro lado, dentro del Criterio de Seguridad USBM-RI8507 se tiene que las velocidades máximas de los siete sismos no alcanzan los valores mínimos para causar daños a una estructura. Para el evento extra, la velocidad obtenida de 0.053 [in/s] está 0.042 [in/s] por debajo de este límite a una frecuencia de 0.47 [Hz].

De los espectros de respuesta, la máxima aceleración del evento extra fue 1.742 [cm/s²] a un periodo de 0.26 [s], o 3.84 [Hz]. Del espectro conjunto de Aceleración y Desplazamiento, la máxima respuesta se encontró a un periodo de 2.0 [s], o 0.5 [Hz], lo cual corresponde a la frecuencia de amplificación del terreno.

ANEXO A

SISMOGRAMAS DE LA ESTACIÓN AMVM, COMPONENTES HORIZONTALES.

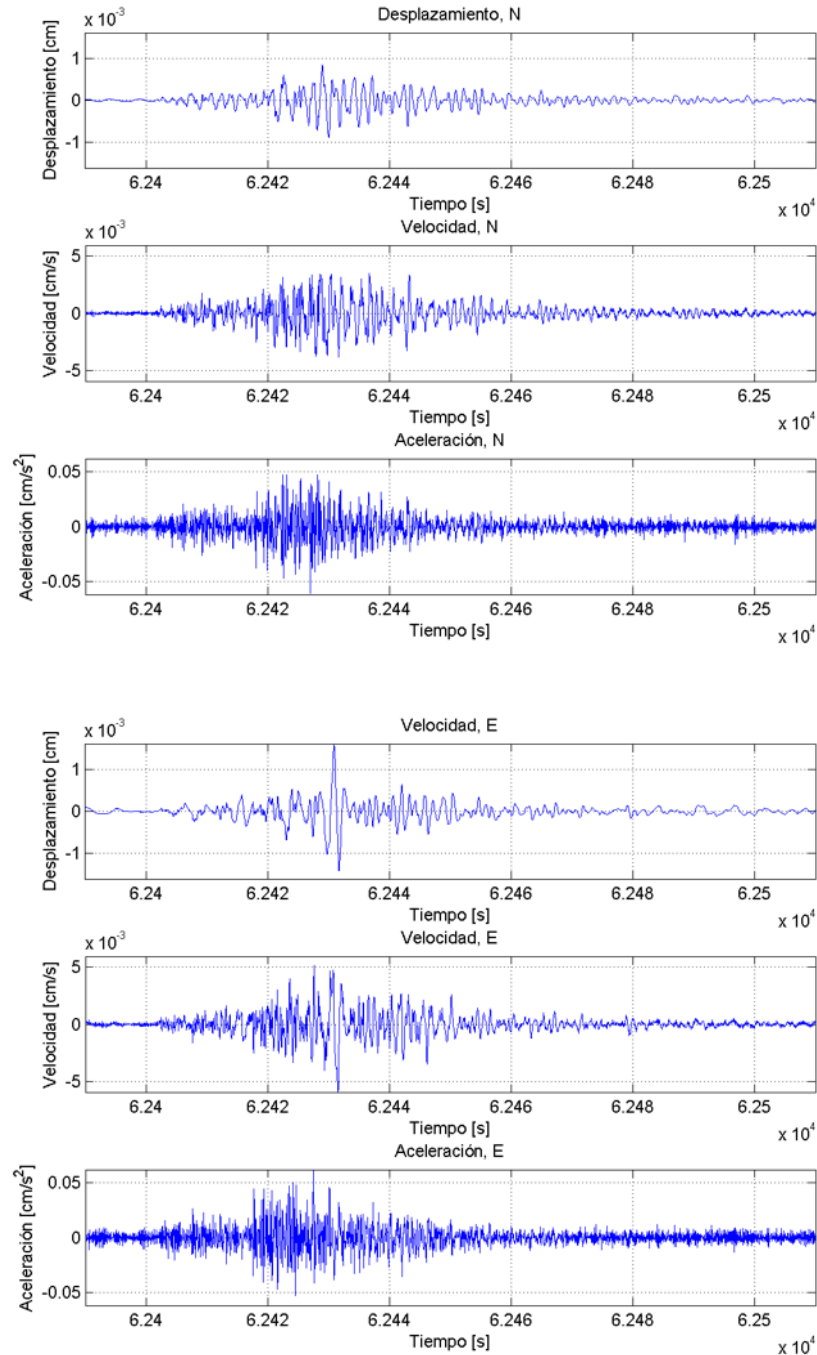


Figura A.1. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento 1. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

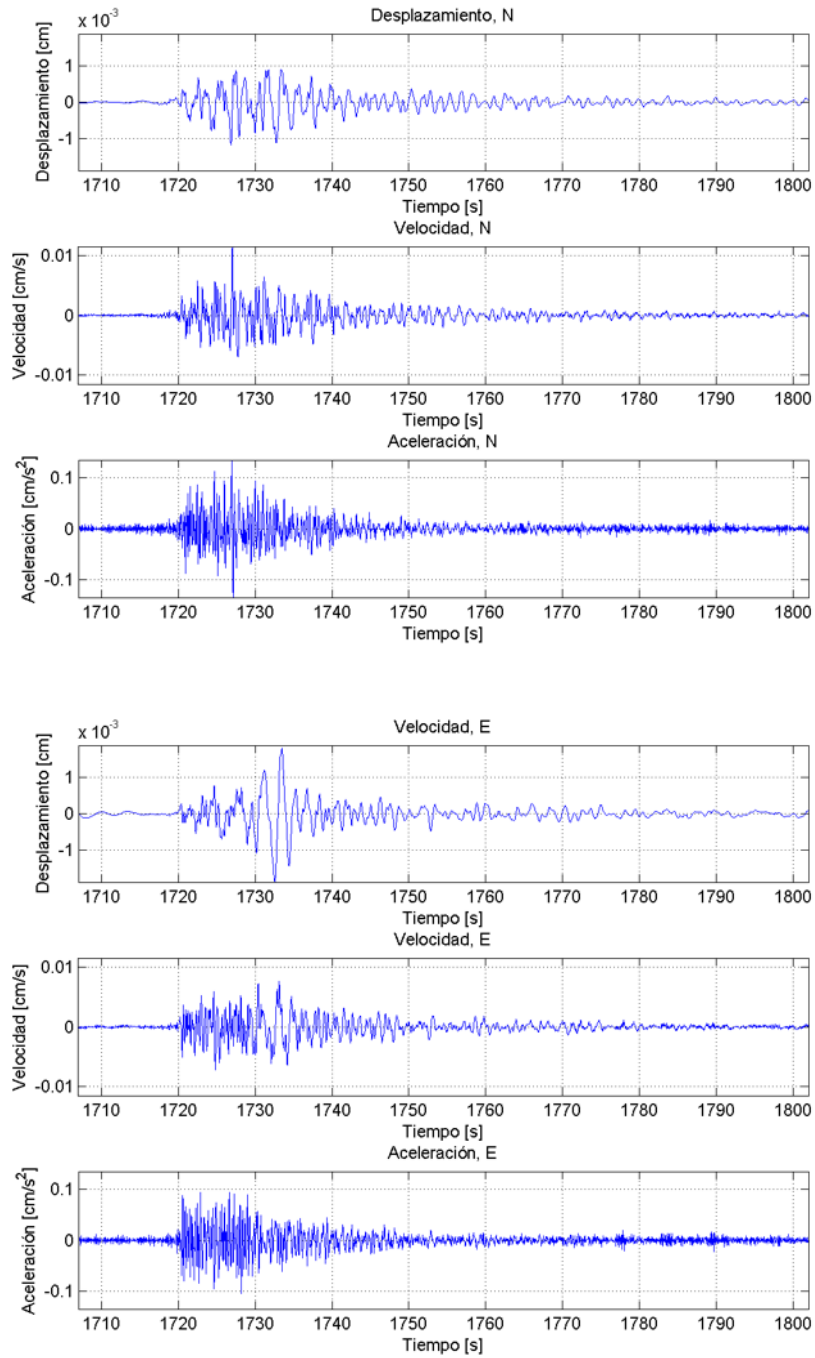


Figura A.2. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento Extra. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

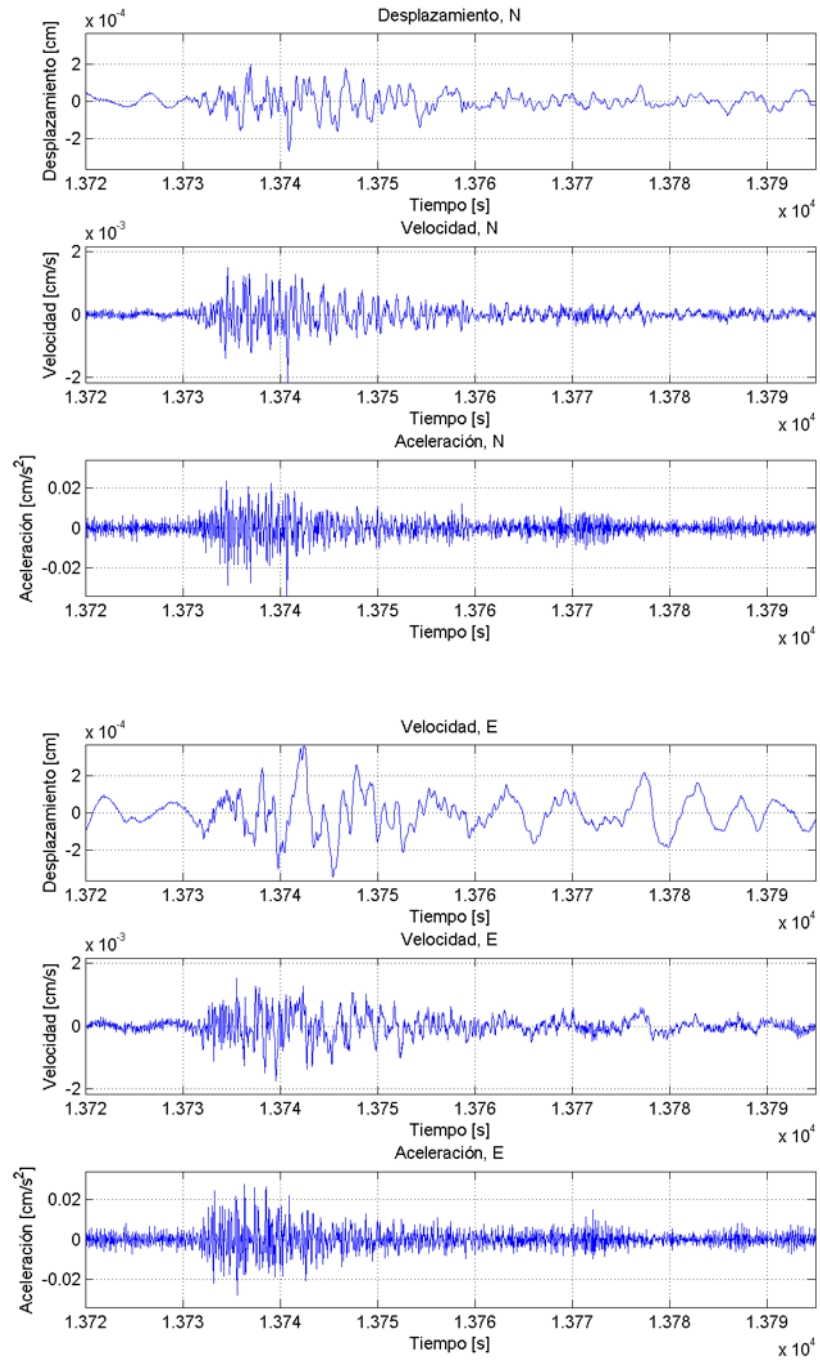


Figura A.3. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento 2. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

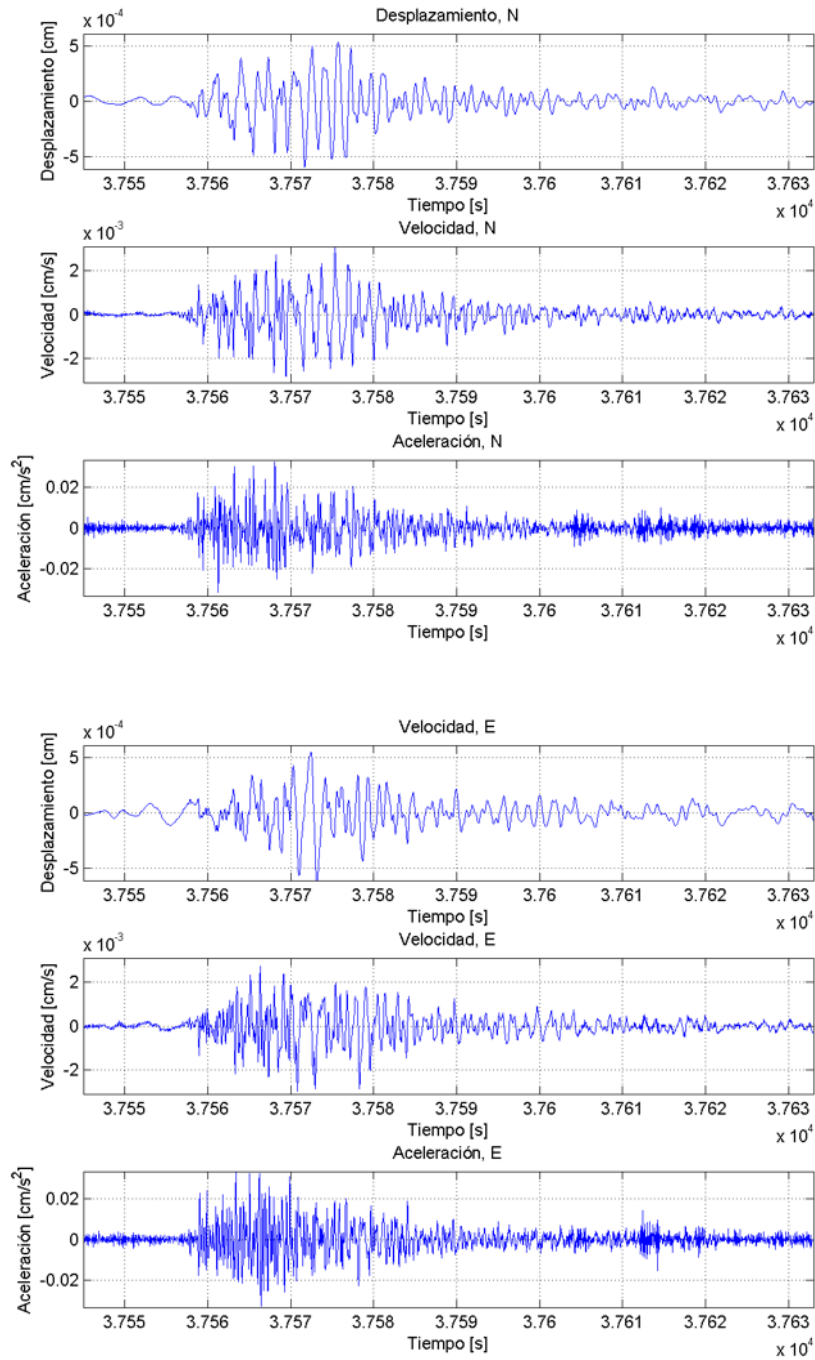


Figura A.4. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento 3. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

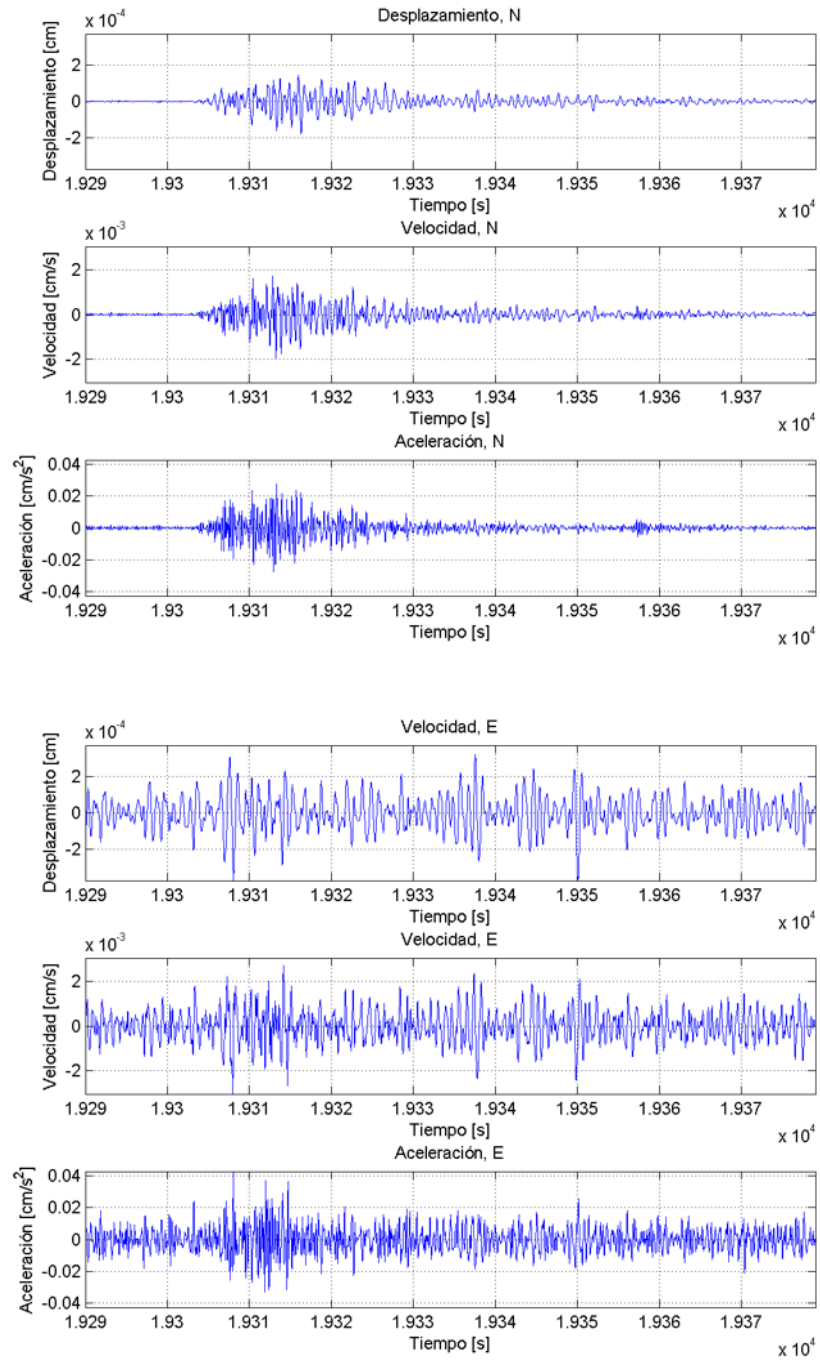


Figura A.5. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento 4. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

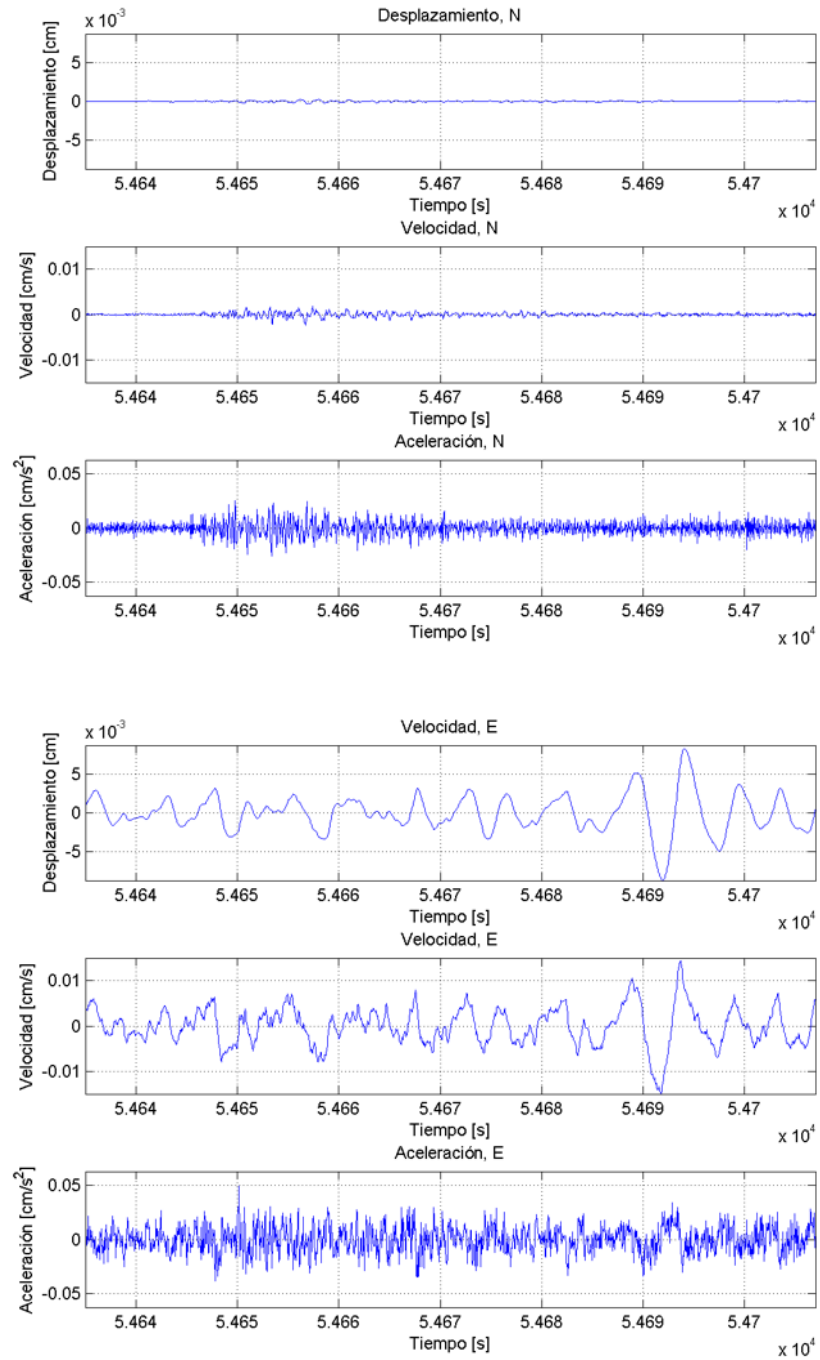


Figura A.6. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento 5. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

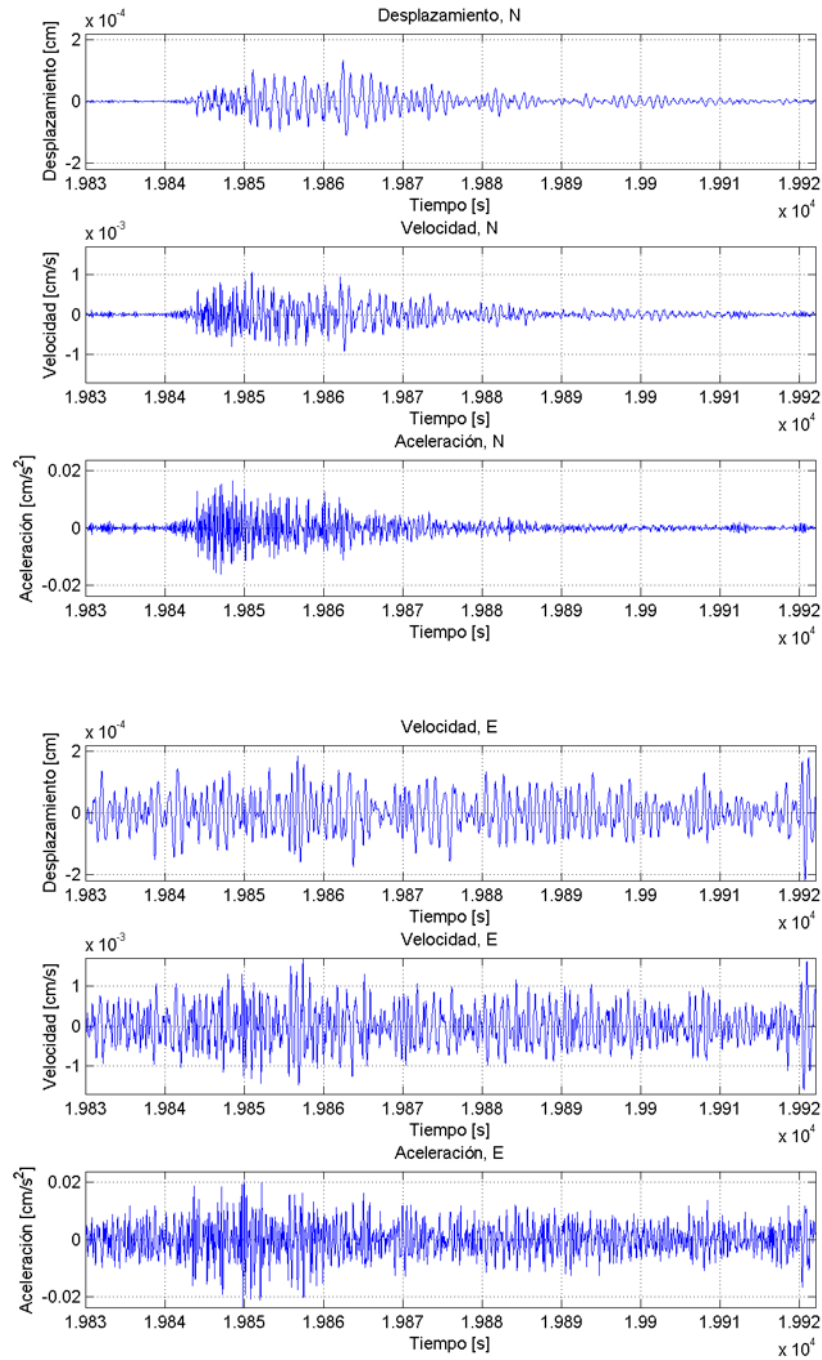


Figura A.7. Sismogramas (Desplazamiento, Velocidad y Aceleración) del Evento 6. Arriba, Componente Norte, Abajo, Componente Este.

ANEXO B

REPORTE PRELIMINAR DE LOS SISMOS DE JULIO DE 2012 EN CHALCO DE DÍAZ COVARRUBIAS, ESTADO DE MÉXICO.



Instituto de Geofísica
Servicio Sismológico Nacional



Reporte de Sismo.

Sismos del 8, 9, 14 y 15 de Julio de 2012, Región Texcoco-Chalco, Edo. de México.

Información General.

Los días 8, 9, 14 y 15 de Julio de 2012 el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó los siguientes 6 sismos:

Etiqueta	Fecha	Hora origen (local)	Magnitud
A	2012-07-08	19:29:19	3.4
B	2012-07-08	22:49:23	3.4
C	2012-07-09	05:26:47	3.5
D	2012-07-14	00:22:39	3.5
E	2012-07-14	10:11:25	3.5
F	2012-07-15	00:31:23	3.4

Cuya ubicación se encuentra en la región de Texcoco-Chalco, Estado de México, al oriente de la Ciudad de México.



Figura 1. Mapa que muestra los sismos ocurridos al oriente del Estado de México en la Región Texcoco-Chalco.

La figura 2 corresponde al registro sísmico de la estación ubicada en Amecameca (AMVM) del sismo del día 09 de Julio a las 05:26 tiempo local (M=3.5).

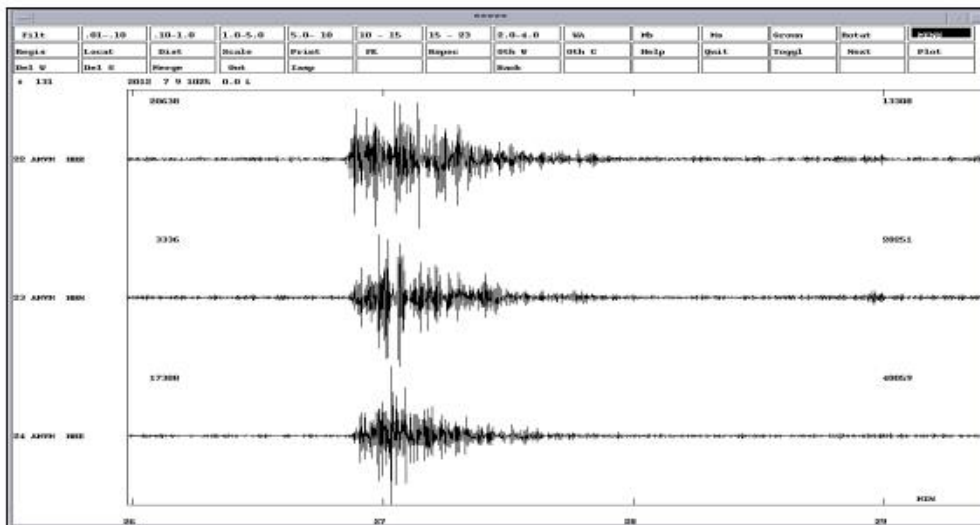


Figura 2. Registro sísmico de la estación AMVM del sismo del día 09 de Julio a las 05:26 tiempo local.

Actividad Histórica en la región.

En la Cuenca del Valle de México existe gran cantidad de fallamiento en su corteza. La figura 3 muestra esta actividad sísmica de magnitudes pequeñas ($M \sim 3.5$ a 3.8) en ella podemos apreciar la gran actividad ocurrida en los últimos 10 años. El recuadro con etiqueta B corresponde a la región de interés.

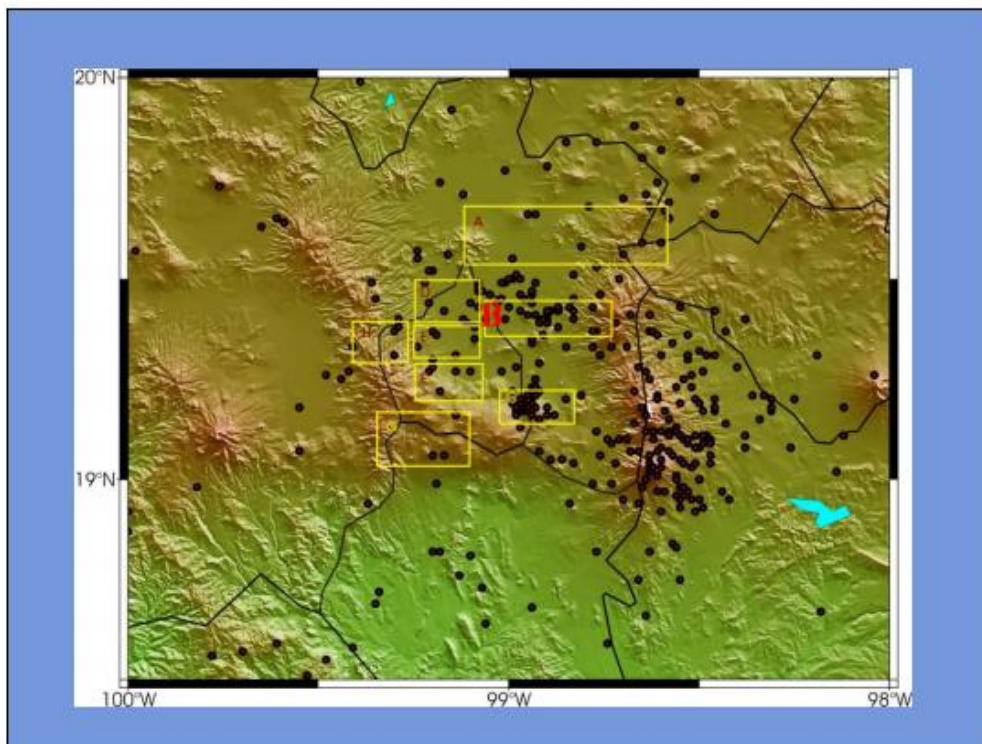


Figura 3. Sismicidad registrada en la Cuenca del Valle de México durante los últimos 10 años. (puntos negros)

Uno de los sismos ocurridos en la región norte de Chalco, en la región del lago de Texcoco fue el de 22 de Enero de 1973 de magnitud 3.7. En la figura 3 se muestra las isosistas de intensidad, en escala modificada de Mercalli.

Isosistas del sismo del 22 de enero de 1973

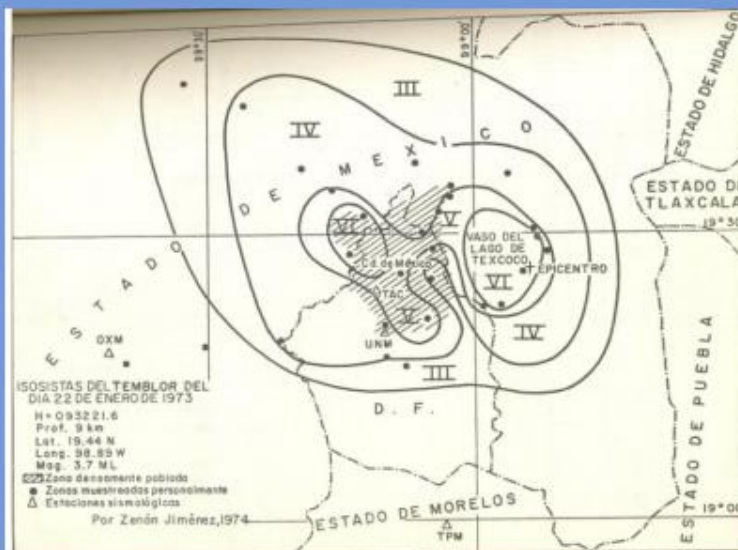


Figura 4. Isosistas del sismo del 22 de Enero de 1973. Escala Modificada de Mercalli.

La sismicidad que ocurre dentro del Valle de México, aunque de baja magnitud es importante en función de la gran cantidad de población que ahí se asienta así como por la poca profundidad de los hipocentros. Esto provoca que cualquier sismo, por pequeño que sea, sea sentido por alguna parte de la población y eventualmente cause daños en las construcciones.

Es probable que los sismos que ocurren en la Ciudad de México o en sus cercanías tengan su origen en desplazamientos a lo largo de fallas antiguas, sísmicamente activas, que se originaron al formarse el Valle. La intensa actividad volcánica que aún existe en ella, es una prueba de su dinamismo presente.

La dificultad en la determinación precisa de las causas que originan los temblores en el Valle se debe fundamentalmente a la baja magnitud de los sismos, generalmente menor de 3.5. Hay que recordar que el Valle está cubierta por una gruesa capa de sedimentos lacustres que dificultan las observaciones sísmicas, y además, la intensa actividad industrial de la ciudad produce un ruido de fondo que enmascara las señales sísmicas.

En virtud de que los temblores que ocurren en la Ciudad de México son de baja magnitud, la población difícilmente puede darse cuenta de su ocurrencia (a excepción de aquéllos que viven sobre la zona epicentral). La Red Sísmica del Valle de México colabora para definir las zonas de mayor ocurrencia de eventos en esta región. Es así como se ha determinado que la mayor actividad sísmica se localiza al oriente del Valle (Iztapalapa, Tláhuac, Ixtapaluca, Chalco, etc), zonas que en algunos sitios *coinciden* con los remanentes de los bordes de los ex-lagos de Xochimilco, Chalco y Texcoco.

Sin embargo, la sismicidad que se ha registrado a lo largo de los años en dicha zona, tiene su origen en fallas que se han detectado y cartografiado y cuya posición y profundidad es acorde con las localizaciones de los últimos eventos. Para una localización y traza precisa de estos fallamientos puede consultarse por ejemplo el Atlas de Riesgos Geológicos del Distrito Federal.

http://www.proteccioncivil.df.gob.mx/mapas_sgm/mapas_sgm2.html

Es importante enfatizar el hecho de que la extracción de agua que se realiza dentro del Valle de México, y en particular en la zona oriente, NO tiene un efecto en la ocurrencia de la sismicidad local en virtud de que al ser esta extracción un fenómeno lento a nivel de las capas del subsuelo, los consecuentes asentamientos también lo serán; estos tiempos contrastan con la rápida duración de un sismo como los que han ocurrido.

NOTA: La información contenida en este reporte ha sido generada por el Servicio Sismológico Nacional, el día 9 de Julio de 2012. No debe ser considerada como definitiva. El Servicio Sismológico Nacional continúa recibiendo nuevos datos sísmicos y con ellos, ajustando, renovando y mejorando la precisión en los parámetros de los eventos sísmicos, tales como magnitud, epicentro y profundidad. Para consultar los últimos parámetros publicados por el Servicio Sismológico Nacional sobre este evento sísmico favor de revisar la página del SSN: www.ssn.unam.mx en la sección de "últimos sismos" o de "catálogo".

ANEXO C

MECANISMOS FOCALES CALCULADOS A PARTIR DE LA POLARIDAD DE ONDA P

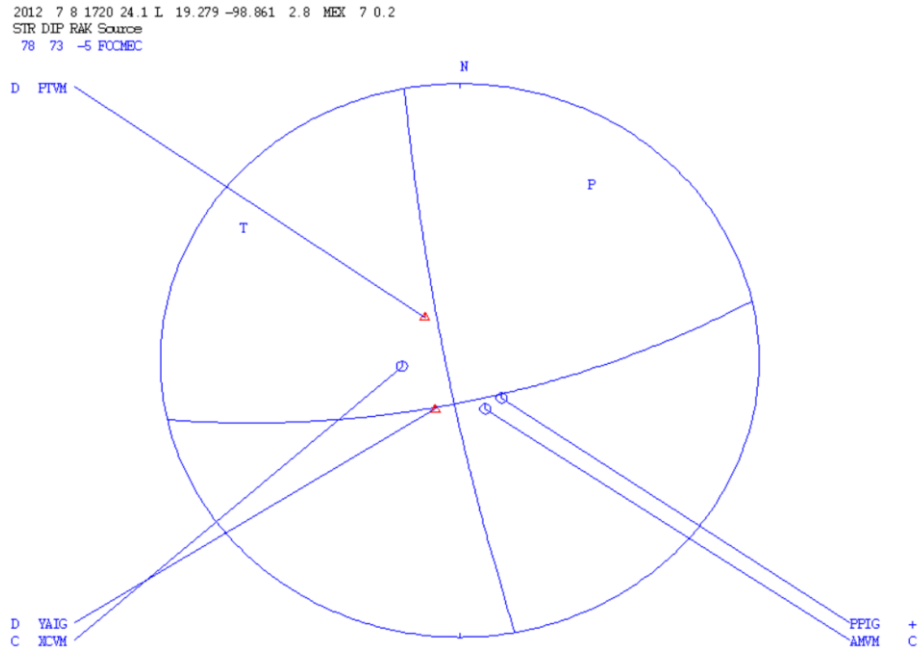


Figura C.1. Mecanismo Focal del evento 1: 17:20:24.14 hrs, del día 8 de Julio de 2012.

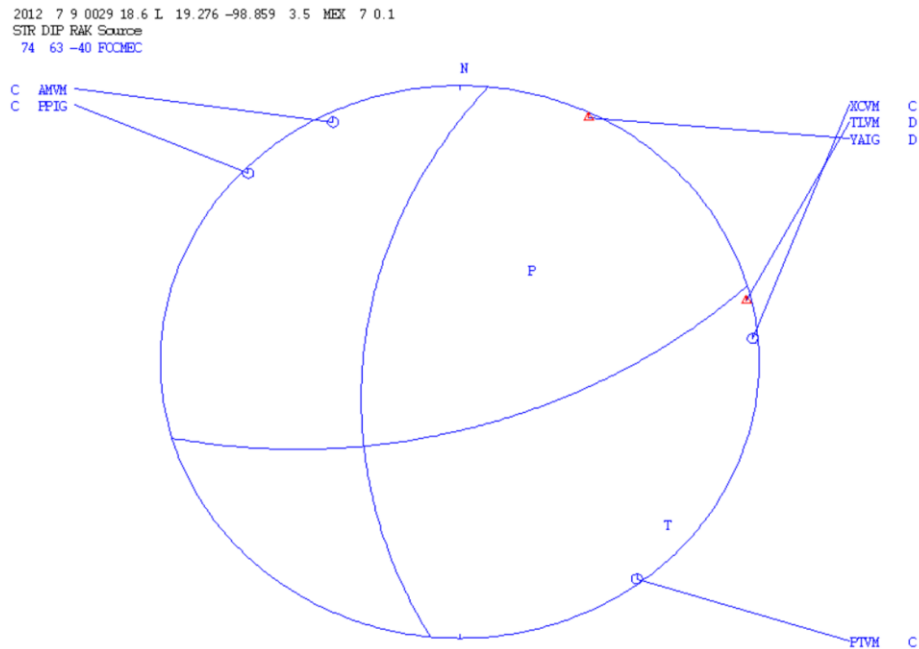


Figura C.2. Mecanismo Focal del evento extra: 00:29:18.57 hrs, del día 9 de Julio de 2012.

2012 7 9 0349 27.0 L 19.257 -98.854 3.1 MEX 6 0.1
STR DIP RAK Source
78 73 -5 FOCMEC

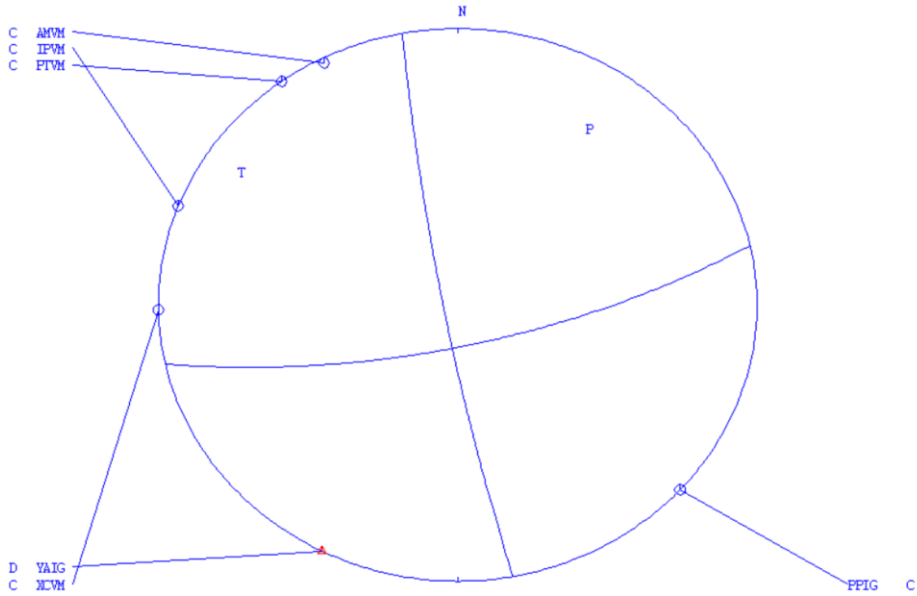


Figura C.3. Mecanismo Focal del evento 2: 03:49:27.00 hrs, del día 9 de Julio de 2012.

2012 7 9 1026 47.7 L 19.287 -98.852 3.2 MEX 6 0.1
STR DIP RAK Source
81 90 0 FOCMEC

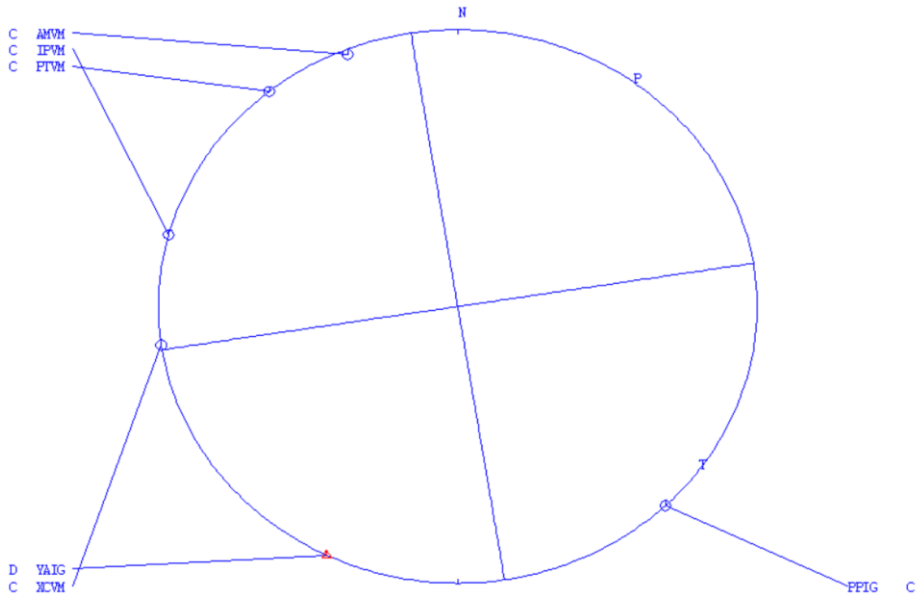


Figura C.4. Mecanismo Focal del evento 3: 10:26:47.67 hrs, del día 9 de Julio de 2012.

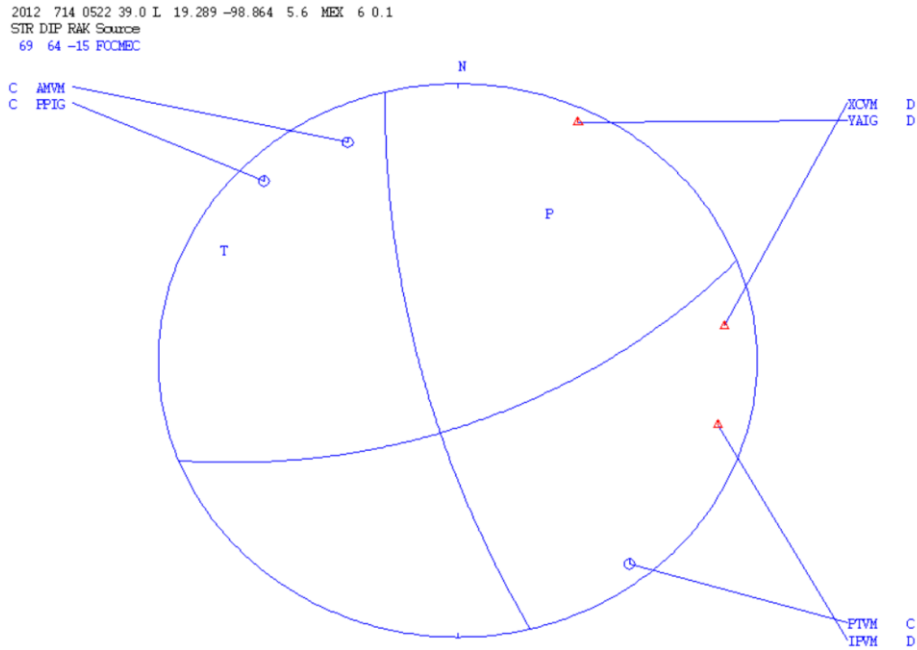


Figura C.5. Mecanismo Focal del evento 4: 05:22:38.95 hrs, del día 14 de Julio de 2012.

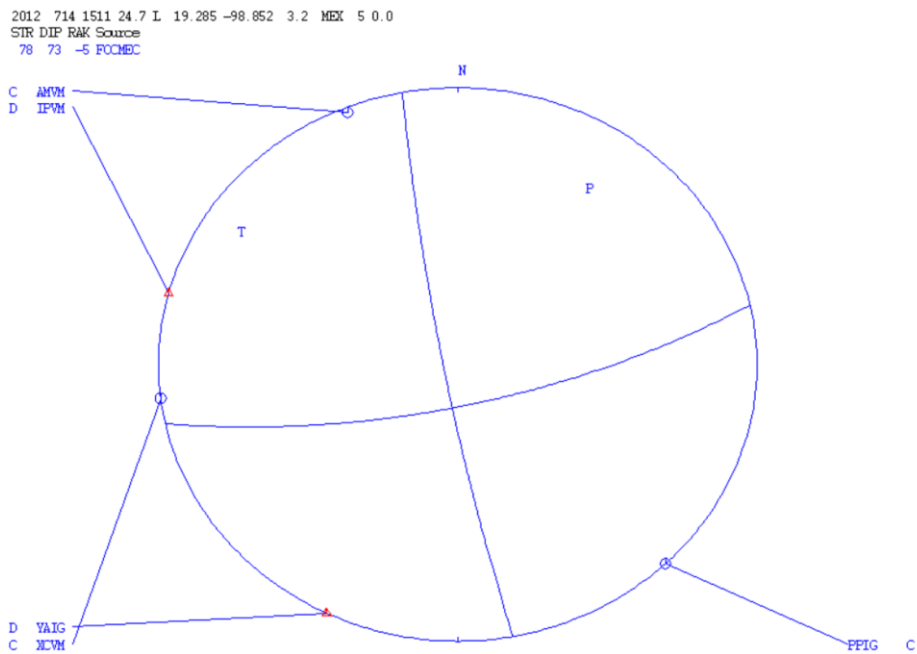


Figura C.6. Mecanismo Focal del evento 5: 15:11:24.67 hrs, del día 14 de Julio de 2012.

2012 715 0531 22.1 L 19.262 -98.868 3.1 MEX 5 0.1
STR DIP RAK Source
69 64 -15 FOCMEC

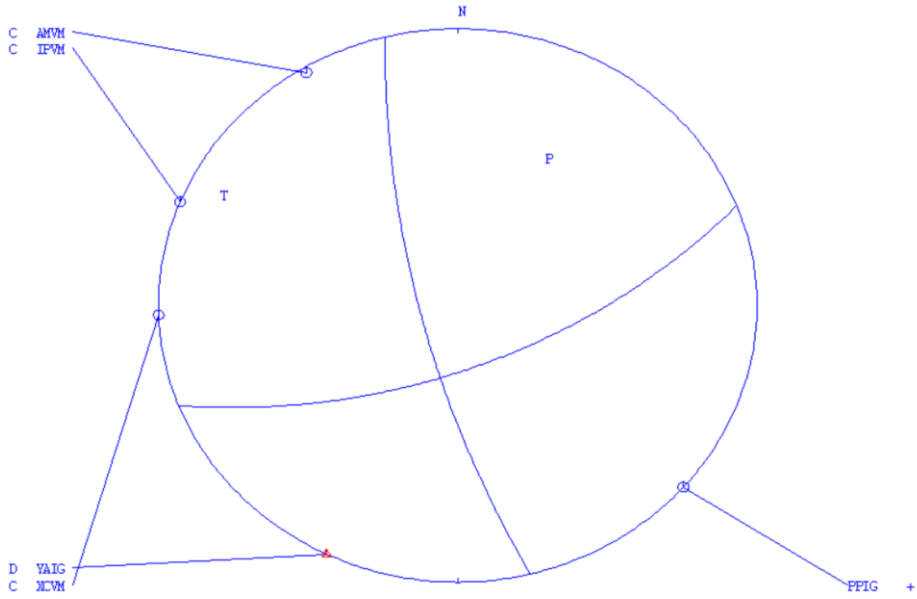


Figura C.7. Mecanismo Focal del evento 6: 05:31:22.09 hrs, del día 15 de Julio de 2012.

ANEXO D

PARÁMETROS PARA LA CORRECCIÓN INSTRUMENTAL DE LA ESTACIÓN AMVM

Sensor GURALP SYSTEMS.

	Velocidad-Salida V/m/s	Posición Masa – Salida V/m/s²	Constante de Bobina de Retroalimentación Amp/m/s²
Vertical	2 x 1201	13.6	0.004126
Norte/Sur	2 x1209	14.4	0.004373
Este/Oeste	2 x1209	13.6	0.004128

Respuesta de salida (velocidad):

Componente VERTICAL		Componentes HORIZONTALES	
POLOS	CEROS	POLOS	CEROS
-23.65e-3 + 23.65e-3j	-5.03207	-23.65e-3 + 23.65e-3j	-5.03207
-23.65e-3 - 23.65e-3j	0	-23.65e-3 - 23.65e-3j	0
-393.011	0	-393.011	0
-7.4904		-7.4904	
-53.5979 -21.7494j		-53.5979 -21.7494j	
-53.5979 +21.7494		-53.5979 +21.7494	
Factor de Normalización a 1 Hz: 1.983*10⁶		Factor de Normalización a 1 Hz: 1.983*10⁶	

ANEXO E

ESPECTROS DE DESPLAZAMIENTO PARA CÁLCULO DE PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA.

Se aplicó una compensación por Divergencia esférica. Línea negra: Nivel plano de bajas frecuencias. Línea roja: Caída $-\omega^2$ según el modelo de fuente de Brune.

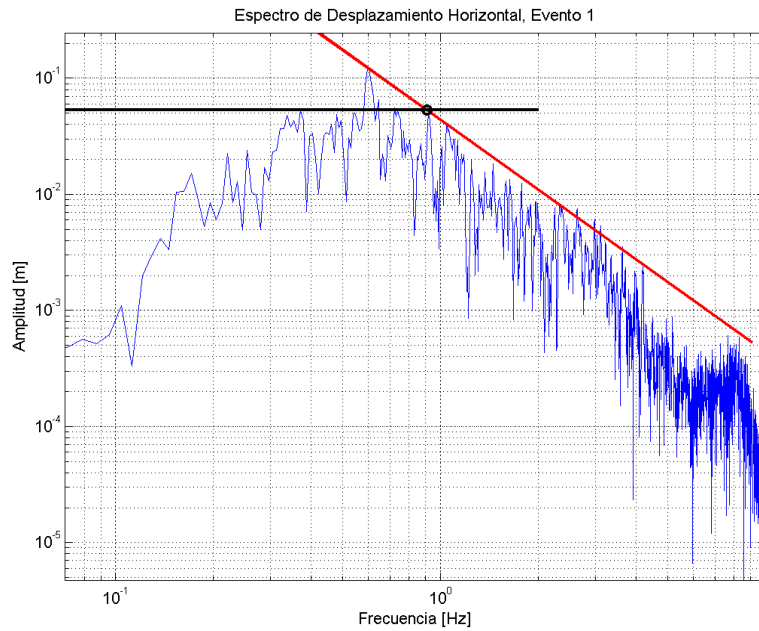


Figura E.1. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento 1.

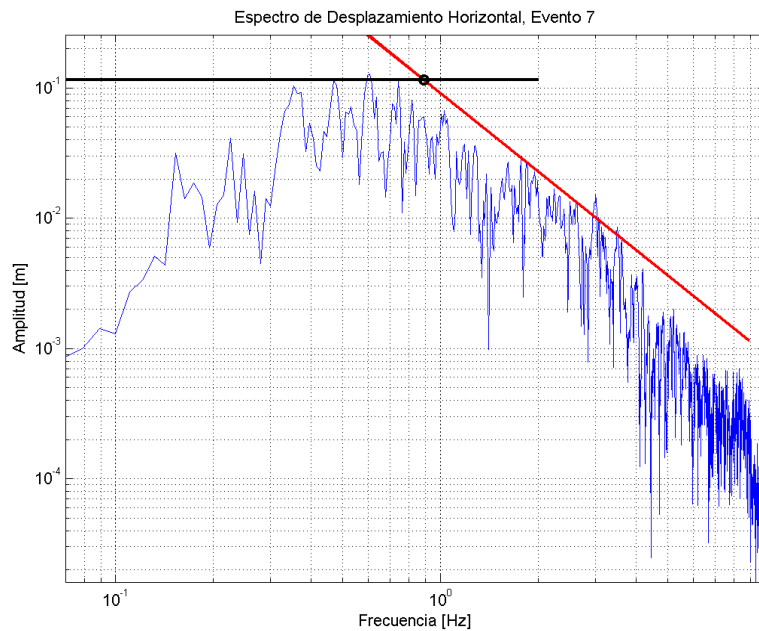


Figura E.2. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento Extra.

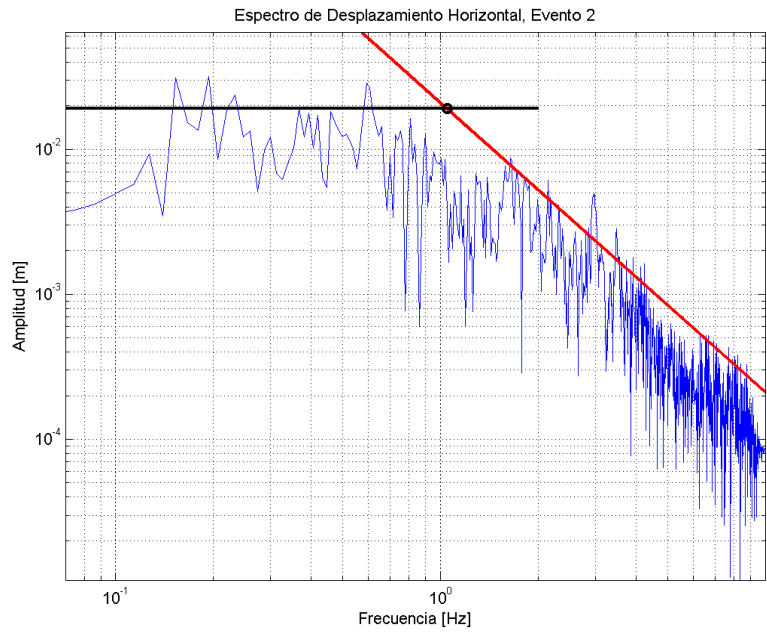


Figura E.3. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento 2.

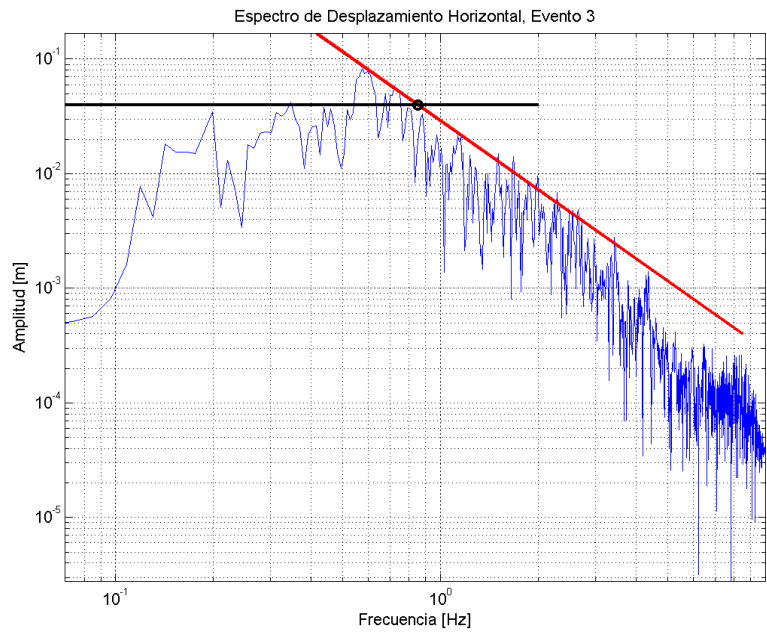


Figura E.4. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento 3.

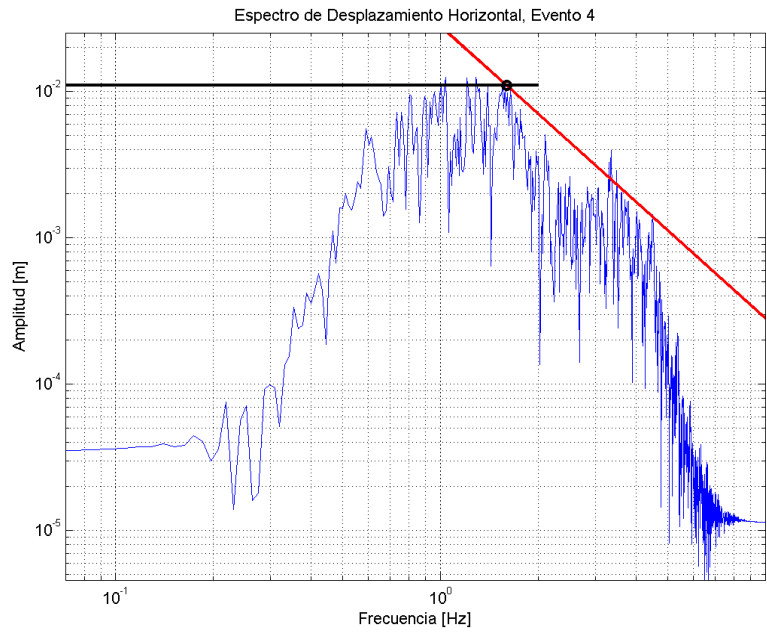


Figura E.5. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento 4.

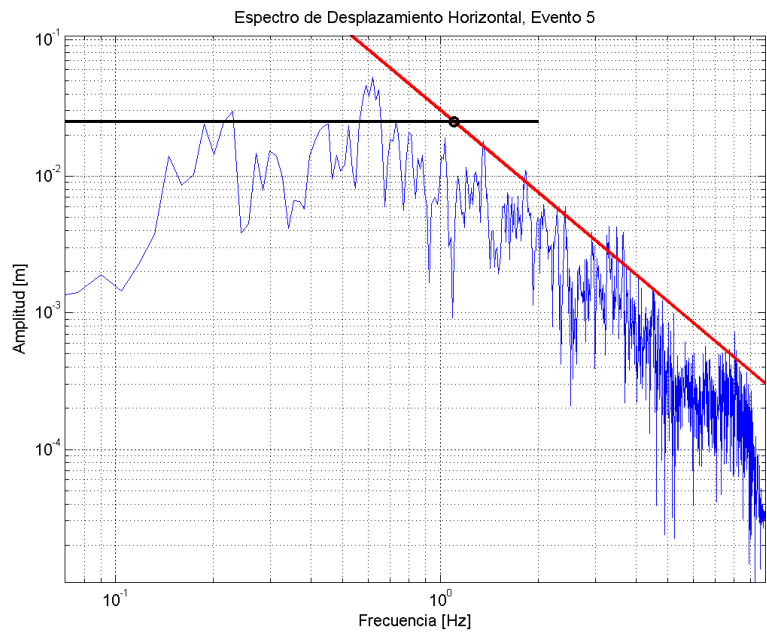


Figura E.6. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento 5.

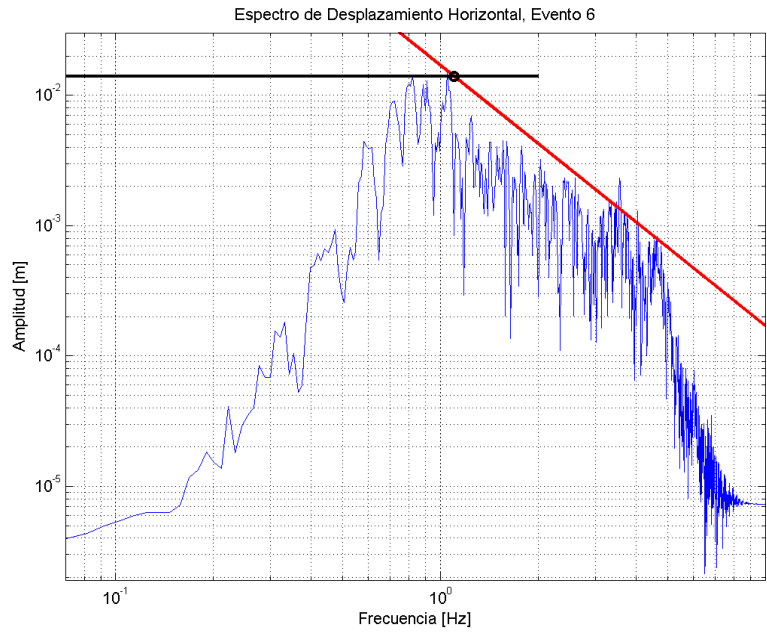


Figura E.7. Espectro de Desplazamiento de estación AMVM para Evento 6.

ANEXO F

SIMULACIÓN ESTOCÁSTICA EN LA ESTACIÓN AMVM.

Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para la calibración de las Funciones de Green Estocásticas. En azul se tiene el sismograma original, en negro el sismograma sintético en crudo, y en rojo el sismograma sintético con la Función de Transferencia.

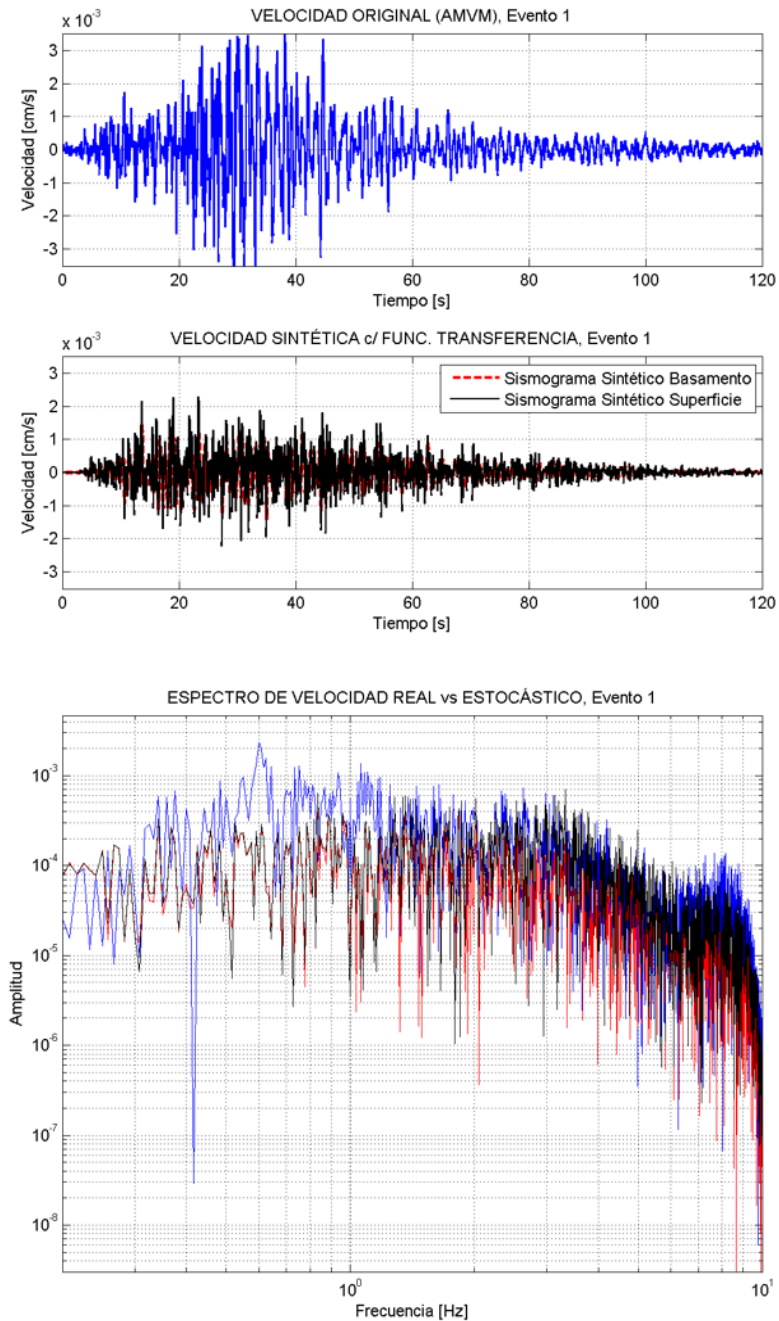


Figura F.1. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo en AMVM) para el evento 1.

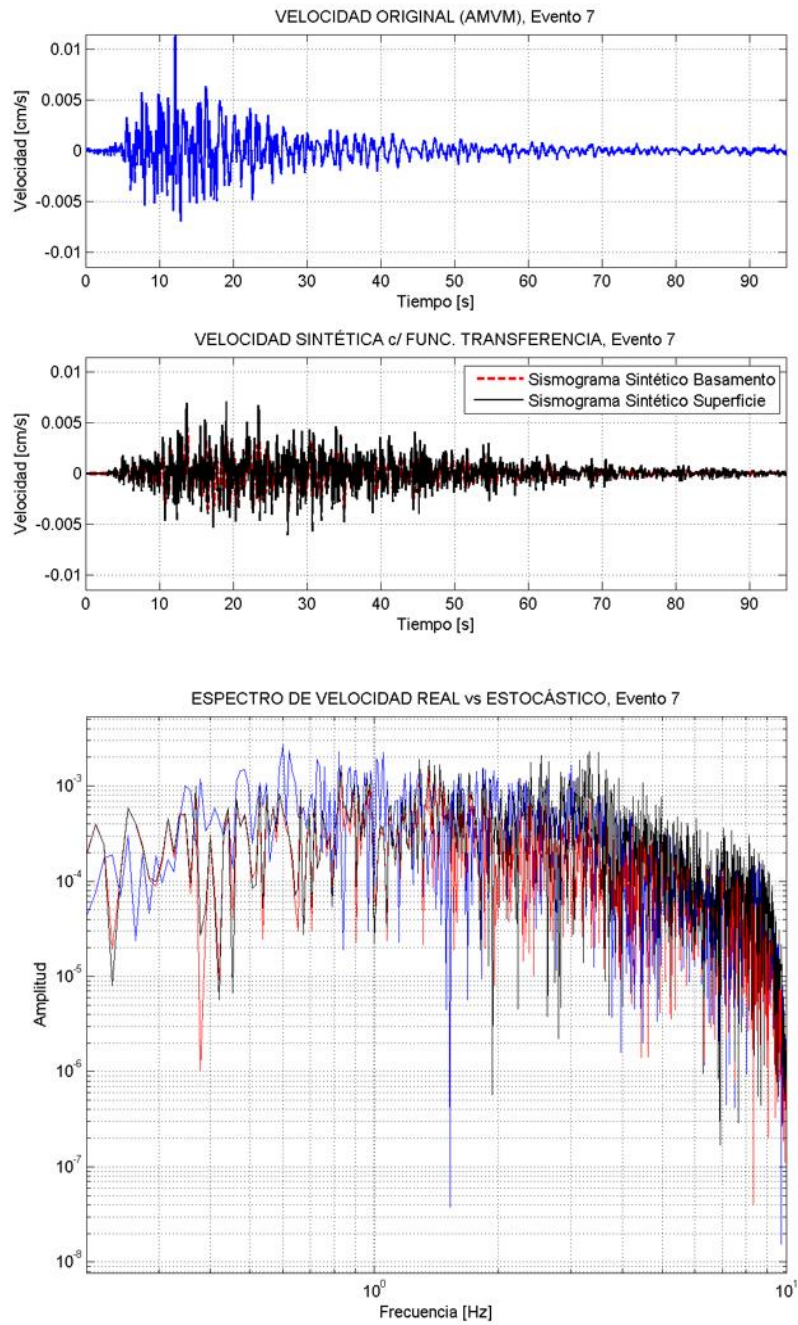


Figura F.2. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para el evento Extra.

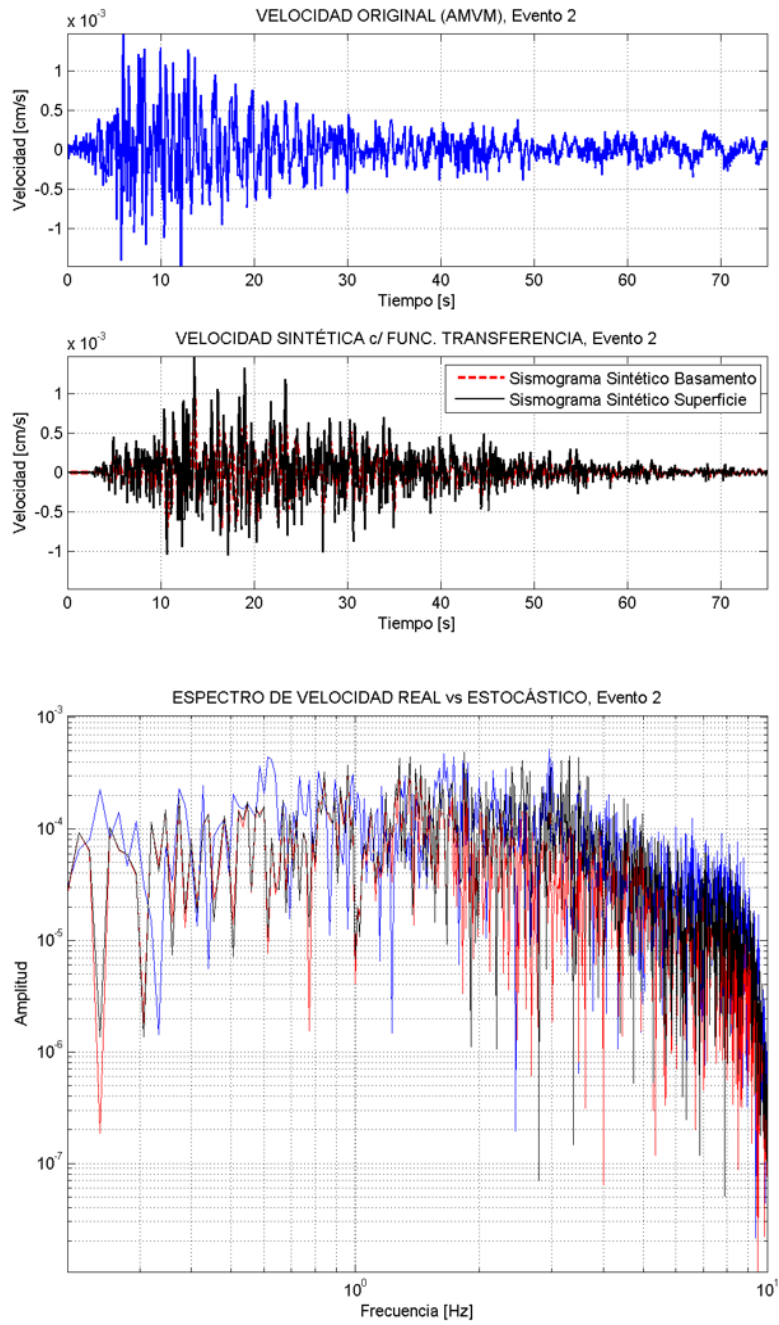


Figura F.3. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para el evento 2.

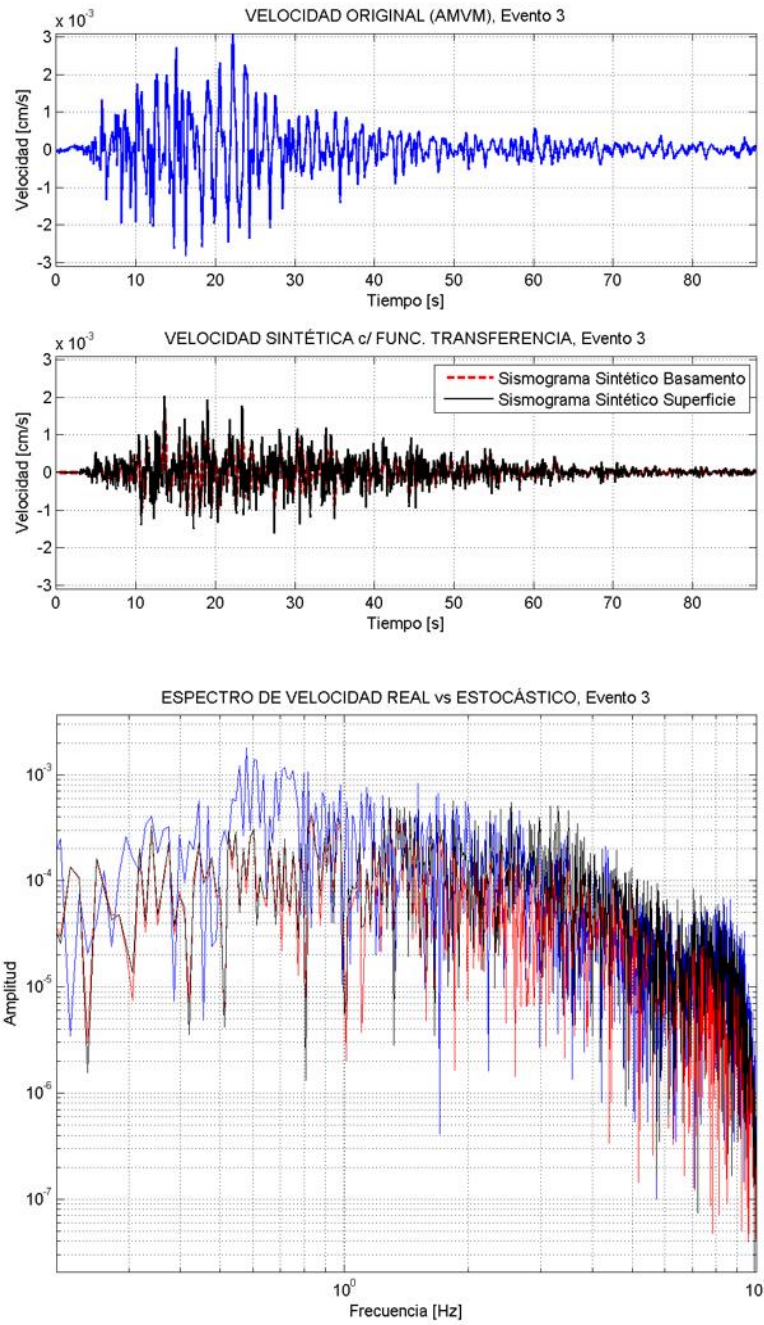


Figura F.4. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para el evento 3.

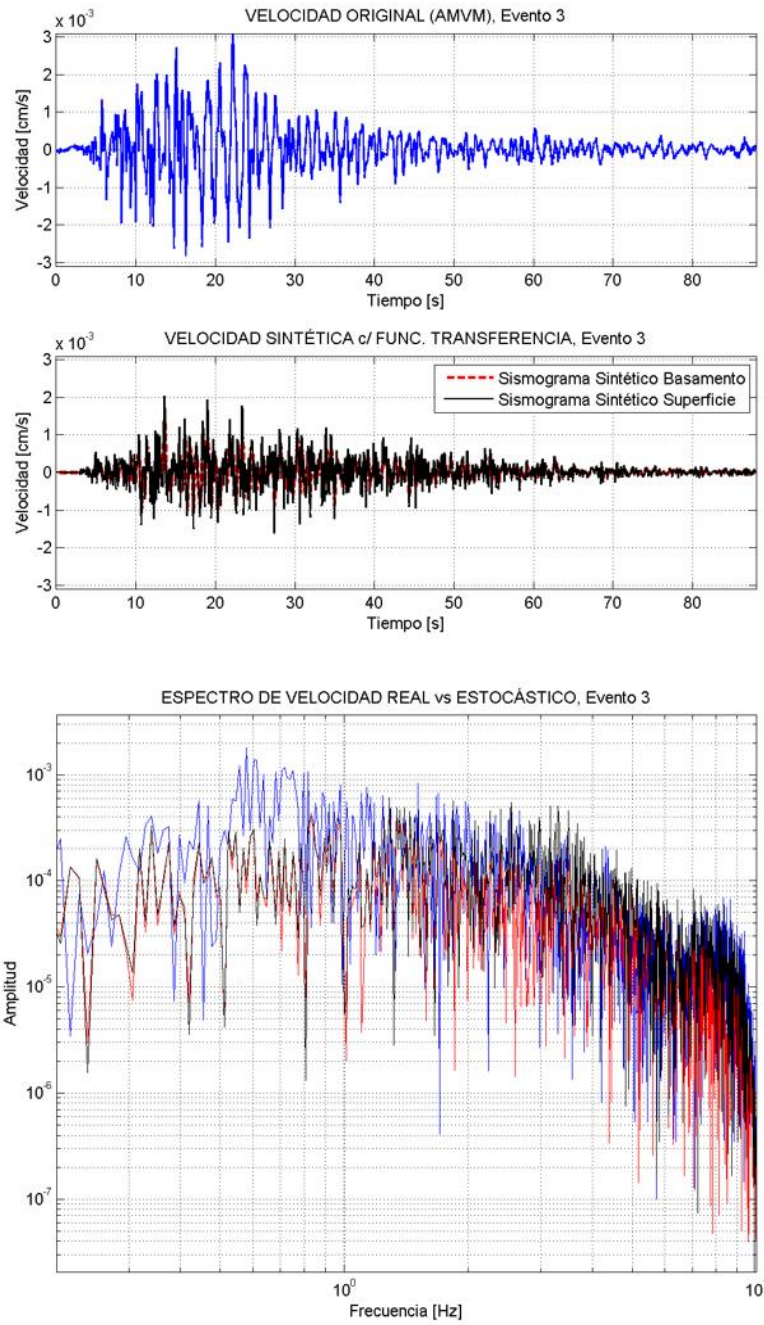


Figura F.5. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para el evento 4.

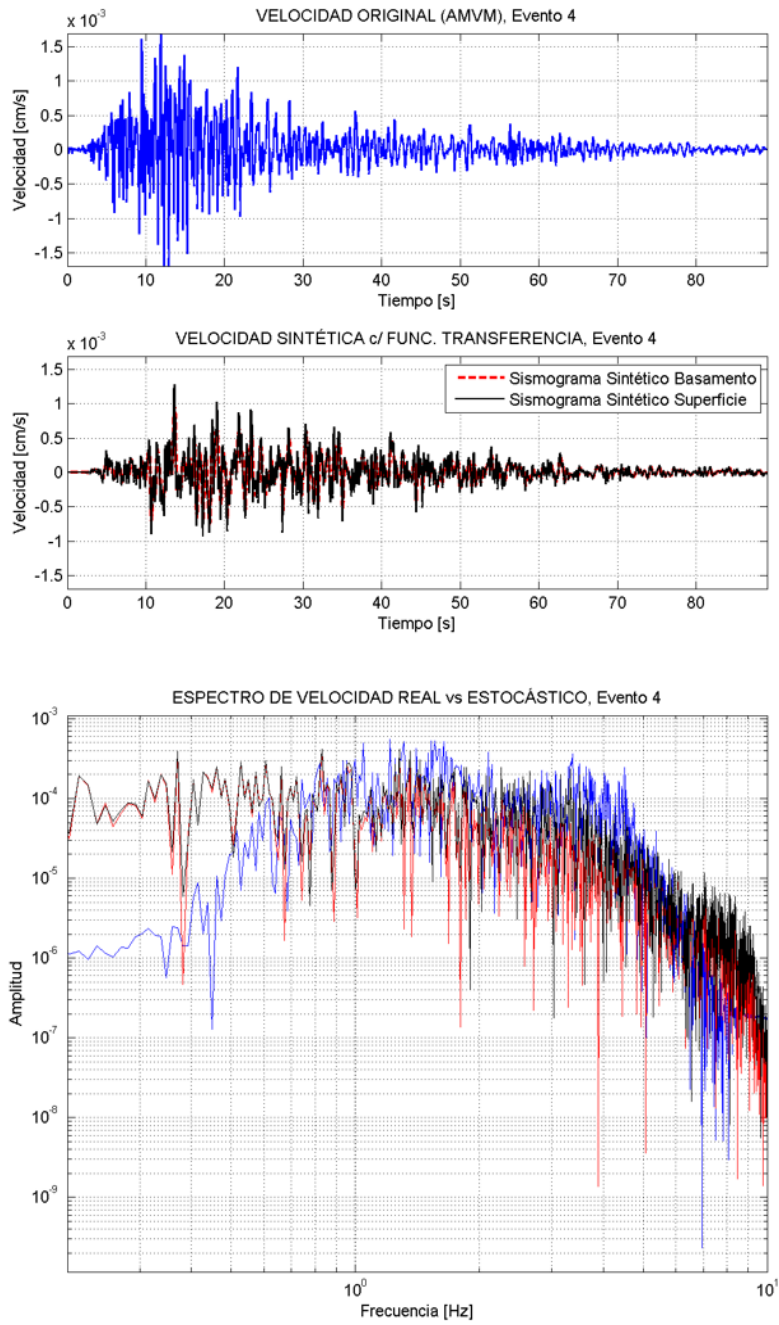


Figura F.6. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para el evento 5.

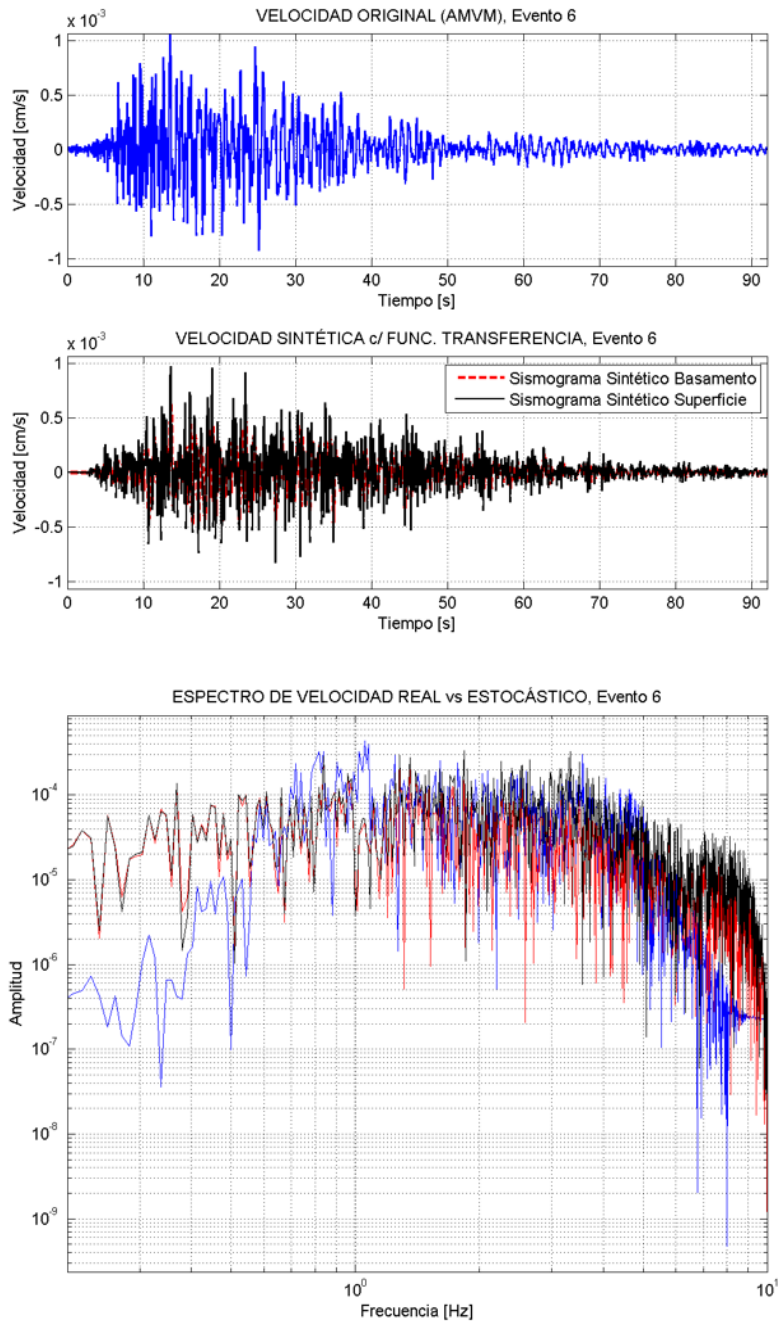


Figura F.7. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en AMVM para el evento 6.

ANEXO G

SIMULACIÓN ESTOCÁSTICA EN ZONA EPICENTRAL.

Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral. En azul se tiene el sismograma original, en negro el sismograma sintético en crudo, y en rojo el sismograma sintético con la Función de Transferencia.

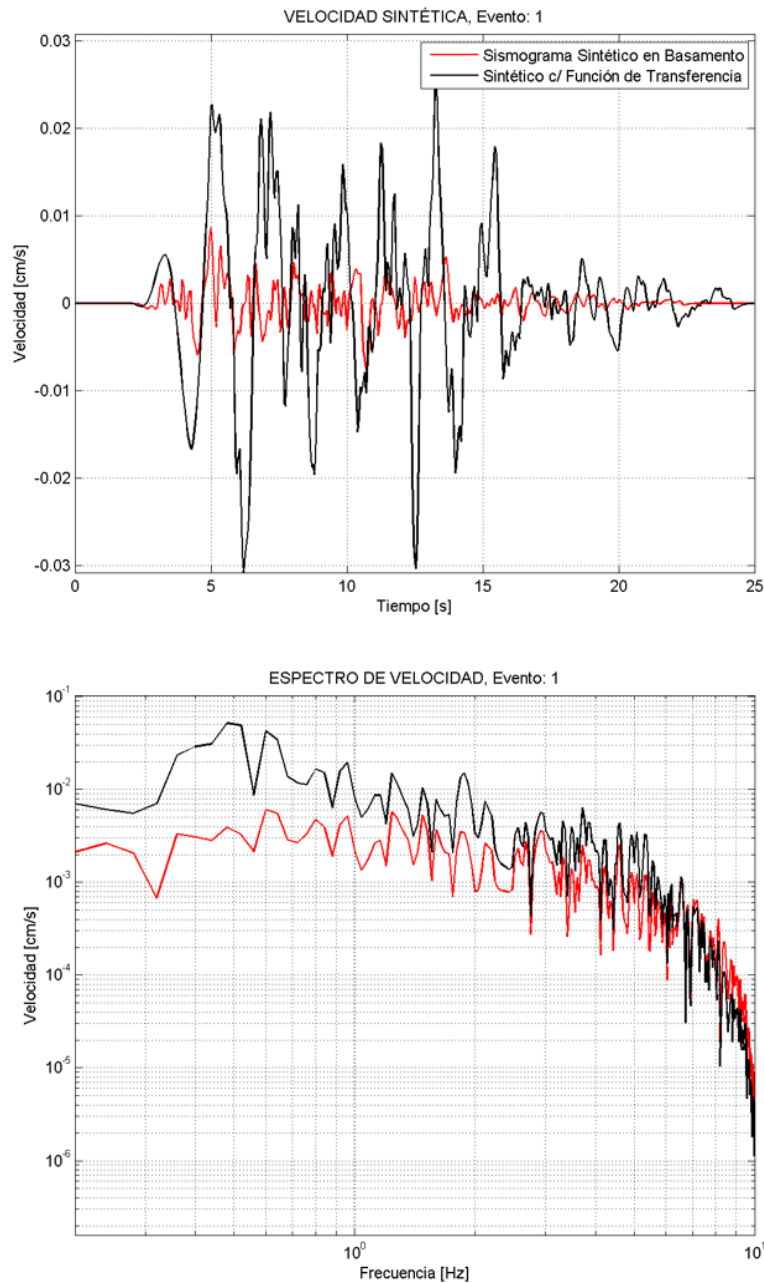


Figura G.1. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento 1.

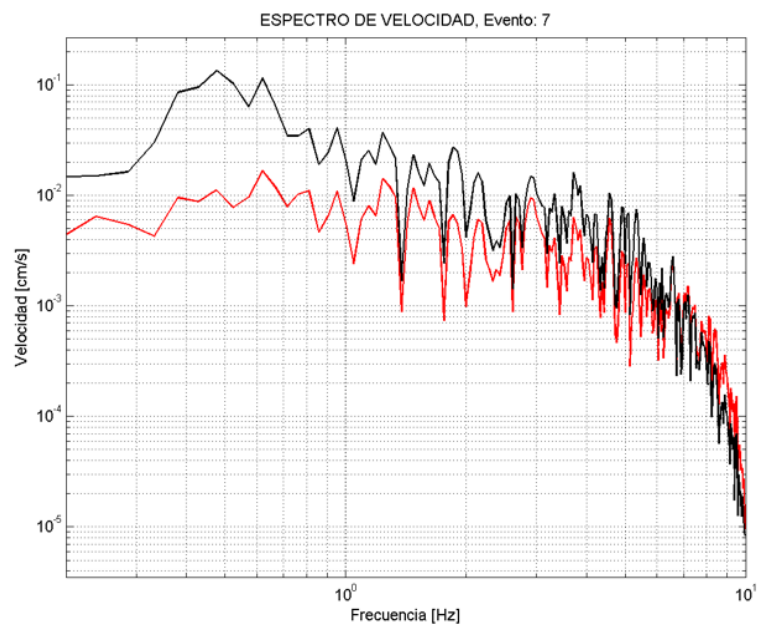
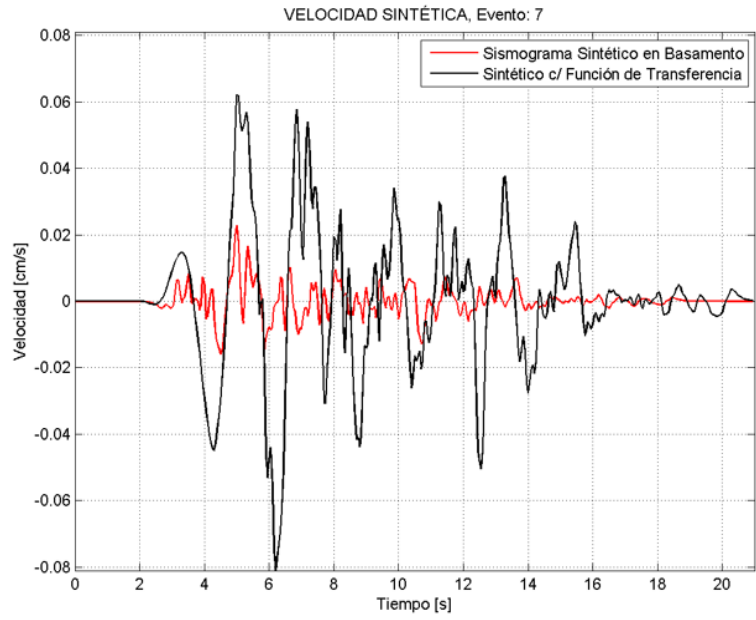


Figura G.2. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento Extra.

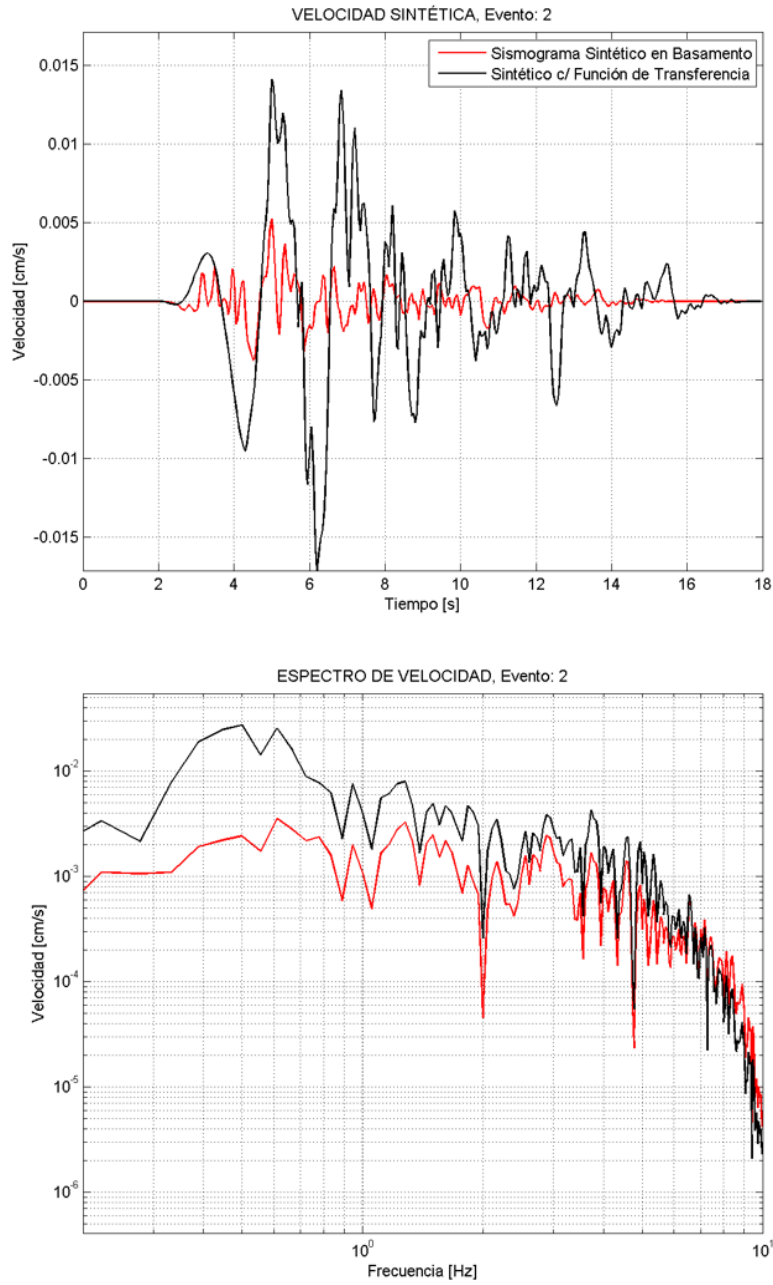


Figura G.3. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento 2.

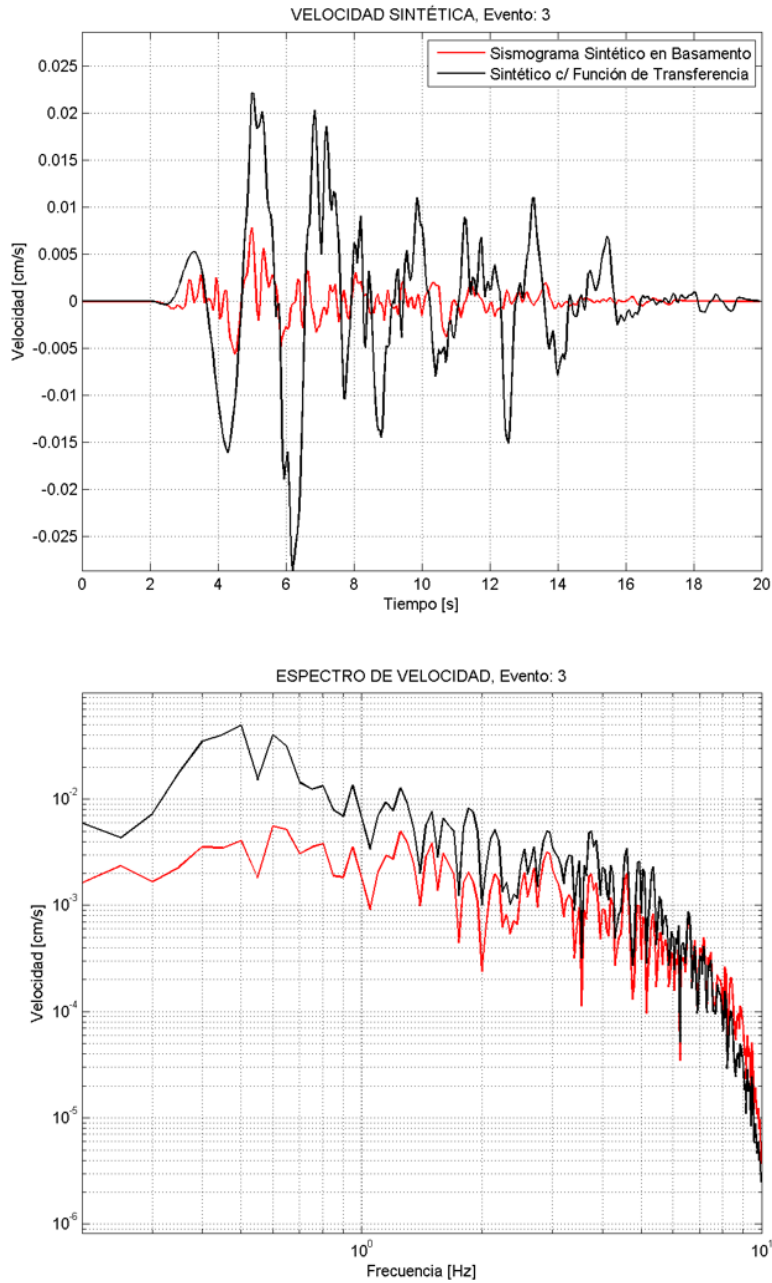


Figura G.4. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento 3.

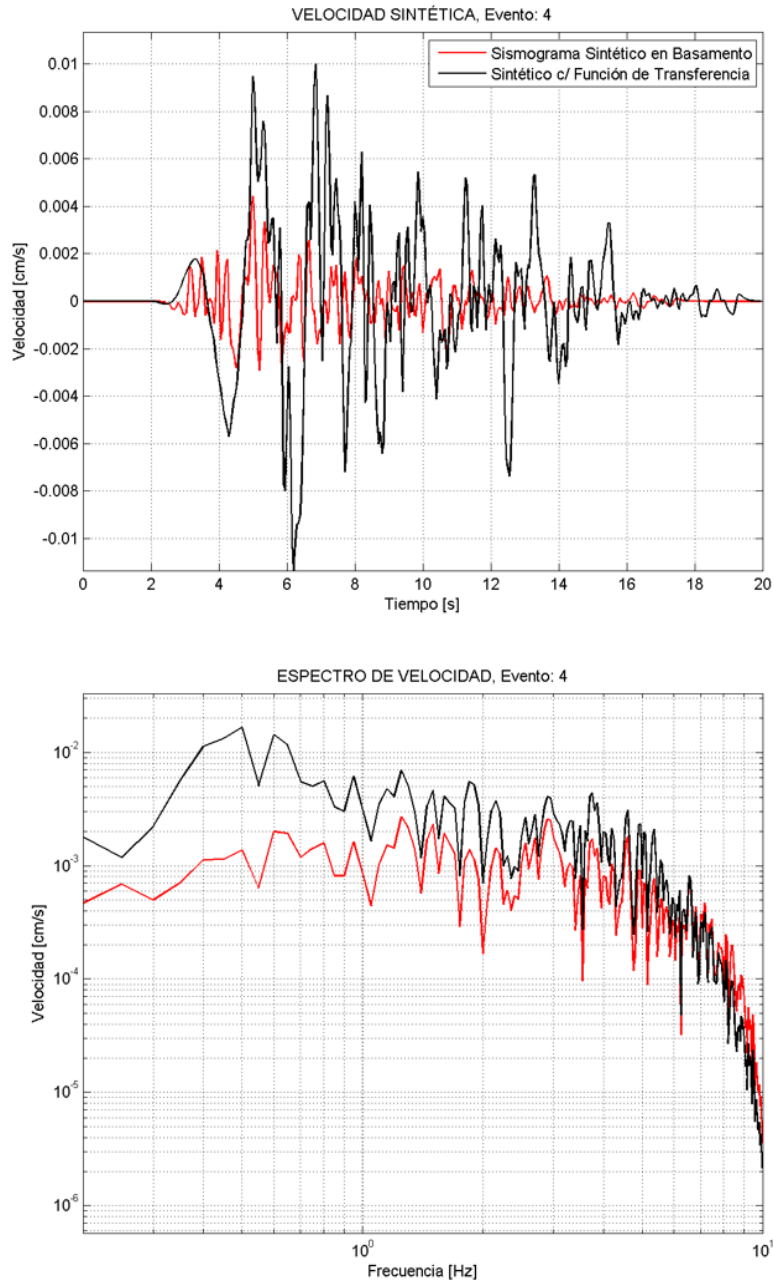


Figura G.5. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento 4.

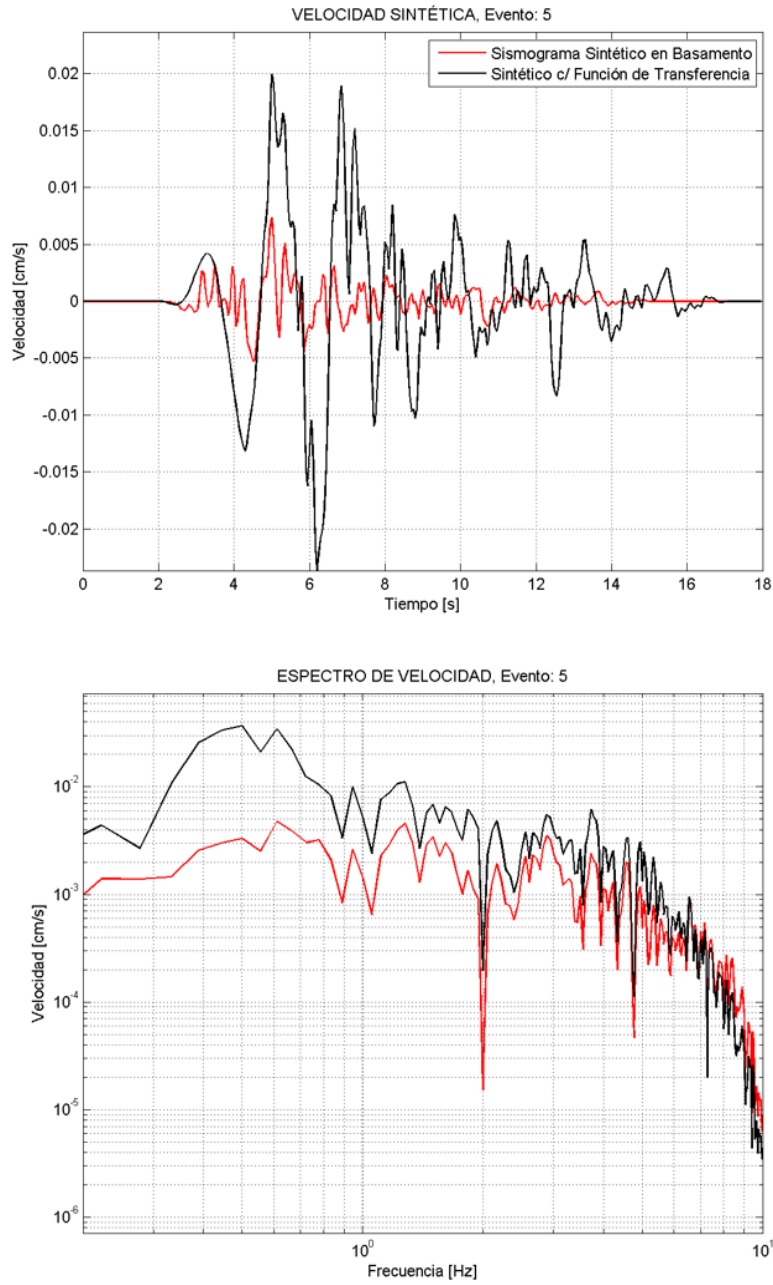


Figura G.6. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento 5.

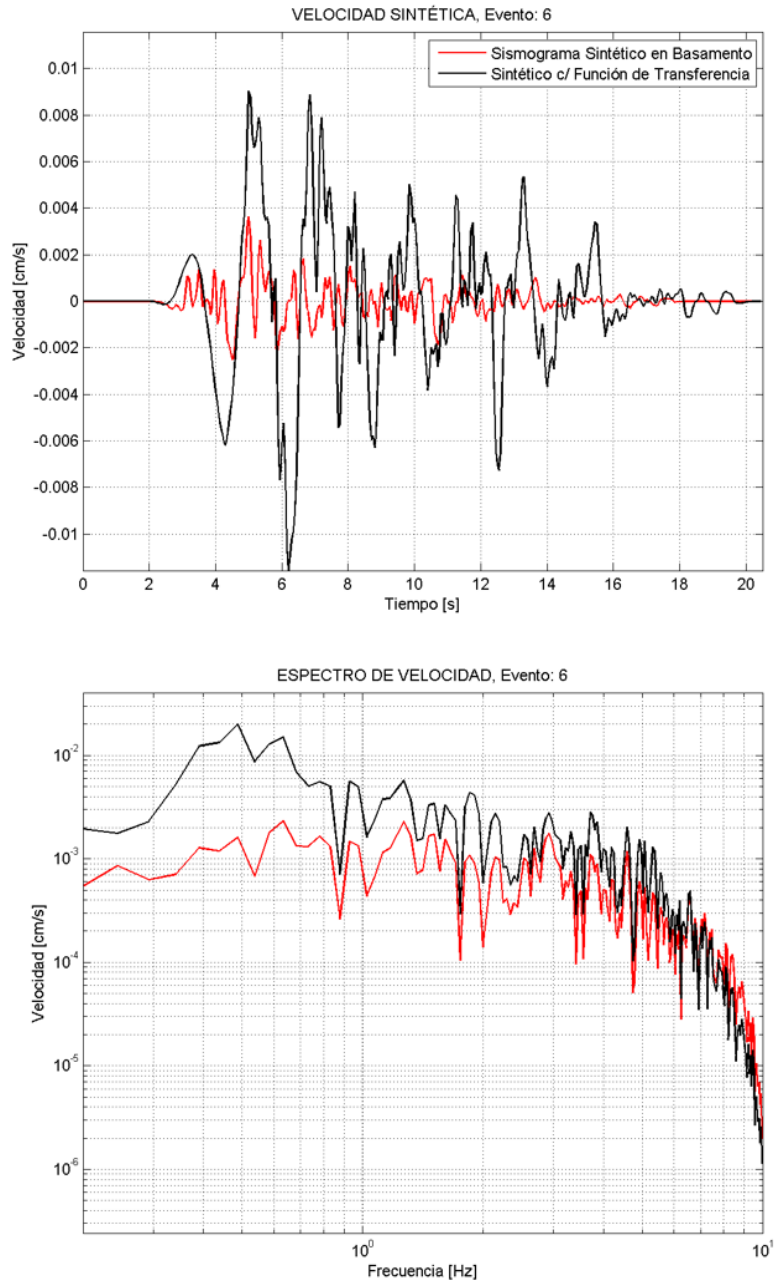


Figura G.7. Sismogramas de velocidad (arriba) y Espectros de amplitud (abajo) en zona epicentral para el evento 6.

ANEXO H

ÍNDICES DE MOVIMIENTO PARA SIMULACIONES ESTOCÁSTICAS EN ZONA EPICENTRAL.

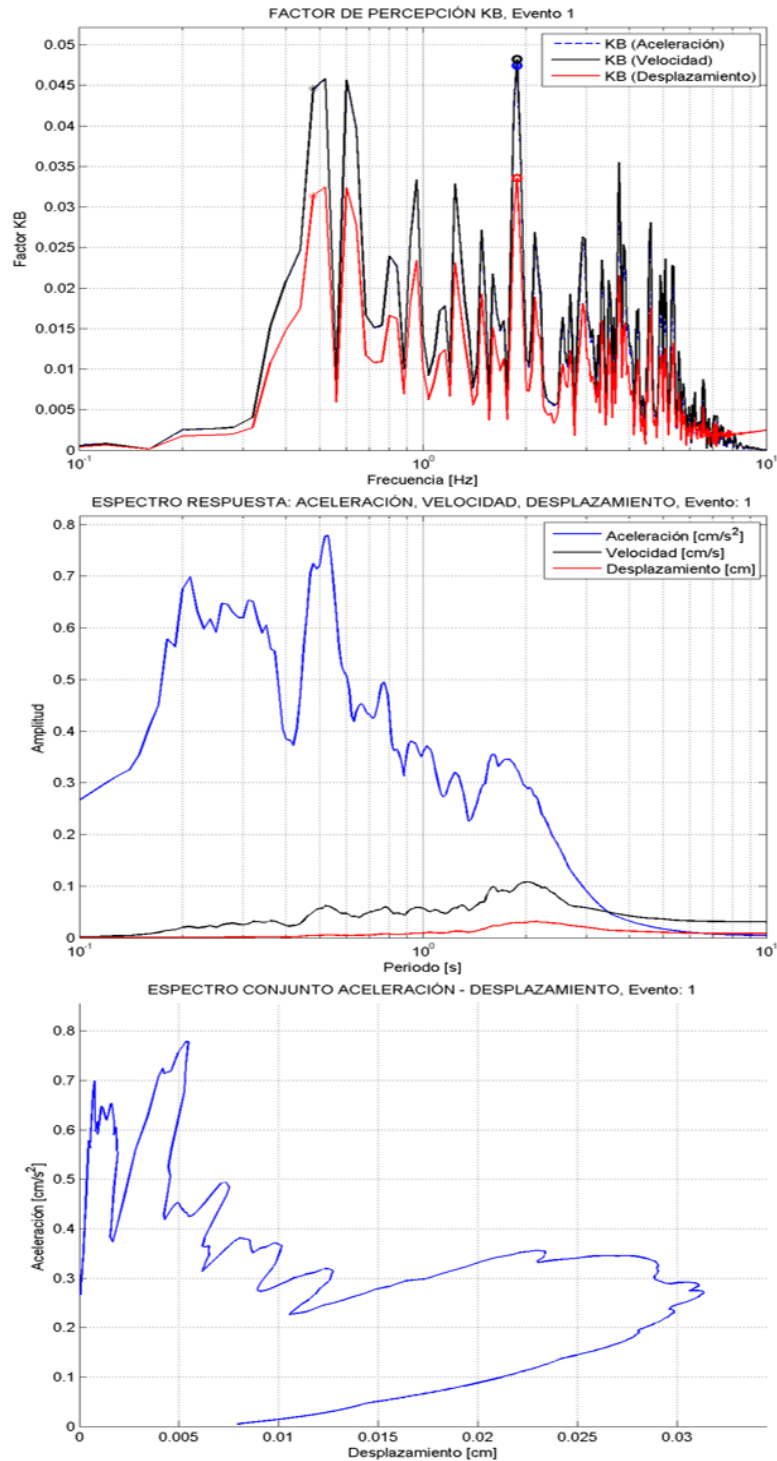


Figura H.1. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento 1.

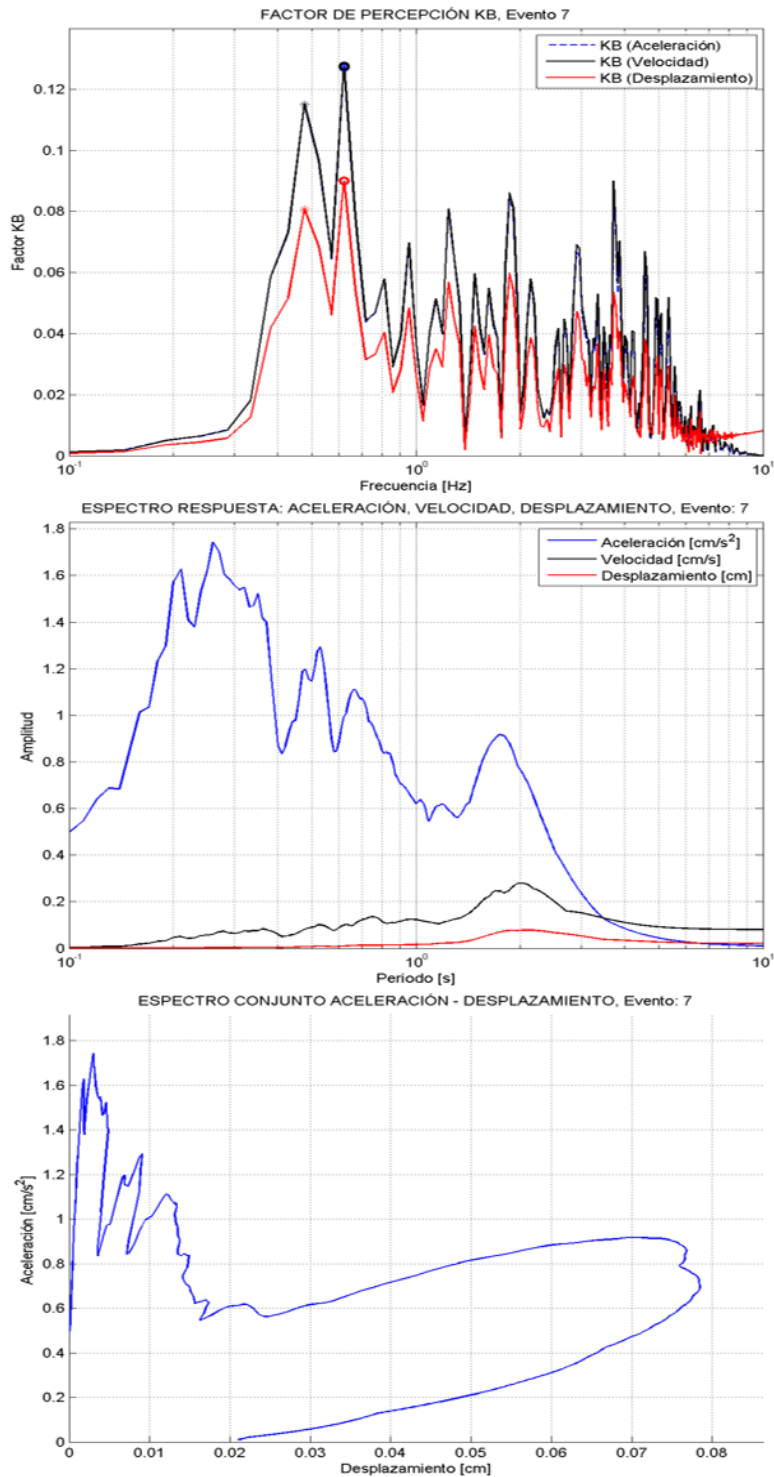


Figura H.2. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento Extra.

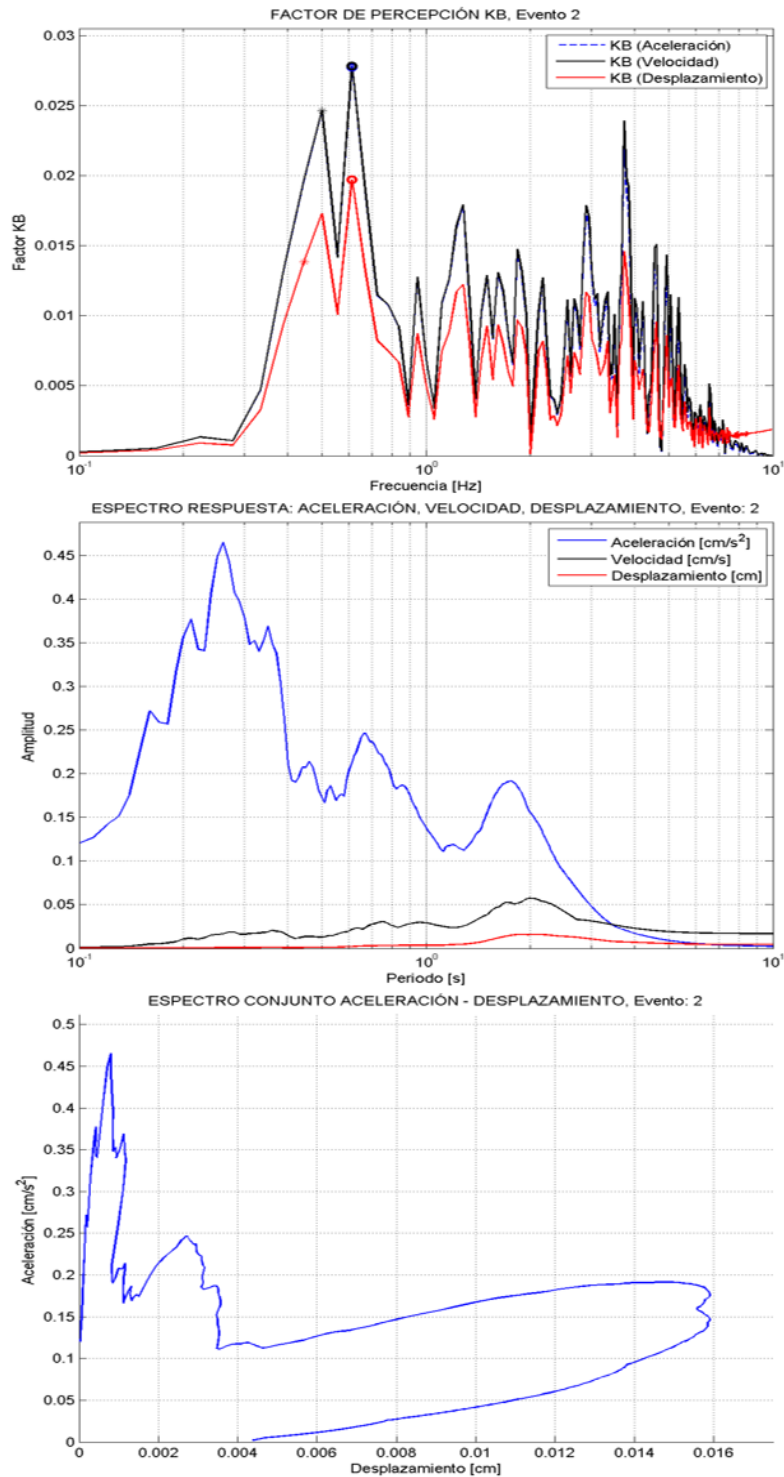


Figura H.3. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento 2.

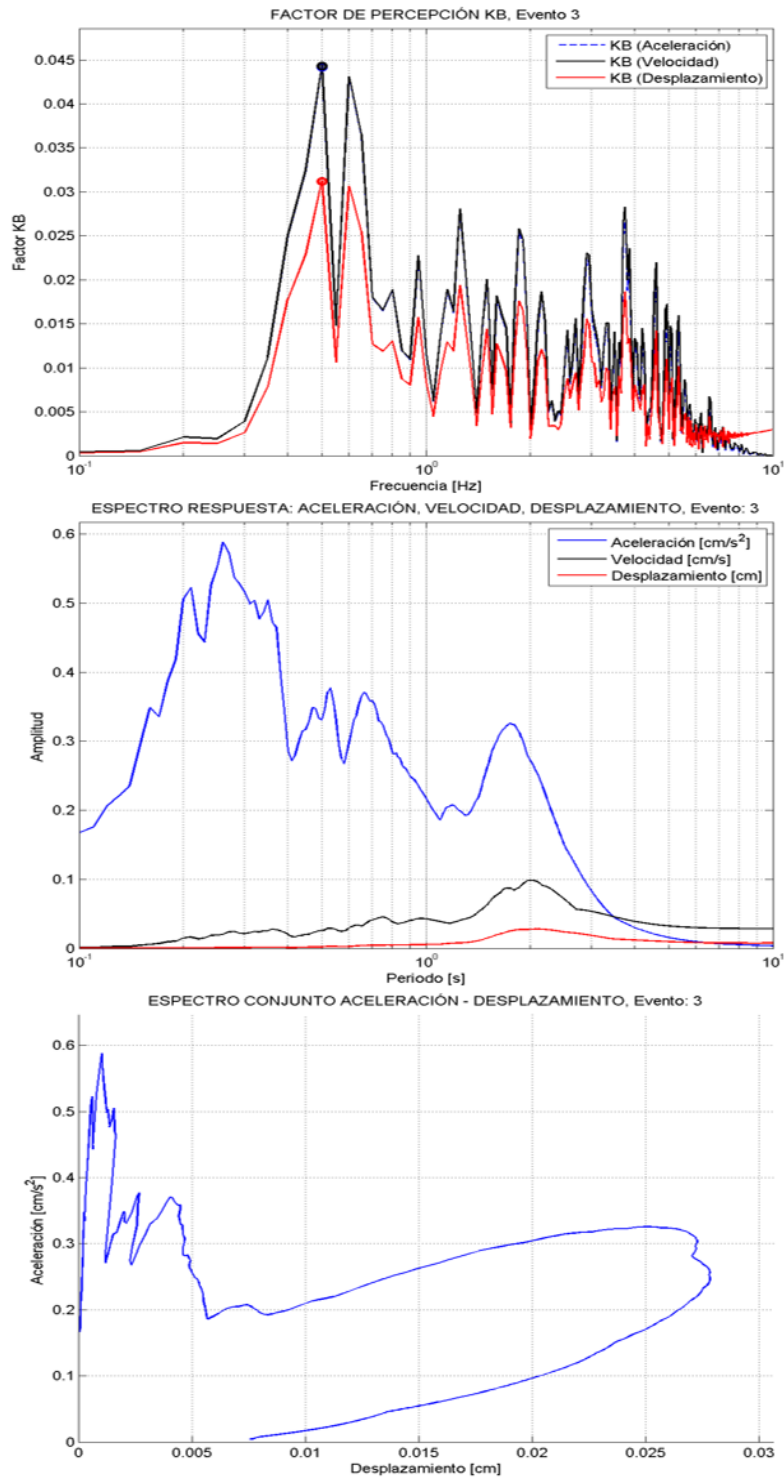


Figura H.4. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento 3.

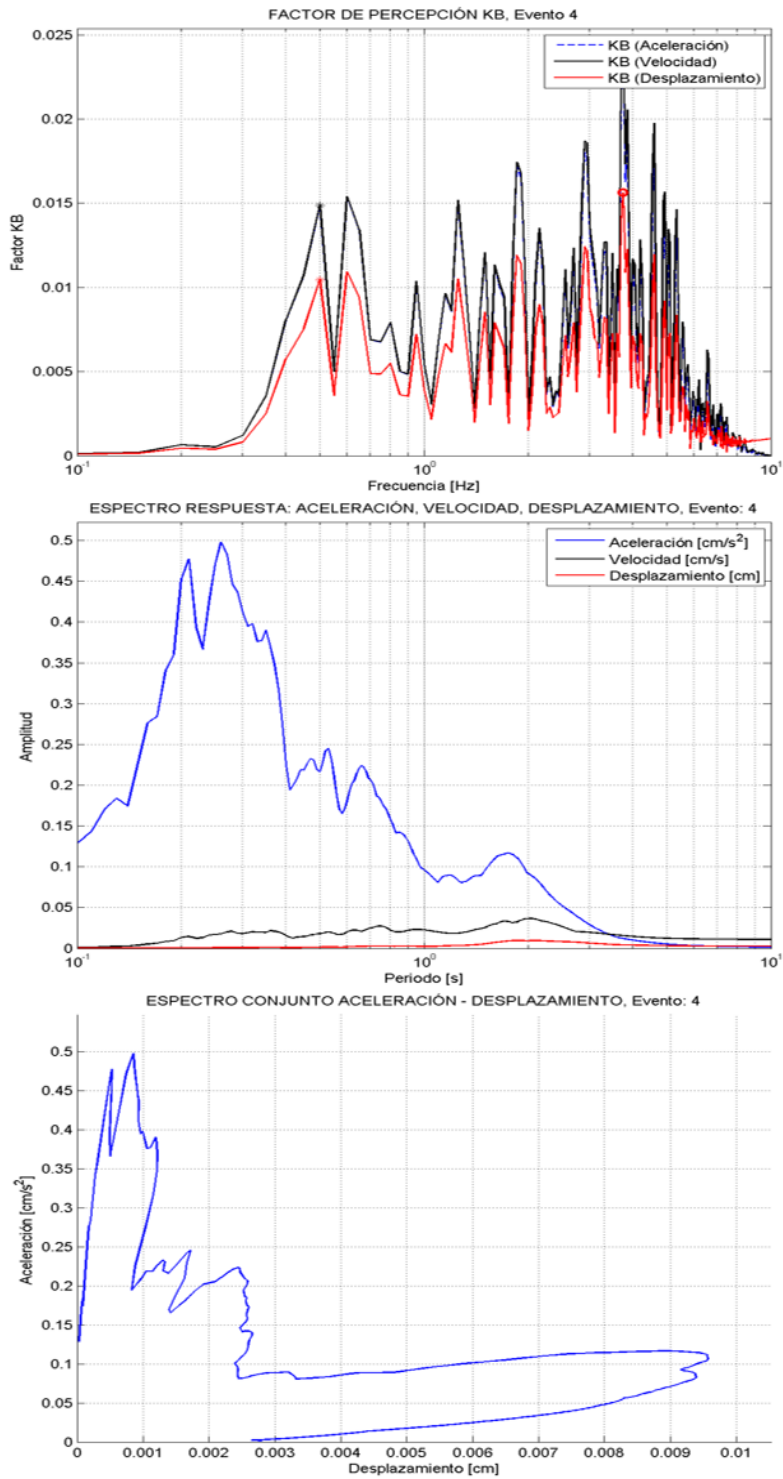


Figura H.5. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento 4.

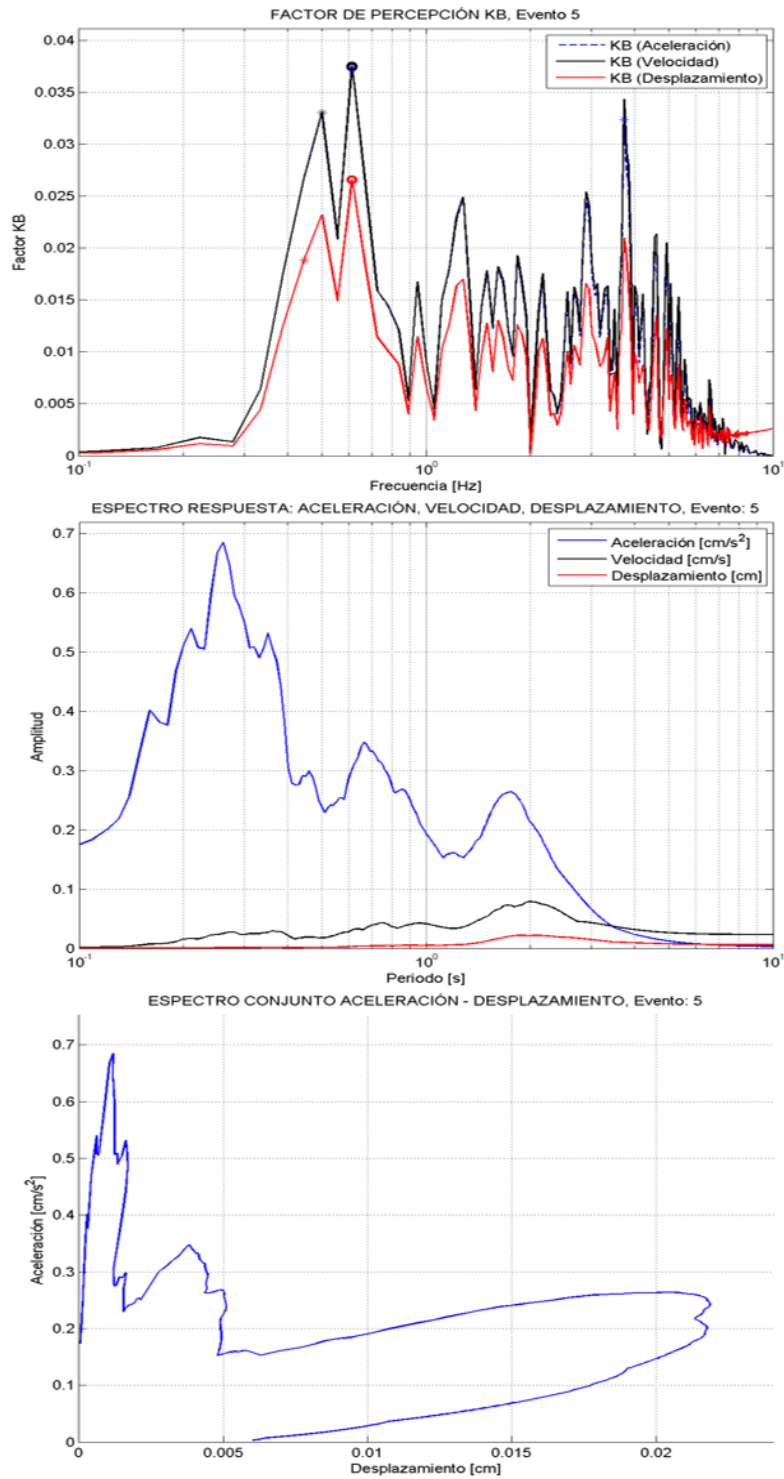


Figura H.6. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento 5.

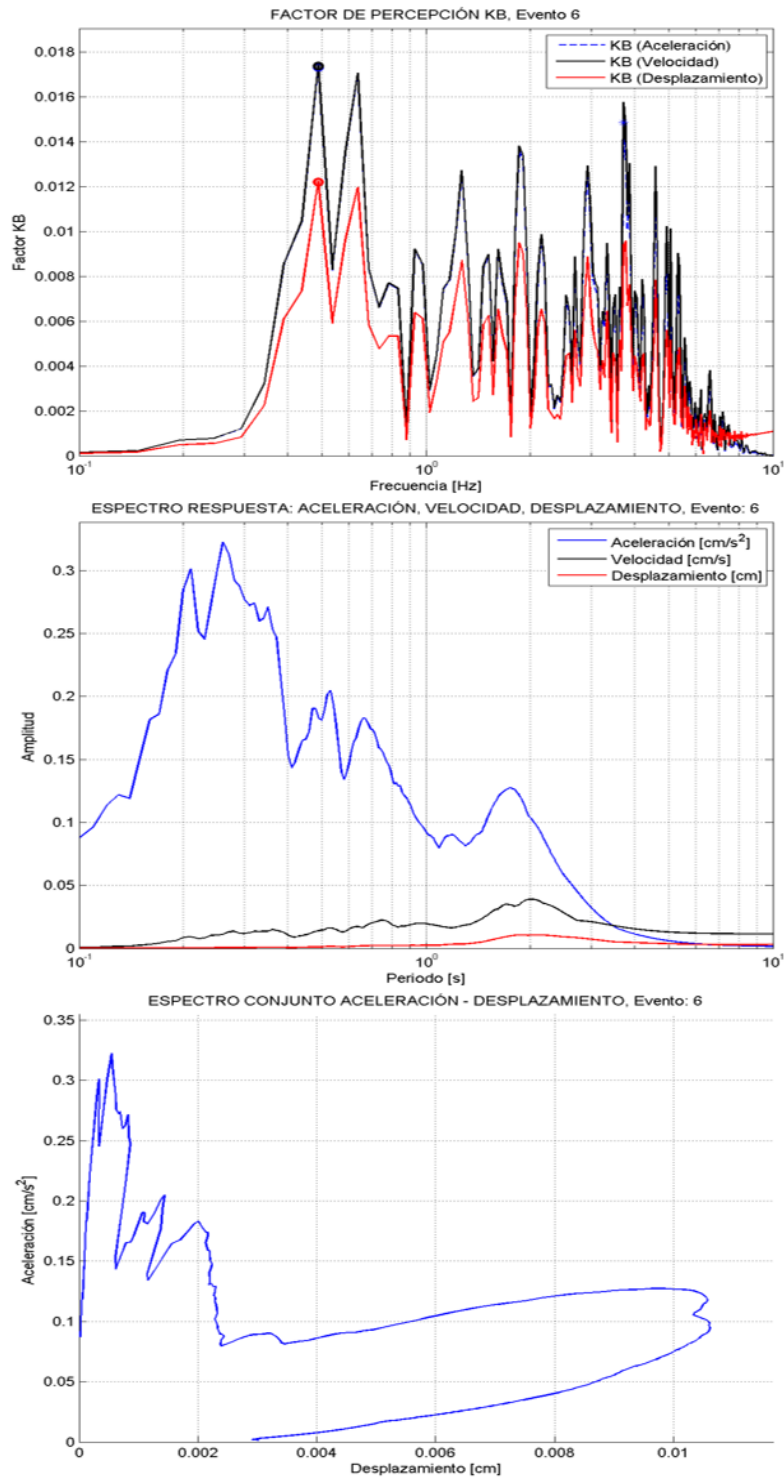


Figura H.7. Espectros de Respuesta de Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Arriba izquierda). Espectro de respuesta conjunto Aceleración-Desplazamiento (Arriba derecha). Factor de percepción KB para Aceleración, Velocidad y Desplazamiento (Abajo) para el evento 6.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, Keiiti, 1967. **Scaling Law of Seismic Spectrum**. Journal of Geophysical Research, Vol. 72, Núm. 4, pp. 1217 – 1231.

Aki, Keiiti, 1968. **Seismic displacements near a Fault**. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, Núm. 16, pp. 5359 - 5376.

Aki, K. y Richards, Paul G., 2002. **Quantitative Seismology**. 2a edición. University Science Books, EUA.

Alaniz Álvarez S.A. y Nieto Samaniego A.F. Editores. **Geology of Mexico, celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico**. Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special paper, Vol. 422, pp. 1-53.

Andrews, D. J., 1986. **Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size**. En "Earthquake Source Mechanics". Shamita Das, John Boatwright y Christopher Schulz. Geophysical Monograph 37, Vol. 6.

Atkinson, G. M. y Kaka, S. L., 2007. **"Did You Feel It?" Intensity data: A surprisingly good measure of Earthquake ground motion**. Seismological Research Letters, Vol. 78, No. 3, pp. 362 – 368.

Atkinson, G. M. y Wald, D. J., 2009. **Relationships between Felt intensity and Instrumental ground motion in the Central United States and California**. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 97, No. 2, pp. 497 – 510.

Bard, P. Y., 1999. **Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?**. En "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion". Irikura, Kudo, Okada y Sasatani. Balkema, Rotterdam.

Bellia S., Cusimano G., González M., T., Rodríguez C., R., y Giuntla G., 1992. **Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la Cuenca de Chalco**. Serie Scienza 3, Instituto Italiano-Latino Americano. Roma, Italia.

Boore, David M., 1996. **Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra**. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 73, No. 6, pp. 1865-1894.

Brune, James N., 1970. **Tectonic stress and the Spectra of seismic shear waves from earthquakes**. Journal of Geophysical Research, Vol. 75, No. 26.

Campos Enríquez J. O., Delgado Rodríguez O., Chávez Segura R., Gómez Contreras P., Flores Márquez E. L., y F. S. Birch, 1997. **Subsurface structure of Chalco sub-basin inferred from geophysical data**. Geophysics, Vol. 62, Núm. 1, pp. 23-35.

Carnicero, A., Mateo Bermejo, J., & Alarcón Álvarez, E., 1996. **La normativa española sobre ruido y vibraciones generadas por el tráfico**.

Chouteau, M., Krivochieva, S., Rodríguez Castillo R., González Morán T. y Jouanne V., 1994. **Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico Basin) using magnetotelluric soundings.** Journal of Applied Geophysics, Vol. 31, pp. 85-106.

Comisión Nacional del Agua, 2000. **Integración de los estudios de Resistividad por SEV, Sísmica de refracción y Gravimetría levantados en la Cuenca del Valle de México, Tomo I.** Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas.

Cruz Atienza, Víctor Manuel, 2013. **Los sismos: una amenaza cotidiana.** 1a edición, La caja de cerillos Ediciones. México, 2013.

De Cserna, Z, De la Fuente Duch M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, Luis M., y Mota Palomino, R., 1988. **Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México.** Boletín del Instituto de Geología, Núm. 104.

Ferrari Luca, Orozco Esquivel Teresa, Menea Vlad y Menea María, 2012. **The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone.** Tectonophysics, 522-523, pp. 122-149.

Gómez Tuena A., Orozco Esquivel T., y Ferrari Luca, 2007. **Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt.**

Huizar Álvarez, Rafael, 1993. **Simulación matemática del Sistema acuífero de Chalco-Amecameca, México.** Geofísica Internacional, Vol. 32, Núm. 1.

Kanamori, Hiroo, 1983. **Magnitude Scale And Quantification of Earthquakes.** Seismological Laboratory, California Institute of Technology. Vol. 93, pp. 185-199.

Kostoglodov, Vladimir y Pacheco, Javier Francisco, 1999. **Cien años de sismicidad en México.** Instituto de Geofísica, México, D. F.

Ledezma, J., 1998. **Apuntes del curso sobre cuencas extensionales.** Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California. Inédito.

Lermo, J. y Ovando-Shelley, E., 2009. **Comentarios preliminares sobre las mediciones de ruido ambiental para evaluar los agrietamientos en el municipio de Chalco, Estado de México.** Reporte del Instituto de Ingeniería, UNAM.

López-Ramos, E., 1981. **Geología de México, tomo III.** 2a edición. México, D. F.

Molina-Berbeyer, Rafael, 1956. **Estudios geoquímicos, geofísicos y geológicos de la sub-cuenca de Chalco, México.** Departamento del Distrito Federal.

Mooser, Federico, 1975. **Historia geológica de la Cuenca de México.** Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal, Tomo I. DDF, pp. 7-38. México, D.F.

Morán Zenteno, Dante J., 1984. **Geología de la República Mexicana.** 2ª edición. Convenio INEGI – Facultad de Ingeniería, UNAM. México, D.F.

Morris, Benjamin, 2009. **An investigation of human induced vibrations on Clemson Memorial Stadium**. Tiger Prints, Clemson University, Carolina del Sur, E. U. A.

Nakamura, Yutaka, 1989. **A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface**. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, Vol. 30, No. 1, pp. 25 – 33.

Ovando-Shelley, E., Lermo, J., Auvinet, G., y Méndez, E., 2012. **Microtremor measurements to identify zones of potential fissuring in the basin of Mexico**. Geofísica Internacional, Vol. 51, No. 2, pp. 143 – 156.

Peralta y Fabi, Ricardo, 1989. **Sobre el origen de algunas propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del Valle de México**. Memorias del Simposio sobre temas geológicos de la cuenca del Valle de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México.

Prince, Jorge, 1963. **Espectros de temblores y su aplicación**. Instituto de Ingeniería, Núm. 78. UNAM, México.

Sandoval Gómez, H., Ramírez Guzmán, L. y Espíndola, V. H., 2013. **Correlación entre intensidad Macrosísmica e instrumental para el centro de México**. XIX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, SMIS.

Santoyo Villa, E., Ovando Shelley, E., Mooser, F. y León Plata, E., 2005. **Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México**. 1a edición. TGC, México.

Scherbaum, F., Hinzen, K. G. y Ohrnberger, M., 2003. **Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations**. Geophy. J. Int., No. 152, pp. 597-612.

Schubert, G., Romanowicz, B., y Dziewonski A., 2015. **Treatise on Geophysics, volume 1. Deep earth Seismology**. 2a edición. Elsevier. Reino Unido.

Semblat J. F., Kham M., Parara E., Bard P. Y., Ptilakis K., Makra K. y Raptakis D., 2005. **Seismic wave amplification: Basin geometry vs soil layering**. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 25, pp. 529-538.

Shearer, P. M., 2009. **Introduction to Seismology**. 2a edición, Cambridge University Press. Reino Unido, Cambridge.

Scott Morris, Benjamin, 2009. **An investigation of Human induced vibrations on Clemson Memorial Stadium**. UMI Microform, Estados Unidos, pp. 119.

Siskind, 1993. **RI 8507 Structure response and damage produced by ground vibration surface mine blasting**. U.S. Bureau of Mines. Estados Unidos.

Stein, S. y Wysession, M., 2003. **An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure**. 1a edición. Blackwell Publishing. Reino Unido, Padstow.

Strasser, F. O., Arango, M. C. y Bommer, J. J., 2010. **Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude**. Seismological Research Letters. Vol. 81. Núm. 6.

Studer J., Suesstrunk A., 1981. **Swiss standard for vibration damage to buildings**. Proceedings of the Tenth International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Volumen 3, pp. 307-312. Estocolmo, Suiza.

Suter M., Quintero O., López M., Aguirre G. y Ferrari E, 1995b. **The Acambay graben: active intra-arc extensión in The Trans-Mexican Volcanic Belt**. Tectonophysics, Vol. 14, pp. 1245 – 1262.

Takada A., 1994. **The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism**. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, pp. 1356-1357.

Tselentis, G. y Danciu, L., 2008. **Empirical relationships between Modified Mercalli Intensity and engineering ground-motion parameters in Greece**. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 98, No. 4, pp. 1863 – 1875.

Tuan, Tran Thanh, 2009. **The ellipticity (H/V-ratio) of Rayleigh surface waves**. Tesis de Maestría. Universidad Friedrich-Schiller. Hanoi, Vietnam.

Urrutia Fucugauchi, J. y Del Castillo, L., 1977. **Un modelo del Eje Volcánico Mexicano**. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 38, pp. 18-28. México, D. F.

Vázquez Sánchez, E. y Jaimes Palomera, R., 1989. **Geología de la Cuenca de México**. Geofísica Internacional, Vol. 28, Núm. 2, pp. 133-190.

Wiss, J. F. y Parmelee, R. H., 1974. **Human perception of transient vibrations**. Journal of the Structural Division, Vol. 100, No. ST4.

Scott Morris, Benjamin, 2009. **An investigation of Human induced vibrations on Clemson Memorial Stadium**. Thesis of Graduated School of Clemson University. UMI Microform, Estados Unidos, 2009.

Páginas de internet consultadas:

Servicio Geológico de Estados Unidos USGS, 2015. <http://earthquake.usgs.gov>