



# **MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE MEXICALI.**

## **INFORME FINAL**

### **Responsables técnicos del informe:**

Acosta Chang José Gpe.  
Arellano Zepeda Gustavo  
Ruiz Cruz Euclides

### **Colaboradores del informe:**

Mendoza Garcilazo Luis  
Reyes Rogelio  
Rocha Guerrero Ernesto

Octubre de 2007.

## • - RESUMEN EJECUTIVO

**Marco operativo.** Con el financiamiento del Fondo Nacional para la Prevención de Desastres Naturales (FOPREDEN) y el Gobierno del Estado de Baja California, se llevó a cabo el proyecto de microzonificación sísmica de la zona urbana de Mexicali, B. C., bajo la coordinación de la Dirección Estatal de Protección Civil y el trabajo técnico-científico del Departamento de Sismología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE).

**Duración del proyecto.** Un año, de julio de 2006 a septiembre de 2007.

**Objetivo.** La caracterización de la respuesta sísmica sobre la superficie de asentamiento de la zona urbana de Mexicali, B. C., mediante mapas que contienen las distribuciones espaciales de los siguientes parámetros de interés a la ingeniería: periodos dominantes del movimiento del suelo (PD), velocidades de propagación de ondas de corte en los primeros 30 m del subsuelo ( $\beta_{30}$ ), factores de amplificación respecto a roca (FA), formas del espectro de respuesta (ER), y aceleración, velocidad e intensidad de Mercalli esperadas para el terremoto con mayor probabilidad de ocurrencia en los próximos 20 años (mapas predictivos).

**Métodos y operación.** Los PD se estimaron mediante la técnica de Nakamura, con registros digitales de ruido sísmico ambiental realizados en 95 sitios distribuidos dentro de la zona urbana. Las  $\beta_{30}$  fueron obtenidas mediante la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales, con registros digitales de microtemores en perfiles de 24 canales realizados en 15 sitios distribuidos en la zona urbana, y corroborados con 4 perfiles de refracción sísmica. Los FA se calcularon a partir de acelerogramas digitales registrados en 8 estaciones acelerométricas triaxiales (7 en suelo y 1 en roca firme), con técnica de cocientes espectrales. Los ER se obtuvieron mediante el cálculo de la respuesta de una estructura de un grado de libertad. Los mapas predictivos se elaboraron mediante el empleo de una ecuación predictiva apropiada para la región sismotectónica dentro de la cual se encuentra la cd. de Mexicali, expresando el efecto de sitio mediante la  $\beta_{30}$ .

### **Resultados.**

- 1) Se obtuvo un mapa con la distribución de los periodos dominantes del movimiento del suelo para la zona urbana de Mexicali; cuya interpretación principal es la presencia de periodos relativamente cortos, menores a 1.0 segundos.
- 2) Se obtuvieron valores de  $\beta_{30}$  muy homogéneos en los 16 sitios estudiados, por lo que no es necesaria la presentación de su distribución en forma de mapa, sino como una tabla; son valores de alrededor de 250 m/s y una profundidad al basamento de ingeniería ( $\beta_{30}$  iguales o mayores a 400 m/s) mayor de 20 m.
- 3) Se estimó un espectro de respuesta promedio para cada una de las estaciones acelerométricas de la red instalada y se escaló su amplitud

conforme a las aceleraciones máximas contenidas en los mapas predictivos.

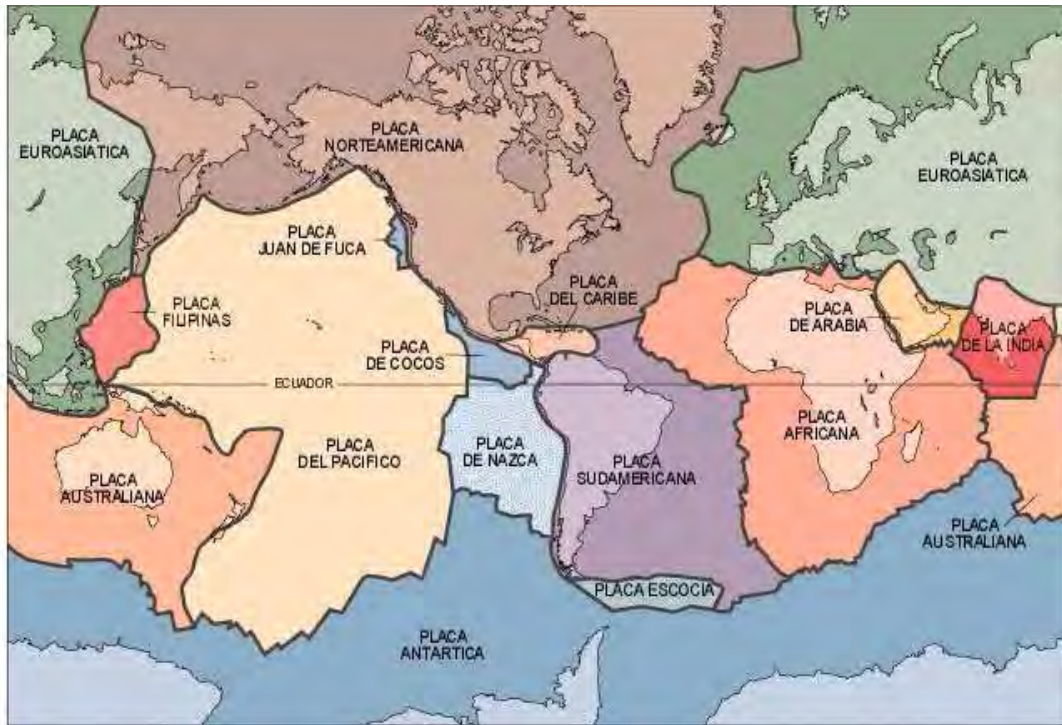
- 4) Se crearon los mapas con la distribución de la aceleración horizontal máxima del suelo (A), velocidad horizontal máxima (V) e intensidad de Mercalli Modificada (IMM), para un terremoto probable en la porción norte de la falla Imperial (magnitud de 6.5 y longitud de rompimiento de 42 km). La zona urbana de Mexicali quedaría sujeta a una A entre 180 cm/s<sup>2</sup> (al oeste de la ciudad) y 430 cm/s<sup>2</sup> (al este); a una V entre 20 y 95 cm/s; y a IMM entre 8 y 9.
- 5) Se obtuvo una base de datos de acelerogramas digitales de tres componentes en 8 estaciones, con registros en la estación en roca firme y al menos una estación en suelo, para 75 terremotos regionales, con magnitudes menores a 4.4.

**Conclusiones y recomendaciones.** Los mapas de microzonificación obtenidos en este trabajo pueden ser empleados directamente por los ingenieros de diseño para incorporarlos en el análisis antisísmico de las edificaciones, y también forman una buena base de información para los futuros trabajos de actualización de las normas y reglamentaciones sísmicas del estado de Baja California y particularmente de la cd. de Mexicali. Consideramos conveniente recomendar extender la cobertura de las observaciones de campo hacia algunas zonas de nuevos desarrollos urbanos, y cubrir más densamente aquellas zonas con alta densidad poblacional o desarrollo industrial intenso, tanto para periodos dominantes, como para  $\beta_{30}$ .

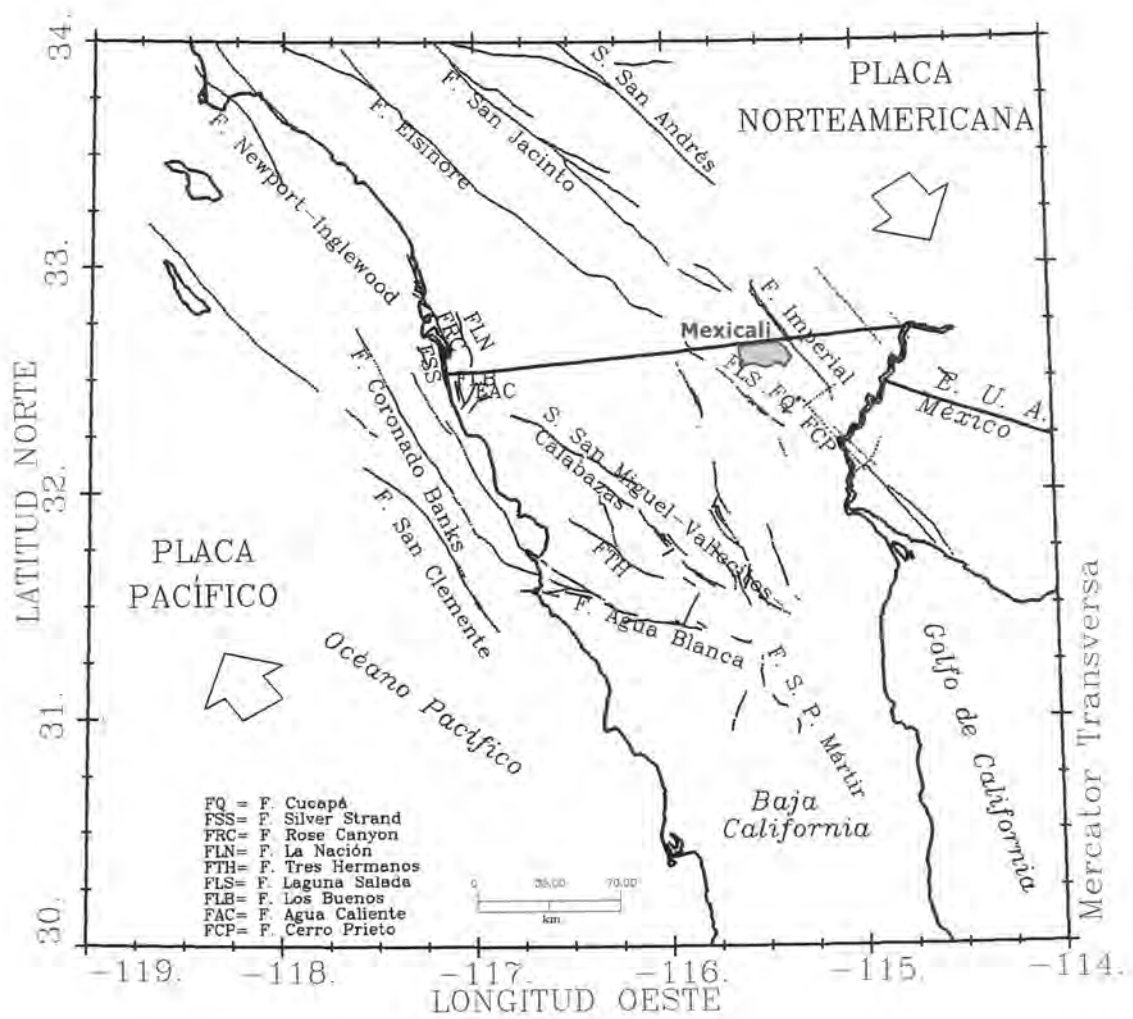
## • - INTRODUCCIÓN.

La ciudad de Mexicali, Baja California, México, se encuentra sujeta a un alto riesgo sísmico debido a su ubicación dentro de la región de convergencia de dos placas tectónicas (la placa Norteamericana y la Pacífico), que tienen un significativo movimiento relativo ( $\sim 5$  cm/año), lo cual produce grandes concentraciones de esfuerzos en la corteza terrestre. Sismotectónicamente, la interacción de las placas se manifiesta a través de un complejo sistema de fallas geológicas, algunas de las cuales disipan la componente principal del movimiento relativo entre las placas, predominantemente lateral derecho; mientras que otras funcionan como fallas de ajuste de movimientos en otras direcciones. La figura 1 muestra la ubicación de la región norte de Baja California, en relación a la tectónica global. En la figura 2 se aprecian los principales rasgos sismotectónicos que afectan a la zona urbana de Mexicali.

La sismicidad detectada por la red RESNOM, operada por el CICESE, y la red CALTECH del sur de California, desde  $\approx 1930$  (norte) o  $\approx 1973$  (México) hasta 2007, para magnitudes mayores que 3.0 (figura 3), sugiere que actualmente existe movimiento en las fallas ubicadas en la zona de estudio o sus alrededores; la figura 4 es un acercamiento que incluye a la zona urbana de Mexicali. La región de estudio ha sufrido los efectos de sismos fuertes en el pasado, las localizaciones epicentrales de los sismos documentados en diversas publicaciones se aprecian en la figura 5.



**Figura 1.** Ubicación de la zona de estudio dentro del marco tectónico global.



**Figura 2.** Situación sismotectónica de la cd. de Mexicali. Se muestra con flechas la dirección del movimiento relativo de las placas Norteamericana y del Pacífico, y los sistemas de fallas que disipan ese movimiento.

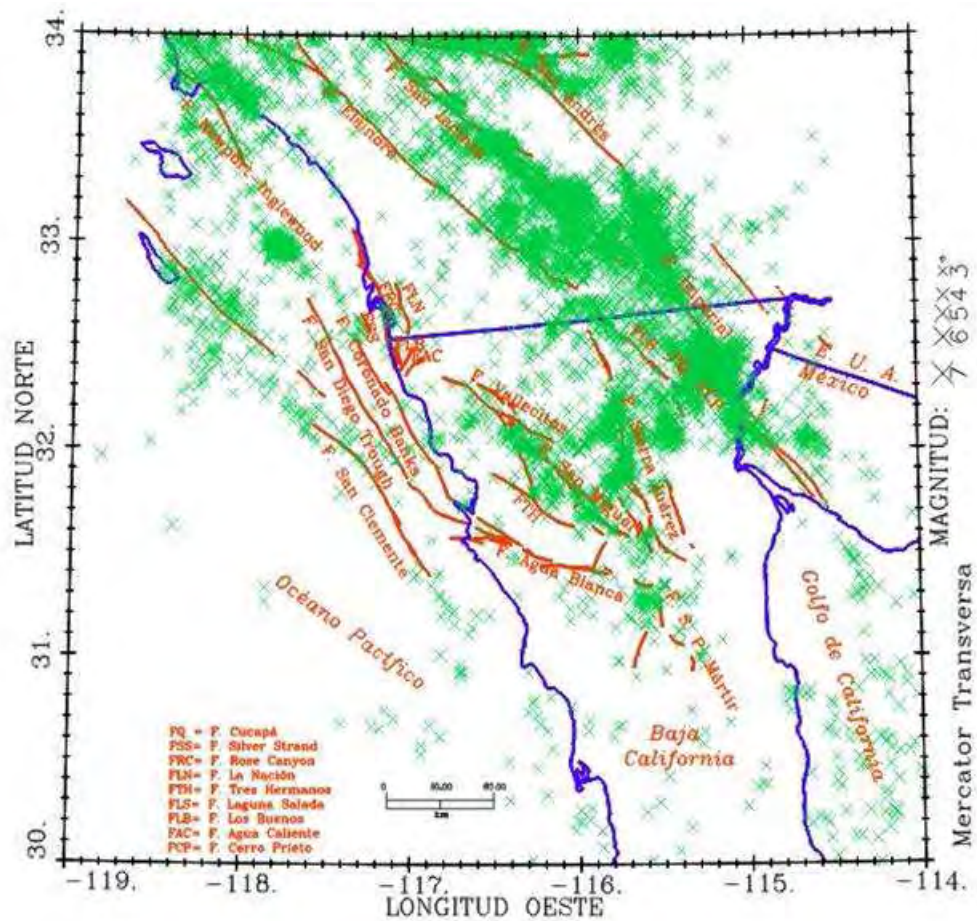


Figura 3. Epicentros de los terremotos ocurridos en las zonas sismogénicas cercanas al norte de Baja California, detectados por la red RESNOM del CICESE y la red CALTECH del sur de California, desde  $\approx 1930$  (norte) o  $\approx 1973$  (México) hasta 2007. El tamaño del símbolo del epicentro es proporcional a su magnitud.

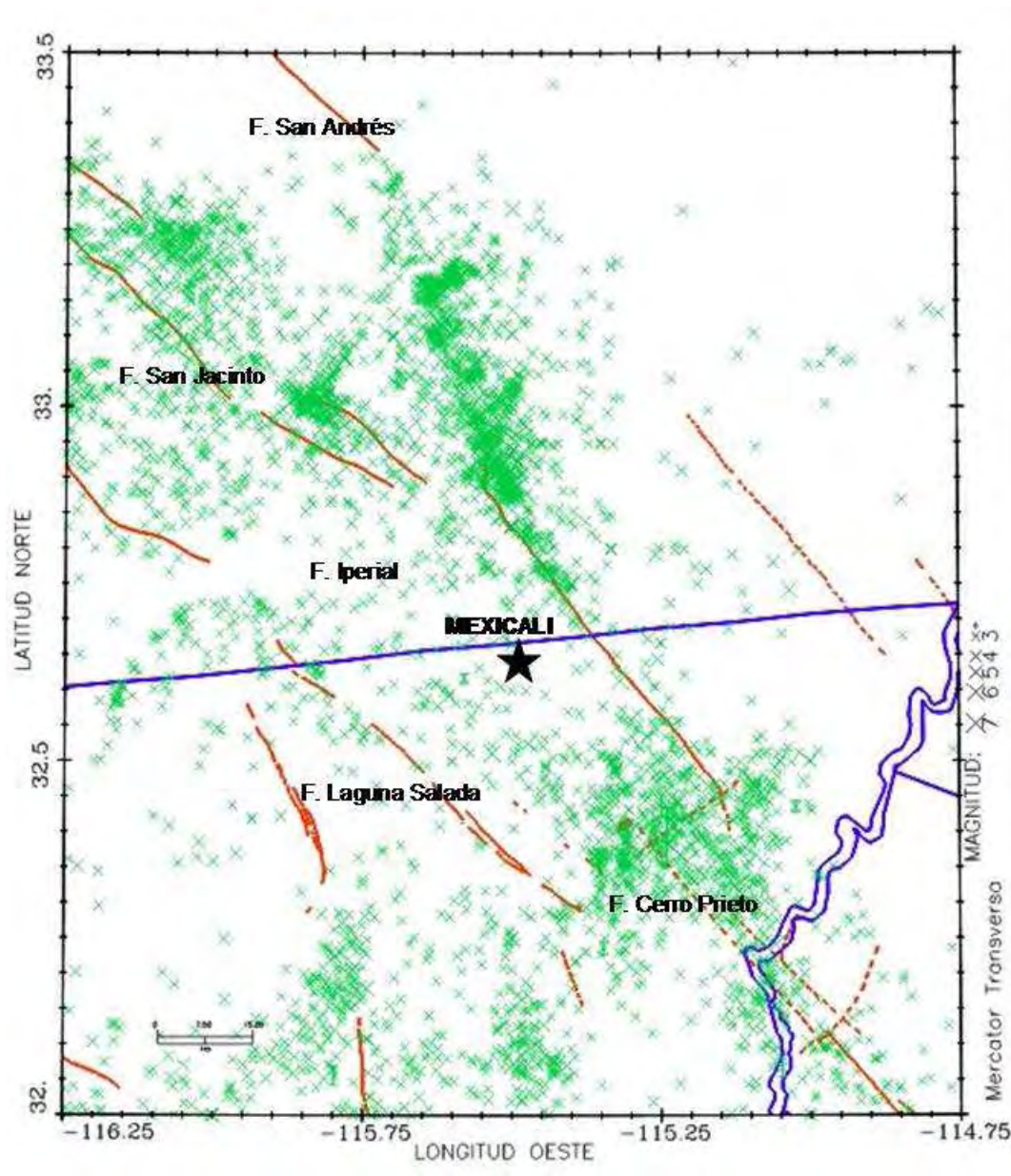


Figura 4. Epicentros de los terremotos de magnitud mayor a 3, ocurridos en las zonas sismogénicas cercanas a la cd. de Mexicali, desde  $\approx 1930$  (norte) o  $\approx 1973$  (México) hasta 2007, detectados por la red RESNOM del CICESE y la red CALTECH. El tamaño del símbolo del epicentro es proporcional a su magnitud.

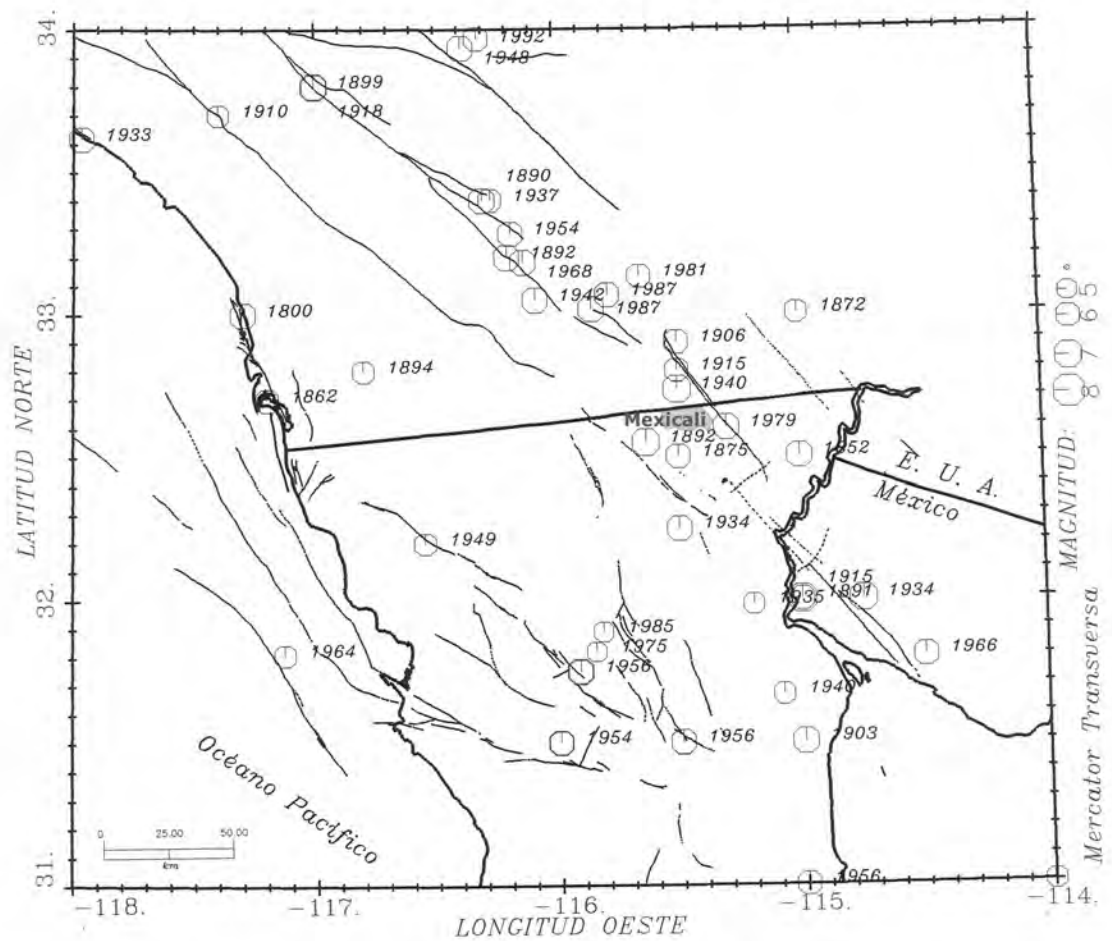


Figura 5. Epicentros de terremotos fuertes ocurridos en las cercanías de la cd. de Mexicali. El tamaño de los símbolos de los epicentros (octágonos) es proporcional a su magnitud.

La ubicación de Mexicali dentro de una provincia tectónica muy activa, hace imprescindible la caracterización de la respuesta sísmica de los suelos presentes en la zona urbana, y a identificar la variación de la respuesta sobre la superficie, lo que se conoce como microzonificación sísmica. En la caracterización de la respuesta en suelos sueltos, no cohesivos o suaves, como los presentes en la zona urbana de Mexicali, toma especial relevancia la consideración del llamado efecto de sitio. Se denomina efecto de sitio al conjunto de factores que modifican la señal sísmica cuando ésta se propaga dentro de la estructura geológica somera. Generalmente se produce en las primeras decenas de metros desde la superficie, principalmente en los primeros 30 metros. Entre esos factores se pueden mencionar la amplificación de las ondas sísmicas y la resonancia en frecuencias características o dominantes. La amplificación sísmica es muy importante desde el punto de vista de la ingeniería civil, sobre todo en los suelos formados por materiales sedimentarios suaves, mientras que es considerada prácticamente inexistente sobre la roca firme. Uno de los objetivos de la microzonificación sísmica es la cuantificación de esos factores mencionados: amplificación del movimiento del suelo y frecuencias (periodos) dominantes, sobre todo dentro de las zonas habitadas sujetas a peligro sísmico; esas cuantificaciones son usadas para ayudar a identificar las zonas donde el riesgo sísmico es mayor.

- **OBJETIVO**

Este proyecto tiene como objetivo principal la caracterización de la respuesta sísmica sobre la superficie de asentamiento de la zona urbana de Mexicali, B. C., mediante la cuantificación de algunos parámetros de interés a la ingeniería, y de la descripción de su distribución dentro de la región de estudio. La cuantificación se consigue por medio de mediciones directas de ciertos parámetros, y por la estimación numérica de otros. La presentación más empleada para este tipo de caracterizaciones es por medio de mapas que contienen las distribuciones espaciales de los parámetros, es decir, por medio de mapas de microzonificación sísmica.

Los parámetros que se estudian en este trabajo son:

- Periodos dominantes del movimiento del suelo (PD),
- Velocidades de propagación de ondas de corte en los primeros 30 m del subsuelo ( $\beta_{30}$ ),
- Factores de amplificación respecto a roca (FA),
- Formas del espectro de respuesta (ER),
- Aceleración, velocidad e intensidad de Mercalli esperadas para el terremoto con mayor probabilidad de ocurrencia en los próximos 20 años (mapas predictivos).

- **MÉTODOS**

- **PERIODOS DOMINANTES**

El llamado efecto de sitio es el resultado de los procesos de depositación, intemperismo, erosiones y otros procesos geológicos, los cuales generan fuertes diferencias en las propiedades físicas de las estructuras relativamente pequeñas y superficiales (Aki, 1988); por ésto, los últimos metros del recorrido de las ondas sísmicas, justo antes de arribar a la superficie terrestre, adquieren gran importancia en la naturaleza del movimiento del terreno; todo ello independientemente de los efectos determinados por el tipo de ondas incidentes, por la dirección en que éstas llegan a la superficie, así como por la coherencia del campo de ondas incidentes.

Uno de los componentes del efecto de sitio es el conocido como periodo dominante del movimiento del suelo (PD), que puede ser definido como el periodo (segundos) de la armónica con mayor amplitud del movimiento del suelo. Su valor depende de las características físicas y geométricas de la estratigrafía somera. Éste es un parámetro derivado del contenido espectral de los registros sísmicos.

Las edificaciones son dañadas en mayor medida por los movimientos sísmicos cuando su período fundamental es similar o igual al período dominante del movimiento del suelo donde se encuentran desplantadas. Para incrementar la seguridad de los diseños antisísmicos de estructuras nuevas o de los reforzamientos de estructuras ya existentes, resulta primordial la elaboración de mapas de microzonación del período dominante, tanto dentro de las zonas urbanas, como en aquellas áreas con altas posibilidades de desarrollo urbano futuro.

El cálculo del periodo dominante se lleva a cabo por medio de la llamada Técnica de Nakamura (Nakamura, 1989), la cual se basa en el aislamiento del efecto de sitio, en particular del periodo dominante, mediante el empleo de cocientes espectrales. Esta técnica asume que los efectos de sitio son debidos a una sola capa de suelo sobre un semiespacio elástico. Así, el efecto de sitio está definido por un periodo resonante y un nivel de amplificación dados por la razón de impedancia entre la capa y el semiespacio, por lo que los efectos de sitio en dos o tres dimensiones son despreciados; sin embargo, para propósitos del cálculo del periodo dominante, no es imprescindible tener un control preciso del nivel de amplificación absoluto.

Una medición de microtemores en el plano horizontal, grabada en la superficie de la capa sedimentaria, contiene efectos de fuentes naturales lejanas que se propagan como ondas de cuerpo (P y S) y fuentes locales propagándose como ondas Rayleigh. Los efectos generados por la trayectoria se anulan al momento de realizar el cociente espectral, ya que todos los registros que se obtienen pertenecen al mismo sitio.

Los espectros de amplitud de Fourier (E. de F.) de los componentes horizontales del movimiento en la superficie de la capa sedimentaria y en su base, estarían dados, respectivamente, por las relaciones (1) y (2):

$$HS(f) = FH(f) \cdot FR(f) \cdot S(f) \quad (1)$$

$$HB(f) = FH(f), \quad (2)$$

donde:

HS(f) = E. de F. de la componente horizontal en superficie.

FH(f) = E. de F. de las ondas de cuerpo polarizadas horizontalmente (fuentes lejanas).

FR(f) = E. de F. de las ondas Rayleigh (fuentes cercanas).

S(f) = E. de F. del efecto de sitio.

HB(f) = E. de F. de la componente horizontal en la base.

FH(f) = E. de F. de las ondas de cuerpo polarizadas horizontalmente.

• = Producto entre escalares.

Nakamura (1989) supone que la componente vertical de los registros de ruido no contiene los efectos producidos por la capa sedimentaria; lo cual ha sido verificado experimentalmente, con registros sísmicos en pozos, entre otros por Acosta et al. (1993).

Entonces, los espectros de Fourier de los componentes verticales están dados por:

$$VS(f) = FV(f) \cdot FR(f) \quad (3)$$

$$VB(f) = FV(f) \quad (4)$$

donde:

VS(f) = E. de F. de la componente vertical en superficie

VB(f) = E. de F. de la componente horizontal en el basamento

FV(f) = E. de F. de las ondas de cuerpo polarizadas verticalmente

FR(f) = E. de F. de las fuentes de ondas Rayleigh

Se puede aproximar al efecto de sitio eliminando las fuentes lejanas mediante el cociente HS/HB, y las fuentes cercanas mediante el cociente VS/VB, para obtener la función de transferencia de la capa sedimentaria

S(f):

$$C(f) = \frac{C(f)}{FR(f)} = \frac{FR(f) \cdot S(f)}{FR(f)} = S(f), \quad (5)$$

Esta ecuación (5), puede ser expresada en términos de los componentes espectrales, y si utilizamos (2) y (4):

$$C(f) = \frac{HS(f)}{VS(f)} \cdot \frac{FV(f)}{FH(f)}, \quad (6)$$

Las polarizaciones horizontal y vertical del ruido sísmico ambiental, en la base de la estratigrafía son indistinguibles; esto es = . Lo anterior fue comprobado experimentalmente por Nakamura (1989), con registros de microtemores obtenidos en pozos. Por lo que la ecuación (6) se modifica de la siguiente manera:

$$C(f) = \frac{HS(f)}{VS(f)}, \quad (7)$$

Así, una estimación del efecto de sitio está dada por el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical del movimiento en la superficie.

La técnica de Nakamura ha sido aplicada en diferentes regiones de mundo con resultados satisfactorios. Chávez García y Cuenca (1998) evalúan el efecto de sitio en Acapulco, Guerrero; aplican las técnicas de Nakamura y de cocientes espectrales estándar sobre registros de movimientos fuertes y obtienen periodos dominantes similares y congruentes con las dos técnicas. Konno y Ohmachi (1998) estudian la técnica de Nakamura y concluyen que los periodos dominantes de las funciones de sitio determinadas con el cociente H/V, se encuentran relacionados con los periodos de resonancia de las ondas Rayleigh. Dravinski et al. (1996) aplican la técnica de Nakamura en registros sintéticos sobre valles semicirculares y semiesféricos, mostrando que este método identifica bien la frecuencia dominante de resonancia en las cuencas.

En este estudio, los datos básicos para evaluar el periodo dominante son registros digitales de microtemores (vibración sísmica ambiental), obtenidos en 95 sitios distribuidos dentro de la zona urbana. La figura 6 muestra las ubicaciones de los sitios donde se obtuvieron registros de microtemores dentro de la zona urbana de Mexicali. La figura 7 presenta una configuración típica del

equipo de registro de microtemores. Las mediciones realizadas en los 95 sitios se registraron con sensores Kinematics WR-1, conectados a una grabadora Kinematics SSR-1. Los parámetros electrodinámicos de los sensores, constantes apropiadas para convertir de unidades digitales (cuentas) a unidades físicas (cm-s, cm/s<sup>2</sup>) del movimiento del terreno, se presentan en la tabla III. La grabadora es un sismógrafo digital de seis canales, con grabación en memoria RAM de estado sólido, utiliza un convertidor analógico/digital de 16 bits, con el que proporcionan un rango dinámico de 96dB. Incluyen filtros antialias Butterworth de 6 polos, aplicables a grupos de tres canales, cuya frecuencia de esquina se puede seleccionar entre 5, 15 ó 50 Hz. Los pasos de ganancia permiten amplificar la señal 1, 10, 100 ó 1000 veces. En cada sitio se grabaron una o más series de 180 segundos de duración cada una, con los sensores orientados en las tres direcciones ortogonales: vertical, norte-sur y este-oeste.

El procedimiento numérico es el siguiente: se extraen varias ventanas de 40 segundos de las series de tiempo de microtemores, en cada componente: norte-sur (N-S), Vertical (V) y este-oeste (E-O). Se procura evitar, en lo posible, los disturbios con fuentes cercanas y muy localizadas, de tal manera que las series de tiempo se mantengan estadísticamente estacionarias dentro de cada ventana (figura 8). Se calcula el espectro de Fourier de cada una de las ventanas y se promedian (figura 9), para obtener dos espectros en cada sitio de medición: uno que representa el movimiento horizontal del suelo y otro para el vertical. Finalmente, se calculan los cocientes de los espectros promedios (ecuación 7), de cada uno de los componentes horizontales entre la componente vertical, tal como lo establece la técnica de Nakamura (1989). La figura 10 muestra un ejemplo de aplicación de esta técnica, para el sitio #49 de la cd. de Mexicali; en la parte superior de dicha figura se aprecian los E. de F. promedio de los componentes vertical (línea puntada) y horizontal (línea continua), mientras que el gráfico inferior muestra el cociente espectral calculado con la ecuación 7. Se calcula la Transformada de Fourier de cada una de las ventanas escogidas en las series de tiempo, mediante el siguiente algoritmo para la estimación de la Transformada Discreta:

$$E(nf_0) = \Delta t \cdot \sum_{K=0}^{N-1} S(k \cdot \Delta t) e^{-i2\pi kn / N} \quad n = 0, 1, \dots, N/2 \quad (8)$$

Donde:

$$f_0 = 1 / N \cdot \Delta t$$

$\Delta t$  = Intervalo de muestreo, en segundos.

$N$  = Potencia de 2 inmediata superior al número de puntos de la serie a transformar.

$S(k \cdot \Delta t)$  = k-ésima muestra del sismograma, en cm/s<sup>2</sup>.

$E(nf_0)$  = n-ésima armónica de la Transformada de Fourier, en (cm/s<sup>2</sup>)Xs para una serie de aceleración.

El cálculo de los espectros de Fourier es acompañado de una serie de opciones que se aplican antes y después de la TRF. A continuación se describen brevemente las opciones elegidas:

- Remoción de media y tendencia parabólica. Antes de calcular la TRF, se remueve la media aritmética de la serie de tiempo, y se ajusta una ecuación parabólica a la traza sísmica, la cual es posteriormente sustraída de ésta, para eliminar la componente de frecuencia cero de la TRF, y las componentes de frecuencia muy baja (torcimiento parabólico), las cuales puede estar presente en los sismogramas provenientes de sismómetros que están desnivelados, aunque sea ligeramente.
- Aplicación de un Taper Cosenoidal: Se aplican desvanecedores con caída cosenoidal sobre ambos extremos de la serie de tiempo, con el objetivo de eliminar las posibles discontinuidades presentes al principio y final de las series. Los desvanecedores son aplicados sobre el 5% del total de puntos, en cada extremo.
- Suavizamiento del Espectro: Se aplicaron 20 suavizamientos al espectro de amplitud estimado, con una ventana Hanning. Esto lleva como finalidad el incrementar la estabilidad estadística de los espectros, así como el de eliminar las oscilaciones espurias que oscurecen el comportamiento general de la respuesta sísmica en cada estación.





Figura 7. Configuración típica del equipo sismológico empleado en el registro de microtremores, para la medición de los periodos dominantes del suelo, en Mexicali, B.C.

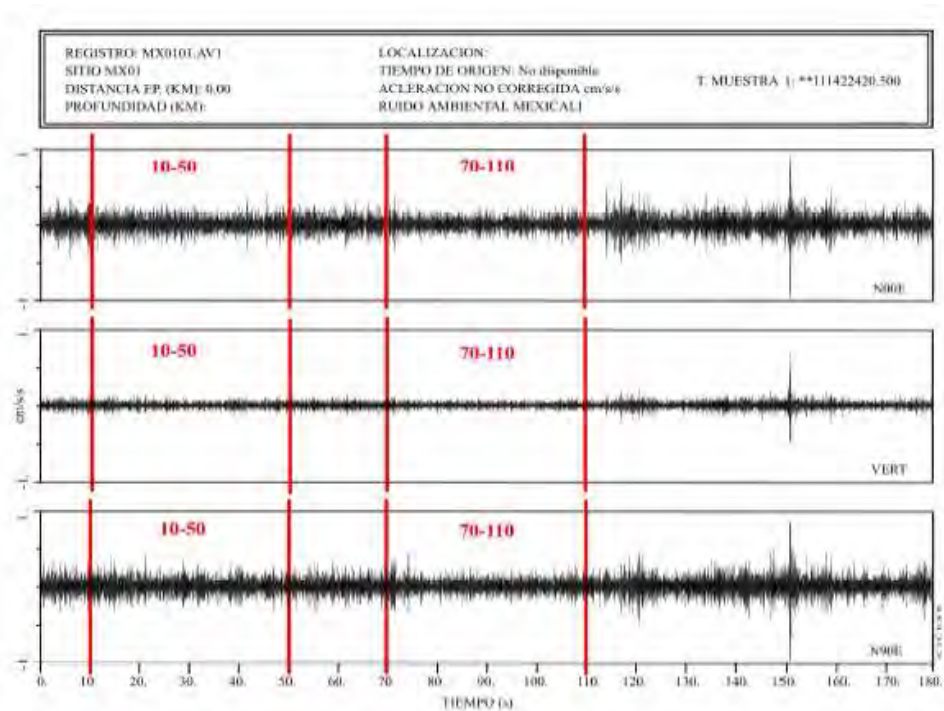


Figura 8. Ejemplo de los registros de microtremores obtenidos en los suelos de Mexicali, representan el movimiento del suelo en las direcciones norte-sur (serie superior), vertical (en medio), y este-oeste (abajo).

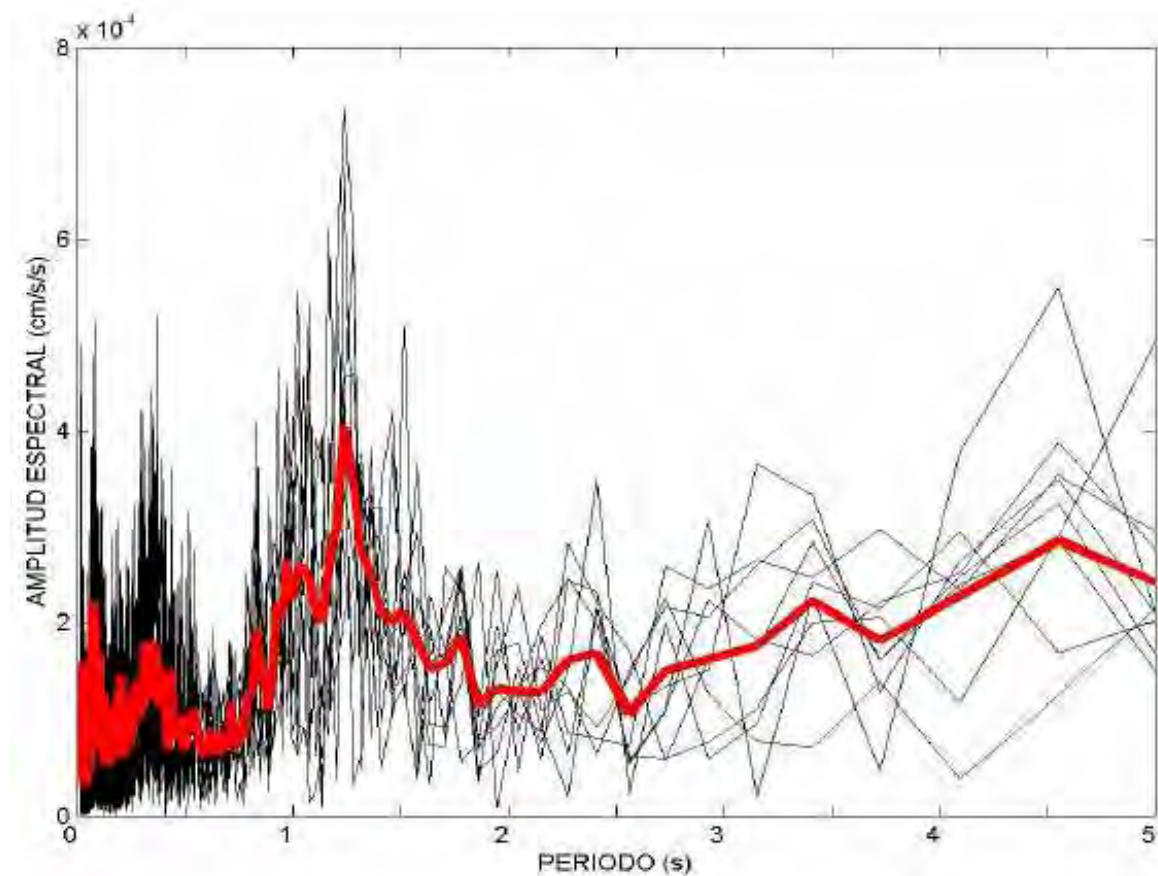


Figura 9. Ilustración del proceso de obtención del espectro promedio en un sitio de medición de periodos dominantes en la ciudad de Mexicali. Las líneas negras corresponden a los espectros individuales estimados a partir de la colección de ventanas de microtremores, de 40 segundos de longitud cada una; mientras que la línea roja gruesa es el espectro promedio que será empleado en la ecuación 7.

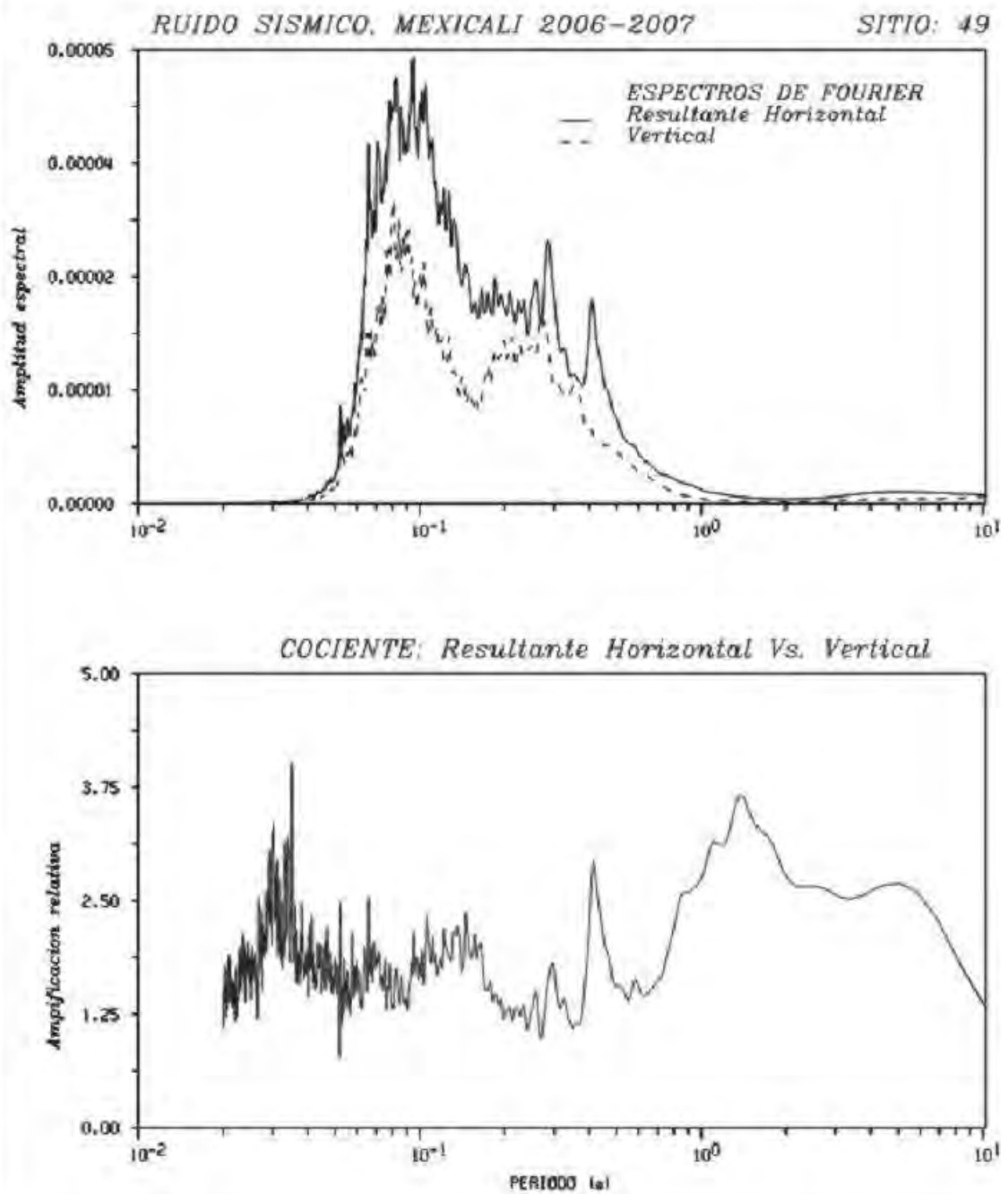


Figura 10. Ejemplo de la aplicación de la técnica de Nakamura en la medición del periodo dominante del movimiento del suelo. En la parte superior se aprecian los E. de F. promedio de los componentes vertical (línea punteada) y horizontal (línea continua), mientras que el gráfico inferior muestra el cociente espectral calculado con la ecuación 7.

- **VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE ( $\beta_{30}$ )**

Existe una significativa relación entre el efecto de sitio y las condiciones geológicas superficiales (Aki, 1988). Esa relación ha sido expresada de diferentes maneras, desde las más sencillas que implican una clasificación simple de sitios en suelo y sitios en roca, hasta relaciones en términos de algún parámetro físico de los materiales terrestres cercanos a la superficie, tal como la velocidad de propagación de las ondas de corte (velocidad de cortante,  $\beta$ ); existen justificaciones observacionales y teóricas para usar esta última aproximación (Bullen y Bolt, 1987; Aki y Richards, 1980).

La estructura somera de la velocidad de cortante es un elemento básico en los estudios de la amplificación del terreno y de la respuesta de sitio de cuencas sedimentarias; en particular, la velocidad de cortante en los primeros 30 m del subsuelo ( $\beta_{30}$ ) es un parámetro útil en las normas actuales de construcción y se le usa en el diseño por sismo. Sin duda, debe ser integrado en los mapas de riesgo, particularmente en zonas urbanas. Los métodos tradicionales de prospección (refracción/reflexión) de velocidad de cortante tienen fuertes limitaciones cuando se trata de actuar en zonas urbanas o en sitios en que se prefiere métodos no destructivos. Los pozos geotécnicos son caros, por lo que se ha generado gran interés en alternativas de prospección que puedan operar en sitios con niveles de ruido sísmico alto, rápidas, y baratas.

Los métodos sismológicos que utilizan ruido sísmico como señal significativa son adecuados, naturalmente, en zonas urbanas y en sitios con nivel alto de ruido sísmico. En la actualidad se utilizan ampliamente los siguientes métodos: SPAC (por Spatial Autocorrelation: Aki, 1957), ReMi (por Refraction Microtremor: Louie, 2001), y la sísmica de dispersión de ondas superficiales (Shapiro et al., 2005). Los tres coinciden en que intentan conocer las propiedades dispersivas del medio mediante un registro adecuado de ondas superficiales y de ahí inferir la estructura de velocidades.

En este trabajo se ha empleado el método de la sísmica de dispersión de ondas superficiales, con registros de microtremores, el cual es una extensión

afortunada (Weaver y Lobkis, 2001, 2002; Campillo y Paul, 2003) del trabajo pionero de Aki (1957), quien propuso la medición de microtremores simultáneamente en varias estaciones, y la obtención de la curva de dispersión de la velocidad de fase de ondas de Rayleigh o de Love, mediante el cálculo del coeficiente de correlación espacial. En la exploración sísmológica para geotecnia este método tiene amplias perspectivas debido principalmente a las ventajas que ofrece el que la señal sea el ruido, y también al hecho de que el análisis de la dispersión de ondas superficiales puede involucrar la información asociada a la velocidad de grupo.

Las  $\beta_{30}$  se han estimado mediante la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales Rayleigh, de acuerdo al siguiente procedimiento:

1. Registro simultáneo de 24 series de tiempo de microtremores,
2. Cálculo de las correlaciones cruzadas, para cada una de las 23 distancias entre sensores,
3. Transformación de las 23 correlaciones en un plano C-T, de donde se extrae la curva de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh,
4. Inversión de la curva de dispersión, para obtener un modelo estratigráfico de velocidad de cortante.
5. Cálculo del promedio  $\beta_{30}$  y la profundidad H400.

Paso 1). En cada sitio de estudio se instala un perfil de 24 sensores del componente vertical de la velocidad del suelo, con separación constante entre sensores, la cual depende de la longitud máxima disponible en cada lugar. La longitud de registro de cada traza (serie de tiempo de microtremores) es de 1200 segundos, con un intervalo de muestreo de 4 milisegundos. La figura 11 muestra, como ejemplo, la disposición del perfil de sensores en el sitio PO3.



Figura 11. Ilustración de la configuración del perfil lineal, con 24 sensores verticales, para el registro de microtremores. El sitio mostrado es PO3, en Mexicali, B. C.

Paso 2). En cada perfil de 24 sensores existen 23 distancias,  $d_i$  :

$$d_i = dx \cdot I, \quad I=1, \dots, 23$$

donde  $dx$  es la separación constante entre sensores.

En la distancia  $d_i$  existen  $L=N-I$  pares de trazas. Cada traza es dividida en ventanas de 20 s de longitud; ésto es, 60 ventanas por traza. La correlación correspondiente a cada distancia ( $\gamma_i$ ) se obtiene como el promedio de  $M=60L$  correlaciones de igual número de pares de ventanas de 20 s cada una. Por ejemplo, la correlación a la distancia  $i=1$  está formada por el promedio de 1380 series de correlación entre pares de ventanas de 5000 puntos cada una.

La figura 12 muestra un ejemplo de las funciones de correlación obtenidas en un perfil de 24 sensores verticales con separación constante de 3m, en el sitio PO3 de la ciudad de Mexicali.

Paso 3). La dispersión de ondas Rayleigh es obtenida a partir de la aplicación de la técnica descrita por McMechan y Yedlin (1981) y por Mokhtar et al. (1988), la cual consiste en la construcción de la curva de dispersión a partir de los máximos de la función de apilamiento de los espectros de Fourier de las series de ondas superficiales. Esta técnica crea un plano de amplitudes de apilamiento para un rango de velocidades de fase y un rango de frecuencias, definidos de acuerdo a la escala del problema stratigráfico. Se aplicó mediante el programa SACPOM96 del paquete de Computer Programs in Seismology (Herrmann y Ammon, 2004). Esta técnica de apilamiento es aplicada sobre el conjunto de series de correlación cruzada de microtemores, descrito en el paso anterior. La figura 13 presenta, como ejemplo, el plano C-T: velocidad de fase (C, en km/s) contra frecuencia (Hz), correspondiente al ensamble de correlaciones presentado en la figura 12. Los puntos que forman la curva de dispersión son fácilmente identificables como alineaciones de puntos de máxima amplitud (color rojo en los gráficos de los planos), que corresponden a la forma 'común' de dispersión de velocidad de fase. En la figura 13 se aprecian los puntos elegidos manualmente como representativos de la curva de dispersión del modo fundamental (modo 0) de las ondas Rayleigh; esa curva se comporta de la

manera esperada: velocidades de fase bajas para frecuencias altas, que se incrementan hacia las bajas frecuencias.

Paso 4). Se emplea el programa SURF96 del paquete de Computer Programs in Seismology (Herrmann y Ammon, 2004), el cual tiene implantado un esquema iterativo de inversión pesada. Sólo se invierte la velocidad de cortante, se deja fijo el cociente de poisson en 0.25 y se calcula la densidad a partir de la velocidad de onda p correspondiente. En la figura 14 se continúa la presentación del ejemplo del sitio PO3; allí se observa el resultado de la inversión de la curva de dispersión obtenida en el paso previo: a la izquierda se encuentra el modelo estratigráfico final de velocidad de cortante (línea roja) que mejor satisface a las observaciones, en el sentido de los mínimos cuadrados, junto al modelo inicial propuesto (línea azul); a la derecha se aprecia la curva de dispersión producto del modelo final, sobrepuesta a las observaciones. En esa misma figura se aprecian los valores calculados para  $\beta_{30}$  y  $H_{400}$ .

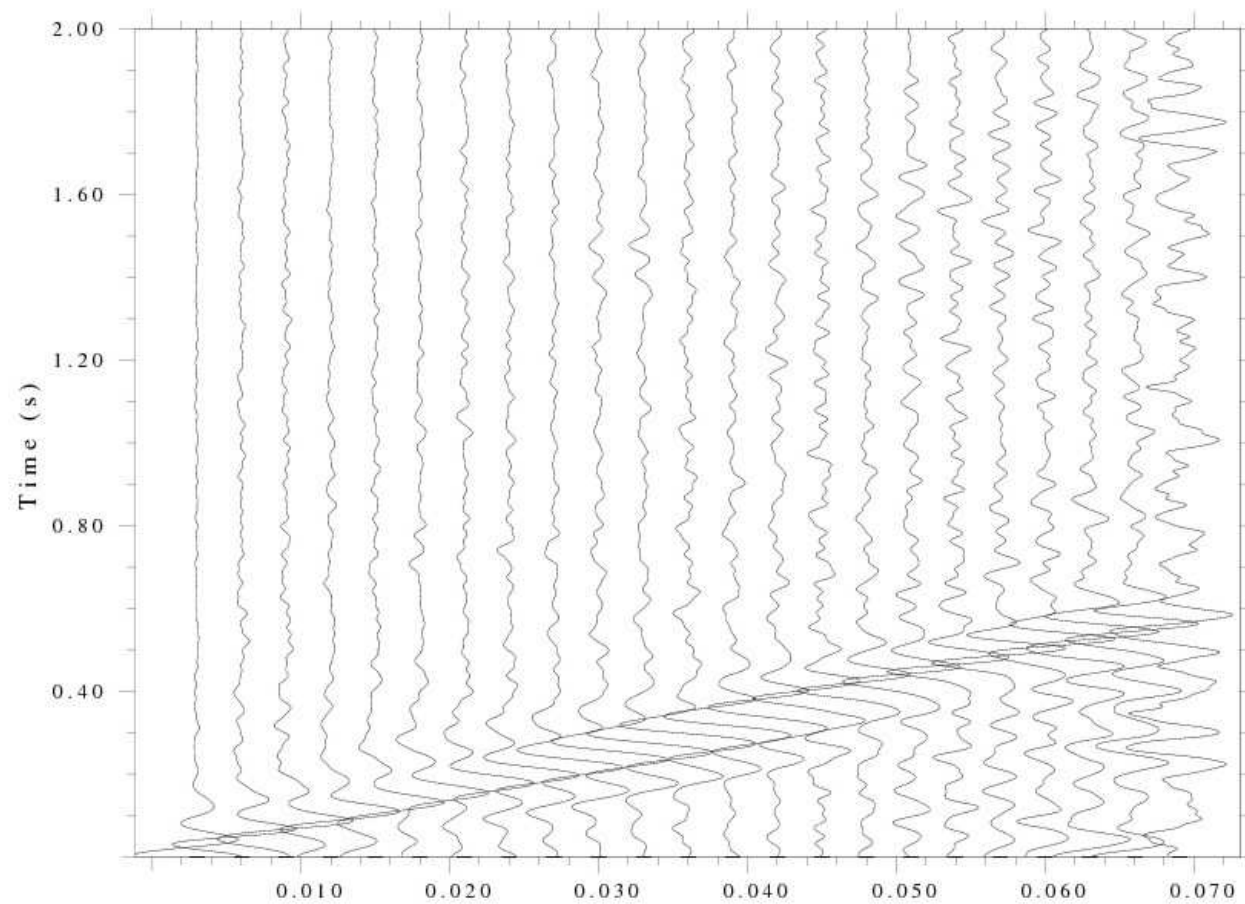


Figura 12. Ilustración del proceso de correlación cruzada realizado con las 24 trazas de un perfil de sensores verticales, con separación constante de 3 m, en el sitio PO3.

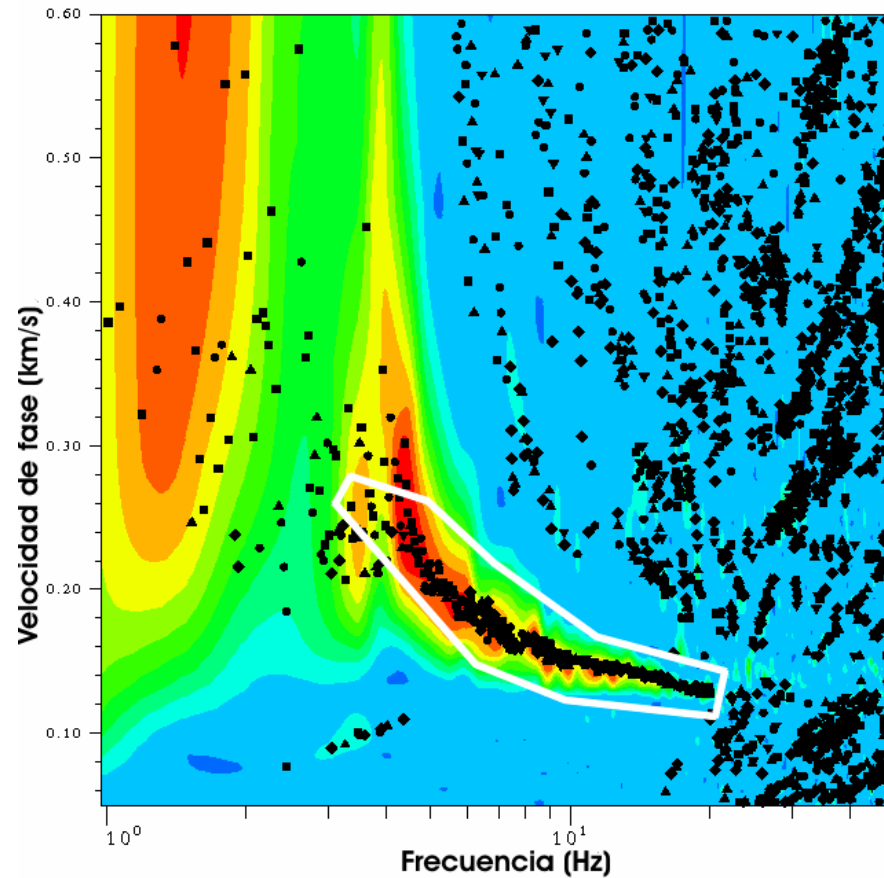


Figura 13. Ilustración de la transformación de la información del ensamble de correlaciones mostradas en la figura anterior, hacia el plano C-T, en el sitio PO3. El polígono blanco encierra a los puntos elegidos como representativos de la dispersión de velocidad de fase.

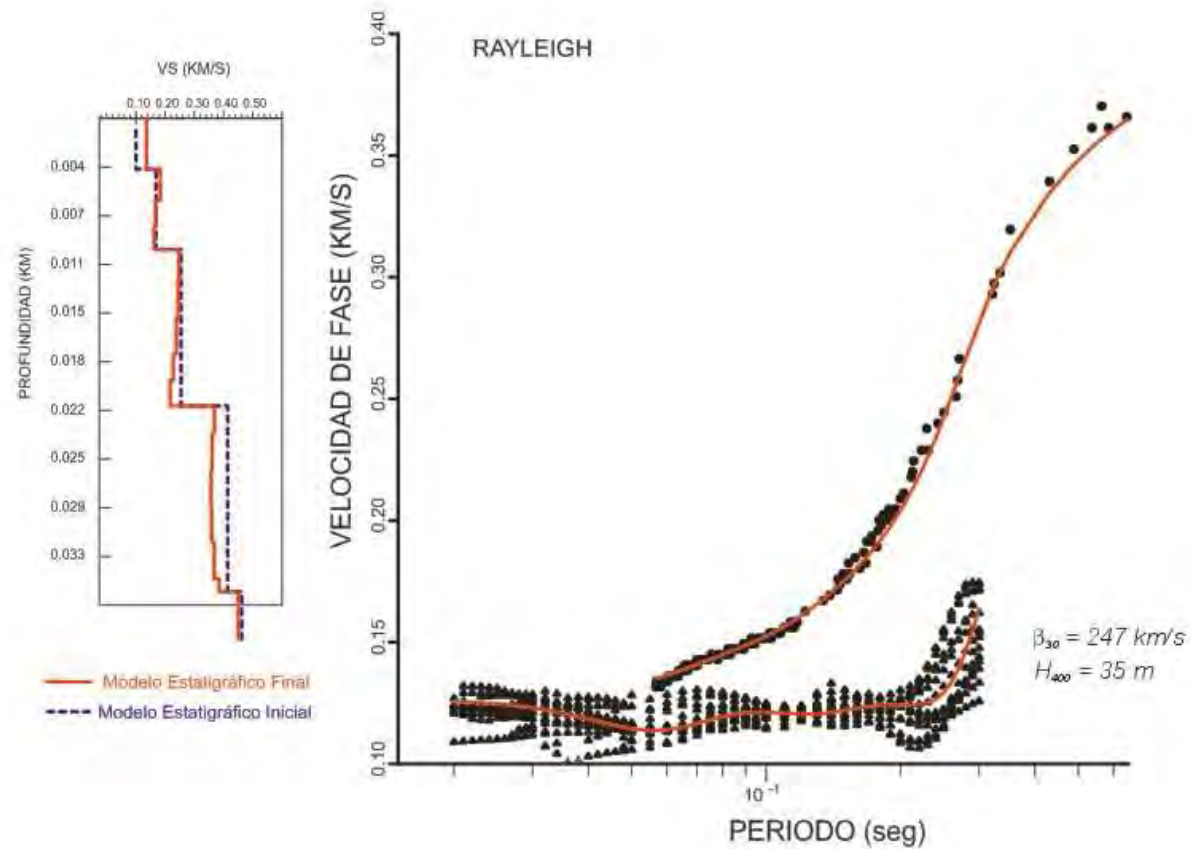


Figura 14. Ejemplo que ilustra la aplicación del proceso de inversión de la estructura de velocidad de cortante, en el sitio PO3. A la izquierda se muestran los modelos invertido final (rojo continuo) y el inicial (azul). A la derecha aparecen las observaciones para la dispersión de velocidad de fase y de grupo, y la curva de dispersión ajustada.

- **FACTORES DE AMPLIFICACIÓN**

Una de las más importantes caracterizaciones lo constituye la distribución de los factores de amplificación del movimiento del suelo inducido por terremotos. La cuantificación de la amplificación del movimiento del suelo generalmente involucra el empleo de un sitio de referencia, respecto al cual se estima la llamada amplificación relativa. Usualmente el interés de la Ingeniería está en la amplificación en los suelos suaves y por lo común se emplean como sitios de referencia aquellos situados sobre roca firme. En este trabajo se emplean métodos de cocientes para el cálculo de la amplificación relativa, tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia. El punto crítico en la aplicación de estos métodos consiste en la suposición de que los registros del movimiento en la superficie de la roca, ésto es, en el sitio de referencia, es equivalente al movimiento en la base de la columna de suelo suave donde se estimará la amplificación. Esto último implica exigir que la referencia tenga un efecto de sitio nulo; en el dominio de la frecuencia eso es equivalente a tener una función de ganancia con amplitud unitaria constante; o sea, en roca se espera la respuesta sísmica representativa de un semiespacio.

La figura 15 ilustra el concepto de sitio de referencia; allí se muestra, por medio de la simplificación de la teoría de rayos, las señales sísmicas que provienen de la misma fuente y que arriban a la base de una columna estratigráfica (P) y también a un sitio rocoso (R) cercano al punto de interés sobre los sedimentos (S), la asunción básica es que las señales que arriban a P y R son iguales y ninguna de las dos tiene efecto alguno de sitio. Dicha asunción puede considerarse correcta cuando la distancia entre los puntos P y R es mucho menor que la distancia epicentral, ya que en este caso las diferencias en los efectos de fuente son mínimas entre los dos rayos y las trayectorias seguidas por éstos son prácticamente las mismas, salvo en las cercanías de la superficie. Adicionalmente, se impone la condición de que el basamento geológico sea el mismo en los puntos P y R. En este trabajo se emplean combinaciones de estaciones sísmicas, estaciones de referencia y epicentros, tal que se cumplan

esas condiciones y así poder asegurar la correcta aplicación de la técnica de cocientes espectrales con estación de referencia sobre afloramiento rocoso.

Los cocientes espectrales se calculan dividiendo los espectros obtenidos en zonas de suelo blando o suave, tales como los formados por materiales no cohesivos o roca intemperizada, entre aquellos obtenidos en roca firme. Un cociente realizado en el dominio de la frecuencia es equivalente a realizar una deconvolución en el dominio del tiempo; ésto significa que al dividir el espectro de la estación  $i$  entre el espectro en la estación de referencia  $j$ , se está deconvolucionando la información registrada en  $j$  de la información registrada en  $i$ ; si  $j$  está en la roca considerada como basamento, entonces la información que se deconvoluciona de  $i$  será la producida por los factores de fuente y trayectoria, por lo cual se espera que el resultado de los cocientes espectrales serán los efectos de sitio (expresados como un factor de amplificación relativa):

$$A_{ijk}(f) = \frac{E_{ik}(f)}{E_{jk}(f)}, \quad (9)$$

donde:

$A_{ijk}(f)$  es la amplificación del sitio  $i$  relativa al sitio de referencia  $j$ , para el terremoto  $k$ ,

$E_{ik}(f)$  es el espectro del terremoto  $k$ , en el sitio  $i$ ,

$E_{jk}(f)$  es el espectro del terremoto  $k$ , en la estación de referencia  $j$ ,

$i=1,\dots,N$  sitios de estudio;  $j=1,\dots,M$  estaciones de referencia;  $k=1,\dots,L$  terremotos de la base de datos.

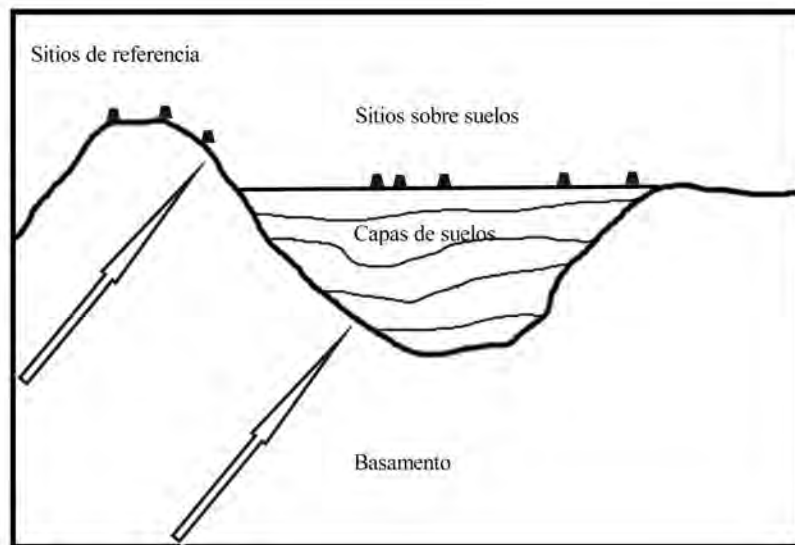


Figura 15. Diagrama que ilustra el concepto de “sitio de referencia”.

La ecuación (9) implica que en el sitio de estudio  $i$  se tendrán  $L$  curvas de amplificación (en función de la frecuencia), una para cada terremoto, lo cual constituye la familia de curvas de amplificación respecto a la estación de referencia  $j$ . Se pretende definir una sola curva de amplificación relativa para cada uno de los  $M$  sitios de estudio, por lo que habrá que computar promedios: Promedio sobre los terremotos:

$$A_{ij}(f) = \frac{1}{L} \sum_{k=1}^L \frac{E_{ik}(f)}{E_{jk}(f)} \quad (10)$$

La serie  $A_{ij}(f)$  es la función de amplificación (o ganancia) observada en el sitio  $i$ , en función de la frecuencia, respecto al sitio de referencia  $j$ , para todos los  $L$  terremotos registrados simultáneamente en  $i$  y  $j$ .

Cada terremoto  $k$  genera un acelerograma en el sitio de referencia  $j$ , y otro en la estación  $i$ , a los cuales llamaremos  $\alpha_j$  y  $\alpha_i$ , respectivamente. La obtención de los factores de amplificación relativa, expresados con las ecuaciones (9) y (10), se describe a continuación. Sobre cada acelerograma digital son aplicados los siguientes procesos:

1. La edición inicial y cambios de formatos de los datos provenientes de los sismógrafos, son aplicados con procedimientos dependientes del modelo instrumental. Los datos procedentes de la estación de referencia, son editados con la programación proporcionada por el consorcio de universidades IRIS-PASSCAL; mientras que sobre los datos provenientes de las estaciones con sismógrafos modelo SSR-1 se aplican procedimientos desarrollados en CICESE.
2. Se aplican sobre los acelerogramas los procesos definidos en el Paquete de Procesamiento Estándar de Acelerogramas (ACOSTA, 1990), del cual se utilizaron los procedimientos correspondientes a los volúmenes I, III y utilerías. Al final de esta etapa se tiene una base de datos consistente en los espectros de Fourier de los sismogramas; o sea  $E_{ik}(f)$  y  $E_{jk}(f)$  de la ecuación (1).
3. Se calculan los cocientes espectrales con el programa COCIEN (ACOSTA, 1990) entre estaciones situadas en las diferentes litologías

superficiales (HJA, PCI, DIF, PO1, PO3, BPE y RAY) y la estación situada en roca firme (HJA).

Los datos básicos para la estimación de los factores de amplificación relativa lo constituyen los sismogramas digitales de la aceleración del suelo, inducida por terremotos ocurridos en las zonas sismogénicas que rodean a la región de estudio. Para obtener acelerogramas, se instaló una red sismológica con sensores de aceleración del suelo (Red Acelerométrica de Mexicali, RAM), en ocho sitios de la región de Mexicali. Uno de los sitios se instaló sobre afloramiento rocoso, por exigencia de la metodología empleada en el análisis de datos.

Durante el mes de septiembre de 2006 (días 5, 19 y 26) se inició la búsqueda de sitios para la instalación de las estaciones acelerométricas; con el apoyo de la Dirección de Protección Civil del Estado visitamos diversos lugares dentro de la zona urbana y de la zona serrana (Sierra Cucapá). En el ejido Heriberto Jara (HJA), fue instalada una estación acelerométrica sobre afloramiento rocoso, la cual sirvió como estación de referencia para la estimación de la amplificación relativa dentro de la zona urbana de Mexicali.

La figura 16 muestra las ubicaciones de las estaciones de la red acelerométrica, sobre un mapa de geología superficial de INEGI, escala 1:50,000. La figura 17 facilita la ubicación de las estaciones respecto a las principales vialidades de la ciudad. Las figuras 18.a hasta 18.h presentan acercamientos a las estaciones de la RAM, sobre mapas urbanos para facilitar su ubicación. La tabla I describe las ubicaciones de las estaciones: identificación de la estación, descripción del sitio y coordenadas geográficas.

Tabla I. Ubicaciones de las estaciones de la Red Acelerométrica de Mexicali.

<i>Estación</i>	<i>Descripción del sitio</i>	<i>Latitud norte</i>	<i>Longitud oeste</i>
HJA	Ejido Heriberto Jara	32° 31' 13.1"	115° 36' 07.9"
DIF	DIF Col. Baja California	32° 39' 04.2"	115° 30' 27.8"
PCI	Protección Civil Estatal	32° 37' 38.0"	115° 29' 05.3"
PO1	Potabilizadora 1 CESPM	32° 38' 43.9"	115° 25' 57.6"
PO2	Potabilizadora 2 CESPM	32° 37' 35.5"	115° 22' 59.9"
PO3	Potabilizadora 3 CESPM	32° 36' 04.1"	115° 29' 15.2"
RAY	Casa de Raymundo Noriega	32° 39' 15.8"	115° 23' 48.0"
BPE	Biblioteca Pública Estatal	32° 39' 46.6"	115° 28' 11.9"

Tabla II. Parámetros instrumentales de los sismógrafos utilizados en el presente

<b><i>Grabadora Kinematics SSR-1</i></b>	
Sensitividad	13107.2 cuentas/ V
Ganancias	1, 10 o 100
Muestreo	100 muestras/s
<b><i>Grabadora REFTEK 72A</i></b>	
Sensitividad	527562.503 cuentas/ V
Ganancia	32
Muestreo	100 muestras/s

Tabla III. Parámetros instrumentales de los acelerómetros empleados en este estudio.

<b><i>Sensor Kinematics WR-1</i></b>	
Constante del Motor (G)	250 V/g
Frecuencia Natural Nominal	20 Hz
Amortiguamiento	0.7 del crítico
<b><i>Sensor Kinematics FBA23</i></b>	
Constante del Motor (G)	2.50V/g
Frecuencia Natural Nominal	50 Hz
Amortiguamiento	0.66 del crítico
<b><i>Sensor Teledyne S510</i></b>	
Constante del Motor (G)	500 V/g
Frecuencia Natural Nominal	200 Hz
Amortiguamiento	0.7 del crítico

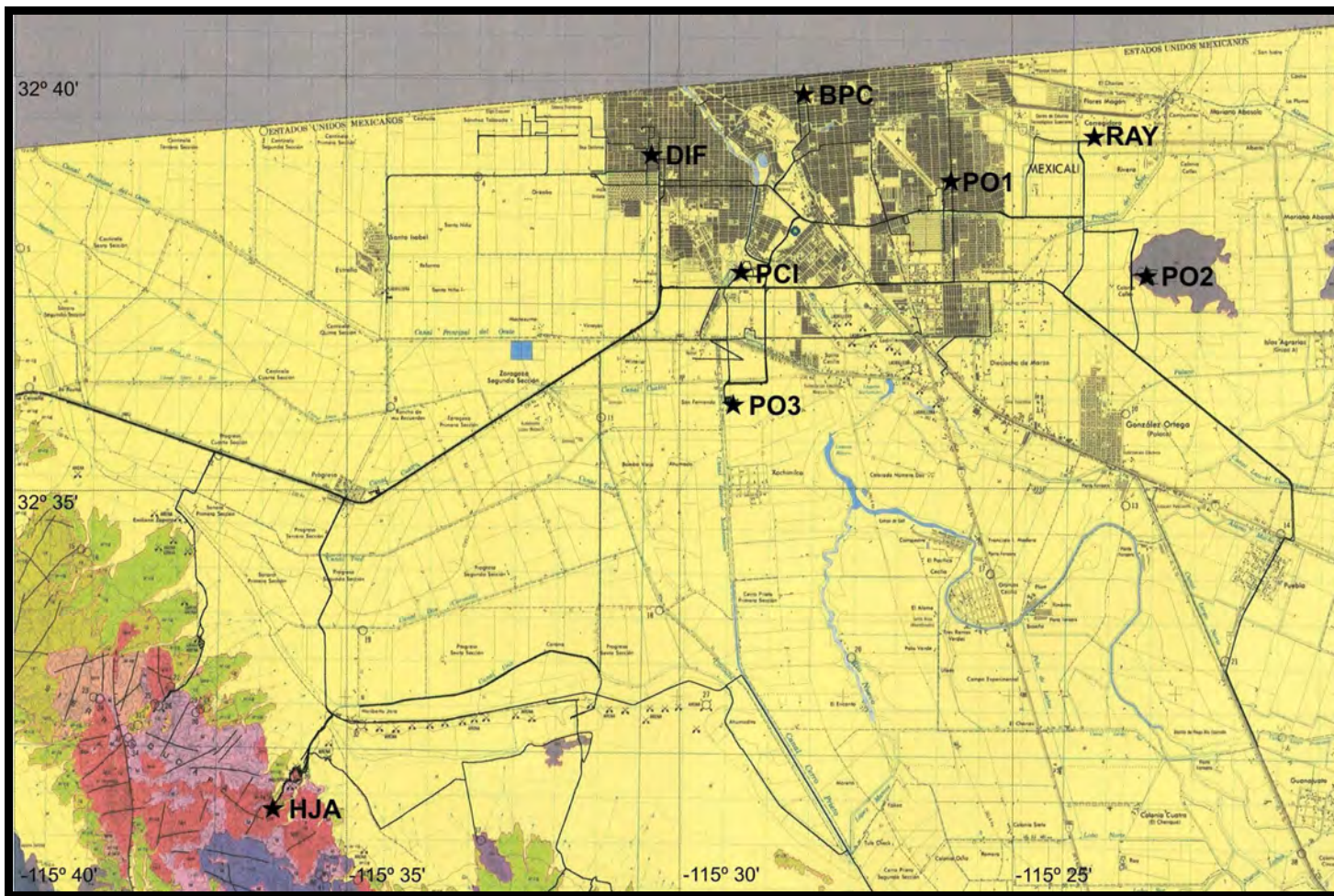
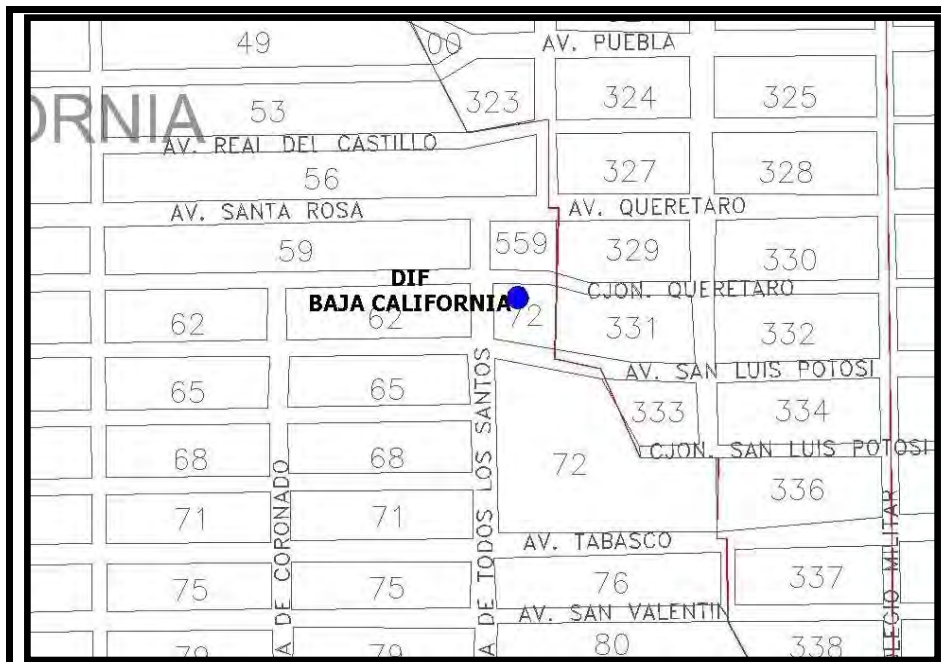
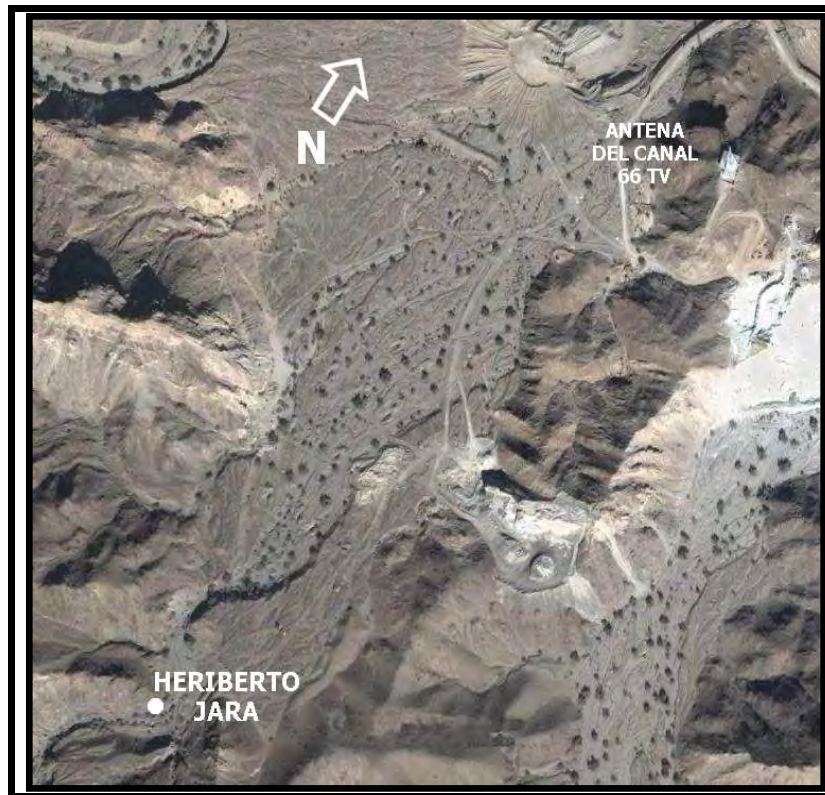
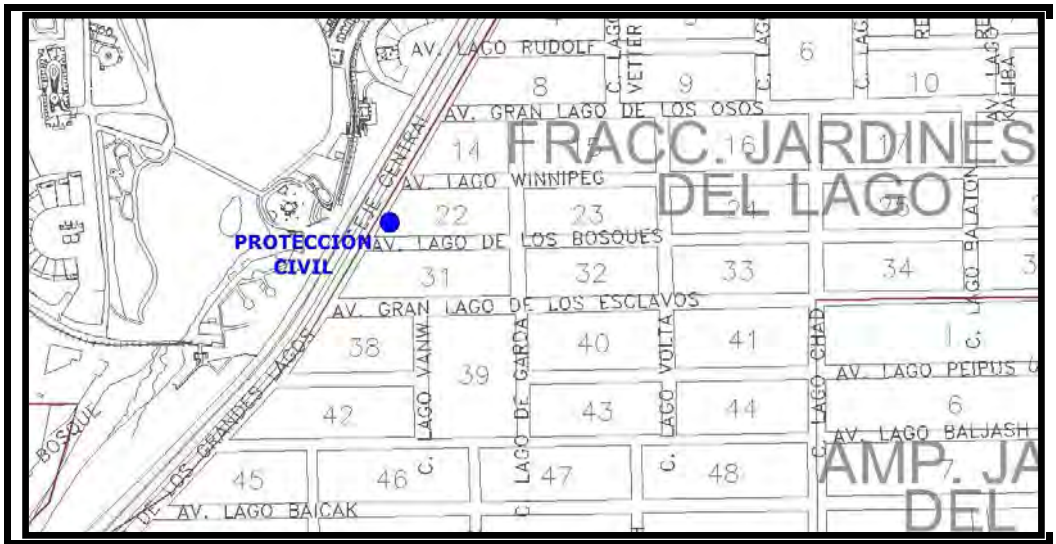


Figura 16. Ubicaciones de las estaciones que conforman la Red Acelerométrica de Mexicali. HJA es la estación de referencia, sobre afloramiento rocoso.



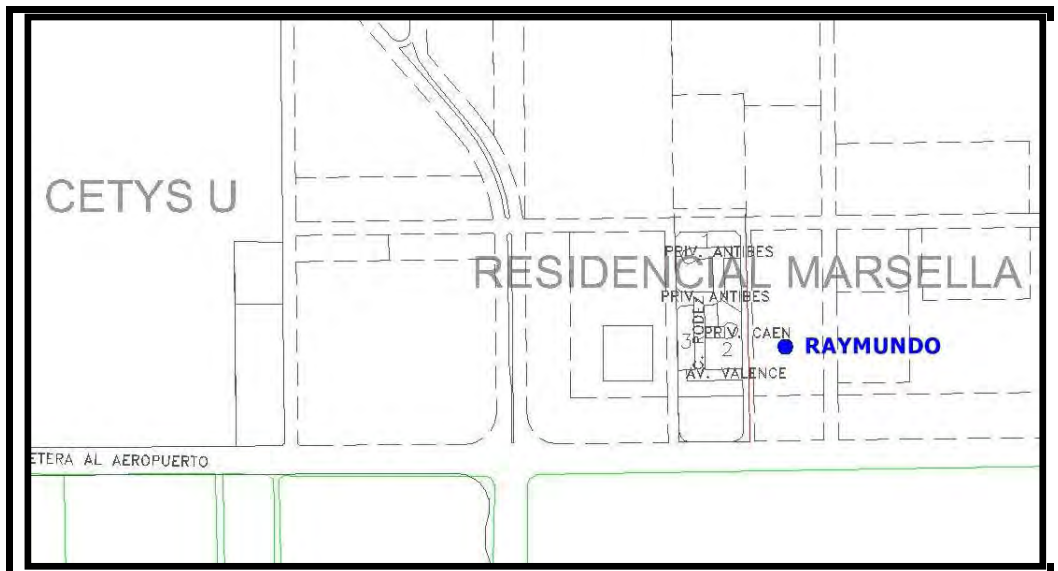
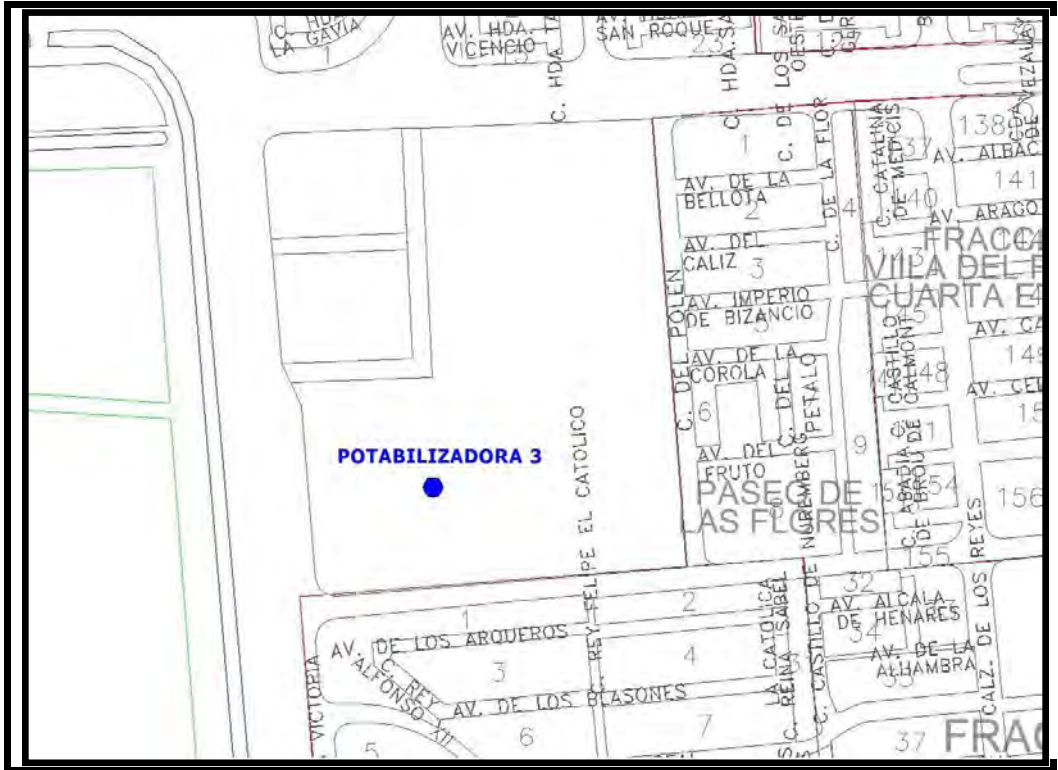


Figuras 18.a (arriba) y 18.b. Detalle de las ubicaciones de las estaciones HJA y DIF.



Figuras 18.c (arriba) y 18.d. Detalles de las ubicaciones de las estaciones BPE y PCI.





Figuras 18.g (arriba) y 18.h. Detalles de las ubicaciones de las estaciones PO3 y RAY.

En la red acelerométrica se emplean dos modelos de sismógrafos: uno marca REF-TEK modelo 72A-07, con sistema de control de tiempo GPS 111A, y siete sismógrafos digitales marca Kinematics, modelo SSR-1. Los sensores del movimiento del suelo son de tres modelos: acelerómetros marca Kinematics, modelo WR-1, de banda ancha; acelerómetros marca Teledyne, modelo S-510; y acelerómetros marca Kinematics, modelo FBA-3. En todas las estaciones se colocaron tres acelerómetros, orientados en tres direcciones ortogonales: vertical, norte-sur y este-oeste.

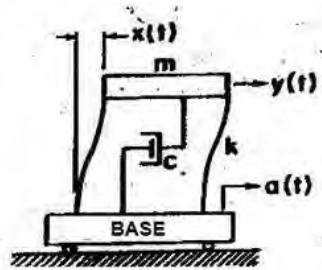
La tabla II presenta los parámetros físicos de operación de los instrumentos de grabación; mientras que la tabla III lo hace para los sensores de aceleración. El contenido de las tablas II y III se refiere a las siguientes constantes físicas de los instrumentos de registro sísmico. Constante del Motor (G), es el factor de conversión del voltaje inducido por el sistema electromagnético del sensor, a cuentas digitales grabadas por los sismógrafos; es expresado como cuentas/voltios. Ganancia, es la cantidad de amplificación aplicada a la señal sísmica, antes de grabarla. Sensitividad es el factor de conversión entre la velocidad (o aceleración) de la masa del sensor, y el voltaje presente en la salida del sismómetro, sus unidades son Voltios/cm/s (o V/cm/s<sup>2</sup>). Frecuencia natural, se refiere a la frecuencia característica de sistema elástico del sensor, sus unidades son Hertz. Amortiguamiento es el factor de amortiguamiento del sistema electromagnético-elástico del sensor, expresados como fracción del amortiguamiento crítico (% crit). Muestreo es la cantidad de muestras grabadas en cada segundo de registro.

Espectros de respuesta. Los acelerogramas de la base de datos obtenida con la RAM ha sido empleado para obtener los espectros de respuesta (ER) promedio en cada estación. El cálculo de los ER se realiza con el procedimiento numérico descrito en la figura 19. El objetivo es encontrar una forma patrón que caracterize a cada sitio, en términos de la respuesta de una estructura de un grado de libertad; para ello, usaremos todos los ER escalados (normalizados) a un valor común de la aceleración. Esto es, dado un acelerograma registrado en una estación, escalamos ese acelerograma de tal manera que su amplitud

máxima sea igual a la aceleración máxima que le corresponde, de acuerdo a su ubicación, dentro del mapa predictivo de la figura 31. Con ese acelerograma escalado calculamos el ER y luego promediamos todos los ER obtenidos en esa estación. Nótese que de cada acelerograma se mantienen inmutables la forma, duración, contenido espectral y amplitudes relativas, cambiando únicamente el valor de la amplitud absoluta máxima. El procedimiento para obtener el ER promedio en cada estación es:

1. Escalamiento de los acelerogramas. Existen dos acelerogramas horizontales para cada terremoto,
2. Cálculo de los espectros de respuesta de aceleración absoluta de todos los terremotos. Son ( $2 * \text{número de terremotos}$ ) ER,
3. Cálculo del promedio espectral.

La figura 20 muestra, como ejemplo, los ER calculados para la estación DIF, con 48 terremotos (curvas negras), y el ER promedio estimado (curva roja).



$x(t)$  = Movimiento Relativo de la masa ( $m$ ) con respecto a la base.  
 $y(t)$  = Movimiento Absoluto de la masa ( $m$ ) con respecto al suelo.  
 $a(t)$  = Aceleración Absoluta de la base con respecto al suelo.

#### ECUACION DEL MOVIMIENTO DE LA MASA

$$\ddot{x} + 2\omega_n \zeta \dot{x} + \omega_n^2 x = -a(t)$$

Donde:  $\omega_n = \sqrt{k/m}$  = Frecuencia Natural.

$$T = \frac{2\pi}{\omega_n} = \text{Periodo.}$$

$\zeta = c / 2m\omega_n$  = Amortiguamiento crítico.

**SOLUCION GENERAL** 
$$x(t) = -\frac{1}{\omega_n \sqrt{1-\zeta^2}} \int_0^t a(\tau) e^{-\omega_n \zeta (t-\tau)} \sin \omega_n \sqrt{1-\zeta^2} (t-\tau) d\tau$$

#### DEFINICION DEL ESPECTRO DE RESPUESTA

SD =  $|x(t)|_{\text{máx}}$  = Espectro de Respuesta del desplazamiento Relativo.

SV =  $|\dot{x}(t)|$  = Espectro de Respuesta de Velocidad Relativa.

SA =  $|\ddot{x}(t)|$  = Espectro de Respuesta de la aceleración Absoluta.

PSV =  $\omega_n SD = \frac{2\pi}{T} SD$  = Espectro de Pseudovelocidad.

PSA =  $\omega_n^2 SD = \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 SD$  = Espectro de Pseudoaceleración.

Figura 19. Definición y procedimiento numérico para el cálculo del espectro de respuesta.

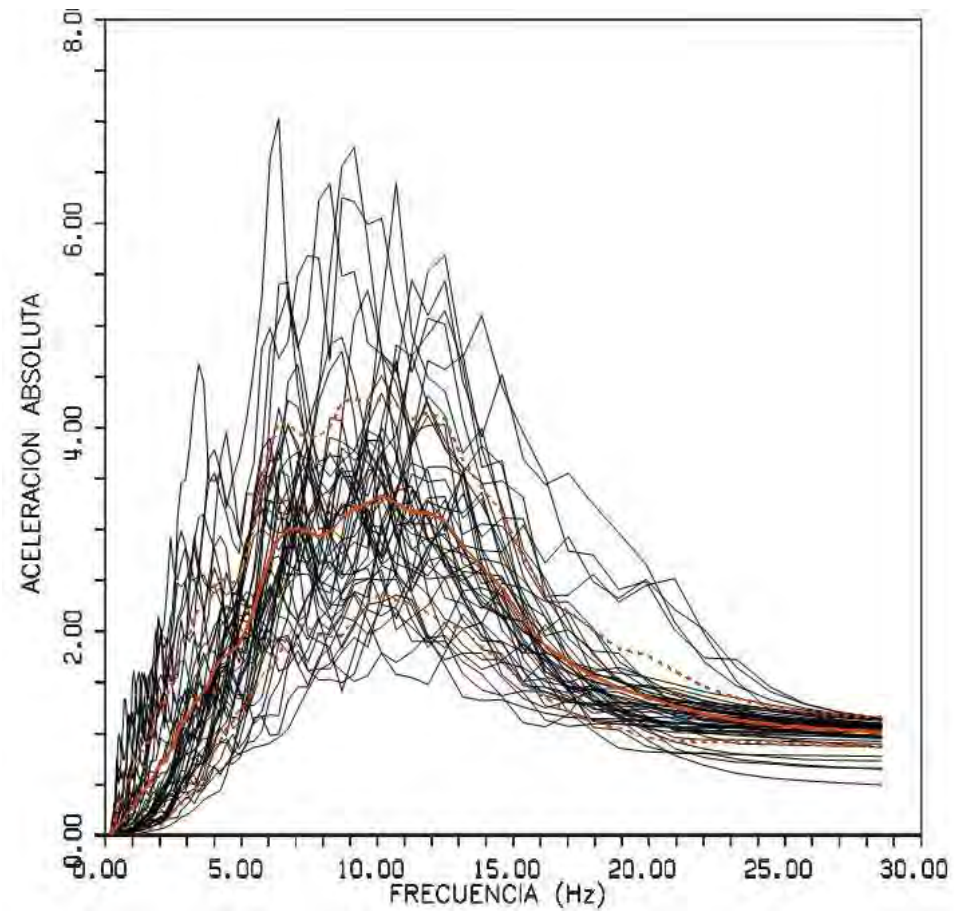


Figura 20. Ilustración del cálculo del espectro de respuesta promedio en una estación de la RAM, en este caso DIF. Las curvas negras continuas son los ER correspondientes a cada terremoto registrado en esa estación. La línea roja continua es el promedio. Las líneas rojas discontinuas indican una desviación estándar arriba y abajo del promedio.

- **MAPAS PREDICTIVOS**

En aquellas regiones donde no se dispone de acelerogramas o sismogramas correspondientes a sismos fuertes, como es el caso de la región de estudios, es necesario recurrir a métodos de predicción de los máximos movimientos del suelo con propósitos de valorar el riesgo sísmico.

Los métodos predictivos se basan en el empleo de ecuaciones predictivas, las cuales se originan en un análisis estadístico de registros de movimiento del suelo en alguna región particular, y por tanto son válidas para esa región, aunque también suelen ser empleadas en otras regiones con características sismotéctónicas similares a las de la región original.

El efecto de un terremoto sobre un punto en la superficie de la tierra, efecto que describimos como el movimiento del suelo, depende básicamente de los tres factores que controlan al fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio. En las ecuaciones empíricas predictivas los tres factores mencionados suelen combinarse en una ecuación paramétrica, cuyos coeficientes son determinados mediante técnicas empíricas aplicadas a grandes conjuntos de registros de terremotos.

En las formas más comunes de ecuaciones predictivas la fuente generalmente es representada como una función de la magnitud del terremoto; la trayectoria por medio de la atenuación inelástica y la expansión geométrica, mientras que el efecto de sitio ha sido representado por medio de funciones de algún parámetro físico del suelo, tal como la velocidad de ondas sísmicas de corte en la estratigrafía somera ( $\beta_30$ ) según Joyner y Fumal (1985). El éxito en la predicción de la distribución de los máximos movimientos del suelo ante la ocurrencia de un terremoto, depende de la cantidad y calidad de los datos disponibles con respecto a las áreas sismogénicas y a los suelos de la región de estudio.

Para la región de estudio se buscó una ecuación predictiva que fuese válida para la zona sismotectónica dominante allí. Se encontró que las ecuaciones predictivas desarrolladas por Boore et al. (1997) y Joyner y Fumal (1985) son apropiadas para esta región ya que fueron obtenidas con análisis de regresión de datos sísmicos del oeste de norteamérica.

Para la estimación de la aceleración máxima horizontal (dirección aleatoria) se utiliza la siguiente ecuación (Boore et al.,1997):

$$\ln a = -0.242 + 0.527(M-6) - 0.778 \ln r - 0.371 \ln (\beta/1396) , \quad (11)$$

donde:

a = valor a predecir para la aceleración, en cm/s<sup>2</sup>,

M = magnitud de momento (Hanks Y Kanamori, 1979), de 5.5 a 7.5,

$r = (d^2 + 5.572)^{1/2}$  ,

d = distancia al punto más cercano sobre la proyección de la falla en superficie, en km,

$\beta$  = velocidad de propagación somera de las ondas de corte, en m/s.

Para la estimación de la velocidad máxima horizontal (dirección aleatoria) se utiliza la siguiente ecuación (Joyner y Fumal, 1985):

$$\log v = 2.17 + 0.49(M-6) - \log r - 0.0026 r - 0.45 \log (\beta/1190), \quad (12)$$

donde:

v = valor a predecir para la velocidad máxima horizontal en dirección aleatoria, en cm/s,

M = magnitud de momento, de 5.5 a 7.5,

$r = (d^2 + 16)^{1/2}$ ,

d = distancia al punto más cercano sobre la proyección de la falla en superficie, en km,

$\beta$  = velocidad de propagación somera de las ondas de corte, en m/s.

Newmark y Rosenblueth (1976) mencionan que las escalas instrumentales de intensidad que se apoyan exclusivamente en la máxima aceleración del terreno o en la traza máxima de algún tipo de sismógrafo guardan poca relación con lo destructivo del movimiento del terreno, ellos además mencionan que la destructividad está directamente relacionada a la energía que el movimiento de la tierra transmite a los seres humanos y a las estructuras por lo que encuentran una correlación mucho mejor, la cual han confirmado, con la máxima velocidad del terreno, esta correlación es mejor aún cuando se toma en cuenta ordenada media del espectro de pseudovelocidad. Por ello se utilizó una ecuación que estima la Intensidad de Mercalli Modificada

(IMM) a partir de la máxima velocidad del movimiento del suelo, Esteva y Rosenblueth (1964):

$$I = \frac{\log 14v}{\log 2} \quad (13)$$

Donde  $I$  es la Intensidad de Mercalli Modificada y  $v$  es la velocidad horizontal máxima del suelo. Esta correlación es válida hasta  $IMM = X$  y sobrestima  $IMM$  para valores de intensidad mayores.

En este trabajo se estimó el efecto de sitio en función de las velocidades de ondas de corte (Fumal y Tinsley, 1985). Los valores de  $\beta_30$  empleados en la estimación del efecto de sitio son los estimados en este trabajo a partir de perfiles de microtemores. A partir de las ecuaciones 11 y 12 se pueden obtener dos estimaciones de los movimientos máximos del movimiento del suelo: una sin efecto de sitio, lo cual se logra cuando en las ecuaciones 11 y 12 es eliminado el último término (donde están involucradas las velocidades); la segunda estimación es con el efecto de sitio incluido a través de sustituir en el último término de las ecuaciones los valores de velocidad superficial de ondas de corte ( $\beta_30$ ).

- **RESULTADOS**
- **PERIODOS DOMINANTES**

La tabla IV presenta los resultados del estudio de periodos dominantes del movimiento del suelo, en la ciudad de Mexicali, B.C.; allí se consignan las coordenadas geográficas de los sitios de medición de microtemores, la descripción de sus ubicaciones y el valor del PD medido (segundos). Los primeros 65 sitios apuntados en la tabla V, identificados con la sigla R, fueron medidos en el transcurso de este proyecto, mientras que los últimos 38 sitios los medimos en 2004 (Ibarra, 2004).

Tabla IV. Resultados del estudio de periodos dominantes en Mexicali.

<b>Sitio</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Coordenadas</b>	<b>Periodo (s)</b>
R01	Río Sena, Infonavit Solaridad Virreyes	N 32° 37'03.9 W 115° 30'51.2	0.20
R02	Río Sena y Río Plata Granjas Virreyes	N 32° 37'04.2 W 115° 31'24.9	0.30
R03	Arqueólogos y Río Escondido Real Virreyes	N 32° 37'31.1 W 115° 31'36.3	0.30
R04	Calzada Continente Americano entre Suiza y Rodesia	N 32° 37'53.9 W 115° 30'34.5	0.17
R05	La Valentina y Parral. Col. División del Norte	N 32° 37'12.6 W 115° 29'59.3	0.15
R06	Calle de las Nubes y Cañada del Monte. Fracc. San Marcos	N 32° 37'48.8 W 115° 29'22.0	0.23
R07	Mar Egeo entre océano Atlántico y océano Ártico	N 32° 38'05.5 W 115° 28'46.4	0.13
R08	Navolato entre Uxmal y Salina Cruz	N 32° 38'13.7' W 115° 29'45.6	0.30
R09	Tamaulipas entre Paseo del Agua y Venecia	N 32° 38'34.8 W 115° 30'07.4	0.20
R10	San Luís Potosí y Tampico Cause del Río	N 32° 39'02.4 W 115° 29'09.1	0.49
R11	Del Manzano entre López Mateos y Bajos de Pasadena	N 32° 29'25.3 W 115° 28'55.3'	0.40
R12	Plateros Sur y Voceadores Col Industrial	N 32° 39'21.3 W 115° 28'07.7	0.31
R13	Calle H y Madereros Sur Col. Industrial	N 32° 38'56.7 W 115° 27'43.5	0.49
R14	Fresno y Moreras. Los Pinos	N 32° 38'54.9 W 115° 26'55.5	0.30
R15	Lima entre Costa Rica y Colombia. Cuahutémoc Norte	N 32° 39'56.3 W 115° 26'35.2	0.60
R16	De las Margaritas entre Juan de Dios Meza y Alameda. Col. Alamitos	N 32° 39'45.9 W 115° 25'04.4	0.57
R17	Guadalupe Victoria y Vicente Guerrero, Col. Republica Mexicana.	N 32° 39'02.0 W 115° 24'54.2	0.44
R18	Río Elota y Ángel Flores. Col. Benito Juárez	N 32° 38'34.9 W 115° 25'37.9	0.60
R19	Ignacio Allende y Río Presidio Col Santa María	N 32° 39'16.8 W 115° 25'25.6	0.50
R20	Guadalupe Victoria y Mangana Fracc. Lienzo	N 32° 38'32.7 W 115° 24'54.3	0.40
R21	Pípila y Río Quelite Col. Independencia	N 32° 38'07.4 W 115° 25'29.9	0.40
R22	José María Michelena entre Río Coscospero y Río Fuente. Col Independencia	N 32° 38'07.9 W 115° 26'13.2	0.50
R23	Río San Lorenzo y Benjamín Hill. Col. Santa Rosalía	N 32° 38'31.5 W 115° 25' 47.3	0.50
R24	Valle de Conchos entre Paseo del Valle y Jardín del Norte	N 32° 38'32.9 W 115° 26'51.5	0.50
R25	Callejón Monclava entre Av. Monclava e Hidalgo. Col. Ex ejido Coahuila.	N 32° 37'39.4 W 115° 26'26.4	0.60

<b>Sitio</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Coordenadas</b>	<b>Periodo (s)</b>
R27	Calle de las Delicias, Col. Las Delicias	N 32° 37'49.3 W 115° 24'56.6	0.49
R28	Río Acaponeta y Poder Legislativo. Col. Lázaro Cárdenas	N 32° 37'24.9 W 115° 25'12.5	0.42
R29	Av. El Cabildo y 11 de Noviembre. Col Carvajal.	N 32° 36'52.0 W 115° 25'39.9	0.50
R30	Ejercito Nacional y Esquivel Méndez. Col. Profesores Federales	N 32° 36'56.0 W 115° 26'13.4	0.60
R31	García González entre Ayuntamiento y Torreón. Col Ex-Ejido Coahuila	N 32° 37'19.6 W 115° 26'06.8	0.50
R32	Home Depot entre López Mateos y Benito Juárez	N 32° 37'04.4 W 115° 26'32.4	0.50
R33	Blvd. 1810 y Presidencia. Col Hidalgo	N 32° 36'56.9 W 115° 27'00.6	0.31
R34	Calle Valladolid y San Miguel el Grande. Col Hidalgo	N 32° 37'11.2 W 115° 27'21.6	0.50
R35	Juchipila y Cañitas Ex ejido Zacatecas	N 32° 37'40.0 W 115° 27'37.9	0.60
R36	Paseo San José (Valparaíso) y Calle el Rocío Fracc. Calafia	N 32° 38' 08.3 W 115° 27'32.4	0.50
R37	Angel Abrego entre Castro Valenzuela y José Valenzuela. Fracc. Maestros Estatales	N 32° 37'53.9 W 115° 26' 58.1	0.40
R38	Calle Novena y Casi Calzada del Cetys	N 32° 39'19.8 W 115° 22'31.8	0.49
R39	Calle Novena, Planta Potabilizadora 2	N 32° 37'26.3 W 115° 22'58.8	0.50
R40	Moldavita entre Azabache y Canal. Col. Valle del Pedregal VI	N 32° 34' 58.7 W 115° 21'09.2	0.50
R41	Río San Ángel y Eneldos. Fracc. Pradera del Sol	N 32° 35'10.0 W 115° 21'51.6	0.35
R42	Río San Angel entre Huastepec y Sarraceno Fracc. Valle de Puebla 3ª sección	N 32° 34'20.5 W 115° 22'08.8	0.49
R43	Santa Isabel entre Cerro Prieto y Cucapah Villas del Colorado	N 32° 35'41.8 W 115° 22'04.3	0.32
R44	Calle Ola Verde enre del Río y Río Chico Fracc. Hacienda del Río	N 32° 36'43.8 W 115° 22'28.6	0.53
R46	Calle Tercera y Río Suchuate Col. Gonzalez Ortega	N 32° 35'45.0 W 115° 23'46.3	0.30
R47	Av. Del Granado entre Olivo y Calz. El Robledo. Col. El Robledo	N 32° 34'34.9 W 115° 24'06.4	0.70
R48	Río Mezcalapa y Presa la Boquilla Granjas Nuevas	N 32° 36'34.1 W 115° 25'04.6	0.40
R49	David Alfaro Siqueiros y Potrero del Llano Frac. Vista del Llano	N 32° 37'07.3 W 115° 24'38.3	0.41
R50	Calzada del Ángel y Del Mosaico. Frac. Misión del Ángel.	N 32° 34'51.6 W 115° 26'05.0	0.60
R51	Calzada del Valle (en terreno baldío)	N 32° 35'46.9 W 115° 26'08.6	0.51
R52	Libertador Oeste entre 56 y 58. Justo Sierra	N 32° 36'39.4 W 115° 26'41.0	0.60
R53	Calle Chalco entre Tlalpan y Tultepec. Frac. Xochicalli	N 32° 36' 07.1 W 115° 27' 16.2	0.50

<b>Sitio</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Coordenadas</b>	<b>Periodo (s)</b>
R54	Ruesca entre Valencia y Sevilla Conjunto Urbano Esperanza	N 32° 36' 30.5 W 115° 27' 49.6	0.17
R55	Estela y Prado del Rey. Residencial Las Lomas	N 32° 34' 29.5 W 115° 28' 24.3	0.60
R56	Montalvo y Puente la Reina	N 32° 35' 04.9 W 115° 28' 13.7	0.50
R57	Calle de las Haciendas y Muerdago Hacienda de los Portales, 2da sección	N 32° 35' 13.6 W 115° 29' 32.0	0.22
R58	Montebello y Arcadia, Villa Colonial	N 32° 37' 56.1 W 115° 24' 07.8	0.50
R59	Calle Cuarta frente a Urbi Hacienda Balboa	N 32° 38' 38.5 W 115° 23' 30.7	0.60
R60	Av. De la Suerte Col. El Porvenir	N 32° 39' 46.3 W 115° 23' 45.8	0.50
R61	Av. Del Zinc y Alejandrina. Col. Satelite	N 32° 35' 27.9 W 115° 25' 14.9	0.60
R62	Calle de la Cascada y Fuente de Diana Col Voluntad o Reacomodo San Fernando	N 32° 35' 55.1 W 115° 30' 42.7	0.20
R63	Calle Mayores entre Gral. Marín Correrá y Gral. Melchor Muzquiz. Col Joaquín Murrieta	N 32° 36' 40.0 W 115° 29' 57.2	0.26
R64	Río Norte y Canada. Col. Gasca	N 32° 38' 19.1 W 115° 31' 32.7	0.60
R65	Eva Torres de Salas y Alberto Vildosola	N 32° 39' 22.2 W 115° 31' 46.6	0.49
S1	Calle del Hospital, frente a una antena de CBC	N 32° 38' 54.2 W 115° 28' 22.8	0.36
S2	Calzada Cuauhtemoc atrás del estacionamiento de AutoZone	N 32° 39' 24.1 W 115° 26' 50.9	0.40
S3	Calle San Pedro Mezquital y Bacarau	N 32° 36' 33.2 W 115° 23' 33.7	0.40
S4	Calle San Pedro Mezquital y Novena	N 32° 36' 20.1 W 115° 23' 15.4	0.49
S5	Calle Río Verde	N 32° 36' 1.4 W 115° 23' 4.5	0.20
S6	Escuela de la Calle Ruiseñores	N 32° 35' 33.9 W 115° 22' 40.5	0.14
S7	Calle Río Cazones	N 32° 35' 20.6 W 115° 23' 1.8	0.40
S12	Av. Gral. Domingo Arrieta	N 32° 38' 20.3 W 115° 26' 33.7	0.20
S13	Calle Río Sonora	N 32° 38' 43.3 W 115° 26' 26.7	0.20
S14	Calle Ignacio Ramírez entre Río Lorenzo y Río Culiacán	N 32° 39' 59.7 W 115° 25' 49.4	0.20
S15	Calle El Salvador # 1001 esq. con Río San Lorenzo.	N 32° 39' 36.6 W 115° 25' 48.5	0.20
S16	Calle República de Bolivia # 299 esq. con Manuel Acuña.	N 32° 40' 6.9 W 115° 25' 24.9	0.20
S17	Calle Río Sinaloa entre baril y Argentina	N 32° 40' 2.7 W 115° 26' 14.6	0.49
S18	Calle Yucatán y Merida	N 32° 38' 46.7 W 115° 29' 37.5	0.13

<b>Sitio</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Coordenadas</b>	<b>Periodo (s)</b>
S19	Calle Progreso y Michoacán, Col. Pueblo Nuevo	N 32° 39' 21.1 W 115° 29' 31.9	0.30
S20	Calle Chilpancingo y Aguascalientes	N 32° 39' 46.0 W 115° 29' 59.7	0.22
S21	Edificio Wong. Av. López Mateos entre México y Morelos.	N 32° 39' 38.4 W 115° 29' 13.6	0.20
S22	Calle Tampico y Nuevo León	N 32° 38' 22.5 W 115° 29' 9.4	0.22
S23	Calle Casa Blanca	N 32° 37' 46.7 W 115° 29' 41.4	0.20
S24	Calle Sto. Tomas. Col. Baja California	N 32° 39' 1.43 W 115° 31' 6.3	0.20
S25	Calle Aguascalientes y callejón sin nombre	N 32° 39' 45.3 W 115° 31' 10.1	0.13
S26	Calle España esq. con Iturbide frente Escuela	N 32° 38' 13.2 W 115° 30' 44.8	0.60
S27	Av. Oceanólogos y Ceilán	N 32° 37' 33.6 W 115° 30' 56.4	0.30
S28	Av. Valentina Col. División del Norte en campo de futbol	N 32° 37' 13.1 W 115° 29' 57.4	
S30	Estacionamiento de Hotel y restaurant "El Cortez"	N 32° 39' 50.0 W 115° 28' 24.3	0.15
S31	Unidad Deportiva Necaxa Reforma entre L y K	N 32° 39' 53.8 W 115° 27' 22.2	0.60
S32	Plateros Sur y calle K	N 32° 39' 23.5 W 115° 27' 25.0	0.24
S33	Parque Nacozari. Av. Francisco Mujica entre Calle I y J	N 32° 38' 32.0 W 115° 27' 28.1	0.20
S34	Estacionamiento de Club Britania. Calle Anáhuac y Mar Báltico	N 32° 38' 8.2 W 115° 28' 17.6	0.22
S35	Calle Lago Baljash entre Lago Van y Lago Mayor	N 32° 37' 30.3 W 115° 29' 4.5	0.17
S36	Av. Isla Galápagos e Islas Canarias	N 32° 36' 54.1 W 115° 29' 1.3	0.15
S37	Calle Mogahua y Fresnillo	N 32° 37' 44.2 W 115° 27' 57.9	0.20
S38	Clínica del Rosario. Av. 12 de Octubre entre Ayuntamiento y Constituyentes.	N 32° 37' 12.6 W 115° 25' 41.2	0.31

Con los valores de periodos dominantes se obtiene un arreglo tridimensional  $(X_i, Y_i, Z_i)$ , que representa la longitud, latitud y PD en el sitio  $i$ . Para conseguir la representación bidimensional de ese arreglo, es ajustado con una superficie de interpolación basada en una combinación de los esquemas de interpolación Laplaciana y de splines cúbicos (Young y Van Woert, 1992) y luego la superficie se representa mediante un mapa con áreas de isoperiodos que muestra la distribución geográfica de los periodos dominantes del movimiento del suelo mediante un código de color. La figura 21 muestra el mapa de microzonación de los periodos dominantes en la ciudad de Mexicali, fabricado con 95 valores del PD, medidos en toda la zona urbana de la ciudad.

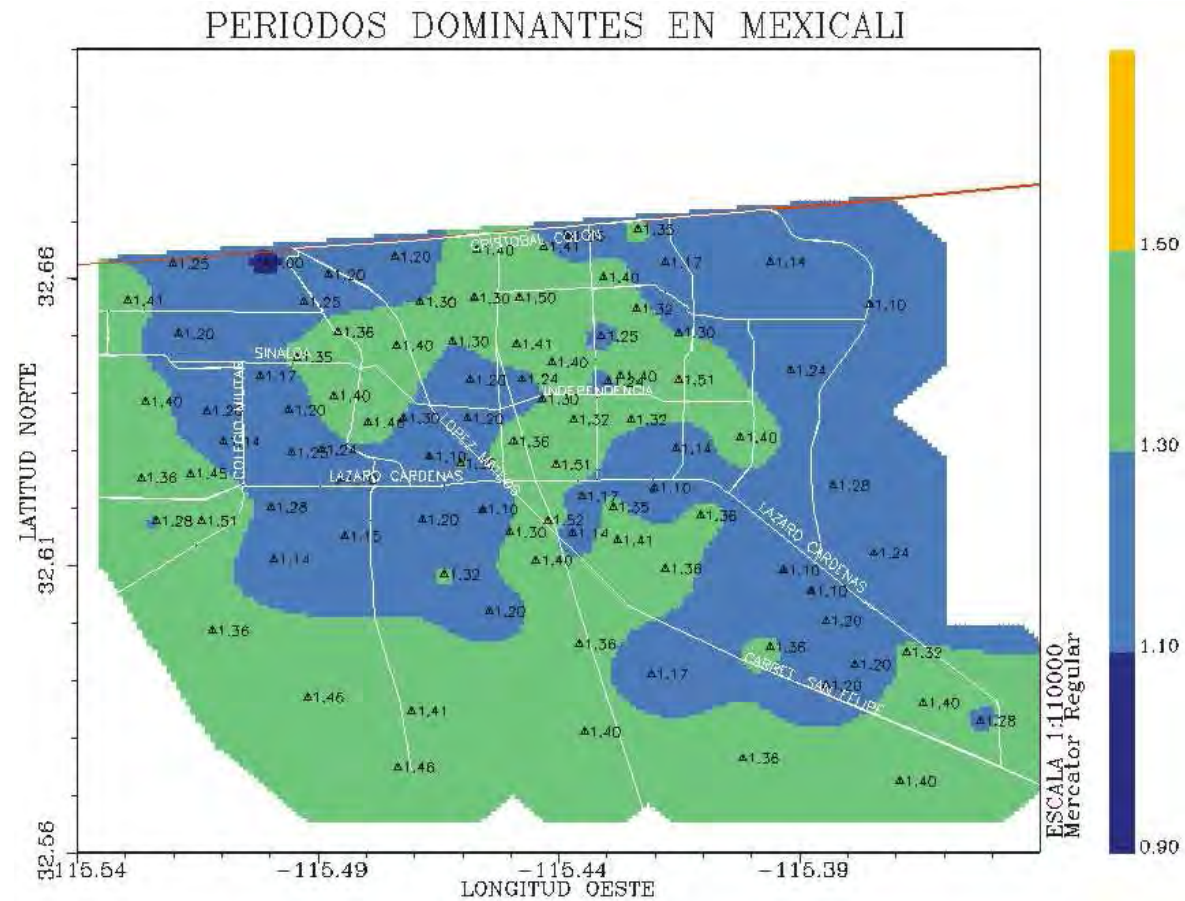


Figura 21. Mapa de microzonación de los periodos dominantes del movimiento del suelo, en la zona urbana de Mexicali, B.C. Sobrepuestos se muestran los sitios de medición, con el valor correspondiente del PD. Con líneas blancas se muestran las principales vialidades de la ciudad.

- **VELOCIDADES DE ONDAS DE CORTE**

Se realizaron registros de microtemores en 15 sitios dentro de la zona urbana de Mexicali, con la finalidad de obtener datos para estimar la estratigrafía sísmica somera. La figura 22 presenta las ubicaciones de los sitios de perfiles de microtemores. Sobre estos datos fue aplicado el método descrito antes para obtener las curvas de dispersión de las velocidades de fase y grupo, para las ondas superficiales Rayleigh y Love, y luego someter esas curvas de dispersión a un proceso de inversión numérica para estimar la distribución de las velocidades de ondas de corte.

Las figuras 23a a 23k muestran los resultados de este proceso; allí se presenta, a la derecha, los puntos que definen la curva de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh, con la superposición de la curva teórica obtenida del proceso de inversión. Estas curvas de dispersión fueron empleadas para desarrollar modelos estratigráficos de velocidad de ondas de corte, asignados a los puntos centrales de cada perfil de microtemores. Los modelos son obtenidos mediante el método de inversión descrito antes. La inversión ajusta los valores de la velocidad de corte y deja fijos los espesores de los estratos y la razón de Poisson (para estimar la velocidad compresional). A la izquierda de las figuras 23 se presenta el modelo estratigráfico unidimensional producido en el proceso de inversión (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul). A partir de los modelos de velocidad obtenidos con el proceso de inversión de curvas de dispersión, se calcularon los promedios pesados de la velocidad, hasta una profundidad de 30m, para obtener  $\bar{v}_{30}$ , valor que se reporta sobre las mismas figuras descritas antes, junto con el valor de la profundidad a la cual la velocidad adquiere valores iguales o mayores que 400 m/s, llamada profundidad al basamento de ingeniería, H400.

La tabla V condensa los resultados del estudio de velocidades de ondas de corte en la cd. de Mexicali. En los sitios que no tienen asignados valores de  $\bar{v}_{30}$  y H400 se tuvieron datos de calidad marginal, por lo que se prefirió no reportarlos en este trabajo, hasta someterlos a análisis adicionales.

Tabla V. Valores del promedio pesado de la velocidad de cortante, en los primeros 30 m del subsuelo ( $\beta_{30}$ ) y de la profundidad donde la velocidad alcanza los 400 m/s ( $H_{400}$ ), en los sitios estudiados de la cd. de Mexicali.

<b>Sitio</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Coordenadas</b>	<b><math>\beta_{30}</math> (m/s)</b>	<b><math>H_{400}</math> (m)</b>
PO1	Potabilizadora 1	N32.6459 W115.4312	268	24
DIF	Desarrollo Integral de la Familia	N32.6504 W115.5082	233	35
PO3	Potabilizadora 3	N32.6000 W115.4886	247	35
PIC	Escuela Calmecac, Pichardo	N32.6155 W115.4374	232	35
HJA	Roca firme en Ej. Heriberto Jara	N32.5201 W115.6029		
PO2	Potabilizadora 2	N32.6240 W115.3838	268	24
WEL	Secundaria Siqueiros	N32.6613 W115.4282	237	35
BPE	Biblioteca Pública Estatal	N32.6651 W115.4709	265	24
HGM	Hospital General de Mexicali	N32.6486 W115.4736		
RAY	Blvd. Las Américas, Raymundo	N32.6560 W115.3963	275	24
PCI	Protección Civil	N32.6260 W115.4851		
TER	Anáhuac y Terán	N32.6096 W115.4798	206	35
LOZ	Escuela Miguel Alemán	N32.6526 W115.4668	267	24
BOM	Lázaro Cárdenas	N32.6018 W115.3746	274	24
GAS	Gasera Kino	N32.5315 W115.3491		



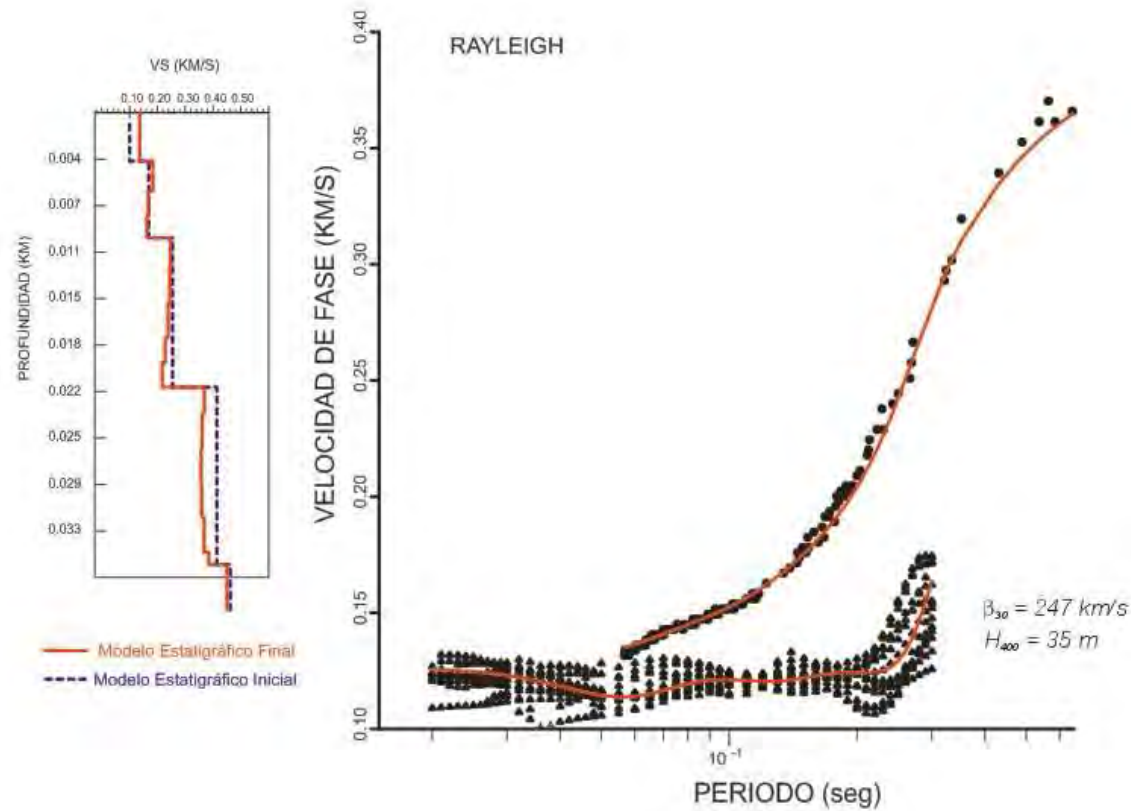


Figura 23a. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio PO3. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos) y de velocidad de grupo (triángulos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

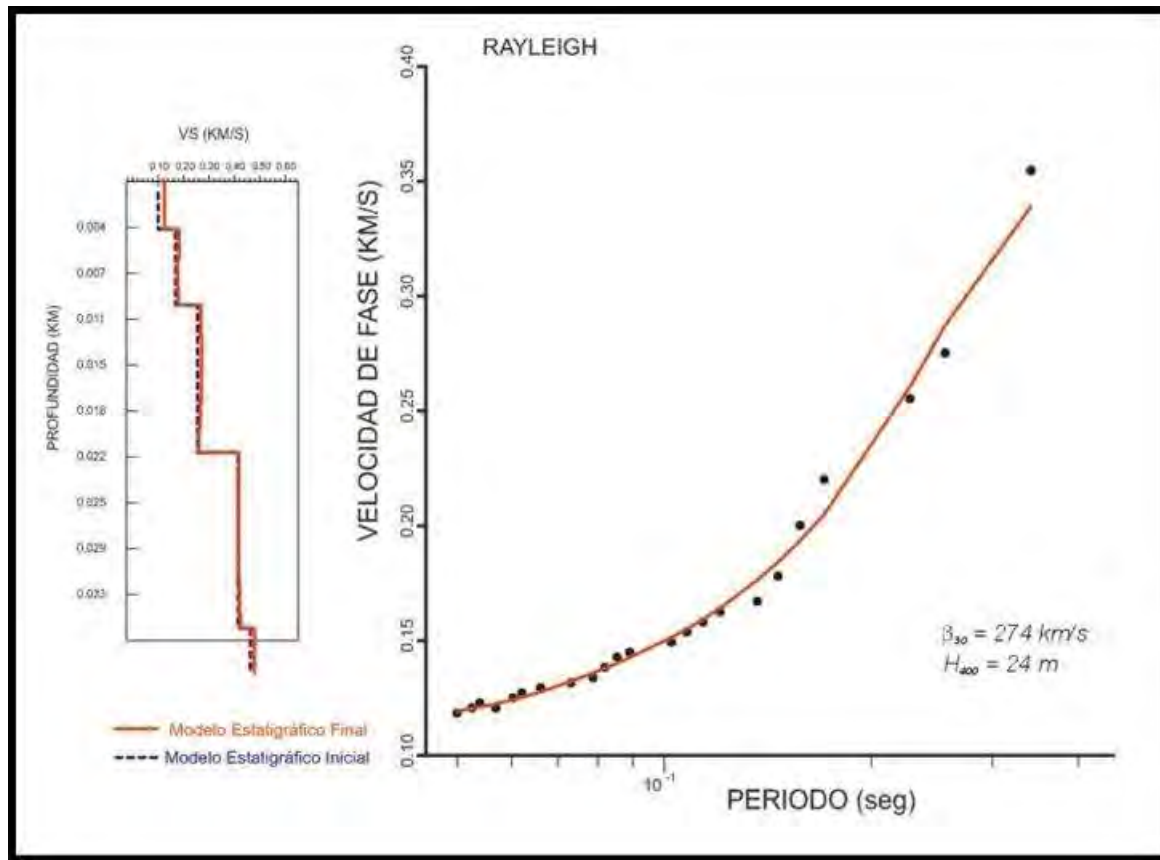


Figura 23b. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio BOM. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

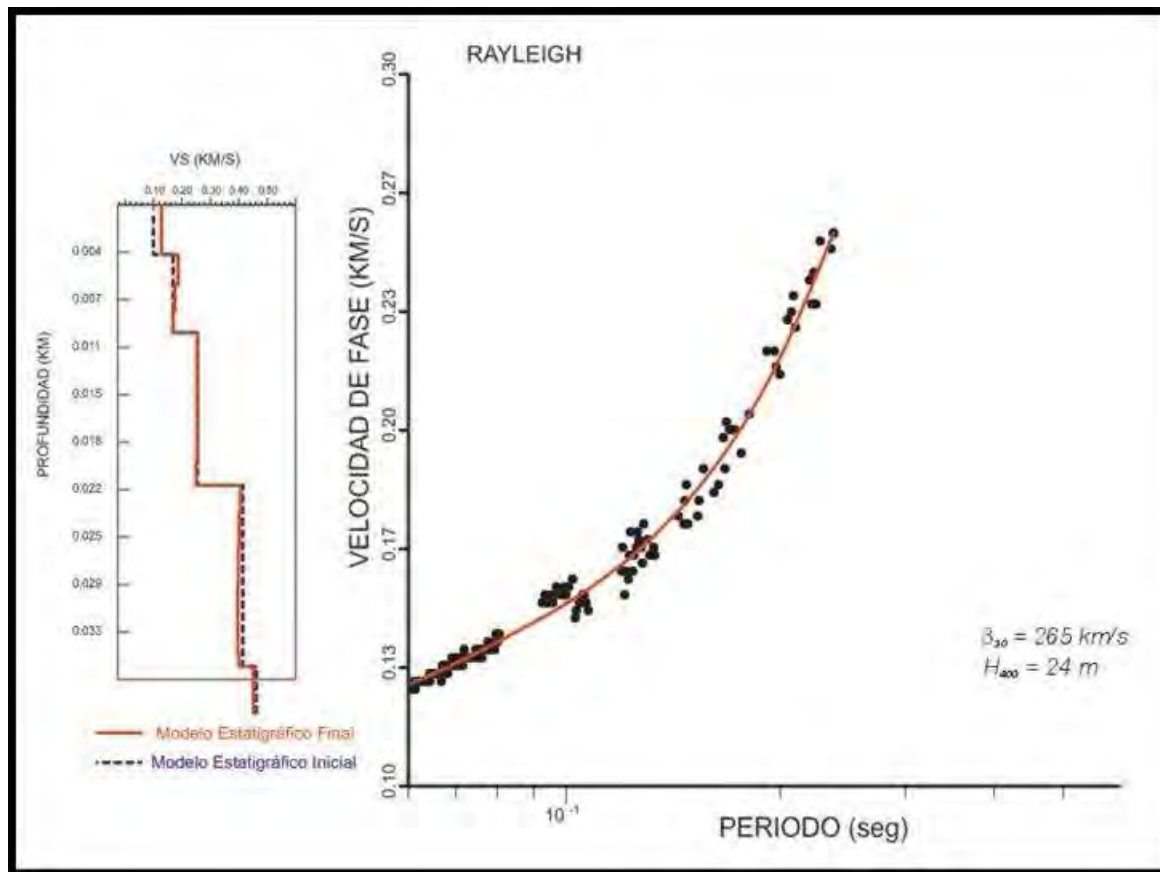


Figura 23c. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio BPE. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

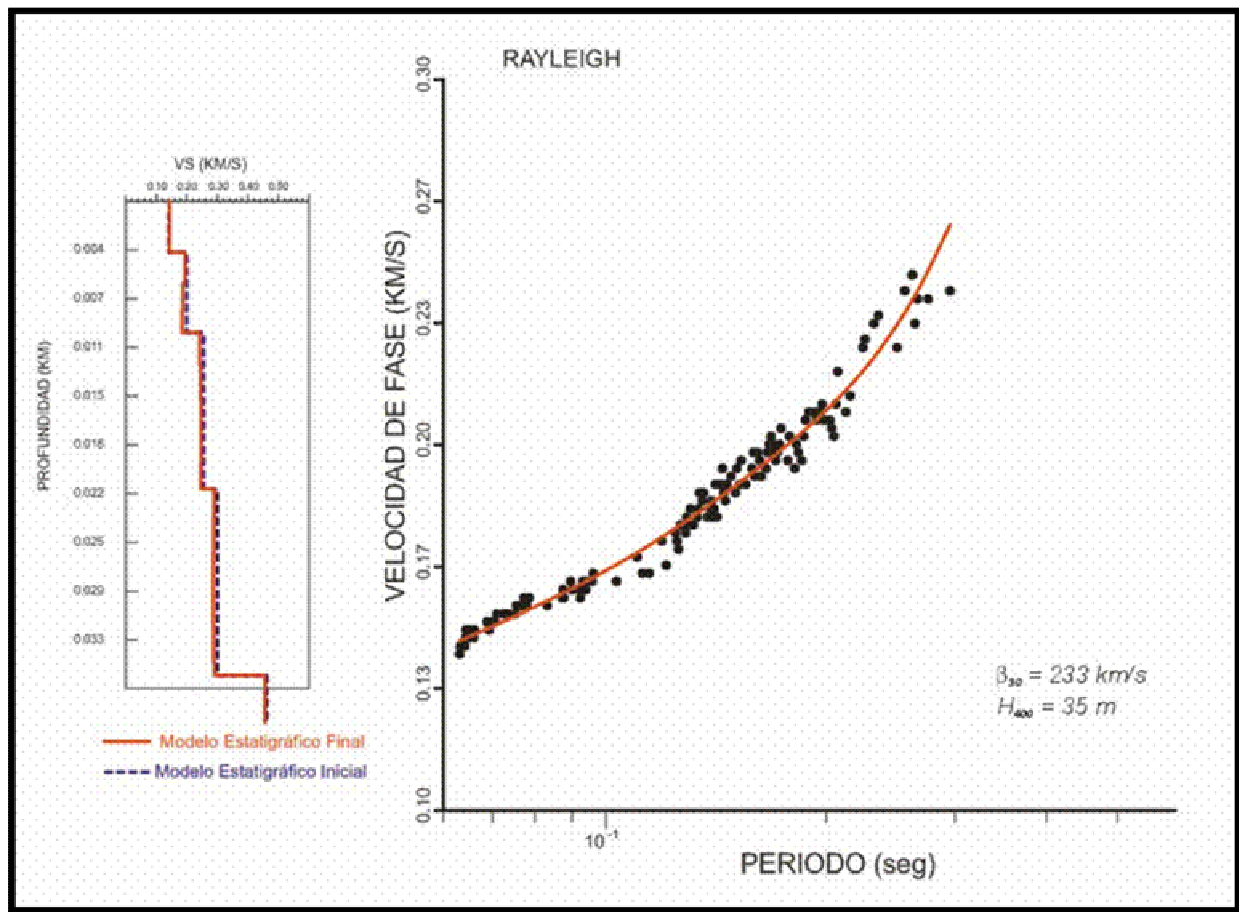


Figura 23d. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio DIF. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

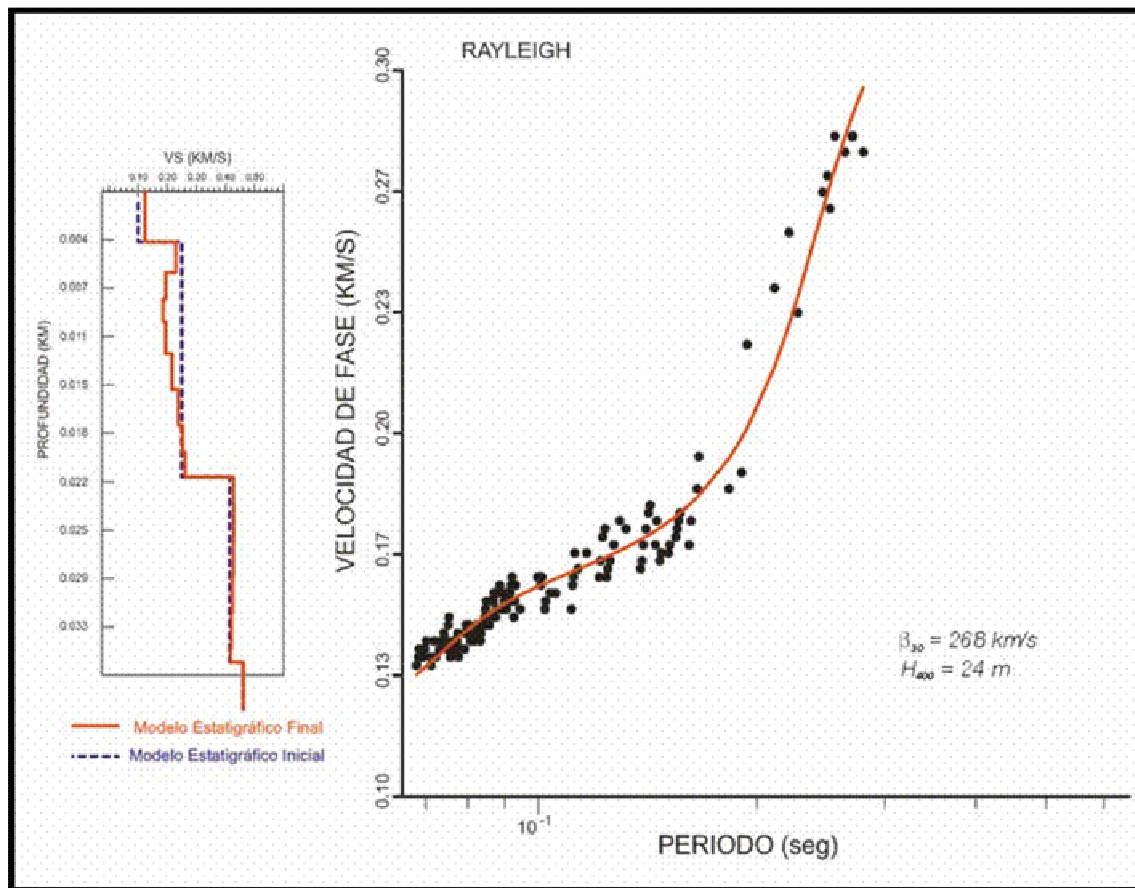


Figura 23e. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio PO1. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

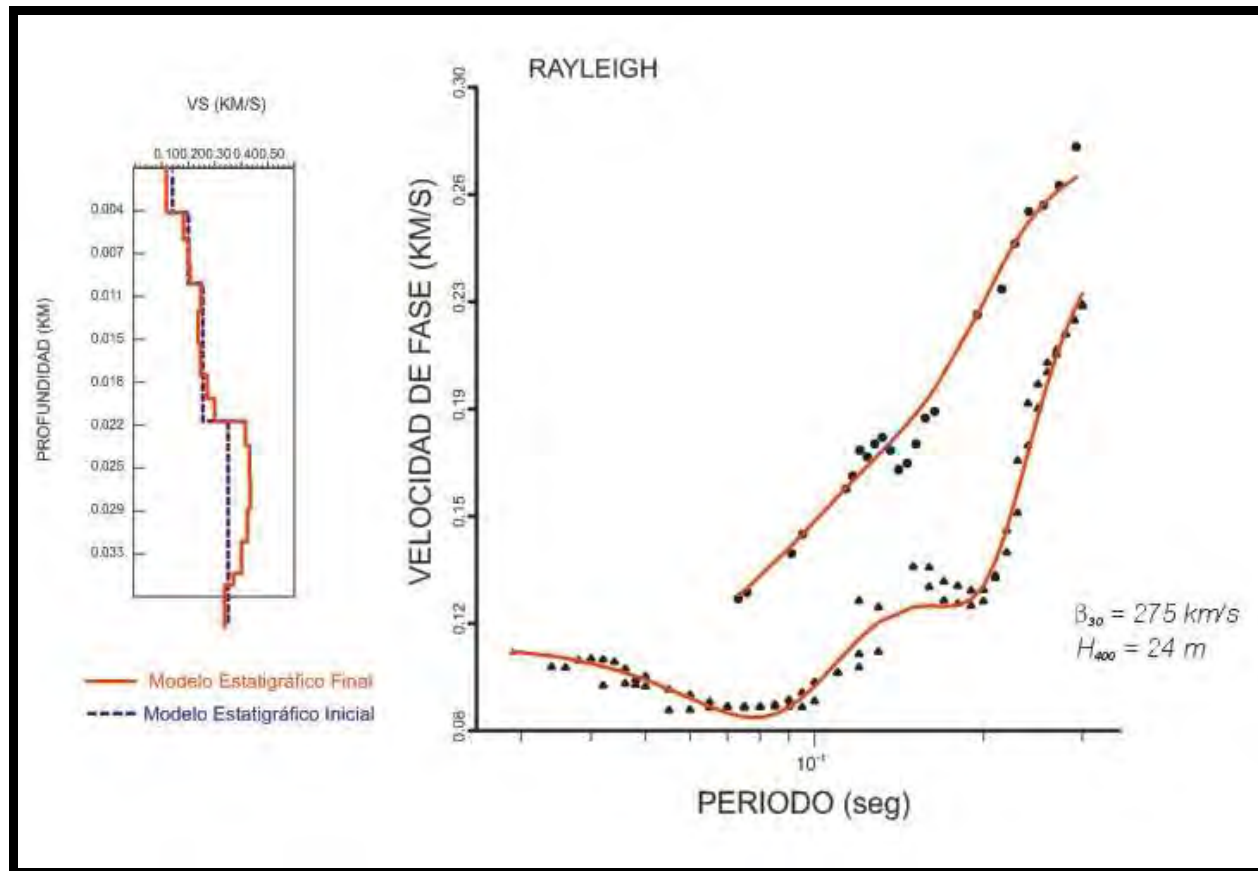


Figura 23f. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio RAY. a la derecha los puntos de dispersión de velocidad de fase (círculos) y de velocidad de grupo (triángulos), con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

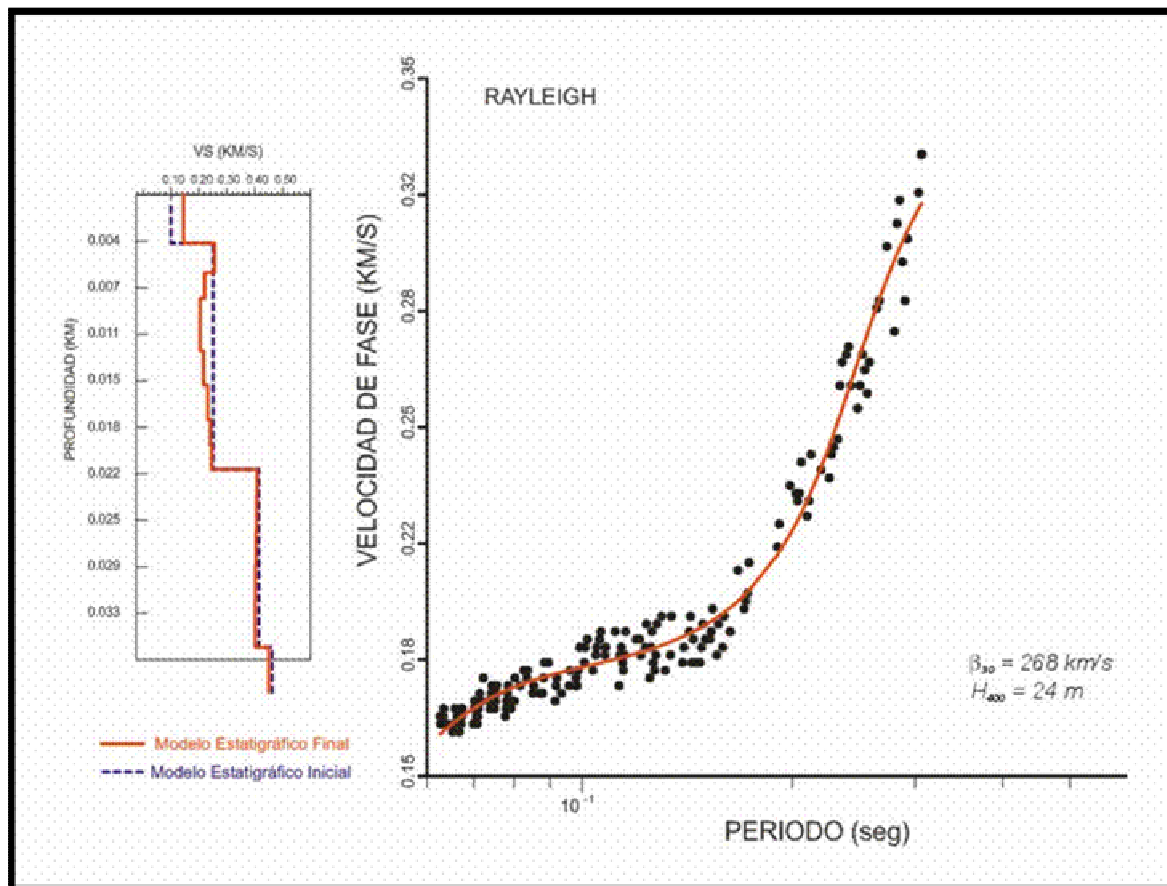


Figura 23g. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio PO2. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

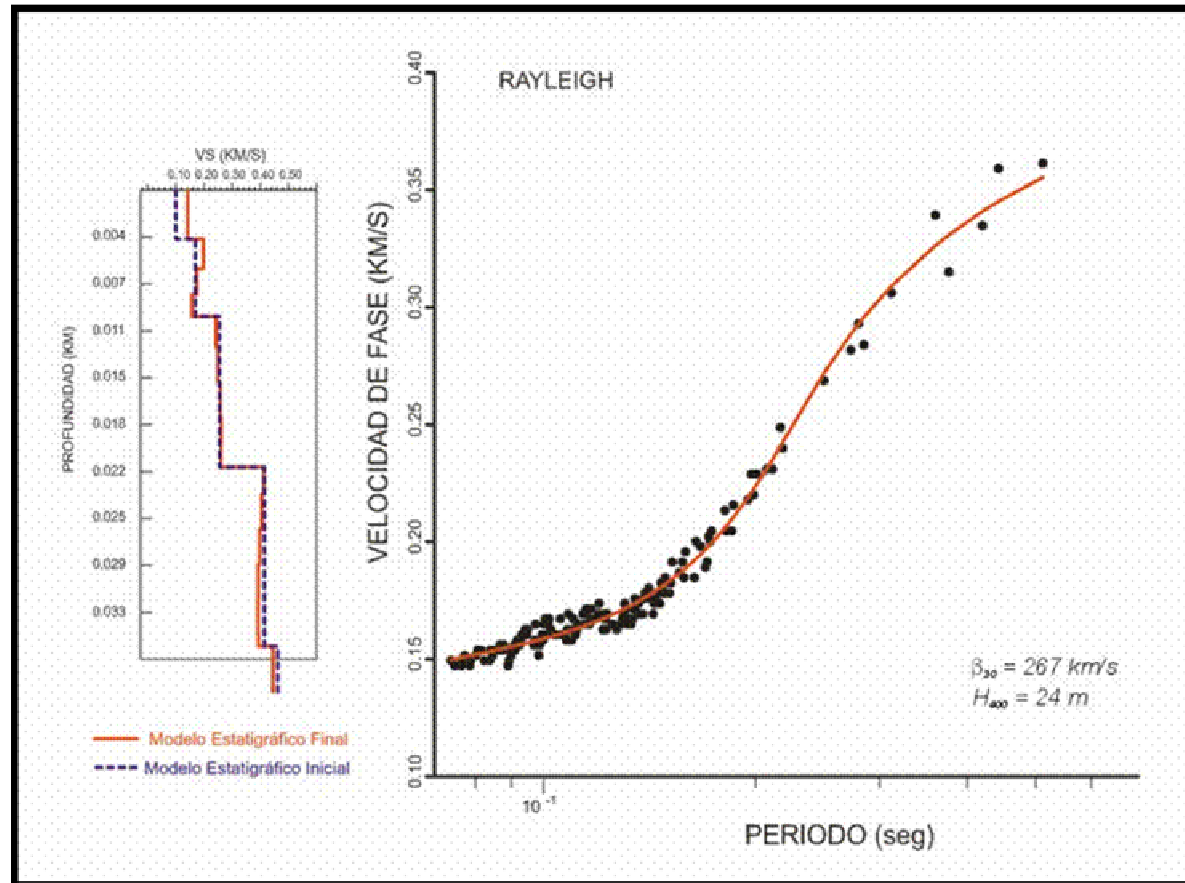


Figura 23h. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio LOZ. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

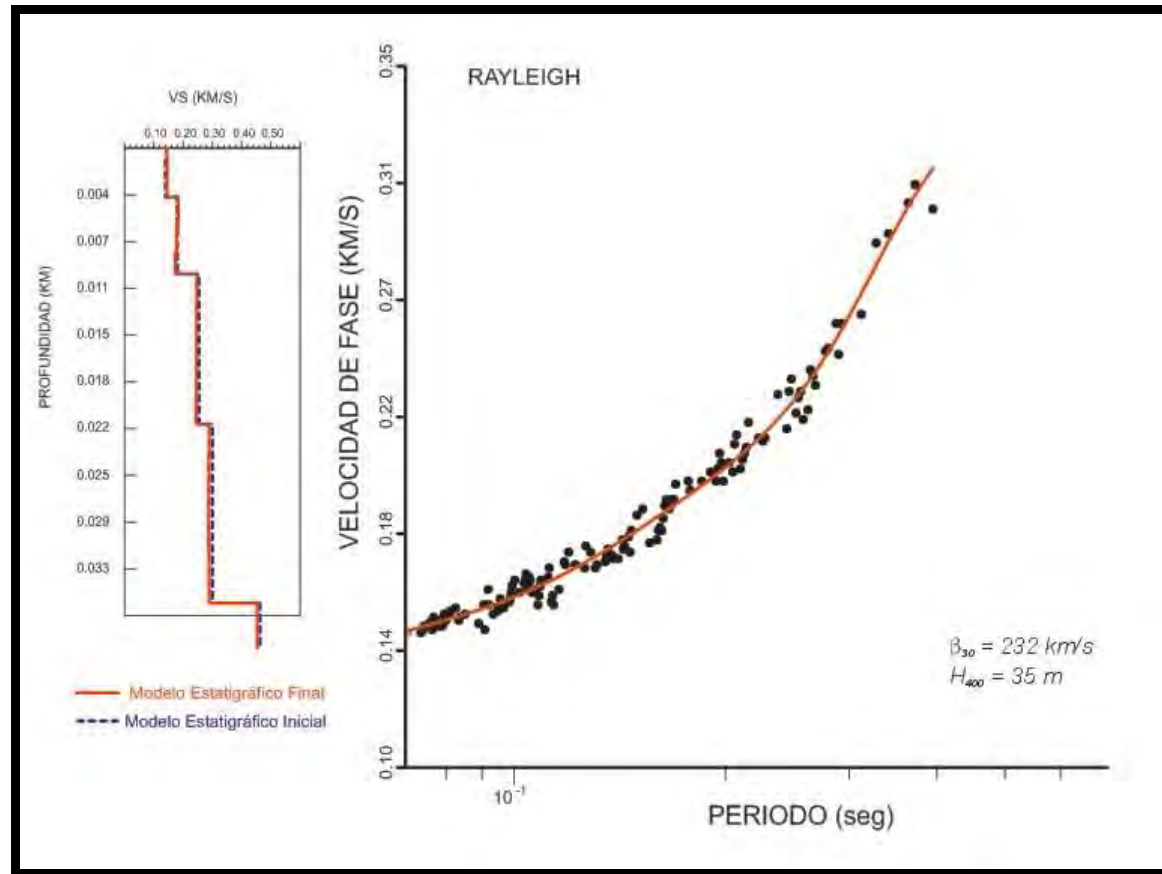


Figura 23i. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio PIC. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

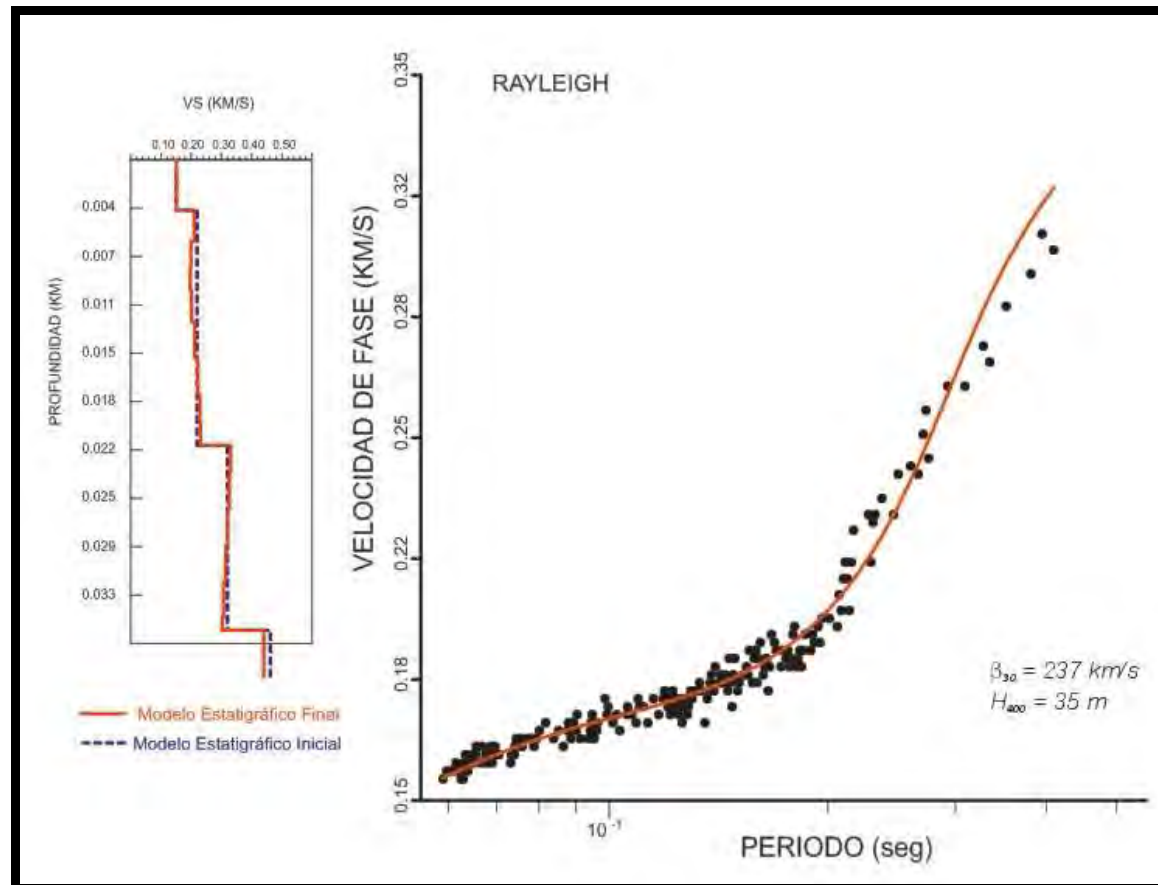


Figura 23j. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio WEL. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

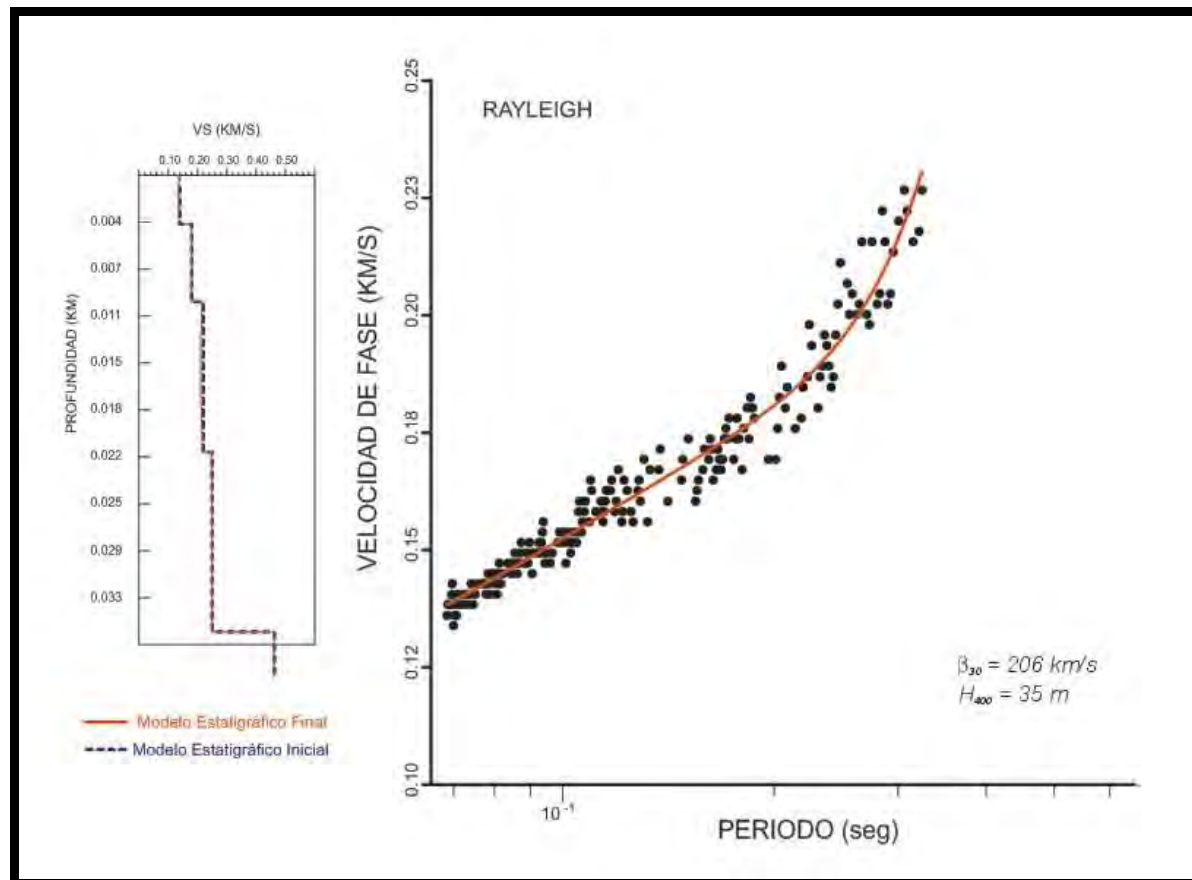


Figura 23k. Resultado del proceso de inversión de las curvas de dispersión de ondas superficiales, en el sitio TER. a la derecha los puntos de dispersión con la curva teórica obtenida del proceso de inversión. A la izquierda se presenta el modelo estratigráfico obtenido (línea roja), así como el modelo de velocidades inicial (línea azul).

- **RED ACELEROMÉTRICA Y FACTORES DE AMPLIFICACIÓN**

Durante el periodo de operación de la red acelerométrica, del 5 de septiembre de 2006 al 15 de julio de 2007, se produjeron una gran cantidad de sismos de magnitudes pequeñas a moderadas en las cercanías de la cd. de Mexicali. Sin embargo, los tipos de datos que incorporamos a la base de datos, para el cálculo de las amplificaciones relativas, deberán satisfacer algunos criterios de elección, a saber:

1. Distancias y acimutes. Los terremotos deben de estar localizados epicentralmente, o al menos, debe de ser posible estimar la distancia epicentral a partir de la diferencia de tiempos de arribo de ondas P y S ( $t_s - t_p$ ). Las distancias epicentrales deben ser mayores a 30 km, de tal manera que la separación entre las estaciones sea mucho menor que la distancia entre ellas y el epicentro, con esa configuración las estaciones sismológicas tienen acimutes hacia el epicentro prácticamente iguales, con lo que se consigue que los efectos del patrón de radiación y de trayectoria de las ondas entre el epicentro y las estaciones sean aproximadamente los mismos, lo cual es aprovechado en nuestros métodos de procesamiento para conseguir eliminar eficientemente aquellos efectos, lo cual ayuda a aislar el efecto de sitio, que es lo que se investiga en este trabajo.
2. Registro simultáneo. Cada terremoto debe estar registrado en al menos dos estaciones sismológicas; esto para calcular los cocientes espectrales que permiten estimar los factores de amplificación relativa. Una de las estaciones registradoras debe de estar situada sobre el tipo de roca elegido como referencia y las otras sobre los tipos de materiales cuya respuesta sísmica interesa conocer.
3. Calidad. La relación señal/ruido debe ser apreciablemente buena, esto es la relación entre las amplitudes correspondientes al movimiento del suelo cuando ocurre un terremoto y las amplitudes del ruido de fondo en el sitio de registro. Asimismo, el paquete de ondas de corte debe ser claramente identificable.

Como resultado de la aplicación de los anteriores criterios, durante el actual periodo de operación de la red, hemos capturado los datos generados por los terremotos consignados en la tabla VI.

Se presenta a continuación un ejemplo de análisis de acelerogramas para estimar los factores de amplificación en la estación DIF, con el empleo de los datos producidos por un terremoto. La figura 24 presenta las gráficas de la aceleración del suelo registrada en la estación de referencia HJA, en tres direcciones perpendiculares entre sí: norte-sur, vertical y este-oeste, inducida por un terremoto. La figura 25 muestra las aceleraciones producidas por el mismo terremoto en la estación DIF, situada sobre suelo sedimentario blando (aluvión). Es evidente la mayor amplitud del movimiento del suelo en el el sitio DIF, respecto al sitio de roca HJA; en los componentes horizontales (los de mayor peligro en la estructuras civiles) se presenta una amplificación relativa entre 11 y 12. Ésto significa que en la superficie con suelo blando del sitio DIF, ese terremoto produjo una aceleración horizontal hasta 12 veces mayor que en roca firme.

Tabla VI. Relación de los terremotos capturados en la Red Acelerométrica de Mexicali, con registros en la estación de referencia (HJA) y en, al menos, una estación de la zona urbana. Un cuadro sombreado significa que existe registro para el terremoto y estación correspondientes.

Sismo	Tiempo de origen						Localización				Prof km	Mag	Estación que lo registró						
	Fecha		Hora (GMT)				Latitud	Longitud					HJA	DIF	PCI	PO1	PO2	PO3	RAY
1	2006	10	22	12	45	38.90	32	11.64	-115	49.44	5.0	3.20							
2	2006	10	28	8	37	35.90	32	28.08	-115	49.50	3.1	2.90							
3	2006	10	30	22	16	57.70	32	29.04	-115	47.16	5.7	2.80							
4	2006	11	3	14	50	19.20	32	47.82	-115	28.68	6.0	2.50							
5	2006	11	3	15	56	43.50	32	42.84	-116	3.30	2.1	4.60							
6	2006	11	3	16	12	13.50	32	43.26	-116	2.94	2.1	3.60							
7	2006	11	13	3	21	42.10	32	11.70	-115	49.02	5.0	3.00							
8	2006	11	14	13	32	15.10	32	42.48	-116	2.10	1.7	3.80							
9	2006	11	28	21	31	31.56	32	42.30	-115	33.12	7.1	1.89							
10	2006	11	29	12	17	35.90	32	49.50	-115	57.48	3.0	3.80							
11	2006	11	29	21	10	55.80	32	50.34	-115	58.02	2.0	4.10							
12	2006	11	29	21	12	53.00	32	49.38	-115	56.28	1.0	3.60							
13	2006	11	29	21	26	17.70	32	50.10	-115	57.72	1.0	3.20							
14	2006	11	29	22	15	39.40	32	49.74	-115	57.84	1.0	3.90							
15	2006	12	5	19	40	26.20	32	49.86	-115	57.72	1.0	3.10							
16	2006	12	7	4	9	20.05	32	49.26	-116	5.94	11.3	2.49							
17	2006	12	8	22	46	10.80	31	47.46	-116	16.44	5.0	4.40							
18	2007	1	19	5	54	53.00	32	42.90	-115	23.64	14.7	2.24							

Sismo	Tiempo de origen						Localización				Prof km	Mag	Estación que lo registró						
	Fecha		Hora (GMT)				Latitud		Longitud				HJA	DIF	PCI	PO1	PO2	PO3	RAY
19	2007	1	20	5	51	16.30	32	11.94	-115	49.44	5.0	2.70							
20	2007	1	26	7	9	46.10	32	43.26	-116	3.36	3.0	2.70							
21	2007	1	26	13	46	8.87	32	41.64	-115	22.56	16.5	1.91							
22	2007	1	30	16	12	52.00	32	26.16	-115	1.44	7.0	4.00							
23	2007	2	2	6	45	24.16	32	44.10	-115	25.98	14.2	2.06							
24	2007	2	2	8	20	51.53	32	29.82	-115	16.44	10.0	2.00							
25	2007	2	5	19	38	23.70	32	42.96	-116	3.72	2.0	2.90							
26	2007	2	8	3	12	4.80	32	42.90	-116	2.94	4.0	3.50							
27	2007	2	8	8	42	9.87	32	36.24	-115	30.24	6.3	1.46							
28	2007	2	9	3	33	44.50	33	12.42	-116	9.12	5.9	4.40							
29	2007	2	14	8	46	6.10	32	32.28	-115	34.50	4.0	2.90							
30	2007	2	14	8	51	14.80	32	37.02	-115	34.80	5.0	3.60							
31	2007	2	14	14	4	7.49	32	32.82	-115	33.36	5.6	1.66							
32	2007	2	14	14	10	7.51	32	32.88	-115	32.94	10.7	1.76							
33	2007	2	15	20	46	0.53													
34	2007	2	15	22	21	36.33													
35	2007	2	17	18	4	59.92	32	38.52	-115	32.88	2.9	1.62							
36	2007	2	18	4	43	9.59													
37	2007	2	18	18	37	14.10	32	35.28	-115	36.00	8.0	2.70							
38	2007	2	23	11	35	52.70	32	13.80	-115	50.76	6.0	2.80							
39	2007	2	28	21	48	52.90	32	40.38	-115	31.50	5.1	1.67							



Sismo	Tiempo de origen						Localización				Prof km	Mag	Estación que lo registró						
	Fecha		Hora (GMT)				Latitud		Longitud				HJA	DIF	PCI	PO1	PO2	PO3	RAY
61	2007	4	29	7	20	12.80	32	41.82	-116	1.74	5.4	3.30							
62	2007	4	29	14	7	19.70	32	41.94	-116	2.58	4.6	2.90							
63	2007	5	4	9	15	45.80	32	11.82	-115	32.16	6.0	2.60							
64	2007	5	5	0	1	43.80	32	5.22	-115	46.14	3.0	4.00							
65	2007	5	5	0	7	10.40	32	4.14	-115	46.26	1.8	2.90							
66	2007	5	7	22	12	58.22	32	22.62	-115	11.70	4.7	2.33							
67	2007	5	9	8	25	44.20	32	23.16	-115	20.22	4.8	3.00							
68	2007	5	9	20	14	5.52	32	4.80	-115	49.86	8.4	2.95							
69	2007	5	10	11	31	23.70	32	35.28	-115	52.02	5.0	2.70							
70	2007	5	11	1	46	54.90	32	5.58	-115	45.06	6.0	3.00							
71	2007	5	13	19	45	56.02													
72	2007	5	17	16	5	50.40	33	11.16	-115	36.48	1.7	3.14							
73	2007	5	19	3	38	8.96	32	34.68	-115	21.30	7.0	1.47							
74	2007	5	20	9	40	43.90	32	58.68	-115	54.42	2.6	3.70							
75	2007	5	22	5	7	57.10	32	13.98	-115	45.78	5.0	2.80							
76	2007	5	23	9	20	38.70	32	41.04	-115	40.38	4.1	2.00							
77	2007	5	24	11	47	12.60	32	42.30	-115	56.88	3.9	2.60							
78	2007	5	24	14	51	27.40	32	46.44	-115	26.70	15.9	2.50							
79	2007	5	25	11	35	29.70	32	42.84	-116	3.96	3.2	3.30							

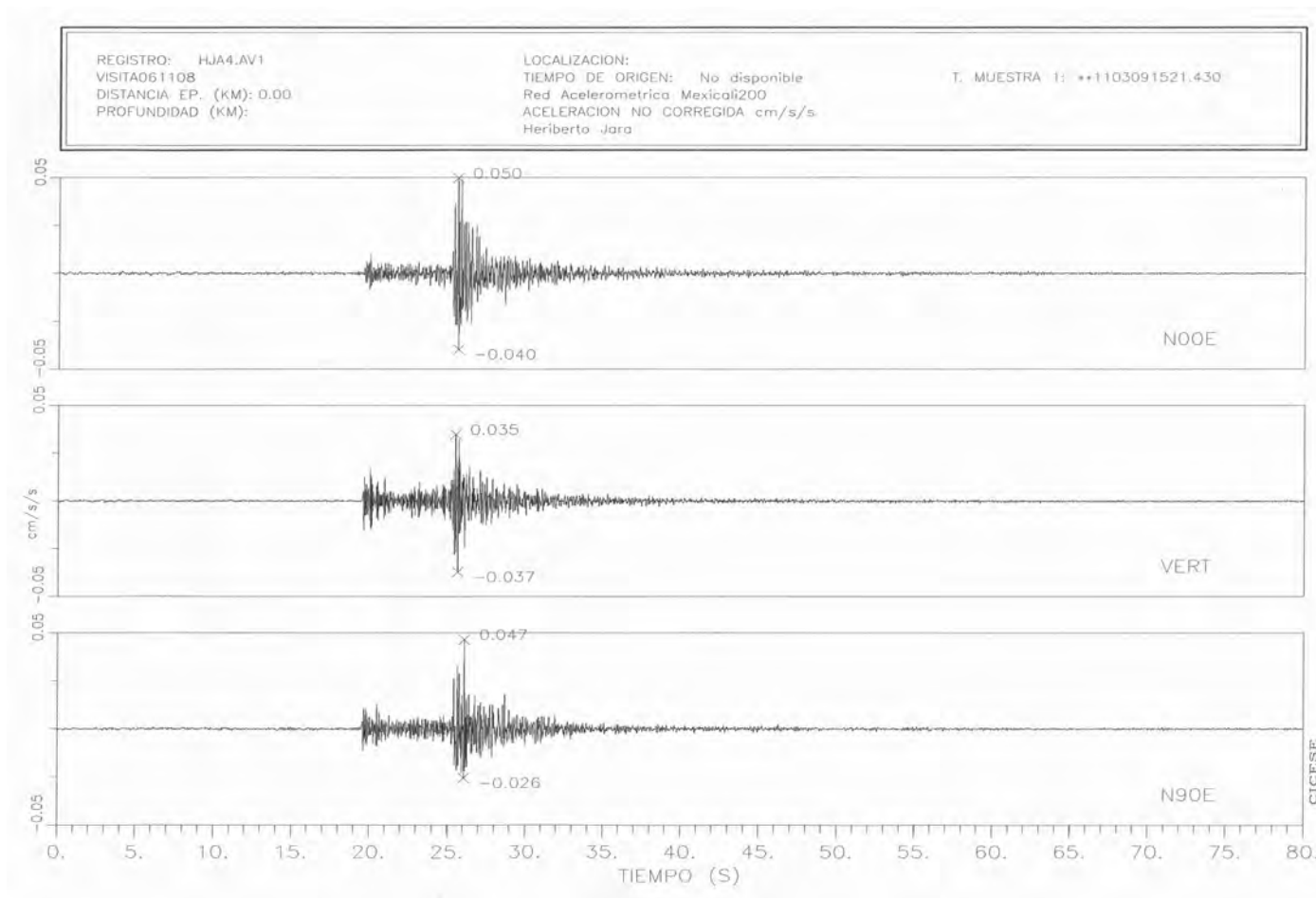


Figura 24. Acelerogramas (cm/s<sup>2</sup>) registrados en la estación de referencia HJA, en tres direcciones mutuamente perpendiculares: norte-sur, vertical y este-oeste.

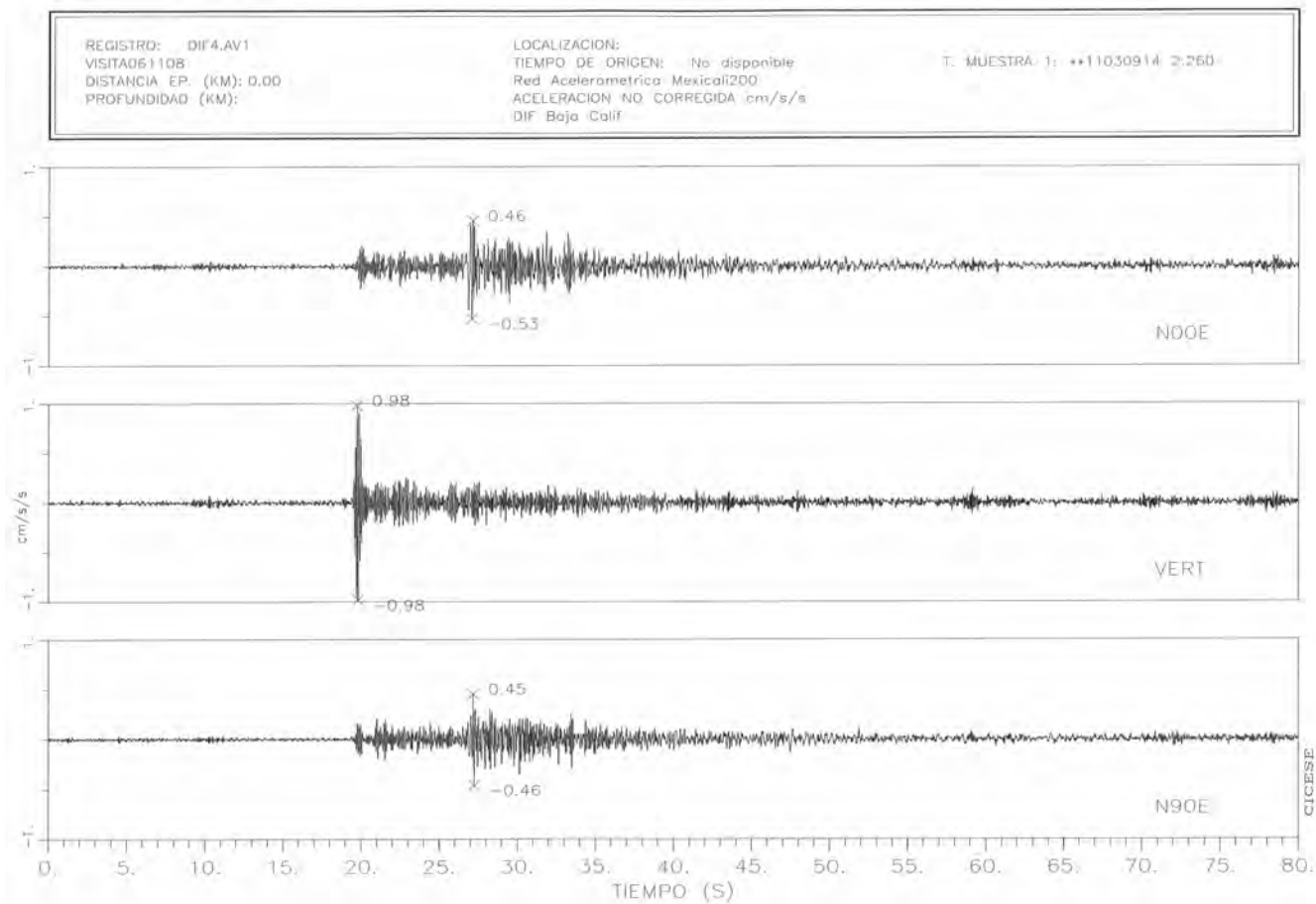


Figura 25. Acelerogramas (cm/s<sup>2</sup>) registrados en la estación DIF, en tres direcciones mutuamente perpendiculares: norte-sur, vertical y este-oeste.

En el dominio de la frecuencia, la figura 26 presenta el cociente espectral (ecuación 9) de los espectros de Fourier de los registros horizontales de aceleración para un terremoto registrado en la estación PO3. Nótese que prácticamente todas las frecuencias son amplificadas en este sitio respecto a la roca HJA, con factores cercanos a 15 en la banda de periodos de 0.2 a 0.5 segundos.

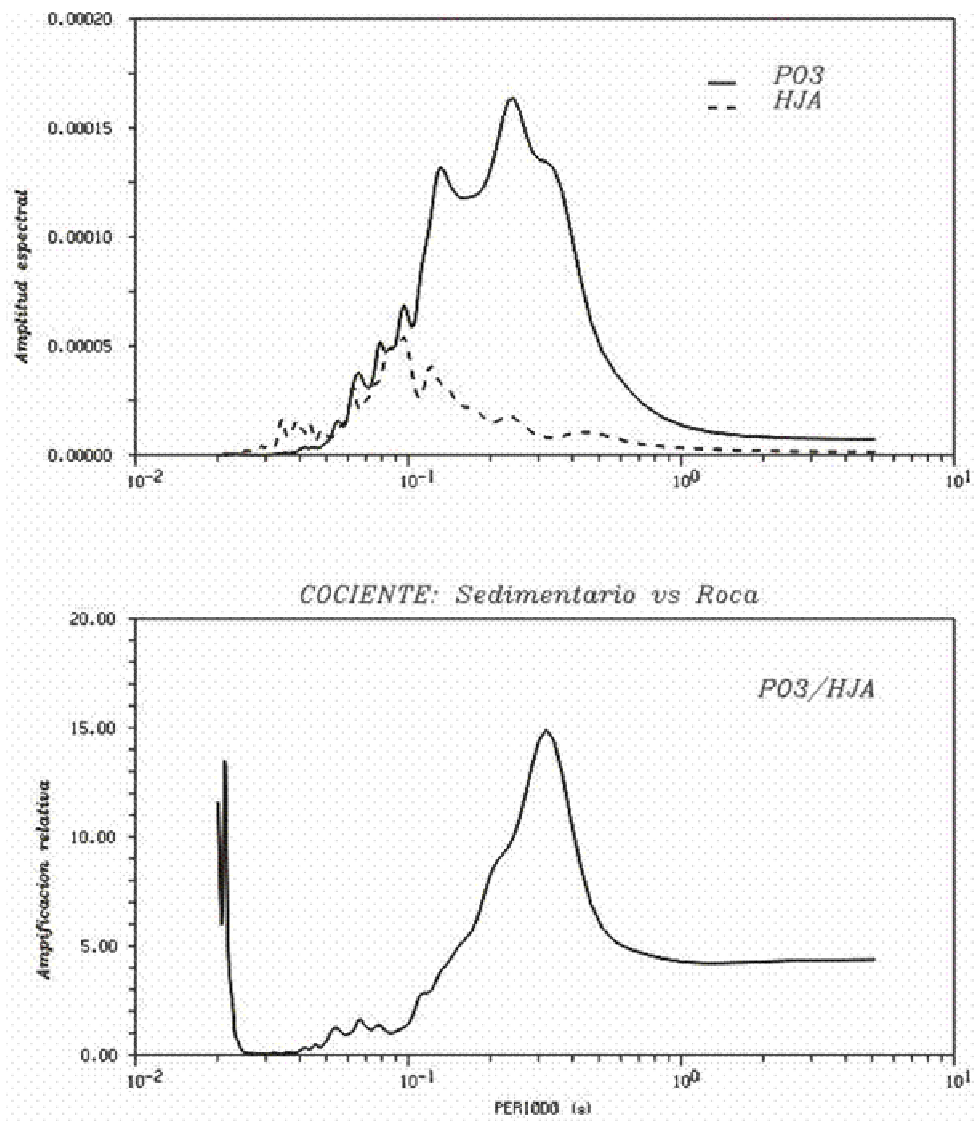


Figura 26. Cocientes espectrales, correspondientes a los componentes norte-sur y este-oeste, en las estaciones HJA (referencia) y PO3, calculados mediante la ecuación 9.

Por supuesto, se requiere hacer una estimación estadísticamente más representativa de esta amplificación, por lo que este mismo procedimiento se aplicó sobre todos los terremotos registrados en cada estación de la RAM, de acuerdo a la ecuación 10. Las curvas de los cocientes espectrales de cada sitio de estudio ( $A_{ij}$ ), son las descripciones de los factores de amplificación del movimiento del suelo, respecto a los sitios de referencia (roca sana), en función de la frecuencia. Desde el punto de vista del peligro sísmico para las estructuras civiles, es importante establecer las bandas de frecuencia dentro de las cuales se presentan las mayores amplificaciones del movimiento del suelo inducido por terremotos, así como los valores máximos de los coeficientes de amplificación de ese movimiento. La función de amplificación relativa ( $A_{ij}$ ) es una medida del llamado efecto de sitio, y por tanto, es una característica propia del punto de la superficie sobre el cual se calculó. Esto último es posible ya que la estación de referencia que se empleó no posee efecto de sitio propio (en cuanto a amplificación), de tal manera que al realizar el cociente (sitio  $i$  / referencia  $j$ ) son efectivamente eliminados los efectos de fuente y trayectoria del espectro en el punto  $i$ , y sólo queda aislado el efecto de sitio.

Las figuras 27a,b,c presentan las funciones de amplificación, en el dominio de la frecuencia, para las siete estaciones localizadas sobre suelos sedimentarios sueltos, dentro de la ciudad de Mexicali. Cada una de esas funciones se obtuvo como el promedio de los dos componentes horizontales y todos los terremotos registrados

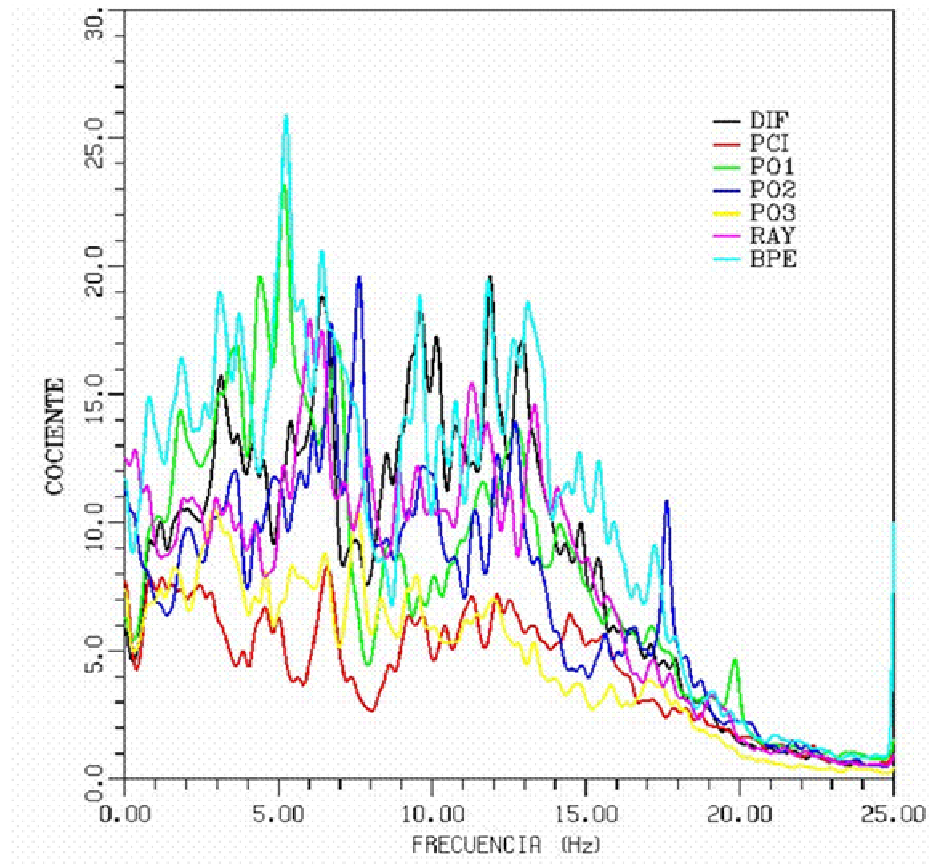


Figura 27a. Funciones de amplificación relativa, para las estaciones acelerométricas de la RAM, ubicadas sobre suelo sedimentario suelto, en la cd. de Mexicali.

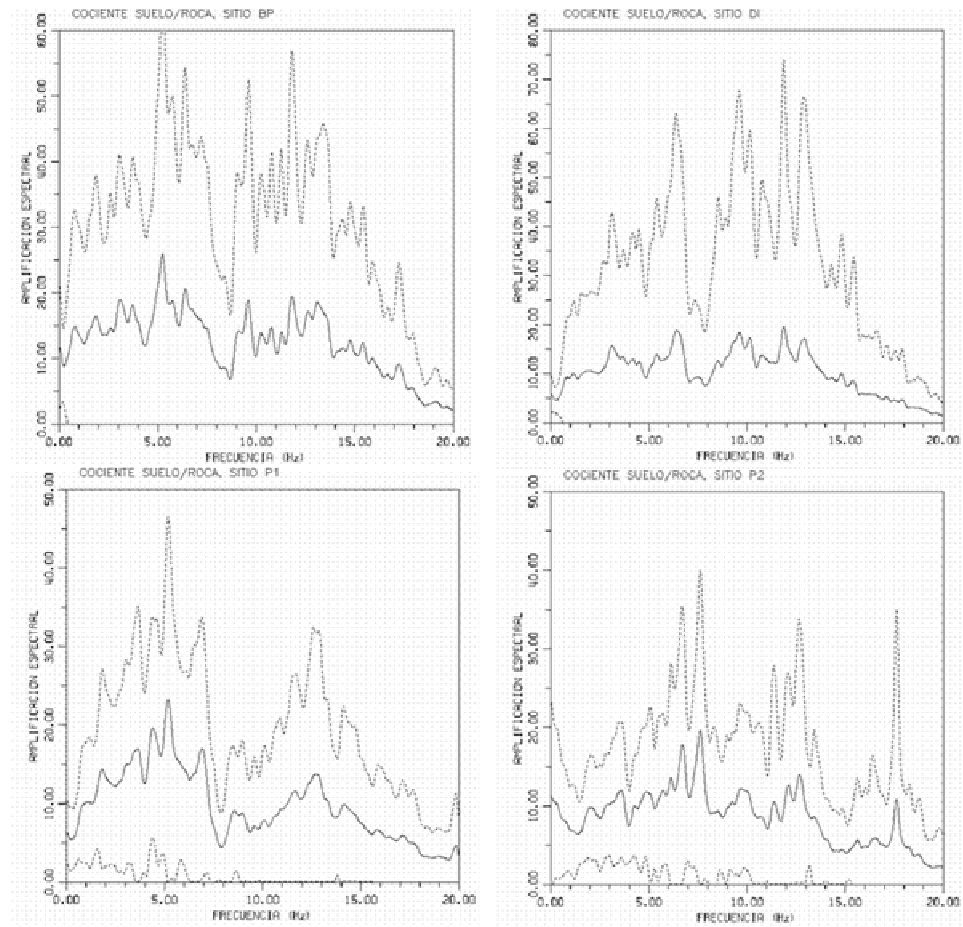


Figura 27b. Promedios de los cocientes espectrales suelo/roca, para las estaciones BEP, DIF, PO1 y PO2, de la red acelerométrica de Mexicali. La línea continúa es el promedio y las interrumpidas indican una desviación estándar arriba y debajo de la media.

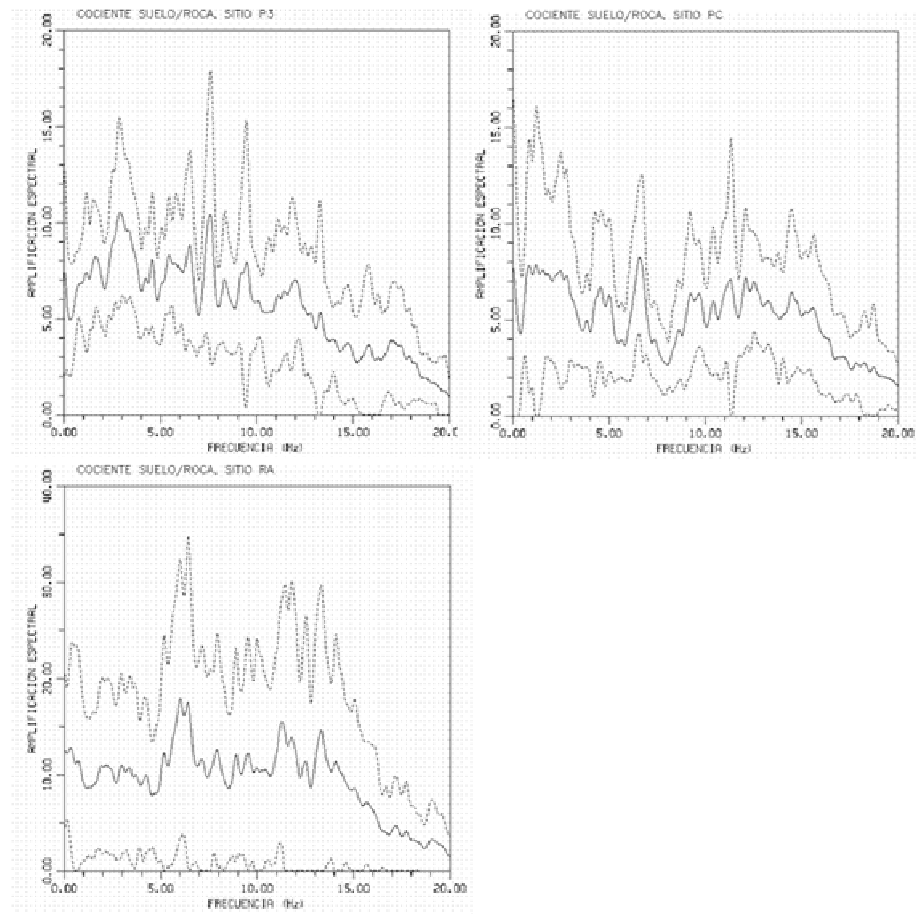


Figura 27c. Promedios de los cocientes espectrales suelo/roca, para las estaciones PO3, PCI y RAY, de la red acelerométrica de Mexicali. La línea continúa es el promedio y las interrumpidas indican una desviación estándar arriba y debajo de la media.

Las figuras 28 y 29 ilustran los efectos de la amplificación relativa dentro de la zona urbana de Mexicali; allí aparecen los acelerogramas registrados en las estaciones de la red acelerométrica de Mexicali, graficados a la misma escala para mostrar las amplitudes amplificadas respecto a la estación en roca (HJA). Nótese que en todas zonas de la ciudad se presentan amplificaciones del movimiento producido por los dos terremotos.

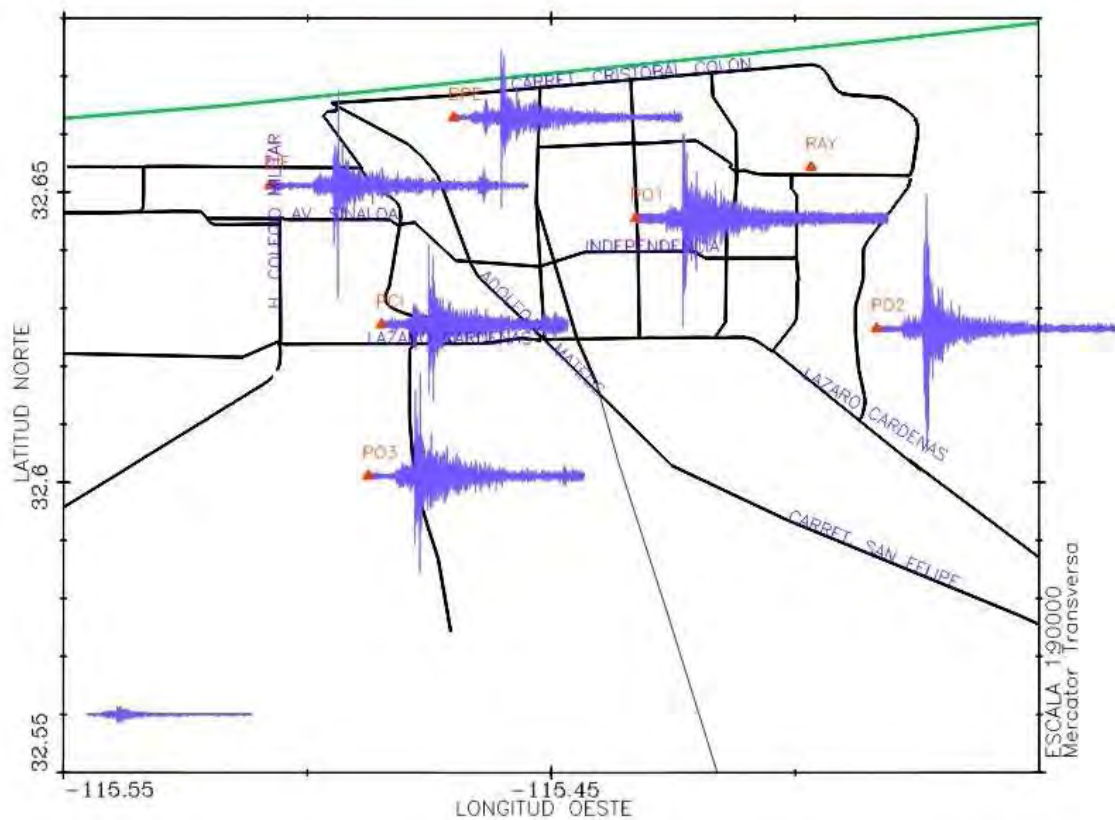


Figura 28. Ilustración del efecto de amplificación relativa del movimiento inducido por un terremoto, respecto a roca, para diferentes zonas de la ciudad de Mexicali. Los gráficos tienen la misma escala. La traza dibujada en la esquina inferior izquierda corresponde a la estación en roca (HJA), situada fuera del mapa.

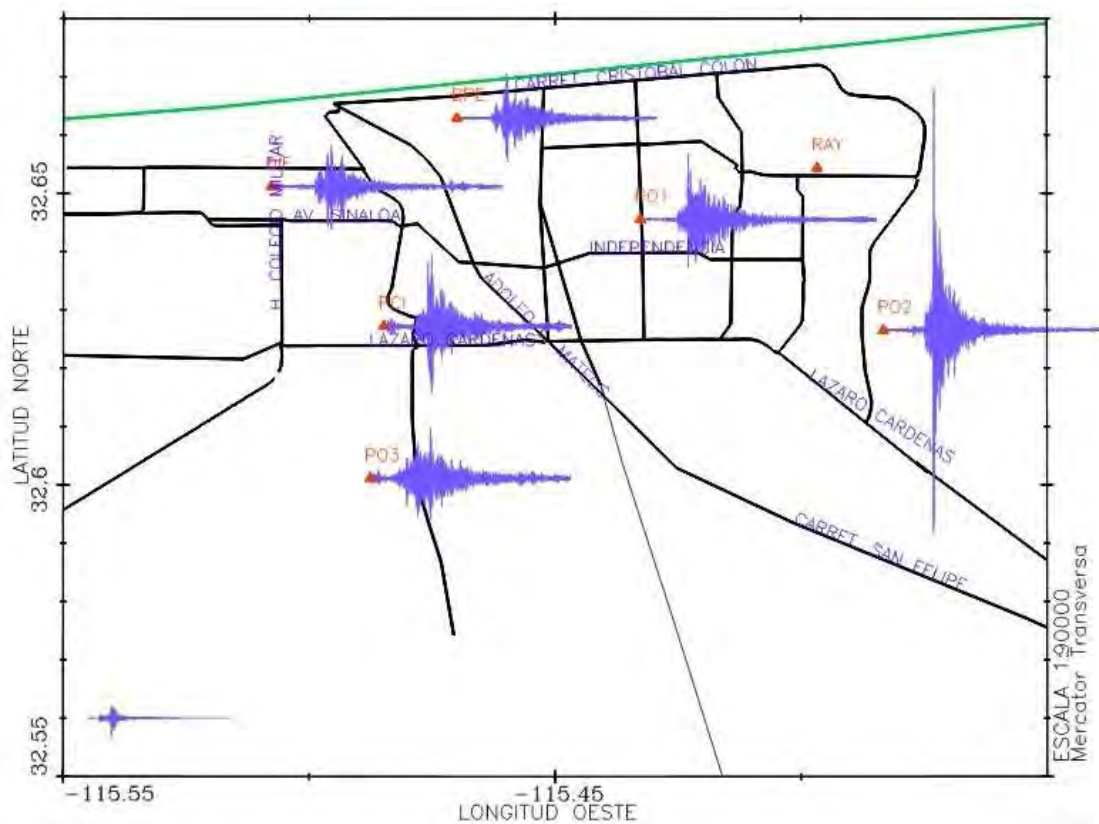


Figura 29. Ilustración del efecto de amplificación relativa del movimiento inducido por un terremoto, respecto a roca, para diferentes zonas de la ciudad de Mexicali. Los gráficos tienen la misma escala. La traza dibujada en la esquina inferior izquierda corresponde a la estación en roca (HJA), situada fuera del mapa.

La base de datos de acelerogramas proporcionado por la red acelerométrica permite obtener espectros de respuesta (ER) en cada sitio de la red, que son estadísticamente representativos de la forma espectral patrón, ya que son obtenidos como el promedio de muchos acelerogramas, producidos por diversos terremotos. En cada sitio de la red calculamos todos los ER a partir de los acelerogramas escalados a la aceleración máxima correspondiente a la ubicación del sitio en el mapa de la figura 33 y luego obtenemos un ER promedio para cada sitio. La figura 30 muestra los ER de aceleración absoluta de las 8 estaciones de la RAM. Estos espectros pueden interpretarse como

aquellos esperados de observarse durante la ocurrencia del terremoto propuesto en los mapas predictivos, falla Imperial, M=6.5.

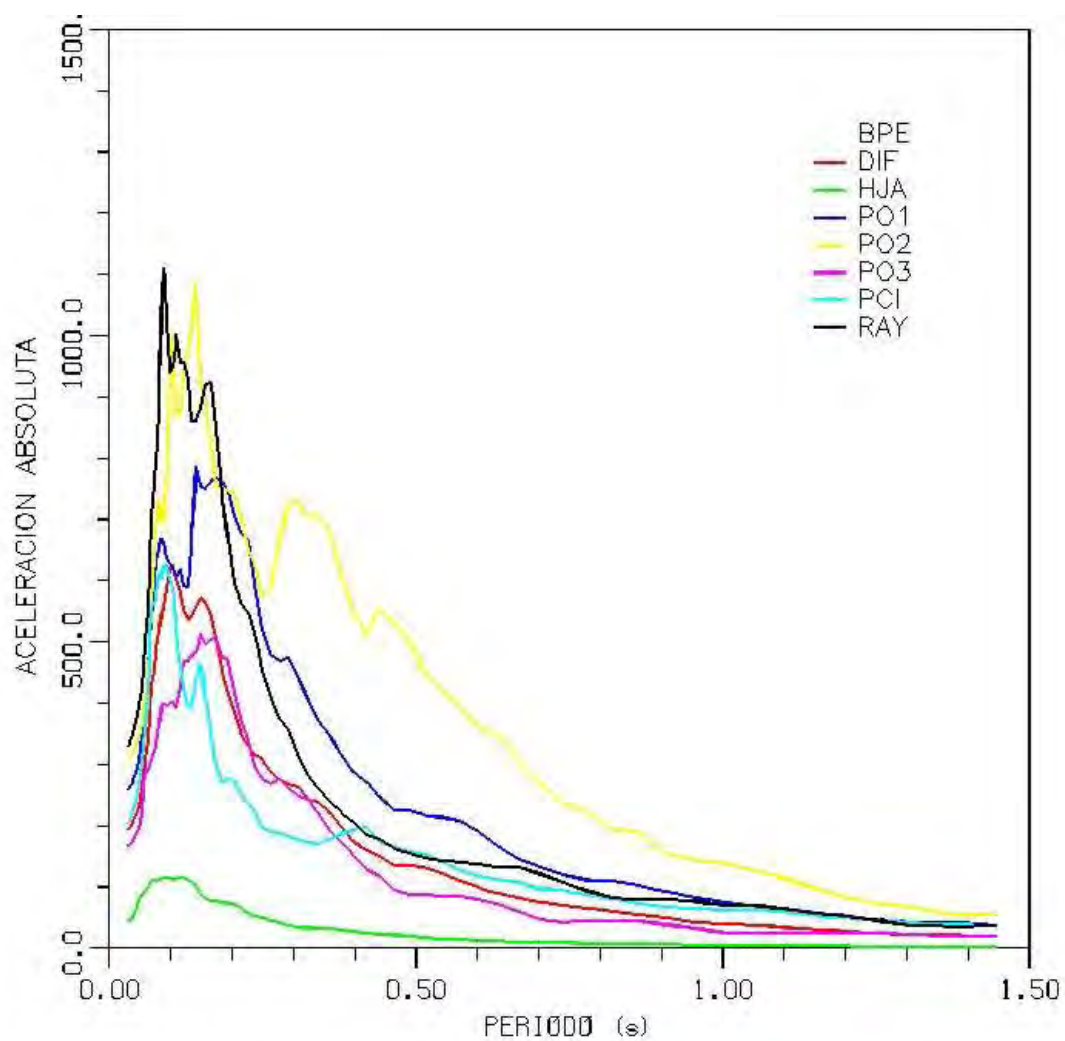


Figura 30a. Espectros de respuesta escalados en amplitud para reproducir el efecto esperado por el terremoto de M=6.5 en la falla Imperial. Las formas espectrales fueron obtenidas como el promedio de los ER calculados con los acelerogramas de todos los terremotos capturados en cada estación de la red acelerométrica de Mexicali. HJA es la estación sobre roca firme.

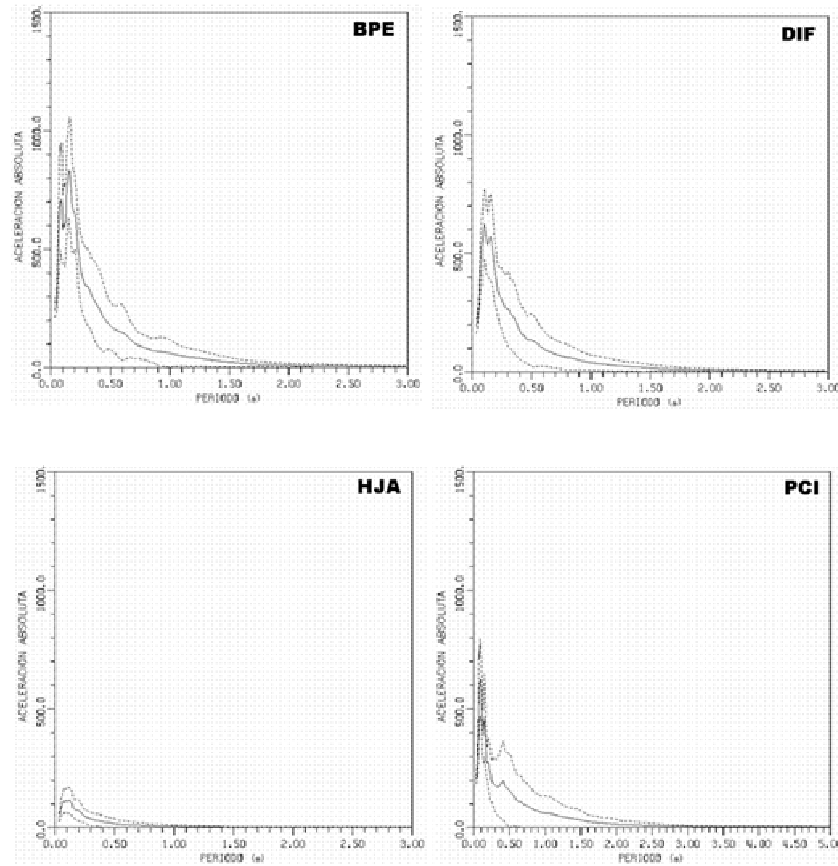


Figura 3ob. Espectros de respuesta escalados en amplitud para reproducir el efecto esperado por el terremoto de  $M=6.5$  en la falla Imperial. Las formas espectrales fueron obtenidas como el promedio de los ER calculados con los acelerogramas de todos los terremotos capturados en cada estación de la red acelerométrica de Mexicali. HJA es la estación sobre roca firme. La línea continua es el promedio, las discontinuas marcan una desviación estándar arriba y debajo de la media.

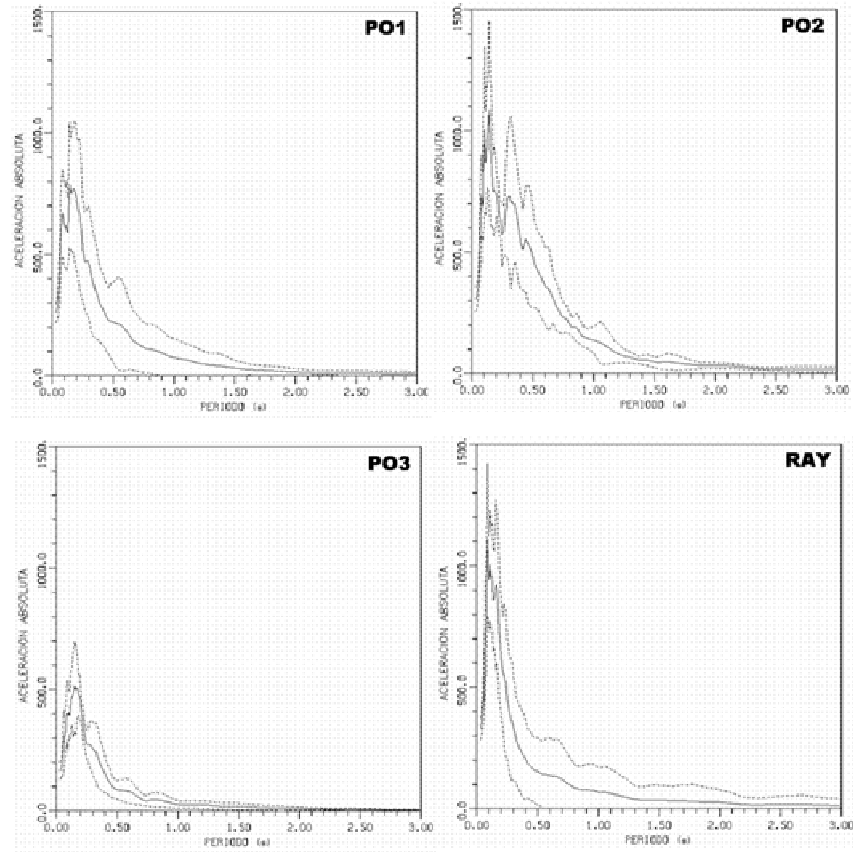


Figura 30c. Espectros de respuesta escalados en amplitud para reproducir el efecto esperado por el terremoto de  $M=6.5$  en la falla Imperial. Las formas espectrales fueron obtenidas como el promedio de los ER calculados con los acelerogramas de todos los terremotos capturados en cada estación de la red acelerométrica de Mexicali. La línea continua es el promedio, las discontinúas marcan una desviación estándar arriba y debajo de la media.

- **MAPAS PREDICTIVOS**

El método ecuaciones predictivas para la elaboración de mapas de microzonación de la respuesta sísmica esperada, se basa en la simulación del efecto del rompimiento propuesto para una falla. La elección de las fuentes sismogénicas capaces de generar los terremotos más probables de ocurrir y afectar a la cd. de Mexicali, se basó en los siguientes criterios:

- Fallas que por su cercanía a la región de estudio sean capaces de generar movimientos fuertes.
- Fallas que por sus dimensiones y razón de desplazamiento sean capaces de producir terremotos de magnitud mayor de 5.
- Fallas que presenten evidencias de actividad durante el Holoceno.
- Fallas que produzcan el mayor daño en los sitios de mayor interés (concentraciones de población, vías de comunicación, centros industriales y de comercio y estructuras críticas y estratégicas) dentro de la zona de estudio.

Varios autores han compilado y analizado la sismicidad asociada a la región de los valles Imperial y de Mexicali (Balderman et al., 1978; Agnew et al., 1979; Teppozada et al., 1981; Anderson y Bobin, 1987). Allen (1968) sugiere que los terremotos moderado a fuertes (M 6 a 7) que han ocurrido en el pasado histórico pueden representar un patrón pasado y futuro.

Anderson y Bodin (1987) identifican dos fallas que presentan un comportamiento aceptablemente recurrente: la porción norte de Imperial, desde la cercanía de Mexicali, Baja California, hasta Brawley, California, y la porción norte de Cerro Prieto, desde el volcán Cerro Prieto hasta Riito. La figura 31 presenta un diagrama de recurrencia para este par de fallas (modificada de Anderson y Bodin, 1987); allí se aprecia una significativa regularidad en la regularidad de ocurrencia de sismos fuertes. En particular, la falla Imperial norte ha generado sismos en 1875, 1940 y 1979, y si el comportamiento de la figura 31 se mantiene, se esperaría un sismo fuerte entre los años 2010 y 2050. En la falla Cerro Prieto norte se esperaría un sismo a partir del año 2020.

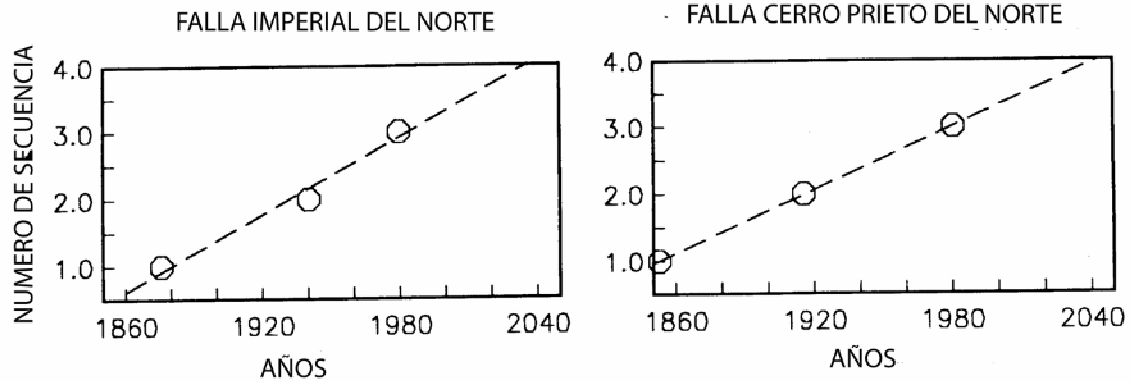


Figura 31. Diagramas de la posible recurrencia de sismos moderados y fuertes, en las fallas Imperial norte (a la izquierda) y Cerro Prieto norte (derecha). Modificada de Anderson y Bodin, 1987. Los círculos indican la posición en tiempo de terremotos ocurridos en esas fallas.

En este trabajo se propone el rompimiento de la porción norte de la falla Imperial, como la fuente más peligrosa. En la tabla VII se resumen los parámetros propuestos para el rompimiento de esta falla. La magnitud del terremoto propuesto en Imperial norte fue calculada mediante la relación de Anderson y Luco (1983):

$$L = \left[ \frac{10^c}{\mu \gamma \omega} \right]^{1/2} 10^{\frac{Md}{2}} \quad (14)$$

donde

$c=16.0$ ,  $d=1.5$  (Hank y Kanamori, 1979)

$\omega=10.0$  km,  $\mu=3 \times 10^{11}$  dinas-cm<sup>2</sup> (Anderson y Bodin, 1987)

$\gamma=1.25 \times 10^{-5}$  (Scholz, 1982)

L= longitud de ruptura, en km

M= magnitud de momento

La figura 32 muestra la gráfica de la ecuación 14 y las longitudes de ruptura para algunos terremotos de la región de estudio.

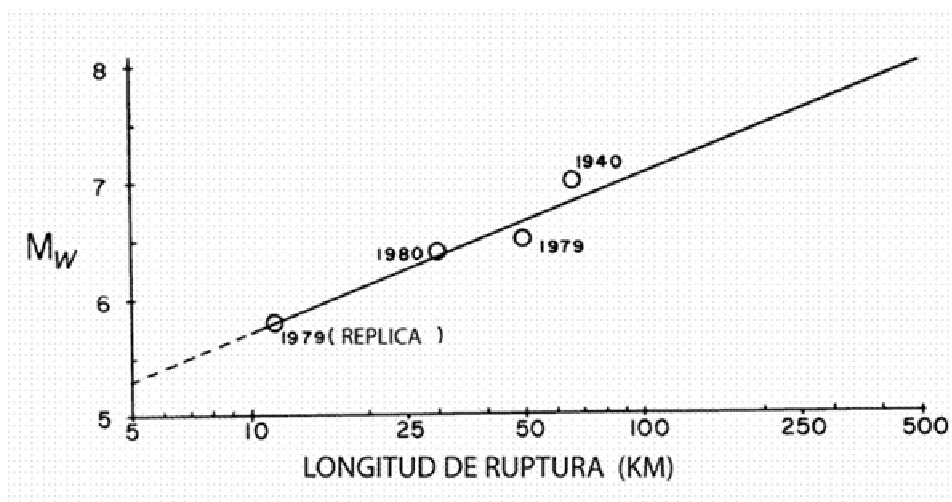


Figura 32. Gráfica de la relación magnitud-longitud de ruptura de Anderson y Luco (1983), ecuación 14, y la posición de sismos moderados y fuertes en la región de estudio respecto a esa ecuación. Modificada de Anderson y Bodin, 1987.

El extremo norte de la falla Cerro Prieto, desde el volcán Cerro Prieto hasta Riito, es otra zona sismogénica que podría representar un riesgo considerable para la región, sus parámetros se resumen en la Tabla VII (referencias), como una propuesta para futuros trabajos.

También existen otras fallas cercanas, ubicadas al suroeste de la región, entre las que se cuentan las de Laguna Salada, Cucapá y Vallecitos, para las cuales no existen estudios a detalle en lo que respecta a longitudes esperadas de rompimiento, cantidad de desplazamiento y máximas magnitudes esperables, por lo que su consideración en estudios de este tipo no es posible actualmente.

Tabla VII. Fallas con elevada probabilidad de rompimiento, dentro del marco tectónico de la región de estudio (Anderson y Bodin, 1987).

<i>Falla</i>	<i>Tipo de falla</i>	<i>Longitud estimada (km)</i>	<i>Ancho (km)</i>	<i>Magnitud máxima esperada</i>
<b><i>Imperial</i></b>	desplazamiento lateral derecho	42	10	6.5
<b><i>Cerro Prieto</i></b>	desplazamiento lateral derecho	30	10	6.3

Se presentan dos conjuntos de mapas predictivos, cada uno consta de la microzonación de la aceleración horizontal máxima esperada, la velocidad horizontal máxima y la intensidad de Mercalli modificada. El primer conjunto (figuras 33, 34 y 35) corresponde al caso en que no se incluye el efecto de sitio en las ecuaciones predictivas, y se incluye como referencia para compararlo con el segundo conjunto (figuras 36, 37 y 38), el cual si incluye el efecto de sitio por medio de  $\beta_{30}$ .

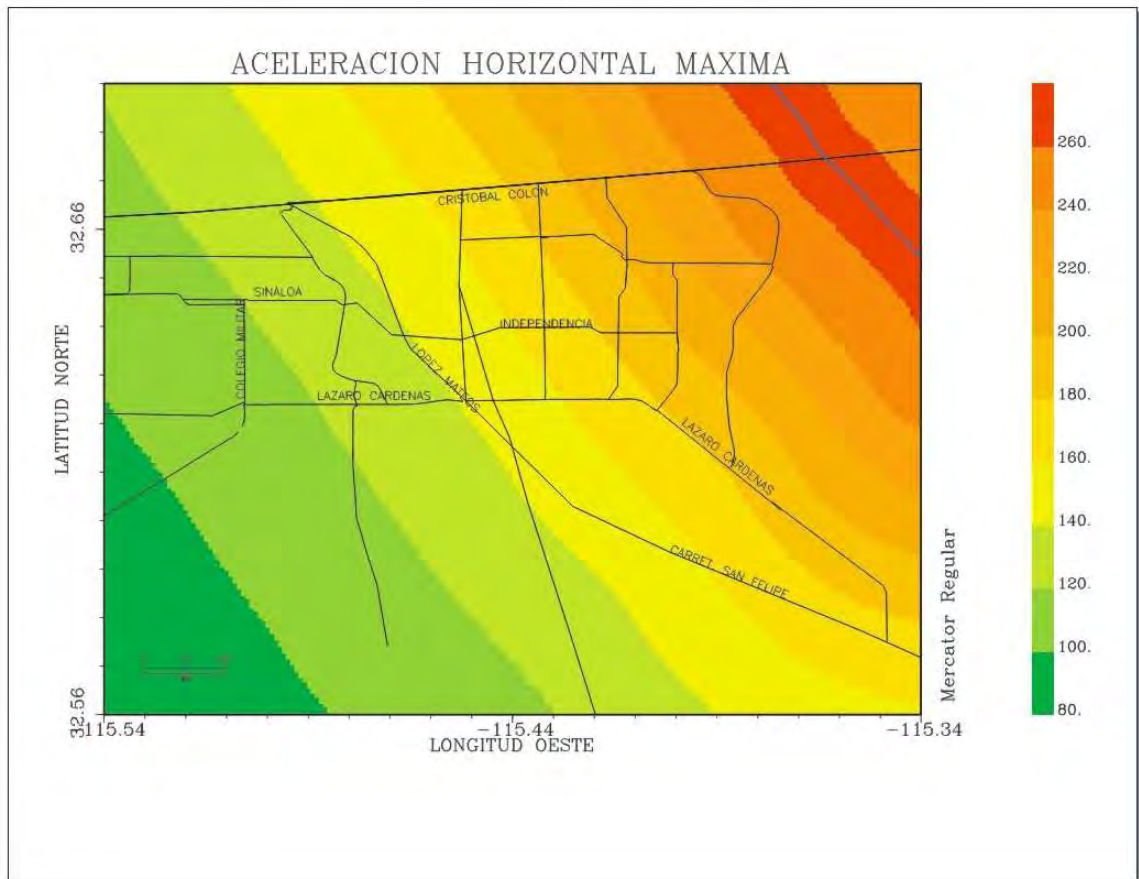


Figura 33. Mapa predictivo, con la microzonación de la aceleración horizontal máxima esperada para el rompimiento del segmento norte de la falla Imperial,  $M=6.5$ . No incluye el efecto de sitio.

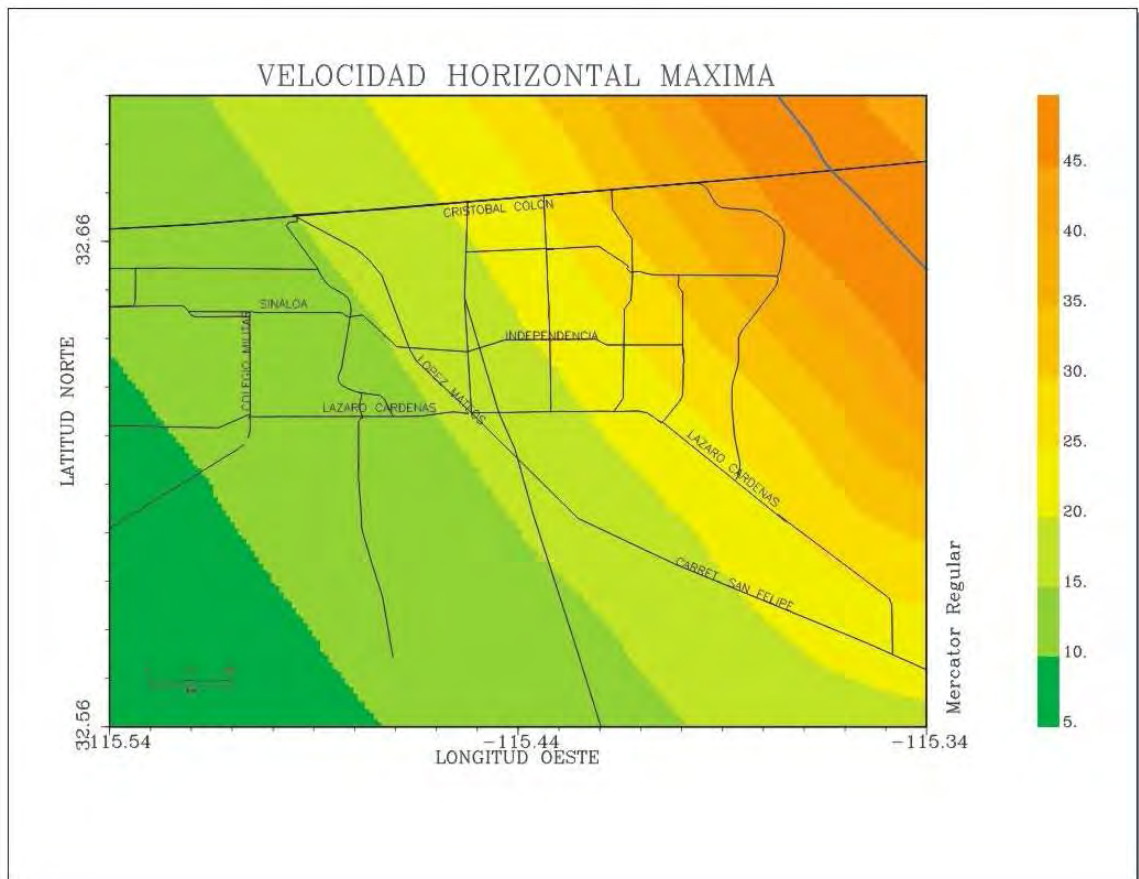


Figura 34. Mapa predictivo, con la microzonación de la velocidad horizontal máxima esperada para el rompimiento del segmento norte de la falla Imperial,  $M=6.5$ . No incluye el efecto de sitio.

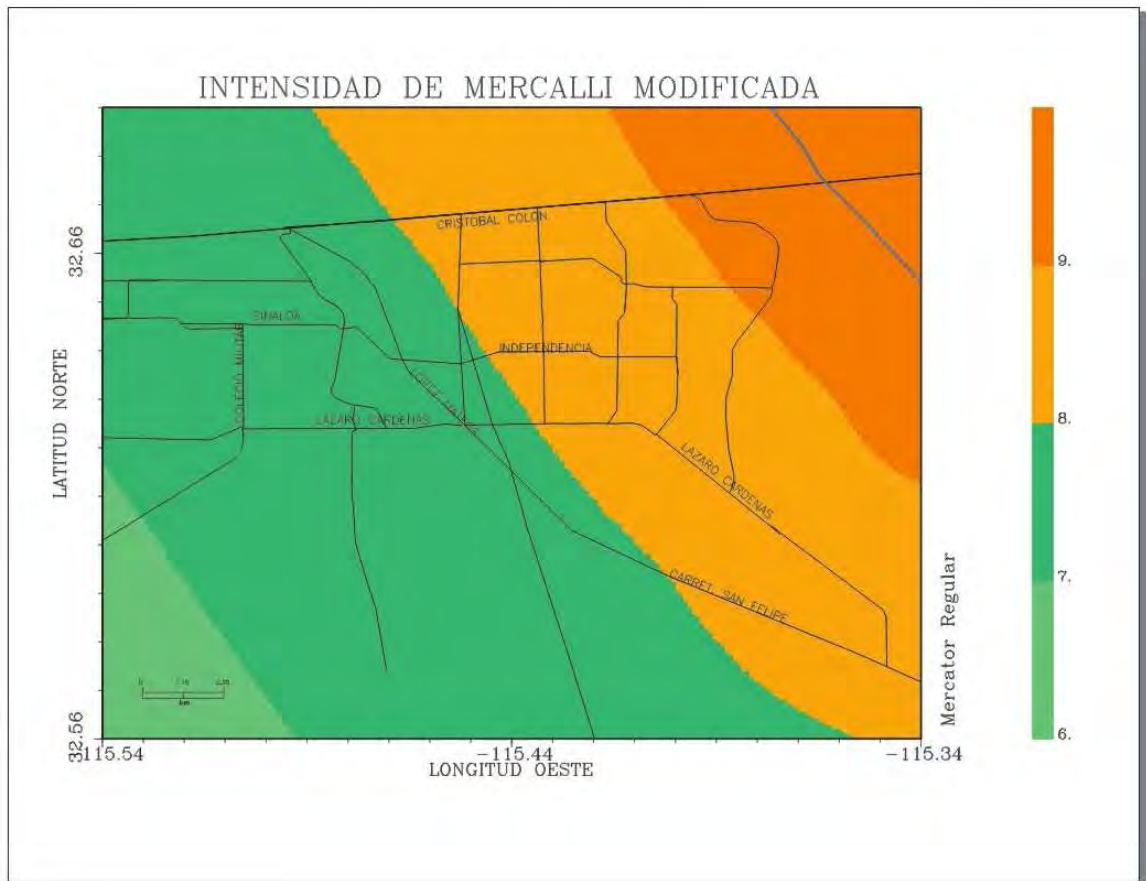


Figura 35. Mapa predictivo, con la microzonación de la intensidad de Mercalli modificada, esperada para el rompimiento del segmento norte de la falla Imperial,  $M=6.5$ . No incluye el efecto de sitio.

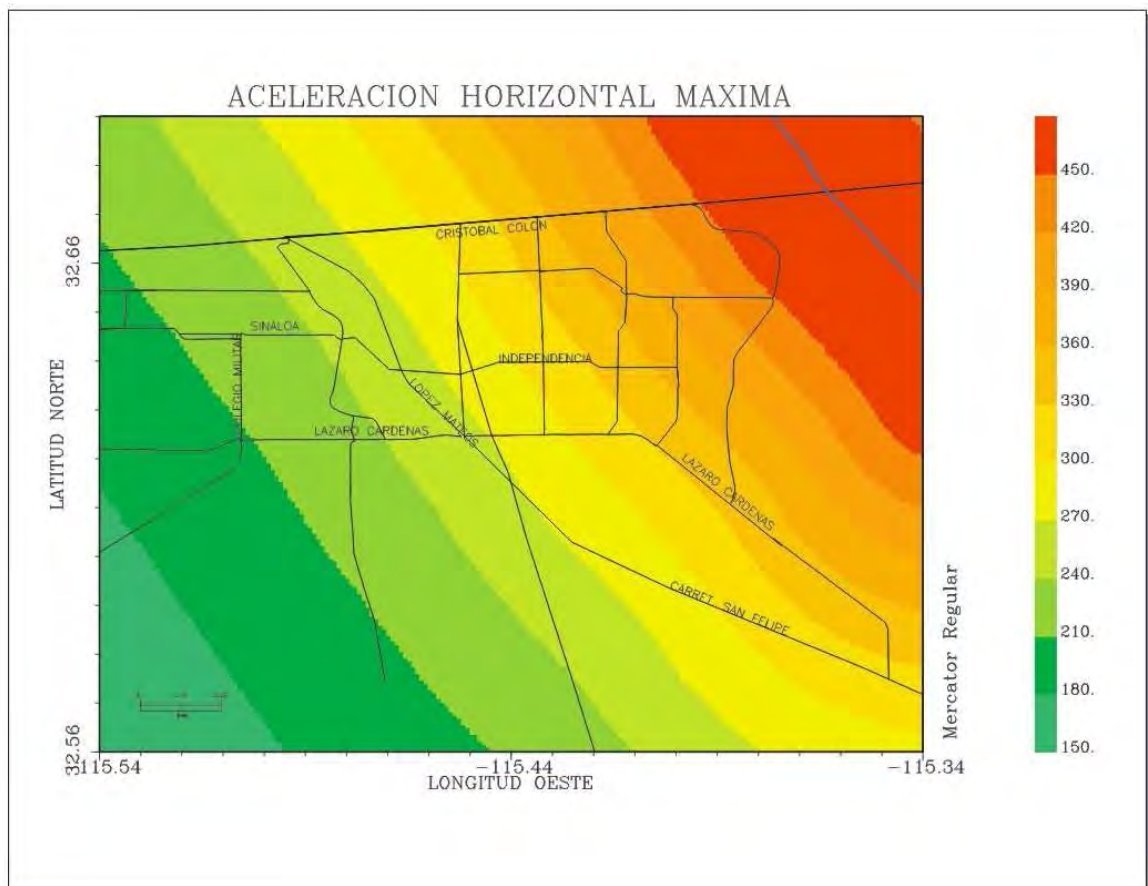


Figura 36. Mapa predictivo, con la microzonación de la aceleración horizontal máxima esperada para el rompimiento del segmento norte de la falla Imperial, M=6.5. Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad  $\square 30$ .

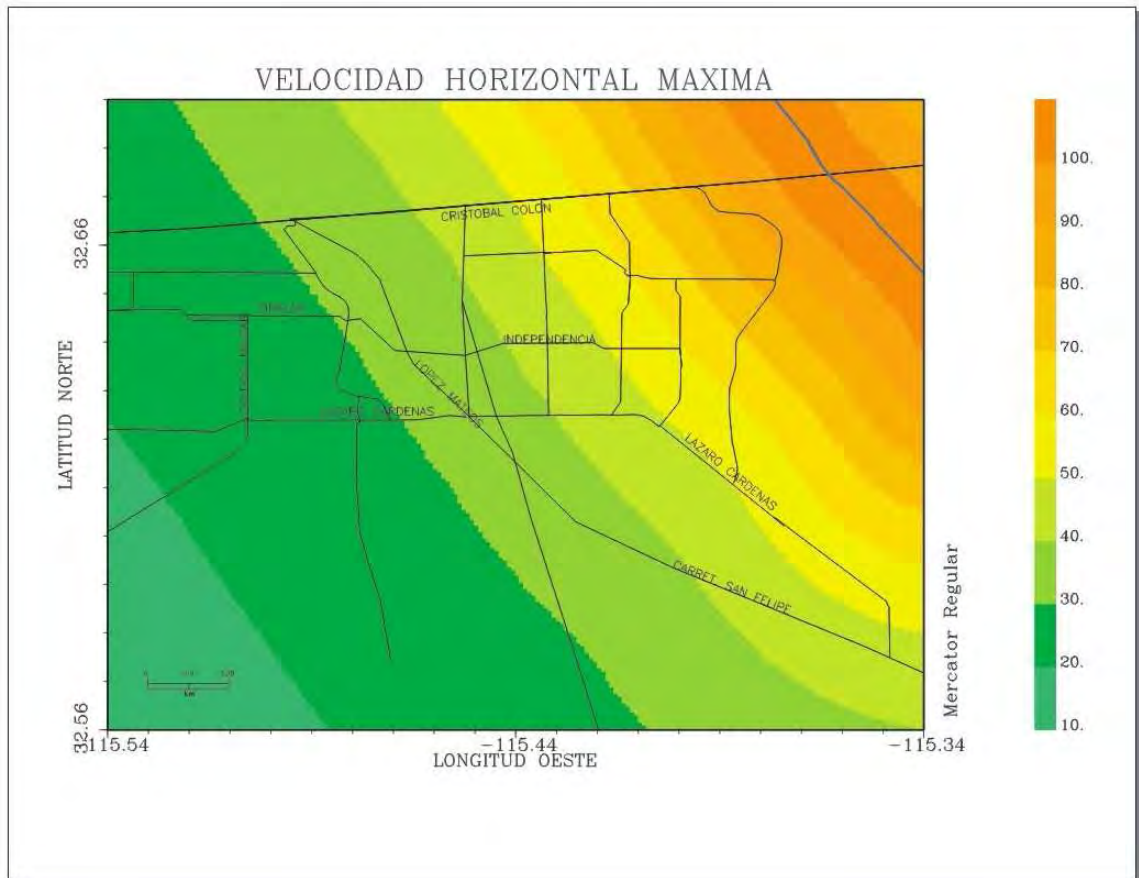


Figura 37. Mapa predictivo, con la microzonación de la velocidad horizontal máxima esperada para el rompimiento del segmento norte de la falla Imperial,  $M=6.5$ . Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad  $\square 30$ .

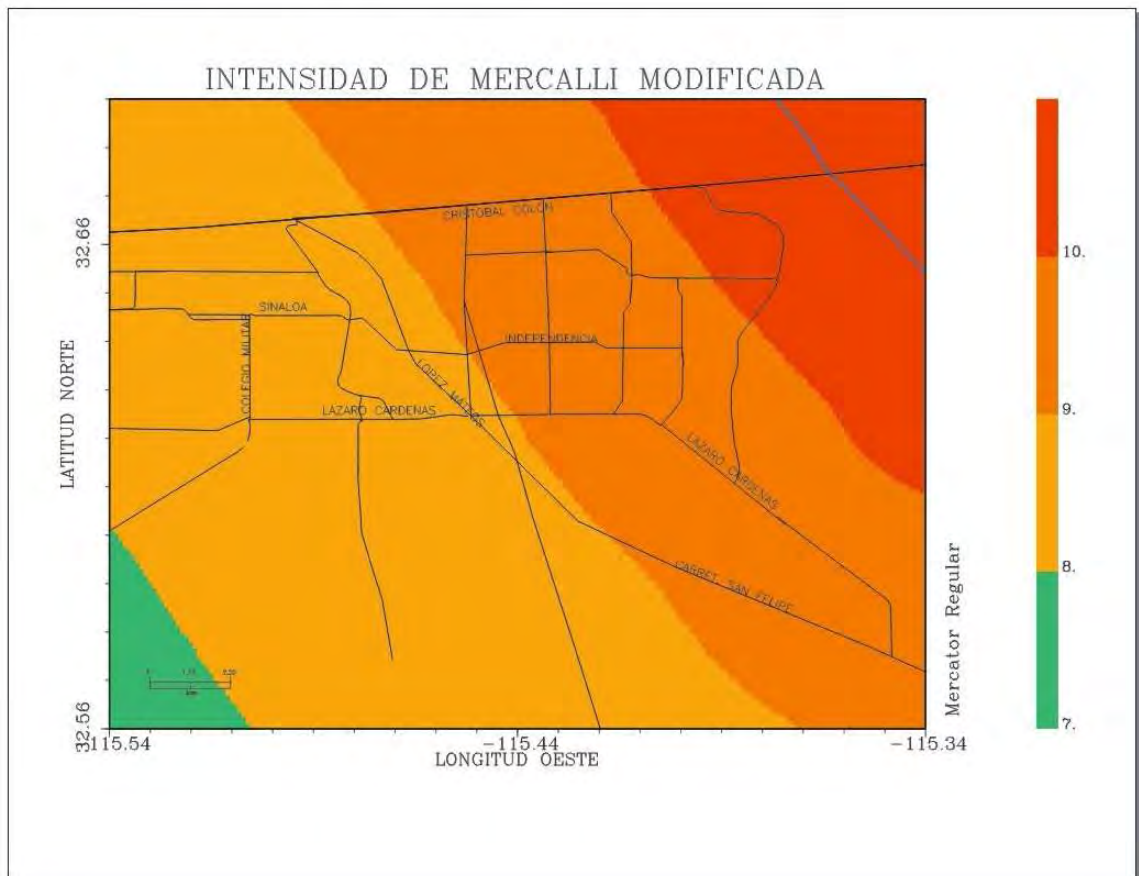


Figura 38. Mapa predictivo, con la microzonación de la intensidad de Mercalli modificada, esperada para el rompimiento del segmento norte de la falla Imperial,  $M=6.5$ . Incluye el efecto de sitio por medio de la velocidad  $\square 30$ .

- **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

El mapa de microzonación de los periodos dominantes del movimiento del suelo fue obtenido a partir de aplicar la técnica de Nakamura sobre datos de microtemores (ruido sísmico ambiental) y su utilidad se basa en la premisa de que los valores que consigna son similares a los obtenidos mediante registros de terremotos moderados y fuertes. Es posible verificar esa premisa por medio de los resultados de cocientes espectrales suelo/roca, ya que los cocientes de Nakamura pretenden emular aquellos. Los valores de los PD observados en los cocientes suelo/roca mostrados en la figura 27 corroboran los presentados en el mapa de microzonación de PD mostrado en la figura \*\*. Adicionalmente, los espectros de respuesta calculados a partir de todos los acelerogramas capturados por la RAM también son consistentes con los cocientes suelo/roca y los PD de Nakamura.

Los espectros de respuesta son una buena representación de los efectos de los sismos dentro de la zona urbana, ya que fueron estimados a partir de una base de datos con terremotos representativos de todas las zonas sismogénicas vecinas a la región de estudio. El escalamiento de los acelerogramas con las amplitudes predichas para el rompimiento de la falla Imperial norte proporcionan una buena base para analizar la pertinencia de las actuales normas antisísmicas del estado de Baja California, lo cual deberán llevar a cabo especialistas del área de la ingeniería sísmica. Para propósitos de ilustración, se muestra en la figura 39 la comparación de los espectros de diseño contenidos en el reglamento de edificaciones vigente en el estado (publicado en el Periodico Oficial no. 21, de fecha 30 de junio de 1992, tomo xcix, seccion i), y los espectros de respuesta promedios de cada estación de la RAM, escalados para un sismo de magnitud 6.5 en la falla Imperial norte.

La microzonación sísmica de una región urbana es un proyecto que involucra una amplia variedad de datos y métodos de análisis e interpretación. Al producir los mapas de microzonación de los PD, la amplificación relativa, la  $\square_{30}$ , la forma del espectro de respuesta, la aceleración y velocidad horizontal máxima, y

la IMM, este trabajo contribuye parcialmente al proyecto amplio de microzonación sísmica de Baja California. Sus resultados son productos completos en sí mismos y utilizables directamente por las comunidades científica y de ingeniería. Esta información es de importancia en la determinación de nuevos criterios de diseño antisísmico para considerarse en el reglamento de construcción de Baja California.

Los mapas de las figuras 33 A 38 no deben ser considerados como base para estudios de uso de suelo o de microzonación para efectos de diseño de construcciones, sino más apropiadamente como información complementaria a otros tipos de estudio, como modelado numérico de los efectos locales y de sitio, estadística sísmica, espectros de respuesta observados, mecánica de suelos y otros.

Consideramos conveniente recomendar extender la cobertura de las observaciones de campo hacia algunas zonas de nuevos desarrollos urbanos, y cubrir más densamente aquellas zonas con alta densidad poblacional o desarrollo industrial intenso, tanto para periodos dominantes, como para  $\beta_{30}$ .

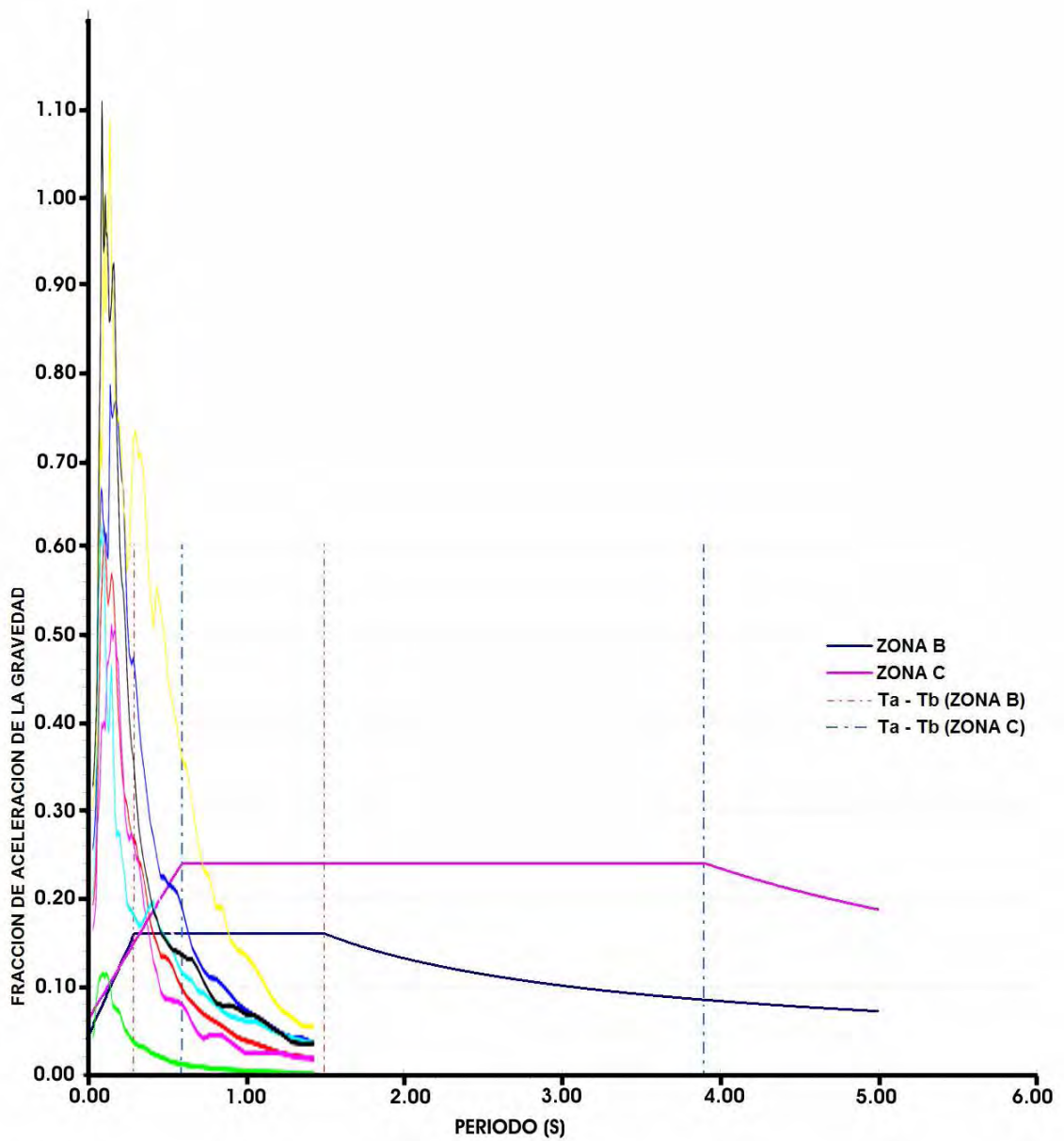


Figura 39. Comparación de los espectros de diseño del reglamento de edificaciones de Baja California (Periodico Oficial no. 21, de fecha 30 de junio de 1992, tomo xcix, seccion i) y los espectros de respuesta promedio en cada estación de la RAM. Los ER están escalados para un terremoto de  $M=6.5$  en la falla Imperial norte.

## REFERENCIAS.

Acosta, J. G. 1990. Manual de aplicación del paquete de Procesamiento Estándar de Acelerogramas (Versión 5.0). CICESE.

Acosta J., Huerta C. Mendoza L., Reyes A. (1993). 'Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la cd. de México, con registros a profundidad'. *Geofísica Internacional*, Vol 32, No. 1, pp. 131-152.

Agnew, D.C., M. Legg and C. Strand. 1979. "Earthquake history of San Diego", in Abbot, P. and W. Elliot (eds.). "Earthquakes and Other Perils: San Diego Region". San Diego Association of Geologists, San Diego, California. 123-128 pp.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 25, 415-457

Aki, K. and P.G. Richards. 1980. "Quantitative Seismology, Theory and Methods". Volume I. W. H. Freeman and Company. San Francisco. 557 pp.

Aki, K. 1988. "Local site effects on strong ground motion". *Earthquake engineering and soil dynamics II. Recent advances in ground-motion evaluation*. Von Thun Ed. ASCE Geotech. Special Publication. 20: 103-155 p.

Allen C. R. (1968). The tectonics environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. In *Proc. of the conference on Geologic problems of the San Andreas fault system*. Stanford University Publ. Geol. Sci., Vol. 11, pp. 70-82.

Anderson J., and Bodin, P. (1987). Earthquake recurrence models and historical seismicity in the Mexicali-Imperial Valley. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 77, pp. 562-578.

Anderson J., and Luco E. (1983). Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 73, pp. 471-496.

Balderman M., Johnson C., Miller D., Schmidt D. (1978). The 1982 Fort Yuma earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 68, pp. 699-710.

Boore David M., William B. Joyner and Thomas E. Fumal. (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of recent work. *Seismological Research Letters*. Volume 68, Number 1.

Bullen, K. E., Bolt, B. A "An Introduction to the theory of seismology", Cambridge University Press 1985.

Campillo, M. y A. Paul, 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* 299, 547-549..

Chávez-García, F. J. y Cuenca J. 1998. "Site effects and microzonation in Acapulco". *Earthquake Spectra* 14(1): 75-93.

Chávez-García, F.J.y F. Luzón, 2005. On the correlation of seismic microtremors, *J. Geophys. Res.*, 110, B11313, doi:10.1029/2005JB003671. Correlation of seismic noise in frequency and time domains. Applications to site effects, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 03241, European Geosciences Union, 2005.

Dravinski, M., Ding G., y Wen K.-L. 1996. "Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins". *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(3): 646-654.

Esteva L., Rosenblueth E. (1964). Espectros de temblores a distancias moderadas y grandes. *Bol. Soc. Mex. Sism.*, 2(1), pp 1-18.

Fumal, T.E. and Tynsley, J.D. 1985. Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials", in "Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region". U.S. Geological Survey Professional Paper 1360. 127-149 p.

Hanks Thomas C., Kanamori Hiroo. (1979). A Moment magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 84, No. B5. Pp 2348-2350.

Hermann, R. B. and C. J. Ammon (2004). *Computer Programs in Seismology version 3.20: Surface Waves, Receiver Functions, and Crustal Structure*, St. Louis University, Missouri.

Ibarra Gema. (2004). *Microzonación de periodos dominantes en los principales centros urbanos de Baja California*. Tesis de Maestría. CICESE.

Joyner, W. B. y Boore D. M. 1981. "Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California". *Bull. Seism. Soc. Am.* 71: 2011-2038.

Joyner W. y Fumal T.. (1985). Predictive mapping of earthquake ground motion, in 'Evaluating earthquake hazards in the L.A. region', pp. 203-220. USGS prof. Paper 1360.

Joyner W., Richard E. Warrick, Thomas E. Fumal. (1981). The effect of quaternary

alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, Earthquake of 1979. *Bull. Seism. Soc. Am.* V 71, No. 4, pp 1333-1349.

Joyner W. and Fumal T. E. (1984). Use of measured shear wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion. *Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering*. San Fco. Ca., V 2, pp 777-783.

Konno, K. y Ohmachi T. 1998. "Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors". *Bull. Seism. Soc. Am.* 88(1): 228-241.

Lermo, J. y Chávez-García F. J. 1994. "Are microtremors useful in site response evaluation?". *Bull. Seism. Soc. Am.* 84: 1350-1364.

Louie, J.N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremors arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91, 347-364.

McMechan, G. A. and M. J. Yedlin (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformation, *Geophysics* 46, 869-874.

Mokhtar, T.A., R.B. Herrmann, and D.R. Russell (1988). Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves, *Geophysics* 53, 1379-1387.

Nakamura, Y. 1989. "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface". *Quarterly Rept. Railway Tech. Res. Inst. Jap.* 30: 25-33.

Newmark, N.M y E. Rosenblueth. 1976. "Fundamentos de ingeniería sísmica". Editorial Diana. México. 663 pp.

Sánchez-Sesma y M. Campillo, 2006. Retrieval of the green function from cross-correlation: the canonical elastic problem. *Bulletin of the Seismological Society of America*. January 2006, in Press.

Scholz D. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes, consequences of physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 72, pp. 1-14.

Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly and M. Ritzwoller, 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science* 307, 1615-1618.

Topozada, T. R., Parke, D. L., and Real, C., 1981, Preparation of isoseismal maps and summaries of reported effects for pre-1900 California earthquakes, California Division of Mines and Geology, open-file report 82-17, 65 pp.

Weaver, R. L. y O. I. Lobkis (2004). Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function, *J. Acoust. Soc. Am.* 116, 2731-2734.

Young, T. L. y Van Woert M. L. 1992. "Plot 88 Software Library Reference Manual". Plotworks Inc. Cuarta edición. Ramona, Ca. 356 pp.