



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MEXICO**

**Modelado de la fuente y simulación de acelerogramas del sismo de
Tecomán del 21 de enero de 2003, mediante el método de las funciones
de Green empíricas**

Gonzalo Alejandro Ramírez Gaytán.

TESIS

Presentada en el Postgrado en Ciencias de la Tierra del instituto de
Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México como requisito
para obtener el grado de

**Doctor en Ciencias
(Sismología)**

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JORGE AGUIRRE GONZALEZ.**

México, D. F.

Agosto de 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A Maria Teresa, Ana Teresa, Fernando, José Luís,
Ricardo Fernando y Alexis Fernando.*

*A mis amigos y compañeros de generación del
Heroico Colegio Militar: Juan Manuel Trawitz
Tlapacoyoa y Erick Trawitz Tlapacoyoa.*

RECONOCIMIENTOS

Hago un reconocimiento a las siguientes personas e instituciones que colaborarán en este proyecto:

Dr. Carlos M. Valdez González del Servicio Sismológico Nacional.
M.C. Caridad Cárdenas Monroy del Servicio Sismológico Nacional.
Ing. Carlos Ramírez Escamilla de la Dirección General de Educación Tecnológica Industrial.
Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT).
Ing. Lucio Camarillo del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico.
Dr. Jaime De La Colina Martínez de la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.

A los compañeros estudiantes del posgrado por sus apoyos técnicos:

Ing. Orlando Fabela Rodríguez.
M.C. Benjamín Olvera Acosta.
M.C. Moisés Contreras Ruiz Esparza.

A los miembros del Comité tutorial por el seguimiento dado al proyecto:

Dr. Carlos M. Valdez González.
Dr. Jorge Aguirre González.
Dr. Carlos Mendoza.
Dr. Luís Quintanar Robles.

A los miembros del jurado de examen de grado:

Dr. Carlos M. Valdez González.
Dr. Jorge Aguirre González.
Dr. Carlos Isidro Huerta López.
Dr. Steven M. Day.
Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez.

RESUMEN

La instrumentación para el registro de movimientos fuertes en el estado de Colima no había recibido una atención adecuada hasta el año 2006. La falta de instrumentación en distancias cercanas a la fuente y con equipos de aceleración, tuvo como consecuencia la ausencia de registros de aceleración en la vecindad del epicentro de los grandes sismos que han afectado la región. Lo anterior a su vez tuvo dos consecuencias importantes: La primera es que esta falta de instrumentación se reflejó en la carencia de estudios relacionados con la fuente sísmica que utilizaran datos de estaciones cercanas a la zona sísmogénica. Otra consecuencia fue que no se pudieron conocer las aceleraciones producidas por los más importantes terremotos que han afectado la región entre ellos el sismo de Tecomán. Con base en los antecedentes planteados los tres objetivos específicos de esta tesis son:

1. Dar una solución alternativa a la instrumentación sísmica en la zona mediante la colocación, operación y mantenimiento de 2 redes temporales cercanas a la zona sísmogénica.
2. Generar un modelo de fuente para el sismo de Tecomán aplicando el método de las funciones de Green empíricas. Utilizando para esto la información generada en la redes previamente instaladas (entre otras).
3. Simular las historias de aceleración, PGA (aceleraciones máximas) e I_{MM} (Intensidad de Mercalli Modificada) generadas por el sismo de Tecomán en 25 puntos dentro del estado y 8 mas fuera de el.

Para alcanzar estos objetivos se utilizaron los equipos adquiridos por parte de este proyecto y se instalaron dos redes temporales. El sismo del 19 de noviembre de 2006 registrado en estas redes fue utilizado para generar un modelo de fuente del sismo de Tecomán. Se aplicó este modelo a 33 registros de aceleración del sismo del 19 de noviembre de 2006, con lo que se logró simular las historias de aceleración en dichos puntos. Estos datos a su vez sirvieron para obtener las máximas aceleraciones e I_{MM} en los puntos donde se modeló.

Los resultados obtenidos en esta tesis concluyen que: primero; el método de las funciones de Green empíricas es un método que puede aplicarse exitosamente. Segundo que las validaciones realizadas a los resultados permiten alcanzar un alto grado de confiabilidad cuando estos datos sean utilizados para estimar las respuestas de las construcciones del sitio.

RESUMEN	1
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	4
1.1. CONSIDERACIONES GENERALES	4
1.2. OBJETIVOS Y ALCANCES DE LA TESIS	4
1.3. DESCRIPCIÓN DEL CONTENIDO DE ESTA DISERTACIÓN DOCTORAL	5
CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS	7
2.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	7
2.2 MARCO TECTÓNICO	8
2.3 SISMICIDAD HISTÓRICA EN LA REGIÓN	9
2.4 EL SISMO DE TECOMÁN DEL 21 DE ENERO DE 2003	10
2.5 EFECTOS DEL SISMO DE TECOMÁN	12
2.6 REVISIÓN DE ESTUDIOS PREVIOS SOBRE LA FUENTE DEL SISMO DE TECOMÁN	12
2.7 INTENSIDADES MÁXIMAS	14
2.8 ACELERACIONES MÁXIMAS REGISTRADAS	14
2.9 PROBLEMAS GEOTÉCNICOS Y EFECTOS DE SITIO	14
2.10 OBJETIVOS	15
CAPÍTULO 3. TRABAJOS PRELIMINARES E INSTALACIÓN DE REDES TEMPORALES	17
3.1 ANTECEDENTES	17
3.2 REDES PERMANENTES INSTALADAS	17
3.3 TRABAJOS PRELIMINARES A LA INSTALACIÓN DE LAS REDES TEMPORALES	20
3.4 MEDICIÓN DE RUIDO AMBIENTAL	21
3.5 EQUIPOS ADQUIRIDOS Y DESCRIPCIÓN DE LOS INSTRUMENTOS	22
3.6 INSTALACIÓN DE REDES TEMPORALES	23
3.7 INSTALACIÓN DE CASSETAS	24
3.8 INSTALACIÓN, OPERACIÓN Y MANTENIMIENTO DE LA RED TEMPORAL DE ATENUACIÓN	31
3.9 INSTALACIÓN, OPERACIÓN Y MANTENIMIENTO DE LA RED TEMPORAL COSTERA	32
3.10 RESULTADOS OBTENIDOS EN LA RED TEMPORAL COSTERA	35
3.11 RESULTADOS Y CONCLUSIONES	42
CAPÍTULO 4. MODELADO DE LA FUENTE SÍSMICA DEL SISMO DE TECOMÁN DEL 21 DE ENERO DE 2003 UTILIZANDO EL MÉTODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS	44
4.1 INTRODUCCIÓN	44
4.2 DATOS	45
4.3 MÉTODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS	46
4.4 RESULTADOS	48
4.5 DISCUSIÓN	56
4.6 CONCLUSIONES	63
CAPÍTULO 5. SIMULACIÓN DE ACELEROGRAMAS PRODUCIDOS POR EL SISMO DE TECOMÁN COLIMA DEL 21 DE ENERO DE 2003, ACELERACIONES MÁXIMAS E INTENSIDADES ASOCIADAS	65
5.1 INTRODUCCIÓN	65
5.2 DATOS	66
5.3 MÉTODO	67
5.3.1 Método para comparar las PGA (aceleraciones máximas registradas)	69
5.3.2 Método para comparar las I_{MSK} asociadas	71
5.4 RESULTADOS	71
5.4.1 Resultados de la comparación para PGA	72
5.4.2 Resultados de la comparación para I_{MSK}	77
5.5 DISCUSIÓN	80
5.6 CONCLUSIONES	82
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	84
6.1 CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	84
BIBLIOGRAFIA	87

ANEXOS.....	90
ANEXO A	91
REVISIÓN DE ESTUDIOS PREVIOS SOBRE LA FUENTE DEL SISMO DE TECOMÁN.....	91
ANEXO B.....	110
REGISTROS OBSERVADOS Y SINTÉTICOS PARA LOS MODELOS GENERADOS EN ESTA INVESTIGACIÓN.....	110
ANEXO C	118
ESPECTROS DE FOURIER OBSERVADOS Y SINTÉTICOS PARA EL MODELO CON 3 SMGA.....	118
ANEXO D	124
SISMOGRAMAS SINTÉTICOS QUE REPRESENTAN LAS HISTORIAS DE ACELERACIÓN DE LAS 33 ESTACIONES DONDE SE SIMULO EL SISMO DE TECOMÁN.....	124
ANEXO E.....	158
ESPECTROS DE FOURIER DE LOS ACELEROGRAMAS SIMULADOS DEL SISMO DE TECOMÁN.....	158

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.

1.1. Consideraciones generales

La instrumentación para el registro de movimientos fuertes en el estado de Colima no había recibido una atención adecuada hasta el año 2006. Ejemplo de ello es la escasa cantidad de registros de aceleración de movimientos fuertes de los terremotos importantes ocurridos en la región (sismo de Manzanillo del 9 de octubre de 1995 M_w 8.0 y Tecmán del 21 de enero de 2003 M_w 7.5).

Lo anterior tuvo dos consecuencias importantes. La primera es que debido a la ausencia de registros de aceleración en la vecindad del epicentro, no se habían generado estudios de la fuente que utilizaran datos de estaciones cercanas a la zona sismogénica. Los estudios realizados hasta entonces utilizaron información de equipos telesísmicos y regionales, la ausencia de estaciones localizadas en la vecindad del epicentro impidió determinar con mayor precisión la heterogeneidad de los desplazamientos en el plano de falla.

La segunda consecuencia es que no fue posible conocer las aceleraciones producidas por el sismo de Tecmán en ninguna de las zonas urbanas del estado de Colima (salvo el registro proporcionado por la estación en la termoeléctrica de Manzanillo). La importancia de conocer las historias de aceleración radica en varias razones. Una de ellas es que para efectos ingenieriles los sismos se miden con base en la aceleración. Al conocer las fuerzas horizontales del terreno es posible estimar las fuerzas de inercia que actúan en la base de la estructura. Con la historia de aceleración es posible estimar los espectros de respuesta. La aceleración es la base del análisis estructural.

Pero una razón adicional por la que es de gran importancia conocer las aceleraciones producidas por el sismo de Tecmán radica en las características de la fuente y de la zona donde el sismo se propagó. Este evento rompió solo la mitad de la brecha sísmica existente entre las áreas de ruptura de los sismos de 1995 y 1973. Esto significa que la otra mitad puede romper en el futuro. El sismo de Tecmán presenta una clara directividad hacia el interior del estado lo cual generó aceleraciones mayores a las esperadas en la zona donde se manifestó la directividad. El área de ruptura de este sismo así como la zona donde se manifiesta dicha directividad, se encuentra en la depresión conocida como graben El Gordo y graben de Colima. Los depósitos aluviales presentes en este graben pudieran ocasionar notables efectos de sitio y por consiguiente grandes aceleraciones en la región. Por último es en esta zona donde se manifiestan los fenómenos mencionados es en la que precisamente se ubican 8 de las 10 cabeceras municipales del estado, es decir 8 de las 10 principales zonas urbanas. En estas zonas urbanas se asienta una población de 409018 habitantes lo que representa el 75.3 % del total de la población del estado Barrón *et al.* (2006).

1.2. Objetivos y alcances de la Tesis.

Los objetivos y alcances de esta tesis son:

1. Dar una solución alternativa a la instrumentación sísmica en la zona mediante la colocación, operación y mantenimiento de 2 redes temporales cercanas a la zona sismogénica.
-

2. Modelar de la fuente sísmica del sismo de Tecomán aplicando el método de las funciones de Green empíricas. Utilizando para esto la información generada en la redes previamente instaladas (entre otras).
3. Simular las historias de aceleración, PGA (aceleraciones máximas) e I_{MM} (Intensidad de Mercalli Modificada) generadas por el sismo de Tecomán en 25 puntos dentro del estado y 8 más fuera de él.

1.3. Descripción del contenido de esta disertación doctoral.

En esta tesis se logran los objetivos planteados siguiendo el orden y la metodología presentada a continuación:

En el segundo capítulo abordamos los antecedentes tectónicos y la sismicidad histórica en la región. Adicionalmente en este mismo capítulo abordamos el estudio y análisis del sismo de Tecomán. Para tal efecto realizamos una revisión de estudios previos relacionados con este evento (anexo A). Como parte de esta revisión se estudiaron y analizaron cuatro artículos que abordan tanto los procesos de la fuente, la directividad y las intensidades máximas asociadas.

En el tercer capítulo dos abordamos la instrumentación de la zona. Primeramente analizamos las características de las redes existentes y la localización de sus equipos. En seguida se propusieron los lugares probables para la instalación de las estaciones procediendo a realizar una serie de trabajos preliminares a su instalación. Entre ellos medición de ruido ambiental, caracterización del tipo de suelo, accesibilidad, servicios de energía, de red y de seguridad entre otros. En los sitios seleccionados se procedió a construir las bases de concreto con base en las especificaciones del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Posteriormente se instalaron las casetas. Por último utilizamos los equipos adquiridos por parte de este proyecto (12 acelerógrafos y 10 sismógrafos de banda corta), instalamos con ellos una red temporal paralela a la zona de subducción y una red más en la ciudad de Tecomán.

Producto de esta instrumentación, el 19 de noviembre de 2006 se logró registrar un sismo de magnitud M_w 5.5, el más importante después del sismo de Tecomán y sus réplicas. Procedimos a recuperar los datos de este evento registrado en nuestras 2 redes temporales y adicionalmente solicitamos a otras instituciones con instrumentación en la región (Servicio Sismológico Nacional SSN, Centro de Instrumentación y Registro Sísmico CIREN, Instituto de Ingeniería de la UNAM IINGEN y Red Sísmica del estado de Colima RESCO) los datos de este evento que hubieran sido captados por sus equipos. De tal manera que gracias a la valiosa colaboración de estos organismos y de nuestras redes temporales instaladas logramos recuperar los registros de este evento en 25 estaciones dentro del estado de Colima y 8 más fuera de él haciendo un total de 33.

En el cuarto capítulo abordamos el estudio de la fuente del sismo de Tecomán. Utilizamos los datos de 1 estación local y cuatro estaciones regionales que lograron registrar tanto el sismo de 19 de noviembre como el sismo de Tecoman. Aplicando el método de las funciones de Green empíricas a dichos registros se generó un modelo de fuente para este sismo.

En el quinto capítulo utilizamos el modelo de fuente obtenido en el paso anterior y lo aplicamos a los 33 registros ya mencionados del sismo del 19 de noviembre de 2006. Con esto logramos el objetivo final de recuperar en dichos puntos las historias de aceleración producidas por el sismo de Tecmán.

Sin embargo y con la intención de validar los datos simulados, obtuvimos la PGA de cada registro y la comparamos con los valores que predicen cuatro distintas leyes de atenuación. De la misma manera obtuvimos la I_{MM} de cada registro, generamos las curvas de isosistas y las comparamos con las obtenidas por otros autores.

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS.

2.1 Localización geográfica.

El estado de Colima (figura 2.1) tiene una extensión territorial de 5455 km² y se encuentra localizado en el litoral mexicano del océano Pacífico, entre las coordenadas 18 ° 45', y 19 ° 30', latitud norte y los 103° 30' y 104° 45' longitud oeste. La región de estudio comprende los municipios de Manzanillo, Minatitlán, Comala, Villa de Álvarez, Coquimatlán, Colima, Armería, Ixtlahuacán y Tecoman Alcocer *et al.* (2006).



Figura 2.1 Estado de Colima y los 10 municipios que lo conforman.

Colima presenta 2 provincias fisiográficas. El sistema neovolcánico con una región denominada Volcanes de Colima, que corresponden al 16% de la superficie estatal y está localizada al noreste del Estado. La Sierra Madre del Sur, con dos regiones, la sierra de la costa de Jalisco y Colima, la cordillera costera del sur, que ocupan el 64% y 20% de la superficie del estado, respectivamente Alcocer *et al.* (2006).

2.2 Marco tectónico.

Son tres las fuentes sísmicas que amenazan al estado de Colima: la primera de ellas, el volcán de Colima que genera microtemores y sismos con bajas magnitudes generalmente menores a 3.5. La segunda proviene del bloque de Jalisco, que se encuentra en la placa Norteamericana y limita hacia el oeste con la placa de Rivera, hacia el sur con el graben de Colima y el graben El Gordo (EGG por sus siglas en inglés) y en el norte con el graben de Tepic y el graben de Chapala (Bandy *et al.*, 1995).

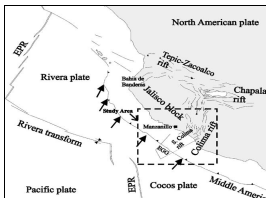


Figura 2.2 Mapa que muestra la tectónica en el occidente de México. Las flechas negras indican la dirección de convergencia de la placa de Cocos y la placa de Rivera con respecto a la de Norteamérica; EGG = graben El Gordo (Tomada de Bandy *et al.*, 2005).

En la región antes descrita han ocurrido sismos intraplaca de importancia con magnitudes no mayores a 6.0. Como parte del proyecto de investigación desarrollado en esta tesis, se instaló una red temporal compuesta de 12 acelerógrafos. Estos equipos cuyo propósito inicial fue instrumentar la región y estudiar la zona de subducción logró registrar una actividad sísmica importante en la zona conocida como el bloque de Jalisco. Respecto a la actividad sísmica antes mencionada, esta parece cortarse precisamente en los límites de este bloque con el graben El Gordo. Sin embargo, la fuente sísmica más importante en la región es la zona de subducción frente a las costas del estado de Colima, en donde convergen las placas de Rivera, de Cocos y de Norteamérica. Las placas de Cocos y Rivera subducen bajo la de Norteamérica a una velocidad promedio de 5 cms por año. Este mecanismo ocurre frente a las costas del estado en la zona del graben El Gordo, como puede apreciarse en la figura 2.2.

El terremoto de Tecmán del 21 de enero de 2003, ocurrió frente a las costas del estado de Colima, a 50 km al suroeste de Tecmán. La tectónica de la región en donde ocurrió este evento es bastante difusa debido a la interacción de tres placas tectónicas; la placa continental de Norte América y dos placas oceánicas; de Cocos y la de Rivera (figura 2.3). El límite entre las placas oceánicas y la continental se encuentra bien definido por la Trincheras Mesoamericana, mientras que la frontera entre las placas de Cocos y Rivera no puede ser definida por una simple falla, sino por una amplia zona de deformación (Bandy *et al.*, 1995).

La mayor dificultad para estimar el peligro sísmico en la zona de Jalisco-Colima radica en la falta de valores confiables de velocidad de convergencia entre la placa de Rivera y la placa Norte Americana. Los valores estimados varían desde 20 a 50 mm al año (Bandy *et al.*, 1995). Esta gran incertidumbre en la estimación de la tasa de convergencia, se debe a que la placa oceánica de Rivera está totalmente sumergida bajo el agua y no pueden utilizarse receptores de GPS para estimar su movimiento relativo respecto de las placas de Cocos y de Norteamérica. Métodos más convencionales, basados en la geología del suelo oceánico, también se ven frustrados debido a que la morfología oceánica, no indica claramente la ubicación de las fronteras entre las placas de Cocos y Rivera así como su movimiento relativo. En esta zona la distribución la sismicidad es difusa y no permite el uso de la sismología tradicional para definir la frontera. El movimiento de la placa de Rivera ha variado considerablemente en los últimos 10 millones de años (DeMets y Traylen., 1999), lo que suma incertidumbres inevitables en la estimación de las velocidades actuales de expansión del suelo oceánico y por ende de la estimación de las velocidades relativas actuales entre las placas.

Ahora bien, el punto triple donde se unen las placas de Rivera, de Cocos y de Norte América, también se caracteriza por ser una zona de sismicidad difusa (Suárez *et al.*, 1999). Es probable que la depresión oceánica conocida como graben de El Gordo, forme parte de esta zona de deformación difusa. Bandy y otros (1995) proponen una frontera divergente entre Cocos y Rivera. Esta frontera en subducción, abajo del continente, sería la responsable de la depresión o graben sur de Colima, el cual se extiende mas allá de la costa para formar los grabenes de Tecmán y Manzanillo. La anomalía batimétrica del graben de El Gordo es la expresión en superficie de esta frontera divergente. Es precisamente en esta zona donde se localizó el epicentro del sismo de Tecmán.

2.3 Sismicidad histórica en la región.

México es un país con una alta sismicidad. Los procesos geológicos relacionados con la tectónica de placas ocasionan un gran número de sismos en el cinturón de fuego del Pacífico, como se conoce a la zona de alta sismicidad que se encuentra alrededor del océano Pacífico. Varios de los estados de nuestro país están directamente afectados por el fenómeno de subducción, a lo largo de la costa del Pacífico mexicano: desde Jalisco hasta Chiapas. El estado de Colima, por su localización, está sujeto a la ocurrencia de sismos destructivos (figura 2.3 y tabla 2.1), como ha sido demostrado en el pasado. Si bien, la tasa de sismicidad es menor a la observada en el estado de Guerrero, ésta no es despreciable.

La compleja tectónica extensional y complexional de los límites norte y oriental del bloque de Jalisco han sido responsables de algunos de los mayores sismos registrados en la región de la trinchera Mesoamericana. Aunque la sismicidad relacionada a la subducción de la placa Rivera es baja, al menos 6 terremotos con $M_s > 7.0$ han ocurrido desde 1837, incluido el gran terremoto de Jalisco en 1932 de $M_s = 8.2$, el mayor sismo registrado en México (Eissler y McNally, 1984; Singh *et al.*, 1985; Pardo y Suárez, 1995). Grandes terremotos relacionados a la subducción de la placa de Cocos en el área del bloque de Jalisco han ocurrido, incluyendo el sismo de Colima de 1973 ($M_s = 7.5$) el cual causó grandes daños en la ciudad costera de Tecmán y el terremoto de Manzanillo de Octubre 9 de 1995 ($M_w = 8.0$) que causó grandes daños estructurales por efecto de licuefacción.

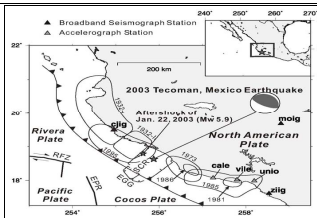


Figura 2.3 Mapa geográfico que muestra la localización y área de ruptura de los principales sismos ocurridos en la región (tomada de Yagi *et al.*, 2004).

Tabla 2.1 Datos de localización, magnitud y momento sísmico de los sismos más importantes ocurridos en la región (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Fecha	Hora-minuto	Latitud N	Longitud W	Momento sísmico	Mag. $+M_s$, $+M_w$	Profundidad km
19320603	10:36	19.80°	-104.00°	9.10×10^{23} N m	8.2+ 8.0*	16.0
19320618	10:12	18.95°	-104.42°	7.30×10^{20} N m	7.8+	16.0
19730130	21:01:00	18.39°	-103.21°	3.00×10^{20} N m	7.3+	32.0
19951009	15:35:53.0	19.05°	-104.20°	9.10×10^{20} N m	8.0*	17.0
20030122	02:06:33.8	18.625°	-104.125°	1.60×10^{20} N m	7.4*	10.0

2.4 El sismo de Tecmán del 21 de enero de 2003.

El sismo de Tecmán ocurrió en la brecha sísmica que forman los límites del área de ruptura de los sismos de 1973 y 1995 Tena *et al.* (1997). Sin embargo, la localización de las réplicas de este sismo indican que su área de ruptura abarca la parte norte del graben El Gordo e invaden parcialmente la zona de ruptura de los sismos de 1932 y 1973. La ausencia de réplicas hacia el suroeste indica que la mitad de esta brecha sísmica no rompió (figura 2.3). El Servicio Sismológico Nacional (SSN) localizó este sismo frente a las costas de Tecmán, estado de Colima, en la zona conocida como el graben de Tecmán, con coordenadas epicentrales 18.60° norte y 104.22° oeste, y profundidad de 26 km (figura 2.4). En la tabla 2.2 se listan los parámetros de la fuente reportada por el *Centroid Moment Tensor (CMT)* estimado por *USGS (United States Geological Survey)*.

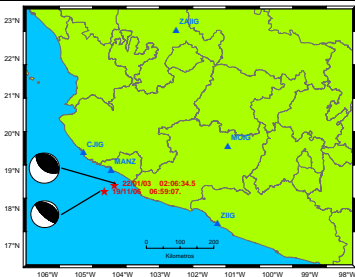


Figura 2.4 Localización epicentral y mecanismo focal del sismo de Tecomán del 2003 y del sismo del 19 de noviembre de 2006. Los triángulos muestran la ubicación geográfica de la estación local (MANZ), así como las estaciones regionales que registraron ambos sismos (CJIG, MOIG, ZAIG Y ZIIG).

Tabla 2.2 Datos de localización del sismo principal y del sismo utilizado como función de Green empírica, determinados por el SSN; mecanismo focal de ambos sismos determinados por CMT de Harvard.

	Sismo principal	EGF evento
Tiempo origen	21/03/2003 20:06	19/11/2006 06:59
Localización hipocentral (latitud, longitud y profundidad)	(18.60°N, 104.22°W, 26 km)	(18.46°N, 104.49°W, 18 km)
Magnitud	7.5 M_w	5.5 M_w
Mecanismo focal (acimut, echado, ángulo de desplazamiento)	(308°, 12°, 110°)	(305°, 23°, 82°)

Para este sismo se obtuvieron únicamente 23 registros acelerográficos en terreno libre (Singh *et al.*, 2003). El registro obtenido en la ciudad de Colima está cortado debido a un problema de funcionamiento del instrumento y solo dura 8 s. De los 23 registros analizados por Singh *et al.* (2003), solamente 2 (incluyendo el de Colima) se obtuvieron a menos de 150 km del epicentro. Aunque ya existía la Red Sísmica del Estado de Colima (RESCO), las características de esta red, cuyo fin es monitorear la actividad del volcán de Colima, no permitieron obtener registros sísmicos útiles, ya que éstos se saturaron durante el sismo de Tecomán.

No existen registros de aceleración en distancias cercanas a la fuente. Sin embargo el análisis de los sismogramas registrados por la red mundial indica que este sismo fue producto

de la ruptura de una falla de mecanismo inverso y somero con azimut paralelo a la trinchera mesoamericana. Esto indica que la ruptura sucedió en la zona de contacto entre las placas tectónicas de Norte América y Cocos, en una zona identificada como brecha sísmica, entre las zonas de ruptura de los grandes sismos de Michoacán-Colima de enero de 1973 (M_w 7.6) y el de Manzanillo de octubre de 1995 (M_w 8.0). Cabe mencionar que este temblor tuvo réplicas importantes el 22 de enero, con M_w 5.7 y M_w 5.3 respectivamente.

Las réplicas del sismo de Tecmán muestran un área de ruptura circular de al menos 30 km alrededor del epicentro. El movimiento fue sentido con gran intensidad en toda la región, principalmente en Colima y parte de los estados de Michoacán y Jalisco, produciendo daños importantes en viviendas, interrupción de servicios telefónicos y de suministro de energía eléctrica, así como un buen número de deslizamientos en laderas naturales y taludes en carreteras. La máxima intensidad (VIII) se reportó en varias localidades del estado de Colima entre ellas las ciudades de Manzanillo y Colima Alcocer *et al.* (2006).

2.5 Efectos del sismo de Tecmán.

Los efectos producidos por el sismo de Tecmán en el estado de Colima pueden desglosarse de la siguiente forma:

1. 17 muertos.
2. Al menos 500 lesionados.
3. 13493 estructuras residenciales con algún nivel de daño. De estas 11008 fueron inspeccionadas con los siguientes resultados:
 - a. 2728 con daño total.
 - b. 4150 con daño parcial.
 - c. 4131 en condiciones de ocupación.

Estas cifras fueron consultadas en el Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED, <http://www.cenapred.unam.mx/es/DocumentosPublicos/PDF/preliminar.pdf>

2.6 Revisión de estudios previos sobre la fuente del sismo de Tecmán.

Puesto que el objetivo de este proyecto es simular las aceleraciones que este sismo generó en el interior del estado, fue necesario realizar una revisión de estudios previos relacionados con el sismo de Tecmán del 21 de enero del 2003. De esta manera se documentaron los antecedentes más importantes que puedan servir como referencia dentro de este proyecto. Como parte de esta revisión bibliográfica se analizaron los siguientes tres artículos:

1. Source Rupture Process of The Tecmán, Colima, México Earthquake Of 22 January 2003, Determined By Joint Inversion Of Teleseismic Body Wave And Near Source Data. Yagi *et al.* (2004).
2. Source Characteristics Of The 22 January 2003 $M_w = 7.4$ Tecmán México, Earthquake And Its Rupture Process (Enviado para su publicación) Rodríguez Lozoya *et al.* (2008).

3. A Preliminary Report On The Tecomán, Mexico Earthquake of 22 January 2003 (M_w 7.4) and its Effects, Singh, *et al.* (2003).

De la recopilación de los 3 artículos arriba citados en la tabla 2.3 se muestra la comparación entre algunos de los principales parámetros de la fuente encontrados por Yagi *et al.* (2003) y Rodríguez-Lozoya *et al.* (2007) para este sismo. En general puede observarse que existen ligeras diferencias entre éstos. Al comparar sus trazas sintéticas y observadas, ambos autores coinciden en que la estación Morelia (MOIG) es la que menos se ajusta tiene los menores ajustes debido probablemente a que la estructura de velocidades considerada para esta estación no es la apropiada. Ambos autores al igual que Singh *et al.* (2003) parecen coincidir en que el sismo de Tecomán rompió la parte noreste de la brecha sísmica entre los sismos de 1932 y 1973.

Tabla 2.3 Comparación entre algunos parámetros de la fuente obtenidos por Rodríguez-Lozoya *et al.* (2007) y Yagi *et al.* (2004).

Parámetro	Rodríguez <i>et al.</i> (2007)	Yagi <i>et al.</i> (2004)
M_0 (Nm)	1.88 X 10 20	2.3 X 10 20
Tiempo total de dislocación (s.)	32	30
Dislocación máx. (m)	3.2	3.5
Tiempo en que se dio la máx. dislocación (s.)	20	14
Strike, Dip, Slip	277°, 27°, 78°	300°, 20°, 93°
Area (Strike, Dip, en km)	42 x 56 = 2352	70 x 35 = 2450

Es importante señalar que el modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004) reporta que el proceso de ruptura se divide en tres etapas: una primera etapa en que inicia la ruptura cerca del hipocentro; una segunda etapa en que ésta se propaga hacia el sureste y rompe la aspereza A, a 15 km del inicio de la ruptura, y al mismo tiempo una tercera etapa en que la ruptura se propaga al noreste y rompe la aspereza B, a 25 km del inicio de la ruptura. Rodríguez-Lozoya *et al.* (2007) no describe propiamente un proceso de ruptura, sin embargo muestra 4 zonas de cambio de estado de esfuerzos claramente delimitadas con un deslizamiento máximo de 3.2 m y duración de fuente de 32 s.

Yagi *et al.* (2004) al abordar el cambio de estado de esfuerzos después del sismo, encuentra tres zonas de réplicas. Al sobreponer éstas con las zonas de máxima dislocación encontradas en su inversión, concluye que la correlación general entre la localización de las réplicas y el patrón de esfuerzos no es clara ya que la actividad postsísmica se expande hacia zonas en que la concentración de esfuerzos no es grande.

A diferencia de Yagi *et al.* (2003), Rodríguez-Lozoya *et al.* (2007) utiliza las réplicas para graficar sus secciones paralela (B-B') y perpendicular (A-A') a la costa. Encuentra que el dip para la zona de acoplamiento es de 44° y que la mayoría de la actividad postsísmica ocurrió en la parte que corresponde a la placa subducida. Por último con base en estas secciones propone un área de ruptura de 42 X 56 km.

Para Singh *et al.* (2003), este sismo se inició con un pequeño evento, seguido de una serie de subeventos con una directividad clara hacia el estado de Colima. Según el autor para la ciudad de Colima las aceleraciones pudieron rebasar los 144 gals.

2.7 Intensidades máximas.

El mapa de isosistas (figura A.18 del anexo A) del temblor de Tecomán Singh *et al.* (2003), esta basado, principalmente en informes de autoridades estatales y municipales de protección civil, consultas telefónicas específicas, así como informes derivados de inspecciones de campo realizados por ingenieros civiles. Las cifras periodísticas fueron empleadas como complemento, buscando coherencia entre varias de ellas, referentes a un sitio específico.

La región con máxima intensidad (VIII) incluye Tecomán, Armeria y la ciudad de Colima. Los contornos de las intensidades I_{MM} (Intensidad de Mercalli Modificada) VII y VIII se largan hacia el norte, probablemente reflejando el efecto de la directividad de la fuente, según se menciona en Singh *et al.* (2003).

La intensidad I_{MM} determinada para el sismo de Tecomán fue menor en Manzanillo y mayor en la ciudad de Colima, en comparación con lo observado durante el sismo de 1995 (M_w 8.0). Esta es otra indicación de la diferente dirección que toma la ruptura en cada uno de estos eventos.

2.8 Aceleraciones máximas registradas.

Para este sismo en particular, hasta el momento no se cuenta con informes de valores de aceleración en la región epicentral (estado de Colima) debido, básicamente como se ha venido discutiendo a una escasa cobertura instrumental. Sin embargo a mayores distancias como es el caso de los acelerógrafos del CENAPRED, sus registros muestran valores de aceleración máxima de alrededor de 20 gals en zonas de lago de la ciudad de México. En las dos horas posteriores a la ocurrencia del sismo, los valores de aceleración para nueve estaciones (siete en el D.F., dos en Cuernavaca, y una en Acapulco, respectivamente), se publicaron a través de un reporte especial en la página de Internet de CENAPRED. Dado que un nivel de aceleración como el señalado, no implica daño estructural para las construcciones en la Ciudad de México,

Cabe resaltar la utilidad de la información acelerográfica para la valoración, aproximada, de los niveles de daño esperables, en función de las características constructivas predominantes, permitiendo así optimizar la atención de una emergencia. De lo anterior se señala la necesidad de que a corto plazo, se mejoren y amplíen redes instrumentales de este tipo. Considerando la distribución geográfica de los daños y sus características es posible estimar, para el estado de Colima, una aceleración máxima del terreno, en la región epicentral, de por lo menos 150 gals. Con base en las experiencias obtenidas de otros temblores mexicanos, ese nivel de aceleración implica daños importantes a construcciones de bajo costo.

2.9 Problemas Geotécnicos y efectos de sitio.

El sismo de Tecomán causó daños y fallas en suelos (deslizamiento de taludes y grietas) y estructuras térreas. En el muelle y muelle fiscal de Manzanillo se registró un asentamiento y un desplazamiento de varios centímetros hacia el mar producto probablemente de un efecto de licuación de arenas.

El Centro SCT de Colima reportó, con fecha de enero 22, zonas de deslizamiento de tierras en cortes de las carreteras Colima-Guadalajara, Jiquilpan-Colima, Colima-Tecomán, Ramal La Salada, Playa Azul - Manzanillo, Libramiento Manzanillo, Manzanillo-Barra de Navidad y Manzanillo-Minatitlán.

Se identificaron algunos casos donde las condiciones particulares del suelo, en zonas de extensión reducida, provocaron gran daño en las edificaciones del lugar. Un caso concreto se observó en la localidad de Villa de Álvarez, cerca de la ribera de un río, en donde, según datos recabados, se hallaban viejas minas de arena que corren bajo la zona habitada. En esta zona se tuvo un daño concentrado de vivienda de mampostería así como de adobe.

2.10 Objetivos.

Con los antecedentes planteados y con el fin de dar repuesta a las limitaciones instrumentales y de investigación comentadas se dio inicio a este proyecto cuyos tres objetivos específicos son:

1. Dar una solución alternativa a la instrumentación sísmica en la zona mediante la colocación, operación y mantenimiento de 2 redes temporales cercanas a la zona sísmogénica.
2. Modelar de la fuente sísmica del sismo de Tecomán aplicando el método de las funciones de Green empíricas. Utilizando para esto la información generada en las redes previamente instaladas (entre otras).
3. Simular las historias de aceleración, PGA (aceleraciones máximas) e I_{MM} (Intensidad de Mercalli Modificada) generadas por el sismo de Tecomán en 25 puntos dentro del estado y 8 mas fuera de el.

Estos objetivos permiten abordar de forma integrada los distintos factores que intervienen en el peligro sísmico para el sismo de Tecomán Colima de 21 de enero de 2003. Esto incluye el modelado de la fuente, la trayectoria y los efectos de sitio. Se utilizó una metodología que considera estos tres factores en sus resultados. Esto representa una contribución original a la forma de hacer ingeniería sísmica en nuestro país, en donde los proyectos de investigación frecuentemente se limitan a una fracción del problema ya sea abordando únicamente los problemas relacionados con la fuente sísmica, considerados aisladamente de los efectos de trayecto, o bien estudios puntuales de efectos de sitio que no incluyen análisis alguno de las posibles fuentes sísmicas.

El principal objetivo de esta tesis es abordar el estudio de la fuente sísmica en la región, utilizando datos en sitios cercanos al epicentro, lo que hasta la fecha no se había realizado. Este objetivo se vio limitado en un principio, debido a que hasta el año 2005 Colima contaba con una sola estación de aceleración. Aunque ya existía la Red Sísmica del Estado de Colima (RESCO), las características de esta red, cuyo fin es monitorear la actividad del volcán de Colima, no permitieron obtener registros sísmicos útiles, ya que éstos se saturaron durante el sismo de Tecomán. Para revertir esta situación me involucre en este proyecto que tuvo entre sus principales objetivos instrumentar permanentemente la región. Lo que se verá detalladamente en el siguiente capítulo.

La importancia de abordar el estudio y los antecedentes del sismo de Tecomán del 21 de enero de 2003, radica en los siguientes factores de riesgo para la región:

1. Los eventos de Michoacán de 1985 (M_w 8.0), de Manzanillo de 1995 (M_w 8.0) y el de Tecomán del 2003 (M_w 7.5) han liberado esfuerzos dentro de sus zonas de ruptura, sin embargo han generando concentración de esfuerzos de cizalla en sus bordes. Con lo que en esta brecha sísmica se ha dado la acumulación de esfuerzos y con ello ha aumentado el riesgo de la ruptura de esta zona.
2. Los estudios sobre este sismo abordados en este capítulo muestran un claro efecto de directividad hacia el interior de la placa Norteamericana. Esta directividad coincide con la ubicación geográfica de 8 de las 10 principales zonas urbanas del estado de Colima. Estas ocho zonas urbanas cuentan con una población de 409018 habitantes (Barrón *et al.*, 2006), lo que representa el 75.3 % del total de la población del estado (tabla 2.4).

Tabla 2.4 Población de las 8 zonas urbanas del estado de Colima localizadas dentro del Graben del mismo nombre (Tomada de Barrón *et al.* (2006).

Municipio	Población en miles.
Armería	28574
Colima	129958
Comala	19384
Coquimatlán	18756
Cuahtémoc	26771
Ixtlahuacán	5478
Tecomán	99289
V. de Alvarez	80808
Total	409018

3. Estas zonas urbanas, junto con la zona de ruptura del sismo de Tecomán se encuentran dentro del graben de Colima, el tipo de suelos aluviales depositados en este graben pueden ocasionar considerables efectos de sitio y por consiguiente ser causantes de grandes aceleraciones en la zona.
4. La diferencia entre los momento sísmicos de los sismos de 1995 (M_w 8.0) y 2003 (M_w 7.5), que comparten una zona del área de ruptura, sugiere que si se generara un sismo de magnitud similar a la del sismo de 1995 en la parte de la brecha sísmica ubicada dentro del graben de Colima, se generaría un escenario sísmico muy crítico para la región.

CAPÍTULO 3. TRABAJOS PRELIMINARES E INSTALACIÓN DE REDES TEMPORALES.

3.1 Antecedentes.

Esta investigación forma parte de un proyecto global cuyo objetivo es evaluar el riesgo sísmico en el estado de Colima. En este proyecto trabajamos tres grupos académicos, cada uno con objetivos específicos.

Para alcanzar los objetivos planteados en el capítulo I, fue necesario realizar una investigación experimental que requirió de la instalación e instrumentación de varias redes temporales. Cada una con las características necesarias para cubrir los objetivos antes planteados. Para tal efecto se adquirieron un total de 12 acelerógrafos y 10 sismógrafos de periodo corto y finalmente se instalaron tres redes temporales distintas.

Para caracterizar la forma en que se propaga la energía sísmica hasta las tres principales zonas urbanas del estado (Colima, Manzanillo y Tecmán) se instaló una red perpendicular a la zona de subducción cubriendo los aproximadamente 51 km entre la costa y la ciudad de Colima. A esta red la denominamos Red Temporal de Atenuación. Otra red se concentró en la ciudad de Tecmán con el objetivo de caracterizar los efectos de sitio en esta ciudad, y una red más se instaló de manera paralela y a lo largo de los 120 km de costa con que cuenta el estado con el objetivo de estudiar la fuente sísmica en la zona de subducción, a esta red la denominamos Red Temporal Costera.

La cantidad de equipos (12 acelerógrafos y 10 sismógrafos) fue insuficiente para cubrir los tres objetivos simultáneamente por lo que el encargado del proyecto tomó la decisión de dar prioridad primero a la instalación de la Red Temporal de Atenuación afín a sus objetivos de investigación y 8 meses después a la Red Temporal Costera afín a los objetivos de esta tesis; por último a la red local en Tecmán.

En esta tesis, utilicé los datos registrados en la Red Temporal Costera. Una seria limitación para alcanzar los objetivos planteados fue la posibilidad de registrar en este muy corto periodo de tiempo (7 meses) un sismo cuya magnitud y localización con relación a la distribución de nuestros 12 equipos pudiera aportar datos lo suficientemente sólidos para abordar los objetivos planteados. Sin embargo precisamente durante el periodo de operación de la red, ocurrió el sismo más importante después del terremoto de Tecmán de 2003. Las características propias del este sismo, la metodología aplicada y el procesado que se dio a los datos obtenidos me permitieron alcanzar los objetivos planteados en esta tesis.

3.2 Redes permanentes instaladas.

Con objeto de no repetir estaciones y de que la ubicación de los equipos cubriera de manera óptima las necesidades del proyecto investigué qué organismos o instituciones poseían equipos dentro del estado de Colima hasta finales del año 2004 (figura 3.1 y tabla 3.1). Dichos organismos son: el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima (UdeC), el Centro De Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES) y el Servicio Sismológico Nacional (SSN) cuyas estaciones aparecen listadas en las tablas 3.3, 3.4 y 3.5 respectivamente. Las estaciones correspondientes a las estaciones que el SSN tiene en las islas

Socorro no se muestran en la figura 3.1 pues éstas se localizan a más de 600 km de la parte continental del estado de Colima.

Es necesario aclarar que durante el periodo inicial de esta investigación (enero a diciembre de 2005) el Instituto de Ingeniería de la UNAM instaló cuatro acelerógrafos en el estado de Colima como parte de su red acelerográfica nacional (tabla 3.2 y figura 3.2).

Tabla 3.1 Organismos o instituciones poseían equipos dentro del estado de Colima hasta el año 2004.

Equipos instalados en el estado de Colima hasta el año 2004			
Institución	Cantidad	Acelerógrafos	Sismógrafos
SSN	4		4
UdeC	12		12
CIRES	1	1	
Total	17	1	16

Es importante mencionar que CIRES contaba en la Central Termoelectrónica De Manzanillo con 7 acelerógrafos distribuidos en diferentes niveles en sus edificios del cuarto de máquinas y caldera, mas el equipo de campo libre. En la tabla 3.4 sólo hago mención del equipo de campo libre por ser el que interesa para los propósitos de estudio.

Tabla 3.2 Estaciones acelerográficas del IINGEN de la UNAM. Instalados en el año 2005 en el estado de Colima.

Equipos del Instituto de Ingeniería de la UNAM		
Colimilla	-104.68063	19.19092
Cómala	-103.76085	19.32529
Armería	-103.94936	18.95127
Manzanillo	-104.29786	19.05429

Tabla 3.3 Estaciones sismo gráficas del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima.

Equipos del Observatorio Vulcanológico de Colima					
No	Estación	Clave estación	Comp.	Longitud	Latitud
1	Cerro Grande	EZV2	1	-103.8574	19.3908
2	Nevado	EZV3	1	-103.6182	19.5653
3	Soma	EZV4	1	-103.6297	19.5233
4	Hierbabuena	EZV6	1	-103.6793	19.4805
5	Fresnal	EZ5 (E, N, V)	3	-103.6015	19.4790
6	Monte grande	EBMG	1	-103.6204	19.4661
7	La Cumbre	COL(E, N, V)	3	-103.6900	19.1810
8	San Gabriel	ESSG	1	-103.7353	18.9396
9	Peña Colorada	ESPC	1	-104.0934	19.3857
10	Manzanillo	ZLGC	1	-104.4557	19.1397
11	Pueblo Juárez	R15(E, N, V)	3	-103.9832	19.1699
12	La Tropicana	ELTB, ESLT	1	-104.0000	18.9410

Tabla 3.4 Estación acelerográfica en campo libre de CIRES.

Equipo de CIRES en campo libre		
Termoeléctrica	-104.340	19.070

Posterior al año 2004 y por haber dejado de recibir el financiamiento de la empresa que apoyaba en el mantenimiento de esta red, los siete equipos han dejado de funcionar paulatinamente, y en este momento solo funcionan 4. Uno de ellos precisamente es el de campo libre.

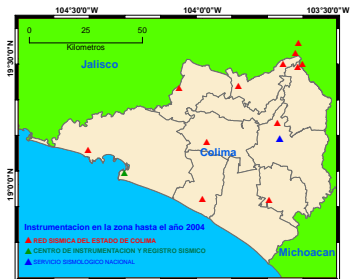


Figura 3.1 Localización geográfica de los 14 equipos de otras instituciones en la parte continental del estado de Colima hasta el año 2004.

Tabla 3.5 Estaciones del servicio sismológico nacional.

Equipo del Servicio Sismológico Nacional		
Estación	longitud	latitud
La Cumbre	-103.6912	19.18161
El Barquito	-110.9626	18.73561
Isla Socorro 1	-110.9181	18.78994
Isla Socorro 2	-110.9881	18.85195

Las cuatro estaciones que el SSN tiene en el estado de Colima se encuentran en operación. Una de estas estaciones se encuentra en la parte peninsular del territorio del estado y tres más se encuentran ubicadas en las islas Socorro, aunque estas islas son parte del territorio del estado de Colima éstas se encuentran demasiado lejos, a más de 600 km de sus costas.

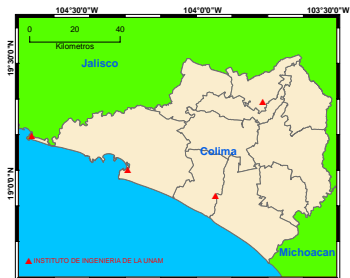


Figura 3.2 Acelerógrafos del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Equipos instalados a principios del año 2005 en el estado de Colima, como parte de su red acelerográfica nacional y de manera paralela al inicio de esta investigación.

3.3 Trabajos preliminares a la instalación de las redes temporales.

Contando ya con un panorama de las zonas cubiertas y las características de las redes ya existentes procedí a seleccionar cuidadosamente 20 sitios para la probable instalación de nuestras redes temporales (tabla 3.6). Principalmente en zonas donde la Universidad de Colima (UdeC), tuviera instalaciones adecuadas, o en su caso poblaciones que contaran con centros de salud ó centros escolares. En cada uno de estos probables sitios se evaluó lo siguiente.

1. Factibilidad técnica (Registro en suelo duro y sin ruido ambiental excesivo).
2. Conexión a Internet (Red interna de la Universidad.).
3. Geología local (Clasificación del suelo, nivel freático, etc.).
4. Condiciones topográficas (Lugar sin efectos de topografía).
5. Acceso al sitio y seguridad (Vigilancia las 24 hrs. del día).

La ubicación del sitio donde se instalarían las estaciones permanentes fue de gran importancia ya que la confiabilidad de los registros y su interpretación dependen en mucho del lugar escogido. Fue necesario por lo tanto seleccionar el lugar más adecuado para la instalación de los acelerógrafos. Nuestro criterio de entre los mencionados arriba, fue escoger sitios libres de tránsito de automotores y personas, así como de vibraciones inducidas por maquinarias y equipos como plantas eléctricas, bombas de agua, tuberías de presión y ascensores, ya que estos ruidos ambientales pueden en algún momento exceder el nivel de disparo del equipo y producir un evento no sísmico. La suma de estos eventos no sísmicos puede llenar la memoria del equipo y afectar su funcionamiento cuando ocurra un sismo. Se escogieron lugares seguros y de acceso restringido, que no fueran utilizados como bodega o como centro de operación de otro equipo telefónico, eléctrico etc. Para cada sitio se realizó una evaluación basada en las consideraciones anteriores y se hicieron las recomendaciones respectivas.

3.4 Medición de ruido ambiental.

Ahora bien en estos sitios escogidos, se hizo la medición de vibración ambiental por aproximadamente 15 minutos, usando un sensor de velocidad Lenartz, de periodo corto de 1 s, y tres componentes (V, NS y EO). Los registros obtenidos se analizaron de dos maneras:

Tabla 3.6 Localidades donde se realizaron mediciones de ruido ambiental.

Estaciones en que se realizaron mediciones de ruido ambiental		
Población	Longitud	Latitud
Tecomán	-103.89000	18.94000
Armeria	-103.96816	18.93020
Venustiano Carranza	-104.10856	19.01036
San Buenaventura	-104.16097	19.01283
El Naranjo	-104.40033	19.12369
San Pedrito	-104.30302	19.05405
Minatitlán	-104.04372	19.37672
El Arrayanal	-104.15430	19.29919
Camotlán	-104.23752	19.22452
Cihuatlán	-104.56675	19.23458
C.Ortega	-103.72105	18.75711
Los Tepames	-103.61955	19.10138
Estapilla	-103.53330	18.97641
Coquimatlán	-103.80383	19.21211
Álvarez	-103.80383	19.26425
Obs. Vulcanológico	-103.67441	19.38136
Cuyatlán	-104.07055	18.91702
Ixtlahuacán	-103.83153	19.01882
Colimilla	-104.67292	19.18254
Los Asmoles	-103.77320	19.12113

1. Los cocientes espectrales entre los componentes horizontales y verticales.
2. El nivel de ruido sísmico respecto al modelo del campo de ruido global.

Los sensores que se utilizan para hacer la medición de vibración ambiental tienen una frecuencia natural de 1 hz, el registrador fue una grabadora con un digitalizador de 24 bits y

se grabó a 100 muestras de tal manera que registrara el movimiento del terreno con una cadencia de 100 muestras por segundo.

El sistema anterior tiene una respuesta plana a la velocidad del terreno entre aproximadamente 1 y 20 Hz. La información generada por el par sensor-digitalizador estuvo controlada mediante un ordenador portátil por el programa SEISLOG versión 1.2. Se grabaron efectivamente archivos de 15 minutos, sin embargo para el procesamiento de esta información el programa fue configurado para grabar en disco duro archivos en paquetes con duración de 10 minutos.

Se calcularon los cocientes espectrales promedio de los componentes horizontales y el vertical en cada estación. Esto se logra seleccionando 45 ventanas de 20 s de duración cada una. Las ventanas de 20 s, están traslapadas un segundo. Se calcula su transformada de Fourier y el espectro de amplitud resultante fue suavizado pasándolo cuatro veces por una ventana de Hanning. Posteriormente se calcularon los cocientes espectrales NS/V y EO/V, y finalmente calculamos promedios de esos cocientes.

Los resultados arrojaron que de las 20 estaciones propuestas solo 2 no cumplieron con algunos de los requisitos señalados anteriormente, las estaciones seleccionadas se muestran en la tabla 3.7.

Tabla 3.7 Localidades con aceptable nivel de ruido ambiental.

No	Localidad	No	Localidad
1	Coquimatlán	10	El Arrayanal
2	Cerro De Ortega	11	Camotlán
3	Los Tepames	12	Estapilla
4	Armeria	13	S. Buenavent
5	El Naranjo	14	Observatorio
6	Minatitlán	15	Cuyutlan
7	Tecomán	16	Ixtlahuacan
8	V.De Álvarez	17	Colimilla
9	San Pedrito	18	Los Asmoles

3.5 Equipos adquiridos y descripción de los instrumentos.

Los equipos adquiridos para este proyecto son 5 acelerógrafos marca ETNA de Kinematics y 7 acelerógrafos marca GEOSIG GSR-18ADC. Estos equipos fueron seleccionados considerando que sus componentes cumplieran con los requerimientos mínimos de trabajo. Los equipos son acelerógrafos digitales portátiles para registro de movimiento fuertes, con un sistema de adquisición de datos y su respectivo software para lectura y visualización de la información almacenada. Cuentan además con un sistema para anclarlos al piso y con sistema de nivelación. Pueden ser alimentados con energía comercial y cuentan con un sistema que permite el funcionamiento del mismo durante cortes de energía. Sus sensores son triaxiales (dos componentes horizontales y una vertical, orientados todos ortogonalmente entre sí). La escala total para los GEOSIG es del 100% de la aceleración de la gravedad (1g) y de 200 % de la aceleración de la gravedad (2g) para los equipos marca ETNA de Kinematics, la frecuencia de muestreo es de 100 m/s para ambos. Su amortiguamiento crítico es del 70 %. El ancho de banda del sistema de detección cubre el rango de frecuencias de 0.1 a 100 Hz para los GEOSIG y de 0.1 a 200 Hz para los ETNA Kinematics. Estos instrumentos cuentan con un sistema de detección automático y configurable de eventos,

usando criterios STA/LTA y niveles de trigger/detrigger para cada canal y/o sensor. Los acelerógrafos adquiridos cuentan con un sistema de almacenamiento de eventos. En el caso de los ETNA de Kinemetrics cuentan con dos slots para introducir un adaptador para tarjetas flash con memoria expandible de hasta 4 gigas por cada slot. Para el caso de los GEOSIG estos cuentan con un slot para tarjeta Compaq Flash expandible de hasta 4 gigas. El sistema de control de tiempo de estos equipos consiste en un reloj interno de alta precisión, que puede sincronizarse externamente a un GPS. Éste puede ser configurado para trabajar tanto con la hora GMT como con la hora local, que en Colima es la hora GMT más seis en horario de invierno y cinco horas en horario de verano. Cuentan además con una batería que les dan autonomía mínima de 36 horas. Estas baterías son recargables, y se cargan automática y continuamente con un eliminador conectado a la corriente. Los instrumentos cuentan con un sistema de protección contra picos y descargas de energía.

Estos equipos cuentan con el software que permite la configuración y manejo del acelerógrafo, extracción de datos y visualización gráfica de éstos en la computadora. Para el caso de los GEOSIG el software es el GEODAS y para el caso de los ETNA de Kinemetrics es el KMI QuickTalk y QuickLook. Ambos cuentan con una rutina para convertir los datos a formato ASCII. Este software es de dominio público y también es suministrado con el equipo.

3.6 Instalación de redes temporales.

Como anteriormente se definió los objetivos del proyecto global requirieron realizar una investigación experimental que requiriera de la instalación e instrumentación de varias redes temporales, cada una con las características necesarias para cubrir los objetivos específicos planteados por cada grupo de trabajo. Las tres redes de trabajo que se instalaron son:

1. Red temporal de atenuación (para caracterizar la forma en que se atenúa la energía sísmica hacia el interior del estado).
2. Red Temporal Costera (estudio de la fuente sísmica).
3. Red para estudio de los efectos de sitio en la ciudad de Tecomán.

Por último se decidió que al cumplirse los objetivos científicos de estas redes, todos los equipos pasarán a formar parte de una red fija en el estado. En los sitios de estas redes fijas construiríamos la obra civil para su instalación. Los equipos adquiridos para formar parte de estas redes son 12 acelerógrafos y 10 sismógrafos de periodo corto, mismos que debieron repartirse en tiempo a los tres grupos de trabajo. El tiempo inicialmente proyectado para la operación de estas redes era de tres años, los trámites administrativos en la compra de los equipos, el embarque, trámites en aduanas y entrega recepción de los equipos, retrasaron el inicio de operaciones de los mismos por ocho meses. Este tiempo fue aprovechado para cubrir dos objetivos. El primero fue realizar los estudios preliminares ya mencionados para la instalación de los equipos en las redes temporales, y el segundo, realizar los mismos trabajos preliminares más la construcción de la obra civil para albergar los equipos en la red fija una vez cubiertos los objetivos de las redes temporales.

Por último se decidió que al cumplirse los objetivos científicos de estas redes, todos los equipos pasarán a formar una red fija en el estado.

3.7 Instalación de casetas.

Después de haber realizado el procedimiento para la selección de los lugares de instalación de las estaciones fijas, se procedió a realizar los trabajos para la construcción de la obra civil (base de concreto e instalación de la caseta). La construcción de estas instalaciones es de gran importancia para la operación, mantenimiento y protección del equipo. Estas instalaciones entre otras características, deben resistir y preservar la integridad física del equipo y su funcionalidad después de un sismo intenso. Por lo anterior la selección del sitio y las especificaciones de construcción de la obra civil fueron tan importantes como el acelerógrafo por sí mismo. Para tal fin se adoptó el procedimiento de construcción de bases del Instituto de Ingeniería de la UNAM (figura 3.3).

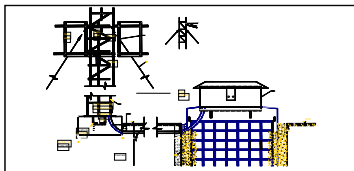


Figura 3.3 Croquis esquemático de base y caseta sobre suelo blando, suelo blando se considera suelo no rocoso.

Esta normatividad y especificaciones de construcción adoptadas superan los mínimos exigidos para las obras civiles y las resumimos a continuación:

1. Primeramente se debe retirar la capa orgánica del suelo para evitar cualquier tipo de asentamiento diferencial. La superficie deberá nivelarse antes de realizar el trazo para la cimentación.
2. Esta consiste en una excavación perimetral de 35 cm. de ancho y 1.05 m. de profundidad más un afine de 5 cm. Compactación de la base de la excavación. Por último los primeros 10 cm. de la excavación deben rellenarse con una cama de grava arena nivelada y compactada.
3. La cimentación consiste en una base de concreto. Armado de la parrilla perimetral, con 1 diámetro de 3/8" @ 10 cm. Concreto $f_c = 350 \text{ kg/cm}^2$ agregado máximo de 3/4", vibrado y nivelado (figura 3.4).

4. Base de concreto. armado de la parrilla perimetral, con 1 diámetro de 3/8" @ 10 cm., acero de parrilla de base con 1 diámetro de 3/8" @ 13 cm., concreto $f_c = 350 \text{ kg/cm}^2$, agregado máximo de 3/4", vibrado y nivelado, acabado pulido en la superficie, incluye recibir base de caseta, ahogada y nivelada (figura 3.5).
5. Instalación de caseta metálica prefabricada, nivelado atornillado y sellado (figura 3.6).
6. Suministro de servicios, registro de concreto de 40 x 40 prefabricado incluye tapa, excavación y recibo de registro, excavación y recibo de tubería de PVC conduit de 3" de diámetro desde la base de concreto hasta el registro y desde el registro a las tomas eléctricas, de Internet y azotea para GPS, incluye cableado y recibo dentro de la caseta, (figura 3.7).
7. En su caso instalación de celda solar incluye fabricación e instalación de torre y base para celda solar y baterías (figura 3.8).



Figura 3.4 Excavación para base, excavación para suministro de servicios y parrilla perimetral.



Figura 3.5 Armado, cimbrado, vibrado y colado de base de concreto, salidas para suministro de servicios.



Figura 3.6 Instalación de caseta metálica prefabricada, nivelado atomillado y sellado.



Figura 3.7 Registro de concreto para suministro de servicios (GPS, energía eléctrica e Internet).



Figura 3.8 Instalación de celda solar incluye fabricación e instalación de torre, base para celda solar y baterías.

En el mes de octubre de 2002 llegaron los primeros 5 acelerógrafos ETNA de Kinematics, por lo que se procedió de inmediato a su instalación (figura 3.9), en las bases previamente construidas.

Los equipos se instalaron en instalaciones de la Universidad de Colima a excepción de uno (cerro Picachos). Esos sitios cuentan con el servicio de energía eléctrica, internet, vigilancia y son los que se enlistan a continuación:

1. Villa de Álvarez.
2. Cerró Picachos, Villa de Álvarez.
3. Tecmán.
4. Cerro de Ortega, Tecmán.
5. El Naranjo, Manzanillo.

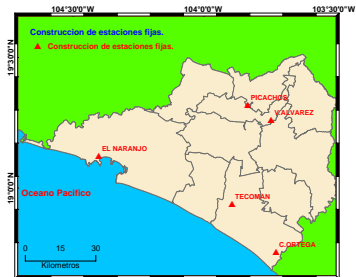


Figura 3.9 Localización geográfica de las primeras 5 estaciones acelerográficas del proyecto

Por lo que una vez instalada la caseta, se procedió a fijar los equipos a la base. Esta orientación se realizó de acuerdo a la normatividad establecida por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Las componentes horizontales se alinearon con los puntos cardinales de la siguiente forma, la longitudinal en sentido este – oeste, la transversal norte – sur y la otra vertical. Con esta orientación y una vez realizada la perforación en la superficie nivelada de la base de cimentación se fijó el equipo. Posteriormente se ajustaron manualmente los sensores, verificando que dicho ajuste fuera lo más cercano a la línea base. Se verificó el voltaje de

alimentación de la línea. Se instaló la antena de GPS que requirió de una zona despejada en un radio de 360 grados que permitiera captar la señal satelital (figura 3.10).



Figura 3.10 Instalación, orientación y calibración de acelerógrafos Etna Kinematics.

Concluido el proceso de instalación se realizaron pruebas para verificar su buen funcionamiento. Una vez recibida la señal del GPS se verificó la sincronización del equipo. Entonces se realizaron pruebas para calibrar el umbral de disparo.

Por último en cada una de las estaciones se dejó una bitácora de visitas (figuras 3.11 y 3.12), con el objetivo de documentar toda la información relativa a la operación y funcionamiento del equipo.

En el mes de Noviembre de 2005 y teniendo los acelerógrafos ETNA Kinematics ya instalados, llegaron los 7 acelerógrafos GEOSIG. Por lo anterior se inició la instalación de la Red Temporal de Atenuación y posteriormente la instalación de la Red Temporal Costera. Esta segunda red se instaló 8 meses después del inicio de operación de la primera red y un año y medio después de iniciado el proyecto.

Para la primera red se instalaron los equipos en una línea perpendicular a la costa, con el objetivo de efectuar un experimento que permitiera caracterizar la atenuación sísmica de la zona (21 de noviembre del 2005). Para éste experimento se utilizaron el total de los acelerógrafos del proyecto (5 ETNAS y 7 GEOSIG) instalándose en las siguientes localidades, (figura 3.13).

1. El Paraíso
2. El Rancho San José
3. Bachillerato No.5 Tecomán
4. Crucero Tecomán
5. Caleras

6. Tecolapa
7. La Salada
8. Los Asmoles
9. Loma de Juárez
10. Coquimatlán
11. Villa de Álvarez
12. El Real

ESTACION										FECHA DE VISITA		
CLAVE ESTACION										EVENTOS REGISTRADOS		
INVENTARIO UNAM										EVENTOS RESPALDADOS		
UBICACION Y DIRECCION										EVENTOS BORRADOS		
RESPONSABLE DEL LUGAR										ALTITUD		
TELEFONO										LONGITUD		
DIA DE DESCANSO										LATITUD		
NUMERO DE SERIE EQUIPO										GPS OPERACION		
EVENT TRIGGER (N/S)										POWER LOSS		
EVENT DETRIGGER (N/S)										PREEVENTO		
EVENT TRIGGER (W/E)										POSEVENTO		
EVENT DETRIGGER (W/E)										RUNTIME		
EVENT TRIGGER (Z)										NUM. DE SERIE SENSOR X		
EVENT DETRIGGER (Z)										NUM. SERIE SENSOR Y		
CORRECCION BASELINE										NUM. SERIE SENSOR Z		
RESTARS												
TARJETA												
ETNA										REVISO ESTACION Y FIRMA		

Figura 3.11 Bitácora de campo para los acelerógrafos ETNA Kinematics.

ESTACION										FECHA DE VISITA		
CLAVE ESTACION										EVENTOS REGISTRADOS		
INVENTARIO UNAM										EVENTOS RESPALDADOS		
UBICACION Y DIRECCION										EVENTOS BORRADOS		
RESPONSABLE DEL LUGAR										ALTITUD		
TELEFONO										LONGITUD		
DIA DE DESCANSO										LATITUD		
NUMERO DE SERIE EQUIPO										GPS OPERACION		
EVENT TRIGGER (N/S)										POWER LOSS		
EVENT DETRIGGER (N/S)										PREEVENTO		
EVENT TRIGGER (W/E)										POSEVENTO		
EVENT DETRIGGER (W/E)										RUNTIME		
EVENT TRIGGER (Z)										NUM. DE SERIE SENSOR X		
EVENT DETRIGGER (Z)										NUM. SERIE SENSOR Y		
CORRECCION BASELINE										NUM. SERIE SENSOR Z		
RESTARS												
DISPARO POR VENTANAS DE TIEMPO										PORTACANDADO		
DURACION										INST. ELECTRICA		
DATE										TARJETA		
TIME												
DAYS												
H												
M												
S												
NUMBER												
GEOSIG										REVISO ESTACION Y FIRMA		

Figura 3.12 Bitácora de campo para los acelerógrafos GEOSIG.

3.8 Instalación, operación y mantenimiento de la Red Temporal de Atenuación.

Por ser una red temporal el equipo se instaló en centros de salud y escuelas sin requerir instalaciones fijas. Dos de los equipos fijos permanecieron y 3 se reubicaron para este fin.

Una de las tareas más importantes fue la calibración de los umbrales de disparo para cada estación de manera independiente, con dos objetivos. El primero fue calibrar el equipo lo más sensible que fuera posible de acuerdo a las condiciones de ruido ambiental del lugar Franklin *et al.* (2001), de tal manera de poder captar cualquier evento sísmico generado en la zona de subducción principalmente. El otro objetivo fue que dicha calibración no alcanzara los niveles de ruido ambiental de la zona lo que pudiera generar saturar los equipos de ruido. Esta calibración dependía de las condiciones únicas de cada lugar por lo que fue necesario realizar varias pruebas antes de encontrar dicho nivel.

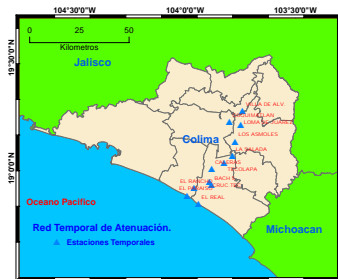


Figura 3.13 Ubicación geográfica de las estaciones de la Red Temporal de Atenuación en el Estado de Colima.

Otra tarea específica fue realizar pruebas de disparos por ventanas de tiempo, es decir, los equipos fueron programados para dispararse de manera automática y sincronizada en lapsos de tiempo de aproximadamente 15 minutos durante periodos de 7 días, en horas de la

madrugada. Estas pruebas se hicieron con el fin de revisar la información generada en esas ventanas de tiempo y tratar de identificar señales similares o parecidas y grabadas simultáneamente en todos los equipos.

Es importante señalar que para los propósitos de esta Red Temporal de Atenuación y antes de ser retirada se pudieron registrar 19 eventos durante el periodo de noviembre de 2005 a junio de 2006 (tabla 3.8).

3.9 Instalación, operación y mantenimiento de la Red Temporal Costera.

Una vez que fueron cumplidos los objetivos de la red de atenuación perpendicular a la costa, se procedió a la instalación de la red que serviría para abordar el estudio de la fuente sísmica.

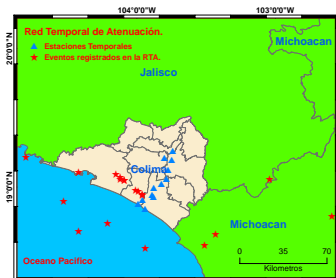


Figura 3.14 Localización de eventos registrados en la Red Temporal de Atenuación durante su operación.

La instalación de estos 12 acelerógrafos tiene como objetivo complementar las estaciones permanentes existentes en el área y tener una cobertura azimutal adecuada de la zona sísmogénica, con distancias fuente-estación pequeñas. Los objetivos particulares en esta etapa del proyecto fueron los siguientes:

1. Instalar la Red Temporal Costera.
2. Realizar visitas de campo para calibrar los umbrales de disparo en cada estación.
3. Recoger registros, limpiar tarjetas y vigilar la operatividad en general del equipo.
4. Localizar eventos. Los registros obtenidos fueron clasificados por fecha y hora, agrupados, cambiados a formato SEISAN y localizados.
5. Definir la metodología para el desarrollo de la tesis. Las características de uno de los eventos registrados en la red (magnitud, cobertura azimutal etc.) permitió redefinir y replantear la metodología a seguir para abordar el estudio de la fuente sísmica.

Tabla 3.8 Eventos registrados en la Red Temporal de Atenuación durante su operación, las localizaciones fueron determinadas usando el programa SEISAN y usando la estructura cortical usada por RESCO.

Sismicidad registrada en el Estado de Colima por la Red Temporal de Atenuación durante los meses de noviembre de 2005 a junio de 2006					
No.	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	M_L
1	20060317	1308	-102,590	18,790	4,1
2	20060320	2337	-103,040	19,060	4,4
3	20060322	2242	-103,960	18,950	4
4	20060323	0035	-103,960	18,940	4
5	20060325	0529	-104,120	19,070	4,7
6	20060325	0536	-103,990	18,970	4
7	20060325	1159	-104,010	18,980	3,4
8	20060325	1414	-104,420	19,110	3,3
9	20060326	0928	-104,090	19,050	4
10	20060329	1752	-104,420	18,680	4,2
11	20060330	0853	-104,120	19,060	4,3
12	20060403	2134	-103,510	18,580	4,5
13	20060407	0728	-104,090	19,050	4,2
14	20060409	1607	-104,150	19,090	3,7
15	20060423	1039	-104,800	19,220	4,3
16	20060501	2240	-104,530	18,900	4,1
17	20060503	1618	-103,940	18,560	4,1
18	20060506	0525	-104,210	18,740	4,3
19	20060513	1131	-103,430	18,660	4,2

Para la instalación de la red paralela a la costa, se procedió a la remoción de la antigua red. Este trabajo se efectuó en el periodo del 28 de mayo al 3 de junio de 2006. Para definir la nueva ubicación de los equipos se tomó como base la sismicidad generada en los meses anteriores.

Para el nuevo reacondo se utilizaron el total de los acelerógrafos del proyecto (5 ETNAS y 7 GEOSIG). De los 12 equipos, 2 permanecieron en sus sitios originales y 10 se reubicaron. Los equipos que permanecieron son:

1. Paraíso.
2. Bachillerato no.5 en Tecomán.

Se decidió dejar estas estaciones en los mismos lugares con la intención de no descuidar la sismicidad que pudiera ocurrir en la zona sur del estado de Colima y límites con Michoacán. Los equipos fueron distribuidos en distintas comunidades procurando que formaran una línea paralela a la costa

Tomando como base la información anterior se procedió a ubicar físicamente los lugares que desde luego debían de cumplir con las características de ser un terreno firme

Por ser zona muy cercana a la playa, esteros y lagunas, existen terrenos muy suaves y arenosos. Sin embargo todos los equipos pudieron ubicarse en terreno firme (tabla 3.9) quedando instalados en centros de salud, escuelas, casas particulares y algunas instalaciones que construimos el año 2006 (figura 3.15).

Un primer grupo de equipos se ubicó en la zona comprendida desde la bahía de Manzanillo, la bahía de Santiago y continuando hasta Cihuatlán, tratando de esta manera de cubrir el área frente a la zona de subducción donde se había registrado actividad sísmica en los últimos meses frente a las costas de Manzanillo.



Figura 3.15 Localización geográfica de las estaciones de la red temporal de costera.

Durante el periodo de operación de la red realicé 10 visitas al estado con el fin de dar mantenimiento a los equipos, estas visitas las realicé espaciadamente cada 4 o 5 semanas con los siguientes objetivos:

1. Resguardar la información y analizarla.
2. Evitar la saturación de las tarjetas.
3. Revisar los umbrales de disparo y modificarlos según el comportamiento del equipo y las cambiantes condiciones de algunos sitios.
4. Cambiar el equipo cuando las condiciones del lugar, climáticas etc., pusieran en riesgo la información o el mismo equipo.

Tabla 3.9 Localización de estaciones de la Red Temporal Costera.

Red Temporal Costera		
Población	Longitud	Latitud
El Paraíso	-103.99143	18.8765
El Naranjo	-104.40033	19.12369
Tapexitlles	-104.28000	19.06000
El Centinela	-104.58416	19.16733
Cerro De Ortega	-103.72105	18.75711
El Chavarín	-104.55143	19.20011
Santiago	-104.35167	19.11759
Campo Verde	-104.31810	19.13360
Emiliano Zapata	-104.51802	19.16928
Sector 5	-104.26739	19.06760
La Central	-104.43424	19.13471
Bach 5	-103.88116	18.92566

Como resultado de la operación de esta red por un periodo de seis meses se registraron 21 eventos con los que se generó el siguiente catálogo sísmico (tabla 3.10).

3.10 Resultados obtenidos en la Red Temporal Costera.

Durante el periodo de junio 2006 a enero 2007 (6 meses) fueron registrados 21 eventos en la Red Temporal Costera, todos ellos con magnitudes mayores a $3.6 M_L$ y menores a $5.7 M_L$.

Aunque se contó con 12 estaciones acelerográficas, de los eventos generados en la zona en este período, no todos fueron registrados en todos los equipos, las principales causas fueron:

1. La magnitud del sismo.
2. La localización del sismo.
3. La calibración del umbral de disparo.
4. Condiciones propias del lugar como son: repentinos cortes de energía, tormentas, excesivo e imprevisible ruido ambiental, falta de acceso a los lugares de instalación etc.

Como resultado de la operación de las dos redes temporales, se logró registrar un total de 40 eventos, 21 en la Red Temporal Costera y 19 en la Red Temporal de Atenuación. De estos 40 eventos 23 fueron registrados por el SSN. En la figura 3.16 se muestra un mapa comparativo con las localizaciones dadas por el SSN y las redes temporales instaladas como parte de este proyecto. En la tabla 3.12 se muestran los RMS obtenidos por el SSN y las dos redes temporales instaladas en este proyecto. La variación mostrada en RMS y localización

puede deberse primero a que los equipos de las redes temporales se encuentran mas cerca de la zona de subducción y segundo a la distinta cobertura azimutal de ambas redes con respecto a los epicentros de los sismos localizados. Para los eventos que no fuerón registrados por el SSN la causa es la menor distancia fuente estación de los equipos de las redes temporales instaladas y que guarda relación con la pequeña magnitud de los sismos registrados en la zona.

Tabla 3.10 Eventos registrados en la Red Temporal de Costera durante su operación.

Sismos Registrados por la Red Temporal Costera En el periodo de Junio 2006 a enero de 2007							
No.	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Prof.	Mag. M_L	No.Est.
1	020606	01:20	19.063	-104.621	22.8	3.8	6
2	050606	25:58	18.966	-104.628	3.0	4.0	3
3	310706	19:16	18.580	-104.023	29.5	4.8	3
4	310706	18:25	18.618	-104.092	41.1	3.8	7
5	130806	15:14	18.230	-103.529	13.4	5.1	6
6	250806	04:35	18.925	-104.623	22.2	3.7	5
7	250806	08:42	18.954	-105.038	8.7	3.8	5
8	260806	21:33	19.241	-105.099	35.4	4.2	3
9	290806	02:43	19.044	-104.319	26.3	3.6	3
10	290806	17:20	19.166	-104.803	31.9	4.1	4
11	070906	07:09	18.896	-104.241	29.7	3.7	3
12	120906	07:46	19.250	-104.121	24.6	3.7	4
13	160906	14:52	19.392	-104.471	33.4	4.4	9
14	160906	18:15	19.415	-104.445	32.8	3.6	6
15	190906	02:41	19.420	-104.462	31.9	3.7	3
16	200906	07:45	19.617	-104.437	9.8	3.8	4
17	131006	23:32	19.483	-104.384	11.1	4.2	3
18	011106	10:11	19.118	-104.142	3.7	3.1	3
19	061106	03:51	19.028	-104.031	4.3	3.3	4
20	121106	06:58	19.245	-104.197	27.6	3.8	10
21	191106	06:59	18.612	-104.191	11.5	5.7	11

Tabla 3.11 Estructura de velocidades usada por RESCO y utilizada en la localización de eventos de la RTC.

Velocidad de ondas P (km/s)	Profundidad de la capa (km)
1.7	0.0
2.7	2.0
3.6	3.0
4.6	4.0
5.7	6.0
6.0	12.0
7.4	18.0
7.8	35.0

Los datos obtenidos en cada estación los clasifiqué y agrupé por evento y dependiendo del equipo en que fueron registrados se trasformaron a formato SEISAN Havskov *et al.* (2005) para su proceso de localización en el software de este mismo nombre.

Utilicé la estructura de velocidades usada por RESCO (tabla 3.11), con objeto de localizar los sismos, obteniéndose las localizaciones mostradas en la figura 3.17.

Tabla 3.12 Tabla que muestra comparativa que muestra los RMS generados por el SSN y las dos redes temporales instaladas en este proyecto Eventos registrados en la Red Temporal de Costera durante su operación.

No.	Fecha	Hora (GMT)	RMS SSN	RMS RTC
1	20060317	1308	0.7	0.34
2	20060320	2337	0.6	0.36
3	20060322	2242	-	0.09
4	20060323	0305	-	0.5
5	20060325	0529	0.8	0.7
6	20060325	0536	-	0.38
7	20060325	1159	-	0.25
8	20060325	1414	-	0.09
9	20060326	0928	0.6	0.1
10	20060329	1752	0.8	0.45
11	20060330	0853	0.7	0.43
12	20060403	2134	0.6	0.06
13	20060407	0728	-	0.28
14	20060409	1607	0.7	0.42
15	20060423	1039	0.2	0.13
16	20060501	2240	0.7	0.24
17	20060503	1618	0.9	0.3
18	20060506	0525	-	0.41
19	20060513	1131	0.7	0.17
20	20060602	0120	0.5	0.1
21	20060605	0158	-	0.24
22	20060731	1916	-	0.19
23	20060731	1825	0.7	0.04
24	20060813	1514	0.8	0.42
25	20060825	0435	0.4	0.07
26	20060825	0842	0.8	0.15
27	20060826	2133	0.5	0.02
28	20060829	0243	-	0.02
29	20060829	1720	-	0.03
30	20060907	0709	-	0.02
31	20060912	0746	-	0.05
32	20060916	1452	0.9	0.26
33	20060916	1815	-	0.09
34	20060919	0241	-	0.05
35	20060920	0745	0.5	0.1
36	20061013	2332	0.5	0.18
37	20061101	1011	-	0.08
38	20061106	0351	-	0.29
39	20061112	0658	0.7	0.23
40	20061119	0659	0.9	0.35

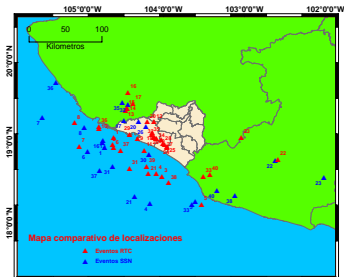


Figura 3.16 Sismicidad registradas en las redes temporales. Mapa comparativo que muestra las localizaciones del SSN en color azul y las de las redes temporales instaladas en este proyecto en color rojo, para los 40 eventos registrados durante la operación de las redes temporales.

En general la sismicidad registrada durante este periodo en el estado de Colima se localiza principalmente en dos zonas. La primera de ellas puede observarse frente a las costas del estado de Colima, (figura 3.18). Se observa claramente definida en su porción noroeste y sureste un grupo de 11 eventos generados en el periodo comprendido del 2 de junio al 7 de septiembre que presenta de manera ambigua una migración hacia el sureste con magnitudes locales de 3.6 a 5.7 M_L , distancias epicentrales fuente – estación mínimas de 16 km y profundidades de 5 a 39 km.

Para este grupo de eventos se pudo calcular el mecanismo focal del sismo del 2 de junio del 2006 frente a las costas de Cihuatlán que fue localizado utilizando primeros arribos (evento no.1 en la tabla 3.10 con $M_L = 3.8$, profundidad de 22.8 km, y registrado en 6 estaciones. El plano de falla de este mecanismo (acimut 254.93°, dip 85.02°, slip 29.62°) está bien restringido por las polaridades observadas y muestra un evento de falla inversa mayormente dip-slip con una componente strike-slip (figura 3.19).

Las características de los mecanismos focales de los sismos ocurridos en la zona como por ejemplo el sismo de Tecmán (sismo de falla inversa, acimut 308°, dip 12°, slip 110°) y el sismo del 19 de noviembre de 2006 (sismo de falla inversa, acimut 305°, dip 23°, slip 82°) muestran similitud tanto en el tipo de mecanismo (inverso) como en el acimut. A su vez el acimut de estos tres distintos eventos guarda relación con el de la zona de subducción para esta región.

Sin embargo la diferencia en el echado deja ver que el mecanismo focal de este evento no puede ser considerado como representativo para la zona. La distribución hipocentral de este grupo de eventos muestra una tendencia a alinearse en un plano que buza hacia el noreste (figura 3.20).

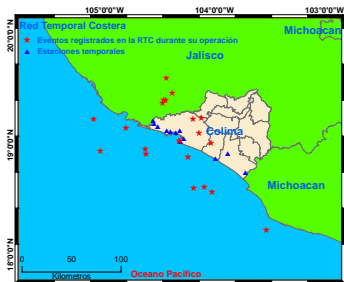


Figura 3.17 Sismicidad registrada en la Red Temporal Costera. Localización geográfica de las estaciones de la red temporal de atenuación y de los 21 sismos registrados en nuestra red durante el periodo de julio 2006 a enero.

El segundo grupo de eventos (figura 3.21) se encuentran claramente ubicados en la parte sur oeste del bloque de Jalisco con magnitudes locales de 3.6 a 4.4, distancias epicentrales fuente - estación mínimas de 25 a 45 km y profundidades de 10 a 34 km.

La distribución hipocentral de este grupo de eventos (figura 3.22), muestra una tendencia a alinearse en un plano que buza hacia el sureste.

Los mecanismos focales se calcularon utilizando las polaridades de los primeros arribos. Para el resto de los eventos no se pudo calcular el mecanismo focal por el método mencionado debido a que las trazas de las estaciones en que se registraron tenían las mismas polaridades, razón por la que no pudo restringirse un plano de falla. En otros casos en que si lograron obtenerse trazas con polaridades distintas para un mismo evento, la poca cantidad de estaciones en que se registró no restringían bien el plano de falla razón por la que la determinación de este en el programa SEISAN arrojaba una enorme cantidad de soluciones.

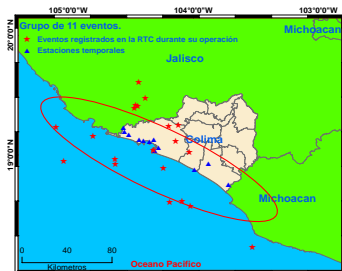


Figura 3.18 Grupo de 11 eventos claramente definidos en una zona noroeste a sureste frente a las costas del estado

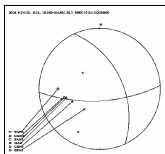


Figura 3.19 Mecanismo focal del sismo del 2 de junio del 2006.

Por ultimo es importante señalar que el día 19 de noviembre de 2006 fue registrado un sismo de magnitud 5.6 Ms reportado por el SSN y CMT de Harvard como se observa en la figura 3.23 y se describe en la tabla 3.13 Este sismo que fue registrado por 11 de nuestros 12 equipos de la Red Temporal Costera y por 6 de los 9 sismógrafos instalados en la ciudad de Tecomán. La localización de este sismo es muy cercana al sismo del 22 de enero del 2003, su mecanismo focal es muy parecido y fue registrado por la mayoría de los equipos de las demás instituciones.

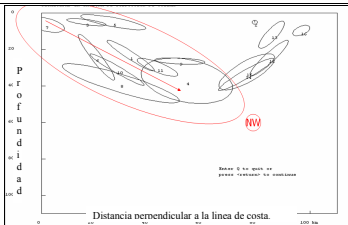


Figura 3.20 Distribución hipocentral del primer grupo de eventos.



Figura 3.21 Segundo grupo de eventos cuya ubicación epicentral de todos ellos los muestra claramente ubicados en la parte suroeste del bloque de Jalisco.

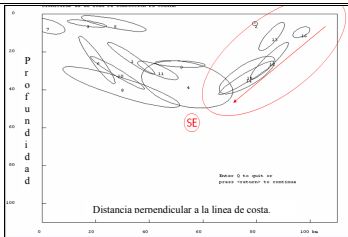


Figura 3.22 La distribución hipocentral de este grupo de eventos, muestra una tendencia a alinearse en un plano que buza hacia el sureste.

Tabla 3.13 Localización del sismo del 19 de noviembre del 2006, dada por el CMT de Harvard, el SSN y nuestra red (RTC)

Evento	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud
21 RTC	191106	0659	18.612	-104.191	11.5	5.0 M _L
21 SSN	191106	0659	18.460	-104.490	18.0	5.6
21 CMT de Harvard	191106	0659	18.690	-104.200	21.1	5.7 ms, mb

3.11 Resultados y conclusiones.

El Estado de Colima hasta el año 2006 contaba con 16 sismógrafos, 12 de ellos pertenecientes a RESCO y 4 de ellos al SSN más 1 acelerógrafo perteneciente a CIRES. El estado de Colima contaba además con un solo acelerógrafo en campo libre, perteneciente al Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES). Al finalizar este trabajo de investigación el estado cuenta con 26 sismógrafos (7 de banda ancha y 19 de periodo corto) más 17 acelerógrafos. En global de 17 equipos existentes a principios del año 2004, para principios del año 2006 se pasó a 43 equipos.

Un producto importante de este trabajo de investigación es la instalación de la Red Temporal de Atenuación, como resultado de ésta se logró registrar 19 eventos los cuales han permitido al primer grupo de este proyecto contar con los datos necesarios para la realización de su investigación y desarrollo de tesis.

Aunque los objetivos de dicha red salen fuera del alcance de este proyecto, la participación en su instalación operación y mantenimiento fue importante para conocer la logística y operación de una red, la calibración y el mantenimiento de los equipos.

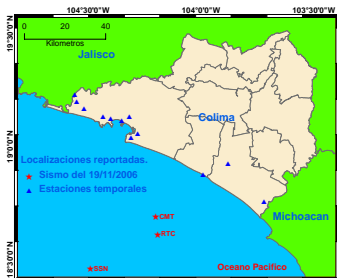


Figura 3.23 Localización epicentral del sismo del 19 de noviembre del 2006, dada por el CMT de Harvard, el SSN y nuestra red (RTC).

Aparte del catálogo sísmico que se generó durante ese periodo para la región, el sismo del 19 de noviembre del 2006 es el sismo más importante por su magnitud desde hace 4 años, después del sismo de 22 de enero de 2003 y una de sus réplicas.

El sismo del 9 de octubre de 1995 (M_w 8.0) fue grabado en una sola estación acelerográfica en todo el territorio del estado de Colima. Posteriormente de 1995 a el 2003 pasaron 8 años y al momento de ocurrir el sismo de Tecomán del 2003 (M_w 7.5) también solo fue grabado en esa misma estación acelerográfica. Esto es importante ya que la ausencia de estaciones acelerográficas localizadas en la vecindad de la zona de subducción no ha permitido determinar con mayor precisión la heterogeneidad de los desplazamientos en el plano de falla para los sismos ocurridos en la región.

CAPÍTULO 4. MODELADO DE LA FUENTE SÍSMICA DEL SISMO DE TECOMÁN DEL 21 DE ENERO DE 2003 UTILIZANDO EL MÉTODO DE LAS FUNCIONES DE GREEN EMPÍRICAS.

4.1 Introducción.

Esta parte del estudio se consiste en determinar las zonas de generación de movimientos fuertes sobre el plano de falla del sismo de Tecomán, del 21 de enero de 2003 M_w 7.5, aplicando el método de las funciones empíricas de Green, utilice para ello el sismo del 19 de noviembre de 2006 M_w 5.5 (figura 4.1), que por sus características permite aplicar esta metodología. Este último sismo fue registrado en 16 acelerógrafos y 9 sismógrafos instalados en la región.



Figura 4.1. Estaciones utilizadas en el modelado de la fuente del sismo de Tecomán. Mapa geográfico que muestra la localización del sismo de Tecomán del 21 de enero de 2003 y del sismo del 19 de noviembre de 2006 (estrellas) así como las cinco estaciones que se utilizaron para modelado (triángulos). En estas 5 estaciones ambos sismos fueron registrados.

Para el modelado, utilicé los datos de aceleración de ambos sismos registrados en la estación Central Termoelectrónica de Manzanillo (MANZ), así como los datos de velocidad registrados en 4 estaciones de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

El principal objetivo de este capítulo es aprovechar las características mencionadas del sismo del 19 de noviembre de 2006 que han sido vistas ya en el capítulo 3 de esta tesis, y aplicando el método de las funciones empíricas de Green, propuesto por Irikura (1986), generar un modelo que permita estimar las áreas de generación de movimientos fuertes (SMGA, *Strong Motion Generation Area*) del sismo principal.

Este método requiere un sismo de menor magnitud (19 de noviembre de 2006 M_w 5.7) cercano al sismo principal, para poder modelar el de mayor magnitud. Con este método estimamos las áreas de generación de movimientos fuertes (SMGA), utilizando la banda de frecuencias entre 1.0 y 10 Hz, rango que es considerado de altas frecuencias ya que no pueden ser modeladas por otras aproximaciones teóricas debido a la falta de información de la estructura cortical.

Las SMGA son áreas rectangulares sin heterogeneidades explícitas en las que la caída de esfuerzos y la velocidad de ruptura son constantes (Miyake *et al.*, 2003) y Susuki *et al.* (2008). Las SMGA se localizan casi en las mismas posiciones que las asperezas y corresponden aproximadamente a las áreas de máxima dislocación (asperezas) de acuerdo al criterio establecido por Somerville *et al.* (1999). Este simple modelo de fuente ha sido aplicado exitosamente para simular registros de aceleración de algunos sismos grandes y moderados. Por otra parte a diferencia de las SMGA's, las asperezas son estimadas por medio de inversiones que utilizan bajas frecuencias en el rango de 0.1 a 0.5 Hz. Una aspereza se define como una región dentro del área de dislocación en la cual el deslizamiento excede al deslizamiento promedio en toda el área de ruptura (Somerville *et al.*, 1999). Miyake *et al.* (2003) y Susuki e Iwata *et al.* (2006) muestran que las SMGA's se localizan casi en las mismas posiciones que las asperezas y que éstas corresponden aproximadamente a las áreas de máxima dislocación de acuerdo al criterio establecido por Somerville *et al.* (1999).

Las SMGA's del mejor modelo obtenido las comparo con el modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004). Somerville *et al.* (1999) proponen que la dislocación para sismos de subducción se caracteriza por una variación espacial de las asperezas en la superficie de falla y examinan como los modelos de dislocación se escalan con el momento sísmico. Dado que las SMGA's que obtuve corresponden aproximadamente a las áreas de máxima dislocación, cuantifique sus características de manera individual y en su conjunto. Al comparlas con las relaciones propuestas por Somerville *et al.* (2002), discuto que tan válidas pueden ser para aplicarlas a la zona de subducción en estudio.

4.2 Datos.

Se formó la base de datos de los registros del sismo principal del 21 de enero de 2003 (sismo de Tecomán) y para el sismo secundario del 19 de noviembre de 2006, ambos de la estación MANZ, que pertenece a la Comisión Federal de Electricidad y es operada por el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES). Esta estación se localiza a 54 km del epicentro y es la estación de aceleración más cercana al epicentro que registró el sismo de Tecomán. Está equipada con un acelerógrafo modelo DCA-333 de tres componentes, que registra con una razón de muestreo de 100 muestras por segundo, y tiene un umbral de disparo de 4.9 144 gals.

Los registros de aceleración para ambos eventos de las estaciones de Chamela (CJIG), Morelia (MOIG), Zacatecas (ZAIG), y Zihuatanejo (ZIIG), (figura 4.1), pertenecientes al

Servicio Sismológico Nacional (SSN), que cuentan con una buena cobertura acimutal alrededor de la zona, no fue posible obtenerlos ya que de acuerdo con la información proporcionada por personal de SSN, los registros de aceleración de esa época no fueron almacenados. Razón por la que tuve que trabajar con los registros de velocidad. Los cuatro registros de velocidad fueron registrados en sismógrafos de banda ancha. Los equipos de las estaciones CJIG y ZIIG tienen una razón de muestreo de 80 muestras por segundo. Las estaciones MOIG y ZAIG tienen una razón de muestreo de 100 muestras por segundo. Los datos fueron cambiados del formato proporcionado a formato ASCII y posteriormente transformados a aceleración.

Las complejidades en el proceso de conversión surgen cuando convertimos aceleraciones a velocidades, en este caso es necesario realizar una corrección por línea base y un filtrado para evitar la acumulación de errores por el proceso de integración numérica. El proceso de convertir registros de velocidad a aceleración, presenta menos complejidades debido a que involucra una derivación numérica. No obstante después de realizar la derivación numérica los registros fueron corregidos por línea base y filtrado en el rango de 0.15 Hz a 10 Hz con un filtro pasabandas.

El mecanismo focal adoptado para el sismo del 21 de enero de 2003 fue el reportado por el CMT de Harvard: acimut 308°, echado 12°, ángulo de deslizamiento 110°. De igual forma, el mecanismo focal adoptado para el sismo pequeño correspondió al reportado por el CMT de Harvard: acimut 300°, echado 21°, ángulo de deslizamiento 74°. El área de dislocación asumida es la reportada por Yagi *et al.* (2004) de 70 x 85 km.

A partir de las señales acelerográficas, se obtuvieron las partes planas de los espectros de desplazamiento para las frecuencias bajas, y las porciones planas de los espectros de aceleración para las frecuencias altas en la estación MANZ. Con base en el análisis de estos espectros, se encontró que porciones planas para los espectros de aceleración se localizan entre 1.0 y 10 Hz; además, se obtuvieron las frecuencias de esquina (F_c) del sismo del 21 de enero de 2003 y del sismo pequeño.

4.3 Método de las funciones de Green empíricas.

El método aplicado requiere de un sismo de menor magnitud (sismo del 11 de noviembre de 2006) cercano al sismo principal (sismo de Tecomán, del 21 de enero de 2003, $M_w 7.5$) para poder modelar el de mayor magnitud (sismo de Tecomán del 21 de enero de 2003). Utilizando el método sintético para el modelo espectral ω^{-2} propuesto por Aki (1967), se obtiene el número de subeventos necesarios N^3 a partir de la relación entre los momentos sísmicos del sismo principal que será simulado y el de la réplica que se usa como función de Green. N^3 es el número de subfallas en dirección del rumbo (N_r), del echado (N_w) y del tiempo (N_t),

$$N^3 = N_r \times N_w \times N_t \quad (4.1)$$

Se debe encontrar entonces el parámetro N que sirve para estimar el área de la falla del sismo principal. Ya que se divide en $N \times N \times N$ subfallas, el cual se obtiene de la siguiente manera:

$$\frac{\bar{U}_0}{\bar{u}_0} = \frac{M_0}{m_0} = N^3 \quad (4.2)$$

Donde: \bar{U} y \bar{u} corresponde al nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de desplazamiento para el sismo principal y el sismo pequeño respectivamente, y M_0 y m_0 son los momentos sísmicos del movimiento principal y del sismo pequeño respectivamente. La relación para las frecuencias altas esta dado por:

$$\frac{\bar{A}_0}{\bar{a}_0} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{1/3} = N \quad (4.3)$$

Donde: \bar{A} y \bar{a} corresponde al nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de aceleración del sismo principal y del sismo pequeño, respectivamente. Entonces el movimiento sintético del sismo principal $A(t)$, estará dado por el movimiento observado del sismo pequeño $a(t)$, con base en las siguientes ecuaciones:

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N_0} \sum_{j=1}^{N_0} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_{ij}) * a(t) \quad (4.4)$$

$$F_{ij}(t-t_{ij}) = \delta(t-t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta[t-t_{ij} - \frac{(k-1)r}{(N-1)n'}] \quad (4.5)$$

Donde n' es un entero apropiado para eliminar periodicidad espuria, r es la distancia de la estación al hipocentro del sismo pequeño, r_{ij} es la distancia de la estación al elemento (i,j) de la SMGA, t_{ij} es el tiempo de retraso para la ruptura del punto de salida del elemento (i,j) al sitio observado, τ es el tiempo de ascenso (*rise time*), f_{ij} es una función filtro para ajustar la diferencia entre el tiempo de dislocación del sismo principal y el de la réplica.

Para usar el movimiento de un sismo pequeño con caída de esfuerzos diferente a la del sismo principal, se modifica la función de Green empírica, introduciendo un valor constante que sirve para corregir la diferencia entre la caída de esfuerzos del sismo principal y de la réplica, tal que:

$$C = \frac{\Delta\sigma_{SP}}{\Delta\sigma_R} \quad (4.6)$$

Donde $\Delta\sigma_{SP}$ es la caída de esfuerzos del sismo principal y $\Delta\sigma_R$ es la caída de esfuerzos de la réplica. El nivel espectral es afectado por el mismo factor de la ecuación anterior, por lo que queda de la siguiente manera:

$$\bar{U}_0/\bar{u}_0 = CN^3 \quad (4.7)$$

$$\bar{A}/\bar{a} = CN \quad (4.8)$$

La ecuación 4 se modifica reemplazando $a(t)$ con $Ca(t)$ y N con N' como sigue (K. Irikura 1986):

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N'} \sum_{j=1}^{N'} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_{ij}) * Ca(t) \quad (4.9)$$

$$F_{ij}(t-t_{ij}) = \delta(t-t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N'-1)n'} \delta[t-t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N'-1)n'}] \quad (4.10)$$

Para el modelo del evento principal, asumimos un área de dislocación de 70 x 85 km (Reportada por Yagi *et al.*, 2004), con un acimut de 300° y un echado de 21° (reportada por CMT de Harvard). Encontramos que nuestro mejor modelo divide la SMGA en tres zonas, una primera zona localizada a 20.75 km al SW del epicentro, una segunda zona a 10.24 km al SE del epicentro y la tercera a 20.16 km al NE del epicentro. Debido a que la caída de esfuerzos es distinta para el evento principal y para el evento pequeño, se aplicó un método apropiado (ecuaciones 4.4 a 4.6). Con lo anterior se obtuvo el parámetro $N=8$ y $C=1.08$. Se requirió además asumir y variar otros parámetros para poder simular los registros de aceleración del sismo principal, como la velocidad de ruptura, tiempo de dislocación y punto en que inicia la ruptura. Aplicando este modelado directo, se encontró poca sensibilidad de los sintéticos al variar el tiempo de ascenso (*rise time*), en cambio, una alta sensibilidad al variar la velocidad de ruptura, el tamaño de las SMGA's y su localización dentro del plano de falla. Aplicando el método, se generó una gran cantidad de modelos en que se variaron los parámetros mencionados. El mejor modelo se determinó bajo el criterio de la minimización de residuales entre los sintéticos y los observados.

4.4 Resultados.

El criterio para determinar cuál es el modelo que mejor representó a la fuente se basa en encontrar el mejor ajuste entre la traza sintética y la observada. Encontrar mejor ajuste consiste en generar modelos en los que se varían diversos parámetros de la fuente. El modelo que generó un sintético lo más cercano al observado en las cinco estaciones utilizadas, es precisamente el que se seleccionó como modelo de la fuente. Lo anterior significa que el ajuste de los registros depende directa y preferentemente de los parámetros de fuente considerados.

Que un cierto modelo reprodujera adecuadamente la traza observada en una estación no fue suficiente para considerarlo el modelo de fuente del sismo de Tecomán, este mismo modelo debería de reproducir adecuadamente cualquiera de las trazas observadas en las otras cuatro estaciones. Por esta razón, se entró en un proceso cíclico de modelado basado en la optimización y discriminación que requirió más de 166 interacciones.

El parámetro utilizado para evaluar cuantitativamente el ajuste entre la señal sintética y la observada es el residual y fue utilizado de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$residual = \frac{\sum_{i=1}^n (simulado_i - observado_i)^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (simulado_i^2)} \sqrt{\sum_{i=1}^n (observado_i^2)}} \quad (4.11)$$

Donde: *simulado_i* es la muestra *i*-ésima del registro sintético para aceleración, velocidad y desplazamiento; *observado_i* es la muestra *i*-ésima del registro observado para aceleración, velocidad y desplazamiento, por último *n* es el número total de muestras consideradas para obtener el residual. En este caso *n* varía de acuerdo al registro de cada

estación. Un perfecto ajuste entre lo simulado y lo observado representaría un residual de cero.

Con este residual la normalización se hace con respecto a la energía total de la traza en el intervalo. Esto resulta apropiado considerando el carácter altamente oscilatorio (altas frecuencias) de las ondas comparadas. Los valores bajos resultan en una mejor aproximación de la traza en todo el intervalo.

Para considerar el efecto que tiene el modelo en forma global, se considera un promedio simple de las tres componentes en todas las estaciones, referido como residual promedio.

Antes de proceder a obtener el residual fue necesario definir una ventana de tiempo para realizar la comparación entre sintético y observado. Para tal efecto tanto para el sintético y observado en cada estación se tomó una ventana de tiempo que inicia dos segundos antes del arribo de la onda S y se cierra hasta el fin de la parte intensa. Por lo tanto esta ventana de tiempo es distinta dependiendo de la distancia de cada una de las estaciones utilizadas en el modelado con relación al epicentro del sismo. Por la razón que se ha comentado la simulación se realiza únicamente para las ondas S.

En general se pudo observar que tanto la velocidad de ruptura, la posición, el tamaño de las SMGA's y su distribución tienen un peso similar en el modelado.

Por ejemplo, al utilizar dos modelos con el mismo número y ubicación de SMGA's pero distinta distribución de al menos una de ellas, los residuales y formas de onda varían notablemente para la traza de la estación modelada. Esto se debe tanto a la diferencia de distancias entre las SMGA's como a la diferencia de distancias entre éstas y la fuente que existe en ambos modelos. Una mayor distancia entre la SMGA y la estación receptora atenúa las formas de onda.

Si utilizando estos dos mismos modelos ahora en lugar de variar la distribución se varía el tamaño de una sola de las SMGA's, también los residuales y formas de onda cambian notablemente para la traza de la estación modelada. Lo anterior debido a que al incrementar o decrementar el tamaño de la SMGA se está incrementando o decrementando la cantidad de Mo.

Nuevamente se utilizan estos dos mismos modelos y ahora en lugar de variar la distribución o el tamaño se varía la velocidad de ruptura de una sola de las SMGA's los residuales y formas de onda varían notablemente para la traza de la estación modelada. Una mayor velocidad de ruptura compacta notablemente la forma de onda según la ubicación de la estación que lo esté registrando esto debido al efecto de directividad presentado por el sismo de Tecomán.

La variación de al menos uno de los parámetros mencionados anteriormente varía considerablemente el ajuste entre sintético y observado para una sola estación. El proceso se hace más complejo si se considera que son en este caso cinco las estaciones donde el incremento o decremento de estos cambios tendrá efecto.

El proceso de modelado pudo simplificarse notablemente después de la primera y segunda etapas en donde después de probar modelos con SMGA's cercanas a los bordes del

área de dislocación se pudo observar altos residuales y formas de onda entre sintético y observado notablemente distintas. Este proceso de búsqueda minimizando residuales mostró que éstos mejoraban considerablemente al ubicar las SMGA's cerca de las asperezas del modelo de bajas frecuencias obtenido por Yagi *et al.* (2004), en cambio se incrementaban gradualmente al alejarse de dichas asperezas. Lo anterior deja ver que el proceso de minimizar residuales me llevó a ubicar las SMGA's cerca del modelo de asperezas. La razón de esto es que el modelo de altas frecuencias probablemente se está acercando a lo que físicamente ocurrió en la fuente y que es precisamente a lo que también tiende el modelo de bajas frecuencias. Los residuales del modelo de altas frecuencias aquí ensayado las traté de ajustar a las formas de onda generadas por la fuente no a las formas de onda que se generaron con los modelos de bajas frecuencias. Puesto que el objetivo común de las dos metodologías es modelar la fuente es muy probable que los modelos finales tengan parecidos, lo cual no se debe a que un modelo esté basado en el otro. Los resultados obtenidos en esta etapa de investigación de la tesis pueden demostrar que el proceso de modelado con distintas metodologías que utilizan rangos de frecuencias distintas generan modelos de fuente parecidos.

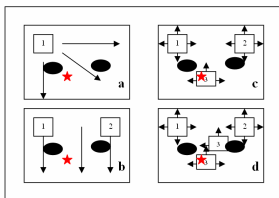


Figura 4.2. Ilustración del proceso de cuatro etapas del modelado seguidas en este capítulo. Los óvalos negros representan las asperezas del modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004) para el sismo de Tecomán y la estrella roja el epicentro del mismo. Los cuadros numerados representan el número de SMGA's utilizados en cada etapa. Las flechas negras indican las direcciones en que se movió cada SMGA buscando los menores residuales. En a, b, c y d modelado con una, dos, tres y cuatro SMGA's respectivamente.

Para llegar al modelo de fuente se generaron cuatro etapas en las que la distribución y tamaño de las SMGA's fue variando siguiendo el proceso de minimización de residuales arriba descrito.

En la primera etapa utilice la SMGA sin dividirla y la posicioné en distintos lugares dentro del área total de ruptura. Como ya se mencionó inicié probando en los perímetros y barriendo gradualmente toda el área de dislocación según se muestra en la figura 4.2. En cada una de estas posiciones varié la velocidad de ruptura, el *rise time*, la distribución y el tamaño de las SMGA's. Pude observar que el área inicial de la SMGA generaba residuales y formas

de ondas muy distintas con relación a las observadas, independientemente del punto donde se ubicara la SMGA y de cualquier variación de los parámetros de la fuente.

Al reducir el área de la SMGA y volver a realizar el procedimiento mencionado las formas de onda y los residuales mejoraron notablemente. Fue en esta etapa cuando pude observar que los mejores residuales y formas de onda se lograban cuando la SMGA se encontraba cerca de la zona donde están localizadas las asperezas del modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004). Lo cual fue un hecho que necesariamente llamó la atención y no podía pasarse por alto. Esto parece estar en concordancia con lo propuesto por Miyake *et al.* (2003) quien define que las SMGA's coinciden con el área de asperezas obtenidas de inversiones que utilizan bajas frecuencias.

Al concluir esta primera etapa encontré que los mejores modelos generados se muestran al ubicar la única SMGA en las zonas señaladas como SMGA "A" (figura 4.3a) y SMGA "B" (figura 4.3b).

El primer mejor ajuste (SMGA "A") lo obtuve al modelar con una SMGA de 59.16 km², Vr=2.1 km/s (tabla 4.1), localizada a 16.68 km al SW del hipocentro. Los valores comparativos de residual para cada una de las componentes en aceleración, velocidad y desplazamiento para ambos modelos, que aparecen en la tabla 4.2, muestran un mejor ajuste en las tres componentes al modelar con una SMGA (SMGA B) de 59.16 km², Vr = 2.1 km/s (tabla 4.1), y ubicándola a 21.27 km al NE del hipocentro en la posición que se muestra en la figura 4.3a y 4.3 b.

En la figura 4.4 se muestra la comparación entre los registros observados (rojo) y sintéticos (azul) para las tres componentes, en aceleración, velocidad y desplazamiento, para el modelado con una SMGA en la posición A que se muestra en la figura 4.3a. La figura que muestra la comparación entre sintéticos y observados para el modelado con una SMGA en la posición B se puede apreciar en la figura B.1 del anexo B.

Tabla 4.1 Área y localización de las SMGA's para los cuatro modelos generados con una, dos, tres y cuatro SMGA's, respectivamente, donde Vr es la velocidad de ruptura.

Modelo	SMGA	Largo (km)	Ancho (km)	Área (km ²)	Punto de inicio de la ruptura con relación al epicentro	Vr km/s
1	1	8.60	6.88	59.168	16.68 km SW	2.1
2	1	8.60	6.88	59.168	21.27 km NE	2.1
3	1	5.16	6.88	35.5008	10.48 km SE	2.1
	2	5.16	6.88	35.5008	20.07 km NE	2.9
4	1	3.44	3.44	11.83	20.75 km SW	2.1
	2	5.16	5.16	26.62	10.24 km SE	2.9
	3	6.88	5.16	35.50	20.16 km NE	2.1
5	1	3.44	3.44	11.83	20.75 km SW	2.1
	2	5.16	5.16	26.62	10.24 km SE	2.9
	3	6.88	5.16	35.50	20.16 km NE	2.1
	4	3.44	3.44	11.83	18.45 km SW	2.9

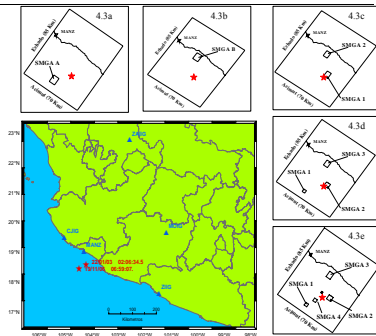


Figura 4.3. Modelos con menores residuales generados en el proceso de modelado. Mapa geográfico que muestra la localización de la SMGA A (figura 4.3a) y SMGA B (figura 4.3b) para el modelado con una SMGA. La localización de las SMGA's 1 y 2, para el modelado con dos SMGA's (figura 4.3c). La localización de las SMGA's 1, 2 y 3, para el modelado con tres SMGA's (figura 4.3d) y la localización de las SMGA's 1, 2, 3 y 4, para el modelado con cuatro SMGA's (figura 4.3e) todas con relación al área de dislocación y a las cinco estaciones en que se modeló (figura 4.3e).

Tabla 4.2 Residuales en aceleración, velocidad y desplazamiento para el modelo con una SMGA (SMGA A y SMGA B) en la estación MANZ.

Est.	Componente	Una SMGA (SMGA A)			Una SMGA (SMGA B)		
		Acel.	Vel.	Desp.	Acel.	Vel.	Desp.
MANZ	WE	36.30	6.37	2.21	12.56	3.52	2.82
	SN	61.81	14.92	5.41	5.61	6.07	2.63
	Vertical	10.65	8.34	1.93	4.83	2.91	1.60
	Y	108.75	29.62	9.55	23.00	12.50	7.05

En la segunda etapa dividí el área del SMGA en dos partes las cuales las posicioné en distintos puntos dentro del área total de ruptura (figura 4.2). Inicialmente probé para la estación más cercana a la fuente (MANZ). Nuevamente los altos residuales de los modelos probados con estas dos SMGA's mostraban que las estas no podían ser ubicadas en los

perímetros del área de ruptura ni cerca de ellas. Por esta razón y tomando en cuenta los mejores resultados obtenidos en la primera etapa (no el modelo de dislocación propuesto por Yagi *et al.*, 2004) las dos SMGA's las llevé a posiciones cercanas a del modelado con 1 SMGA (SMGA A y SMGA B).

El mejor modelo obtenido ahora lo apliqué a las 4 estaciones regionales. Este modelo que funcionó para la estación local no presentaba buen ajuste para las estaciones regionales por esta razón ahora busqué nuevamente un modelo que ajustará para todas las estaciones pero tomando como base de búsqueda el mejor modelo obtenido para la estación local. Es necesario mencionar que los modelos que no ajustaron en la estación local también los probé en las estaciones regionales, en estos casos los residuales nuevamente se separaron. El proceso ya mencionado se repitió (figura 4.2).

2003/22/01 02:06:34.5 MANZ SMGA A

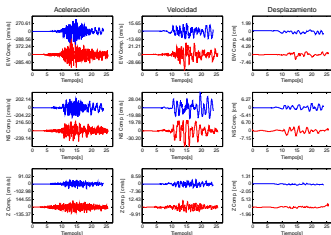


Figura 4.4. Simulación para la estación MANZ usando el modelo con una SMGA (SMGA A). En cada recuadro la traza superior corresponde a los registros sintéticos, la traza inferior corresponde a los registros observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical respectivamente.

Para esta segunda etapa los valores de residual en aceleración, velocidad y desplazamiento que se presentan en la tabla 4.3 muestran que el mejor ajuste se obtuvo para el modelo mostrado en la figura 4.3c. Este modelo consiste en dos SMGA's; una de 35.50 km^2 localizada a 10.48 km al SE del hipocentro y otra de 35.50 km^2 , localizada a 20.07 km al NE del epicentro, como se indica en la tabla 4.1. La figura B.2 del anexo B, muestra la comparación entre los registros observados (rojo) y sintéticos (azul) para las tres

componentes, en aceleración, velocidad y desplazamiento, de la estación MANZ en esta etapa del modelado con 2 SMGA's.

En la tercera etapa dividí el área del SMGA en tres partes las cuales las posicioné en distintos puntos dentro del área total de ruptura (figura 4.2). Tomando en cuenta los mejores resultados obtenidos en la primera y segunda etapa, las tres SMGA's las llevé a posiciones cercanas a las posiciones de las SMGA's de los modelos con una y dos SMGA's. Busqué un modelo que ajustará para todas las estaciones. El proceso ya mencionado se repitió con la única diferencia de que ya no probé posiciones de SMGA muy alejadas de los modelos finales en cada etapa, pues al hacerlo los residuales se incrementaban notoriamente (figura 4.2).

Tabla 4.3 Residuales en aceleración, velocidad y desplazamiento del modelo con dos y tres SMGA's para las estaciones MANZ, CJIG, MOIG, ZAIG Y ZIIG.

Est.	Componente	Dos SMGA's			Tres SMGA's			Cuatro SMGA's		
		Acel.	Vel.	Desp.	Acel.	Vel.	Desp.	Acel.	Vel.	Desp.
MANZ	NS	2.23	1.23	3.02	1.68	1.17	1.67	2.28	2.03	3.72
	WE	1.21	10.75	0.61	1.59	1.06	1.08	2.59	2.79	3.05
	Vertical	2.7	5.34	2	1.53	1.14	1.84	1.96	2.10	3.67
	Σ	6.13	17.32	5.63	4.79	3.36	4.59	6.82	6.92	10.44
CJIG	NS	0.68	0.59	0.39	1.84	1.58	1.6	23.14	28.16	42.53
	WE	1.61	1.56	0.97	2.29	1.54	1.55	28.83	33.69	36.61
	Vertical	1.79	1.21	1.74	1.93	1.56	1.32	19.80	46.31	27.30
	Σ	4.09	3.35	3.11	6.05	4.68	4.47	71.78	108.16	106.44
MOIG	NS	5.34	1.68	3.62	1.64	1.47	1.06	23.79	31.36	38.04
	WE	35.37	9.16	5.41	1.58	1.53	1.53	23.65	44.78	28.61
	Vertical	54.51	16.48	8.55	1.49	1.32	1.26	19.80	46.31	27.30
	Σ	95.22	27.33	17.59	4.71	4.32	3.84	67.24	122.45	93.95
ZAIG	NS	29.21	27.93	27.58	1.33	1.15	1.2	1.72	2.39	1.97
	WE	7.58	3.58	3.73	1.59	1.53	1.65	4.01	3.19	1.49
	Vertical	7.46	4.58	4.48	1.58	1.39	1.42	3.25	2.82	1.52
	Σ	44.25	36.08	35.78	4.5	4.07	4.27	8.98	8.40	4.98
ZIIG	NS	21.94	13.94	6.8	2.15	1.79	1.17	4.13	22.75	20.25
	WE	25.52	17.06	3.12	1.96	1.69	1.55	2.45	2.90	2.36
	Vertical	4.97	1.41	0.87	1.96	1.48	1.11	4.55	28.27	15.62
	Σ	52.43	32.42	10.8	6.06	4.95	3.82	11.13	53.92	38.23
	TOTAL	195.99	99.18	67.28	21.32	18.02	16.4	165.95	299.84	254.04
	*	49	24.79	16.82	5.33	4.51	4.1	41.49	74.96	63.51

*Valores de residual promedio para las 5 estaciones.

Para esta tercera etapa los valores de residual en aceleración, velocidad y desplazamiento que se presentan en la tabla 4.3, muestran que el mejor ajuste se obtuvo para el modelo mostrado en la figura 4.3 d. Este modelo consta de tres SMGA's; una de 11.83 km², localizada a 20.75 km al SW del epicentro, otra de 20.62 km², localizada a 10.24 km al

SE del epicentro y otra de 35.50 km², localizada a 20.16 km al NE del hipocentro. Las características de este modelo se muestran en la tabla 4.1.

En las figuras B.3, B.4, B.5, B.6 y B.7 del anexo B se muestra la comparación entre los registros observados (rojo) y sintéticos (azul) para las tres componentes, en aceleración, velocidad y desplazamiento, de las estaciones MANZ, CJIG, MOIG, ZAIG y ZIIG, respectivamente en esta etapa del modelado con 3 SMGA's.

En la cuarta etapa dividí el área del SMGA en cuatro partes las cuales posicioné en distintos puntos dentro del área total de ruptura (figura 4.2). Nuevamente y tomando en cuenta los mejores resultados obtenidos en la primera, segunda y tercera etapa, las cuatro SMGA's las llevé a posiciones cercanas a las asperezas del modelo encontrado por Yagi *et al.* (2004). Busque un modelo que ajustara para todas las estaciones. El proceso seguido en la tercera etapa se repitió

Para esta cuarta etapa los valores de residual en aceleración, velocidad y desplazamiento que se presentan en la tabla 4.3, muestran que el mejor ajuste se obtuvo para el modelo mostrado en la figura 4.3e. Este modelo consta de cuatro SMGA's; una de 11.83 km², localizada a 20.75 km al SW del epicentro, otra de 20.62 km², localizada a 10.24 km al SE del epicentro otra de 35.50 km², localizada a 20.16 km al NE del hipocentro y la cuarta a 18.45 km al SW de epicentro. Las características de este modelo se muestran en la tabla 4.1.

La figura 4.5 muestra la comparación entre los registros observados (rojo) y sintéticos (azul) para las tres componentes, en aceleración, velocidad y desplazamiento, de la estación MANZ.

Las figuras C.1, C.2, C.3, C.4 y C.5 del anexo C muestran la comparación entre los espectros de Fourier observados (rojo) y sintéticos (azul) para las tres componentes en aceleración velocidad y desplazamiento. Puede observarse que para las estaciones MANZ, MOIG y ZAIG en el rango de frecuencias comparado (1 a 10 hz) los sintéticos y observados para ambos modelos tienen un buen ajuste. Sin embargo para la estación CJIG en el rango de 2 a 3 hz y en la estación ZIIG en el rango de 1 a 4 hz el ajuste no es tan bueno como para las estaciones anteriormente mencionadas. Esto parece tener relación con los máximos valores de aceleración y velocidad (tabla 4.5) en donde estas estaciones (CJIG y ZIIG) tienen los menores ajustes. Esta misma tendencia se observa al comparar los valores residuales promedio (tabla 4.3), las estaciones CJIG y ZIIG presentan los mayores residuales en aceleración y velocidad. Como se describe mas adelante esto puede tener relación con el hecho de que dos estaciones se encuentran fuera de la dirección de propagación del sismo (a los flancos) y fuera de la directividad que este presente. También esto puede deberse a que los límites del graben estén funcionando como fronteras donde las ondas sísmicas sufren difracción, reflexión y refracción. Al compara los espectros de Fourier de las estaciones que se usaron para obtener el modelo puede observarse que la amplitud máxima de los espectros va decreciendo paulatinamente en relación directa con la distancia a que se encuentra ubicada la estación. Esto se debe a que las altas frecuencias se atenúan mas rápidamente con la distancia que las bajas frecuencias (se modelo en altas frecuencias). Por ultimo el buen ajuste en general que se observa en los espectros de Fourier sintéticos y observados muestra la efectividad del método de las funciones de Green empíricas para modelar las altas frecuencias.

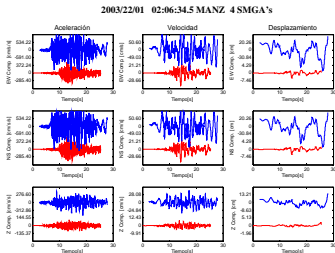


Figura 4.5. Simulación para la estación MANZ usando el modelo con cuatro SMGA's. En cada recuadro la traza superior corresponde a los registros sintéticos, la traza inferior corresponde a los registros observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical respectivamente.

Las relaciones de Somerville *et al.* (2002), que escalan el momento sísmico con algunos parámetros de la fuente, las comparo con los resultados obtenidos en este estudio que a continuación se listan: tiempo de ascenso (figura 4.6a), área total de las SMGA's (figura 4.6b), área de la SMGA más grande (figura 4.6c), radio de la SMGA más grande (figura 4.6d) y distancia hipocentral a la aspereza más cercana (figura 4.6e). El resultado de estas comparaciones muestra que la relación entre el M_0 y la distancia hipocentral a la aspereza más cercana ajusta medianamente bien, lo que no sucede para el resto de las relaciones.

4.5 Discusión.

El mejor modelo obtenido se compone de tres SMGA's. El proceso de búsqueda del mejor ajuste, y que generó 4 modelos (SMGA A, SMGA B, 2 SMGA's, 3 SMGA's y 4 SMGA's), muestra claramente que los valores de residual para la estación local MANZ, disminuyeron de manera progresiva (tabla 4.3) al modelar con una sola SMGA y variar su localización de la posición A (residual de aceleración = 108.75) a la posición B (residual en aceleración = 23.00). Los residuales mejoraron notablemente al modelar con dos SMGA's (residual de aceleración = 6.13) en las localidades mostradas en la figura 4.3c. Sin embargo, el mayor ajuste se obtuvo al modelar con 3 SMGA's, en las localidades mostradas en la figura 4.3d (residual de aceleración = 4.79). Las componentes de velocidad y desplazamiento tienen

un comportamiento similar. De igual manera para las estaciones regionales (CJIG, MOIG, ZAIG y ZIIG) el ajuste mejora notablemente al pasar del modelo con dos SMGA's (residual en aceleración promedio = 49.00) al modelo con tres SMGA's (residual de aceleración promedio = 5.33).

Este modelo de 3 SMGA's, presentó además de los mejores ajustes en residual, un gran parecido con el modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004), (figura 4.7), quien reporta que el proceso de ruptura se divide en tres etapas: una primera etapa en que inicia la ruptura cerca del hipocentro; una segunda etapa en que ésta se propaga hacia el sureste y rompe la asperza A, a 15 km del inicio de la ruptura, y al mismo tiempo una tercera etapa en que la ruptura se propaga al noreste y rompe la asperza B, a 25 km del inicio de la ruptura. La SMGA1 encontrada en el modelo propuesto para este caso se localizó a 1.72 km de la asperza A; la SMGA 2 se localiza a 5.16 km del hipocentro y la SMGA 3 se localiza en el mismo sitio que la asperza B encontrada por Yagi *et al.* (2004).

Tabla 4.4 Sumatoria de residuales para las tres componentes (EW, NS y Z) en aceleración, velocidad y desplazamiento.

Modelos para la estación	Residual		
	Acel.	Vel.	Desp.
MANZ			
1 SMGA (SMGA A)	108.75	29.62	9.55
1 SMGA (SMGA B)	23.00	12.50	7.05
2 SMGA's	6.13	17.32	5.63
3 SMGA's	4.79	3.36	4.59
4 SMGA's	6.82	6.92	10.44
* Residual promedio			
CJIG, MOIG, ZAIG y ZIIG			
	Acel.	Vel.	Desp.
2 SMGA's	49.00	24.79	16.82
3 SMGA's	5.33	4.51	4.10
4 SMGA's	41.49	74.96	63.51

*Valores de residual promedio para las 5 estaciones.

Es notorio que la mejoría que se observa con la reducción de los residuales, lo es también en general tanto en aceleración, velocidad y desplazamiento. Lo anterior muestra la conveniencia de utilizar la ecuación 11 para cuantificar el ajuste de los sintéticos con los observados, incluso en los registros de aceleración que contienen altas frecuencias.

Los valores de residual para las tres componentes en aceleración, velocidad y desplazamiento mostrados en la tabla 4.3, muestran que para la estación CJIG los residuales son menores en el modelo con dos SMGA's que con el modelo con tres SMGA's. Estos valores de residual no parecen corresponder con la tendencia mostrada para el resto de las estaciones. Lo anterior parece indicar que la estación CJIG no es tan sensible al modelado con la tercera SMGA como el resto de las estaciones. Sin embargo es importante notar que mientras que para esta estación (CJIG), el residual aumenta 0.71 % del modelo con dos SMGA's al modelo con tres SMGA's, para el resto de las estaciones el residual disminuye en un promedio de hasta 800% respecto del modelo con dos SMGA's al modelo con tres SMGA's. El ligero aumento del residual en la estación CJIG al modelar con tres SMGA's no tiene un peso significativo en el residual global obtenido.

Aunque el modelo final es parecido al encontrado por Yagi *et al.* (2004) el objetivo de encontrar el mejor modelo no fue tratar de ajustarlo al modelo encontrado por Yagi *et al.*

(2004), por esta razón en la primera y segunda etapa (modelado con una y dos SMGA's) una gran cantidad de pruebas las realicé en otros puntos lejos de las asperezas encontradas por Yagi *et al.* (2004).

La razón por la que estos modelos guardan parecido es que el proceso de minimizar residuales que hasta ahora he descrito me fue llevando precisamente a ubicar las SMGA's cerca de estas asperezas del modelo encontrado por Yagi *et al.* (2004), fue en esas zonas donde precisamente encontré los menores residuales, incluso ya desde la primera etapa. Lo anterior como ya se dijo tiene relación con lo propuesto por Miyake *et al.* (2003), quien define que la ubicación de las SMGA's coincide la ubicación de las asperezas obtenidas de inversiones que utilizan bajas frecuencias.

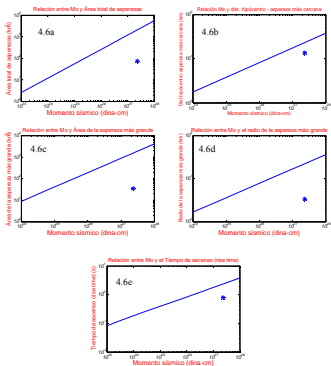


Figura 4.6. Comparación de los resultados obtenidos en este estudio con las relaciones de Somerville *et al.* (2002). Comparación para: área total de asperezas (figura 4.6a), distancia hipocentral a la aspereza más cercana (figura 4.6b), área de la aspereza más grande (figura 4.6c), radio de la SMGA más grande (figura 4.6d) y tiempo de ascenso (figura 4.6e).

Como un aporte del proceso de modelado descrito puede desprenderse que un buen criterio para aplicar esta metodología (funciones de Green empíricas) en futuros trabajos será

ubicar las SMGA's lo mas cerca de las asperezas generadas con inversiones de bajas frecuencias. Esto ayudará a ahorrar tiempo en la búsqueda de la solución. Sin embargo de la misma manera en que se hizo este trabajo es bueno probar modelos con SMGA's fuera del área de las asperezas.

La tabla 4.4 muestra la relación del residual contra el número de SMGA's para la estación MANZ en aceleración. Puede notarse claramente que para una, dos y tres SMGA's los valores de residual bajan. La mejoría del residual entre una SMGA y dos es notable, esto pudiera ser un indicativo de que una sola SMGA está lejos de llevarnos al modelo de fuente ya que el residual baja de 23 a 6.13 es decir 16.87 unidades. Para el modelado con 3 SMGA's el residual baja de 6.13 a 4.79, baja solo 1.39 unidades, nótese que baja 12 veces menos que el paso anterior. Esta menor diferencia en la minimización del residual (de 1 SMGA a 2 SMGA's) puede ser una señal de que estamos cerca del número de SMGA's lo cual se verifica al modelar con 4 SMGA's en que el residual vuelve a incrementarse.

Lo anterior sirve de base para contestar la siguiente pregunta: ¿si por ejemplo un ajuste adecuado exigiera un residual menor al que se obtuvo con 3 SMGA's que se necesita para llegar ahí, cuatro, cinco o más SMGA's?:

1. La figura 4.8 muestra una curva de color rosa, el área que envuelve esta curva (el área que no he podido modelar), representa el modelo donde pudiera encontrarse el mínimo residual. Sin embargo los puntos de intersección entre 3 y 4 SMGA's sugiere que el numero de SMGA's "óptimo" debe encontrarse en dicho intervalo.
2. Sin embargo este numero optimo de SMGA's, pudiera ser 4, 5 o mas siempre y cuando la suma de las áreas de todos ellos se encuentre entre el intervalo del área del modelo con 3 SMGA y el valor del área del modelo con 4 SMGA's.
3. Después de un gran numero de interacciones para buscar el numero de SMGA's mayor a cuatro y después de haber variado los demás parámetros de la fuente en dicho proceso de búsqueda y utilizando la metodología ya descrita llegué a la conclusión de que para poder obtener menores residuales el camino correcto además de seguir variando los parámetros mencionados debe considerar lo siguiente:
 - a. Primero es necesario tener en cuenta que el modelo considera que el desplazamiento en las SMGA's es uniforme, lo cual en la realidad no necesariamente puede ser correcto. Los desplazamiento incluso dentro de las SMGA's pueden variar y esto que no es considerado en la metodología puede tener un peso significativo al tratar de realizar los ajustes entre sintético y observado.
 - b. Algo que puede tener también considerable peso en los ajustes es la cantidad de estaciones de aceleración cercanas a la fuente y su cobertura azimutal. Esto es, contar con más datos que permitan definir con mayor claridad los detalles de la fuente. Nozu e Irikura *et al.* (2008) generan un modelo fuente para el sismo de Tokachi-Oki de 2003 utilizan la misma metodología empleada en esta investigación (funciones de Green empíricas). Sin embargo ellos contaron con los datos de aceleración de dos redes (K-NET y KiK de Japón) que en conjunto suman más 600 estaciones acelerograficas. Estas estaciones lograron registrar este sismo y sus réplicas. Por esta razón de entre estas 600 estaciones pudieron elegir 40 para realizar el modelado. De manera contrastante en esta investigación después de recabar la información de todas las

instituciones con redes disponibles solo encontramos 5 estaciones (4 de ellas del SSN) que registraron ambos eventos y de estas solo una cercana a la fuente (MANZ) con 53.82 km, las otras 4 con distancias de entre 132 km (CJIG) hasta 494 km (ZAIG). Sin embargo creo pese a la limitada cantidad de datos disponibles, los residuales obtenidos fueron disminuidos al máximo

Creo que para poder comparar la eficacia de este modelo con los que utilizan bajas frecuencias, deberán tomarse en cuenta sus aplicaciones. Si en ambos modelos y metodologías se comparan sus aportes a la fuente sísmica o lo prácticos que son para generarse, esta metodología que aplique (funciones de Green empíricas) tiene varias y muy importantes desventajas con relación a los generados con bajas frecuencias entre ellas:

1. El acimut y el echado que definen el área de dislocación son generados en modelos de bajas frecuencias y estos parámetros pueden ser ubicados y estudiados dentro de la tectónica de la zona. El modelo de altas frecuencias que hemos aplicado en esta investigación (funciones de Green empíricas) no genera un área de dislocación, ésta puede ser tomada de modelos de bajas frecuencias o bien de la zona definida por las réplicas. Por lo tanto esta metodología no tiene implicaciones tectónicas.
2. Puesto que la aplicación de la metodología no es un proceso automatizado como ya lo hemos visto, se requiere de considerable número de pruebas y tiempo para obtener el modelo final. Lo que lo pone en franca desventaja con relación a otras metodologías de modelado de la fuente que utilizan bajas frecuencias y donde ya se cuenta con programas automatizados.

Sin embargo este modelo tiene tres utilidades importantes que no tienen los modelos de bajas frecuencias, son estas las que justifican su aplicación, su vigencia y su potencial futuro:

1. Esta metodología intenta reconstruir el modelo de fuente utilizando las altas frecuencias que se originan durante el proceso de ruptura. Es este rango de frecuencias (.5 a 10 Hz) el rango de interés de la Ingeniería sísmica por las siguientes razones: primero, muchas estructuras civiles (grandes edificios, puentes, presas etc) tienen sus frecuencias naturales en el rango modelado por esta metodología. Segundo: Los depósitos sedimentarios contenidos en el graben de Colima donde se asientan 8 de sus 10 principales zonas urbanas pueden amplificar las aceleraciones en este rango de frecuencias.
2. Al aplicar el modelo obtenido en el rango de frecuencias señalado a los registros del sismo pequeño que hayan sido grabados en las estaciones de la red distribuidas en diversas regiones del estado, se logra simular las historias de aceleración es decir información que no existía y que pudiera darse por perdida. La aceleración es la base del cálculo estructural. Con las historias de aceleración podrán generarse los espectros de respuesta, PGA, I_{MM} y mapas de intensidades, toda esta información muy útil para futuros trabajos de riesgo sísmico y para la ingeniería sísmica.
3. La urbanización en todo el país está avanzando y ciudades de mediano tamaño rápidamente se han convertido en grandes ciudades. De la misma manera la instrumentación va avanzando y esto permitirá en un futuro poder aplicar esta metodología para poder conocer las aceleraciones producidas por los grandes sismos del pasado en estas importantes ciudades

Entonces la utilidad de este método debe ser vista no como un aporte de la sismología a los estudios de la fuente sísmica como si lo hacen los modelos de bajas frecuencias (en este campo son más prácticos y generan mayor información). La utilidad de este método (funciones de Green empíricas) debe verse como uno de los alcances de las metodologías generadas por la Geofísica y la Sismología que se constituyen como herramientas y aportes a la Ingeniería sísmica y por lo tanto en métodos que de manera directa son aplicables y útiles a la sociedad. Creo que conforme vaya avanzando la instrumentación en el país podrá aplicarse con mayor frecuencia esta metodología y podrán verse y valorarse más sus resultados.

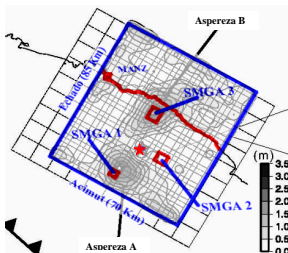


Figura 4.7. Comparación del modelo de altas frecuencias con el modelo de bajas frecuencias. Comparación de las SMGAs 1, 2, y 3 que corresponden al modelo de fuente encontrado en este estudio, con las asperas A y B del modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004) cuyos contornos aparecen en líneas tenues.

La tabla 4.5 muestra la comparación de los valores máximos en aceleración, velocidad y desplazamiento para tres componentes en las cinco estaciones. Puede observarse que las estaciones MANZ y ZAIG tienen ajustes mayores al 90% en aceleración en las componentes este-oeste y vertical; en velocidad, se tienen ajustes mayores al 70% para las mismas componentes. Los ajustes en aceleración, velocidad y desplazamiento para las componentes N-S en estas mismas estaciones son menores al 60%; de la misma manera, los ajustes en aceleración en las tres componentes para el resto de las estaciones (CJIG, MOIG y ZAIG), son menores al 60%.

Singh *et al.* (2003) demuestran que la directividad de este sismo fue en dirección de la estación COIG y se propagó hacia la ciudad de Colima y el noreste del país con un acimut de 38° NE. Las estaciones donde se dan los mejores ajustes en aceleración, velocidad y

desplazamiento (estaciones MANZ y ZAIG) parecen ajustarse a la dirección de propagación de la ruptura del sismo mostrada por Singh *et al.* (2003). Las estaciones donde se dan ajustes menores al 50%, estaciones CJIG, MOIG y ZIIG, parecen encontrarse fuera de esta dirección.

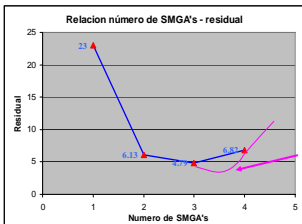


Figura 4.8. Comparación de los residuales con relación al numero de SMGA's. Comparación para la estación MANZ en aceleración (líneas rectas). La línea curva representa la aproximación al mínimo residual al que no hemos podido llegar.

El sismo de Tecomán del 2003 se originó en el centro del graben El Gordo, propagándose en la dirección antes señalada dentro del graben de Colima. Los valores pico en aceleración, velocidad y desplazamiento para las estaciones que se encuentran fuera de la dirección de propagación del sismo (tabla 4.5) pudieran ser explicados debido a un fenómeno en el que los límites del graben estén funcionando como fronteras, en donde las ondas sísmicas sufren difracción, reflexión y refracción.

Lo dicho en el párrafo anterior implica que la dirección que tomen las ondas después de llegar a estas fronteras dependa en gran medida de su trayectoria inicial, es decir de la ubicación del sismo dentro del graben. De esta manera, para poder reproducir las formas de onda en estaciones fuera del graben (perpendiculares a la dirección de propagación), la ubicación del sismo principal y el sismo utilizado como función de Green empíricas deberían estar lo más cerca posible. Sin embargo, la distancia que existe entre los hipocentros de estos dos sismos es de 36 km. No obstante lo anterior la relación entre las estaciones que se ubican fuera de la dirección de propagación del sismo y el ajuste de sus valores pico no es clara.

Al aplicar las relaciones propuestas por Somerville *et al.* (2002) para sismos de subducción, que relacionan el momento sísmico con diversos parámetros de la fuente, así como el momento sísmico con algunas características de las SMGA's generadas en este estudio, se observa que la relación entre el M_0 y la distancia hipocentral a la aspereza más cercana se ajusta en un 53% al valor propuesto por las relaciones de Somerville *et al.* (2002).

Tabla 4.5 Comparación para los máximos valores de velocidad, aceleración y desplazamiento (sintético y observado) en las tres componentes y para cada una de las estaciones.

Comp.	Traza	Unidad	MANZ	CJIG	MOIG	ZAIG	ZIIG
EW	Aceleración Observada.	cm/s ²	372.24	19.49	9.81	0.94	6.00
	Aceleración Sintética.	cm/s ²	352.94	10.51	5.63	1.03	1.78
	Velocidad Observada.	cm/s	28.66	1.28	2.08	0.63	0.93
	Velocidad Sintética.	cm/s	26.69	1.42	1.40	0.40	0.39
	Desplazamiento Observado.	cm	7.46	0.32	2.02	5.08	0.38
	Desplazamiento Sintético.	cm	7.17	0.42	0.95	0.25	0.27
NS	Aceleración Observada.	cm/s ²	239.14	43.40	11.81	0.81	5.94
	Aceleración Sintética.	cm/s ²	375.23	14.25	4.25	0.47	2.05
	Velocidad Observada.	cm/s	30.20	1.48	1.84	0.53	0.81
	Velocidad Sintética.	cm/s	45.27	1.29	1.42	0.25	0.52
	Desplazamiento Observado.	cm	7.15	0.56	1.45	9.21	0.39
	Desplazamiento Sintético.	cm	12.95	0.77	0.90	0.19	0.17
Z	Aceleración Observada.	cm/s ²	144.55	18.51	7.98	1.01	4.22
	Aceleración Sintética.	cm/s ²	163.53	9.13	3.32	0.91	2.03
	Velocidad Observada.	cm/s	12.43	1.14	1.62	0.65	0.70
	Velocidad Sintética.	cm/s	11.76	0.82	1.08	0.43	0.52
	Desplazamiento Observado.	cm	5.13	1.06	0.70	7.59	0.24
	Desplazamiento Sintético.	cm	2.93	0.45	0.61	0.32	0.38

El número de asperezas promedio en nuestro modelo es de 3, muy cercano a los 2.4 que propone Somerville *et al.* (2002). Sin embargo, al aplicar la relación entre el M_0 y el área de ruptura propuesta por Somerville *et al.* (2002), el área obtenida en la inversión realizada por Yagi *et al.* (2004) es solo un 27% del valor propuesto. Para esta misma relación, Rodríguez-Lozoya *et al.* (2007) obtiene un área del 22.40 % del valor propuesto en las relaciones de Somerville *et al.* (2002). Garduño (2006) aplicó estas mismas relaciones al modelo que obtuvo para el sismo del 15 de julio de 1996 en las costas del estado de Guerrero, y el área de ruptura obtenida en su modelo, fue de solo 3% del valor propuesto por Somerville *et al.* (2002). Para el resto de las relaciones obtenidas con el modelo que se presenta en esta tesis, los valores comparativos son menores al 15% con relación a los obtenidos por Somerville *et al.* (2002).;

Los resultados obtenidos por Yagi *et al.* (2004), Rodríguez-Lozoya *et al.* (2007), Garduño (2006), así como los obtenidos en esta tesis, podrían sugerir que estas relaciones propuestas por Somerville *et al.* (2002) no son completamente aplicables para la zona de subducción en México.

4.6 Conclusiones.

Se generó un modelo para el sismo de Tecmán del 21 de Enero de 2003 aplicando el método de las funciones empíricas de Green. Utilicé para ello los registros de aceleración de dos sismos, el sismo de Tecmán como sismo principal y el sismo del 21 de noviembre de 2006 como función de Green empírica. Utilicé los datos de aceleración registrados en la estación MANZ, obtenidos de CIRES y los datos de velocidad de 4 estaciones regionales de banda ancha del SSN que proporcionaron buena cobertura acimutal del sismo en estudio.

Seguí un proceso en el modelado en 3 etapas que incluyó una, dos y tres SMGA's para cada etapa, respectivamente. Los valores de residual disminuyeron y se ajustaron progresivamente en cada etapa. De esta manera, el mejor ajuste se obtuvo al modelar con tres SMGA's. Este modelo, además de haber presentado los mejores ajustes en residual, guarda un

gran parecido con el modelo de dislocación encontrado por Yagi *et al.* (2004). La SMGA 1, encontrada en el modelo desarrollado, se localiza a 1.72 km de la aspereza A reportada por Yagi *et al.* (2004). La SMGA 2 se localiza a 5.16 km del hipocentro. La SMGA 3 se localiza en el mismo sitio que la aspereza B, encontrada por Yagi *et al.* (2004).

La aplicación de modelos de fuente como el desarrollado en esta investigación aporta dos elementos originales y poderosos de la sismología que permiten generar aplicaciones novedosas y muy útiles a la ingeniería sísmica en nuestro país. La primera es la metodología aplicada en esta investigación (funciones de Green empíricas) que considera de manera conjunta e implícita los diferentes factores que intervienen en el peligro sísmico, desde la fuente, trayectoria hasta los efectos de sitio. La segunda contribución es quizás la más poderosa aplicación de esta metodología, el modelo de fuente obtenido permitirá simular los acelerogramas, espectros de respuesta, PGA e I_{MM} del sismo de Tecomán en estos sitios donde hasta el año 2003 no existía instrumentación. La validación de estos resultados se puede realizar al comparar las PGA obtenidas mediante métodos estadísticos contra las generadas con nuestro modelo. De la misma manera podrán validarse al comparar las intensidades ya publicadas para este sismo por diversos autores con las generadas con nuestro modelo. Las anteriores validaciones y adicionalmente el hecho de que estas simulaciones se obtuvieron al aplicar un modelo de fuente resultado de un proceso en que los residuales fueron disminuyendo progresivamente hasta obtener el mínimo posible permitirían alcanzar un alto grado de confiabilidad al estimar las respuestas de las construcciones del sitio.

CAPITULO 5. SIMULACIÓN DE ACELEROGRAMAS PRODUCIDOS POR EL SISMO DE TECOMÁN COLIMA DEL 21 DE ENERO DE 2003, ACELERACIONES MÁXIMAS E INTENSIDADES ASOCIADAS.

5.1 Introducción.

El primer objetivo de este capítulo es simular las historias de aceleración producidas por el sismo de Tecomán en 25 puntos dentro del estado de Colima y 8 fuera de él. Para este fin hacemos uso del modelo de fuente generado en el capítulo anterior. Un aporte importante de esta investigación es que al aplicar el método mencionado nuestros resultados reflejan un modelo que considera el proceso de la fuente, la trayectoria y los efectos de sitio en los acelerogramas simulados.

El segundo objetivo de este capítulo es recuperar las PGA e intensidades asociadas en cada uno de los 33 registros de aceleración simulados. Las máximas aceleraciones así obtenidas son comparadas con cuatro leyes de regresión distintas para México y otras partes del mundo. Al hacerlo los resultados que obtuve muestran tener un comportamiento razonable y esperado que se ajusta con los parámetros considerados en cada uno de los métodos estadísticos comparados.

Un tercer objetivo es utilizar las intensidades generadas con las historias de aceleración simuladas y crear un mapa de isosistas para la región. Al sobreponer este mapa con las curvas de isosistas generadas por otros autores para este sismo (mediante otros métodos), los resultados de la comparación parecen demostrar la existencia de la directividad y una zona clara en que ésta se manifestó dentro del estado de Colima.

Las 33 historias de aceleración generadas, así como las comparaciones realizadas con las PGA e intensidades asociadas, me permite concluir primero que el método de las funciones de Green empíricas puede ser aplicado con éxito para simular la historia de aceleración en lugares donde no existía instrumentación previa. Segundo, que éstas pueden ser utilizadas con éxito en estudios de peligro sísmico.

En el capítulo 4 utilicé el sismo del 19 de noviembre de 2006 y aplicando el método de las funciones de Green empíricas logre escalarlo y reproducir el sismo de Tecomán. En este capítulo utilicé el modelo de fuente obtenido y lo aplico a cada una de las 33 estaciones en que se registró el evento del 19 de noviembre de 2006. De esta manera logro simular los registros de aceleración producidos por el sismo de Tecomán.

Como se mencionó en el capítulo II una de las más serias limitaciones para el desarrollo de estudios de riesgo sísmico en la región fue la falta de instrumentación sísmica. Aunque ya existía la red sismológica del estado de Colima esta tiene como objetivo principal monitorear la actividad sísmica del volcán de Colima. Por las características de sus equipos, todos sus registros del sismo de Tecomán se saturaron. Esta falta de información en distancias cercanas a la fuente se ha visto reflejada en las características de los trabajos de investigación, los cuales han utilizado en su desarrollo la información de registros regionales y telesísmicos.

Para validar los acelerogramas simulados, realice tres tareas distintas. En la primera compare las PGA de los acelerogramas simulados con las PGA predichas en cada uno de

estos puntos por cuatro distintas leyes de atenuación: Ordaz *et al.* (1989) desarrollada para zonas de subducción somera en México, García *et al.* (2005) desarrollada para zonas de subducción profunda en México, Youngs *et al.* (1997) para sismos de subducción somera y profunda en otras partes del mundo y Fukushima y Tanaka (1990) para sismos de subducción en Japón y corticales en Estados Unidos y otras partes del mundo.

La segunda tarea de validación fue relacionar las PGA obtenidas en este estudio con la Intensidad de Mercalli Modificada (I_{MM}) asociada y compararlas con las I_{MM} reales de aquellos sitios donde se pudo registrar el sismo de Tecomán. Por último la tercera tarea de validación fue generar el mapa de isosistas con datos generados con la metodología aplicada y compararlos con las obtenidas para este sismo por Zobin y Pizano-Silva (2007) quienes realizan un estudio macrosísmico en la región evaluando los daños físicos en las construcciones. Además se hizo la comparación con las intensidades obtenidas por Singh *et al.* (2003) quien para determinarlas utiliza reportes gubernamentales, encuestas telefónicas y reportes de grupos de trabajo en campo.

5.2 Datos

En este capítulo utilizo el modelo de fuente generado en el capítulo anterior. Este modelo de fuente obtenido, ahora lo aplicamos a 33 registros del sismo del 19 de noviembre de 2006. Estos registros provienen de diversos equipos y redes pertenecientes a diferentes Instituciones. Las características de cada uno de estos equipos y las redes a que pertenecen están listadas en la tabla 5.1.

Tabla 5.1 Equipos adquiridos como parte de este proyecto que formaron parte de la Red Temporal Costera.

Equipo	Cantidad	Institución	Marca	Velocidad de muestreo	Fn
Acelerógrafo	4	IINGEN	Etna Kinematics	200	200
Acelerógrafo	5	IINGEN- U de C	Etna Kinematics	200	200
Acelerógrafo	7	IINGEN U de C	GSR-18ADC	100	100
Acelerógrafo	1	CIRES	DCA-333	100	100
Sismógrafo	7	IINGEN-U de C	SAD C 20 y Geofonos	100	4.5
Sismógrafo	2	RESCO	REFTEK y Sensor GURALP	100	100

Para el caso de los equipos de velocidad éstos fueron transformados previamente a aceleración. Los equipos de velocidad corresponden a las redes permanentes de el SSN (banda ancha) y RESCO (banda corta). Los 7 sismógrafos de período corto instalados en la red temporal en Tecomán, fueron instalados en el mes de febrero de 2007. De los equipos de aceleración, 4 de ellos corresponden a la red nacional de aceleración del IINGEN en el estado de Colima y fueron instalados en el año 2006. Uno mas corresponde a CIRES y los 12 restantes a la Red Temporal Costera. Fue necesario remover la respuesta instrumental de cada uno de ellos con el fin de estandarizar los valores de aceleración a los que posteriormente les aplicaríamos el modelo.

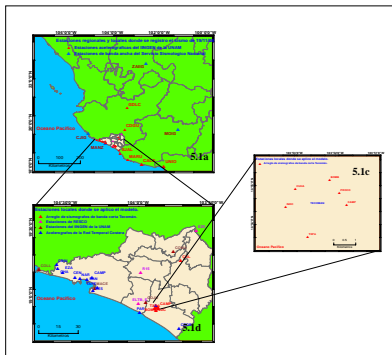


Figura 5.1 Estaciones donde se simularon los acelerogramas del sismo de Tecomán. En (a) localización de las estaciones regionales, en (b) estaciones locales y en (c) el arreglo de sismógrafos en la ciudad de Tecomán. Todas estas estaciones que registraron el sismo del 19 de Noviembre de 2006 y donde fue aplicado el modelo de fuente obtenido en el capítulo 4.

Los sintéticos de las 33 estaciones donde aplique el modelo, obtenidos en aceleración, velocidad y desplazamiento para cada una de las tres componentes se muestran en las figuras D.1 a la D.33 del anexo D. La relación de estaciones donde se aplicó el modelo, el tipo de suelo donde se encuentran ubicadas así como la máxima aceleración en cada una de ellas se lista en la tabla 5.2 y sus localizaciones se muestran en la figura 5.1.

5.3 Método.

Ya que 13 de los 33 registros con que trabajamos son de velocidad, estos fueron transformados previamente a aceleración.

Los datos del sismo del 19 de noviembre de 2006 donde se aplicó el modelo provienen de distintos modelos de equipos. Por esta razón fue necesario remover la respuesta instrumental en cada uno de estos con el fin de tener una señal estandarizada. Removida la respuesta instrumental se pudo aplicar el modelo de fuente obtenido en el capítulo 4. Se necesita que los datos de todos los equipos donde se aplicó el modelo se encuentren en el Sistema Cegesimal de Unidades (CGS). Remover la respuesta instrumental requiere conocer el aporte del instrumento a la forma de onda registrada. Este aporte es el que introduce primero el sensor y luego el digitizador, por lo que para remover esta respuesta es necesario conocer las constantes instrumentales de dichos dispositivos.

En los casos de los registros provenientes de equipos de la Red Nacional de banda ancha del SSN, la Red Acelerográfica nacional del IINGEN y de CIRES, los datos fueron proporcionados en las unidades CGS.

En el caso de los registros provenientes de los equipos de aceleración Geosig de la Red Temporal Costera y dado que los datos de salida del equipo están dados en g éstos se multiplicaron por 981.

Para el caso de los registros provenientes de los equipos de aceleración Etna de Kinematics los datos de salida del equipo además de multiplicarse por 981 se dividieron por el factor 2.5 que es el voltaje máximo del sensor que está diseñado para medir una aceleración de 1 g.

En el caso de los sismógrafos de banda ancha de RESCO la respuesta instrumental esta dada por dos factores, uno de $1.525878906 \times 10^{-4}$ v/cuentas que representan el aporte del digitizador y se obtuvo dividiendo 10 entre la sensibilidad del digitizador. Otro factor de $6.345177665 \times 10^{-3}$, que representa el inverso de la k de motor del sensor. En su conjunto ambos factores representan una respuesta instrumental de 9.681972×10^{-3} , factor que fue aplicado a cada uno de los registros proporcionados por esta red.

Finalmente en el caso de los sismómetros de período corto que formaron la red en la ciudad de Tecomán la respuesta instrumental fue obtenida en laboratorio en forma experimental dando un factor de $5.9604644775 \times 10^{-7}$, este factor que incluye tanto el aporte del digitizador como el del sensor fue aplicado a cada uno de los registros proporcionados por esta red.

Removida la respuesta instrumental de los registros procedí a aplicarles el modelo previamente obtenido en el capítulo III a cada una de las tres componentes. De esta manera obtuve los registros sintéticos para el sismo de Tecomán. Este fue un primer producto correspondiente a este capítulo. Es necesario mencionar que el escalamiento necesario para lograr el sismo Tecomán en cada una de las estaciones donde se aplicó el modelo, fue explicado en detalle en el capítulo III y consiste de 3 SMGA's que basado en el método de las funciones de Green empíricas nos permiten simular los sintéticos en cada estación a partir de su registro del 19 de noviembre de 2006.

Para validar los acelerogramas simulados, primeramente obtuve las máximas aceleraciones absolutas en cada componente, enseguida calcule la aceleración pico de las dos componentes horizontales, y las compare con cuatro distintas leyes para México y otras partes del mundo obtenidas por: Ordaz *et al.* (1989), García *et al.* (2005), Youngs *et al.* (1997) y Fukushima y Tanaka (1990).

Youngs *et al.* (1997) utilizan el promedio geométrico de las dos componentes horizontales para determinar el PGA dentro de su ecuación, por lo que a las dos componentes horizontales les apliqué la siguiente fórmula para obtener dicho promedio:

Tabla 5.2 Clasificación de las 33 estaciones en que se aplicó el modelo generado en el capítulo 4, en función del tipo de suelo.

No	Localidad	Clave	Red	Tipo De Suelo	Máxima aceleración (cm/s/s)
1	Bachillerato 5 Tecomán	BA5	RTC	Suelo	220.05
2	Bomberos Tecomán	BOMB	TECO	Suelo	171.17
3	Campo Verde	CAM	RTC	Suelo	302.24
4	Campo Verde Tecomán	CAMP	TECO	Suelo	275.53
5	Cerro De Ortega	CEOR	RTC	Suelo	140.93
6	Chamela	CJIG	SSN	Roca	43.4
7	Chavarrín	CHA	RTC	Suelo	133.02
8	Cihuatlán	CIHU	RTC	Roca	110.9
9	Ciudad Colima	COLI	TECO	Roca	225.3
10	Ciudad Guzmán	CDGU	IINGEN	Roca	36.29
11	Cofradía De Juárez	COJU	IINGEN	Roca	216.03
12	Colimilla	COLI	IINGEN	Roca	132.69
13	Comala	COMA	IINGEN	Suelo	132.87
14	Cuauhtémoc Tecomán	CUHA	TECO	Suelo	256.3
15	El Fresnal	EZ5	RESCO	Roca	114.31
16	El Naranjo	NAR	RTC	Suelo	551.84
17	El Paraíso	PAR	RTC	Suelo	390.85
18	Emiliano Zapata	EZA	RTC	Suelo	231.75
19	Guadalajara	GDLC	IINGEN	Suelo	15.78
20	Indeco Tecomán	INEC	TECO	Suelo	226.76
21	La Central	CEN	RTC	Roca	229.7
22	Manzanillo	MACE	IINGEN	Roca	349.08
23	Manzanillo	MANZ	CIRES	Suelo	372.24
24	Maruata	MARU	IINGEN	Roca	36.01
25	Morelia	MOIG	SSN	Roca	11.81
26	Procotesa Tecomán	PROC	TECO	Suelo	407.05
27	Pueblo Juárez	R15	RESCO	Suelo	89.47
28	San Juan De Alima	SJAL	IINGEN	Roca	174.56
29	Sector 5	SE5	RTC	Roca	373.9
30	Tapeixtlés	TAPE	RTC	Roca	335.38
31	Tuxpan Tecomán	TXPAN	TECO	Suelo	358.16
32	Zacatecas	ZAIG	SSN	Roca	0.94
33	Zihuatanejo	ZIIG	SSN	Roca	6

5.3.1 Método para comparar las PGA (aceleraciones máximas registradas).

$$A_G = \sqrt{\max |a_1(t)|_{\text{NS}}, \max |a_2(t)|_{\text{EW}}} \quad (5.1)$$

Donde A_G es el promedio geométrico de las dos componentes horizontales, $a_1(t)$ es la máxima aceleración en la componente NS y $a_2(t)$ es la máxima aceleración en la componente EW, para todo el tiempo en consideración (Douglas, 2003).

Esta relación de atenuación propuesta por Youngs *et al.* (1997) fue desarrollada utilizando sismos de subducción normales e inversos de varias partes del mundo, con $M_w > 5.0$, distancia fuente estación de 10 a 500 km. Utilizan dentro de su ecuación, la distancia más cercana a la fuente. Por último genera una ecuación de regresión para suelo y otra para roca.

Fukushima y Tanaka (1990) utiliza el promedio aritmético de las dos componentes horizontales para determinar la PGA dentro de su ecuación, por lo que a las dos componentes horizontales les apliqué la siguiente fórmula para obtener dicho promedio:

$$a_M = \frac{[\max |a_1(t)|_{fwr_1} + \max |a_2(t)|_{fwr_2}]}{2} \quad (5.2)$$

Donde A_M es el promedio aritmético de las dos componentes horizontales, $a_1(t)$ es la máxima aceleración en la componente NS y $a_2(t)$ es la máxima aceleración en la componente EW, para todo el tiempo en consideración (Douglas, 2003).

Dado que la relación de atenuación de Fukushima y Tanaka (1990) tiene como interés predecir las PGA para sismos superficiales a distancias cortas, no contemplan la tectónica en el desarrollo de su ecuación. Además y dado que las características del suelo de las estaciones involucradas en su estudio no eran conocidas en detalle no agrupan los datos por tipo de suelo como en el caso de Youngs *et al.* (1997). En su lugar los datos observados para cada estación fueron corregidos por el promedio del valor del residual observado y el sintético. Utilizan sismos corticales de Estados Unidos y de subducción de Japón. La escala de Magnitud que manejan es $M_w > 5$, distancia fuente estación de 10 a 300 km y profundidad máxima de 100 km. Utilizan además dentro de su ecuación, la distancia más cercana a la fuente.

García *et al.* (2005) utilizan el promedio cuadrático de las dos componentes horizontales para determinar el PGA dentro de su ecuación. Por lo que aplique la siguiente fórmula para obtener dicho promedio:

$$A_{max} = \sqrt{\frac{A_N^2 + A_E^2}{2}} \quad (5.3)$$

Donde A_{max} es el promedio cuadrático de las dos componentes horizontales, A_N^2 es la máxima aceleración en la componente NS y A_E^2 es la máxima aceleración en la componente EW (Singh *et al.*, 2000).

La relación de atenuación de García *et al.* (2005) fue desarrollada utilizando únicamente sismos de subducción profundos en la parte central de México. Utilizan exclusivamente estaciones en roca. Magnitudes en el rango de $M_w > 5.2$ y $M_w < 7.4$, profundidades de 35 a 138 km. Sismos registrados a distancias menores a 400 km. Para magnitudes mayores a 6.5 M_w , utilizan la distancia más cercana a la fuente. Para magnitudes menores a 6.5 utilizan la distancia hipocentral.

Ordaz *et al.* (1989) utiliza el promedio cuadrático de las dos componentes horizontales para determinar el PGA dentro de su ecuación, por lo que aplicamos la ecuación 3. La relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989) fue desarrollada utilizando sismos de subducción superficiales en México y utiliza dentro de su ecuación la distancia hipocentral.

Como puede observarse algunas relaciones de atenuación consideradas en este estudio utilizan la distancia hipocentral y otras la distancia mas cercana a la fuente. Para este último caso, dado que se considera la fuente como una falla finita y no como una fuente puntual, es razonable esperar aceleraciones que se ajusten más a las reales. Sin embargo este ajuste tendrá mayor peso en estaciones más cercanas a la fuente y ésta decrecerá conforme la distancia se incrementa.

Procesé los resultados respetando cada uno de los parámetros antes señalados y que cada relación de atenuación maneja. Procedí entonces a compararlos con cada uno de estos métodos. Ahora bien, debido a que como hemos visto en cada una de las leyes de atenuación abordadas, la tectónica de los sismos, la distancia fuente estación, el método de regresión utilizado y el método para obtener el valor máximo de aceleración de las componentes horizontales son distintos, no es razonable comparar todos los modelos en una sola grafica.

5.3.2 Método para comparar las I_{MM} asociadas.

Para el caso de las I_{MM} utilizamos la máxima aceleración registrada en la estación independientemente de la componente en que ésta se registró. Con este dato entramos a la tabla 5.3 de intensidades propuesta por Wald *et al.* (2005), donde se puede encontrar la relación entre la I_{MM} y la aceleración máxima.

Tabla 5.3 Relación de intensidades aceleración máxima y velocidad máxima. (Tomada de Wald *et al.* 2005).

Movimiento percibido	No sentido	Leve	Ligero	Moderado	Fuerte	Muy fuerte	Severo	Violento	Extremo
Daño potencial	Ninguno	Ninguno	Ninguno	Muy ligero	Ligero	Moderado	Moderado /fuerte	Fuerte	Muy fuerte
PGA (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PGV (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
Intensidad	I	II-III	IV	V	VI	VII	VII	IX	X+
Instrumental									

Las I_{MM} obtenidas de esta manera, son comparadas con las obtenidas para este mismo sismo por Zobin y Pizano-Silva (2007) quienes para determinarlas realizan un estudio macrosísmico donde evalúan los daños en casas habitación de 83 localidades del occidente de México. Área que abarca el estado de Colima, algunas comunidades de Michoacán y Jalisco. Paralelamente hacemos la comparación de nuestros resultados con las I_{MM} reportadas por Singh *et al.* (2003) quienes para determinarlas utilizan reportes gubernamentales, encuestas telefónicas y reportes de equipos de campo.

5.4 Resultados

De los 33 acelerogramas sintéticos simulados que se muestran en las figuras D.1 a la D.33 del anexo D, la mayor aceleración se registró en la estación El Naranjo con 551.82 144 gals en su componente NS, esta estación se encuentra en terreno muy suave en la ciudad de Manzanillo. Una buena cantidad de los sintéticos en la zona costera del estado y de la ciudad de Tecomán hacia el norte y abarcando la ciudad de Manzanillo presentan PGA en el rango de 300 a 551.82 gals, lo que muestra que en la zona costera del estado se alcanzó la intensidad

VIII. En el mismo estado de Colima la menor aceleración se registró en la estación de Pueblo Juárez con una PGA de 69.06 144 gals en su componente NS. Esta estación define predominantemente la forma de la curva de intensidad VII evidenciando la directividad del sismo de Tecomán. Los sintéticos para la ciudad de Tecomán muestran aceleraciones máximas en el rango de 159 hasta 407 gals, esto se puede interpretar como evidencia de la gran heterogeneidad del suelo dentro de esta ciudad. La menor aceleración de todo los registros simulados fue registrada la de la ciudad de Zacatecas con 0.47 gal en su componente EW y una distancia epicentral de 494.89 Km.

5.4.1 Resultados de la comparación para PGA.

La figura 5.2 muestra la relación de atenuación propuesta por Youngs *et al.* (1997) quienes utilizan sismos de subducción inversos y normales. Generan además dos curvas una para roca y otra para suelo.

Al observar la gráfica de la figura 5.2, una para roca y otra para suelo, pueden notarse con claridad dos zonas, una para el rango de distancias de 10 a 50 km y otra para distancias mayores a 50 km. Aquí la relación de atenuación propuesta por Youngs *et al.* (1997) para roca y para sismos de subducción (línea roja) y para suelo (línea azul) muestra que para los sitios en que apliqué el modelo las aceleraciones máximas en el rango de 10 a 50 km forman una nube alrededor de ambas curvas.

Todas las estaciones modeladas en este estudio y localizadas en la ciudad de Tecomán se agrupan por arriba de la curva de atenuación correspondiente a suelo en el rango de distancias de 40 a 43 km, lo que coincide con el hecho de que esta ciudad se encuentra ubicada dentro del graben de Colima sobre suelo suave producto de depósitos aluviales.

Por otra parte al observar las curvas en el rango de distancias de 50 a 500 km, de las ocho estaciones modeladas dentro de este rango de distancias todas se encuentra por debajo del modelo propuesto por Youngs *et al.* (1997) tanto para roca como para suelo. Sin embargo es importante notar que en las estaciones en que aplique el modelo se observa una clara tendencia a atenuarse más rápidamente que el modelo para roca y suelo propuesto por Youngs *et al.* (1997).

Youngs *et al.* (1997) para generar su ley de atenuación utiliza sismos de subducción someros con mecanismo de falla inversa generados en la interface de las dos placas y sismos de subducción profundos intraplaca con mecanismo de falla normal y profundidades de hasta 229 km. El sismo de Tecomán es un sismo de subducción inverso con profundidad de 26 km, esta profundidad pudiera explicar que las ondas viajan en la parte más superficial donde también se tiene la capa de suelo por lo que se atenúan más rápidamente que los sismos con mecanismo de falla tipo normal. De esta manera pudiera explicarse la rápida caída de la aceleración observada en las estaciones en que aplique el modelo con relación a la curva de atenuación propuesta por Youngs *et al.* (1997).

Por último, en este mismo rango de distancias se observa que para las estaciones donde apliqué el modelo la única estación localizada en suelo suave se encuentra por arriba de la tendencia marcada por las estaciones localizadas en roca, pero por debajo de la ley propuesta por Youngs *et al.* (1997) para roca.

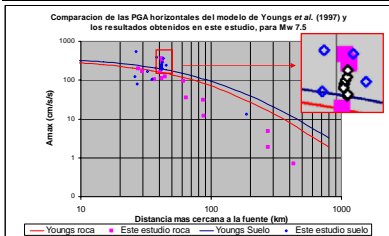


Figura 5.2 Comparación de la relación de atenuación propuesta por Youngs *et al.* (1997) y los resultados de este estudio. Para M_w 7.5 para roca (línea roja) y para suelo (línea azul). En el recuadro los sísmógrafos de la red de Tecuacán se ilustran con el rombo de fondo blanco y perímetro negro.

La figura 5.3 muestra la relación de atenuación propuesta por Fukushima y Tanaka (1990) quienes utilizan sismos de subducción profunda en Japón y corticales en estados Unidos.

Dado que las características del suelo de las estaciones involucradas en este estudio desarrollado por Fukushima y Tanaka (1990) no eran conocidas en detalle, los datos no son agrupados por tipo de suelo. Por lo que no existe un parámetro para comparar nuestras estaciones en roca o suelo con el modelo de Fukushima y Tanaka (1990). Es importante notar que este modelo predice las PGA hasta distancias no mayores de 300 km y todas nuestras estaciones se encuentran en ese rango de distancias, salvo la estación ZAIG que esta a 431 km. El uso de un método de regresión no estratificado de una etapa, puede generar datos significativamente menores que cuando se analizan los sismos de manera independiente (Fukushima y Tanaka 1990). Por tal razón tratando de corregir lo anterior los autores desarrollan y aplican un modelo de regresión estratificado de dos etapas. Como resultado, esta ley de atenuación predice para Japón aceleraciones picos mayores que aquellas desarrolladas en estudios previos.

Coincidentemente a lo señalado por Fukushima y Tanaka (1990) obtuve altos valores al aplicar esta ley de atenuación para el sismo de Tecuacán. La curva de atenuación de este modelo, pasa por arriba de todos los puntos modelados en este estudio. Esta diferencia puede ser a causa del modelo de regresión de dos etapas aplicado en el modelo en cuestión y de la que Fukushima y Tanaka (1990) hacen referencia.

La figura 5.4 muestra la relación de atenuación propuesta por García *et al.* (2005) quienes en su estudio utilizan exclusivamente sismos de subducción profundos.

Ellos concluyen que estos sismos generan grandes amplitudes en el área cercana a la fuente mayores de las que generaría un sismo de falla inversa poco profundo. Esa conclusión obtenida parece ajustarse a nuestro modelo que utiliza un sismo poco profundo (26 km). Efectivamente el 100% de las estaciones modeladas se ubican por debajo de su curva de atenuación. De la misma manera, para las estaciones modeladas que están ubicadas a distancias mayores a 50 km, se observa una clara tendencia de los resultados de este estudio a atenuarse menos rápidamente que la curva de atenuación propuesta por los autores, lo que confirma los resultados de García *et al.* (2005), en el sentido de que las aceleraciones producidas por los sismos de subducción profundos decaen más rápidamente que los inversos. Puede observarse que para distancias cercanas a la fuente y hasta 100 km el resultado de este estudio se encuentran por arriba de esta curva. Para distancias mayores a 100 km excepto (dos estaciones) los resultados de este estudio también se encuentran por arriba de la curva.

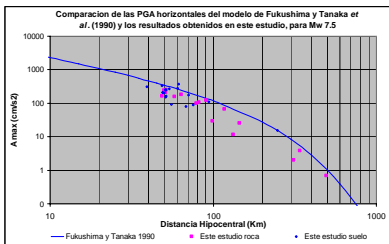


Figura 5.3 Comparación de la relación de atenuación propuesta por Fukushima y Tanaka (1990) y los resultados de este estudio, para M_w 7.5.

Ordaz *et al.* (1989), utilizan sismos de subducción someros en su regresión. Bajo esta premisa y a diferencia de los modelos anteriores, su ley de regresión puede ser comparada directamente con los resultados que obtuve. Los valores predichos por la curva de atenuación de Ordaz *et al.* (1989) para distancias cercanas a la fuente están por debajo de los resultados que obtuve. Esto puede ser explicado por el hecho de que el sismo de Tecomán fue más energético en la zona donde se manifestó la directividad. Singh *et al.* (2003) obtiene resultados muy similares a los que obtuve con la diferencia de que ellos utilizan los registros de aceleración de estaciones regionales a distancias mayores a 50 km (figura A.17 del anexo A) en esta figura que se muestra en el anexo el autor compara el sismo de Tecomán (con directividad) y el sismo de Copala (sin directividad), ambos de Mw 7.4. Mis resultados

parecerían complementar lo obtenido por Singh *et al.* (2003) para el sismo de Tecmán, pero ahora en distancias menores a 50 km.

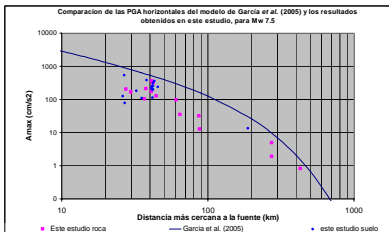


Figura 5.4 Comparación de la relación de atenuación propuesta por García *et al.* (2005) y los resultados de este estudio, para 7.5.

La figura 5.5 muestra la relación de atenuación propuesta por Ordaz *et al.* (1989) la cual considera la distancia hipocentral..

Existe otra explicación al comportamiento de mis resultados con relación a la curva de atenuación de Ordaz *et al.* (1989) el cual pudiera ser explicado por el hecho de que él utiliza en su modelo de regresión la distancia hipocentral. La distancia hipocentral no considera a la fuente como una falla finita en cambio si la considera como una fuente puntual. Cuando procesó los resultados de este estudio utilizando en lugar de la distancia hipocentral, la distancia mas cercana fuente-estación, se puede observar que los puntos que muestran los resultados de este estudio, en la gráfica se ajustan a los contornos de la curva de predicción (figura 5.6).

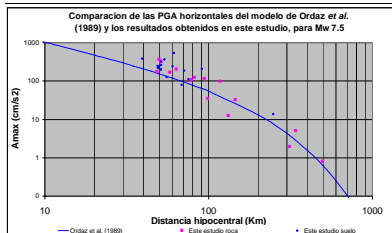


Figura 5.5 Comparación de la relación de atenuación (distancia hipocentral) propuesta por Ordaz et al. (1989) y los resultados de este estudio, para M_w 7.5.

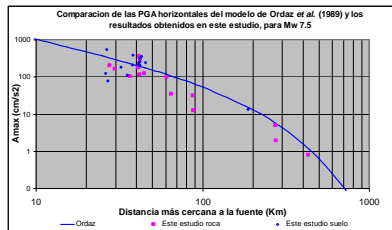


Figura 5.6 Comparación de la relación de atenuación (distancia más cercana a la fuente) propuesta por Ordaz et al. (1989) y los resultados de este estudio, para M_w 7.5.

5.4.2 Resultados de la comparación para I_{MM} .

Continuando con la validación de los resultados de este estudio, realicé las siguientes tareas: en la primera comparé las I_{MM} generadas con los resultados de este estudio y las I_{MM} de las estaciones donde logró registrarse el sismo de Tecomán es decir, realicé una comparación de los resultados que obtuve con los datos reales aportados por la estación MANZ que registro el evento de Tecomán. En la segunda comparé el mapa de isosistas generado con resultados de este estudio y los mapas de isosistas generados por otros autores quienes para generarlos aplicaron metodologías distintas a la nuestra.

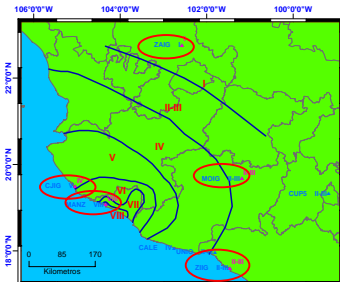


Figura 5.7 Comparación de intensidades observadas y sintéticas en las cinco estaciones donde se genero el modelo. Los óvalos muestran las intensidades simuladas y las observadas en las estaciones en que se logra captar tanto el evento de Tecomán como el evento del 19 de noviembre de 2006. Nótese que en todas las estaciones señaladas las intensidades observadas y simuladas coinciden a excepción de la estación CJIG. Esto puede ser explicado debido a que esta estación esta casi en los límites de la frontera entre la intensidad IV y V.

En el primer caso de comparación, las estaciones MANZ (Manzanillo), CJIG (Chamela), MOIG (Morelia), ZAIG (Zacatecas), YIIG (Zihuatanejo) registraron tanto el sismo de Tecomán como el sismo del 19 de noviembre de 2003, es decir se cuenta con los acelerogramas sintéticos y observados. Utilicé como se explicó en la metodología, la tabla de intensidades propuesta por Wald *et al.* (2005) para convertir las PGA de cada acelerograma a I_{MM} . Estas I_{MM} "sintéticas" las comparé con la I_{MM} "observadas" de estas 5 estaciones. La comparación muestra las mismas I_{MM} para cuatro de las cinco estaciones a excepción de la estación CJIG donde la intensidad real es de V y la simulada es IV, lo que puede ser atribuido

a que ésta se encuentra precisamente en el punto donde se delimitan las fronteras entre las intensidades IV y V (figura 5.7).

Adicionalmente a este primer caso de comparación, tenemos 3 estaciones que registraron el sismo de Tecomán pero no el sismo del 19 de noviembre de 2006. Al sobreponer sus I_{MM} "observadas" con el mapa de isosistas "sintético" generado con los datos generados en este estudio, estas encuadran perfectamente dentro del área delimitada por las curvas de isosistas que generamos. Estas estaciones son: (CALE) Caleta de Campos, (UNIO) La unión y (CUP5) Caseta patio del IINGEN de la UNAM (figura 5.8).

Para el segundo caso realicé dos comparaciones. La primera entre el mapa de isosistas generado con datos generados en este estudio y el generado por Zobin y Pizano-Silva (2007). La segunda entre el mapa de isosistas generado en este estudio y el generado por Singh *et al.* (2003).

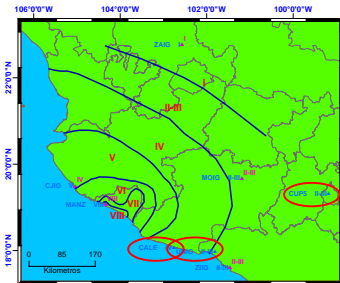


Figura 5.8 Tres estaciones que validan los resultados de este estudio. Las estaciones en óvalos: (CALE) caleta de campos, (UNIO) La unión, (CUP5) Caseta patio del IINGEN UNAM, registraron el sismo de Tecomán. Su intensidad observada queda dentro de las curvas de intensidad generadas con nuestro modelo.

En el mapa de isosistas propuesto por Zobin y Pizano-Silva (2007) se observan cuatro zonas de igual intensidad (VII, VI, V y IV), la zona de máxima intensidad (VII) se elonga en dirección noreste. Puede observarse que la distribución de las intensidades hacia ambos lados del epicentro es simétrica. Al sobreponer este mapa con el generado en esta investigación

(figura 5.9) se observan tres diferencias. La primera es que el mapa de isosistas generado en esta investigación muestra siete zonas de igual intensidad (VIII, VII, VI, V, IV, III-II, I) en lugar de cuatro. La segunda es la presencia de una zona de máxima intensidad VIII, que no presenta el estudio de Zobin y Pizano-Silva (2007), ésta se elonga paralelamente a la costa del estado, abarcando parcialmente la ciudad de Manzanillo.

La presencia de suelos suaves en las costas del estado, la cercanía del epicentro a esta zona, los datos de aceleración de la estación MANZ, que registró el sismo de Tecmán y los altos valores de PGA obtenidos en los resultados de este estudio en las distintas redes en esta zona parecen confirmar la existencia de esta zona de intensidad VIII. La tercera es la simetría que presenta el mapa de isosistas de Zobin y Pizano-Silva (2007) hacia ambos lados y que no se ve en el generado en este estudio. Por otro lado la principal similitud es la localización en ambos mapas de la zona de intensidad VII similitud que inicia a aproximadamente a 20 kilómetros de la costa del estado y se elonga a la altura del poblado de Pueblo Juárez y casi hasta los límites del estado.

El mapa de isosistas generado por Singh *et al.* (2003) esta basado en reportes gubernamentales, encuestas telefónicas y reportes de equipos de campo (figura 5.10).

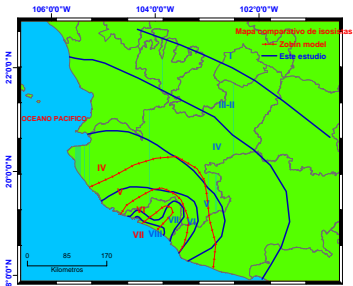


Figura 5.9 Mapa comparativo que sobrepone las curvas de isosistas generadas por Zobin y Pizano Silva (2007), (líneas sólidas) y las generadas en este estudio (líneas segmentadas).

Al compararlo con el generado en este estudio es posible apreciar dos similitudes. La primera es que ambos muestran siete zonas de igual intensidad (VIII, VII, VI, V, IV, III y II), y la segunda la presencia de una zona de máxima intensidad (VIII). Aunque en Singh *et al.*

(2003) ésta se elonga en dirección norte-sur como probable reflejo de la directividad. Para el estado de Colima el mapa de isosistas generado por Singh *et al.* (2003) muestra 2 diferentes intensidades (VIII y VII), donde la Intensidad VIII cubre casi el 90 % del estado. En general el mapa de intensidades de Singh *et al.* (2003) no presenta mayores similitudes con el generado en este estudio. Considero que los resultados obtenidos en este estudio se acercan a las intensidades reales generadas durante el sismo de Tecomán por dos razones: la primera que el modelo de fuente generado, se obtuvo a través de un proceso matemático de minimización de residuales, y segundo, que el modelo así obtenido se aplico a registros reales en cada uno de los puntos donde se simularon las aceleraciones.

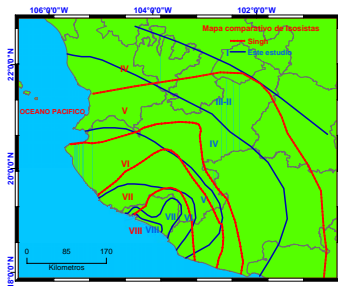


Figura 5.10 Mapa comparativo que sobrepone las curvas de isosistas generadas por Singh *et al.* (2003), (líneas sólidas) y las generadas en este estudio (líneas semi-huecas).

5.5 Discusión.

Para poder comparar los modelos de atenuación abordados en esta investigación con los resultados obtenidos al aplicar el método desarrollado en el capítulo 4, fue necesario primeramente considerar la definición de PGA de cada modelo y aplicar la ecuación derivada de dicho concepto a los máximos valores de aceleración generados en este estudio. Una vez hecho esto procedimos a la comparación. Adicionalmente a esta comparación se obtuvieron los residuales entre las PGA estimadas en este estudio y las PGA que predice cada ley de atenuación. Los residuales para todas las estaciones son definidos como:

$$residual = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{A_i - B_i}{\sqrt{A_i * B_i}} \quad (15)$$

Donde: simulado, es la PGA i-ésima obtenida con nuestros sintéticos; observado, es la PGA i-ésima obtenida con el modelo de regresión respectivo y n es el número total de estaciones.

Los residuales obtenidos en cada modelo con relación a nuestros resultados son mostrados en la figura 100, podemos observar que es el modelo de Ordaz *et al.* (1989) es uno de los dos que mas se ajusta al modelo desarrollado en esta tesis con un residual de 0.52, al igual que el modelo de Youngs *et al.* (1997) para suelo (0.38) y seguidos por este mismo modelo para roca con un residual de (0.83), como se observa en la figura 5.11.

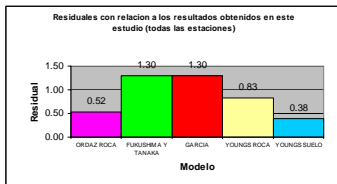


Figura 5.11 Residuales entre los resultados obtenidos en este estudio y cada uno de los modelos comparados.

Estos valores guardan similitud con los resultados mostrados en las curvas de atenuación ya tratadas. La mejor aproximación y menor residual dado por el modelo de Ordaz *et al.* (1989), puede ser atribuido al hecho de que su relación fue generada con sismos de subducción superficiales, categoría dentro de la que se encuadra el sismo de Tecomán.

Los modelos de Youngs *et al.* (1997) para roca y suelo presentan los mejores ajustes en distancias cercanas a la fuente (10 a 50 km). Sin embargo a distancias mayores a 50 km nuestras aceleraciones se alejan de la curva propuesta por Youngs *et al.* (1997). Estos valores son consistentes con nuestros resultados en los que utilizamos un sismo de subducción inverso.

El modelo de García *et al.* (2000) con residual mayor a 1 (figura 5.11), es efectivamente el que mas se aleja de los resultados obtenidos en este estudio. Sin embargo como se vio al abordar el análisis del mismo, la falta de ajuste se debe a los parámetros con que este trabaja. Precisamente una falta de ajuste en el residual y la curva es un comportamiento esperado que es consistente con los resultados aquí obtenidos.

Para el caso de Fukushima y Tanaka (1990) con residual mayor a 1, como se vio al abordar el análisis del mismo puede ser atribuido al método de regresión empleado.

Como se ha venido mencionando, la estación MANZ fue la única dentro del estado de Colima que logró registrar el sismo de Tecomán. Este es un dato de aceleración real que tomamos como parámetro para poder compararlo con cada uno de los modelos abordados. Por esta razón una tarea importante para validar los resultados de esta investigación fue comparar los residuales de esta investigación y cada uno de los métodos de regresión abordados en esta estación (MANZ).

De esta manera obtuvimos el residual entre el valor real y el valor del modelo comparado (figura 5.12).

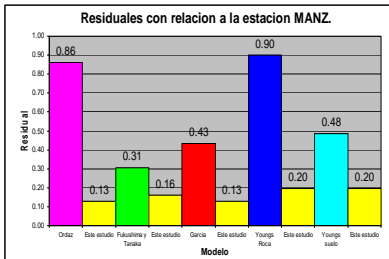


Figura 5.12 Residuales entre cada uno de los modelos abordados y los resultados de este estudio comparados para las 5 estaciones que registraron el sismo de Tecomán.

Los resultados evidencian claramente que los resultados de esta estudio generan los menores residuales (de 0.13 a 0.20) y por lo tanto el mejor ajuste con la PGA real comparado con cualquiera de los PGA de los restantes modelos de regresión abordados en este estudio.

5.6 Conclusiones.

Se aplicó el modelo generado en el capítulo cuatro a 33 registros del sismo de 19 de Noviembre de 2006 simulando de esta manera el sismo de Tecomán del 21 de enero de 2003. Los resultados obtenidos fueron procesados de acuerdo a los parámetros establecidos por cada

una de las leyes de atenuación con que comparamos los resultados de esta investigación: Youngs *et al.* (1997); Fukushima y Tanaka (1990); Ordaz *et al.* (1989); García *et al.* (2005).

El análisis individual entre lo obtenido en modelado y cada una de las leyes de atenuación abordadas, muestran que los resultados de este trabajo tienen un comportamiento razonable y esperado que se ajusta a los parámetros considerados en cada una de estas leyes. Esto nos lleva a concluir que estas leyes de regresión pueden ser aplicadas al estado de Colima si se considera la tectónica del sismo.

El menor residual en todos los casos fue el generado con los datos obtenidos en esta tesis. Al comparar las I_{MM} , obtenidas por Zobin y Pizano Silva (2007), los resultados que obtuve reflejan una zona de intensidad VIII paralela a la costa del estado de Colima y que abarca la Ciudad de Manzanillo, lo que no reflejan los resultados de Zobin y Pizano Silva (2007), sin embargo este autor muestra una zona de I_{MM} VII que se elonga en dirección noreste. Es en este tramo donde parece existir alguna relación con los resultados que obtuve. Al comparar las I_{MM} , obtenidas por Singh *et al.* (2003) este muestra una zona de I_{MM} VIII que cubre aproximadamente el 90% del estado de Colima. En general su mapa de intensidades no presenta mayores similitudes con nuestros resultados.

Todo lo anterior nos permite concluir; primero, que el método de las funciones de Green empíricas puede ser aplicado con éxito para simular este tipo de eventos; segundo, que la historia de aceleraciones para el sismo de Tecomán generadas en esta investigación, pueden ser utilizadas con éxito en estudios de riesgo sísmico.

CAPITULO 6. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS.

6.1 Conclusiones y perspectivas.

En esta tesis explico la instrumentación que realice en el estado de Colima utilizando los equipos de aceleración adquiridos por parte del proyecto. Abordé los trabajos previos a dicha instrumentación así como los resultados obtenidos producto de la operación de las diversas redes que instalamos en la región.

Con los datos obtenidos producto de la instrumentación realizada más los proporcionados por los distintos organismos con equipos en la región logré aplicar una metodología para generar un modelo de fuente para el sismo de Tecmán del 21 de enero de 2003. Este modelo de fuente al ser aplicado a registros del sismo del 19 de noviembre de 2006, ésto me permitió generar las historias de aceleración, PGA e I_{MM} del sismo de Tecmán.

Con base en lo anterior el aporte de esta tesis puede verse como una contribución de la Sismología a la Ingeniería sísmica.

Para el cumplimiento de los objetivos alcanzados en esta tesis la limitación más crítica fue la posibilidad de registrar en las redes instaladas en este corto tiempo un sismo cuya magnitud y localización con relación a la distribución de nuestros 12 equipos pudiera aportar datos los suficientemente sólidos para abordar los objetivos planteados. Sin embargo a pesar de estas limitaciones y precisamente durante el periodo de operación de las redes, ocurrió el sismo más importante después del sismo de Tecmán de 2003. Es importante señalar que el sismo de el 9 de octubre de 1995 fue grabado en una sola estación acelerográfica en todo el territorio del estado de Colima. Ocho años después el sismo de Tecmán de 2003 (M_w 7.5) únicamente solo pudo ser grabado en esa misma estación acelerográfica (capítulo 2).

Como objetivo alcanzado de este trabajo de investigación y objetivo también del proyecto global con CONACYT, ahora 4 años después del sismo del 2003, el sismo del 19 de noviembre de 2006 fue grabado en 11 estaciones acelerográficas de la red que instalamos, más 6 sismógrafos en la ciudad de Tecmán, esto en adición a los equipos de otros organismos (capítulo 3). Este hecho nos permitió contar con datos para iniciar una investigación enfocada a simular y conocer cuales fueron las aceleraciones en el interior del estado generadas por el sismo de Tecmán del 2003. Es intención de los participantes de este proyecto que esta atención y monitoreo de la sismicidad a través de estas redes continúe y se fortalezca en el futuro. El hacerlo permitirá contar con datos importantes para el estudio de la fuente sísmica y la tectónica de la zona.

Las características propias del sismo que se captó en la red instalada, la metodología aplicada y el procesado dado a los datos obtenidos permitieron caracterizar la fuente sísmica del sismo de Tecmán del 21 de enero de 2003 (capítulo 4). Adicionalmente para este sismo permitió caracterizar la forma en que se atenúa la energía sísmica entre la zona de subducción, en la costa de Colima y las principales ciudades del estado (capítulo 5). Un atributo original de los resultados obtenidos es que estos llevan integrados los distintos factores que intervienen en el peligro sísmico (la fuente, la trayectoria y los efectos de sitio) lo que representa una contribución original a la forma de hacer ingeniería sísmica en nuestro país.

Las máximas aceleraciones así obtenidas son comparadas con los métodos estadísticos generados por: Ordaz *et al.* (1989), García *et al.* (2005), Youngs *et al.* (1997) y Fukushima y Tanaka (1990). Las comparaciones muestran que los resultados que obtuve en su mayoría son congruentes con los obtenidos por los autores mencionados, especialmente con Ordaz *et al.* (1989) cuya ley de atenuación es acorde con el tipo de sismos al que pertenece el sismo de Tecmán (sismo de subducción y de falla inversa)

Al comparar las IMM obtenidas con los registros sintéticos con aquellas que utilizan la evaluación de daños físicos en viviendas Zobin y Pizano-Silva (2007). Los resultados muestran para ambos modelos una zona de intensidad VII que se elonga en dirección noreste y que puede ser debida a la directividad de la fuente. Es en este tramo donde parece haber relación con los resultados que obtuve. De la misma manera compare las intensidades máximas asociadas con aquellas que utilizan informes gubernamentales y encuestas Singh *et al.* (2003), donde el autor muestra una zona de máxima intensidad VIII que cubre aproximadamente el 90% del estado.

Existen perspectivas interesantes a desarrollar en el futuro para esta zona del país. Primeramente deberá de continuarse, hacerse permanente y mejorarse el trabajo de instrumentación realizado en el transcurso de este proyecto. Una vez que haya concluido el trabajo de las redes temporales de los otros grupos de trabajo es prioritario instalar las estaciones de manera permanente. Deberá de procurarse en la medida de lo posible incrementar el número de equipos a los ya adquiridos. Con estos equipos se deberá formar una red densa cuya distribución sea tal que las trazas generadas por un sismo permitan abordar el estudio de la fuente y adicionalmente la atenuación y los efectos de sitio. Por las razones expuestas en el capítulo I de este trabajo esta zona puede ser la que abarca el graben El Gordo y la zona perpendicular a la costa. Para tener control de la red y ahorrar costos en el mantenimiento deberán conectarse las estaciones en red y de esta manera recibir los datos en tiempo real. Lo anterior requerirá de la fabricación de instalaciones, similares a las 5 que se construyeron durante este proyecto.

Con la instrumentación que ya se ha iniciado en este proyecto, se podrán realizar estudios detallados de la fuente sísmica utilizando señales de temblores en el rango de altas frecuencias a partir de los registros de aceleración recuperados en estos instrumentos con distancias cercanas a la fuente. Dichos registros permitirán aplicar diversas metodologías para abordar la inversión dinámica de la dislocación. De esta manera se podrán conocer con mayor detalle los parámetros y características de las fuentes sísmicas en la región.

Utilizando el modelo de fuente generado en esta investigación es posible generar funciones de Green estocásticas con el fin de poder simular registros y obtener historias de aceleración en lugares donde no existe instrumentación. Con esta información es posible generar escenarios sísmicos de la posible ruptura de la brecha sísmica de Colima que no rompió durante el sismo de Tecmán misma que fue comentada en el capítulo I.

Con los registros de aceleración generados en esta investigación se podrán estimar los espectros de respuesta, el coeficiente espectral y el coeficiente sísmico. Dado que este es un sismo importante los registros aquí obtenidos pueden ser usados para el análisis dinámico de estructura, ya sea con fines de evaluación de su comportamiento ante cargas sísmicas así como con fines de diseño.

Tradicionalmente después de un sismo se instrumentan inmediatamente las zonas cercanas al epicentro con el fin de conocer la ubicación de las réplicas con mayor precisión. Esta visión puede ampliarse y después de un gran sismo llevar la instrumentación ahora a los puntos más críticos de las zonas urbanas, con mayor densidad de población y obras civiles de importancia. Al aplicar esta metodología a las principales réplicas, podrán simularse las historias de aceleración PGA e I_{MM} del sismo principal en todos esos puntos críticos sin necesidad de haber tenido una instrumentación previa y por lo tanto permanente en los mismos. Los espectros de respuesta así generados pueden ser comparados con los del reglamento de construcción de la zona y determinar la validez del mismo. Para el caso de las construcciones que hayan sufrido daños podrán determinarse si éstos fueron debidos a un inadecuado reglamento de construcción o bien a serias deficiencias en la aplicación del mismo.

La conclusión personal y más importante de esta tesis es que dado que no es posible predecir los sismos, cualquier investigación en el área de la sismología debe aterrizar teniendo en la medida de lo posible aplicaciones más allá que el conocimiento de la propia fuente sísmica

El avance de la instrumentación en México permite que la metodología mostrada en este artículo pueda ser aplicada a otras zonas del país y así conocer parámetros útiles a la ingeniería sísmica (historias de aceleración, PGA e I_{MM}) de grandes sismos en sitios donde en su momento no existió instrumentación.

BIBLIOGRAFÍA.

- Aguirre, J, K Irikura y K Kudo (1994). "Estimation of strong ground motions on hard rock and soft sediments sites in the Ashigara Valley using the empirical Green's function method", *Bull. Disas. Prev. Res.*, Kioto Univ., Vol. 44, part 1, No. 379, pp. 45-64.
- Alcocer, M, E Klingner, O Zepeda, F Pacheco, C Gutiérrez y L Alcántara (2006). "El sismo de Tecomán México del 21 de enero de 2003", *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Págs. 290.
- Aki, K (1967). "Scaling law of seismic spectra", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 72, pp. 5359-5376.
- Bandy, W, C Mortera, J Urrutia y T Hilde (1995). "The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and is its relationship to the Colima rift?", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, pp. 3075-3078.
- Barrón, A, A Cabezas y A Elizondo (2006). "Política, programas y gasto social en áreas rurales y urbanas de Colima", *boletín de la Facultad de Economía de la Universidad de Colima*. Vol., pp. 90.
- Centro Nacional de Prevención de desastres (CENAPRED), publicación electrónica, <http://www.cenapred.unam.mx/es/DocumentosPublicos/PDF/preliminar.pdf> (último acceso 25 de marzo de 2008).
- Centroid Moment Tensor (CMT) Catalogo, www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html (último acceso 25 de agosto de 2008).
- DeMets, C y S Stein (1990). "Present-day Kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico", *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, pp. 931-948.
- Douglas, J (2003). "Earthquake ground motion estimation using strong motion records: a review of equations for the estimation of peak ground acceleration and response spectral ordinates", *Earth-Science Reviews.*, 61, pp. 43-104.
- Eissler, H y C McNally (1984). "Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for 1932 Jalisco, México, earthquake", *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, pp. 4520-4530.
- Fukushima, Y, y T Tanaka (1990). "A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 80, pp. 757, 777.
- Franklin A, C Abril, E Franco (2001). "Análisis cuantitativo del ruido sísmico en las estaciones sismológicas de la red sismológica nacional de Colombia", *publicación del Instituto Colombiano de Geología y Minería*.
-

- García, D, K Singh, M Herraiz, M Ordaz y J Pacheco (2005). "Inslab Earthquakes of Central México: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 95, pp. 2272-2282.
- Garduño, N (2006). "Proceso de la fuente del sismo del 15 de Julio de 1996 usando el método de la función de Green empírica y algoritmos genéticos", *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*, págs. 111.
- Havskov J y L Ottemoller (2005). "SEISAN, The Heartquake analysis software", págs. 259.
- Irikura, K (1986). "Prediction of strong accelerations motions using empirical Green's function", *Proc. 7 th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp. 151-156 (en Japonés).
- Instituto de Ingeniería de la UNAM (IINGEN). Proceso constructivo de estaciones acelerográficas, Coordinación de Instrumentación Sísmica.
- Kamae, K y K Irikura (1998). "Source model of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake and simulation of near source ground motion", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, pp. 400-412.
- Kanamori, H y D Anderson (1975). "Theoretical basis of some empirical relations in seismology", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, pp. 1073-1095.
- Miyake, H, T Iwata y K Irikura (2003). "Source characterization for broadband ground motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 93, pp. 2531-2545.
- Miyake, H (2003). "Frequency-dependent source heterogeneities for broadband ground motion simulation", *tesis de Doctorado, The Division of Earth and Planetary Sciences of Graduate School of Science of Kyoto University*, págs. 105.
- Nozu, N, K Irikura (2008). "Strong motion generation area of great subduction-zone earthquake waveform inversion with empirical Green's function for the 2003 Tokachi-Oki earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 98, pp. 180-197.
- Pardo, M y G Suárez (1995). "Shape of the subducted Rivera and cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications", *J. Geophys Res.*, Vol. 100, pp. 357-373.
- Rodríguez-Lozoya, H, I Quintanar, C Rebolgar, J Gómez, Y Yagi, T Domínguez, G Reyes, C Javier, y L Alcántara (2007). "Source characteristics of the 22 January 2003 M_w 7.5 Tecomán, México, earthquake and its rupture process", *enviado para su publicación a Journal of Geophysical Research*.
- Singh, K, J Pacheco, L Alcántara, G Reyes, M Ordaz, A Iglesias, M Alcocer, C Gutiérrez, C Valdez, V Kostoglodov, C Reyes, T Mikumo, R Quaas, R Anderson y contribuciones de otros autores (2003). "A preliminary report on the Tecomán, México earthquake of 22 January 2003 (M_w 7.4) and its effects", *Seism. Res. Lett.*, Vol. 74, No. 3, pp. 279-289.

-
- Singh, K, L Ponce y P Nishenko (1985). "The great Jalisco Mexico earthquake of 1932: subduction of the Rivera plate", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, pp. 1301-1313.
- Singh, K, M Ordaz, L Alcantara, N Shapiro, V Kostoglodov, F Pacheco, S Alcocer, C Gutierrez, R Quass, T Mikumo, y E Ovando (2000). "The Oaxaca Earthquake of 30 September 1999 ($M_w = 7.5$): A Normal-faulting Event in the Subducted Cocos Plate", *Seism. Res. Lett.*, Vol. 71, pp. 67 – 78.
- Somerville, P, K Irikura, R Graves, S Sawada, D Wald, N Abrahamson, Y Iwasaki, T Kagawa, N Smith y A Kowada (1999). "Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong motion", *Seism. Res. Lett.*, Vol. 70, pp. 59-80.
- Somerville, P, T Sato, I Toru, N Collins, K Dan y F Hiroyuki (2002). "Characterizing subduction earthquake slip models for the prediction of strong motion", *Proc. of the 11th Symp. Of Earthq. Eng.*, pp. 163-166 (en japonés).
- Savage, J (1972). "Relation of corner frequency to fault dimensions", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 27, pp. 3788-3795.
- Suzuki, W y T Iwata (2006). "Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions", *Earth Planet Spac.*, Vol. 58, pp. 59-108.
- Susuki, W (2008). "[Estimation of Broadband Source Process Based on Strong Motion Modeling](#)", *Tesis de Doctorado, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, págs. 125.
- Tena, A (1997). "El macrosismo de Manzanillo del 9 de octubre de 1995", *Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica*, págs. 343.
- Wald, D, B Worden, S Earle, V Quitariano, y K Lin (2005). "U.S. Geological Survey's Advanced Nacional Seismic System Shakemap: Ongoing Developments", *Japan Association for earthquake Engineering*, Vol. 1, pp. 123-138.
- Yagi, Y, T Mikumo, J Pacheco y G Reyes (2004). "Source rupture process of Tecmán, Colima, México earthquake of January 22, 2003, determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 94, No. 5, pp. 1795-1807.
- Youngs, R, J Chiou, J Silva y R Humphrey (1997). "Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes", *Seism. Res. Lett.*, Vol. 68, pp. 58-73.
- Zobin, M y J Pizano-Silva (2007). "Macroseismic study of the M_w 7.5 21 January 2003 Colima, Mexico, across-trench earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 97, pp. 1221-1232.
-

Gonzalo Alejandro Ramírez Gaytán.

Modelado de la fuente y simulación de acelerogramas del sismo de Tecomán del 21 de enero de 2003, mediante el método de las funciones de Green empíricas.

ANEXOS

ANEXO A

Revisión de estudios previos sobre la fuente del sismo de Tecomán.

Con la intención de poder generar en esta tesis un aporte sobre el sismo de Tecoman del 21 de enero de 2003 se realizó una revisión y síntesis de los siguientes tres artículos que lo abordan.

1. Source rupture process of the Tecoman, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003, determined by joint inversion of teleseismic body wave and near source data. Yuji Yagi *et al.* (2004). Takeshi Mikumo, Javier Pacheco y Gabriel Reyes.
2. Source characteristics of the 22 January 2003 $m_w = 7.4$ Tecoman Mexico, earthquake and its rupture process. (Enviado para su publicación). Hector E Rodríguez Lozoya, Luis Quintanar, Cecilio J Rebollar, Juan M Gómez González, Yuji Yagi *et al.* (2004), Tonatiuh Domínguez, Gabriel Reyes, Clara Javier y Leonardo Alcantara.
3. A preliminary report on the Tecoman, Mexico earthquake of 22 January 2003 (Mw 7.4) and its effects. K. Singh, J. F. Pacheco, L. Alcantara, G. Reyes, M. Ordaz, A. Iglesias, S. M. Alcocer, C. Gutierrez, C. Valdez, V. Kostoglodov, C. Reyes, T. Mikumo, R. Quaas y J. G. Anderson.

Revision del artículo: Source rupture process of the Tecoman, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003, determined by joint inversion of teleseismic body wave and near source data.

Este artículo para el desarrollo de su investigación hace uso de datos tele sísmicos y regionales, mismos que fueron proporcionados de las siguientes fuentes:

- a. 12 Sismógrafos de la red IRIS, con buena cobertura azimutal.
- b. 3 Sismógrafos de banda ancha del SSN (CJIG, MOIG, ZIIG).
- c. 3 Acelerógrafos de IINGEN (CALE, VILE, UNIO).

Structure					
V_p (km/sec)	V_s (km/sec)	Density (10 ³ kg/m ³)	Q_1	Q_2	Thickness (km)
For teleseismic body wave					
1.5	0	1.0	—	—	1.0
3.54	3.20	2.50	—	—	3.0
5.09	3.29	2.70	—	—	5.0
6.27	3.62	2.80	—	—	9.7
6.71	3.87	2.90	—	—	17.3
8.10	4.68	3.30	—	—	—
For strong ground motion					
3.54	3.20	2.50	300	150	4.0
5.09	3.29	2.70	500	250	5.0
6.27	3.62	2.80	600	300	9.7
6.71	3.87	2.90	800	400	17.3
8.10	4.68	3.30	1200	600	—

Figura A1. Estructura de velocidades usada en la inversión de Yagi *et al.* (2004).

La estructura de velocidades usada para la inversión se muestra en la figura A1, y fue modificada a partir de la estructura de velocidades propuesta por Pacheco *et al.* (1997).

En el modelo de falla se asume que el deslizamiento ocurre en un plano y que el ángulo de deslizamiento se conserva durante todo el proceso de ruptura, se adopta un mecanismo focal (strike, dip y rake) = (300 °, 22 °, 93°).

En la figura A2 se muestra el mecanismo focal y la distribución de los vectores de deslizamiento o distribución final de deslizamiento en el plano de falla así como el punto en que inició la ruptura. La historia de la dislocación encontrada por el autor, muestra que éste puede ser dividido en 3 etapas. En la etapa 1 la ruptura se inicia en el hipocentro durante un periodo inicial de 4 s. En esta etapa el momento es 2.5×10^{18} Nm ($M_w = 6.2$), el cual es significativamente menor al momento sísmico total, una segunda etapa en que la ruptura se propaga hacia el suroeste y rompe la primera aspereza (A) localizada aproximadamente a 15 km al sureste del epicentro y con una duración de los 4 a 10 s. Después del primer rompimiento, el momento sísmico en esta etapa es de 2.5×10^{19} Nm ($M_w = 6.9$). En la etapa 3 la ruptura se propaga hacia el noreste y rompe la segunda aspereza (B), localizada a 25 km al noreste del epicentro, lo cual se muestra en la figura A3.

El máximo deslizamiento es de 3.4 m a 15 km al suroeste del epicentro y el momento sísmico total es de 2.3×10^{20} Nm ($M_w = 7.5$), valor que concuerda con el dado por el CMT de Harvard que es de 1.62×10^{20} Nm. El tiempo total de duración es de 30 s. La ruptura tiene un mecanismo mayormente dip slip con una ligera componente strike slip. El área de ruptura parece extenderse entre las placas de Rivera y Cocos. Es importante notar que el hipocentro se localiza cerca del área en que el promedio de deslizamiento fue menor.

En la figura A.4 observamos una secuencia de los promedios de velocidad de deslizamiento cada 2 s. La estrella indica el epicentro del sismo, los mayores deslizamientos se dan de los 4 a los 20 s generando su máximo valor a los 14 s aproximadamente.

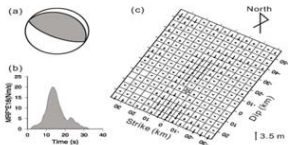


Figura A2. Resultados de la inversión y mecanismo focal (tomada de Yagi *et al.* 2004)

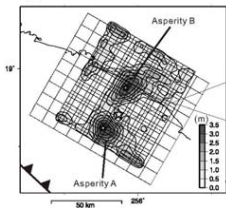


Figura A3. Modelo que divide la historia de la dislocación en tres etapas (tomada de Yagi *et al.* 2004).

La figura A5 muestra una comparación entre los registros observados y sintéticos. En la mayoría de estos sintéticos las formas de onda se ajustan apropiadamente a excepción de la estación MOIG localizada a 329 km del epicentro, esto puede deberse a que la estructura considerada no es apropiada para la estación.

Uno de los objetivos de los autores fue probar que tan preciso o resolutivo puede ser el modelo de dislocación obtenido con:

1. Una combinación de registros telesísmicos y regionales
2. Registros telesísmicos
3. Registros Regionales

Para éste fin los autores generaron un modelo sintético (figura A6), que corresponde a la actual distribución de estaciones suponiendo un modelo de fuente. Los resultados muestran que el modelo en que se combinaron los datos telesísmicos y locales (figura A6a) es muy semejante al modelo propuesto o considerado. En cambio los modelos en que se usó únicamente datos telesísmicos (figura A6b), o de campo cercano (figura A6c), de manera separada, se ajustan en general al modelo considerado, sin embargo se pierde resolución.

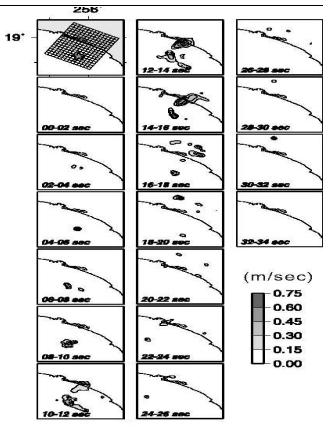


Figura A4. Secuencia de los promedios de deslizamiento cada 2 s (tomada de Yagi *et al.*, 2004).

Los autores abordan el análisis del estado de esfuerzos en el centro y en los bordes del plano de falla debido al proceso de ruptura del sismo principal con el objetivo de compararlo con la distribución de las réplicas (Figura A7).

El cambio en el estado de esfuerzos se basa en la distribución de deslizamientos obtenida en la inversión. Debido a que la distribución de deslizamiento obtenida genera errores en la estimación del valor de deslizamiento cerca de los bordes, solo interesa el cambio de estado de esfuerzos en la parte central de la falla de tal manera de poder observar si hay alguna correlación de éste con la distribución de las réplicas.

La máxima caída de esfuerzos correspondiente a la aspereza B con un deslizamiento de 3.1 m le corresponde una caída de esfuerzos de 9.4 Mpa, y para la zona A un deslizamiento máximo de 3.4 m le corresponde una caída de esfuerzos de 10.7 Mpa.

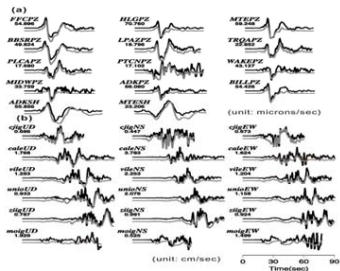


Figura A5. Comparación entre los observados y sintéticos (tomada de Yagi *et al.* 2004).

Por otro lado el objetivo de comparar el mapa de estados de esfuerzos cosísmicos con la zona de réplicas genera la posibilidad de que en la zona de alta concentración de esfuerzos postsísmicos se generen réplicas.

Según el autor el sismo del 22 de enero del 2003 fue seguido de un gran número de sismos pequeños a moderados, esta actividad fue decayendo después de 2 semanas. La localización de las réplicas la obtuvo con los 10 sismógrafos de RESCO. La figura A7 muestra las localizaciones de 130 réplicas para los primeros 5 días posteriores al sismo. Al superponer el mapa del cambio de estado de esfuerzos observo que existen 3 zonas de réplicas que pueden observarse en la misma figura.

Las dos réplicas mas grandes al sismo de Tecomán las observo en el cluster número 2, el 80 % de las réplicas se localiza en el primer cluster el cual coincide con la zona de incremento de esfuerzos al sur de la aspereza B. Las dos réplicas más importantes que se localizan en el cluster número 2 parecen ubicarse en la zona donde los esfuerzos varían de más a menos. Las réplicas en el tercer cluster se ubican al éste de la zona en que existe mayor concentración de esfuerzos sin embargo en esta zona se observa una falta de actividad postsísmica.

Los patrones antes expuestos sugieren al autor que al menos algunas de estas réplicas, parecen haber sido disparadas por el incremento del esfuerzo debido al no uniforme proceso de ruptura del sismo principal. Sin embargo la correlación general entre la localización de las réplicas y el patrón de esfuerzos no es claro ya que la actividad postsísmica se expande hacia zonas en que la concentración de esfuerzos no es grande, lo cual es una característica común en estudios en los cuales algunas réplicas se ubican en zonas de alta concentración de esfuerzos y otras en zonas de baja concentración de esfuerzos.

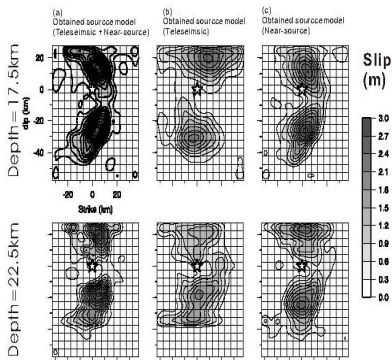


Figura A6. Resultados de la prueba sintética. (a) distribución de deslizamiento asumiendo un modelo sintético, (b) distribución de deslizamiento obtenido con datos tele sísmicos y regionales, (c) distribución de deslizamiento obtenida con datos tele sísmicos, (d) distribución de deslizamientos obtenida con datos regionales (tomada de Yagi *et al.*, 2004).

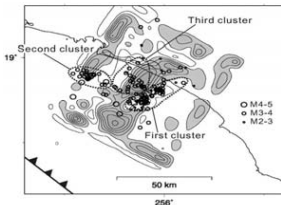


Figura A7. Distribución del estado de esfuerzos cosísmico y 130 réplicas para los primeros 5 días. Las áreas oscuras y blancas representan las zonas de incremento o decremento de esfuerzos, la estrella indica el sismo principal. Las localizaciones del sismo principal y todas las réplicas fueron determinadas por RESCO (tomada de Yagi *et al.*, 2004).

Revisión del artículo: Source characteristics of the 22 January 2003 $m_w = 7.4$ Tecoman Mexico, earthquake and its rupture process.

El artículo aborda tres objetivos. El primero, es determinar los parámetros de la fuente, el segundo ubicar las réplicas y el tercero determinar los desplazamientos en la zona de acoplamiento.

La localización de las réplicas se ubica en la parte norte del graben del el Gordo invadiendo parcialmente la zona de ruptura de los sismos de 1932 y 1995. El sismo de Tecmán rompió la parte noreste de la brecha sísmica de Colima. La zona de réplicas tiene una área de 42 X 56 km y un echado de 44 ° en la zona de acoplamiento, la geometría de la falla es de (277 °, 27 °, 78 °) (strike, dip, rake), usando datos telesísmicos se estima una duración de la fuente de 20 s. Una caída de esfuerzos de 2.3 Mpa, y un Momento sísmico de 2.7×10^{20} Nm. La distribución espacial de los desplazamientos se realizó usando datos telesísmicos y regionales. Se realizó una inversión usando datos de registros de aceleración con distancias epicentrales de 54 km. Se encontraron 4 zonas de cambio de estado de esfuerzos claramente delimitadas con un desplazamiento máximo de 3.2 m y duración de fuente de 32 s.

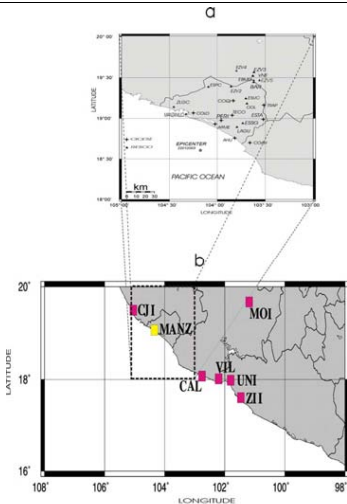


Figura A8. Estaciones en que fueron registrados tanto el evento principal como las réplicas (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Las estaciones en que fueron registrados tanto el evento principal como las réplicas que fueron usadas en éste estudio aparecen en la figura A8 y son:

- a. 11 sismómetros de periodo corto y 2 de banda ancha de la Red Sismológica del Estado de Colima (RESCO)
- b. 9 sismógrafos de banda corta del Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada (CICESE).
- c. 4 acelerógrafos del Instituto de Geofísica
- d. 1 acelerógrafo del Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES) y ubicado en la Central Termoeléctrica (CT) de Manzanillo.

Los autores refieren que los sismógrafos que RESCO tiene alrededor del volcán no se tomaron en cuenta en los trabajos que aborda éste artículo. Además refiere que las estaciones de RESCO grabaron el sismo principal y todas sus réplicas, aunque no se muestran dichos registros no se muestran.

La localización de las réplicas del sismo de Tecomán del 21 de enero del 2003 se obtuvo con base en los registros aportados por la red de la Universidad de Colima RESCO y 9 estaciones portátiles del CICESE.

La determinación de los parámetros de la fuente se obtuvo mediante un análisis espectral de las ondas de cuerpo registradas por sensores de banda ancha a distancias telúsmicas.

La distribución de los deslizamientos en el plano de falla se obtuvo al aplicar la metodología de Yagi *et al.* (2004), quien realizó una inversión de la forma de onda de sismogramas registrados a distancias telúsmicas y regionales así como registros de aceleración del SSN y el IINGEN de la UNAM.

Para la localización de las réplicas los autores utilizarán el programa HIPO71, utilizando inicialmente la estructura de velocidades propuesta por Pacheco *et al.* (2003), usada en la localización del sismo del 7 de marzo del 2000 y sus réplicas, pero debido a que éste modelo incrementa los errores en la localización, se usó el modelo de velocidades que usa RESCO (tabla A1).

Tabla A1. Estructura de velocidades (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Velocidad de la onda P en km/s	Profundidad de la capa en km
1.7	0.0
2.7	2.0
3.6	3.0
4.6	4.0
5.7	6.0
6.0	12.0
7.4	18.0
7.8	35.0

Las localizaciones de las réplicas mostradas en la figura A9, son eventos que como requisito fueron registrados en al menos 3 estaciones de RESCO, 3 de CICESE y además con un claro arribo de las fases P y S.

La figura A10a, muestra las secciones perpendicular (A-A') y paralela (B-B') a la trinchera para el evento principal y réplicas incluyendo las dos más importantes réplicas de Magnitudes $5.7 M_w$ y $5.3 M_w$. El hipocentro del sismo principal se ubica precisamente en la zona de acoplamiento de las placas Cocos-Rivera y la Norteamericana.

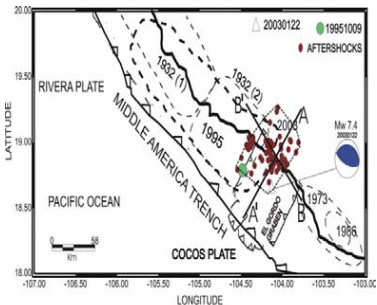


Figura A9. Réplicas del sismo de Tecomán del 21 de enero del 2003. Réplicas registradas en al menos 3 estaciones de RESCO y 3 de CICESE (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Es importante mencionar que tanto el mecanismo focal del evento principal como el de las dos réplicas mas importantes es un mecanismo de falla inversa. El dip sugerido según la figura A10a para la zona de acoplamiento es de 44° , se observa además que la mayoría de la actividad postsísmica ocurrió en la parte que corresponde a la placa oceánica. La línea punteada en esta misma gráfica muestra la interpretación de los autores de la zona de acoplamiento. Se puede observar que la réplica de magnitud 5.7 es claramente un evento intraplaca, la ubicación del evento de magnitud 5.3 ayuda a delinear la zona de acoplamiento.

La figura A10b muestra una sección vertical paralela a la trinchera. De esta figura pudieron deducir que el área de ruptura fue de 42×56 km, además vemos que la mayoría de las réplicas se ubican a profundidades someras a lo largo de la placa subducida. En la parte continental, las réplicas mas profundas ocurrieron a profundidades del orden de 47 km

EL mecanismo focal obtenido en el artículo es (strike, dip, slip)= (277°, 27°, 78°) momento sísmico de 1.3×10^{20} Nm y una duración temporal de fuente de 20 s.

Para el sismo principal se estima un tiempo de ruptura de 20 a 22 s. en una longitud de 50 a 55 Km, suponiendo una velocidad de ruptura de 0.7 Vs (2.5 Km/s). Del área de réplicas se obtuvo un ancho de la falla de 42 X 56 Km obteniéndose un área de ruptura de 2352 Km² y una caída de esfuerzos para el sismo principal de 2.3 Mpa.

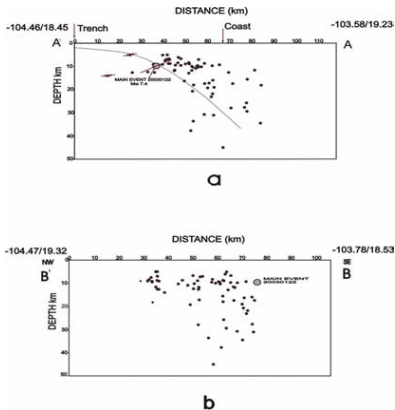


Figura A10. Secciones verticales y horizontales de la zona de ruptura del sismo de Tecumán. Secciones vertical (A'-A) y vertical (B'-B) a la trinchera para el evento principal y réplicas (66 réplicas) incluyendo las dos mas importantes de Magnitudes 5.7 Mw y 5.3 Mw (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

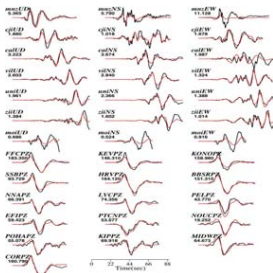


Figura A11. Comparación de los sintéticos y observados de esta inversión (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Para éste estudio se tuvo acceso a los datos de aceleración registrados en la estación de campo libre ubicada en la CT de Manzanillo Colima y localizada a 54 km del epicentro. Éste es el equipo de aceleración mas cercano al epicentro que grabo el sismo de Tecomán. De tal manera que los autores decidieron realizar el mismo procedimiento de inversión realizado por Yagi *et al.* (2004), con el fin de ver la influencia que éste nuevo dato de aceleración, no incluido en la inversión de Yagi *et al.* (2004), pudiesen tener en el proceso para obtener la distribución de los deslizamientos en el plano de falla del sismo de Tecomán.

La comparación de las formas de onda sintéticas y observadas de esta inversión se muestra en la figura A11. En general se puede observar que los ajustes son aceptables, para la estación de manzanillo el ajuste en la componente vertical es bueno comparado con el de las otras dos componentes, esto puede ser debido a los efectos de sitio.

La estación MOIG no tiene buenos ajustes, el autor lo atribuye a las heterogeneidades laterales en la estructura. El momento sísmico obtenido es de 1.88×10^{20} Nm. La función temporal de fuente es de 32 s. Pero la mayor energía se libero durante los primeros 20 s.

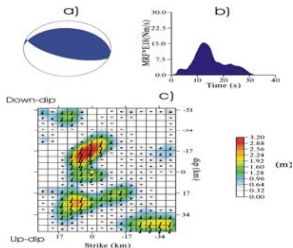


Figura A12. Resultados de la inversión. En a Mecanismo focal, en b Momento sísmico total, en c distribución de los vectores de deslizamiento y punto en que inicio la ruptura (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Las figuras A12 y A13 muestran la distribución de los deslizamientos sobre el plano de falla en el que podemos ver que el momento sísmico es similar al encontrado por Yagi *et al.* (2004), sin embargo en la distribución de los deslizamientos podemos observar dos zonas adicionales de liberación de energía bien delimitadas y que apenas se observan en la inversión de Yagi *et al.* (2004). El deslizamiento máximo fue de 3.2 m.

Este artículo tuvo como propósito presentar resultados preliminares del sismo y sus efectos. Es importante mencionar que hace referencia a que la red de sismógrafos que pertenecen a RESCO se saturó después del arribo de la onda P.

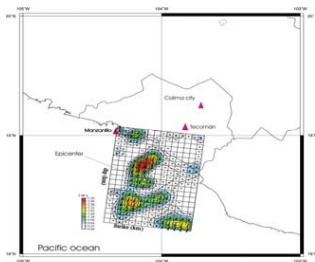


Figura A13. Distribución de los deslizamientos sobre el plano de falla (tomada de Rodríguez-Lozoya *et al.*, 2007).

Revision del artículo: A preliminary report on the Tecoman, Mexico earthquake of 22 January 2003 (Mw 7.4) and its effects.

En el estudio, se utiliza el registro obtenido en la estación COIG del SSN que se encuentra ubicada en el cerro de "La Cumbre" cercano a la Ciudad de Colima. Esta estación registro aceleraciones por aproximadamente 10 s después del inicio del evento, para posteriormente cortarse por fallas en el equipo.

En el estudio también se hace uso del acelerógrafo que CIRES mantiene en la CT. de Manzanillo y del que hemos hecho referencia anteriormente. Las aceleraciones pico en la componente horizontal en la estación de campo libre alcanzaron los 323 gals. Menciona además que algunos otros organismos como el Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), el Servicio Sismológico Nacional (SSN), el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). La red del valle de México y de Acapulco logró registrar el sismo en algunas de sus estaciones sin precisar cuales.

Aunque son solo de 10 a 12 s. aproximadamente del acelerograma disponible en la estación COIG, éste provee información útil para investigar algunas de las características de la fuente de éste sismo.

Con respecto a la localización del sismo principal dado por RESCO la estación Colima (COIG) se encuentra a 77 km del epicentro con un azimut de N37°E (figura A14). La aceleración y la historia de las velocidades del registro obtenido en esta estación, se muestra en las figuras A15 y A16 respectivamente.

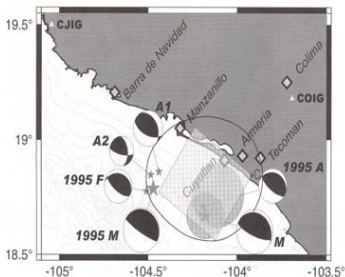


Figura A14. Localización y mecanismos focales del sismo de Tecmán (M) y sus principales réplicas (A1 y A2). Premonitor (1995F), sismo principal (1995M) y réplicas (1995A) del sismo del 9 de octubre de 1995 (M_w 8.0). El contorno muestra el área de réplicas estimado por RESCO para el sismo de Tecmán (tomada de Singh *et al.*, 2003)".

Un débil arribo de la fase P es visible en el acelerograma después de 0.5 s. Se supone que éste arribo proviene del epicentro localizado por RESCO. Las trazas de velocidad muestran que el sismo comenzó con un pequeño evento y posteriormente y de manera progresiva se sucedieron otra serie de eventos. Como se observa en la figura A17, una rampa, con pendiente negativa pequeña es visible hasta 5.4 s después del arribo de la onda P, seguida por un súbito incremento de la pendiente. Los autores interpretan este súbito cambio en la pendiente como un subevento mayor. Ahora bien para estimar el azimut de la estación COIG con respecto a éste subevento, proceden a rotar las componentes norte sur y éste oeste, a la componente radial y transversal respectivamente, obteniendo un azimut de 38°, recordemos que el azimut de esta estación con respecto a la localización del evento principal dado por RESCO es de 37°.

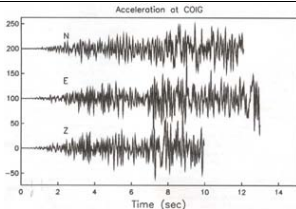


Figura A15. Acelerograma del sismo principal en la estación COIG (tomada de Singh *et al.*, 2003).

Esto sugiere que el evento, al menos durante los primeros 10 s que se tienen grabados en la estación COIG se propagó con dirección a esta estación y a la Ciudad de Colima.

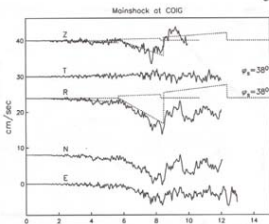


Figura A16. Sismogramas de velocidad para el grupo de ondas P en la estación COIG (tomada de Singh *et al.*, 2003).

El modelo obtenido por los autores muestra dos subeventos el primero de ellos con un radio de 10.2 Km y un promedio de desplazamientos de 2.31 m, el segundo con un radio mayor de 16.6 km y un promedio de desplazamientos de 3.80 m.

Se mencionan los resultados preliminares de la investigación de Yagi *et al.* (2004) que muestran una ruptura unilateral hacia el noroeste de aproximadamente 40 km, con una máxima dislocación de 3.0 m, y que ocurre aproximadamente a 15 km al noreste del epicentro. La energía liberada es pequeña en los primeros 3 s liberándose la mayor cantidad de energía entre los 3 y 15 s coincidiendo estos resultados con los obtenidos por los autores en la dirección del frente de ruptura y el inicio del sismo con un pequeño subevento.

Las aceleraciones pico obtenidas en la estación COIG durante el arribo de la onda P son del orden de 70 gal. Asumiendo que la amplitud máxima de la onda S debe ser 2 o mas veces el correspondiente al de la onda P, suponen una aceleración máxima de 140 gal o mas para la estación COIG que esta en un suelo duro, por tal razón las aceleraciones esperadas para la ciudad de Colima que esta asentada sobre suelos blandos se espera sean mayores que éste valor.

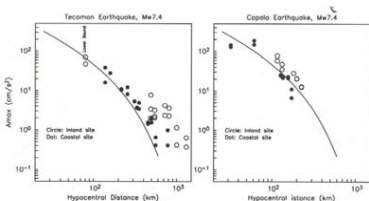


Figura A17. Comparación de la relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989) para los sismos de Cópala y Tecomán. Las líneas oscuras representan la curva de predicción de Ordaz *et al.* (1989) para un sismo (M_w 7.4), contra las PGA registradas en estaciones a mas de 100 km del epicentro. A la izquierda sismo de Tecomán. A la derecha, sismo de Cópala. Los círculos huecos son las estaciones situadas hacia el interior y los círculos negros son las estaciones costeras

La figura A17 muestra las aceleraciones máximas obtenidas en el sismo de Tecomán para los dos componentes horizontales en función de su distancia hipocentral R. Solo los registros obtenidos para estaciones sobre roca dura son incluidos, se incluye además como comparación, la gráfica correspondiente para el sismo de Cópala del 14 de Septiembre de 1995 con $M_w = 7.4$. Se incluyen las estaciones tierra adentro como las costeras, para el sismo de Cópala. Los valores esperados se ajustan más o menos a los observados, aunque las aceleraciones para sitios tierra adentro son mayores que los costeros. Para el sismo de Tecomán los valores esperados o predichos por la relación de atenuación de Ordaz *et al.* (1989) son considerablemente menores a los observados. Esto sugiere que el sismo de

Tecomán fue más energético a altas frecuencias comparado con un sismo promedio. Ahora bien, a distancias entre 400 y 1400 km, las aceleraciones en estaciones tierra adentro son mucho mayores que las aceleraciones de estaciones costeras. Lo anterior puede ser originado por la directividad del sismo y el patrón de radiación, otra explicación pudiera ser el carácter disperso de las ondas propagándose a lo largo de la costa a diferencia del pulso característico de las ondas viajando hacia el interior de la parte continental.

Es importante notar que estas dos réplicas del sismo de Tecomán ocurren cerca del epicentro del sismo de Manzanillo del 9 de octubre de 1995 y que a su vez el inicio de la ruptura del sismo principal de Tecomán ocurre cerca de la réplica del sismo de Manzanillo del 12 octubre de 1995 M_w 5.9, (figura A14).

Basado en los reportes de autoridades del Gobierno, encuestas telefónicas, reportes de campo etc., se generó un mapa de isosistas (figura A18), para éste sismo. La región de mas alta intensidad (VIII) corresponde a Tecomán, Armería y la Ciudad de Colima, el contorno de las intensidades VII y VIII se elonga en sentido norte sur, probablemente reflejo de la directividad.

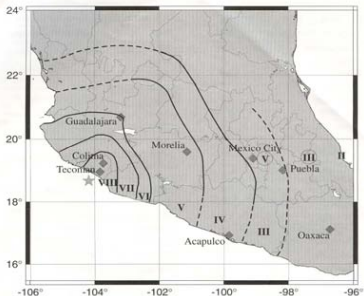


Figura A18. Mapa de Isosistas para el sismo de Tecomán (tomada de Singh *et al.*, 2003).

ANEXO B

Registros observados y sintéticos para los modelos generados en esta investigación.

2003/22/01 02:06:34.5 MANZ SMGA B

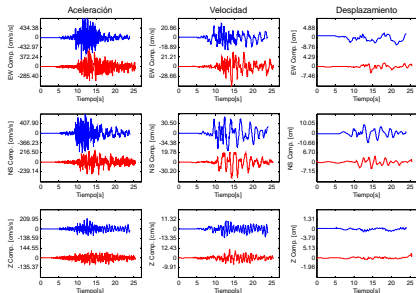


Figura B.1 Simulación para la estación MANZ usando el modelo con una SMGA (SMGA B). En cada recuadro la traza superior corresponde a los registros sintéticos, la traza inferior corresponde a los registros observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical. En los ejes horizontales se muestra los valores máximos y mínimos de aceleración, velocidad y desplazamiento respectivamente.

03/22/01 02:06:34.5 MANZ (2 SMGA)

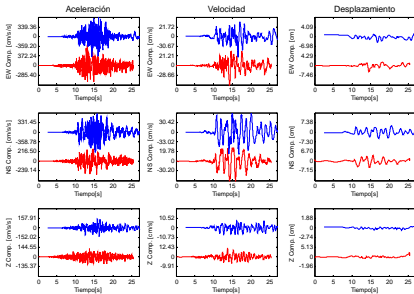


Figura B.2 Simulación para la estación MANZ usando el modelo con dos SMGA. En azul los registros sintéticos, en rojo los observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

2003/22/01 02:06:34.5 MANZ (3 SMGA)

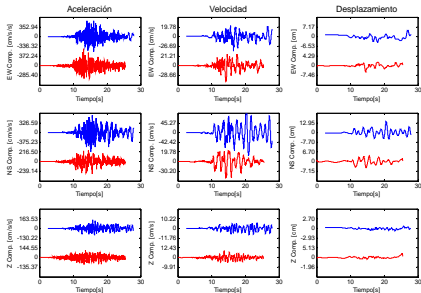


Figura B.3 Simulación para la estación MANZ usando el modelo con tres SMGA. En azul los registros sintéticos, en rojo los observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

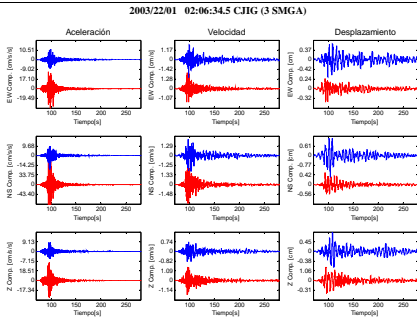


Figura B.4 Simulación para la estación CJIG usando el modeló con tres SMGA. En azul los registros sintéticos, en rojo los observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

2003/22/01 02:06:34.5 MOIG (3 SMGA)

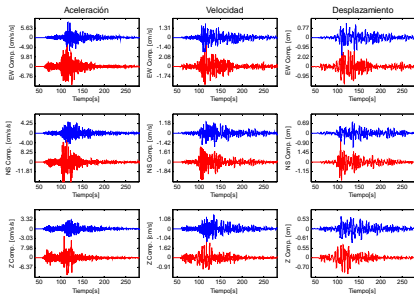


Figura B.5 Simulación para la estación MOIG usando el modelo con tres SMGA. En azul los registros sintéticos, en rojo los observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical

2003/22/01 02:06:34.5 ZAIG (3 SMGA)

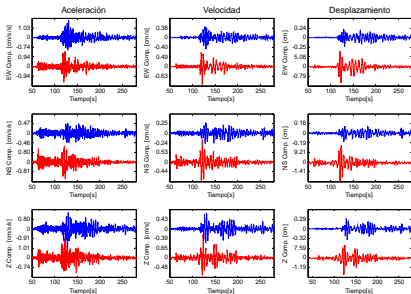


Figura B.6 Simulación para la estación ZAIG usando el modeló con tres SMGA. En azul los registros sintéticos, en rojo los observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

2003/22/01 02:06:34.5 ZIIG (3 SMGA)

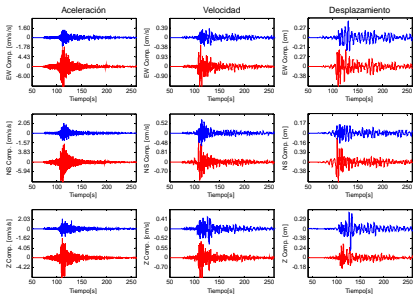


Figura B.7 Simulación para la estación ZIIG usando el modeló con tres SMGA. En azul los registros sintéticos, en rojo los observados. De izquierda a derecha se encuentran los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical

ANEXO C

Espectros de Fourier observados y sintéticos para el modelo con 3 SMGA.

2003/22/01 02:06:34.5 MANZ (3 SGMA)

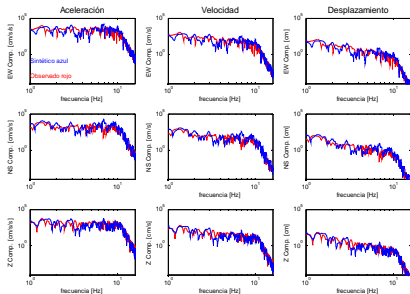


Figura C.1 Espectros de Fourier para la estación MANZ usando el modelo con tres SMGA. En azul el espectro sintético, en rojo el espectro observado. De izquierda a derecha se encuentran los espectros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

2003/22/01 02:06:34.5 CJIG (3 SGMA)

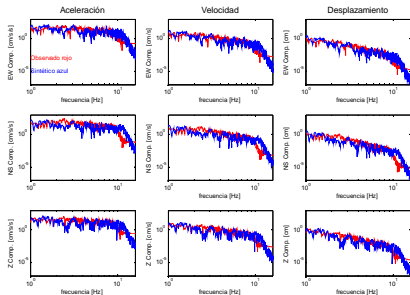


Figura C.2 Espectros de Fourier para la estación CJIG usando el modeló con tres SMGA. En azul el espectro sintético, en rojo el espectro observado. De izquierda a derecha se encuentran los espectros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

2003/22/01 02:06:34.5 MOIG (3 SGMA)

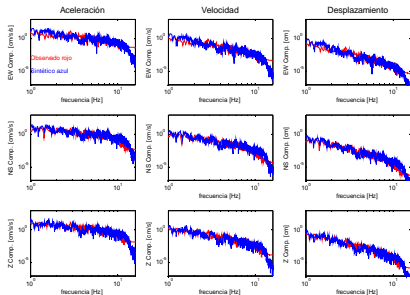


Figura C.3 Espectros de Fourier para la estación MOIG usando el modelo con tres SMGA. En azul el espectro sintético, en rojo el espectro observado. De izquierda a derecha se encuentran los espectros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

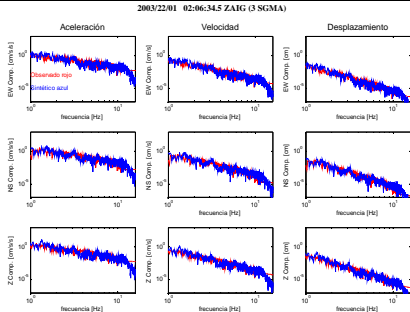


Figura C.4 Espectros de Fourier para la estación ZAIG usando el modelo con tres SMGA. En azul el espectro sintético, en rojo el espectro observado. De izquierda a derecha se encuentran los espectros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

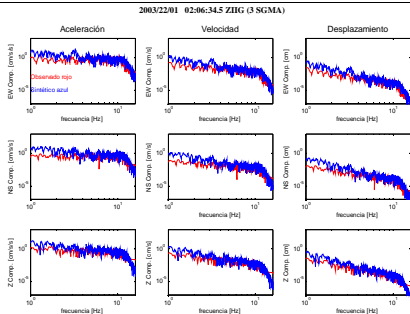


Figura C.5 Espectros de Fourier para la estación ZIIG usando el modeló con tres SGMA. En azul el espectro sintético, en rojo el espectro observado. De izquierda a derecha se encuentran los espectros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las filas de arriba hacia abajo corresponden a las componentes EW, NS y vertical.

ANEXO D

Sismogramas sintéticos que representan las historias de aceleración de las 33 estaciones donde se simuló el sismo de Tecomán.

SINTETICO PARA LA ESTACION COJU (ROCA).

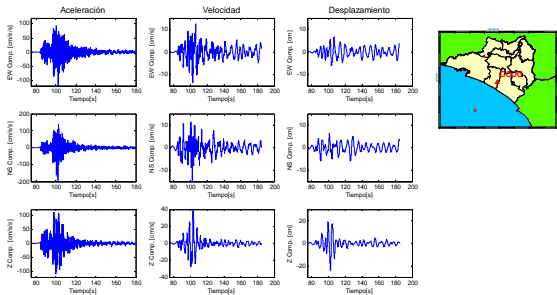


Figura D.1 Simulación para la estación COJU. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente. En el recuadro de la derecha se muestra la localización de la estación a que corresponden las trazas de la figura con relación al epicentro (estrella roja) del sismo de Tecomán.

SINTETICO PARA LA ESTACION COLLA (ROCA).

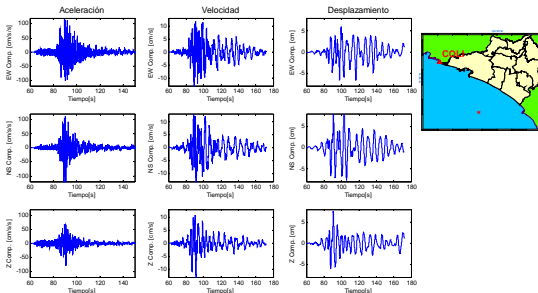


Figura D.2 Simulación para la estación COLLA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION COMA (SUELO)

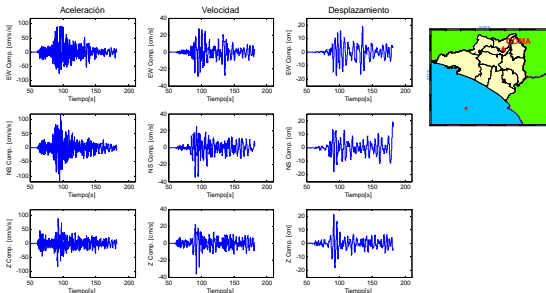


Figura D.3 Simulación para la estación COMA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION MACE (ROCA)

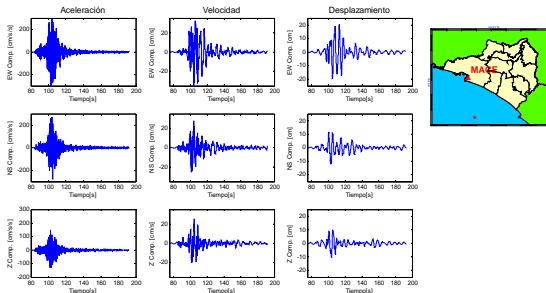


Figura D.4 Simulación para la estación MACE. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION GUADA (SUELO).

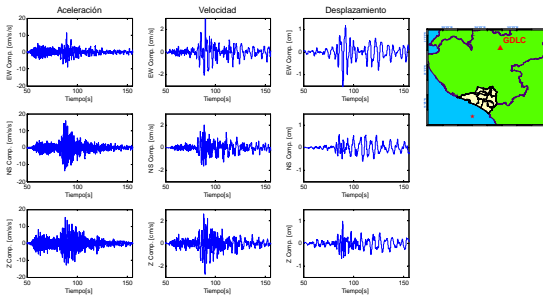


Figura D.5 Simulación para la estación GUADA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION GUZMAN (ROCA).

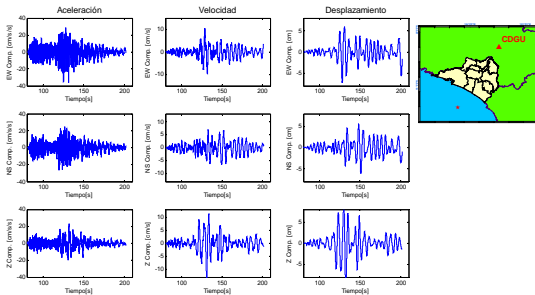


Figura D.6 Simulación para la estación GUZMAN. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION SJAL (ROCA).

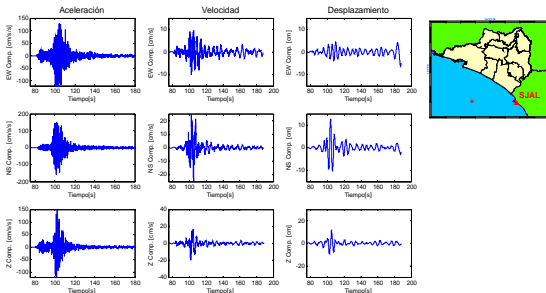


Figura D.7 Simulación para la estación LIMA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION MARU (ROCA).

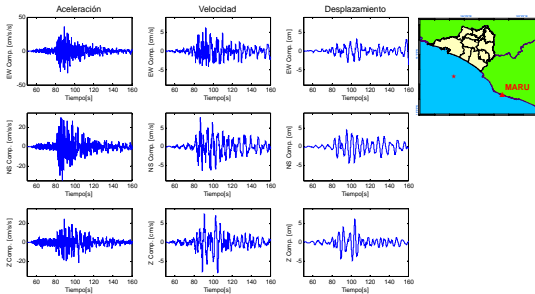


Figura D.8 Simulación para la estación MARU. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION R15 (SUELO).

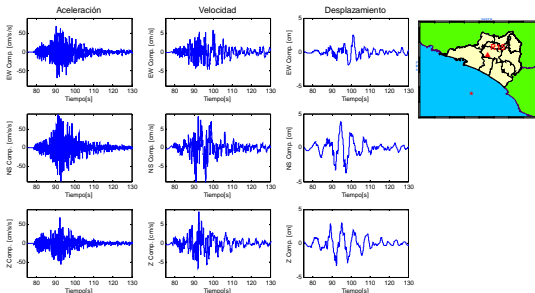


Figura D.9 Simulación para la estación R15. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION EZ5 (ROCA).

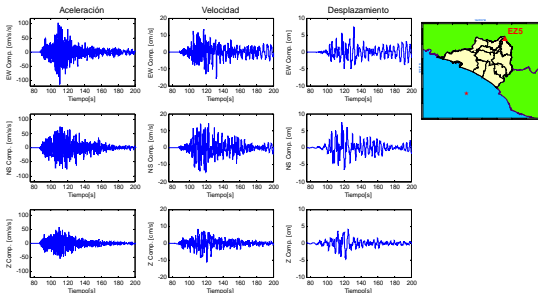


Figura D.10 Simulación para la estación EZ5. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CIHU (ROCA).

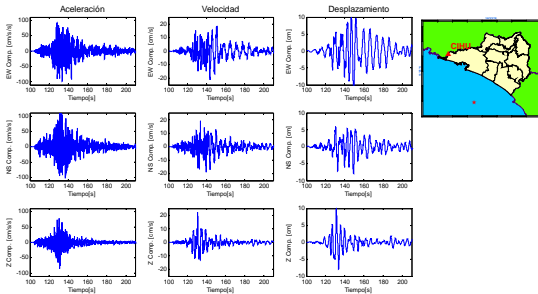


Figura D.11 Simulación para la estación CIHU. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION PAR (SUELO).

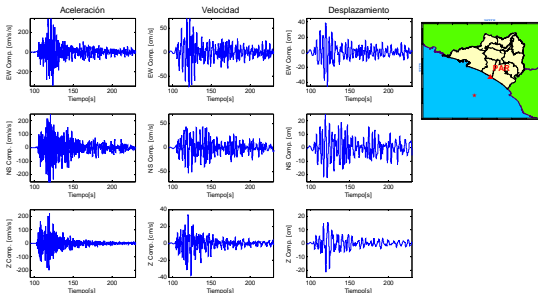


Figura D.12 Simulación para la estación PAR. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION TAPE (ROCA).

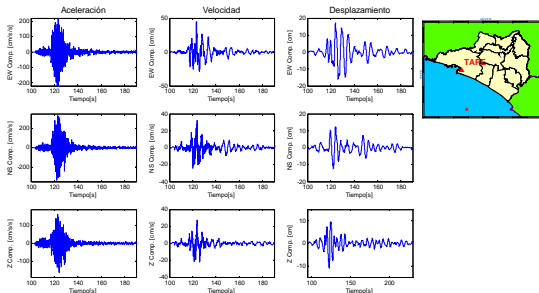


Figura D.13 Simulación para la estación TAPE. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CEOR (SUELO).

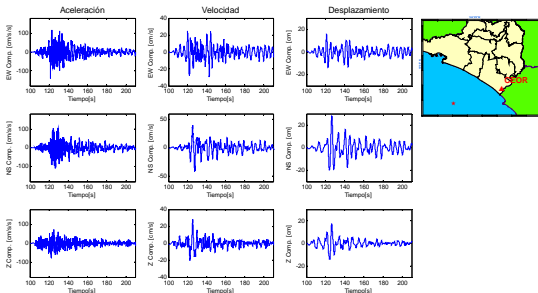


Figura D.14 Simulación para la estación CEOR. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION NAR (SUELO).

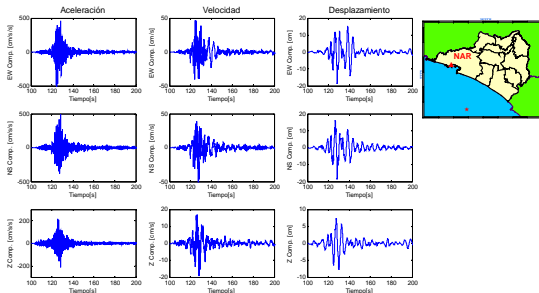


Figura D.15 Simulación para la estación NAR. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION BA5 (SUELO).

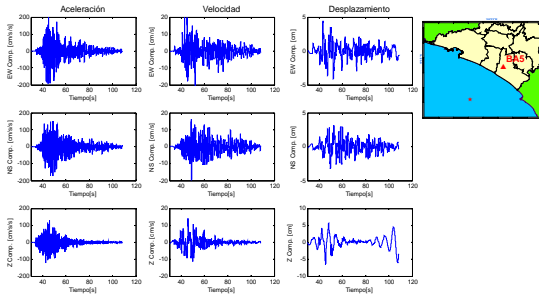


Figura D.16 Simulación para la estación BA5. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CAM (SUELO).

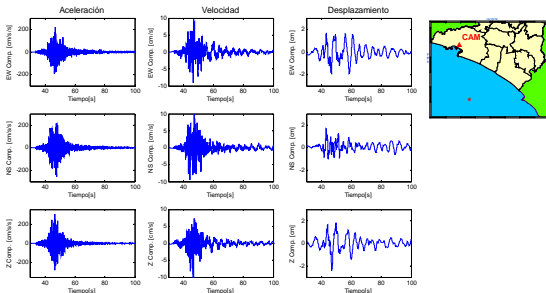


Figura D.17 Simulación para la estación CAM. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CEN (ROCA).

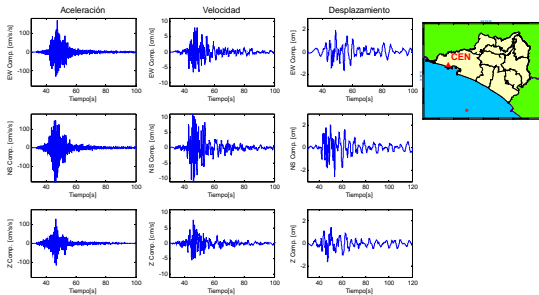


Figura D.18 Simulación para la estación CEN. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CHA (SUELO).

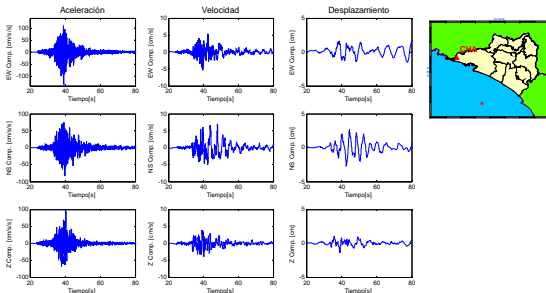


Figura D.19 Simulación para la estación CHA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION EZA (SUELO).

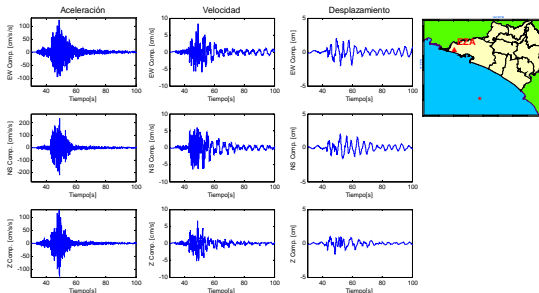


Figura D.20 Simulación para la estación EZA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION SE5 (ROCA).

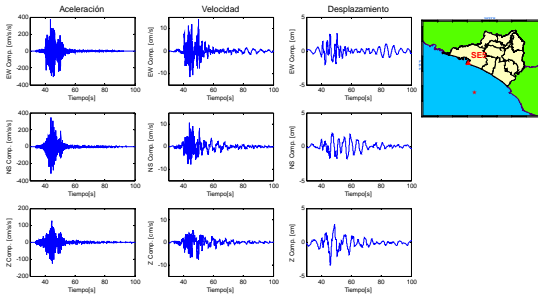


Figura D.21 Simulación para la estación SE5. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION BOMB (SUELO).

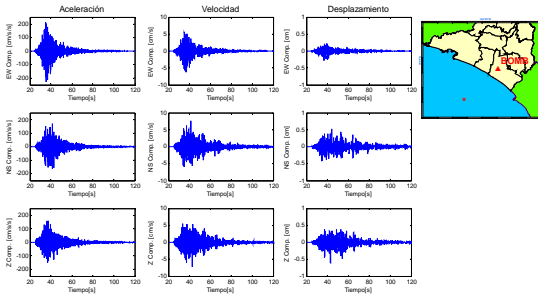


Figura D.22 Simulación para la estación BOMB. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION COL (ROCA).

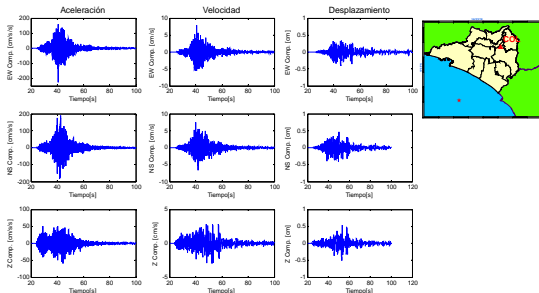


Figura D.23 Simulación para la estación COL. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION PROC (SUELO).

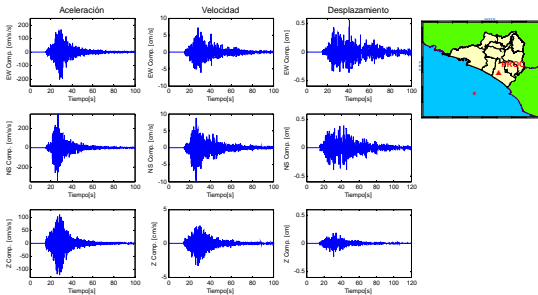


Figura D.24 Simulación para la estación PROCO. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CUHA (SUELO).

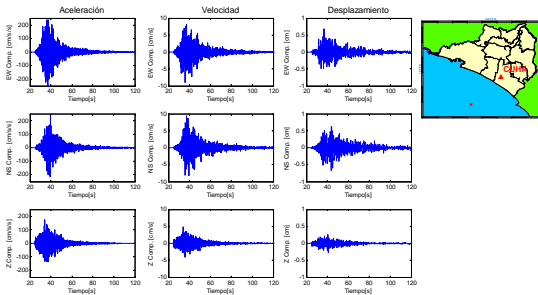


Figura D.25 Simulación para la estación CUHA. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CAMP (SUELO).

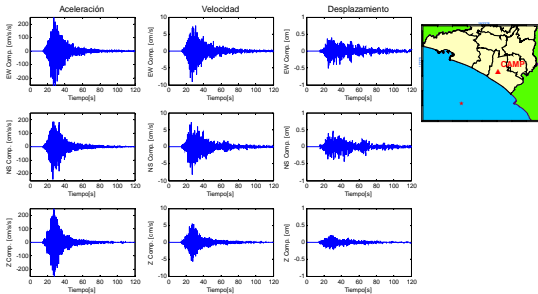


Figura D.26 Simulación para la estación CAMP. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION INEC (SUELO).

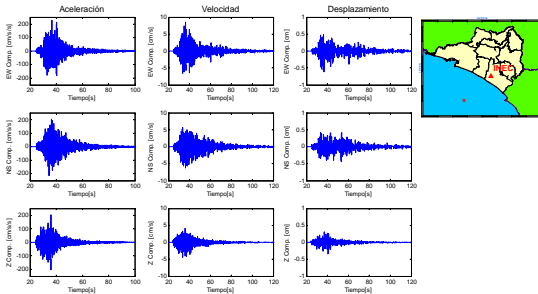


Figura D.27 Simulación para la estación INEC. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION TXPAN (SUELO).

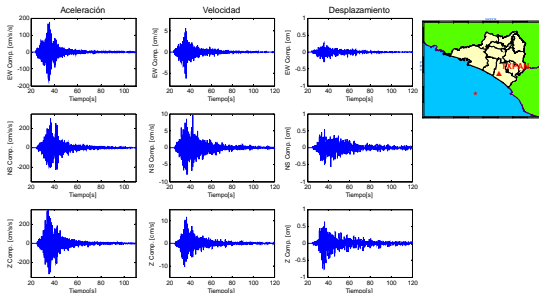


Figura D.28 Simulación para la estación TXPAN. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION MANZ (SUELO).

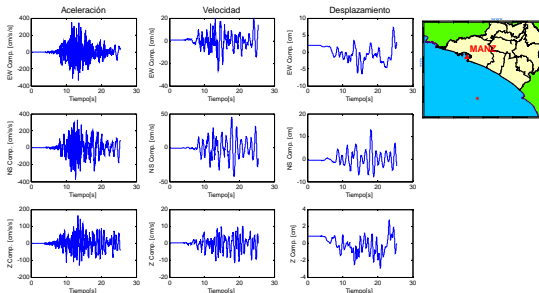


Figura D.29 Simulación para la estación MANZ. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION CJIG (ROCA).

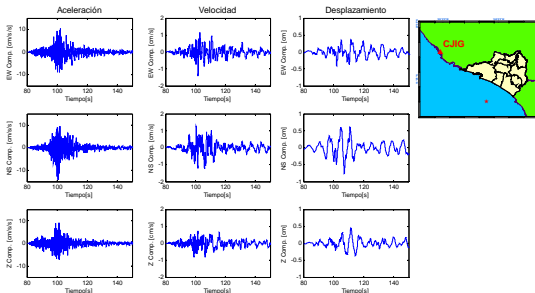


Figura D.30 Simulación para la estación CJIG. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION ZAIG (ROCA).

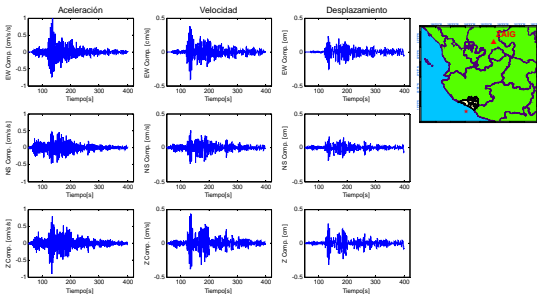


Figura D.31 Simulación para la estación ZAIG. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION MOIG (ROCA).

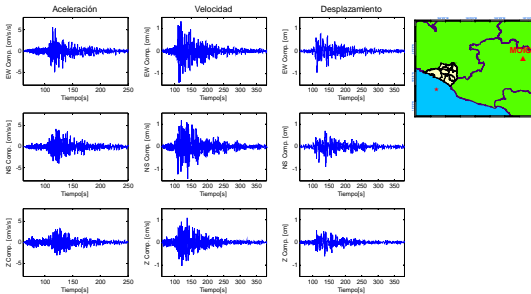


Figura D.32 Simulación para la estación MOIG. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

SINTETICO PARA LA ESTACION ZIIG (ROCA).

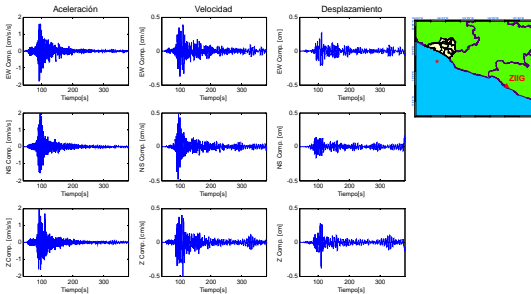


Figura D.33 Simulación para la estación ZIIG. Columnas de izquierda a derecha: aceleración, velocidad y desplazamiento; filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ANEXO E

Espectros de Fourier de los acelerogramas simulados del sismo de Tecomán.

En el presente anexo se muestran los espectros de Fourier para las 33 historias de aceleración simuladas. En estas graficas se señalan las frecuencias y periodos correspondientes a las máximas aceleraciones de las componentes EW y NS. Una de las razones por las que es importante conocer estos datos es porque al conocer las fuerzas horizontales (EW y NS) del terreno es posible estimar las fuerzas de inercia que actúan en la base de la estructura.

En la Ciudad de México se han propuesto 8 periodos estructurales para realizar los mapas de peligro sísmico. Cada uno de los periodos corresponde a un intervalo de edificaciones acorde al número de niveles de la edificación (tabla E.1).

Tabla E.1 Relación periodo contra el número de niveles de la estructura para el Distrito federal.

Mapa Periodo T (s)	Número de niveles de la estructura.
0.0	1 nivel.
0.3	2 niveles.
0.5	Entre 3 y 5 niveles (unidades habitacionales y hoteles).
1.0	Entre 6 y 8 niveles.
1.5	Entre 9 y 11 niveles.
2.0	Entre 12 y 16 niveles
3.0	Entre 17 y 22 niveles
4.0	Entre 23 y 28 niveles.

En la ciudad de Colima no se han realizado estudios para obtener una relación semejante a la anterior. Sin embargo existe una regla que es aplicada en el diseño estructural que asigna un periodo de 0.1 s por cada nivel de la estructura (tabla E.2).

Tabla E.2 Relación periodo contra el número de niveles de la estructura para la ciudad de Colima.

Mapa Periodo T (s)	Número de niveles de la estructura.
0.1	1 nivel.
0.2	2 niveles.
0.3	3 niveles.
0.4	4niveles.
0.5	5 niveles.
0.6	6 niveles.
0.7	7 niveles.
0.8	8 niveles.
0.9	9 niveles.
1.0	10 niveles.

De acuerdo con lo anterior al comparar estos valores con el periodo obtenido en la simulación (tabla E.3) para la ciudad de Colima (EW 0.32 y NS 0.17, encontramos que este corresponde a un edificio de 3 niveles.

Tabla E.3 Periodos y frecuencias de las componentes horizontales correspondientes a las máximas aceleraciones obtenidas en los acelerogramas simulados.

Componente	EW		NS		
	Estación	Frecuencia (hz)	Periodo (s)	Frecuencia (hz)	Periodo (s)
COJU		1.22	0.82	6.13	0.16
COLL		1.64	0.61	2.04	0.49
COMA		10.06	0.10	8.94	0.11
MACE		6.12	0.16	1.00	1.00
GUADA		10.00	0.10	10.34	0.10
GUZMAN		2.01	0.50	6.96	0.14
LIMA		1.38	0.73	2.94	0.34
MARU		1.44	0.69	1.25	0.80
R15		1.56	0.64	5.86	0.17
EZ5		1.46	0.68	1.43	0.70
CIHU		1.44	0.70	1.48	0.68
PAR		4.25	0.24	4.52	0.22
TAPE		3.15	0.32	5.87	0.17
CEOR		1.01	0.99	4.54	0.22
NAR		1.53	0.65	1.56	0.64
BA5		1.33	0.75	1.03	0.97
CAM		5.65	0.18	5.86	0.17
CEN		6.57	0.15	1.61	0.62
CHA		5.91	0.17	7.45	0.13
EZA		7.48	0.13	5.86	0.17
SE5		9.61	0.10	9.61	0.10
BOMB		5.84	0.17	5.86	0.17
COL		3.08	0.32	5.79	0.17
PROCO		1.46	0.68	1.52	0.66
CUHA		5.67	0.18	1.50	0.67
CAMP		6.82	0.15	3.07	0.33
INEC		1.65	0.61	1.46	0.68
TXPAN		7.46	0.13	2.14	0.47
MANZ		6.97	0.14	6.95	0.14
CJIG		1.61	0.62	1.56	0.64
ZAIG		1.35	0.74	1.55	0.64
MOIG		1.60	0.62	1.05	0.95
ZIIG		1.05	0.96	1.49	0.67

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION COJU.

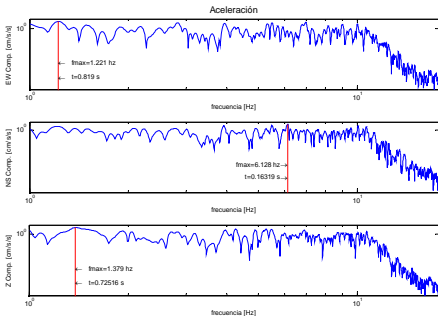


Figura E.1 Espectro de Fourier para la estación COJU. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente. La línea roja representa la frecuencia máxima (f_{\max}) del rango de muestreo (1 a 10 Hz) y su periodo correspondiente (t).

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION COLL.

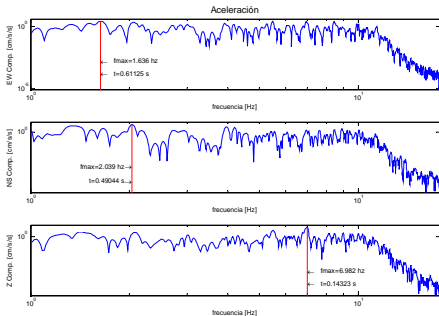


Figura E.2 Espectro de Fourier para la estación COLL. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

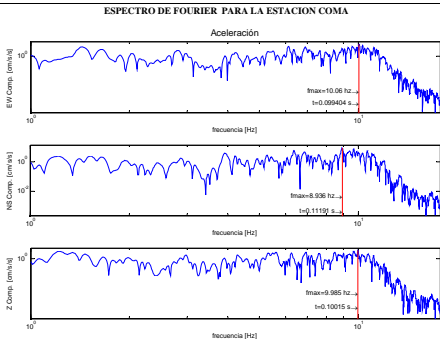


Figura E.3 Espectro de Fourier para la estación COMA. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION MACE..

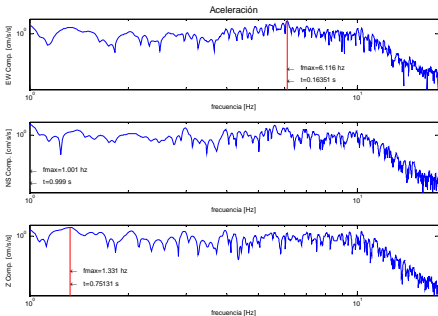


Figura E.4 Espectro de Fourier para la estación MACE. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION GUAD.

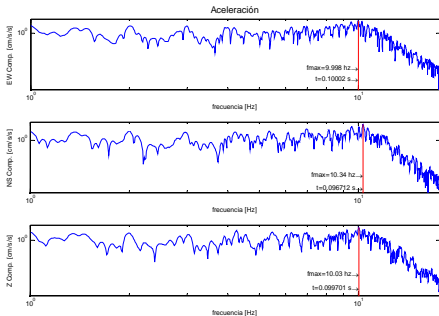


Figura E.5 Espectro de Fourier para la estación GUADA. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION GUZMAN.

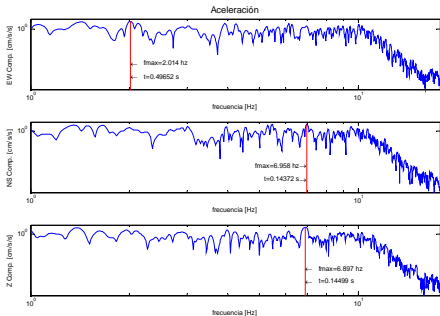


Figura E.6 Espectro de Fourier para la estación GUZMAN. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION LIMA

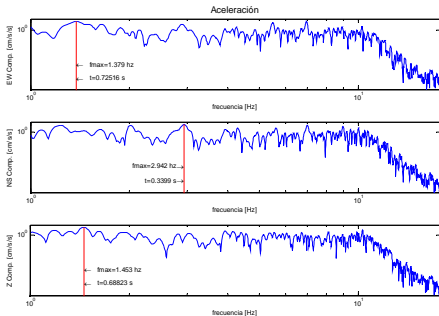


Figura E.7 Espectro de Fourier para la estación LIMA. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION MARU.

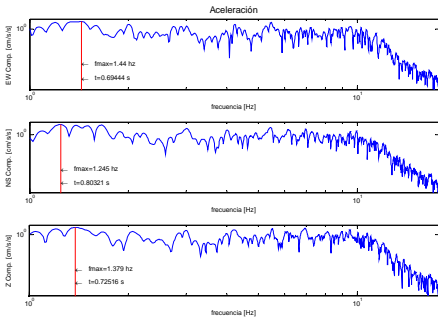


Figura E.8 Espectro de Fourier para la estación MARU. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION R15.

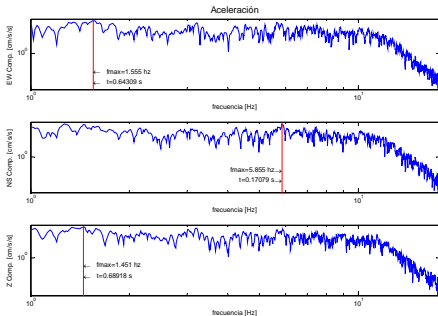


Figura E.9 Espectro de Fourier para la estación R15. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION EZ5.

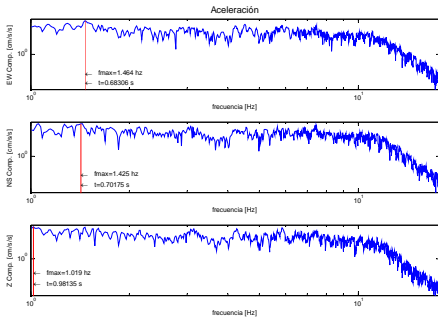


Figura E.10 Espectro de Fourier para la estación EZ5. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CIHU.

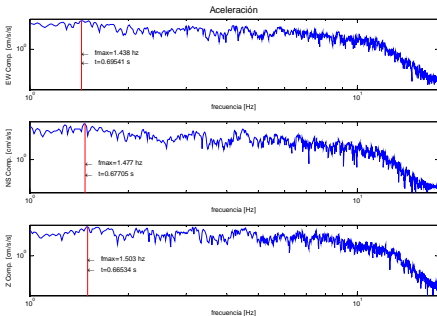


Figura E.11 Espectro de Fourier para la estación CIHU. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION PAR.

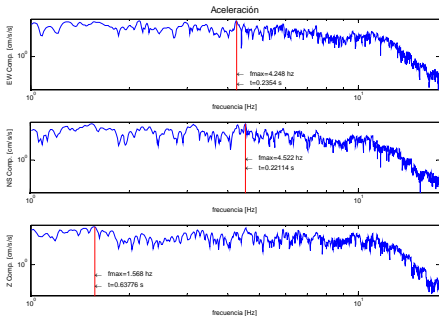


Figura E.12 Espectro de Fourier para la estación PAR. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION TAPE

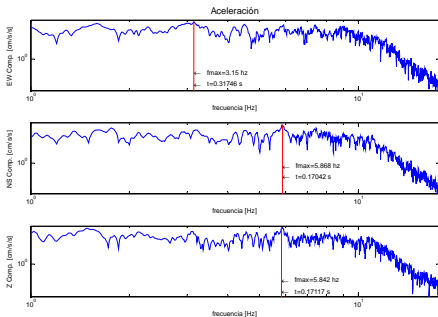


Figura E.13 Espectro de Fourier para la estación TAPE. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CEOR.

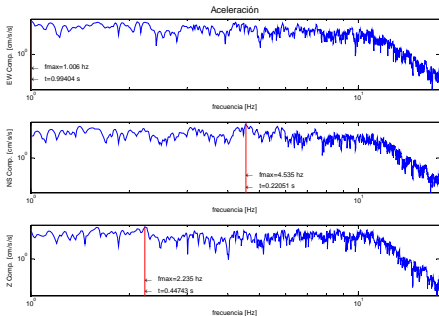


Figura E.14 Espectro de Fourier para la estación CEOR. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION NAR.

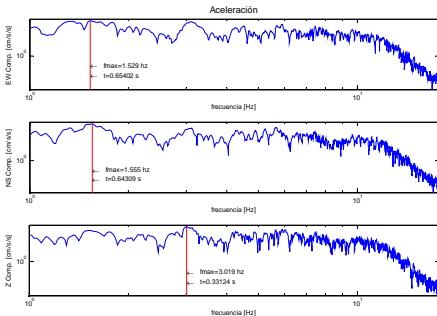


Figura E.15 Espectro de Fourier para la estación NAR. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION BA5.

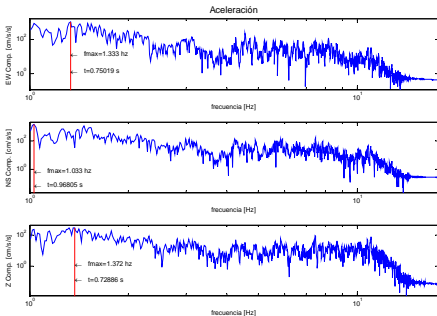


Figura E.16 Espectro de Fourier para la estación BA5. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CAM.

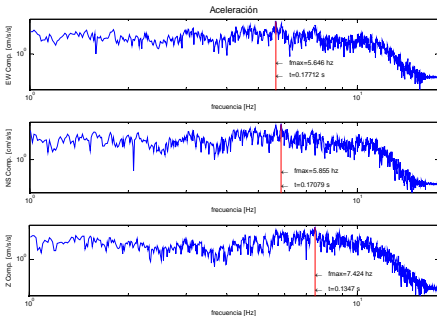


Figura E.17 Espectro de Fourier para la estación CAM. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CEN.

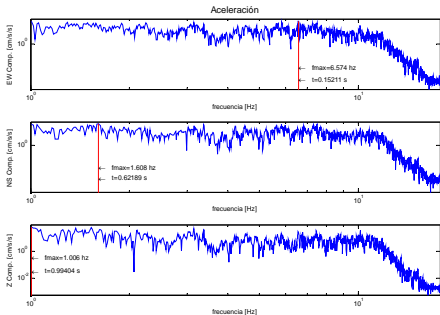


Figura E.18 Espectro de Fourier para la estación CEN. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CHA.

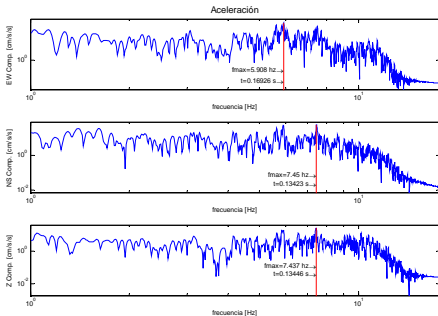


Figura E.19 Espectro de Fourier para la estación CHA. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION EZA.

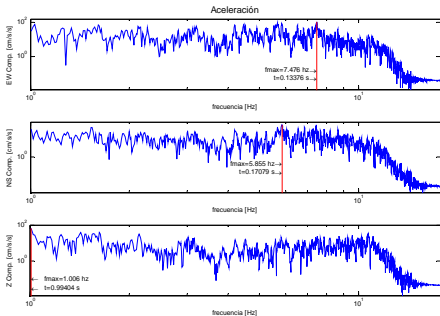


Figura E.20 Espectro de Fourier para la estación EZA. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION SE5.

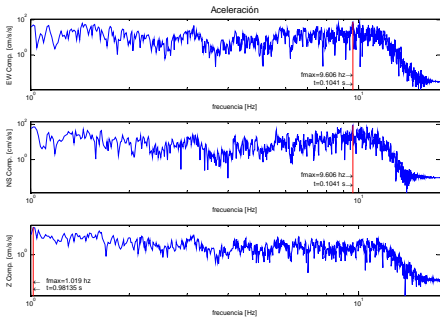


Figura E.21 Espectro de Fourier para la estación SE5. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION BOMB.

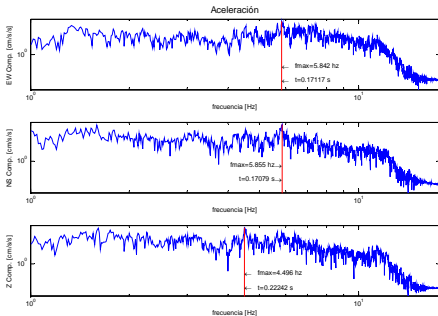


Figura E.22 Espectro de Fourier para la estación BOMB. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION COL.

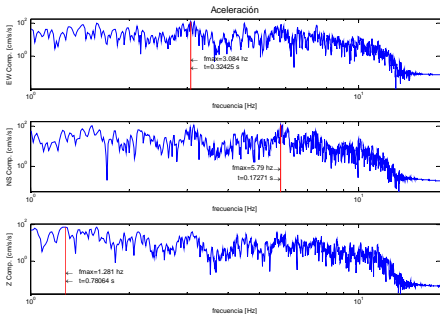


Figura E.23 Espectro de Fourier para la estación COL. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION PROCO.

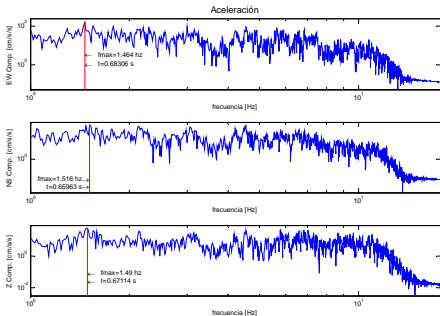


Figura E.24 Espectro de Fourier para la estación PROCO. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CUHA.

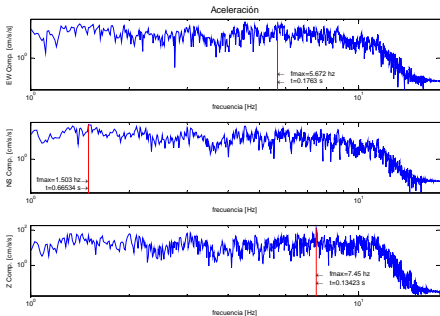


Figura E.25 Espectro de Fourier para la estación CUHA. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CAMP.

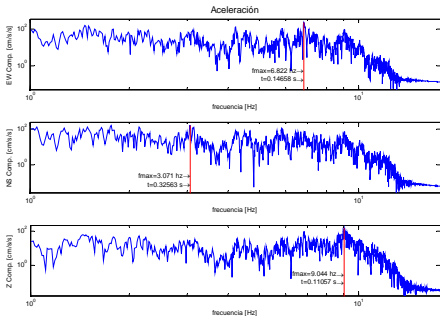


Figura E.26 Espectro de Fourier para la estación CAMP. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION INEC.

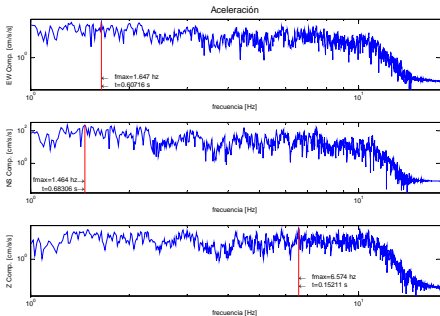


Figura E.27 Espectro de Fourier para la estación INEC. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION TXPN.

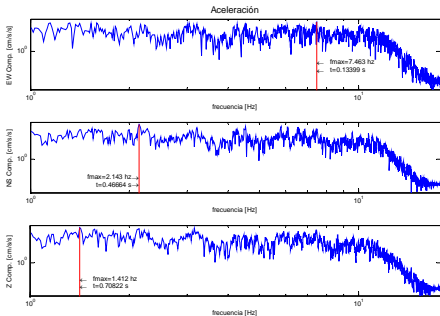


Figura E.28 Espectro de Fourier para la estación TXPAN. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION MANZ.

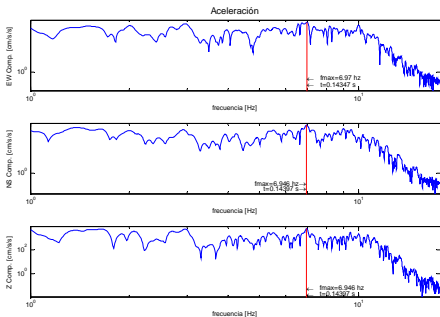


Figura E.29 Espectro de Fourier para la estación MANZ. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION CJIG.

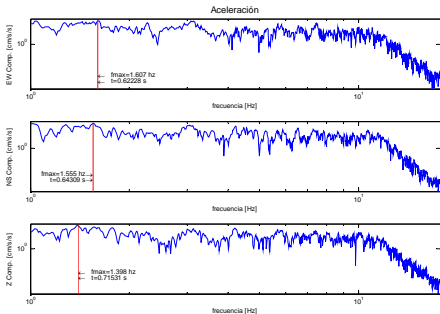


Figura E.30 Espectro de Fourier para la estación CJIG. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION ZAIG.

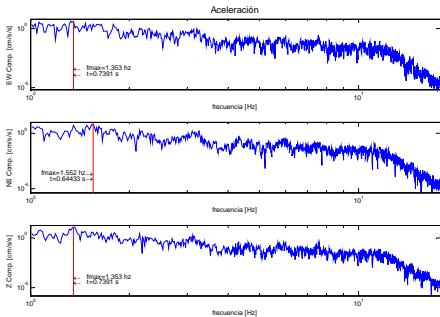


Figura E.31 Espectro de Fourier para la estación ZAIG. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION MOIG.

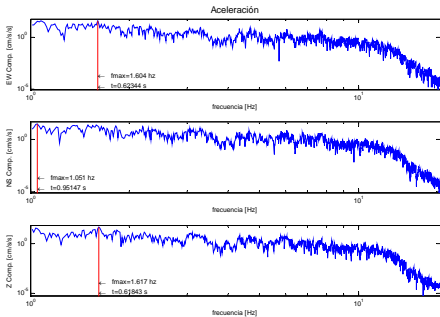


Figura E.32 Espectro de Fourier para la estación MOIG. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.

ESPECTRO DE FOURIER PARA LA ESTACION ZIIG.

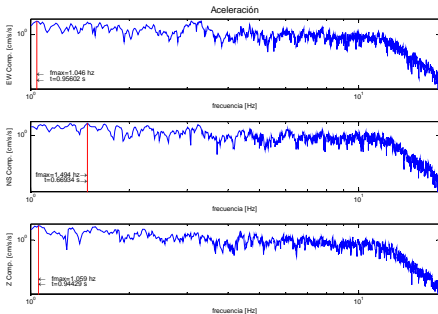


Figura E.33 Espectro de Fourier para la estación ZIIG. Filas de arriba hacia abajo: componente EW, NS y Z, respectivamente.