



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

**GENERACIÓN DE MAPAS DE ACELERACIONES
MÁXIMAS EN LA CIUDAD DE TAPACHULA, CHIAPAS
APLICANDO FUNCIONES DE TRANSFERENCIA.**

T E S I S

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

**P R E S E N T A:
SOLANO BAHENA RENÉ**



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ
(2016)**

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se lo dedico principalmente, a mis padres, Angelina Bahena, Faustino Solano y a mis hermanas. Por su esfuerzo y el apoyo que he recibido de ellos en todos los aspectos, para llegar hasta este momento. Nunca tendré como pagarles lo mucho que me han dado. Gracias.

A la Universidad Nacional Autónoma de México:

Por brindarme los mejores años de mi vida y darme la mejor educación que se puede tener en este país.

Al instituto de Ingeniería:

Por el apoyo económico brindado a lo largo de esta Tesis.

A mi tutor Dr. Jorge Aguirre González:

Por las enseñanzas, los comentarios, los regaños y el tiempo que me dedico.

A mis sinodales:

Dra. Vala Hjörleifsdóttir, Dr. Raúl Valenzuela, Dr. Leonardo Ramírez y Dr. Martin Cárdenas. Por los comentarios y las correcciones en la presente tesis.

A mis compañeros del Instituto de Ingeniería:

Ale, Fili, Sergio, Iván, Mariana, Omar, Pablito, por el apoyo en esta tesis, el ánimo y esos momentos muy agradables que hemos compartido.

A mis mejores amigos:

Iván granados, mi amigo y hermano que conozco desde el segundo día de la carrera, Lu (Ardilla) por todos aquellos momentos de risas y tonterías que hemos hecho y dicho, a mi amigo Dioni el cual siempre me ha apoyado y ha sido un excelente amigo, Checo por tratar de compartir el deporte siempre, zumba en especial y rey quien nunca se ha negado a brindarme su ayuda cuando las materias se ponían difíciles.

Ya todas aquellas personas que he conocido a lo largo de este viaje, a la cuales quiero y aprecio mucho, no me queda mas que decirles... ¡Gracias totales!

Jessi, Luz Elva, Kike, Liz, Judith, Allie, Dalía, Toño, Estibi, Rosy. Ya las

Al Servicio Sismológico Nacional (SSN) y al proyecto de Conacyt (57673).

“Implementación de una red de monitoreo sísmico en el Volcán Tacaná, Chiapas”. Por permitirme usar los datos de la red del Tacaná para mi trabajo de tesis.

Al Dr. Miguel Ángel Jaimes Tellez y al Dr. Víctor Hugo Espíndola

por las asesorías con brindadas para esta tesis.

ÍNDICE

➤ Lista de Figuras.....	ii
➤ Lista de Tablas.....	iv
➤ Resumen.....	v
➤ Abstract	vi
➤ Capítulo 1. Introducción.....	1
➤ Capítulo 2. Características de la zona de estudio.....	4
○ 2.1. Localización.	4
○ 2.2. Geología Regional.	5
○ 2.3. Marco Tectónico.....	7
○ 2.4. Sismicidad del estado de Chiapas.	10
➤ Capítulo 3. Fundamentos Teóricos.	13
○ 3.1. Introducción.....	13
○ 3.2. Parámetros de la fuente sísmica.	13
✓ 3.2.1. Fallas sísmicas.....	14
✓ 3.2.2. Patrón de Radiación.	15
✓ 3.2.3. Tensor de Momento Sísmico.....	16
✓ 3.2.4. Mecanismos Focales.	19
○ 3.3. Función de Green empírica.	22
○ 3.4. Método de H/V de Nakamura.	25
○ 3.5. Funciones de Transferencia.	29
○ 3.6. Espectros de Respuesta.	30
✓ 3.6.1. Teoría de Vibraciones Aleatorias, TVA.	33
➤ Capítulo 4. Aplicación de los métodos y análisis de resultados.	36
○ 4.1. Introducción.	36
○ 4.2. Población de datos.	36
○ 4.3. Procesamiento previo.	38
✓ 4.3.1. Corrección Instrumental.	39
○ 4.4 Aplicación de método de Función de Green Empírica.	41
✓ 4.4.1. Características geométricas y cinemáticas de la fuente.	43
○ 4.5. Aplicación del método de H/V de Nakamura.	55
○ 4.6. Calculo de las Funciones de Transferencia.	58
○ 4.7. Teoría de Vibraciones Aleatorias.	63
✓ 4.7.1. Modelo de la duración de la fase intensa.	64
✓ 4.7.2. Obtención de los espectros de Respuesta.	69
✓ 4.7.3. Aceleraciones Máximas PGA y PHA.....	73
➤ Capítulo 5. Conclusiones.	79
➤ Referencias.	

LISTA DE FIGURAS.**CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.**

Figura 1.1. Regionalización Sísmica de la República Mexicana y Chiapas.....2

CAPÍTULO 2. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Figura 2.1.1. Localización de la Ciudad de Tapachula.....5

Figura 2.2.1. Provincias Geológicas del estado de Chiapas.....6

Figura 2.3.1. Elementos principales de la interacción tectónica en el sureste mexicano.....7

Figura 2.3.2. Complejos estructurales importantes, Chiapas.....9

Figura 2.4.1. Mapa de zonificación del peligro sísmico en el estado de Chiapas, periodo Enero-Noviembre de 2012.....12

CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

Figura 3.2.1. Parametros que describen la geometría del plano de falla.....14

Figura 3.2.2. Sistema de coordenadas de una falla orientada para describir el patrón de radiación de un terremoto.....15

Figura 3.2.3. Amplitud de los patrones de radiación para ondas P y S en el plano x_1-x_316

Figura 3.2.4. Representación del doble par de fuerzas17

Figura 3.2.5. Cálculo de la función de momento sísmico, tamaño de la falla mediante el momento sísmico escalar y momento sísmico escalar como magnitud del sistema de doble par de fuerzas.....17

Figura 3.2.6. Los nueve pares de fuerzas que componen el tensor de momento sísmico... 18

Figura 3.2.7. Proyección del rumbo y dirección del echado.....19

Figura 3.2.8. Mecanismo Focal, Patrón de radiación de onda P y posibles fallas.....20

Figura 3.2.9. Mecanismos focales con vista lateral: falla inversa, normal y vertical.....20

Figura 3.2.10. Mecanismos focales de fallas oblicuas: con componente normal e inversa..21

Figura 3.2.11. Parámetros geométricos considerando el ángulo rake de la falla.....21

Figura 3.3.1. Representación geométrica del método de la función de Green Empírica. Dado el sismo principal, subdividido en subfallas que representan el sismo elemento. Modificada de Irikura, 1986.....23

Figura 3.3.2. La función $G(t)$ define el efecto de propagación a través del medio y se conoce como la función de Green.....23

Figura 3.4.1. Registros sísmicos en emplazamientos cercanos pero con características del suelo distintas. Suelo duro y sedimentos blandos..... 26

Figura 3.4.2. Movimiento horizontal y vertical en suelo duro y blando..... 27

Figura 3.4.3. Diagrama para el cálculo de los cocientes espectrales de H/V de Nakamura...28

Figura 3.5.1. Diagrama para la obtención de las funciones de transferencia.30

Figura 3.6.1. Sistema de un grado de libertad.31

Figura 3.6.2. Determinación del Espectro de Respuesta.32

Figura 3.6.3. Variación de la aceleración en función de la relación de los períodos de oscilación del edificio y del sismo.32

CAPITULO 4. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS Y ANALISIS DE RESULTADOS.

Figura 4.2.1. Localización de las estaciones temporales.36

Figura 4.2.2. Localización de las estaciones del Complejo Volcánico Tacaná.....38



Figura 4.4.1. Saturación de las componentes N-S, E-W y vertical de las estaciones de la red del CVT (estaciones: CHIQ, CIMA, PATR, PAVE), así como la estación THIG.....	42
Figura 4.4.2. Localización del sismo principal y la réplica, mecanismo focal y ubicación de la estación CHIQ en el Tacaná y TALV en el centro de la Ciudad de Tapachula.....	43
Figura 4.4.3. Variabilidad azimutal de la función de tiempo de origen de ruptura en una falla unilateral. Modificado de Lay y Wallace, 1995.....	45
Figura 4.4.4. Modelos para el área de la falla, Strasser 2010; Wells y Coppersmith, 1994; Somerville, 2002.....	48
Figura 4.4.5. Función de tiempo-fuente.....	49
Figura 4.4.6. Modelo de Strasser de 2010 para la estación CHIQ en sus 3 componentes, en color negro se muestra la traza observada (saturada), mientras que en color rojo la traza sintética. Parte superior: Rise time con la fórmula de Geller de 1976. Parte inferior: Rise time con la fórmula de Somerville de 2002.....	51
Figura 4.4.7. Modelo de Wells y Coppersmith de 1994 para la estación CHIQ en sus 3 componentes, en color negro se muestra la traza observada (saturada), color rojo la traza sintética. Rise time; Parte superior: fórmula de Geller de 1976. Parte inferior: fórmula de Somerville de 2002.....	51
Figura 4.4.8. Modelo de Somerville de 2002 para la estación CHIQ en sus 3 componentes, en color negro se muestra la traza observada (saturada), mientras que en color rojo la traza sintética. Rise time con la fórmula de Somerville de 2002. Parte superior: inicio de ruptura en (7,1). Parte inferior: inicio de ruptura en (7,4).....	51
Figura 4.4.9. Trazas sintéticas de velocidad con sus 3 componentes (E-W, Vertical, N-S), obtenidas en las 4 estaciones de la red del CVT, empleando el método de función de Green empírica, con los parámetros de la tabla 4.4.6. Las dos líneas punteadas indican la máxima amplitud de los datos observados (saturados).....	54
Figura 4.5.1. Cocientes espectrales de las cuatro estaciones de la red del CVT.....	57
Figura 4.5.2. Cocientes espectrales promedio de las estaciones del CVT. PAVE: color magenta; PATR: color verde; CHIQ: color rojo y CIMA: color azul.....	57
Figura 4.6.1. Funciones de Transferencia Empíricas de las seis estaciones de la red temporal de Tapachula, Chiapas con respecto a la estación CHIQ del SSN. La línea en color negro representa el promedio de los 17 eventos calculados.....	59
Figura 4.6.2. Mapa de los 17 eventos registrados en las 6 estaciones de la red temporal y que fueron elegidos para realizar las funciones de transferencia, en el círculo negro se encuentra la estación de referencia (CHIQ) y en el círculo rojo el evento 17.....	60
Figura 4.6.3. Evento 16 para la estación TAPP. Verde y rojo: suma vectorial de las componentes horizontales en la estación TAPP y CHIQ respectivamente. Azul: FTE de TAPP con respecto a CHIQ.....	61
Figura 4.6.4. En la primer columna se aprecia la traza sintética de velocidad; en la segunda columna se tiene la aceleración y en la tercer columna el espectro de amplitudes de la aceleración, para el sismo simulado del 7 de noviembre de 2012, todas con las tres componentes, (NS, VERTICAL Y EW, respectivamente).....	62
Figura 4.6.5. Espectros de amplitudes del sismo del 7 de noviembre para las estaciones de Tapachula (azul: TACA, rojo: TACC, verde: TALV, amarillo: TAPP, azul claro: TAPT, magenta: TATC), calculados a partir de la ecuación 4.26.....	63
Figura 4.7.1. Para las seis estaciones de Tapachula. Izq: Relaciones de magnitud vs duración fase intensa. Der: Relaciones de distancia epicentral vs duración fase intensa, puntos: duraciones promedio de las componentes horizontales calculadas con degtra tomando en cuenta la intensidad de arias. Línea negra: resultado de la regresión lineal de los puntos. Azul claro: ecuación propuesta por Esteva. Magenta: Reinoso y Ordaz. Azul: Herman.....	66



Figura 4.7.2. Para las seis estaciones de Tapachula. Izq: Ajuste a un plano (distancia epicentral y magnitud) de las duraciones promedio de las componentes horizontales calculadas con degtra (puntos negros). Centro: vista de perfil (distancia epic. vs duración). Der: vista de frente (magnitud vs duración).....	68
Figura 4.7.3. Esquema para el cálculo de los espectros de respuesta con la TVA.....	69
Figura 4.7.4. Espectros de Respuesta Estimados (ERE), para las estaciones de Tapachula, Chiapas. Componentes EW (azul) y componentes NS (negro).....	72
Figura 4.7.5. Ajuste de los parámetros de aceleración máxima con la IMM. Modificado de Sandoval (2013).	75
Figura 4.7.6. Mapa de Aceleraciones máximas del terreno (PGA), para la componente NS...76	
Figura 4.7.7. Mapa de Aceleraciones máximas del terreno (PGA), para la componente EW..77	
Figura 4.7.8. Mapa de Aceleraciones máximas PHA.....	78

LISTA DE TABLAS.

Tabla 1.1.1. Localidades más pobladas del Estado de Chiapas.....	2
Tabla 2.4.1. Sismos relevantes ocurridos en el estado de Chiapas en el periodo de 1810-2010.....	10
Tabla 3.3.2. Valores permitidos para el Pitch y el tipo de falla correspondiente.....	22
Tabla 4.2.1. Clave de la estación, nombre, institución y coordenadas UTM de las estaciones de la red temporal y del SSN, a excepción de las estaciones de TALV y TACA todas las demás estaciones grabaron registros de velocidad y aceleración.....	37
Tabla 4.2.2. Clave de la estación, nombre, institución y coordenadas UTM de las estaciones del CVT.....	37
Tabla 4.2.3. Eventos sísmicos de baja magnitud elegidos para este estudio, datos tomados del Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal en Tapachula, Chiapas.....	38
Tabla 4.3.1. Polos, ceros y constantes del sismógrafo Guralp CMG-6TD.....	40
Tabla 4.4.1. Características principales del sismo objetivo y del sismo elemento, información obtenida del CMT de Harvard y del SSN.....	43
Tabla 4.4.2. Distancia epicentral y azimut del sismo principal y replica con las estaciones del Tacana.....	45
Tabla 4.4.3. Resultados de la regresión para relaciones entre las dimensiones de ruptura, s.e error estándar de cada uno de los coeficientes, el coeficiente de determinación múltiple R_2 y el número total de eventos considerados para la regresión (N). Strasser, 2010.....	45
Tabla 4.4.4. Resultados de la regresión para la longitud, ancho, área de ruptura y magnitud de momento. SRL: longitud de ruptura en la superficie, RLD: longitud de ruptura en el subsuelo, RW: ancho de ruptura, RA: área de ruptura. SS: F. de corrimiento de rumbo, R: F. Inversa, N: F. Normal. Wells-Coppersmith, 1994.....	46
Tabla 4.4.5. Resumen de los modelos usados para definir el área de ruptura.....	48
Tabla 4.4.6. Parámetros del modelo final para la fuente del sismo del 7/11/12. También se tienen los residuales obtenidos para la vel. y la aceleración usando la ecu. 4.2.....	53
Tabla 4.7.1. Residuales normalizados de las seis estaciones de Tapachula, en color amarillo se enmarca la ecuación que tuvo un residual menor (mejor ajuste).....	69
Tabla 4.7.2. Periodos de vibración de un edificio con pisos no mayores a 3 [m]. N es el número de pisos y T_e el periodo fundamental de la edificación.....	71
Tabla 4.7.3. Estaciones de Tapachula con sus respectivas aceleraciones máximas, la de mayor valor fue TACA seguida de TAPT, mientras que TALV fue la que mostro las menores aceleraciones máximas del terreno.....	73
Tabla 4.7.4. Relación de la PGA y PGV con las Intensidades, modificada de Wald, 1999.....	74



RESUMEN.

Esta tesis fue realizada, con el objetivo principal de estimar la distribución espacial de las aceleraciones máximas en la Ciudad de Tapachula, generadas después del sismo de Guatemala, ocurrido el 7 de noviembre de 2012 ($M=7.3$). Dicho sismo fue registrado en pocas estaciones cercanas a la región. Sin embargo, las trazas sísmicas presentaron un grado de saturación, lo que provocó que no fueran trazas útiles para este estudio.

Para poder reproducir el efecto de las aceleraciones en la Ciudad de Tapachula, se calcularon las Funciones de Transferencia Promedio (FTP) de 17 eventos sísmicos registrados en la estación CHIQ (perteneciente a la Red del Complejo Volcánico del Tacaná, CVT), y en las 6 estaciones de una red temporal, instalada en Tapachula. Se determinó a CHIQ como la estación de referencia, ya que los cocientes espectrales de H/V mostraban que era la estación de menor amplificación.

Con el método de función de Green Empírica se recuperaron las trazas saturadas del sismo de Guatemala, en las 4 estaciones de la red del CVT. Posteriormente se hizo la multiplicación en el dominio de las frecuencias, entre la FTP y el espectro de amplitudes de las trazas sintéticas obtenidas anteriormente para la estación CHIQ.

Finalmente, para obtener las aceleraciones máximas del terreno en la ciudad de Tapachula, dados los espectros de aceleración y con base en la Teoría de Vibraciones Aleatorias, la cual parte de la idea de que si se conoce el espectro de Fourier este permitirá estimar los valores máximos de la respuesta de un oscilador de un grado de libertad sometido a una excitación.

Con los resultados de las PGA obtenidas se generaron mapas de aceleración máxima utilizando una interpolación lineal, los resultados en la estación TALV que se localiza al centro de la mancha urbana, fueron de 27.78 [cm/s^2] para la componente NS y 26.81 [cm/s^2] para EW, mientras que la máxima aceleración fue



registrada para TACA con 57.49 cm/s^2 en la componente NS y 49.74 cm/s^2 en la EW. Las intensidades promedio asociadas para estas estaciones fueron de IV y V respectivamente.

Además, se determinó con los espectros de respuesta, que las edificaciones más propensas a recibir daños estructurales, son aquellas en las que sus periodos de vibración oscilan entre 0.1 [s] y 0.5 [s], lo que es asociado a edificios no mayores a 4 o 5 pisos de altura.

ABSTRACT.

This thesis was made, with the principal aim to estimate the spatial distribution of maximum accelerations in the Tapachula City, generated after the Guatemala earthquake, that occurred in November 7th, 2012 ($M=7.3$). That earthquake was recorded in few near stations to the region. However, the seismic traces had a saturation degree, which caused that traces were not useful for this study.

To reproduce the accelerations effect in the Tapachula City, it was calculated the Average Transfer Functions (ATF) of 17 seismic events recorded in the CHIQ station (it belongs to Network of the Tacaná Complex Volcanic, TCV), and in the 6 stations of a temporal network, installed in Tapachula. CHIQ station was determined like the reference of it, because the spectral ratio H/V showed that it was the lower amplification station.

With the empirical Green's function method it was recovered the saturated traces of Guatemala earthquake, in the 4 stations to network of the TCV. Then it was made the multiplication in the frequency domain, between the ATF and the amplitudes spectra of the synthetics traces obtained previously for the CHIQ station.

Finally, to obtain the maximum accelerations of the ground in the Tapachula City, given the acceleration spectra and according to the Theory of Random Vibrations, which part of the idea that if known to the Fourier spectra this will allow to



estimate the response maximum values of an oscillator of one liberty degree it was submitted to an excitation.

With the PGA results obtained it was generated maximum acceleration maps using a linear interpolation, the results in the TALV station that is located at the center of the urban sprawl, were 27.78 cm/s^2 for the NS component and 26.81 cm/s^2 for the EW, meanwhile the maximum acceleration to TACA it was recorded with 57.49 cm/s^2 in the component NS and 49.74 cm/s^2 in the EW. The average intensities associated to these stations were IV and V respectively.

Also, it was determined with the spectra response, that the buildings more susceptible to get structural damage, are the ones that in their vibration periods oscillates between 0.1 s y 0.5 s, which is associate to the buildings with no more than 4 or 5 floors.



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.

El lugar de estudio y análisis que se realizó en esta tesis, corresponde a la Ciudad de Tapachula localizada en estado de Chiapas (figura 1.1.), debido en gran medida a la localización geográfica. Chiapas se encuentra en un área donde convergen tres placas tectónicas (Norteamericana, Cocos y Caribe), la cual cubre una amplia zona de deformación en Chiapas y el oeste de Guatemala, (Guzmán-Speziale, 1989). Esto provoca con frecuencia sismos de pequeña y gran magnitud en el territorio mexicano.

La Ciudad de Tapachula concentra a una gran cantidad de población, la segunda con mayor número de habitantes del estado, únicamente después de la ciudad capital de Tuxtla Gutiérrez. El 70% se concentran en la zona urbana, teniendo una población de 202 672 habitantes (INEGI, 2010), tabla 1.1.1.

Sin embargo, a pesar de la alta sismicidad que ocurre en el sureste mexicano, la Ciudad de Tapachula no cuenta con la suficiente instrumentación para tener una oportuna respuesta y/o prevención de riesgos sísmicos. Un ejemplo, es el sismo que ocurrió el 7 de noviembre de 2012 cerca de las costas de Guatemala, cuya magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) fue de 7.3 y en la cual no se pudieron estimar sus aceleraciones máximas.

La aceleración máxima o pico (PGA), tal vez no sea la característica más importante de un terremoto. Sin embargo, la PGA proporciona un índice simple de movimiento y a menudo se puede utilizar como un indicador de intensidad relativa de un sismo, (Bolton-Murarka-Lysmer-Idriss, 1976).

Por tal motivo, el presente trabajo tiene como objetivo general estimar las aceleraciones máximas del sismo de Guatemala, en un sitio donde no se cuenta con la suficiente instrumentación (Tapachula), para conocer la distribución espacial de las aceleraciones máximas. Además de:

- Generar mapas de aceleraciones máximas en la Ciudad de Tapachula.



- Los resultados obtenidos sirvan como base para establecer normas y/o técnicas de construcción que contemplen la respuesta sísmica local a las ondas sísmicas, en la Ciudad de Tapachula, Chiapas.

El procedimiento realizado en esta tesis, puede contribuir a la obtención de aceleraciones máximas en diversas Ciudades, donde se tenga poca instrumentación, considerando solo los espectros de Fourier de sismos de interés.

En el capítulo 2 se mencionaran los aspectos geológicos y tectónicos del sitio de estudio. Posteriormente en el capítulo 3, se describirán los fundamentos teóricos utilizados, que ayudaran a comprender la metodología que se usó para obtener las aceleraciones máximas.

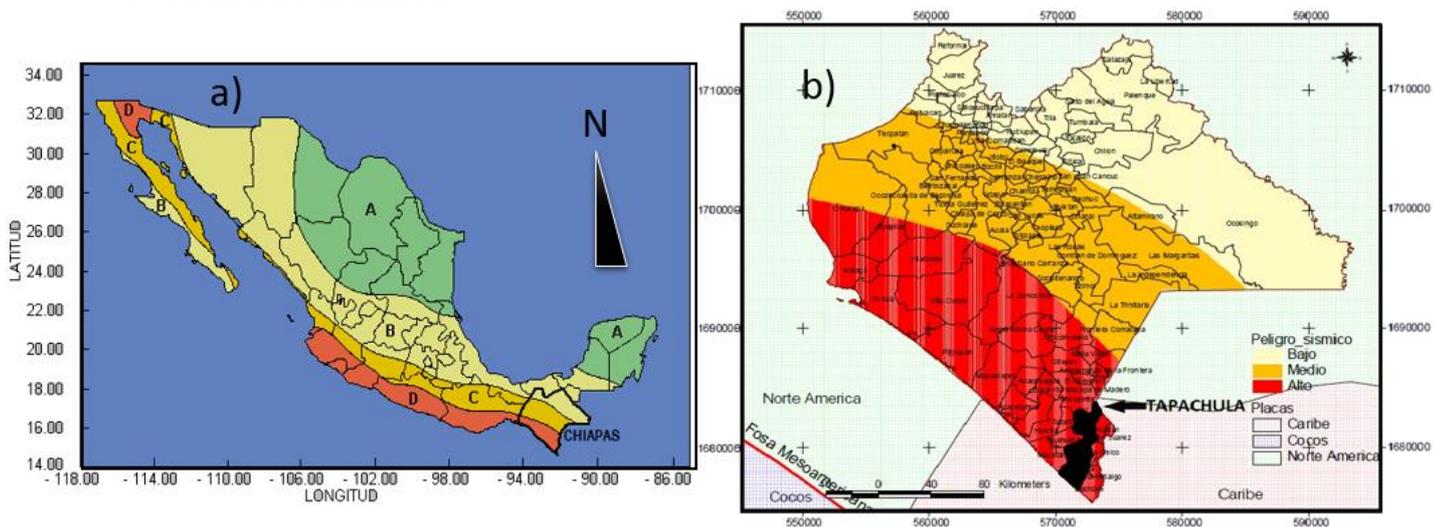


Figura 1.1. a) Mapa de Regionalización Sísmica de la República Mexicana, b) Zonificación sísmica de Chiapas. Modificado del Atlas de Peligros del estado de Chiapas.

Tabla 1.1.1. Localidades más pobladas del estado de Chiapas. Modificada de INEGI 2010.

Municipio	Localidad	Habitantes (año 2010)
Tuxtla Gutiérrez	Tuxtla Gutiérrez	537 102
Tapachula	Tapachula de Córdova y Ordóñez	202 672
San Cristóbal de las Casas	San Cristóbal de las Casas	158 027
Comitán de Domínguez	Comitán de Domínguez	97 537
Chiapa de Corzo	Chiapa de Corzo	45 077
Palenque	Palenque	42 947
Cintalapa	Cintalapa de Figueroa	42 467
Ocosingo	Ocosingo	41 878
Ocozacoautla de Espinosa	Ocozacoautla de Espinosa	39 180

CAPÍTULO 2. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO.

Por estudios previos a lo largo de la República Mexicana, sabemos que Chiapas es un estado que se encuentra en un ambiente altamente sismotectónico. La convergencia e interacción de tres placas tectónicas en el territorio mexicano ha originado a lo largo de la historia diversas estructuras geológicas (anticlinales, sinclinales, fallas activas), que presentan riesgo para la población.

Desafortunadamente, no todas las grandes Ciudades en Chiapas tienen un código de construcción, que tome en cuenta las especificaciones de la respuesta local del terreno al ser afectadas por ondas sísmicas. Sabiendo esto, se pueden hacer mejores planes para la expansión de la población, en lugares que sean aptos para la construcción de viviendas, dependiendo de la respuesta local del subsuelo.

En este capítulo mencionaremos la localización de la zona de estudio, la geología regional y algunos antecedentes de sismos importantes que han ocurrido a lo largo de la historia.

2.1. Localización.

Tapachula se encuentra en la región socioeconómica conocida como el Soconusco en el extremo sur de Chiapas (figura 1.1.). Las actividades económicas más importantes son la ganadería y el turismo en el área urbana.

Tapachula limita al norte con el municipio de Motozintla, al noreste con la República de Guatemala, al oriente con los municipios de Cacahoatán, Tuxtla Chico, Frontera Hidalgo y Suchiate, al sur con el Océano Pacífico y al poniente con los municipios de Tuzantán, Huehuetán y Mazatán. Cuenta con una extensión territorial aproximada de 303 km², que equivale al 0.04% de la superficie total del estado y su altitud es de 170 msnm, (*Enciclopedia de los municipios y delegaciones de México, 2010*).



Tapachula se encuentra a 30 [km] al suroeste del Complejo Volcánico del Tacaná, (figura 2.1.1.). El cual, es un estrato volcán activo de 4030 msnm de altura (SSN), además es considerado como uno de los volcanes con mayor índice de erupciones históricas registradas en la República Mexicana.

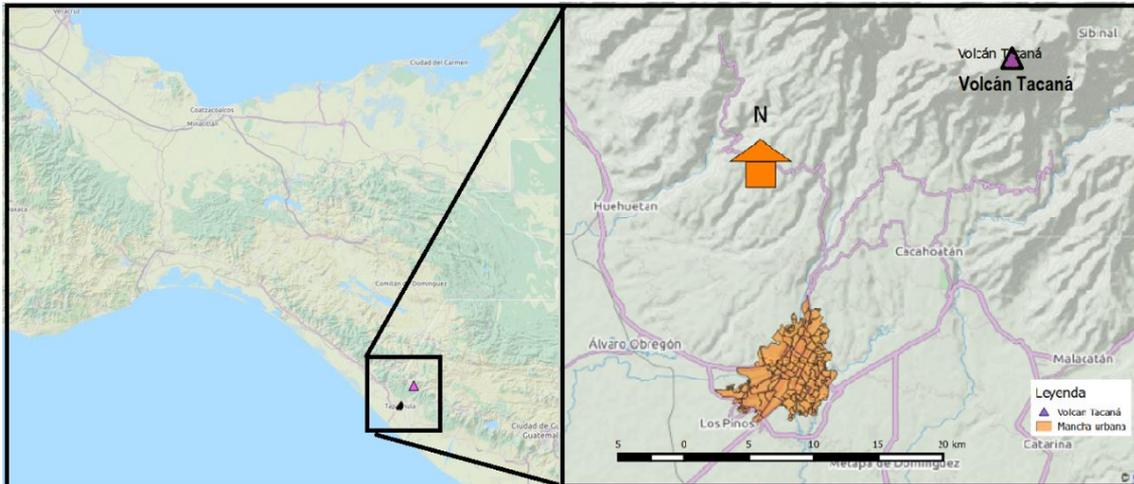


Figura 2.1.1. Localización de la Ciudad de Tapachula y el Complejo Volcánico Tacaná (CVT).

2.2. Geología Regional.

El terreno donde se encuentra nuestra zona de estudio está conformado por rocas sedimentarias paleozoicas que descansan discordantes sobre una secuencia de rocas metasedimentarias del Precámbrico Superior al Paleozoico Inferior (Sedlock., 1993). La parte inferior de la sección paleozoica consiste de areniscas de grano grueso y limolitas, con algunos horizontes ocasionales de conglomerados y algunas lutitas que localmente muestran metamorfismo de bajo grado, (Padilla y Sánchez, 2007).

Chiapas presenta un marco geológico complejo y está dividido por seis provincias geológicas, (Castro-Mora, 1999), figura 2.2.1. Para esta tesis, solo describiremos dos provincias geológicas, ya que son en las que se encuentra la Ciudad de Tapachula.

1. Cuenca Deltaica de Tabasco.



2. Cinturón Chiapaneco de pliegues y fallas.

3. Batolito de Chiapas.

4. Macizo Ígneo del Soconusco. Se localiza en el extremo suroriental de la entidad. Contiene rocas ígneas intrusivas: granitos, granodioritas y tonalitas del Permotriásico (Pantoja, 1974; López-Infanzón, 1986; Pacheco y Barba, 1986). Pero no todas las rocas intrusivas en el Macizo de Chiapas son de esa edad, algunas muestras dataron del Cretácico Superior (Burkart, 1987). Cabe destacar que en la superficie de este macizo ígneo tenemos el CVT que es uno de los volcanes activos de nuestro país y cuyo evento más importante ocurrió el 3 de febrero de 1986; se produjeron daños en algunas construcciones de adobe, en la población de Ixchiguan en Guatemala, a unos 25 km en dirección ENE del cráter del volcán. (Macías, 2005).

5. Cuenca de Tehuantepec. En ella se incluyen depósitos sedimentarios recientes localizados en la zona costera de la entidad.

6. Provincia Cuicateca.

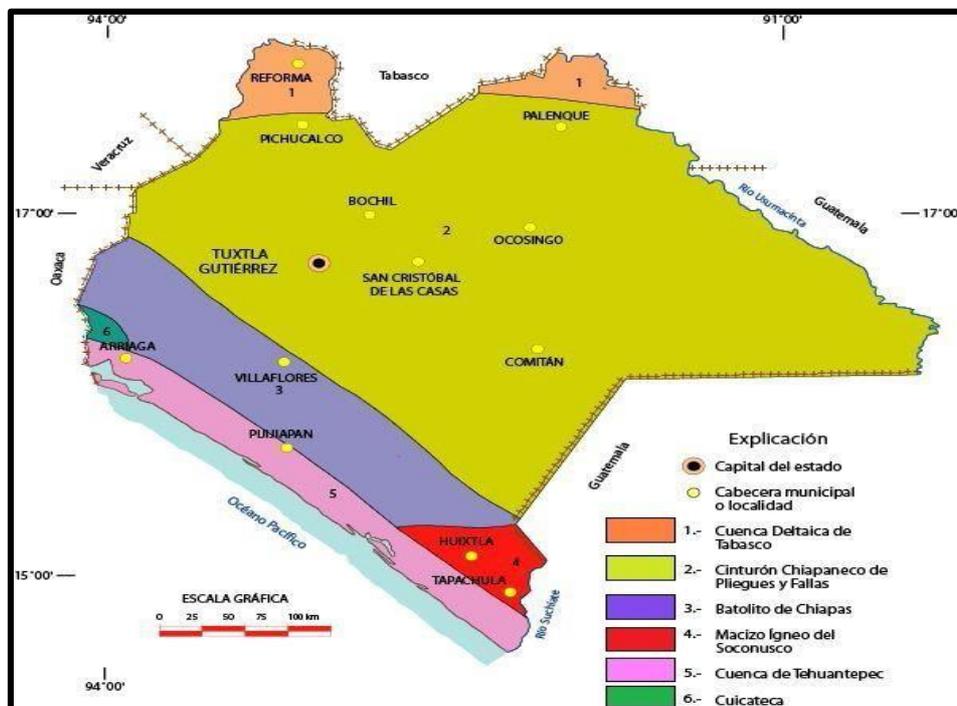


Figura 2.2.1. Provincias geológicas del estado de Chiapas. Modificado de Estructura Geológica del estado de Chiapas. Castro-Mora, 1990.

2.3. Marco Tectónico.

La región chiapaneca es altamente propensa a la actividad sísmica, ya que se encuentra afectada por un complejo sistema de fuerzas tectónicas. Las cuales se derivan de la interacción de la placa de Cocos que se desplaza de occidente a oriente, subduciéndose bajo la Placa Norteamericana y la del Caribe, (Guzman-Speziale, 1989). Lo que es conocido como Trinchera Mesoamericana, esta zona de subducción se extiende 3000 km con dirección a Centroamérica y va creciendo más en profundidad conforme se extiende al sur, (figura 2.3.1).



Figura 2.3.1. Elementos principales de la interacción tectónica en el sureste de México. Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana (2001).

Guzmán-Speziale (2010), proponen una tasa de subducción promedio de la placa de Cocos bajo la Norteamericana de 6.6 cm/año y un desplazamiento promedio de 1.8 cm/año de la placa del Caribe en dirección oriental con respecto a la placa Norteamericana. Particularmente para la zona de Chiapas, el Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana (2001), indica un desplazamiento promedio de 7.5 cm/año de la placa de Cocos bajo la Norteamericana, figura 2.3.1. Como consecuencia de estos desplazamientos, en la zona se desarrollaron varios

sistemas de fallas, en los cuales se acumula y libera energía potencial súbitamente. Las principales fallas geológicas continentales y locales que atraviesan el territorio chiapaneco, según el Plan Operativo de Protección Civil por Riesgo Sísmico del Estado de Chiapas (2010), son:

Sistema de fallas Montagua Polochic.

Es un sistema de fallas laterales izquierdas que cruzan el centro de Guatemala en un arco cóncavo hacia el norte con dirección SW-NE, tienen una longitud de aproximadamente 350 km y separa las placas Norteamericana y del Caribe (figura 2.3.2). Por la actividad sísmica reciente a lo largo de la falla Montagua (Kanamori and Stewart, 1978) y Polochic (White, 1985) indican que ambas fallas siguen activas en la actualidad.

Provincia de fallas inversas.

Esta provincia tectónica ocupa la porción oriental de la Sierra de Chiapas y se extiende hasta la parte norte-central de Guatemala. Debido a la diferenciación política, recibe distintos nombres en ambos países: provincia de Miramar y Yaxchilán en México (Sanchez-Montes de Oca, 1979) y el Arco de la Libertad en Guatemala. Se caracteriza por sus numerosos anticlinales en forma de abanico en rocas carbonatadas del Cretácico, asociados con fallas inversas. Y aunque es una minoría, también presenta algunas fallas de tipo normal como se ve en la figura 2.3.2.

Provincia de fallas de transcurrencia.

El plan operativo de riesgo sísmico para el estado de Chiapas clasifica esta provincia de acuerdo a la orientación que presenta las fallas de la fase tectónica reciente, dividiéndolas en dos: áreas occidentales (las fallas son de dirección noreste y se extienden desde la presa Malpaso hasta Ixtapa) y áreas orientales (las fallas con dirección este-oeste, comprende la región situada entre Ixtapa y Ocosingo).



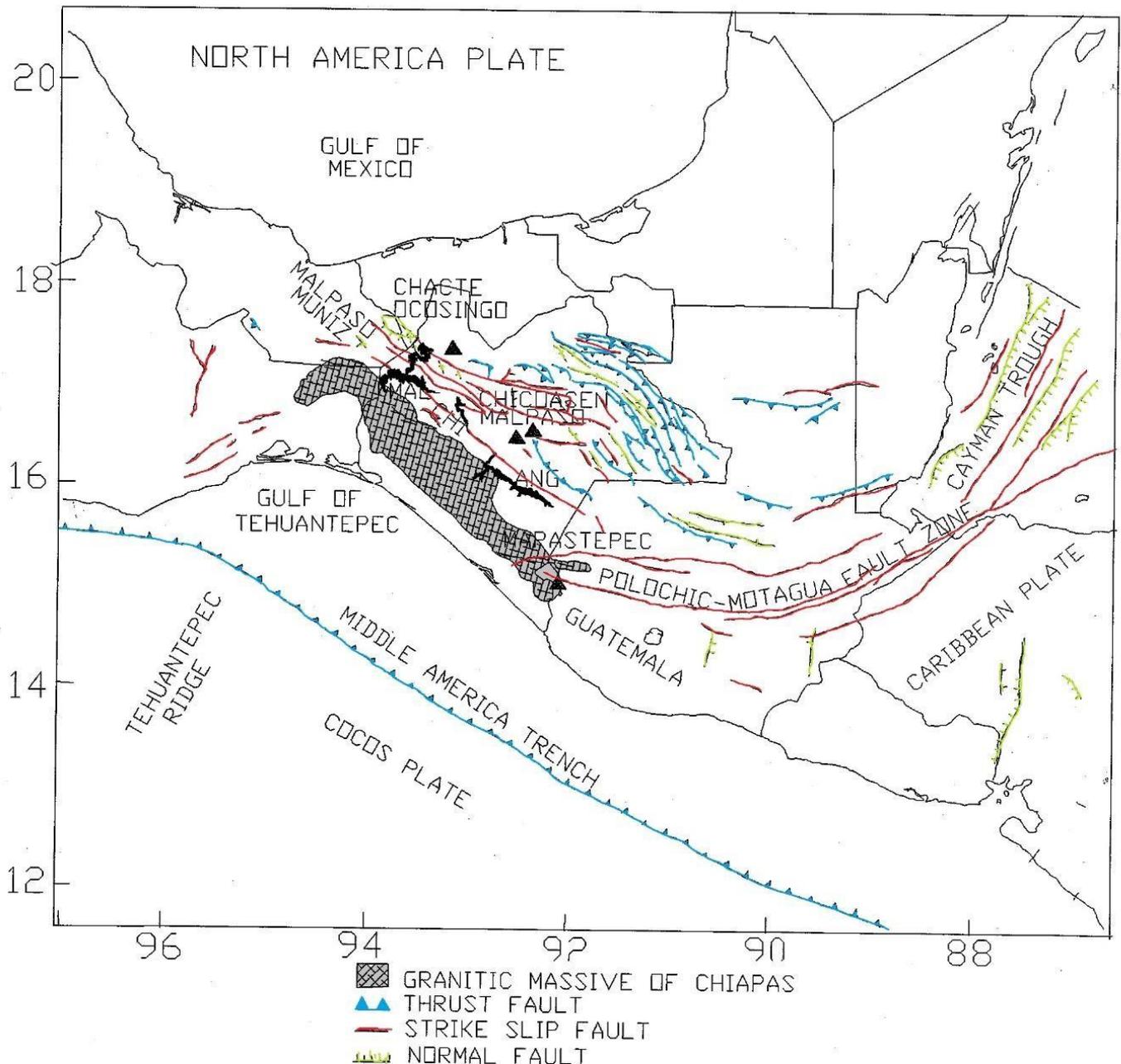


Figura 2.3.2. Complejos estructurales importantes, cerca de la zona de Tapachula, Chiapas.

Cabe mencionar que la evolución tectónica de la región está relacionada también con el vulcanismo del Cinturón Volcánico Centroamericano, donde se encuentra el complejo Volcánico del Tacaná el cual es un volcán activo y mostro actividad por última vez en 1986.

2.4. Sismicidad en el estado de Chiapas.

Los procesos tectónicos principales en la corteza terrestre se desarrollan en zonas cercanas a los límites entre las placas. El contacto entre ellas, aunado a la fuerza del desplazamiento provoca que se deformen, plieguen y/o fracturen. Cuando los esfuerzos superan cierto límite de elasticidad, se produce un movimiento brusco entre ellas, causando una liberación de energía. Parte de esta energía es irradiada en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas, lo que se percibe en la superficie como una vibración del terreno.

En la tabla 2.4.1 se muestran los sismos más relevantes en el estado de Chiapas, ocurridos durante el periodo de 1810 a 2010. Tomando en consideración los eventos que causaron mayores pérdidas humanas o económicas, aquellos que manifestaron mayor intensidad se muestran en la tabla 2.4.1. El sismo de 1902 es considerado el más destructivo.

Tabla 2.4.1. Sismos más relevantes ocurridos en el estado de Chiapas en el periodo de 1810 a 2010. SSN.

FECHA	ESTADO	DESCRIPCIÓN DE DAÑOS	MAGNITUD
23 Sept. 1902	Chiapas	Es el sismo más importante originado en Chiapas con intensidad VI a X en escala Modificada de Mercalli. Fue destructor de San Bartolomé de los Llanos (hoy Venustiano Carranza). Los daños fueron fuertes en San Cristóbal de la Casas, Chiapas de Corzo, Tuxtla Gutiérrez, etc. También se reportaron daños en Tabasco, Oaxaca, Veracruz y Puebla. En la Ciudad de México provocó desperfectos en las cañerías del agua. Se reportó un deceso.	7.7
14 de enero 1903	Oaxaca- Chiapas	Temblor de Tierra muy fuerte. En Tuxtla Gutiérrez es acompañado de fuertes ruidos subterráneos. Sentido en San Juan Bautista, Tabasco Oaxaca y Veracruz.	7.6
14 Dic. 1935	Chiapas	Intensidad VIII muy fuerte en Chiapas, daños en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas de Corzo, San Cristóbal de las Casas. Muy fuerte en la región del Chicoasén y otras poblaciones. No se encontró registro de víctimas.	7.3
5 Feb. 1954	Chiapas	Graves daños en Yajalón. Se sintió Tumbalá, Ocosingo, Tila, etc.	6.7



25 Sept. 1968	Chiapas	Afectó el Soconusco hubo pérdidas materiales considerables, ya que sólo en el municipio Acapetahua se estimaron en ~3 millones de pesos. Derrumbes en los caminos, flexión de las vías férreas, comunicaciones interrumpidas, etc. Hubo 20 muertos y más de 300 heridos.	6.3
29 Abril de 1973	Chiapas	Intensidad VII en la escala de Mercalli en los municipios de Mazapa de Madero, VI en Motozintla, Tapachula, Huixtla y Ciudad Madero. Grado V en Comitán, todas con daños importantes.	7.3
21 Oct. 1995	Chiapas	Municipio de Villaflores, el cual provocó más de 6000 viviendas derrumbadas y daños en edificios públicos en Tuxtla Gutiérrez y San Cristóbal.	7.2

González-Herrera (2012), clasifican cinco fuentes sismogénicas que han dado lugar a sismos que han afectado al estado de Chiapas, las cuales se describen a continuación:

- La primera y más importante, es la resultante del proceso de subducción de la placa de Cocos bajo la Norteamericana, misma que da origen a los sismos de gran magnitud ($M > 7.0$) ocurridos en toda la República Mexicana (Suárez y Singh 1986; Pardo y Suárez 1995).
- La segunda está constituida por la deformación interna de la placa subducida, la cual produce sismos de mediana o alta profundidad (desde 80 hasta 300 km), por ejemplo, el sismo de Villaflores (tabla 2.4.1), con una profundidad focal de 165 Km y un área de ruptura de 30x10 Km (Rebollar, 1999).
- La tercera fuente corresponde a la deformación cortical debida a sistemas de fallas superficiales, estas originan temblores de pequeña profundidad (menores a 40 km).
- Una cuarta, está constituida por la presencia de los volcanes activos en el estado de Chiapas, el Tacaná y el Chichonal o Chichón.



- La última fuente sísmica se debe a la falla lateral izquierda entre la placa Norteamericana y del Caribe (Montagua-Polochic), (figura 2.3.1). La cual ha producido sismos muy importantes como el sismo del 18 de abril de 1902.

En el mapa de la figura 2.4.1, se tienen registros de los eventos sísmicos en un periodo de ocurrencia de enero a noviembre del 2012. Lo que muestra que la mayor actividad se concentra en las costas del Pacifico. Debido a que el 90% de la energía sísmica liberada en la región es ocasionada por la interacción de la placa de Cocos con la Norteamericana.

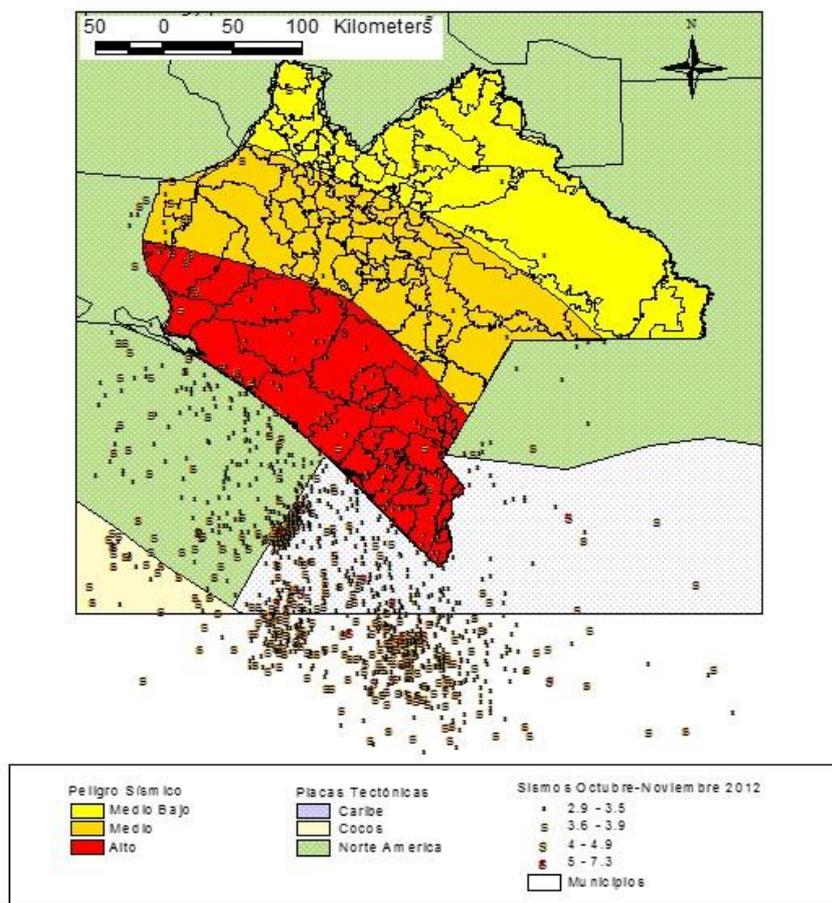


Figura 2.4.1. Mapa de zonificación del peligro sísmico en el estado de Chiapas, periodo Enero- Noviembre de 2012.

CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

3.1. Introducción.

En este apartado se describirán las bases teóricas de los métodos que serán empleados en el capítulo 4. El término sismología, proviene de dos palabras griegas *seísmos* (agitación o movimiento rápido), y *logos* (ciencia o estudio). Por lo tanto Sismología significa ciencia de la agitación. El término mismo de Sismología se empezó a utilizar hacia mediados del siglo XX.

En 1660 Hooke planteo una relación entre tensión y deformación (Ley de Hooke). A principios de 1800 las leyes de conservación de energía y masa fueron combinadas para desarrollar las ecuaciones de movimiento de los sólidos. En 1821-1822, Navier y Cauchy, desarrollaron la teoría de la elasticidad. En 1830, Poisson dedujo la existencia de dos tipos de ondas que se propagan a través de los sólidos. En 1845, Stokes observo que la resistencia de un sólido al estar sometido a un sistema de fuerzas puede ser de dos tipos: resistencia a la compresión y resistencia al esfuerzo cortante, con ello dedujo los módulos de compresibilidad y rigidez de los materiales.

En 1888, a partir del trabajo de Schmidt sobre la propagación de las ondas por el interior de la tierra, se dedujo que en general, la velocidad aumenta con la profundidad (trayectoria curva de las ondas). En general un sismo se define como el movimiento en la superficie del terreno provocado cuando los esfuerzos en el interior de la Tierra superan cierto límite de elasticidad. Esto produce una liberación súbita de energía, parte de esta energía es irradiada en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas, lo que se percibe en la superficie como una vibración del terreno.

3.2. Parámetros de la Fuente Sísmica.

Cuando se estudian los terremotos y todas sus implicaciones, es necesario saber que los está generando. Un sismo se genera cuando hay una liberación abrupta de



energía que es irradiada en todas las direcciones en forma de ondas sísmicas, en este apartado se describirán a las fallas como fuentes generadoras de terremotos.

3.2.1. Fallas Sísmicas.

Una falla es una discontinuidad en la corteza terrestre, en la cual hay un desplazamiento entre los bloques rocosos separados por ella. En sismología se estudia la fuente sísmica a partir de un modelo de falla bidimensional. Madariaga (1994), define la falla como un plano pre-existente en el cual se puede propagar una dislocación, además de que la dinámica de la ruptura está totalmente controlada por la ley de fricción entre los bordes de la falla. El plano de falla puede definirse por medio algunos parámetros importantes:

- Acimut o strike (ϕ): orientación de la línea de falla con respecto al norte.
- Echado o dip (δ): ángulo respecto al plano horizontal.
- Ángulo de deslizamiento o slip (λ): Representa los vectores de magnitud y dirección de la ruptura y se define como el movimiento del bloque de techo respecto al bloque de piso.

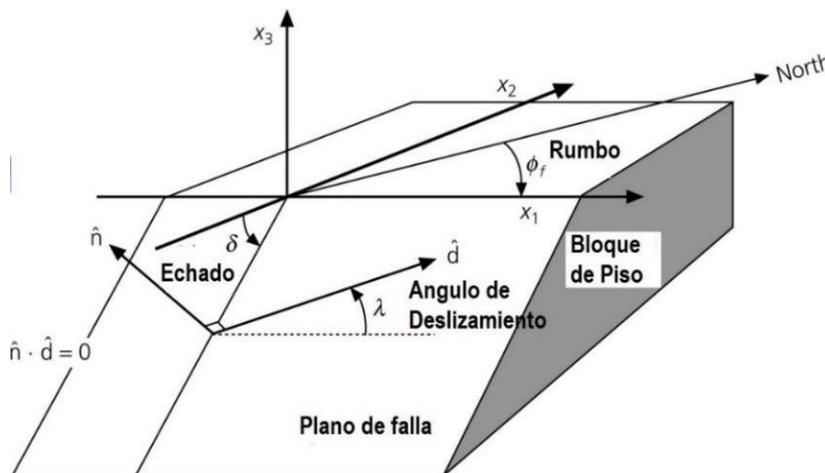


Figura 3.2.1. Parámetros que describen la geometría del plano de falla. (Modificada de Stein y Wysession, 2003).

Se tendrá una falla inversa cuando haya una compresión en los bloques que son divididos por una falla (el movimiento del bloque de techo es hacia arriba). Por otro lado, la falla normal es el resultado de esfuerzos tensionales y como resultado el bloque de techo se mueve hacia abajo.

3.2.2. Patrón de Radiación.

A diferencia de una explosión subterránea, la mayoría de las fuentes sísmicas carecen de simetría esférica. Por ejemplo, las fallas sísmicas implican una dislocación cortante en la superficie. Las ondas salientes están influenciadas por la distribución de la deformación cerca de la fuente y por lo tanto, transmiten la asimetría a lugares distantes. Esto conduce al concepto de un patrón de radiación, que es una descripción geométrica de la amplitud y la dirección del movimiento inicial distribuido sobre los frentes de onda P y S, en el entorno de la fuente, (Lay-Wallace, 1995).

Los patrones de radiación resultan ser los que se hubieran generado por un conjunto de fuerzas con una geometría correspondiente. La radiación debido al movimiento en el plano de falla es lo que ocurriría por dos pares de fuerzas, con direcciones opuestas a una pequeña distancia. Si consideramos que el plano de falla se encuentra definido por los ejes x_1 y x_2 , su normal estaría dada en el plano x_3 (figura 3.2.2.), el vector de deslizamiento estaría en el plano de falla, paralelo al eje x_1 .

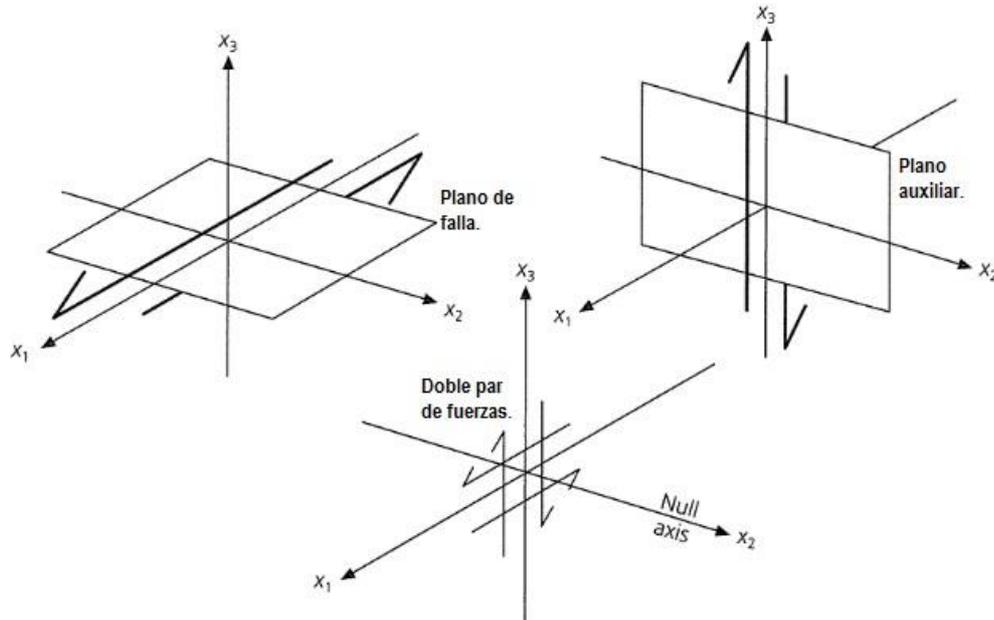


Figura 3.2.2. Sistema de coordenadas de una falla orientada para describir el patrón de radiación de un terremoto.

El patrón de radiación sería el mismo si el deslizamiento en la dirección x_3 se produjera en el plano auxiliar, que se encuentra en el plano x_2 - x_3 y cuya normal estaría en el eje x_1 . Por lo que podemos intercambiar la dirección de deslizamiento (x_1) y la

dirección normal (x_3). Como podemos ver el patrón de radiación varía con la dirección del receptor, considerando el campo de radiación en coordenadas esféricas. Donde θ es medida desde el eje x_3 y φ es medida en el plano x_1 - x_2 , (figura 3.2.3).

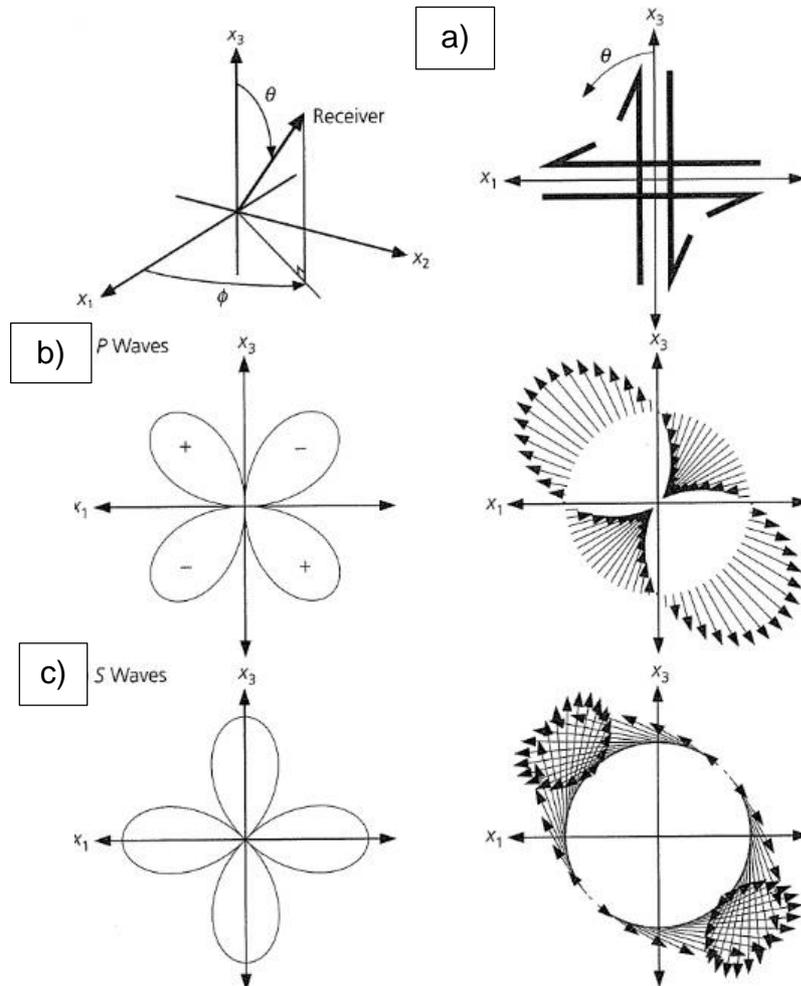


Figura 3.2.3. Amplitud de los patrones de radiación para ondas P y S en el plano x_1 - x_3 . a) Falla geométrica, que muestra la simetría de la doble par alrededor del eje x_2 . b) Patrón de radiación para ondas P, que muestra la amplitud (izq) y la dirección (der). c) Patrón de radiación para ondas S, que muestra la amplitud (izq) y la dirección (der). Stein y Wysession 2003.

3.2.3. Tensor de Momento Sísmico.

Considerando la ruptura de un sismo como puntual, para expresar las fuerzas que originan el desplazamiento de un sismo, por lo regular se usa un doble par de fuerzas. La distribución de estas, deben ser equivalentes para que produzcan el mismo campo de desplazamientos en modelo de la falla. Además deben actuar en direcciones opuestas con la finalidad de que haya un equilibrio de fuerzas y de momentos.



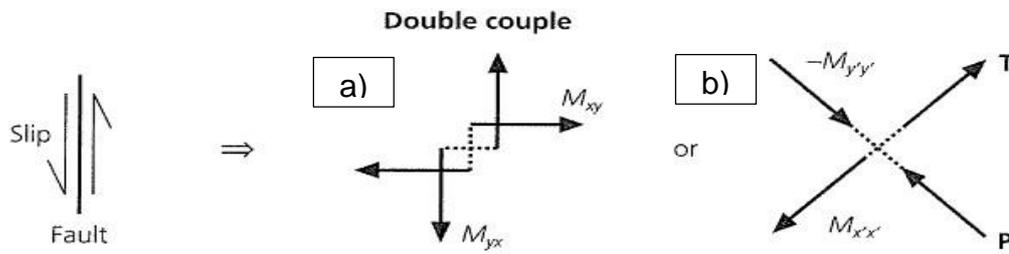
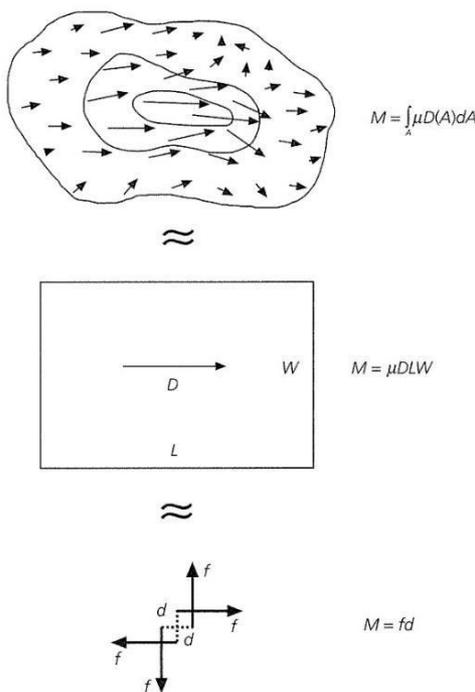


Figura 3.2.4. Representación del doble par de fuerzas, la cual puede tomar dos formas; a) Mostrando por M_{xy} , con dos fuerzas (F) separadas por una distancia (d), de tal manera que se ejerce una torsión. b) Mostrado por $M_{x'x'}$, es una fuerza dipolo la cual no ejerce torsión. El slip en una falla puede ser descrito por la superposición de cualquiera de las parejas M_{xy} y M_{yx} o dipolos como $M_{x'x'}$ y $-M_{y'y'}$. Stein y Wysession 2003.



Por lo tanto, el tensor de momento es una representación matemática producida por las ondas sísmicas dadas por una ruptura compleja, que implica deslizamientos variables en el espacio y el tiempo en una falla irregular, (figura 3.2.5). Podemos definir el tensor de momento en un sistema de coordenadas cartesianas como:

$$M_{ij} = F \cdot d = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix}; \quad (3.1)$$

$i, j = 1, 2, 3.$

Figura 3.2.5. a) Cálculo de la función de momento sísmico, b) Estimación del tamaño de la falla mediante el momento sísmico escalar. c) El momento sísmico escalar como magnitud del sistema de doble par de fuerzas. (Stein y Wysession, 2003).

Los pares de fuerzas están apoyadas en la dirección i y separadas en la dirección j , el valor de M_{ij} es el producto de la fuerza (F) y de la distancia que las separa (d). El resultado de cada una de las componentes del tensor de momento sísmico, puede verse en la figura 3.2.6. El tensor de momento sísmico es simétrico, lo que deja como resultado solo 6 elementos independientes, esto debido a la condición de equilibrio de momentos.

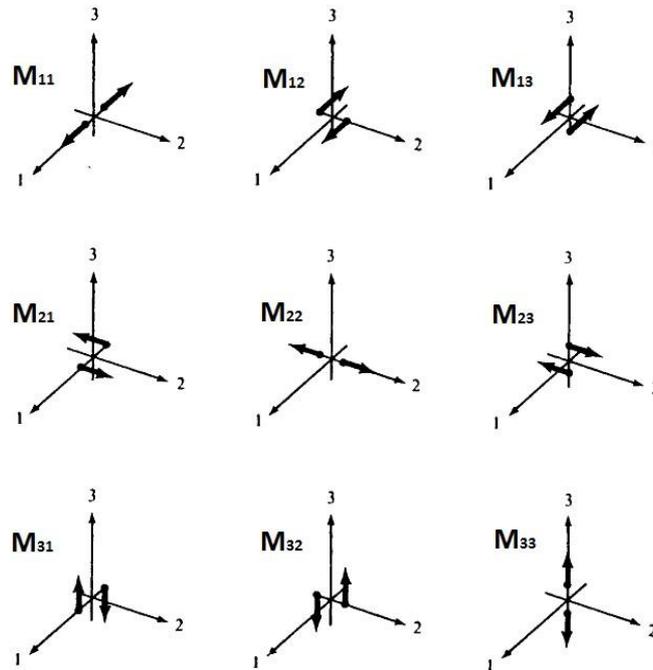


Figura 3.2.6. Nueve pares de fuerzas que componen el tensor de momento sísmico. (Modificado de Aki y Richards, 1980).

La representación con el tensor de momentos puede escribirse de manera equivalente usando la ecuación 3.2., donde: M_0 es el momento sísmico escalar; μ es el módulo de rigidez del material; D es el desplazamiento de la falla y el área de ruptura es definida como A . Esto puede ser posible, gracias a que la energía sísmica irradiada por la fuente, puede ser modelada por medio de un par de fuerzas que provocaría un campo de desplazamientos equivalente al que se produce.

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A \quad (3.2)$$

El momento sísmico escalar también se puede considerar como la magnitud del sistema de fuerzas equivalentes que describen el proceso del deslizamiento, por lo general se expresa en unidades de dyn/cm. Si M_{12} y M_{21} son pares de magnitud unitaria, el tensor de momento es:

$$M = M_0(M_{12} + M_{21}) \quad (3.3).$$

Este tensor se puede escribir en cualquier sistema ortogonal de coordenadas, ya que sus ecuaciones son válidas para cualquier sistema, el tensor siempre es simétrico, lo que físicamente implica que no importa el plano en el que se considere el deslizamiento, ya sea el plano auxiliar o el de la falla, la radiación de energía siempre será la misma.

3.2.4. Mecanismos Focales.

Una de las formas geométricas más utilizadas para representar un terremoto a partir de una falla de superficie plana, es a través de lo que se conoce como mecanismo focal. Esto es una representación estereográfica de los ángulos que definen un plano de falla (azimut, echado y ángulo de deslizamiento). La caracterización completa de un mecanismo focal de un terremoto nos proporciona información importante, como pueden ser: el tiempo de origen, la ubicación del epicentro, la profundidad focal, el momento sísmico, la magnitud y la orientación espacial de las 9 componentes del tensor de momento.

La solución del mecanismo focal proporciona la orientación del plano de falla, la dirección del deslizamiento del bloque de techo y por lo tanto, el tipo de falla que está involucrada en el terremoto: transcurrente, inversa, normal y/u oblicua. A la solución del mecanismo focal usualmente se les llaman diagramas de pelotas de playa, debido a la forma gráfica que adoptan. Estas proyecciones estereográficas muestran dos cuadrantes negros y dos cuadrantes blancos, los cuales son separados por un arco de un gran círculo orientado a 90° uno del otro y se intersectan a lo largo del eje N, (planos nodales). El rumbo de la falla está indicado por una línea que conecta dos puntos en el diagrama de las pelotas de playa, figura 3.2.7.

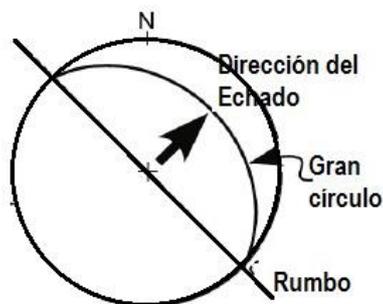


Figura 3.2.7. Proyección del rumbo (línea recta), y dirección del echado (flecha negra).

Uno de los planos nodales es el plano de falla y el otro es llamado plano auxiliar, el cual no tiene significado geológico-estructural. En la figura 3.2.8, se muestra un mecanismo focal con planos N-S y E-W como posibles fallas, en el instante en que ocurre el sismo, el movimiento de la onda P a través del material alrededor del foco,

causa que las partículas en el cuadrante negro se alejen del foco (centro de la circunferencia), mientras que las partículas en los cuadrantes blancos se acercan.

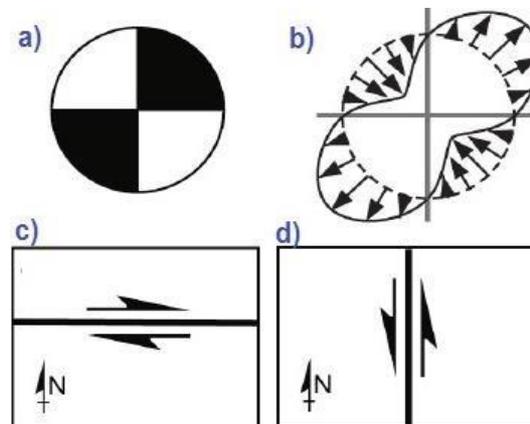


Figura 3.2.8. a) Mecanismo Focal, b) Patrón de radiación de onda P, c)-d) Posibles fallas.

A continuación se muestran algunos ejemplos de fallas con sus respectivos mecanismos focales. Para mecanismos normales e inversos en los que solamente hay un deslizamiento puro, se pueden observar solo tres cuadrantes de los cuatro que realmente hay, como se muestra en la figura 3.2.9.

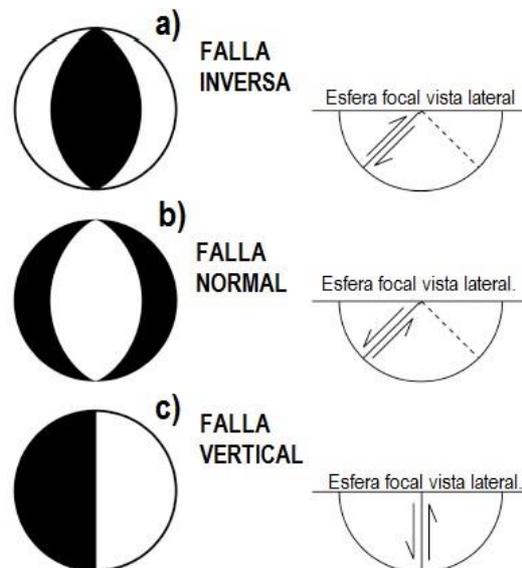


Figura 3.2.9. Mecanismos focales con vista lateral; a) falla inversa, b) falla normal, c) falla vertical.

Las fallas oblicuas son una combinación entre fallas normales o inversas con las transcurrentes, esto hace que los cuatro cuadrantes sean visibles en la representación de la esfera focal, si el centro del mecanismo está en un cuadrante blanco, diremos que es un mecanismo oblicuo con componente normal, sin tener en

cuenta cuál de los dos planos nodales es la falla; si sucede lo opuesto, entonces estaremos hablando de un mecanismo focal con componente inversa. Figura 3.2.10.

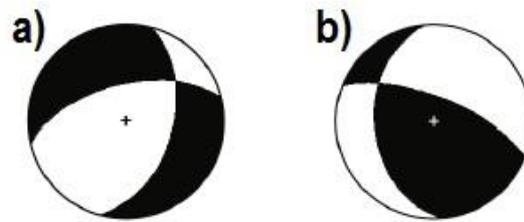


Figura 3.2.10. Mecanismos focales de fallas oblicuas: a) con componente normal y b) con componente inversa.

Como ya se mencionó, para obtener la solución geométrica de un mecanismo focal es necesario:

- Tener los dos elementos para especificar la orientación del plano de falla.
- Un elemento para la orientación del vector de deslizamiento en este plano.

Se define el rumbo de la falla, comúnmente utilizando la regla de la mano derecha. El rake o ángulo de pitch del vector de deslizamiento del bloque colgante, relativo a la referencia del rumbo. Un ángulo positivo se mide en dirección anti-horaria (a), y uno negativo en sentido horario (b), desde la referencia que en este caso es el rumbo (figura 3.2.11.). El rango de valores permitidos para el rake o ángulo de pitch es entre 180° a -180° .

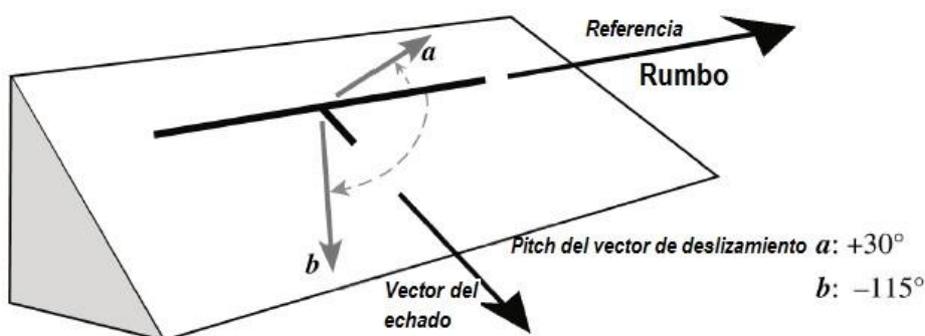


Figura 3.2.11. Parámetros geométricos considerando el ángulo de pitch de la falla.

En la tabla siguiente se observan los valores permitidos considerando el ángulo de Pitch o rake y cuál sería su falla correspondiente.

Tabla 3.2.1. Valores permitidos para el Pitch y el tipo de falla correspondiente.

Rake	Tipo de falla
0° o 180°	Transcurrente
90°	Inversa pura
-90°	Normal pura
-20° a 20°	Transcurrente sinistral
20° a 70°	Oblicua-inversa-sinistral
70° a 110°	Inversa
110° a 160°	Oblicua-inversa-dextral
-160° a 160°	Transcurrente dextral
-110° a -160°	Oblicua-normal-dextral
-70° a -110°	Normal
-20° a 70°	Oblicua-normal-sinistral.

3.3. Función de Green Empírica.

En la sismología, el sismograma representa una de las principales fuentes de información, la cual pueda ser manipulada para cualquier estudio posterior. Por esta razón, se han generado diversos estudios para generar sismogramas sintéticos que sirvan para tener un mejor conocimiento del medio en el que se generan los sismos.

La técnica por la cual, las formas de onda para grandes eventos son sintetizados siguiendo el método de la función de Green empírica fue propuesta por Hartzell (1978). Algunas de las revisiones se han realizado por Kanamori (1979) e Irikura (1983, 1986). Este último, en 1986, propone una ley de escalamiento de los parámetros de falla para eventos grandes y pequeños. El método asume que el sismo principal se genera por la superposición de una serie de pequeños eventos que se van generando conforme progresa la ruptura del plano de falla, (figura 3.3.1).

El contar con un gran número de eventos pequeños, cuyos focos estuvieran distribuidos en toda la superficie de la falla sería lo más adecuado, pero esto difícilmente sucede. Sin embargo, con este método se puede usar un solo evento que haya sido generado en el plano de falla y reproducir el sismo principal. Se define, la función objetivo (se refiere al sismo que se pretende simular) y la función elemento



(sismo que servirá para como base para obtener un sismo de gran magnitud, se pueden usar replicas).

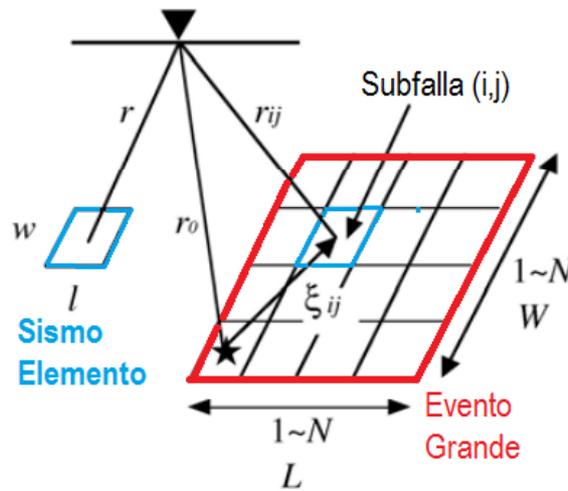


Figura 3.3.1. Representación geométrica del método de la función de Green Empírica. Dado el sismo principal (rojo), subdividido en subfallas que representan el sismo elemento (azul). Modificada de Irikura, 1986.

La función objetivo (sismo principal) y la réplica (función elemento) deben cumplir características geométricas y dinámicas similares, para garantizar que compartan la misma información de la estructura de viaje. Además, deberán tener la misma respuesta instrumental si ambos registros son grabados con el mismo instrumento. En la figura 3.3.2 se observa un diagrama de la función de Green.

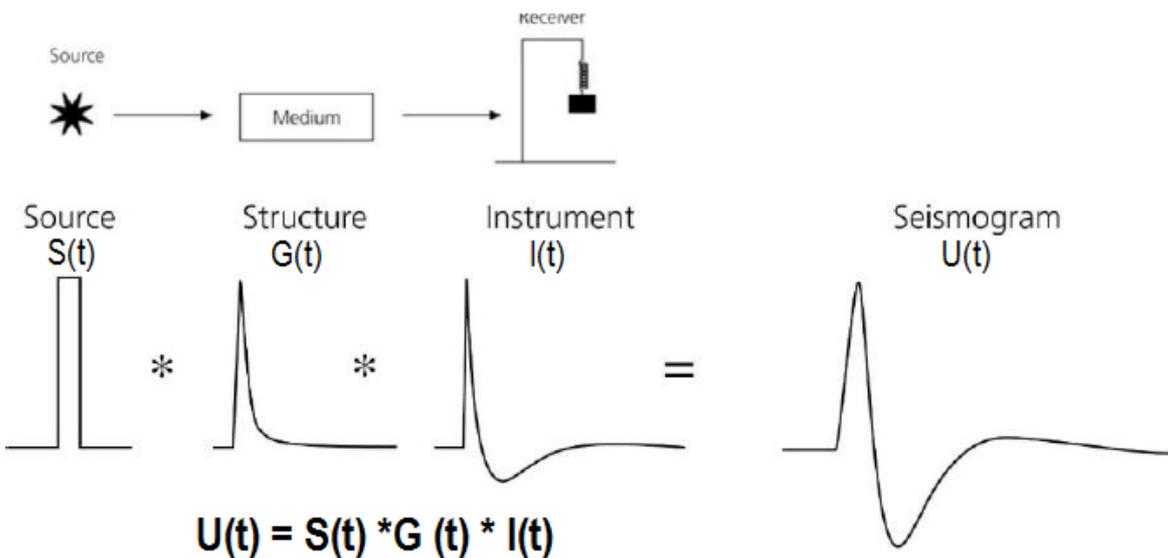


Figura 3.3.2. La función $G(t)$ define el efecto de propagación a través del medio y se conoce como la función de Green. (Stein y Wysession, 2003).

Con 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 de los momentos sísmicos del sismo principal que será simulado y el de la réplica que se usa como función de Green, donde N^3 es igual al número de subfallas en dirección del rumbo (N_x), del echado (N_w) y del tiempo (N_t), como se muestra a continuación:

$$N^3 = (N_x)(N_w)(N_t). \quad (3.4.)$$

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

$$\frac{\overline{U}_o}{\overline{u}_o} = \frac{M_o}{m_o} = N^3 \quad (3.5.)$$

$$\frac{\overline{A}_o}{\overline{a}_o} = \left(\frac{M_o}{m_o} \right)^{1/3} = N \quad (3.6.)$$

Donde:

\overline{U}_o y \overline{u}_o : nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de desplazamiento para la función objetivo y la función elemento, respectivamente.

\overline{A}_o y \overline{a}_o : nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de aceleración para la función objetivo y la función elemento, respectivamente.

M_o y m_o son los momentos sísmicos del evento principal y del sismo pequeño, respectivamente.

Entonces podemos expresar la aceleración de la función objetivo o sismo principal como:

$$A(t) = \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_w} \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_{ij}) * a(t). \quad (3.7.)$$

$$F_{ij}(t-t_{ij}) = \delta(t-t_{ij}) \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta \left[t-t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'} \right] \quad (3.8.)$$



Donde:

n' es un número apropiado para eliminar la periodicidad espuria, r es la distancia de la estación al hipocentro del sismo pequeño, r_{ij} es la distancia de la estación a la función elemento (i,j) , mientras t_{ij} es el tiempo de retraso para la ruptura del punto de salida de la función elemento (i,j) al sitio observado, τ es el tiempo de ascenso (rise time).

El método original demostró que cuando se quiere modelar un sismo muy grande a partir de un evento muy pequeño, se obtienen ciertas deficiencias en las amplitudes espectrales del modelo propuesto por Aki (1967), cuando el resultado del cociente del momento sísmico escalar entre ambos es mayor a 10^3 . Para esta tesis, se utilizó el método con la finalidad de obtener sismogramas sintéticos del sismo del 7 de noviembre de 2012 con magnitud 7.3 (función objetivo), a partir de una réplica de 5.7 (función elemento).

3.4. Método de H/V de Nakamura.

La técnica de HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio), también conocida como la técnica de Nakamura o de QTS (Quasi Transfer Spectrum) tiene su origen de aplicación para la prevención de desastres, esta relación se encontró a partir de sismos fuertes ocurridos en Japón, la cual permite conocer algunas propiedades de los depósitos sedimentarios o suelos.

Este método es muy práctico cuando el área de estudio no tenga que ser afectada por explosiones o la zona sea de baja sismicidad. Debido a que la aplicación de este método solo necesita del ruido sísmico ambiental o microtremor como fuente. Basta con una sola estación (acelerógrafo), sin tener la necesidad de disponer de una estación de referencia. Los microtremores resultan como una herramienta útil y práctica para estimar el efecto del movimiento sísmico en la geología superficial. Se puede entender como microtremor aquellas oscilaciones superficiales de baja amplitud.



Nakamura (1989), propuso que el cociente entre la componente horizontal y la componente vertical en el dominio de la frecuencia era un buen estimador de la respuesta de sitio. Este efecto de sitio consiste en la amplificación de la traza sísmica debido a la influencia de dos factores:

- Efectos superficiales de suelo (condiciones de la geología): se refiere al aumento local de la vibración debida a la resonancia de los suelos situados encima del basamento rocoso. Cuando las ondas sísmicas entran en la cuenca sedimentaria se amplifican, presentando un contraste de velocidades sísmicas importante con la del basamento rocoso, (figura 3.4.1).
- Efectos superficiales de topografía: son las amplificaciones o atenuaciones, generadas por la resonancia de las ondas inducidas por la topografía del lugar.

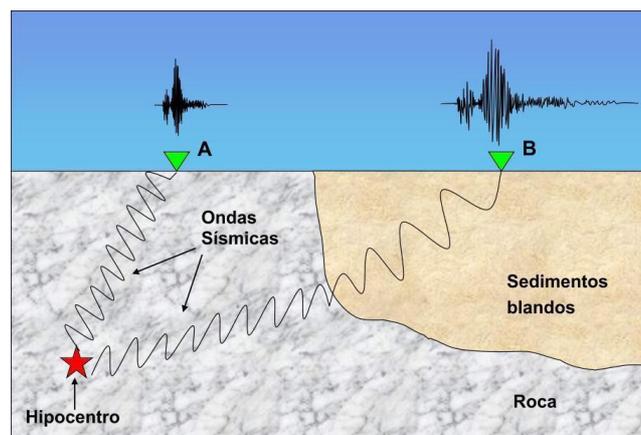


Figura 3.4.1. Registros sísmicos en emplazamientos cercanos pero con características del suelo distintas, A) Suelo duro (roca); B) Sedimentos blandos.

Como solo algunos rangos de frecuencia quedan amplificados, es lo que hace importante poder determinarlos, ya que aquellas estructuras que queden acopladas a ellas, se verán especialmente afectadas por este efecto. Nakamura basa su trabajo en la hipótesis de que un microtremor está compuesto principalmente por ondas de Rayleigh, inducidas por fuentes artificiales (ruido ambiental). Nakamura encontró que en el suelo blando el movimiento horizontal es mayor que el movimiento vertical, por otro lado en un suelo duro, ambos movimientos son similares entre sí, tanto en el valor máximo como en la forma de onda (figura 3.4.2). Además su técnica (HVSR)

permite separar los términos de fuente, trayectoria y de sitio a través de las relaciones entre componentes del movimiento, sin utilizar algún sitio de referencia.



Figura 3.4.2. Movimiento horizontal y vertical en suelo duro y blando. Modificado de ON THE H/V SPECTRUM.

Desarrollando matemáticamente el método de H/V, queda de la siguiente manera:

$$SE(w) = \frac{H_{hs}(w)}{H_{hb}(w)} \quad (3.9)$$

Dónde: $SE(w)$ representa el espectro de los efectos de sitio; $H_{hs}(w)$ es el espectro de Fourier de la onda horizontal en superficie y $H_{hb}(w)$ es el espectro de Fourier de la onda horizontal en la base del movimiento. Como se definió con anterioridad los microtemores contienen ondas superficiales, por tal motivo es necesario remover estos efectos. Se asume que el efecto de las ondas de Rayleigh (OR), están incluidas en el espectro de las ondas superficiales verticales (V_{vs}) y no en la base del movimiento (V_{vb}), así que puede ser definido como:

$$OR(w) = \frac{V_{vs}(w)}{V_{vb}(w)} \quad (3.10)$$

Removiendo el efecto de ondas Rayleigh, dividimos la ecuación 3.9 entre 3.10 y obtenemos:

$$SR(w) = \frac{SE(w)}{OR(w)} = \frac{\frac{H_{hs}(w)}{H_{hb}(w)}}{\frac{V_{vs}(w)}{V_{vb}(w)}} = \frac{H_{hs}(w) \cdot V_{vb}(w)}{H_{hb}(w) \cdot V_{vs}(w)} \quad (3.11)$$

Nakamura demostró experimentalmente, usando registros de sismos y de microtemores que:



$$\frac{V_{Vb}(w)}{H_{hb}(w)} \approx 1 \quad (3.12)$$

Sustituyendo la ecu. 3.12 en la ecu. 3.11 se obtiene:

$$SR(w) \approx \frac{H_{hs}(w)}{V_{Vs}(w)} \quad (3.13)$$

Por lo tanto el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical del movimiento en un mismo sitio puede ser usada como un estimador de los efectos de sitio para ondas internas. De manera visual en la figura 3.4.3 se muestra un diagrama que representa los pasos que se siguen para realizar el método de H/V, mostrado por la ecuación 3.13.

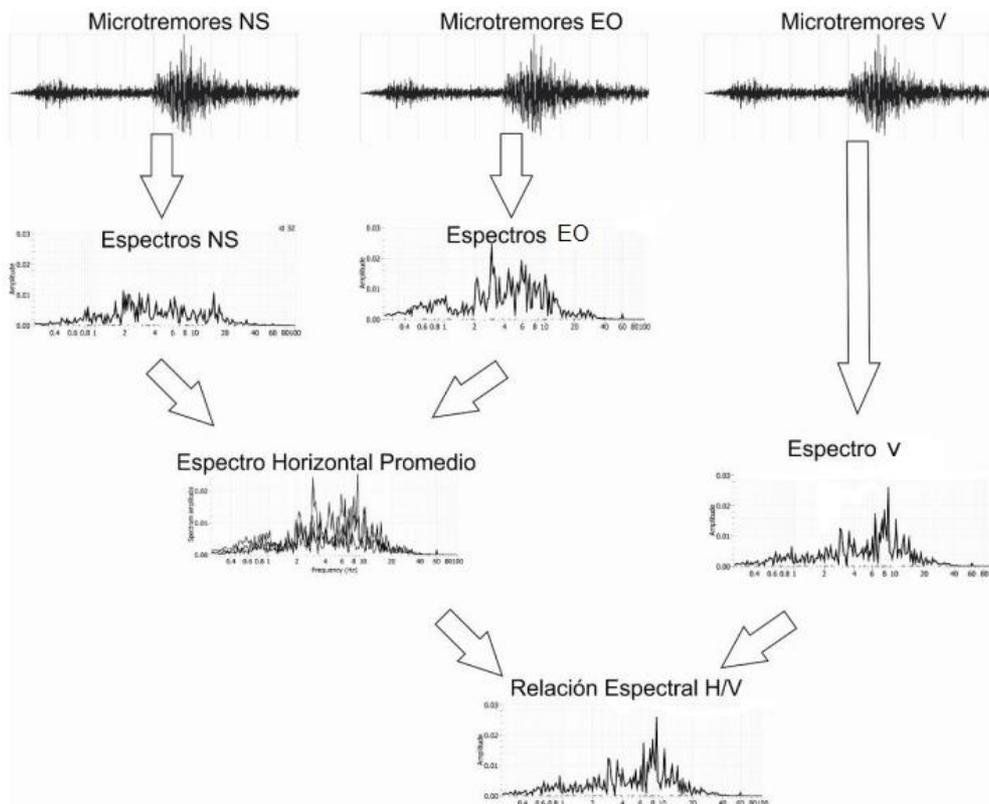


Figura 3.4.3. Diagrama de flujo para el procesamiento de señales con la técnica de Nakamura (H/V). (Jaramillo, 2012).

3.5. Funciones de Transferencia.

El concepto de “función de transferencia” se define en general como el comportamiento de un sistema transmisor, considerado como una “caja negra”, mediante un modelo o fórmula matemática. En sismología se representa de una manera similar, el movimiento de las vibraciones en un sitio observado $U(t)$ (donde tenemos instalada una estación), puede ser expresada como una función de fuente $S(t)$ (función que genera el sismo) convolucionada con la función de transferencia debido a las estructuras geológicas $G(t)$.

Como la señal de salida es afectada por el instrumento en el cual fue registrada, tendremos una función de transferencia relacionada con el instrumento $I(t)$, la cual puede ser removida haciendo una deconvolución con las constantes del instrumento en cuestión, la combinación de todos estos efectos nos daría como resultado la traza sísmica $U(t)$. Matemáticamente lo podemos expresar por una convolución.

$$U(t) = S(t) * G(t) * I(t) \quad (3.14)$$

El reto y problema que debe resolver la sismología es encontrar las funciones de generación y transferencia de los medios geológicos, con la finalidad de poder estimar el movimiento del terreno. Para determinar la respuesta dinámica de terreno ante la ocurrencia de un sismo, es importante conocer cómo influyen algunos parámetros del medio donde las ondas se propagan, como son:

- La velocidad a la que viajan las ondas sísmicas.
- El espesor del estrato (H).
- Densidad (ρ).

Una técnica útil para realizar este tipo de análisis, es el uso de funciones de transferencia (FT). Esta metodología es similar al método de H/V de Nakamura, pero se diferencia porque esta toma en cuenta la relación entre el espectro de Fourier de



registros de aceleración en superficie de las componentes horizontales (NS y EW), con respecto a los que se encuentran en roca (figura 3.5.1). Dicho de otro modo, la amplificación o efecto del suelo es la relación entre la amplitud de la componente horizontal del movimiento sísmico en el basamento rocoso y en la superficie. A nivel espectral la función de transferencia puede ser expresada como:

$$FT(w) = \frac{EF_{HS}}{EF_{HB}} \quad (3.15)$$

Dónde: $FT(w)$ es la función de transferencia, EF_{HS} y EF_{HB} son, respectivamente, el espectro horizontal del terreno en superficie y en el basamento rocoso.

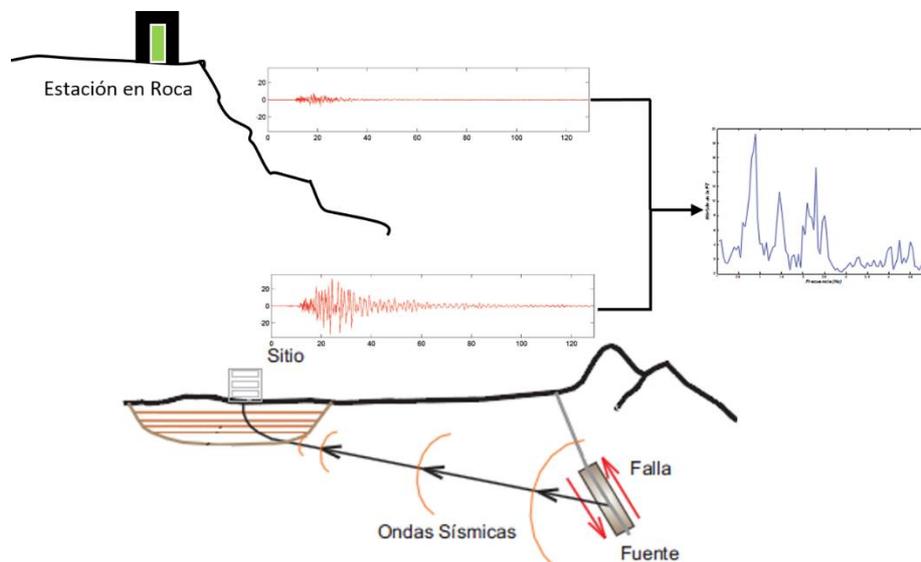


Figura 3.5.1. Diagrama para la obtención de las funciones de transferencia. A) Es la estación de referencia; A.1) es el registro de aceleración obtenido en la estación de referencia; B) representa una estación que sufre los efectos de la amplificación del suelo; B.1) Es el registro de aceleración de la estación en suelo blando; C) es el resultado de la división entre los espectros de la estación B) con respecto al espectro de la estación A).

3.6. Espectros de Respuesta.

El movimiento dado por un cuerpo ubicado en el espacio se puede descomponer en tres rotaciones y tres traslaciones independientes, referidas a los ejes coordenados. Sin embargo, cuando el cuerpo se encuentra unido mecánicamente a otros cuerpos, algunos de estos movimientos elementales desaparecen, a estos se les denomina grados de libertad.

El espectro de respuesta de un acelerograma, representa la respuesta máxima de un oscilador de un grado de libertad y de masa unitaria (m), que puede tener un desplazamiento $u(t)$, con frecuencia ω_0 , ligado a una referencia fija mediante un elemento vertical que proporciona rigidez (k) y amortiguamiento ξ , (figura 3.6.1, (izq)). Cuando el sistema sufre una excitación externa debida a un movimiento sísmico $U_g(t)$, el cual tiene asociados desplazamientos originados por la fuerza excitadora (figura 3.6.1.,(der)), entonces, las fuerzas y momentos internos ya no estarán en equilibrio y empezaran a ocurrir vibraciones.

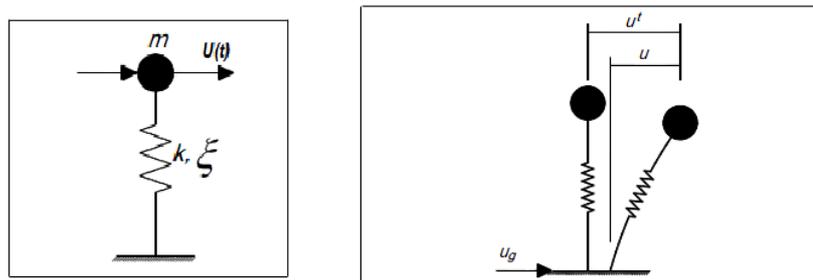


Figura 3.6.1. Sistema de un grado de libertad.

Por este motivo el espectro de respuesta (ER) constituye una importante herramienta de la dinámica estructural, que tiene gran utilidad en el área del diseño sísmico. En forma general, se puede definir como un gráfico de la respuesta máxima (desplazamiento, velocidad, aceleración, etc.), que produce una acción dinámica determinada en un sistema de un grado de libertad para distintas relaciones de amortiguamiento.

En la construcción de un espectro de respuesta se consideran varias estructuras de un grado de libertad u oscilaciones simples con diferentes periodos de vibración T , y con un amortiguamiento igual, figura 3.6.2. Todos estos osciladores son sometidos al mismo efecto del sismo, con lo que cada uno de ellos presentara una respuesta diferente. Una vez calculada la respuesta de los osciladores es posible determinar el máximo de cada uno de ellos y representarlo en un gráfico en función del periodo de vibración, para obtener así un espectro de respuesta, es decir,

que la respuesta máxima de cada oscilador con periodo T representa un punto del espectro.

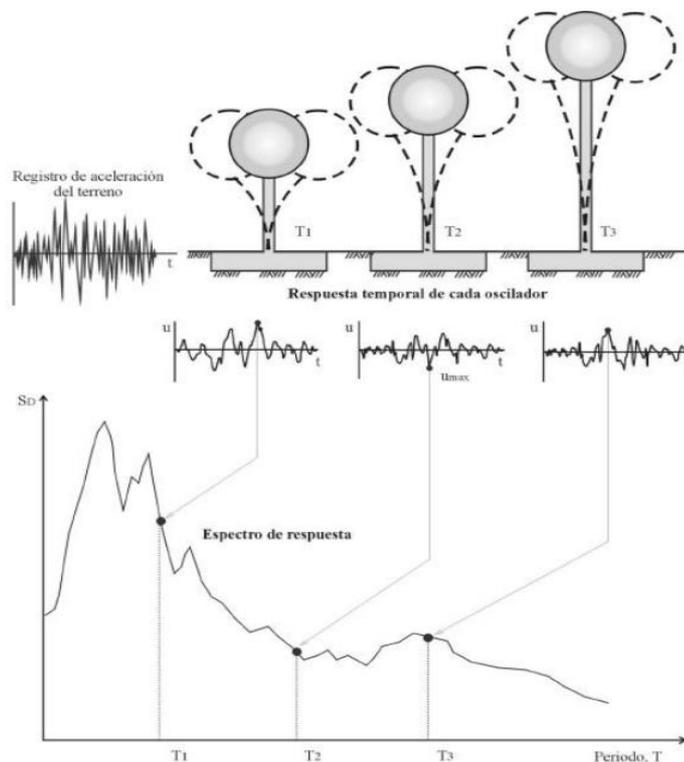


Figura 3.6.2. Determinación del Espectro de Respuesta.

La respuesta dinámica que sufre un edificio durante un sismo, depende de la relación entre el periodo de vibración de las ondas sísmicas y su propio periodo de vibración. En la medida que ambos periodos comienzan a igualarse y su relación se acerque a la unidad, la edificación entrara en resonancia. Lo que provocara un aumento significativamente en las deformaciones y aceleraciones del edificio y en consecuencia los esfuerzos en sus elementos estructurales.

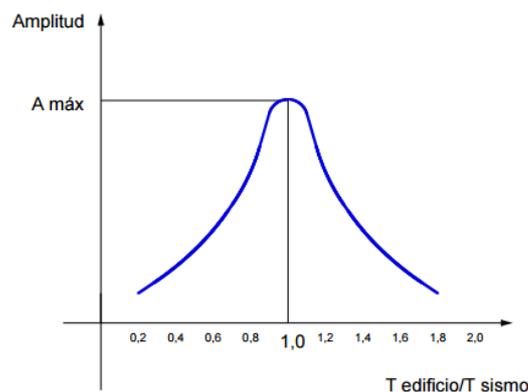


Figura 3.6.3. Variación de la aceleración (o el desplazamiento) en función de la relación de los periodos de oscilación del edificio y del sismo.

3.6.1. Teoría de Vibraciones Aleatorias, TVA.

La teoría de vibraciones aleatorias estudia el movimiento oscilatorio de los sistemas mecánicos sometidos a la acción de fuerzas variables con el tiempo. Las vibraciones se denominan deterministas cuando se conoce el valor o magnitud de las fuerzas excitadoras en cualquier instante, y aleatorias cuando no es posible conocer el valor de estas, en cuyo caso solamente se conocen valores estadísticos de las excitaciones.

Se dice que un sistema está vibrando cuando se encuentra agitado, temblando o de alguna manera moviéndose de un lado a otro, si este movimiento es impredecible se le conoce como vibración aleatoria. Debido a que el movimiento es aleatorio, no se puede predecir su valor exacto para cierto instante. Sin embargo es posible hallar la probabilidad de que el movimiento se encuentre en ciertos límites para ese valor de tiempo. La teoría de vibraciones aleatorias (TVA) parte de la idea de que se conoce el espectro de Fourier y que dicho espectro permite estimar los valores máximos de la respuesta de un oscilador de un grado de libertad sometido a una excitación. Entonces, el Espectro de Respuesta Estimado (ERE) estará dado por:

$$ERE = a_{cm} \cdot Fp \quad (3.16)$$

Dónde: Fp es el Factor pico y a_{cm} representa la aceleración cuadrática media. Para obtener este valor se recurre al teorema de Parseval del cual bajo las hipótesis descritas se deduce que:

$$a_{cm} = \sqrt{\frac{Mo}{T_{cm}}} \quad (3.17)$$

Donde T_{cm} es la duración de la señal y Mo corresponde al momento de orden cero y está definido por la ecuación 3.18.

$$Mo = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} [Y(\omega)]^2 d\omega \quad (3.18)$$



$Y(\omega)$: representa la transformada de Fourier de la señal cuyo máximo desea estimarse. Sea el acelerograma producido en alguna estación en el dominio del tiempo $a(t)$, su correspondiente transformada de Fourier estará dada por $A(\omega)$. Para obtener el espectro de Fourier en cualquier otra estación en la cual no existe este registro, se requiere un historial de efectos de sitio generados por la Función de Transferencia Empírica promedio (FTE_p), entre la estación que desea estimarse y la estación de la que se conoce el registro sísmico. Además de que se debe multiplicar por la función de transferencia del oscilador de un grado de libertad, como se muestra a continuación:

$$Y(\omega) = A(\omega) \cdot FTE_p(\omega) \cdot H(\omega) \quad (3.19)$$

Dónde: FTE_p es la función de transferencia empírica promedio. $A(\omega)$ es el espectro del sismo que se quiere estimar, $H(\omega)$ es la función de transferencia del oscilador de un grado de libertad. Por otro lado, el factor pico que depende de N , (número de cruces de la señal por el eje del tiempo, ecuación 3.21), puede ser calculado por la ecu. 3.20.

$$Fp = \sqrt{2 \ln N} + \frac{\gamma}{\sqrt{2 \ln N}} \quad (3.20)$$

$$N = \frac{D_s}{\pi} \cdot \sqrt{\frac{M_2}{M_0}} \quad (3.21)$$

La constante de Euler es representada por $\gamma = 0.557$, D_s representa la duración de la fase intensa del registro y M_2 corresponde al momento de segundo orden definido por la ecuación 3.22.

$$M_2 = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \omega^2 [Y(\omega)]^2 d\omega \quad (3.22)$$

En resumen, el procedimiento que se utiliza para calcular el valor esperado (promedio) de la respuesta máxima de un oscilador, mostrado en la ecuación 3.16, puede ser descrito en varios pasos.



1. Calcular la función de transferencia empírica promedio.
2. Calcular el espectro de amplitudes del sismo que desea estimarse en el sitio donde no fue registrado, $A(w)$.
3. Calcular el valor de la aceleración cuadrática media (ecuación 3.17), a partir del momento de orden cero.
4. Evaluar el factor pico con las ecuaciones 3.20, 3.21 y 3.22.
5. Finalmente, y ya teniendo todos los pasos anteriores, calcular el ERE con la ecuación 3.16



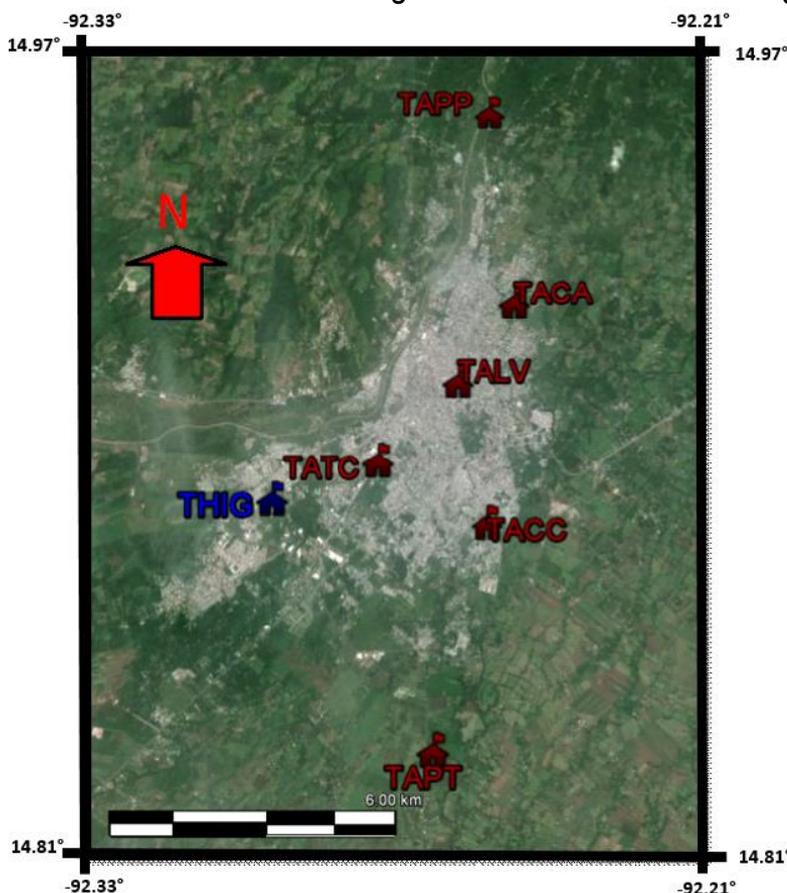
CAPÍTULO 4. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS.

4.1. Introducción.

En este capítulo se relacionara en forma secuencial los fundamentos teóricos y algunos estudios previos que se han realizado en la región con lo implementado en esta tesis. La finalidad es estimar las aceleraciones máximas en la Ciudad de Tapachula ante el efecto del sismo de Guatemala, ocurrido a 68 km al suroeste de C.D. Hidalgo Chiapas y cuya magnitud fue de 7.3 (SSN). Para ello tomaremos las bases teóricas descritas en el capítulo 3. Además se mencionara la adquisición de los datos utilizados, el por qué fueron utilizados estos y el procesamiento que se les dio. Los resultados se discutirá junto con el método aplicado en cada caso.

4.2. Población de datos.

Se usaron registros sísmicos del Catálogo de Registros Sísmicos de la Red



Temporal en Tapachula, Chiapas (2011), instalada en el periodo del 15 de junio al 29 de julio de 2011 por el Instituto de Ingeniería y el Instituto de Geofísica de la UNAM. La red estuvo constituida por 6 estaciones distribuidas en toda la Ciudad.

En las estaciones se instalaron acelerografós de la marca Kinematics, modelo K2. Además de sismografós de banda ancha de la marca Guralp, modelo CMG-40T, utilizados en

Figura 4.2. Localización de las estaciones temporales.



cuatro estaciones con grabaciones de velocidad. Se grabaron 9469 registros (aceleración-velocidad), de los cuales solo 220 fueron sismos con magnitud entre 3.1 y 4.9. En la figura 4.2.1 se tiene la distribución de las estaciones en la mancha urbana de Tapachula.

Tabla 4.2.1. Clave de la estación, nombre, institución y coordenadas UTM (región 15 P) de las estaciones de la red temporal y del SSN, a excepción de las estaciones de TALV y TACA todas las demás estaciones grabaron registros de velocidad y aceleración.

ESTACIÓN	NOMBRE	INSTITUCION	LONGITUD [m]	LATITUD [m]
TACA	Colegio de Arquitectos	IINGEN	580897.33	1649617.99
TACC	Colegio de Ingenieros Civiles	IINGEN	580430.57	1644884.23
TALV	Lavanderia	IINGEN	579693.3	1647906.92
TAPP	Planta Potabilizadora	IINGEN	580222.33	1653859.67
TAPT	Planta de Tratamiento	IINGEN	579417.61	1640196.32
TATC	Tecnologico de Tapachula	IINGEN	578013.31	1646205.33
THIG	Tapachula	SSN	575728.27	1645394.23

Además, se contaron con registros de velocidad de la Red del Complejo Volcánico del Tacaná (CVT), cuyo monitoreo y procesamiento se lleva a cabo entre el Instituto de Geofísica de la UNAM, la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH), el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), Protección Civil de Chiapas y Protección Civil de Tapachula. La red del Tacaná consta de 4 estaciones sísmicas triaxiales de banda ancha (figura 4.2.2), los sensores sísmicos son de tipo Guralp CMG-6TD que tiene una capacidad de respuesta de 50 [Hz] a 30 [s].

Tabla 4.2.2. Clave de la estación, nombre, institución y coordenadas UTM (región 15 P) de las estaciones del CVT.

ESTACIÓN	NOMBRE	INSTITUCIÓN	LATITUD [m]	LONGITUD [m]
CHIQ	Población Chiquihuites	SSN	1668880.15	595822.34
CIMA	Ubicada en la cima del volcan	SSN	1672935.03	595537.25
PATR	Municipio La Patria	SSN	1671391.84	582307.97
PAVE	Municipio de Pavencul	SSN	1679913.18	588454.86

De los 220 registros antes mencionados se eligieron 17 eventos sísmicos, estos fueron elegidos tomando en consideración que estuvieran registrados en las 6 estaciones de aceleración de la red temporal, instalada en Tapachula, Chiapas, (Tabla 4.2.3.).



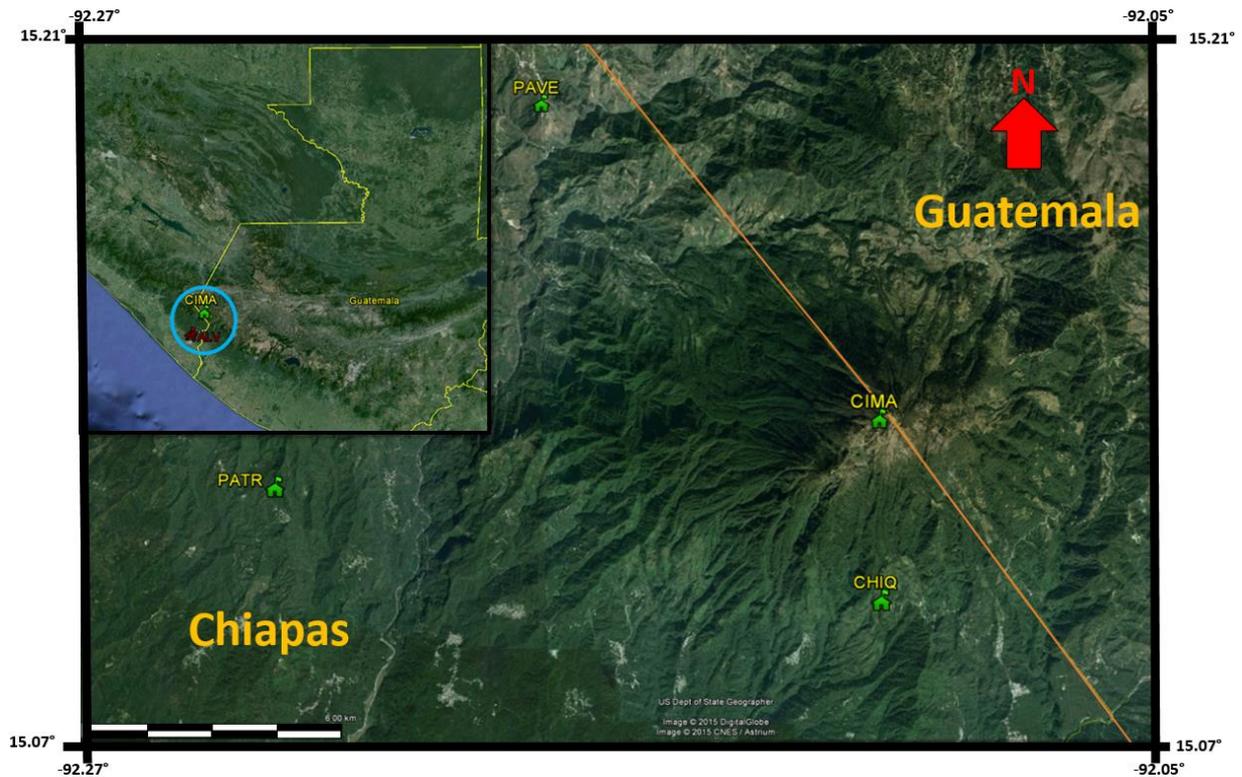


Figura 4.2.2. Localización de las estaciones del Complejo Volcánico Tacaná.

Tabla 4.2.3. Eventos sísmicos de baja magnitud elegidos para este estudio. Los datos fueron tomados del Catálogo de Registros Sísmicos de la Red Temporal en Tapachula, Chiapas.

# DE SISMO	FECHA	HORA GMT	LATITUD	LONGITUD	MAGNITUD	PROF [Km]	ZONA
1	19/06/2011	07:33:38	14.51	-92.82	3.6	16	75km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas
2	28/06/2011	15:13:37	13.81	-91.42	4	80	124 km al sureste de CD Hidalgo, Chiapas
3	01/07/2011	07:14:24	14	-92.3	4.1	20	76 km al sur de CD Hidalgo, Chiapas
4	01/07/2011	08:38:07	14.68	-92.8	3.8	4	62 km al suroeste de Huixtla, Chiapas
5	01/07/2011	10:07:12	13.91	-91.59	3.9	82	104 km al sureste de CD Hidalgo, Chiapas
6	01/07/2011	17:35:30	14.76	-92.58	3.3	78	62 km al suroeste de Tapachula, Chiapas
7	05/07/2011	09:25:35	14.18	-92.17	4.1	24	55 km al sur de CD Hidalgo, Chiapas
8	07/07/2011	14:24:10	15.06	-92.88	3.7	89	42 km al sur de Mapastepec, Chiapas
9	11/07/2011	16:02:43	15.53	-93.05	4.4	72	20 km al noroeste de Mapastepec, Chiapas
10	12/07/2011	10:06:29	14.77	-92.76	4	77	51 km al suroeste de Huixtla, Chiapas.
11	14/07/2011	09:32:58	14.6	-92.62	3.8	76	51 km al oeste de CD Hidalgo, Chiapas.
12	14/07/2011	09:37:13	14.64	-92.62	4.1	60	49 km al suroeste de Tapachula, Chiapas
13	18/07/2011	22:57:58	14.46	-92.39	3.7	28	35 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas
14	22/07/2011	06:38:53	14.56	-93.62	4.6	23	125 km al suroeste de Mapastepec, Chiapas.
15	22/07/2011	10:07:39	14.14	-93.26	4.7	22	133 km al suroeste de CD Hidalgo, Chiapas
16	23/07/2011	06:27:12	14.57	-93.65	4	24	126 km al suroeste de Mapastepec, Chiapas
17	27/07/2011	05:59:00	14.39	-91.98	4.5	93	37 km al sureste de CD Hidalgo, Chiapas.

4.3. Procesamiento previo.

A los 17 acelerogramas de la red temporal se les hizo una corrección por línea base y un ventaneo de tipo Hanning para minimizar las amplitudes al inicio y al final de la señal. La ventana Hanning ha sido la más usada en los análisis de microtrepidaciones (Stäl & Westberg, 1996; Giraldo, 1999).



De igual manera se tomaron los mismos 17 eventos sísmicos (tabla 4.2.3) para la red del CVT, en las 4 estaciones (CIMA, CHIQ, PATR, PAVE) y 3 componentes. A los registros se les realizó una corrección instrumental, se les removió la media y la línea de tendencia y finalmente se les hizo un ventaneo de tipo Hanning.

4.3.1. Corrección Instrumental.

Cuando un impulso es grabado por un sensor la señal que se genera a través de su transductor ya no es un impulsivo, sino una versión alargada del mismo. La cual recibe el nombre de ondícula, cuya forma y duración dependen del amortiguamiento y frecuencia natural del instrumento respectivamente (Cordero Calle, 2003).

Puesto que se tiene diferentes instrumentos con diferentes respuestas, es necesario remover el efecto instrumental. La finalidad de esto, es poder recuperar la traza sísmica original emergente del terreno que se esté analizando. Para la respuesta instrumental de los sensores Güralp CMG-6TD, la forma genérica de la función de transferencia en términos de la variable de Laplace "s", (*Test and calibration data, Güralp systems*), está dada por:

$$\frac{V(s)}{x} = G \cdot A_0 \cdot H(s) \quad (4.1.)$$

Donde:

V(s) es la señal de salida, la cual es el efecto global de la mecánica interna y la electrónica del instrumento y x es la señal de entrada deseada, la cual correspondería al sismograma que se quiera corregir.

G: es la sensibilidad o constante de ganancia total del instrumento.

A₀: es una constante que se evalúa para hacer la magnitud de $A_0 \cdot H(s)$ la unidad.

H(s): la función de transferencia del sensor que puede ser expresada como:

$$H(s) = \frac{\prod_{n=1}^N (s - z_n)}{\prod_{m=1}^M (s - p_m)} \quad (4.2.)$$



z_n : son las raíces polinomiales del numerador, dado por los ceros de la función de transferencia. p_m : son las raíces polinomiales del denominador, dado por los polos de la función de transferencia.

Se elaboró un macro para la corrección instrumental en el programa SAC (Seismic Analysis Code), el cual: remueve la media, la línea de tendencia de las trazas y hace la deconvolución de las señales con las constantes del instrumento, (constante de normalización y archivos de polos-zeros). Las hojas de calibración del instrumento fueron proporcionadas por el SSN. En la tabla 4.3.1 tenemos algunos de los datos necesarios para lo antes mencionado.

Tabla 4.3.1. Polos, ceros y constantes del sismógrafo Guralp CMG-6TD.

Parámetro		Valores	Unidades
Zn	Ceros	0 0	rad/s
Pn	Polos	-0.148+0.148i -0.148-0.148i -391.955+850.693i -391.955-850.693i -2199.11 -471.23	rad/s
A	Factor de normalización	5.85E+08	
G _S	Sensibilidad	2354	V/m/s
f _o	Frecuencia de normalización	1	Hz
G _D	Ganancia del digitalizador	1.04E+06	Cuenta/V

A continuación los pasos para realizar la corrección instrumental.

1. Se calcula A_0 (en términos de radianes), esto se logra aplicando la siguiente ecuación:

$$A_0 = A \cdot 2\pi^{(nP-nZ)} \quad (4.3.)$$

Donde: nP=número de polos y nZ=número de ceros.

1. Se calcula ganancia total del instrumento, multiplicando la ganancia del sensor (sensibilidad), por la ganancia del digitalizador, (ecuación 4.4).

$$G = G_S \cdot G_D \quad (4.4.)$$

2. Posteriormente se obtiene la constante de normalización. Está realiza la conversión de unidades de cuentas a metros o centímetros. La constante de normalización se



obtiene multiplicando el factor de normalización (A_o) por la ganancia total del instrumento:

$$Cons = A_o \cdot G . \quad (4.5)$$

4. En el software SAC leemos las trazas y aplicamos los comandos:

- rmean (Remueve la media)
- rtrend (Remueve la línea de tendencia)
- Transfer from polezero subtype Cl.PZ to none

El comando transfer se encarga de hacer la deconvolución entre la traza de interés con el archivo Cl.PZ, (este archivo contiene los polos y ceros, además de la constante de normalización calculada anteriormente).

5. Finalmente, aplicamos un filtro Butterworth pasa altas con 0.1 Hz.

Luego de corregir cada componente de las trazas, se usó el programa de Geopsy para exportarlas en formato txt, juntando en un solo archivo las tres componentes (N-S, Z y E-W), la primera columna corresponde a N-S, la segunda a la componente vertical y la tercera a la E-W, para tener un mejor manejo en el programa de Matlab.

4.4. Aplicación del Método de Función de Green Empírica.

Para determinar cómo sería el movimiento y las aceleraciones máximas (PGA) ante la ocurrencia de un sismo de gran magnitud en la Ciudad de Tapachula, se buscó utilizar el sismo de Guatemala del 7 de noviembre de 2012. Reportado por el SSN, con una magnitud de 7.3 a 68 km al suroeste de Cd. Hidalgo, en el estado de Chiapas y que ocurrió a las 16:35:51 hora UTC.

Como la red temporal no estuvo instalada en el periodo en el que sucedió este sismo, no se tenían registros sobre este evento en la Ciudad de Tapachula. Lo ideal era tener registros de este evento en alguna estación cercana a nuestro sitio de interés, por lo cual el SSN nos proporcionó sismogramas registrados en estaciones cercanas a la



Ciudad de Tapachula, correspondientes a la red del Tacaná (figura 4.2.2), y a una estación llamada THIG (figura 4.2.1). Desafortunadamente los registros presentaban saturación (figura 4.4.1.), razón por la cual se decidió aplicar un método alternativo a este problema. El método de función de Green Empírica propuesto por Irikura en 1986, el cual modela una fuente sísmica de un terremoto de gran magnitud a partir de pequeños sismos.

Para esta tesis se modeló el sismo principal en las 4 estaciones de la red del Tacaná y no para la estación THIG. Esto porque esta última, solo grabó el evento principal y no los 17 eventos que se escogieron con anterioridad en la red temporal (ver sección 4.2.), los cuales nos servirán para calcular las funciones de transferencia en la sección 4.6.

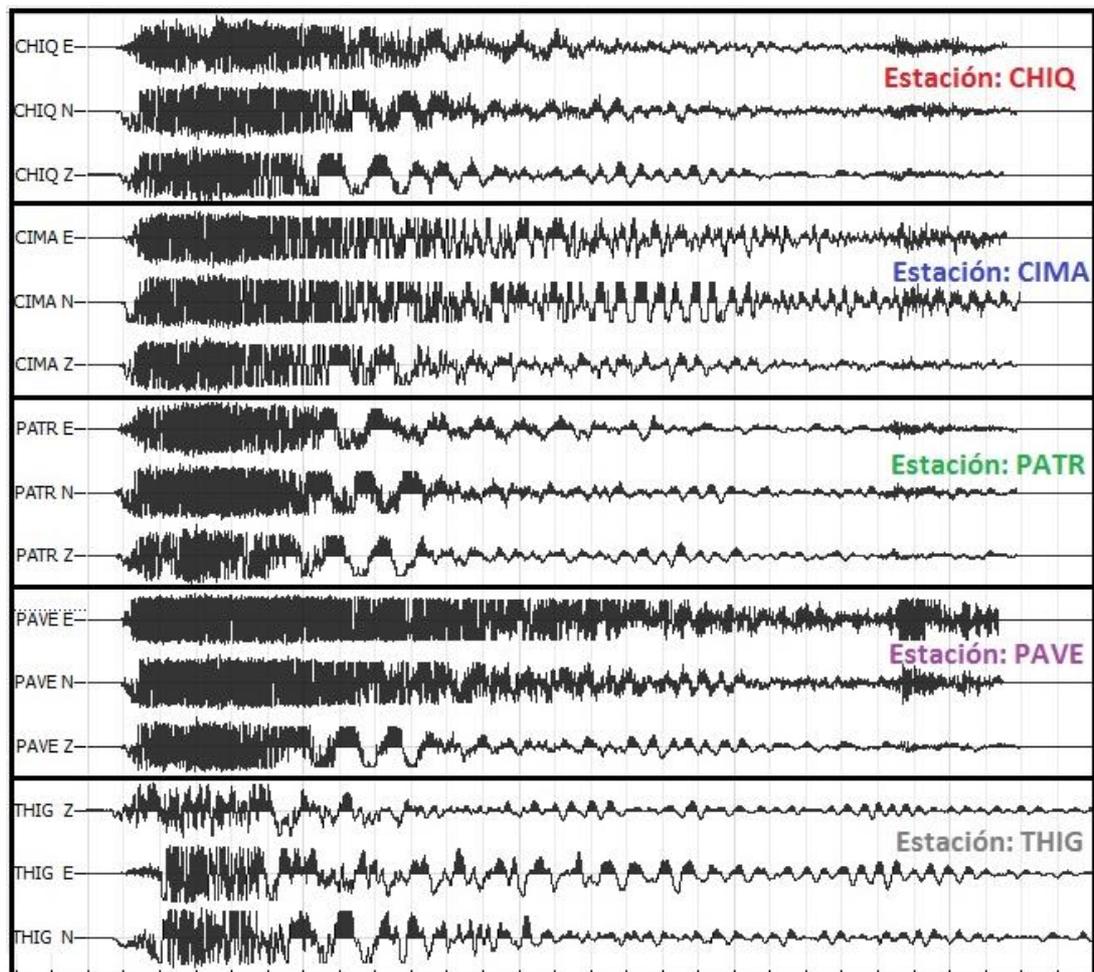


Figura 4.4.1. Saturación de las componentes N-S, E-W y vertical de las estaciones de la red del CVT (estaciones: CHIQ, CIMA, PATR, PAVE), así como la estación THIG.

Para poder simular el evento del sismo principal o función objetivo, se requiere de un sismo pequeño o una réplica. Se eligió la réplica que ocurrió el mismo día a las



22:42:49 UTC con magnitud de 5.7 y con una profundidad de 12.6 km reportado por CMT de Harvard, ya que presenta características similares con el sismo principal, (figura 4.4.2). En la tabla 4.4.1., se tiene parte de la información que será necesaria para hacer la simulación.

Tabla 4.4.1. Características principales del sismo objetivo y del sismo elemento, información obtenida del CMT de Harvard y del SSN.

Sismo	Fecha	Hora (UTC)	Localización	Profundidad	Magnitud	Rumbo	Echado	Angulo de deslizamiento	Momento Escalar	Mecanismo Focal
Objetivo (SSN)	07-nov-12	16:35:51	14.08°N , 92.32°W	16 km	7.3	291°	25°	81°	1.45E+27	
Elemento (CMT)	07-nov-12	22:42:49	13.63°N , 92.61°W	12.6 km	5.7	289°	23°	86°	4.39E+24	

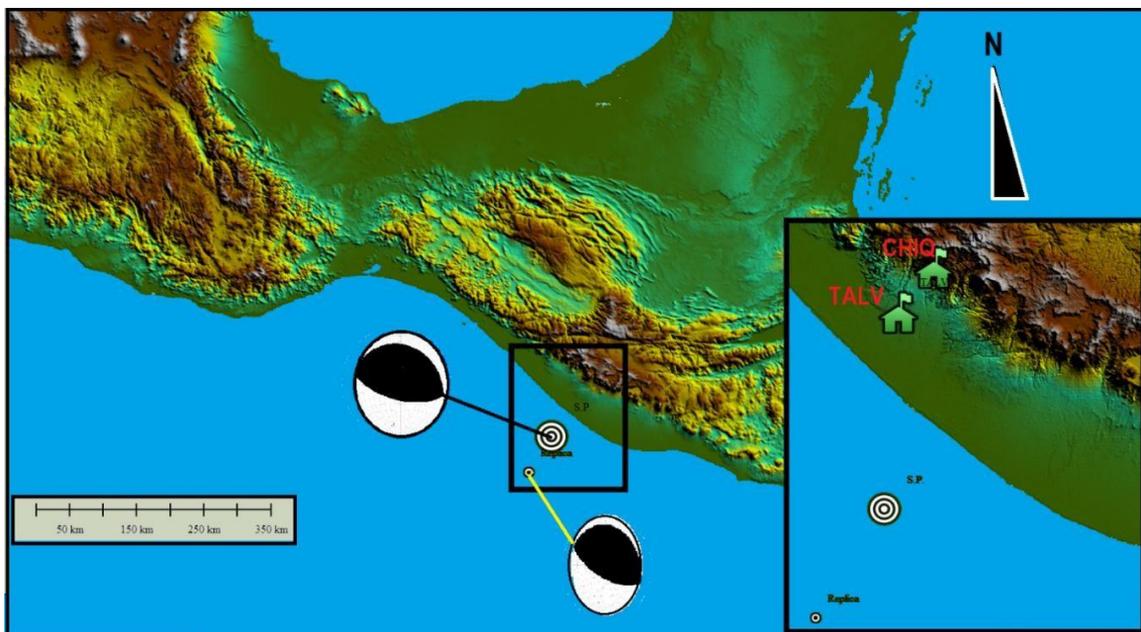


Figura 4.4.2. Localización del sismo principal y la réplica, mecanismo focal y ubicación de la estación CHIQ en el Tacaná y TALV en el centro de la Ciudad de Tapachula.

4.4.1. Características geométricas y cinemáticas de la fuente.

Como se mencionó con anterioridad, para el cálculo de sismogramas sintéticos se requieren diversas condiciones y parámetros para poder estimarlos, tal es el caso de los que se mencionaran en este apartado.

Cuatro parámetros de la fuente afectan principalmente a la radiación sísmica, estas son: a) el desplazamiento final (promedio) en la falla, b) las dimensiones de la

falla (longitud y anchura), c) la velocidad de ruptura (V_r) y d) la velocidad de partícula, esta corresponde a la velocidad en que una partícula individual en la falla, se desplaza desde su posición inicial a su posición final, (Lay y Wallace, 1995).

Definimos el número de subfallas en que se dividirá al área del sismo principal. Esto lo haremos con la ecuación 3.6., vista en el capítulo 3.

$$\frac{\overline{A}_o}{a_o} = \left(\frac{M_o}{m_o} \right)^{1/3} = N \quad (3.6)$$

Conocemos los datos de momento sísmico escalar reportados por el CMT de Harvard (tabla 4.4.1), para el sismo objetivo y el sismo elemento, por lo que la ecuación 3.6., queda expresada como:

$$N = \left(\frac{1.45 \times 10^{27}}{4.39 \times 10^{24}} \right)^{1/3} = 6.9124 \approx 7 \quad (4.6.)$$

Lo anterior quiere decir que tendremos un área total dividida en $N \times N$ subfallas, es decir un total de 49. Posteriormente definiremos la distancia epicentral y el azimut que hay entre cada una de las estaciones de la red de Tacaná con el sismo principal y la réplica. Cuando la ruta de la trayectoria a la estación no es perpendicular a la falla, las ondas de cuerpo generadas a partir de diferentes segmentos de la falla tendrán diferentes longitudes de trayectoria a la estación de grabación y tiempos de viaje desiguales.

Para el modelo de Haskell la función de tiempo de origen es un trapecoide en todas las estaciones (figura 4.4.3), pero su longitud total varía. Esta dependencia acimutal debida a la propagación de fallas es conocida como directividad. (Lay y Wallace, 1995). Para este estudio se tuvo poca cobertura azimutal como puede verse en la tabla 4.4.2.

Tabla 4.4.2. Distancia epicentral y azimut del sismo principal y replica con las estaciones del Tacana.

ESTACIÓN	DISTANCIA EPICENTRAL [Km]		AZIMUT [ϕ°]	
	S. PRINCIPAL	REPLICA	S. PRINCIPAL- ESTACIÓN	REPLICA - ESTACIÓN
CHIQ	114.42	170.69	11.30	18.32
CIMA	118.34	174.45	10.78	17.81
PATR	115.06	169.37	4.44	13.70
PAVE	124.15	179.15	6.96	14.97



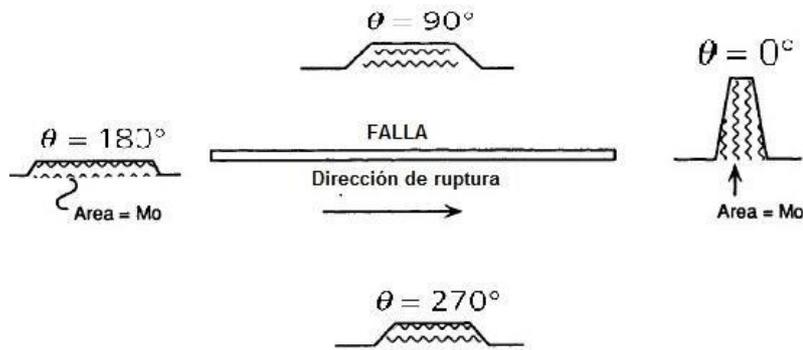


Figura 4.4.3. Variabilidad azimutal de la función de tiempo de origen de ruptura en una falla unilateral.

Modificado de Lay y Wallace, 1995.

✓ Área de ruptura.

Para calcular la geometría y dimensiones de la fuente se hicieron tres propuestas, en el primer caso se utilizaron las ecuaciones de Strasser (2010), donde presenta relaciones entre el área de ruptura (A), la longitud de ruptura (L), ancho de ruptura (W) y la magnitud del momento de los terremotos que ocurren en ambientes de subducción.

$$\log_{10}(L) = a_L + b_L M_w; \quad L = 10^{a_L + b_L M_w} \quad (4.7.)$$

$$\log_{10}(W) = a_W + b_W M_w; \quad W = 10^{a_W + b_W M_w} \quad (4.8.)$$

$$\log_{10}(A) = a_A + b_A M_w; \quad A = 10^{a_A + b_A M_w} \quad (4.9.)$$

Los resultados de la regresión para las relaciones de las dimensiones de ruptura para eventos interplaca (que ocurre en los límites de placa), están dados en la tabla 4.4.3.

Tabla 4.4.3. Resultados de la regresión para relaciones entre las dimensiones de ruptura, s.e denota el error estándar de cada uno de los coeficientes, el coeficiente de determinación múltiple R^2 y el número total de eventos considerados para la regresión (N). Modificada de Strasser (2010).

	a	s.e. (a)	b	s.e. (b)	σ	R^2	N
$\log_{10}(L) = a_L + b_L \times M_w$	-2.477	0.222	0.585	0.029	0.180	0.814	95
$\log_{10}(W) = a_W + b_W \times M_w$	-0.882	0.226	0.351	0.029	0.173	0.634	85
$\log_{10}(A) = a_A + b_A \times M_w$	-3.476	0.397	0.952	0.051	0.304	0.805	85
$M_w = a + b \times \log_{10}(L)$	4.868	0.141	1.392	0.069	0.277	0.814	95
$M_w = a + b \times \log_{10}(W)$	4.410	0.277	1.805	0.151	0.392	0.634	85
$M_w = a + b \times \log_{10}(A)$	4.441	0.179	0.846	0.046	0.286	0.805	85

Sustituyendo los valores de la tabla anterior en las ecuaciones 4.7, 4.8 y 4.9, tenemos los resultados para el área de ruptura según el modelo de Strasser (2010), como se muestra a continuación.



$$L = 10^{-2.477+(7.3*0.585)} = 62.15km \quad (4.10)$$

$$W = 10^{-0.882+(7.3*0.351)} = 47.89km \quad (4.11)$$

$$A = 10^{-3.476+(7.3*0.952)} = 2975.77 \approx 2976km^2 \quad (4.12)$$

El segundo modelo que se utilizó para determinar el área de ruptura fue el propuesto por Wells y Coppersmith (1994), donde se compilaron diversos parámetros de fuente, para terremotos históricos en todo el mundo para desarrollar una serie de relaciones empíricas entre magnitud de momento, longitud de la superficie de ruptura, longitud de la ruptura en el subsuelo, ancho de ruptura, desplazamiento máximo y promedio por evento.

$$SRL = 10^{a_{SRL} + b_{SRL} * M} \quad (4.13); \quad RLD = 10^{a_{RLD} + b_{RLD} * M} \quad (4.14);$$

$$RW = 10^{a_{RW} + b_{RW} * M} \quad (4.15); \quad RA = 10^{a_{RA} + b_{RA} * M} \quad (4.16);$$

Los parámetros de las ecuaciones 4.13 a 4.16 se muestran en la tabla 4.4.4., las comparaciones del estudio realizado por Wells y Coppersmith sugieren que la longitud de ruptura en la superficie proporciona una estimación mínima de la longitud de ruptura del subsuelo. Por lo tanto, se llega a la conclusión que la longitud de ruptura de la superficie es un estimador más fiable que la longitud de ruptura del subsuelo a medida que aumenta de magnitud.

Tabla 4.4.4. Resultados de la regresión para la longitud, ancho, área de ruptura y magnitud de momento. SRL: longitud de ruptura en la superficie, RLD: longitud de ruptura en el subsuelo, RW: ancho de ruptura, RA: área de ruptura. SS: Falla de corrimiento de rumbo, R: Falla Inversa, N: Falla Normal. Modificada de Wells-Coppersmith (1994).

Ecuación.	Slip Type†	Número de eventos	Coeficientes y errores estandar		Desviación Estándar s	Coeficiente de Correlación	Rango de Magnitud	Largo/ancho Rango [Km]
			a(e.s.)	b(e.s.)				
log (SRL) = a + b * M	SS	43	-3.55(0.37)	0.74(0.05)	0.23	0.91	5.6 to 8.1	1.3 to 432
	R	19	-2.86(0.55)	0.63(0.08)	0.20	0.88	5.4 to 7.4	3.3 to 85
	N	15	-2.01(0.65)	0.50(0.10)	0.21	0.81	5.2 to 7.3	2.5 to 41
	All	77	-3.22(0.27)	0.69(0.04)	0.22	0.89	5.2 to 8.1	1.3 to 432
log (RLD) = a + b * M	SS	93	-2.57(0.12)	0.62(0.02)	0.15	0.96	4.8 to 8.1	1.5 to 350
	R	50	-2.42(0.21)	0.58(0.03)	0.16	0.93	4.8 to 7.6	1.1 to 80
	N	24	-1.88(0.37)	0.50(0.06)	0.17	0.88	5.2 to 7.3	3.8 to 63
	All	167	-2.44(0.11)	0.59(0.02)	0.16	0.94	4.8 to 8.1	1.1 to 350
log (RW) = a + b * M	SS	87	-0.76(0.12)	0.27(0.02)	0.14	0.84	4.8 to 8.1	1.5 to 350
	R	43	-1.61(0.20)	0.41(0.03)	0.15	0.90	4.8 to 7.6	1.1 to 80
	N	23	-1.14(0.28)	0.35(0.05)	0.12	0.86	5.2 to 7.3	3.8 to 63
	All	153	-1.01(0.10)	0.32(0.02)	0.15	0.84	4.8 to 8.1	1.1 to 350
log (RA) = a + b * M	SS	83	-3.42(0.18)	0.90(0.03)	0.22	0.96	4.8 to 7.9	3 to 5,184
	R	43	-3.99(0.36)	0.98(0.06)	0.26	0.94	4.8 to 7.6	2.2 to 2,400
	N	22	-2.87(0.50)	0.82(0.08)	0.22	0.92	5.2 to 7.3	19 to 900
	All	148	-3.49(0.16)	0.91(0.03)	0.24	0.95	4.8 to 7.9	2.2 to 5,184



Se decidió tomar la longitud de ruptura en superficie (SRL), puesto que es un estimador más fiable, como se mencionó con anterioridad. Además se tomaron los coeficientes para fallas inversas (porque son asociadas a zonas de subducción), y para el número total de fallas. Sustituyendo los valores de la tabla 4.4.4., en la ecuación 4.13 a 4.16, obtenemos las ecuaciones:

$$SRL_R = 10^{-2.86+(7.3*0.63)} = 64.83km; \quad (4.13a) \quad SRL_{ALL} = 10^{-3.22+(7.3*0.69)} = 65.62km; \quad (4.13b)$$

$$RW_R = 10^{-1.61+(7.3*0.41)} = 24.16km; \quad (4.15a) \quad RW_{ALL} = 10^{-1.01+(7.3*0.32)} = 21.18km; \quad (4.15b)$$

$$RA_R = 10^{-3.99+(7.3*0.98)} = 1459km^2; \quad (4.16a) \quad RA_{ALL} = 10^{-3.49+(7.3*0.91)} = 1422km^2; \quad (4.16b)$$

Dónde: SRL=longitud, RW=ancho, RA=Área de la falla, el subíndice “R” representa a las fallas inversa (4.13a, 4.15a y 4.16a), mientras que el subíndice “ALL” es cuando se consideran todos los datos obtenidos en el estudio de Wells y Coppersmith (4.13b, 4.15b y 4.16b).

Para hacer la simulación se consideraron los resultados de todos los eventos descritas por las ecuaciones 4.13b, 4.15b y 4.16b ya que no se presentó gran diferencia con las tomadas como inversas, además que al tener más eventos el error estándar tiende a disminuir.

Para la tercera propuesta se utilizaron las relaciones de Somerville del 2002, en donde se toma como consideración una falla de tipo cuadrada, se recomienda tomar $C_4=8.87$ para sismos de subducción, ecuación 4.17.

$$A = C_4 x 10^{-16} (Mo)^{2/3} = 8.87 x 10^{-16} x (1.45 x 10^{27})^{2/3} = 1136.32km^2 \quad (4.17.)$$

$$L = W = \sqrt{1136.32km^2} = 33.71km \quad (4.18.)$$

A manera de resumen, en la tabla siguiente se muestran las dimensiones de los tres modelos descritos, además de la forma de cada uno de los modelos, donde se consideran dos geometrías distintas: rectangular (Strasser, Wells y Coppersmith), y cuadrada (Somerville), además se tienen los puntos que se consideraron como los inicios de ruptura, (figura 4.4.4).



Tabla 4.4.5. Resumen de los modelos usados para definir el área de ruptura.

MODELO DE FALLA	Longitud [Km]	Ancho [Km]	Área [Km ²]	Numero de subfallas
Strasser, 2010	62.15	47.89	2976	7x7
Wells y Coppersmith, 1994	65.62	21.18	1422	7x7
Somerville, 2002.	33.71	33.71	1136	7x7

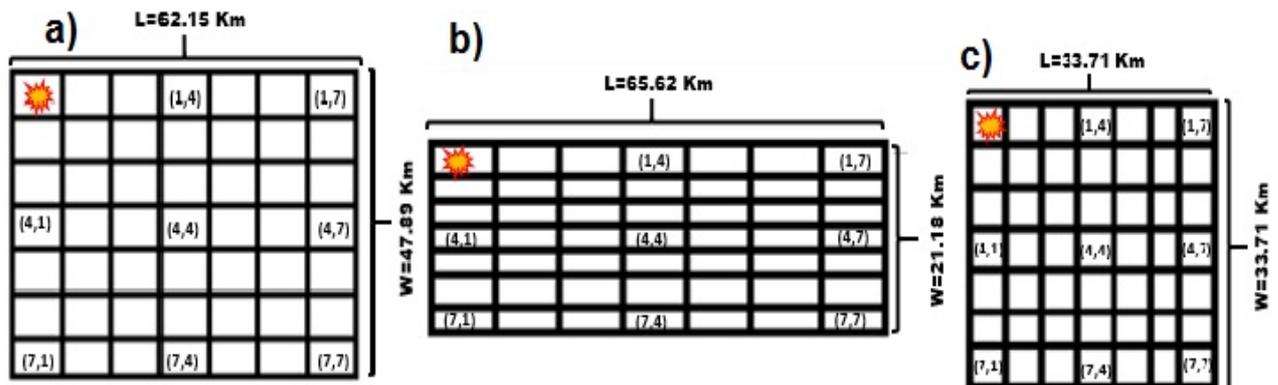


Figura 4.4.4. Modelos para el área de la falla, a) Strasser 2010; b) Wells y Coppersmith, 1994; c) Somerville, 2002.

Posteriormente definimos la velocidad de ruptura, que en general es menor que la velocidad de onda S del material de falla. Las ondas de cuerpo generadas a partir de un segmento de ruptura de la falla llegarán a una estación antes que las ondas de cuerpo procedentes de un segmento que se rompe después (Lay y Wallace, 1995). Para el cálculo de la velocidad de ruptura, se tomó la relación de Madariaga (1976):

$$V_r = 0.9\beta = 2.97 \text{ km/s} \quad (4.19.)$$

Utilizando el valor de velocidad de ondas S promedio ($\beta=3.3 \text{ km/s}$), para la región de Tapachula, (Narcía – López, 2004).

✓ Rise time.

El deslizamiento en un falla no es instantáneo es afectado por el tiempo en el cual ocurre la dislocación, es decir desde que una partícula inicia su movimiento en cada punto de la ruptura e incrementa, hasta llegar al deslizamiento final, a este tiempo que tarda se le conoce como “rise time”. Si el incremento en el deslizamiento es lineal, podemos visualizar su comportamiento como una función rampa, (figura 4.4.5).



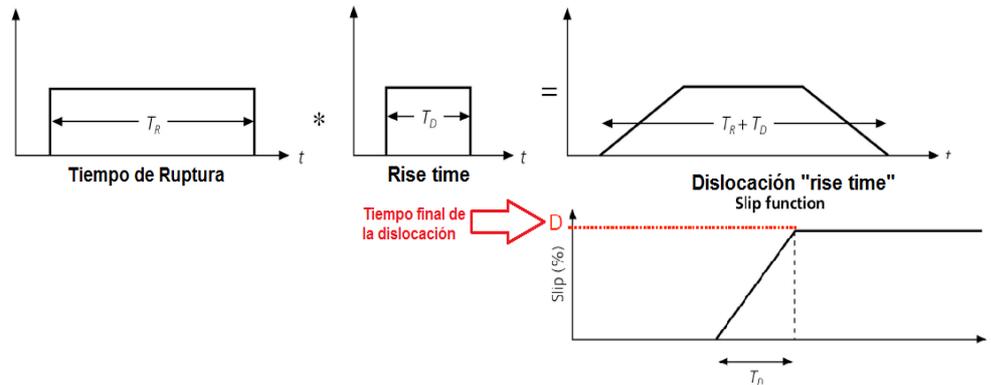


Figura 4.4.5. Función de tiempo-fuente.

Geller J. en 1976 obtiene una expresión para el cálculo del rise time, considerando un modelo de falla rectangular que depende del área de ruptura (A) y de la velocidad de ondas S (β), mostrado en la ecuación 4.20.

$$\tau = 16A^{1/2} / (7\pi^{3/2}\beta) \quad (4.20)$$

Se calcularon dos rise time diferentes con la fórmula de Geller, ya que toma en consideración que el área de la falla debe ser rectangular. Por lo tanto, solo dos modelos cumplen con esa condición, como resultado se obtienen las ecuaciones 4.21 y 4.22.

$$\tau_{Strasser} = 16(2976)^{1/2} / 7\pi^{3/2}(3.3) = 6.78[s] \quad (4.21)$$

$$\tau_{WYC} = 16(1422)^{1/2} / 7\pi^{3/2}(3.3) = 4.7[s] \quad (4.22)$$

De manera análoga Somerville en 2002 propone, para el cálculo del rise time en sismos de subducción la ecuación 4.23. Donde, M_0 es el momento sísmico de la función elemento o del sismo pequeño.

$$T_R = 1.79 \times 10^{-9} (M_0)^{1/3} = 1.79 \times 10^{-9} (4.39 \times 10^{24})^{1/3} = 0.29[s] \quad (4.23)$$

✓ Sismogramas simulados.

Usando la ecuación 3.7 vista en la sección 3.3, y los resultados obtenidos de la sección 4.4 (número de subfallas, rise time, dimensiones de la falla y velocidad de ruptura),



de los tres modelos propuestos (Strasser, Wells-Coppersmith y Somerville). Se modelaron algunas trazas sintéticas, como se muestra en la figura 4.4.6, 4.4.7 y 4.4.8.

Para las trazas sintéticas usando el modelo de Strasser, (figura 4.4.6), se tienen el inicio de ruptura en el punto (7,1), ya que a diferencia de las demás simulaciones muestra mejor ajuste y un residual menor. Sin embargo en la parte final del sismograma, tiende a presentar amplitudes grandes, sobre todo cuando se utiliza el rise time calculado con la fórmula de Somerville, ecuación 4.23.

Por otro lado, al hacer la simulación para el tamaño de área usando las relaciones de Wells y Coppersmith (figura 4.4.7), el mejor ajuste se da en el punto de ruptura (7,1). Sin embargo, ocurre algo similar a la Strasser, ya que no hay un buen ajuste en la parte final del sismograma sintético con el observado.

El modelo de Somerville, el cual considera una falla de tipo cuadrada, tiene su mejor ajuste en el punto de inicio de ruptura (7,4), ya que es ligeramente mejor que en el punto (7,1). Esto se percibe sobre todo en las componentes horizontales entre 80 y 120 [s]. De manera visual el modelo de Somerville que considera una falla cuadrada es relativamente mejor.



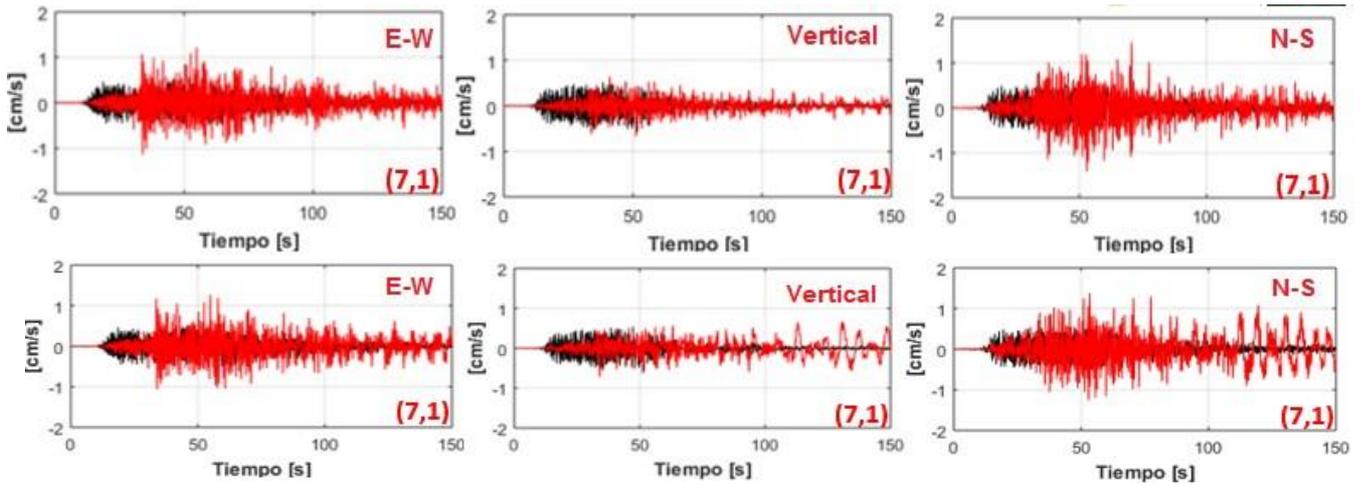


Figura 4.4.6. Modelo de Strasser de 2010 para la estación CHIQ en sus 3 componentes, en color negro se muestra la traza observada (saturada), mientras que en color rojo la traza sintética. Parte superior: Rise time con la fórmula de Geller (1976). Parte inferior: Rise time con la fórmula de Somerville (2002).

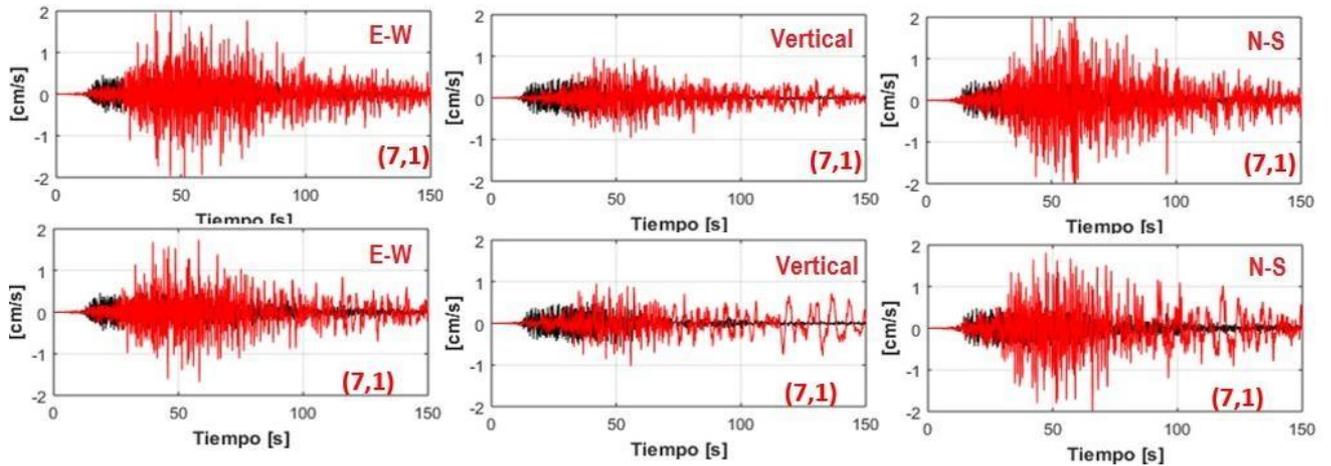


Figura 4.4.7. Modelo de Wells y Coppersmith de 1994 para la estación CHIQ en sus 3 componentes, en color negro se muestra la traza observada (saturada), mientras que en color rojo la traza sintética. Parte superior: Rise time con la fórmula de Geller de 1976. Parte inferior: Rise time con la fórmula de Somerville de 2002.

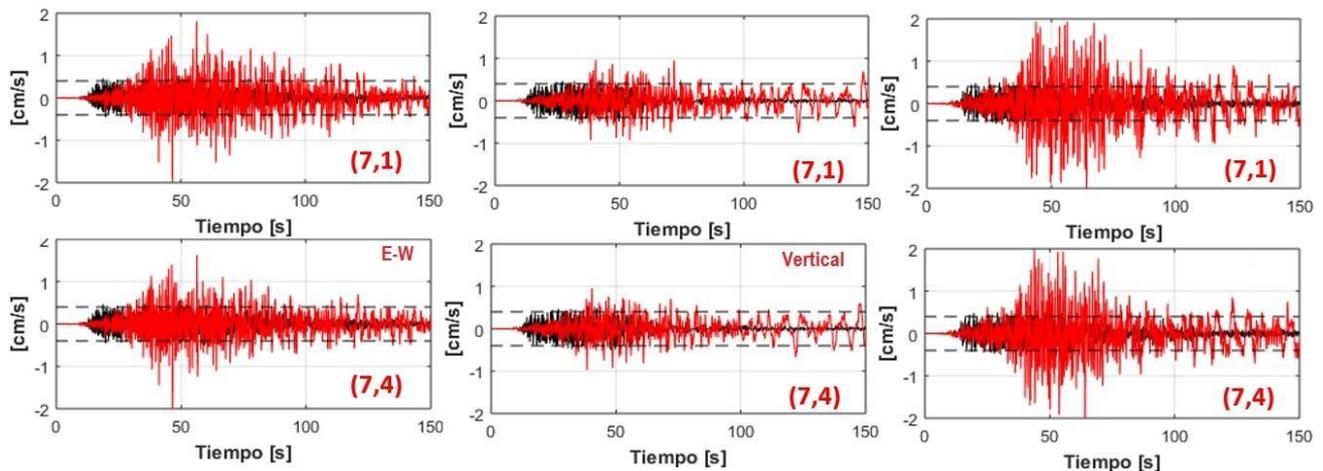


Figura 4.4.8. Modelo de Somerville de 2002 para la estación CHIQ en sus 3 componentes, en color negro se muestra la traza observada (saturada), mientras que en color rojo la traza sintética. Rise time con la fórmula de Somerville de 2002. Parte superior: inicio de ruptura en (7,1). Parte inferior: inicio de ruptura en (7,4).

Sin embargo, el que un modelo reprodujera adecuadamente la traza observada en una estación, no fue criterio suficiente para considerarlo como el modelo de fuente para el sismo de Guatemala, se decidió tomar además ciertos criterios que deben cumplir las trazas simuladas:

- ❖ Que las trazas simuladas presentaran alta frecuencia en la parte inicial del sismograma, (parte en la que el registro original se saturó).
- ❖ Que la amplitud de las trazas se atenuara en la parte final del sismograma.
- ❖ La forma de onda de la traza sintética se ajustara al sismograma observado, (al menos en la parte final, no saturada).
- ❖ Que las condiciones anteriores se cumplieran para las trazas de las 4 estaciones de la Red de Complejo Volcánico del Tacaná.

A partir del modelo de Somerville y considerando los criterios anteriores, se realizaron aproximadamente 215 simulaciones, con la finalidad de determinar cuál sería el mejor sintético que representaría al sismo del 7 de noviembre de 2012. Donde se variaron los parámetros de rise time, velocidad de ondas S y de ruptura, área de la falla, punto de inicio de la ruptura y en algunos modelos probados se consideró la corrección por patrón de radiación, aunque la influencia de éste en altas frecuencias es prácticamente despreciable, (Ramírez-Aguirre, 2008).

Para evaluar el ajuste entre la señal sintética y observada se utilizó el residual de la ecuación 4.24, (Ramírez- Aguirre, 2008). El mejor ajuste se encontró en el punto (4,1), tabla 4.4.6.

$$residual = \frac{\sum_{i=1}^n (simulado_i - observado_i)^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (simulado_i^2)} \sqrt{\sum_{i=1}^n (observado_i^2)}} \quad (4.24)$$

Dónde: $simulado_i$ es la muestra i -ésima del registro sintético; $observado_i$ es la muestra i -ésima del registro observado y n es el número total de muestras consideradas para obtener el residual. Un perfecto ajuste entre lo simulado y lo observado representaría un residual de cero.



Tabla 4.4.6. Parámetros del modelo final para la fuente, del sismo del 7 de noviembre de 2012. También se tienen los residuales obtenidos para la velocidad y la aceleración usando la ecuación 4.2.

MODELO FINAL DE FALLA		RESIDUALES			
Area de la falla	9.3 Km x 9.3 Km = 86.49 Km ²	ESTACIÓN	COMPONENTE	Velocidad	Aceleración
Rise time	0.02 [s]	CHIQ	E-W	2.4045	1.9792
Número de subfallas	7 x 7 = 49		N-S	2.4752	1.9886
Velocidad de onda S	3.4		Vertical	2.0494	2.3119
Velocidad de ruptura	3.06		Σ	6.9291	6.2797
Inicio de ruptura	(4,1)	CIMA	E-W	2.9044	2.146
Sin patron de radiacion			N-S	2.8416	2.1598
Tipo de Ruptura: Radial			Vertical	2.0694	2.1598
			Σ	7.8154	6.4656
		PATR	E-W	2.3007	2.0647
			N-S	2.1945	1.9805
			Vertical	2.1924	2.1166
			Σ	6.6876	6.1618
		PAVE	E-W	3.0581	2.9532
			N-S	2.507	2.2941
			Vertical	2.0973	8.3627
			Σ	7.6624	13.61

Con base a los parámetros antes descritos podemos decir que este modelo es una buena aproximación a lo que pudo ser el efecto producido por el sismo del 7 de noviembre en las estaciones del CVT, además los residuales (tabla 4.4.6), muestran una buena aproximación entre las trazas sintéticas y observadas. Sin embargo, hay una ligera diferencia con la estación PAVE ya que esta fue la que ocasionó mayores dificultades al tratar de simularla, probablemente se deba a que fue la estación con mayor índice de saturación de las cuatro.

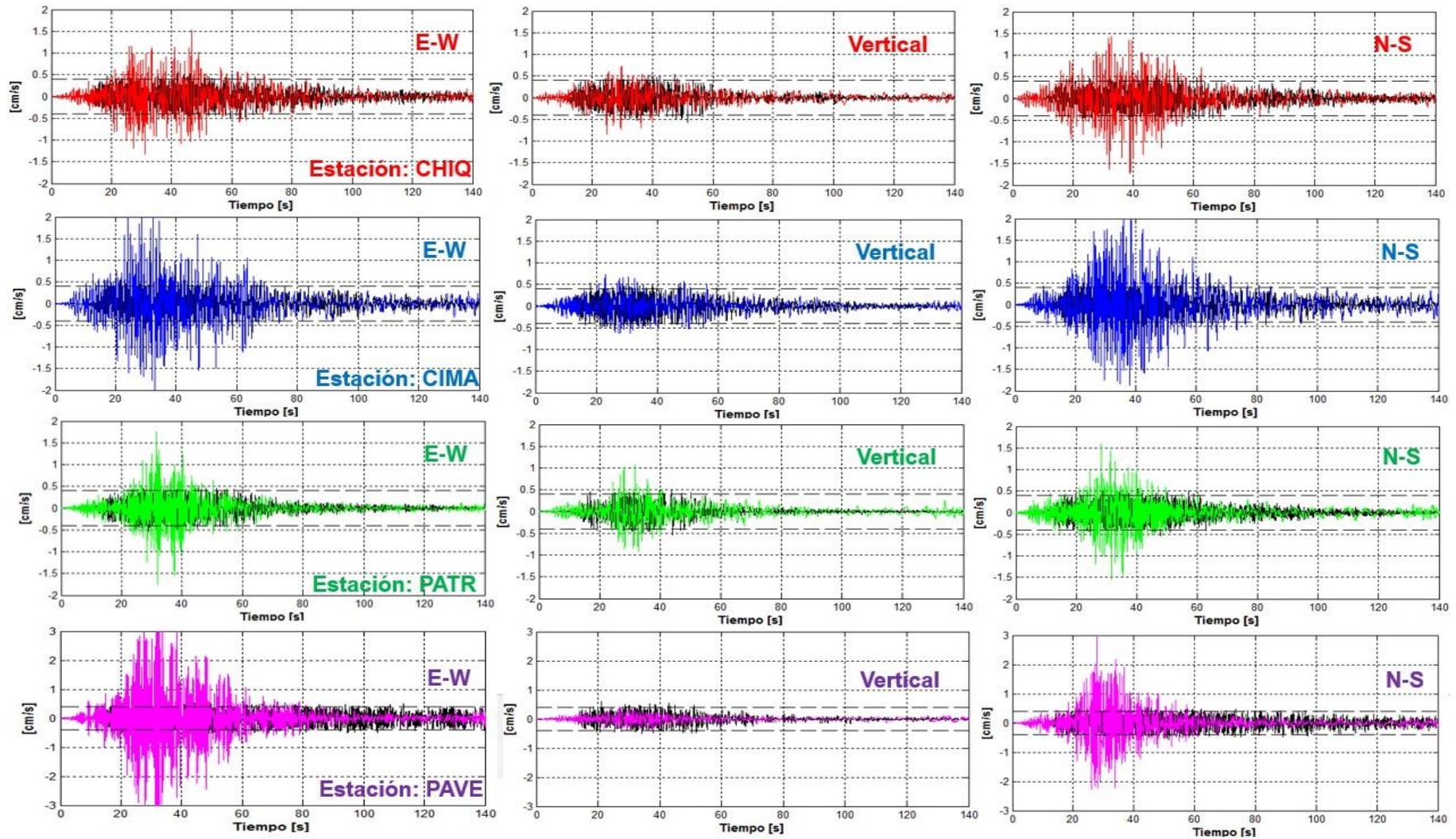


Figura 4.4.9. Trazas sintéticas de velocidad con sus 3 componentes (E-W, Vertical, N-S), obtenidas en las 4 estaciones de la red del CVT, empleando el método de función de Green empírica, con los parámetros de la tabla 4.4.6. Las dos líneas punteadas indican la máxima amplitud de los datos observados (saturados).



4.5. Aplicación del Método H/V de Nakamura.

Un estudio completo del efecto de sitio requiere considerar varios aspectos, además de las características de la señal sísmica como son: composición, dirección de la radiación, etc., (Tsige M.-García Flores, 2006). Sin embargo en muchas ocasiones los estudios se realizan asumiendo algunas simplificaciones. Para esta tesis se utilizó el método de H/V en las estaciones del CVT, para determinar cuál de las cuatro estaciones (CHIQ, CIMA, PATR y PAVE), presenta las mayores amplificaciones del terreno y a que frecuencias se encuentran.

En la sección 4.6., se aplicará el método de funciones de transferencia de 17 eventos sísmicos de la red temporal de Tapachula, Chiapas con respecto a una estación de la red del CVT. Para ello, en este apartado se aplicará el método de H/V para determinar qué estación sería conveniente usar como el sitio de referencia (suelo firme).

Las estaciones que presentan las menores amplificaciones en las señales sintéticas obtenidas, son: CHIQ Y PATR. Sin embargo, se buscó otro criterio que ayudara a determinar de manera más cuantitativa la estación con menor amplificación. Para la estimación de los cocientes espectrales de H/V, se realizó un programa en Matlab que consiste en:

1. Seleccionar la parte más intensa del registro, donde se presentan las mayores amplitudes de cada uno de los sismogramas, en cada una de las componentes.
2. Se realiza un suavizado de bordes utilizando un ventaneo de tipo Hanning.
3. Se calcula la Transformada de Fourier utilizando la FFT.
4. Se le aplica un suavizado a los espectros con el comando smooth de 0.005.
5. Se calcula la suma vectorial de los espectros de amplitud de las componentes horizontales (E-W y N-S).



6. Finalmente se hace el cociente espectral de la suma vectorial de las componentes horizontales (obtenidas en el paso 5), entre el espectro de amplitudes de la componente vertical. Utilizando la ecuación 4.25.

$$\frac{H}{V} = \frac{\sqrt{[NS(w)]^2 + [EW(w)]^2}}{V(W)} \quad (4.25)$$

Dónde: NS (w), EW(w) y V(w) son los espectros de amplitud de Fourier para las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical, respectivamente.

De esta manera se obtuvieron los cocientes espectrales de los 17 eventos sísmicos elegidos en el capítulo 4, sección 4.2. En las figuras, la línea de color negro representa el promedio de los cocientes espectrales de las 17 trazas sísmicas. En color rojo se muestra la amplitud máxima y su correspondiente frecuencia fundamental, (figura 4.5.1).

Las estaciones CIMA, PATR y PAVE presentan su máxima amplitud promedio en frecuencias bajas (2.28, 4.05 y 2.23 Hz respectivamente), mientras CHIQ la presenta en 16.73 Hz, cabe mencionar que esta frecuencia es muy alta, considerando que nuestro estudio en esta tesis hace que nuestra frecuencia máxima de interés sea hasta 10 Hz.

Para hacer una comparación entre los promedios se decidió graficarlos a parte (figura 4.5.2), en esta imagen es más claro observar que la estación con mayor amplificación es PAVE (magenta), y las estaciones con menores amplificaciones en bajas frecuencias (<10 Hz), son: CHIQ y CIMA. Con estos resultados obtenidos del método de H/V, podemos considerar cualquiera de las estaciones anteriores como la estación de referencia.

Sin embargo, los resultados de los residuales en aceleración y en velocidad calculados en el capítulo anterior son menores en la estación CHIQ. Además en las trazas sintéticas se observa menor grado de amplificación. Por lo tanto, se consideró que sería una mejor opción tomar CHIQ como la estación de referencia y a partir de aquí realizar las funciones de transferencia.



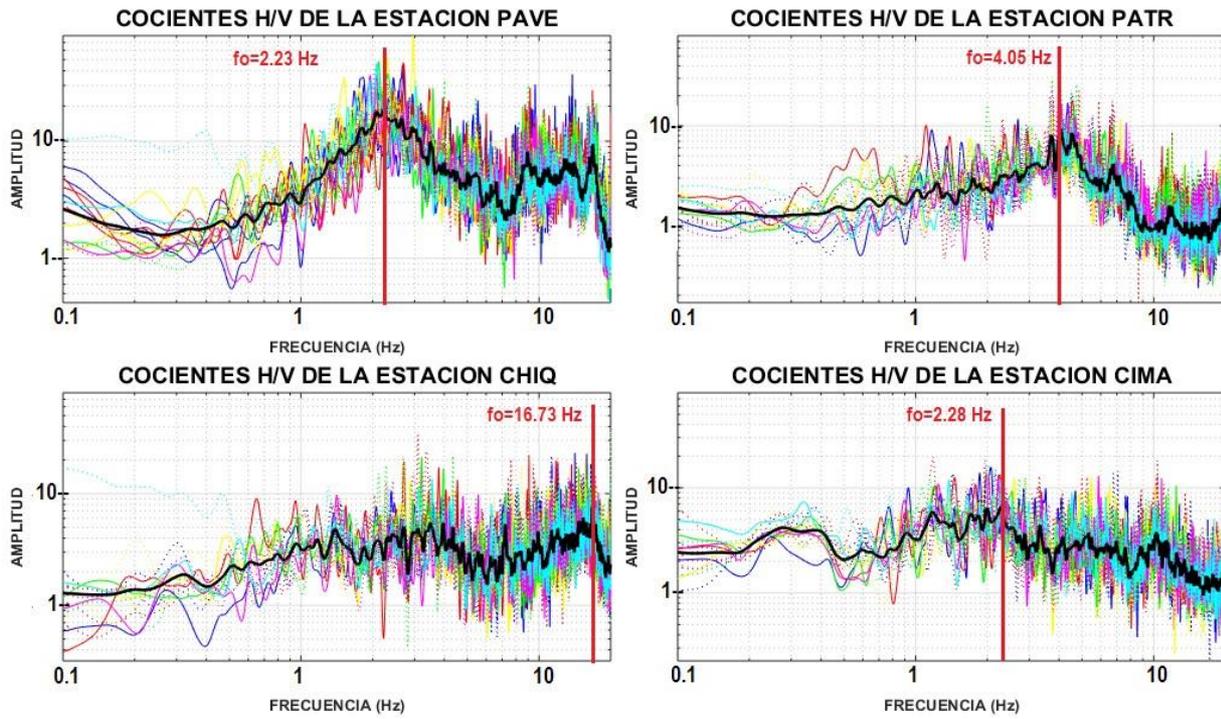


Figura 4.5.1. Cocientes espectrales de las cuatro estaciones de la red del CVT.



Figura 4.5.2. Cocientes espectrales promedio de las estaciones del CVT. PAVE: color magenta; PATR: color verde; CHIQ: color rojo y CIMA: color azul.

4.6. Cálculo de las Funciones de Transferencia.

Para el cálculo de las funciones de transferencia, se requiere de dos estaciones de registro. Para nuestro caso tenemos los espectros de Fourier promedio de 17 eventos sísmicos en las seis estaciones de la red temporal, consideraremos que son de terreno blando y el espectro promedio de los mismo 17 eventos sísmicos en la estación de referencia, CHIQ del SSN (terreno duro).

La distancia entre las estaciones CHIQ y TAPT (estación más alejada), es de aproximadamente 36.5 Km. Por otro lado, la distancia con TAPP (estación más cercana) es de aproximadamente 24.4 Km. La idea es transferir los espectros de Fourier del sismo de Guatemala (estimado con el método de Función de Green Empírica) en la estación CHIQ, a las seis estaciones de Tapachula, Chiapas. Para lo cual es necesario definir una función de transferencia entre estaciones.

El cálculo de la función de transferencia empírica, se realiza mediante el cociente espectral, entre el espectro en el sitio donde se desea estimar este parámetro y el espectro en sitio en el cual han sido registradas las señales cuyo espectro se desea transferir. La función de transferencia debe corresponder a un promedio de las distintas funciones de transferencia calculadas para los distintos sismos que se tengan registrados en ambas estaciones, (Valdés González, 2008).

En la figura 4.6.1 se muestran los resultados obtenidos de las funciones de transferencia calculadas entre la seis estaciones de la red temporal de Tapachula con respecto a la estación CHIQ, este cálculo se hizo tomando la suma vectorial de las componentes horizontales.



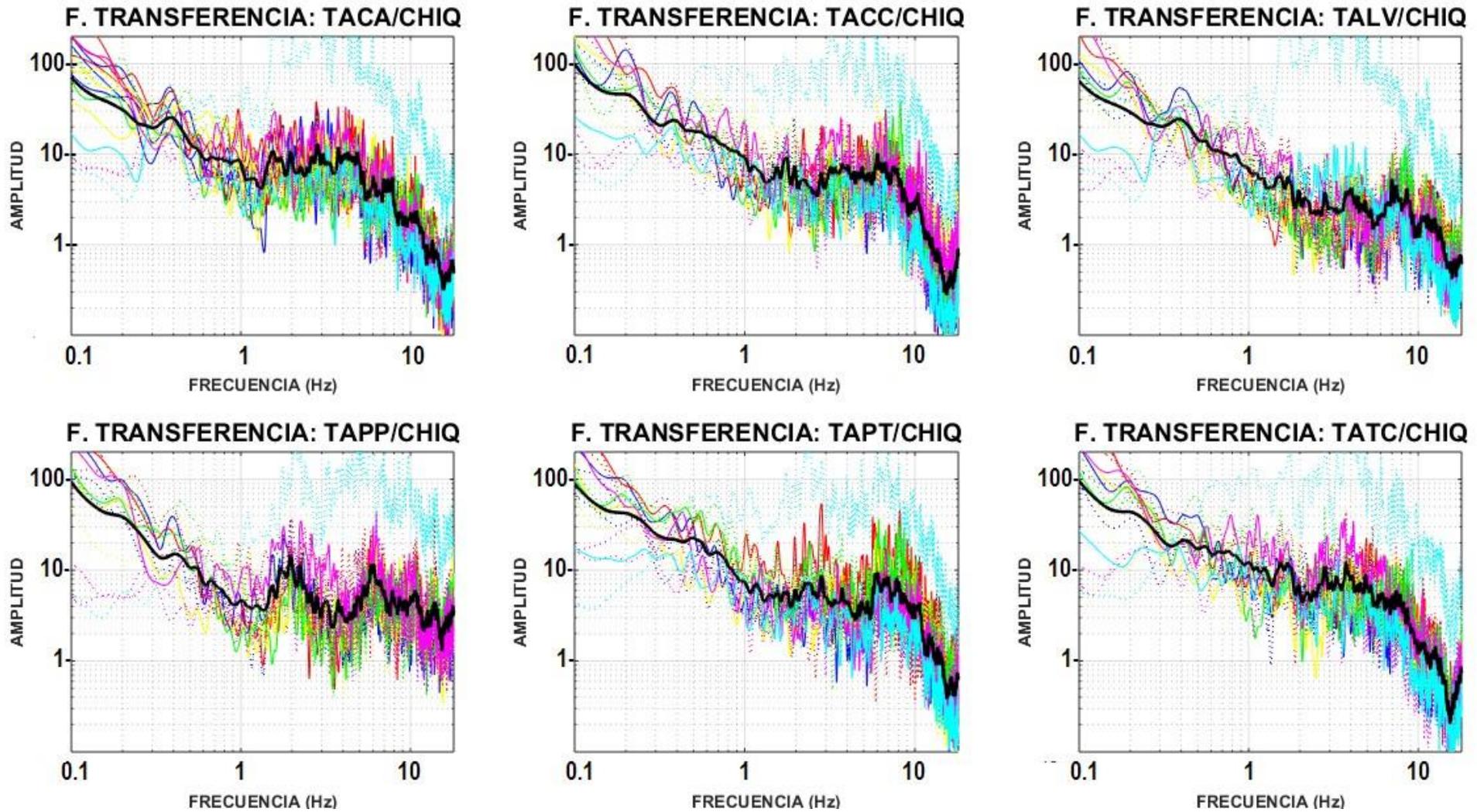


Figura 4.6.1. Funciones de Transferencia Empíricas de las seis estaciones de la red temporal de Tapachula, Chiapas con respecto a la estación CHIQ del SSN. La línea en color negro representa el promedio de los 17 eventos calculados.



De las imágenes anteriores se alcanza a percibir en color azul claro un evento que presenta una amplitud en todas las estaciones mayor en comparación a los demás registros. Este corresponde al evento 17 que se encuentra en la Tabla 4.2.3. Se decidió tomar en cuenta su efecto porque probablemente sea consecuencia de que fue una de las mayores magnitudes registradas por el IINGEN con 4.5. Se localiza a una distancia de aproximadamente 80 km para la estación CHIQ y 65 km para la estación TALV que se encuentra en el centro de la Ciudad de Tapachula, (figura 4.6.2).

El registro 16 de la estación TAPP, presentó un comportamiento totalmente diferente al que se presentó en las demás estaciones (figura 4.6.3). Por tal motivo se optó por eliminar su efecto dejándonos con un total de 16 registros para la estación TAPP y 17 para las cinco estaciones restantes.

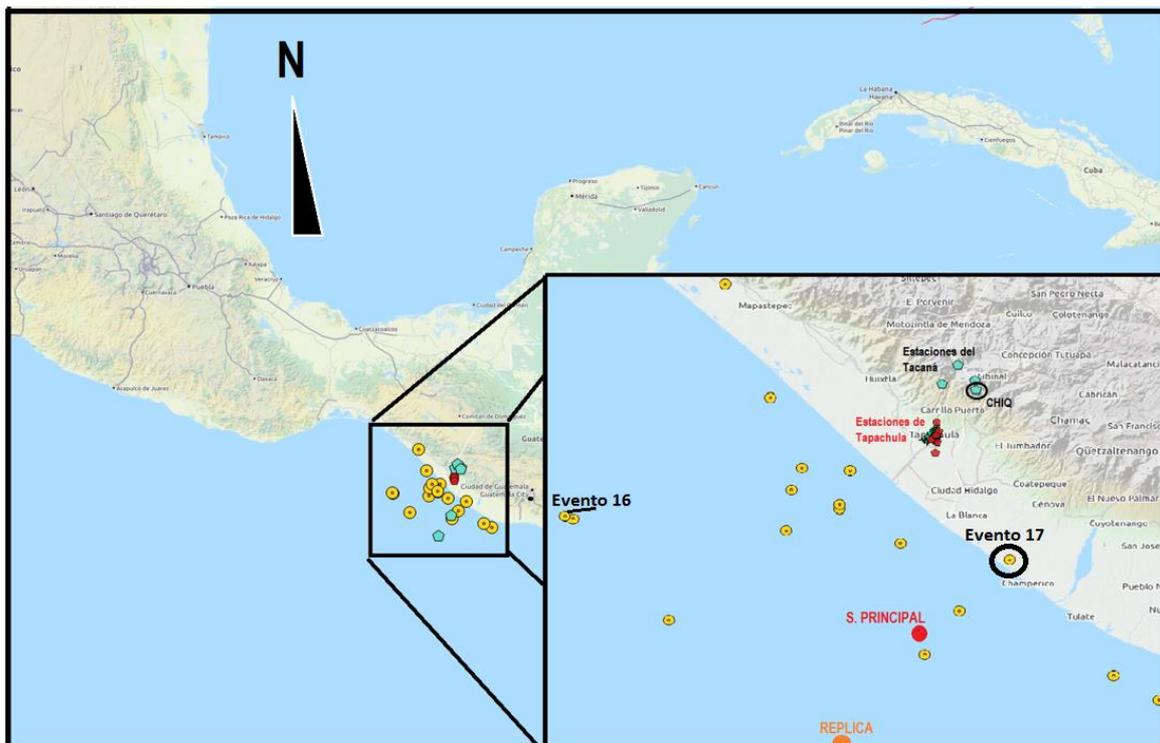


Figura 4.6.2. Mapa de los 17 eventos registrados en las 6 estaciones de la red temporal y que fueron elegidos para realizar las funciones de transferencia, en el círculo negro se encuentra la estación de referencia (CHIQ) y en el círculo rojo el evento 17.

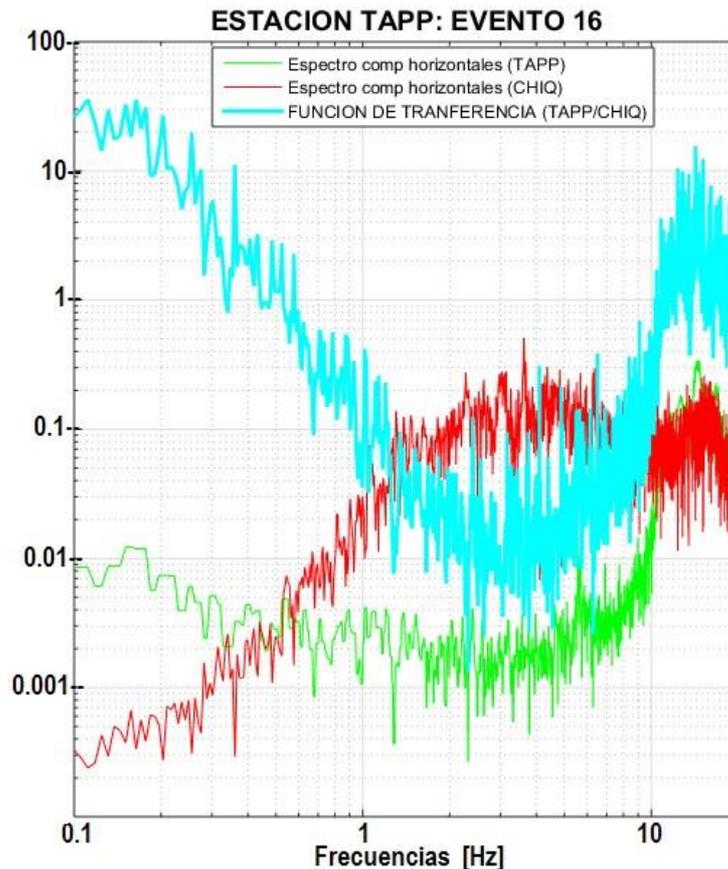


Figura 4.6.3. Evento 16 para la estación TAPP. Verde y rojo: suma vectorial de las componentes horizontales en la estación TAPP y CHIQ respectivamente. Azul: FTE de TAPP con respecto a CHIQ.

El procedimiento mediante el cual se obtiene el espectro de Fourier correspondiente a un sitio que carece de registros sísmicos propios, se realiza con base en la función de transferencia empírica (FTE). A continuación se resumen los pasos que se siguieron en esta tesis para determinar el espectro del sismo del 7 de noviembre de 2012 en la ciudad de Tapachula.

1. Obtener la función de transferencia empírica promedio de las estaciones de Tapachula con respecto a CHIQ. En esta tesis se calculó con 17 eventos de aceleración (excepto para TAPP, en cuyo caso fueron 16) registrados en ambas estaciones, (figura 4.6.1).

2. De las trazas sintéticas de velocidad obtenidas en la sección 4.4., con el método de función de Green empírica en la estación de referencia (CHIQ). Se calculan las aceleraciones. Posteriormente se obtiene el espectro de Fourier para la aceleración, (figura 4.6.4).

3. Se realiza la multiplicación espectral entre la FTE promedio (obtenida en el paso 1), con el espectro de Fourier del paso 2, como lo indica la ecuación 4.26.

$$EF_{TAP} = (FT_{TAP/CHIQ}) \cdot (EF_{CHIQ}) \quad (4.26)$$

Dónde: EF_{TAP} , es el espectro del sismo del 7 de noviembre en el sitio de interés (TAPACHULA). $FT_{TAP/CHIQ}$ es la función de transferencia promedio de cada una de las seis estaciones con respecto a CHIQ. EF_{CHIQ} , es el espectro de Fourier en la estación CHIQ del sismo del 7 de noviembre de 2012.

Con lo anterior se estiman los espectros del sismo principal para cada una de las estaciones de Tapachula, (figura 4.6.5). Los espectros estimados servirán como base para calcular los espectros de respuesta y las aceleraciones máximas con la Teoría de Vibraciones Aleatorias en la sección 4.7, que a su vez se empleará para obtener los mapas de aceleraciones máximas en esta zona de interés.

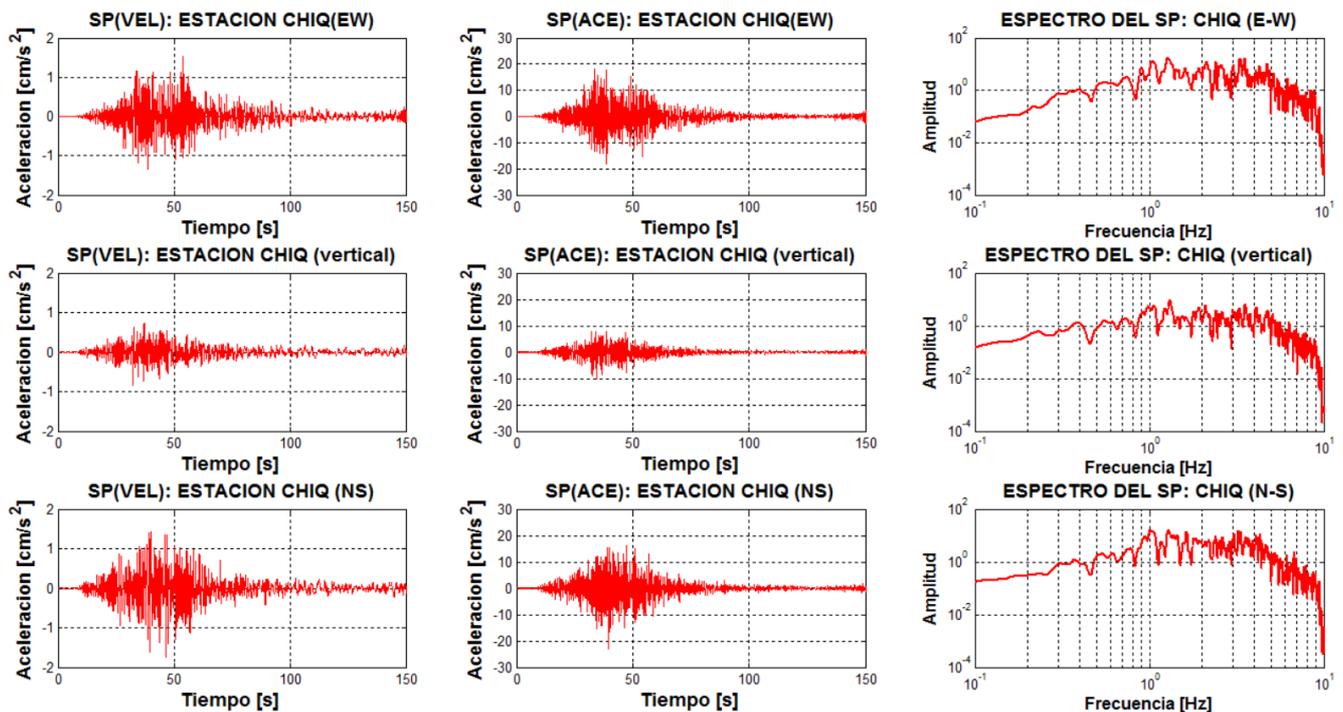


Figura 4.6.4. En la primer columna se aprecia la traza sintética de velocidad (SP: Sismo Principal); en la segunda columna se tiene la aceleración y en la tercer columna el espectro de amplitudes de la aceleración, para el sismo simulado del 7 de noviembre de 2012 con las tres componentes, (NS, VERTICAL Y EW, respectivamente).

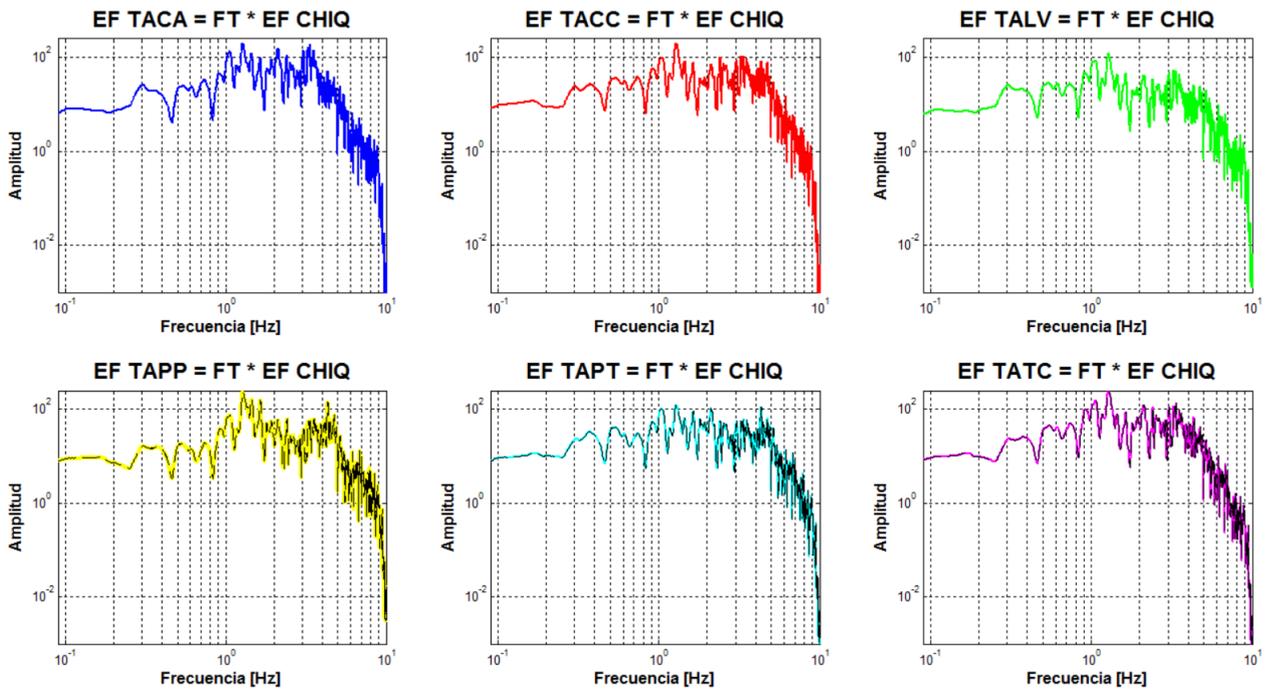


Figura 4.6.5. Espectros de amplitudes del sismo del 7 de noviembre para las estaciones de Tapachula (azul: TACA, rojo: TACC, verde: TALV, amarillo: TAPP, azul claro: TAPT, magenta: TATC), calculados a partir de la ecuación 4.26.

Los espectros de Fourier obtenidos con las funciones de transferencia en la Ciudad de Tapachula (figura 4.6.5) proporcionan un conocimiento previo acerca del contenido de frecuencias de los acelerogramas. Estos espectros muestran valores máximos de amplitud en frecuencias de 1 [Hz] a 3 [Hz], después su amplitud empieza a decrecer. Esto se observa para la mayoría de los espectros; sin embargo, el espectro de TALV es ligeramente menor al resto de las estaciones.

4.7. Aplicación de la TVA.

Como sabemos nuestro país se encuentra en una región altamente sísmica, lo que ha provocado que sean instaladas redes de monitoreo, que se encargan de obtener y procesar los datos obtenidos, con el fin de realizar diversos estudios de amenaza y riesgo sísmico. Sin embargo, en algunos lugares hay poca instrumentación, lo que ocasiona que la información sísmica sea muy escasa. No obstante, se han desarrollado métodos que sirven para disminuir o mitigar estas limitaciones.



En este apartado se calcularán los espectros de respuesta elástica, los cuales representan los parámetros de máxima respuesta para un determinado terremoto. A su vez, estos se utilizan fundamentalmente para estudiar las características de sismos y su efecto sobre las estructuras.

El termino de espectro de respuesta se refiere a la relación que se establece entre la máxima demanda expresada en términos del coeficiente sísmico c , que durante la ocurrencia de un temblor en particular, se presenta en una estructura con características dinámicas propias, respecto a su periodo natural de vibrar, (Valdez González, 2008).

El procedimiento que se sigue para el cálculo de los espectros de respuesta usando la teoría de vibraciones aleatorias en un sitio donde no se tiene registros se explicó en el capítulo 3.6. Para ello, es necesario el cálculo de algunos parámetros importantes como son: la duración total del registro (T_{cm}), la duración de la fase intensa (D_s), la función de transferencia del oscilador $H(\omega)$, el cálculo de la aceleración cuadrática media (acm) y el denominado factor pico (F_p).

4.7.1. Modelo de la Duración de la Fase Intensa.

La duración de la fase intensa se basa en la energía del acelerograma, la cual se mide a partir de la intensidad de Arias:

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^T a(t)^2 dt \quad (4.27)$$

Dónde: $a(t)$ es el acelerograma; T es la duración total del registro y g la aceleración de la gravedad. La duración de la fase intensa se define como el lapso entre el cual se presenta el 5% y el 95% de la I_a , (Ordaz y Reinoso, 1987), lo cual se interpreta como la duración que corresponde al tiempo bajo el cual se presenta la parte más importante del acelerograma.

En esta tesis se usó el programa degtra para calcular la duración de la fase intensa de cada uno de los 17 registros sísmicos, definidos con anterioridad en la seis



estaciones de Tapachula. Algunos autores proponen diversas relaciones para calcular la duración de la fase intensa. Esteva encuentra que la esperanza de duración D [s] de un sismo, se puede estimar en función de la magnitud del sismo (M) y la distancia focal del sitio R [km], mediante la ecuación:

$$D = 0.02e^{0.74M} + 0.3R \quad (4.28)$$

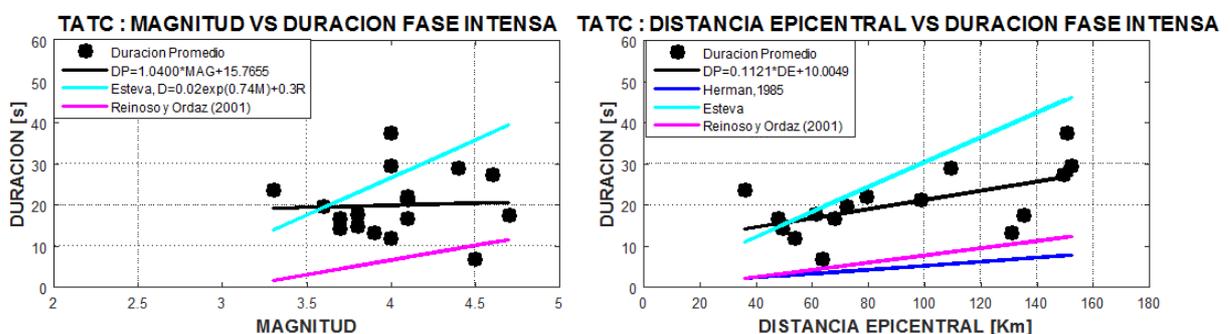
Algunos otros relacionan la duración en segundos de la fase intensa con la distancia epicentral R [km] y la frecuencia fundamental del sitio de estudio f_0 [Hz], (Herman, 1985).

$$D = 1 / f_0 + 0.05R \quad (4.29)$$

Por otro lado, Ordaz y Reinoso (2001), proporcionan una expresión para la duración de fase intensa en términos de la magnitud (M), la distancia al área de ruptura R [km] y el periodo dominante T_s [s], usando registros acelerográficos de sismos en las costas mexicanas del Pacífico.

$$D = 0.01e^M + (0.036M - 0.07)R + (4.8M - 16)(T_s - 0.5) \quad (4.30)$$

Para estimar que ecuación podría ser más fiable para el cálculo de la duración de la fase intensa del sismo del 7 de noviembre, en esta tesis, se decidió probar cada una de las relaciones anteriores. Además, se hizo un ajuste de regresión lineal de los datos obtenidos con degtra, considerando la relación de duración de fase intensa vs magnitud y duración de fase intensa vs distancia epicentral, con la finalidad de determinar cuál de estas, provoca mayor dependencia a la hora de calcular la duración de la fase intensa.



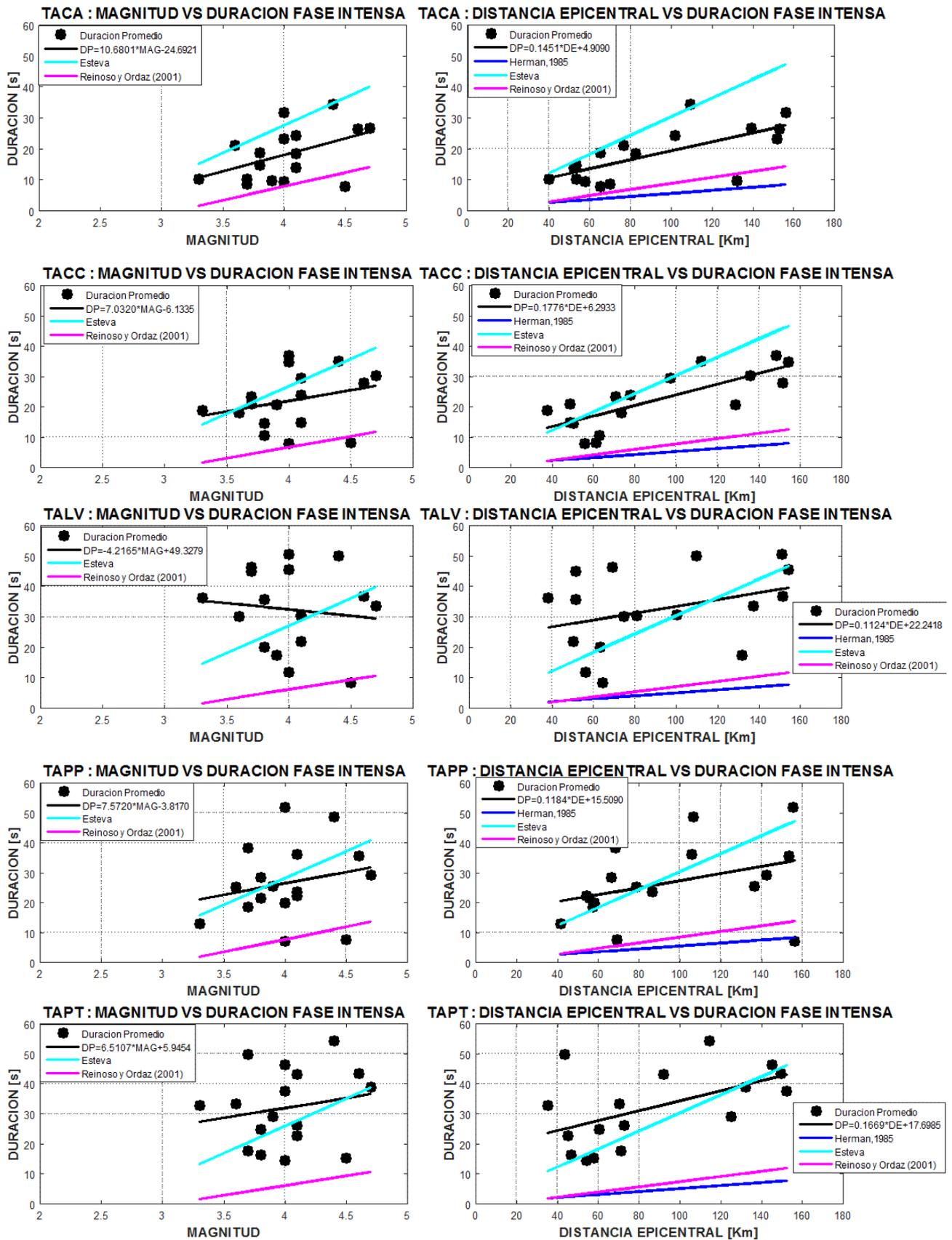
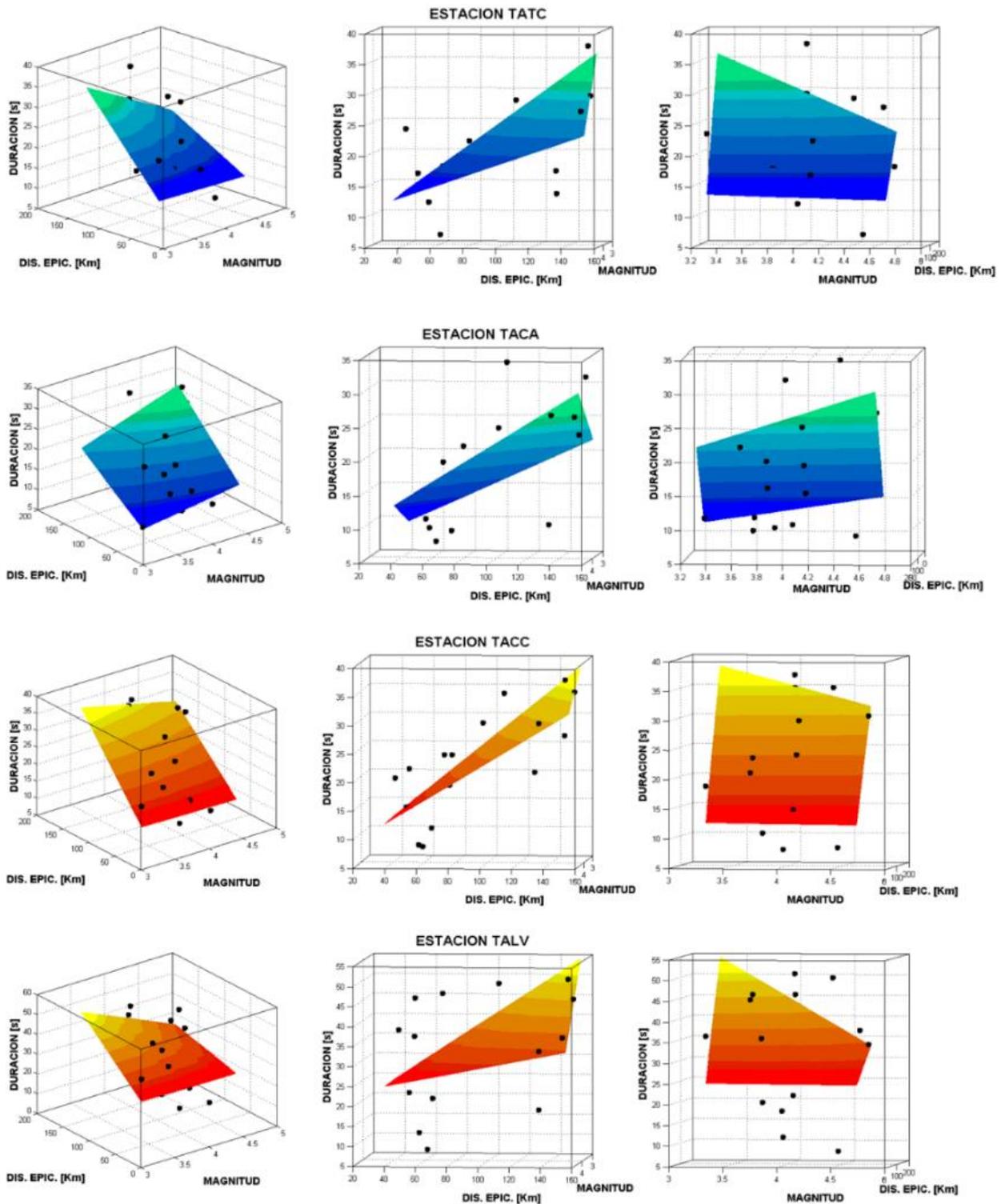


Figura 4.7.1. Para las seis estaciones de Tapachula. Izq: Relaciones de magnitud vs duración fase intensa. Der: Relaciones de distancia epicentral vs duración fase intensa, puntos: duraciones promedio de las componentes horizontales calculadas con degtra tomando en cuenta la intensidad de arias. Línea negra:



resultado de la regresión lineal de los puntos. Azul claro: ecuación propuesta por Esteva. Magenta: Reinoso y Ordaz. Azul: Herman.

A su vez, se realizó una aproximación de los puntos a un plano, considerando la magnitud, distancia epicentral y la dependencia que tendría la duración de la fase intensa con respecto a estos dos parámetros, (figura 4.7.2).



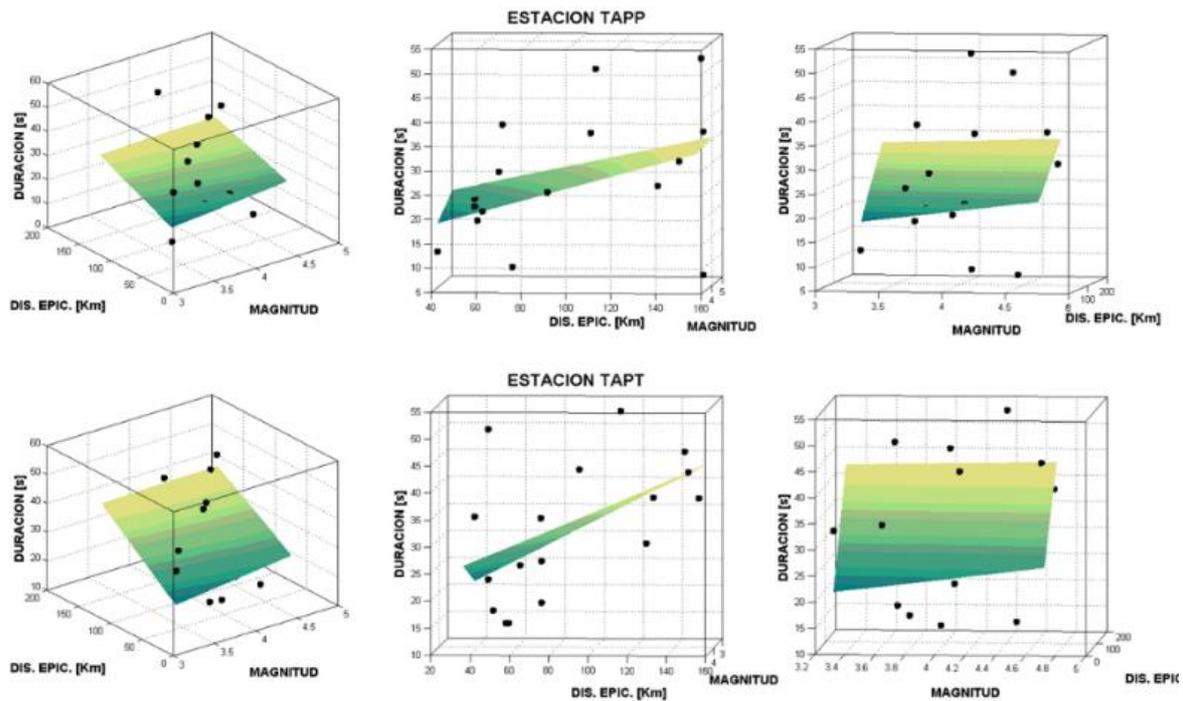


Figura 4.7.2. Para las seis estaciones de Tapachula. Izq: Ajuste a un plano (distancia epicentral y magnitud) de las duraciones promedio de las componentes horizontales calculadas con degtra (puntos negros). Centro: vista de perfil (distancia epic. vs duración). Der: vista de frente (magnitud vs duración).

De la figura 4.7.1 es claro observar que los mejores ajustes se observan con la ecuación de Esteva (ecuación 4.28) y las calculadas con la regresión lineal para las duraciones promedio. Precisamente de estas últimas, notamos que hay una dependencia débil cuando se considera la duración con respecto a la magnitud, caso contrario al de la distancia epicentral. Sin embargo, para comprobar esto de manera más cuantitativa, se calcularon los residuales normalizados, ecuación 4.32.

$$R = D_{obs} - D_i \tag{4.31}$$

$$R_{NOR} = \frac{R}{D_{obs} * D_i} \tag{4.32}$$

Dónde: R es el residual, D_{obs} son las duraciones promedio de las componentes horizontales, D_i los datos calculados con las ecuaciones antes mencionadas y R_{NOR} corresponde al residual normalizado. En la tabla siguiente se muestra un resumen de los resultados obtenidos.



Tabla 4.7.1. Residuales normalizados de las seis estaciones de Tapachula, en color amarillo se enmarca la ecuación que tuvo un residual menor (mejor ajuste).

	TATC		TACA		TACC		TALV		TAPP		TAPT	
	ECUACION	R _{NOR}	ECUACION	R _{NOR}	ECUACION	R _{NOR}	ECUACION	R _{NOR}	ECUACION	R _{NOR}	ECUACION	R _{NOR}
Mag vs DFI	Ds=1.04*M+ 15.77	0.17	Ds=10.68*M-24.70	3.23	Ds=7.04*M -6.13	2.26	Ds=-4.22*M + 49.33	1.26	Ds=7.57*M -3.82	1.36	Ds=6.51*M + 5.95	1.11
Dist. Epic. vs DFI	Ds=0.11R+10.05	0.01	Ds=0.15*R+4.91	0.23	Ds=0.18*R+6.30	0.16	Ds=0.11*R+22.24	0.7	Ds=0.12*R+15.51	0.12	Ds=0.17*R+17.70	0.06
	APROX. AL PLANO	0.55	APROX. AL PLANO	3.45	APROX. AL PLANO	2.17	APROX. AL PLANO	1.13	APROX. AL PLANO	1.76	APROX. AL PLANO	0.96
	ESTEVA	0.28	ESTEVA	1.72	ESTEVA	1.61	ESTEVA	1.66	ESTEVA	1.8	ESTEVA	1.49
	HERMAN	2.98	HERMAN	16.98	HERMAN	16.87	HERMAN	17.94	HERMAN	16.94	HERMAN	15.78
	ORDAZ Y REINOSO	2.09	ORDAZ Y REINOSO	11.93	ORDAZ Y REINOSO	12.22	ORDAZ Y REINOSO	13.69	ORDAZ Y REINOSO	11.6	ORDAZ Y REINOSO	11.11

Con los resultados de los residuales normalizados, se determinó que la mejor ecuación para representar a la duración de la fase intensa, es cuando depende solamente de la distancia que haya entre el sismo y la estación de registro.

4.7.2. Obtención de los espectros de Respuesta.

La forma de vibración de un sistema que sea afectado por el paso de las ondas sísmicas ante la ocurrencia de un sismo, dependerá de la rigidez de la estructura, de su altura y de su masa. Los espectros de respuesta permiten caracterizar el comportamiento de estructuras civiles convencionales ante una excitación que provenga del suelo.

En este trabajo de tesis se obtuvieron los espectros de respuesta a partir de un espectro de Fourier calculado anteriormente en las estaciones de Tapachula, donde no se tenían registros de un sismo de magnitud importante. En la figura 4.7.3., se aprecia de manera esquemática en que consistió la obtención del espectro de respuesta usando la Teoría de vibraciones aleatorias.

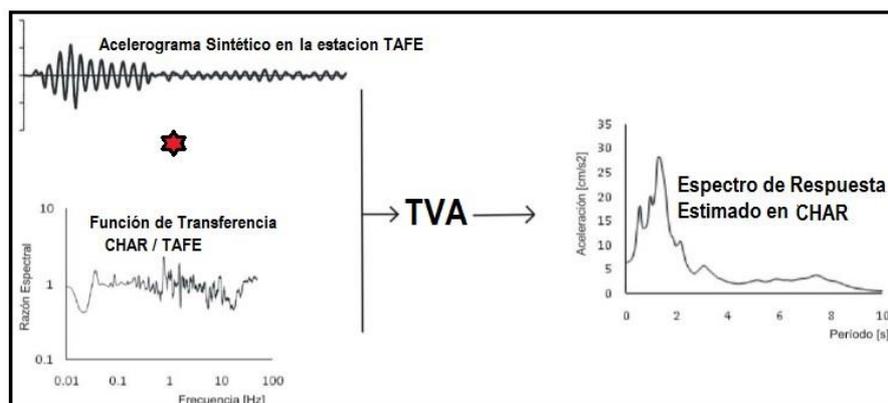


Figura 4.7.3. Esquema para el cálculo de los espectros de respuesta con la TVA.

Con base en lo anterior, se elaboró un código en Matlab que consiste en:

- 1) Dados los espectros de amplitudes calculados en capítulo anterior (figura 4.6.5), se multiplican por la función de transferencia del oscilador, dicha función estará dada por:

$$H(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \left(\frac{f}{\omega}\right)^2\right)^2 + 4\xi^2 \left(\frac{f}{\omega}\right)^2}} \quad (4.33)$$

Dónde: f son las frecuencias con las que nosotros estemos trabajando, ξ es el amortiguamiento del oscilador, tomado como el 5%, ya que es un valor estandarizado para el análisis en ingeniería sísmica. Y ω la definimos con la ecuación 4.34, T corresponde al periodo de vibración traslacional del oscilador.

$$\omega = \frac{1}{T} \quad (4.34)$$

- 2) Posteriormente se calculan los momentos descritos por las ecuaciones 3.18 y 3.22, sección 3.6.
- 3) Se obtiene la aceleración cuadrática media y número de cruces de la señal por el eje del tiempo, ecuación 3.21, este valor dependerá de la duración de la fase intensa definida en la sección 4.7.1. Para cada estación será un valor distinto, puesto que se encuentran a diferentes distancias.
- 4) Finalmente se calcula el Factor pico y se multiplica por la aceleración cuadrática media, con lo cual se obtienen los espectros de respuesta para las componentes horizontales, figura 4.7.4.

De los espectros de respuesta obtenidos, podemos señalar que todas las gráficas muestra un pico importante en ciertos periodos. Para la componente EW, por ejemplo, las estaciones que se encuentran más al sur y al norte de la mancha urbana (TAPP y TAPT) tienen su máximo valor de aceleración de 260 [cm/s²] y 226 [cm/s²] en el rango de periodos de 0.1 [s] a 0.2 [s].

Las estaciones más céntricas (TACC y TALV), cuyos valores máximos de aceleración son de 218 [cm/s²] y 120 [cm/s²], respectivamente. Están asociados a



rangos de periodos de entre 0.1 [s] a 0.3 [s]. Por otro lado, TACA y TATC muestran aceleraciones de 252.3 [cm/s²] y 235 [cm/s²] en el rango de periodos de entre 0.25 [s] a 0.5 [s].

Sin embargo, estos valores cambian un poco para las componentes NS, ya que en esta solo hay dos tendencias preferenciales en los periodos. Las estaciones que muestran los mayores valores de aceleración del sistema con 300[cm/s²] y 258.9[cm/s²], son: TACA y TATC respectivamente, en un rango de periodos de entre 0.25[s], a 0.4[s], este último, igual al de TACC con un valor de aceleración de 203.8[cm/s²]. De manera contraria la menor aceleración del sistema se da en la estación TALV, con 112.3 [cm/s²] a periodos de entre 0.1 [s] a 0.4 [s], iguales a los de las estaciones TAPP y TAPT, cuyas aceleraciones correspondientes son 200[cm/s²] y 212 [cm/s²], respectivamente.

El valor del periodo es necesario para determinar cuál sería la respuesta dinámica que sufren las edificaciones ante los movimientos sísmicos que puedan presentarse en la Ciudad de Tapachula. Una regla empírica para estimar el periodo fundamental de un edificio es:

$$T_e = \frac{N}{10} \quad (4.35)$$

Dónde: N es el número de pisos (no mayores a 3 m) de un edificio. Calculando los periodos fundamentales para los 20 primeros pisos, como se muestra en la tabla 4.7.2., y comparándolos con los periodos obtenidos en los espectros de respuesta, podemos determinar que los periodos sensibles de vibración se encuentran en un rango de entre 0.1 y 0.5 [s], lo que indica que las edificaciones que estarán más propensas a daños estructurales son casas o pequeños edificios de entre 1 y 5 pisos.

Tabla 4.7.2. Periodos de vibración de un edificio (pisos no mayores a 3 m de altura). N: número de pisos. Te: periodo fundamental de la edificación.

N	T _e [s]
1	0.1
2	0.2
3	0.3
4	0.4
5	0.5
10	1
20	2



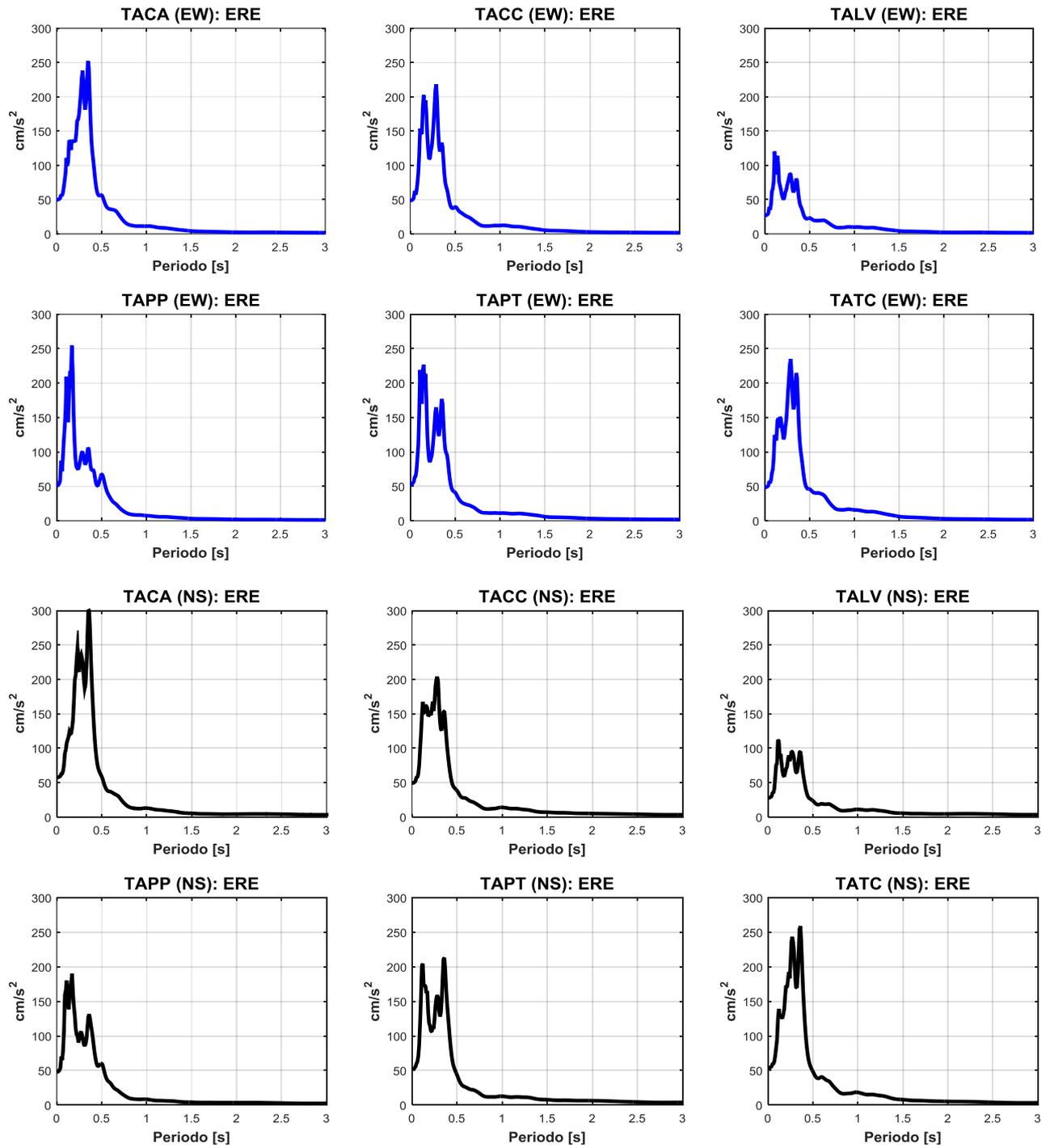


Figura 4.7.4. Espectros de Respuesta Estimados (ERE), para las estaciones de Tapachula, Chiapas. Componentes EW (azul) y componentes NS (negro).

4.7.3. Aceleraciones Máximas PGA y PHA.

La aceleración es un parámetro dinámico que puede ser medido instrumentalmente en unidades de gales (cm/s^2), el poder determinar la posible aceleración máxima o aceleración pico, PGA (Peak Ground Acceleration), por una fuente sísmica, es de sumo interés. En ocasiones no se cuenta con acelerógrafos en el sitio de estudio, por lo cual es necesario recurrir a métodos alternos para determinar dichas aceleraciones.

Al principio de esta tesis se expresó un interés especial en las componentes horizontales (NS y EW), puesto que estas presentan mayores amplificaciones al paso de las ondas sísmicas. Para ello se calcularon las aceleraciones máximas (PGA) del terreno de las seis estaciones de Tapachula, Chiapas. A partir de los espectros de respuesta obtenidos en el capítulo anterior.

Estas aceleraciones máximas del terreno, corresponden a las estimadas con el espectro de respuesta en el periodo cero. También se calculó la PHA (Peak Horizontal Acceleration), definida por Kramer (1996) como la suma vectorial de las dos componentes ortogonales (horizontales), ecuación 4.36. La PHA puede ser también correlacionada con la intensidad de un terremoto (Trifunac and Brady, 1975; Murphy and O'Brien, 1977; Krinitzsky and Chang, 1987).

$$PHA = \sqrt{(A(EW)_{\max})^2 + (A(NS)_{\max})^2} \quad (4.36)$$

En la tabla siguiente se tienen los valores de las aceleraciones máximas (PGA's), obtenidas de los espectros de respuesta, para las componentes EW y NS, además de la PHA obtenida con la ecuación 4.36.

Tabla 4.7.3. Estaciones de Tapachula con sus respectivas aceleraciones máximas, la de mayor valor fue TACA seguida de TAPT, mientras que TALV fue la que mostro las menores aceleraciones máximas del terreno.

ESTACION	LONGITUD	LATITUD	PGA-NS [cm/s^2]	PGA-EW [cm/s^2]	PHA [cm/s^2]
TAPP	580222.33	1653859.67	47.78	50.85	69.78
TACA	580897.33	1649617.99	57.49	49.74	76.02
TALV	579693.30	1647906.92	27.78	26.81	38.61
TACC	580430.57	1644884.23	49.23	48.68	69.23
TATC	578013.31	1646205.33	53.65	48.46	72.30
TAPT	579417.61	1640196.32	51.72	52.50	73.70



Con los resultados anteriores se generaron mapas de aceleraciones máximas, en la ciudad de Tapachula, que se correlacionaron con la escala de Intensidades de Mercalli Modificada (IMM), la cual se basa en medir el daño causado por el sismo, tanto al hombre como a las edificaciones y materiales en general. Esta medida es cualitativa y sus valores van de I a XII.

Tabla 4.7.4. Relación de la PGA y PGV con las Intensidades, modificada de Wald, 1999.

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)	<0.17	0.17-1.4	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	VIII	IX	X+

Las aceleraciones máximas en el terreno para las componentes NS y EW oscilan en valores similares y están asociadas con intensidades IV para la estación con menor aceleración (TALV). Correspondiente a la zona centro de la mancha urbana, donde el daño potencial fue ninguno y el movimiento fue ligero según la escala de intensidades de Wald 1999. Por otro lado para la para las estaciones con mayor aceleración (TACA y TAPT) se les asocia con una intensidad de V.

Para comparar estos valores de aceleración también se tomó en cuenta otra escala de intensidades, la propuesta por Sandoval (2013), que para una serie de sismos registrados desde 1979 al 2012 con magnitud mayor a M5 propone una relación de valores pico de aceleración con la IMM, (línea negra). Sin embargo, no se aprecia una tendencia clara, por lo que propone otra relación (línea naranja), (figura 4.7.5).

Los resultados usando esta escala muestran que las intensidades asociadas a las aceleraciones obtenidas en esta tesis, se encuentran en el rango de V de la IMM propuesta por Sandoval. Por lo tanto, se decidió hacer un promedio entre ambas escalas de intensidad dando como resultado un promedio de V. Lo que nos diría que los daños fueron muy leves y además el movimiento percibido en Tapachula fue moderado. Si consideramos el efecto de la PHA, los valores de intensidad promedio para la estación TALV (PHA menor) y TACA (PHA mayor) se mantiene



en una intensidad de V. Por lo que los daños en las estaciones, son muy similares y el movimiento percibido se mantiene en moderado, según la escala de intensidades de Wald 1999.

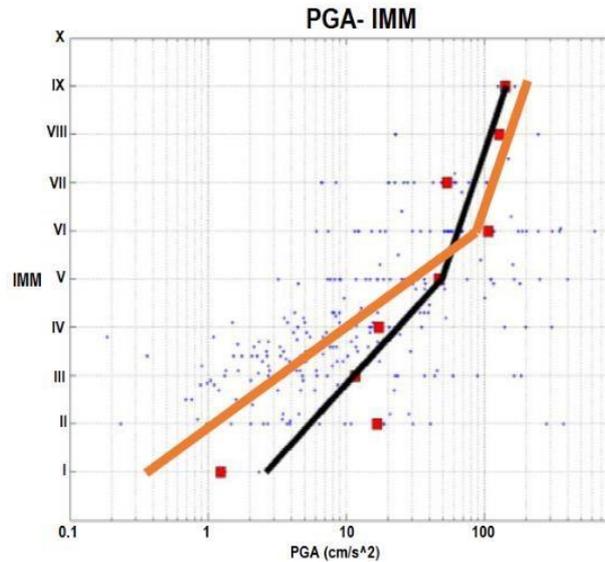


Figura 4.7.5. Ajuste de los parámetros de aceleración máxima con la IMM. Modificado de Sandoval (2013).

En las figuras siguientes, se muestran los mapas generados con los valores de las aceleraciones máximas obtenidas en esta Tesis para el sismo de Guatemala (tabla 4.7.3), se consideran las PGA de las componentes EW y NS, así como las PHA calculadas en la sección 4.7.3. Se observa que las aceleraciones disminuyen conforme nos acercamos al centro de la mancha urbana. Sería conveniente instalar estaciones que cubrieran la parte este y oeste, con la finalidad de tener una mejor estimación de las aceleraciones en toda la mancha urbana.

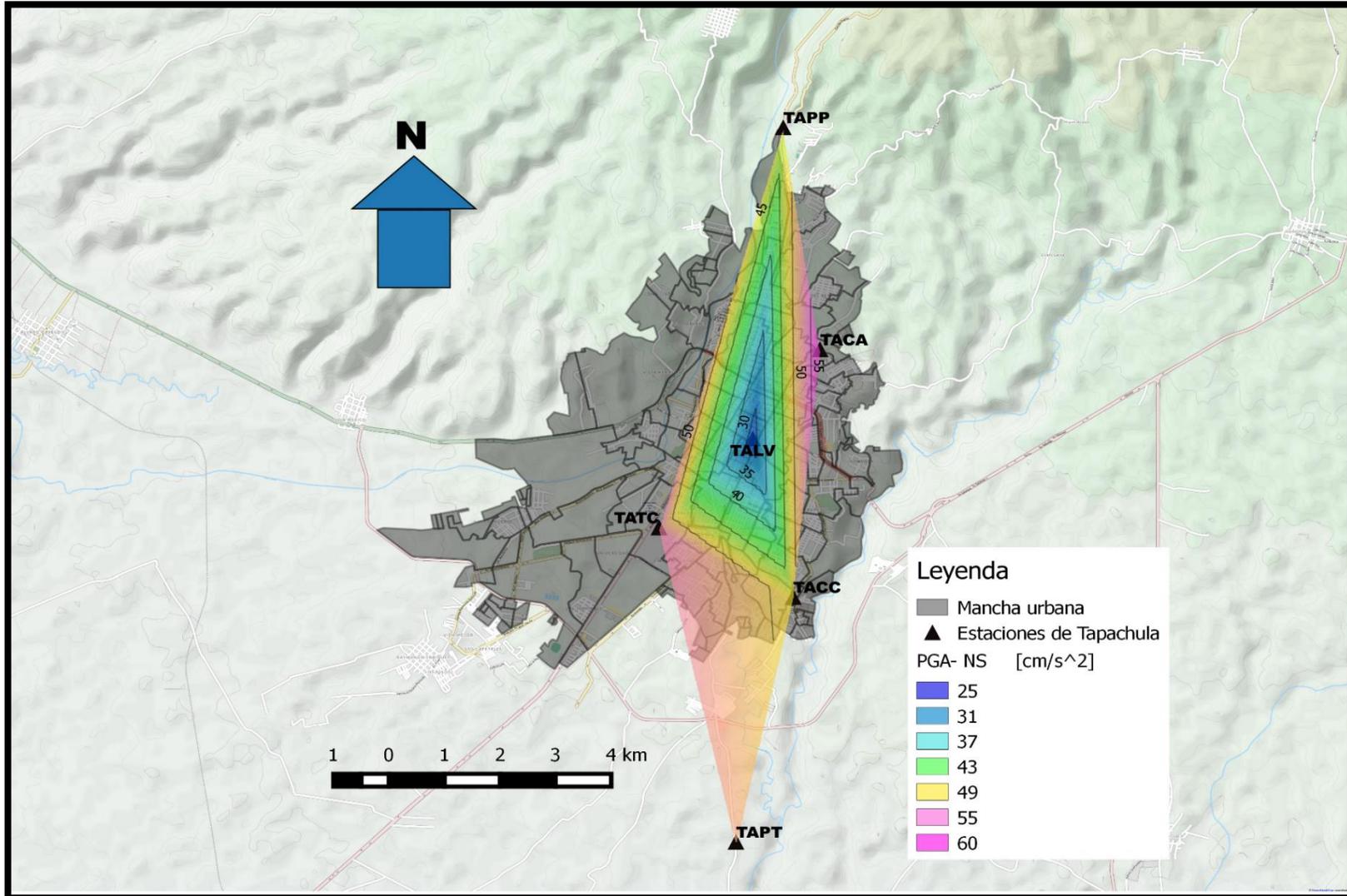


Figura 4.7.6. Mapa de Aceleraciones máximas del terreno (PGA), para la componente NS.



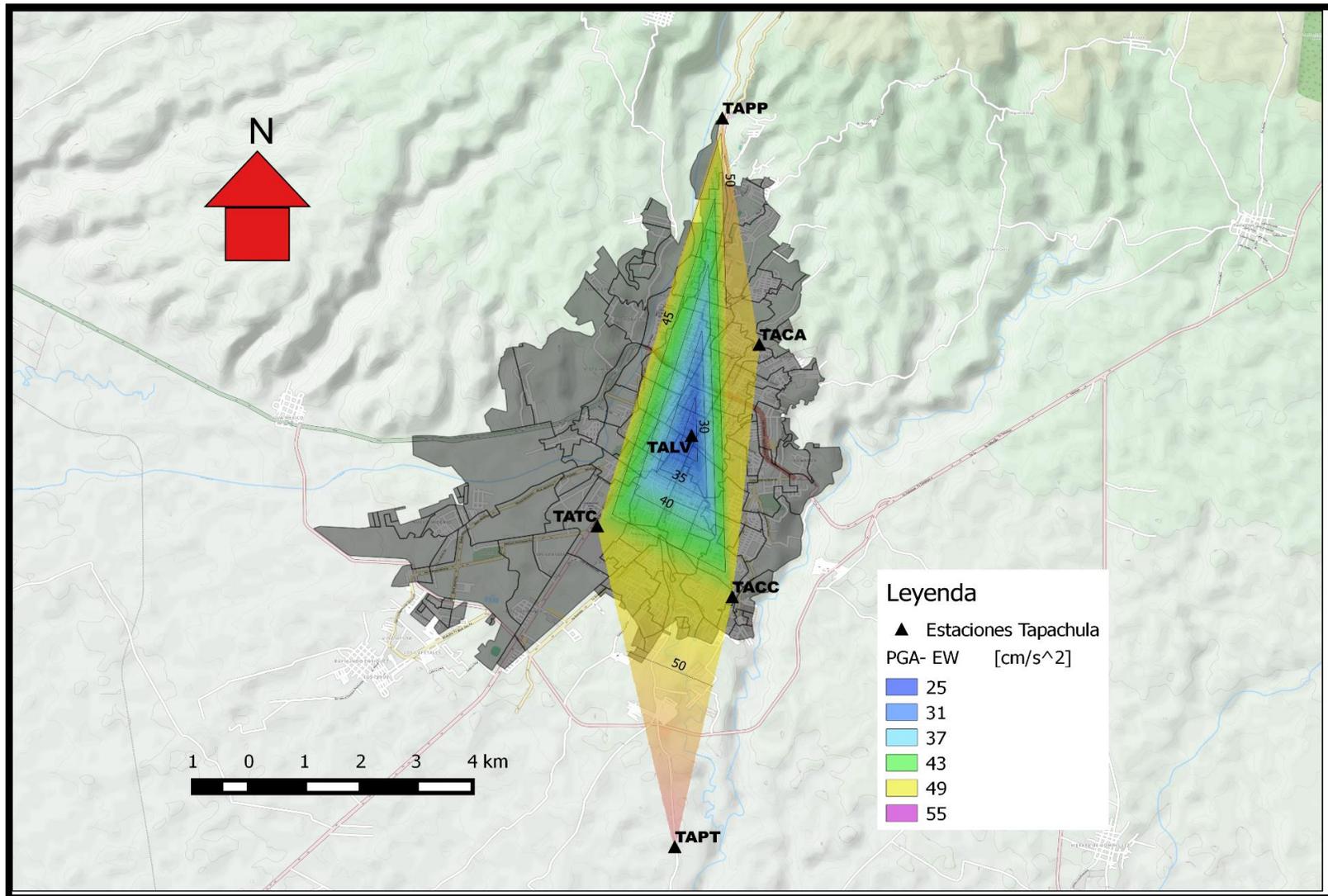


Figura 4.7.7. Mapa de Aceleraciones máximas del terreno (PGA), para la componente EW.



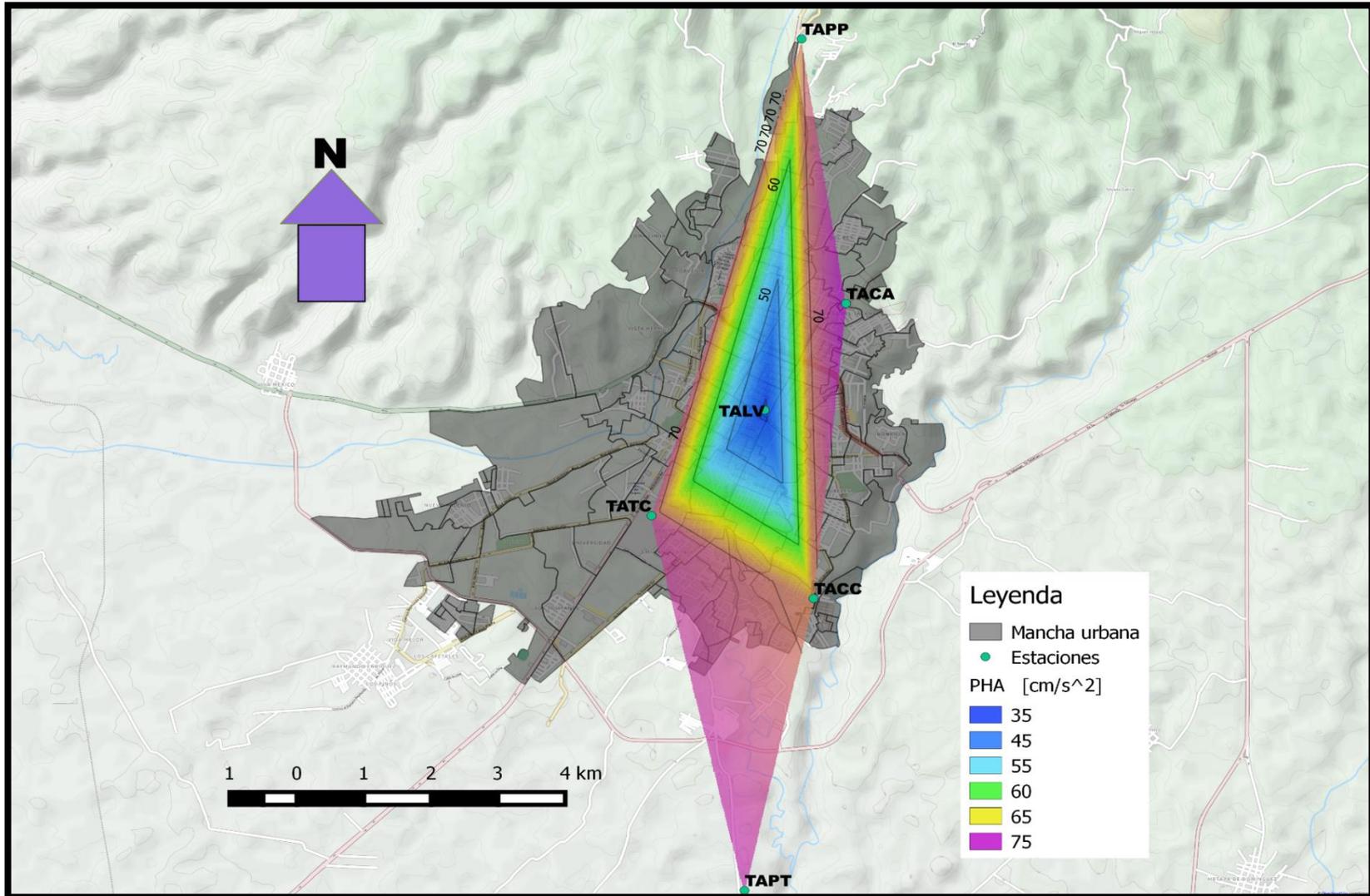


Figura 4.7.8. Mapa de Aceleraciones máximas PHA.



CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES.

La zona de estudio en esta tesis tiene un marco geológico-tectónico complejo, debido a diversas estructuras geológicas que afectan el comportamiento del terreno. Para la obtención de las aceleraciones máximas ante el sismo de Guatemala del 7 de noviembre de 2012, cuya magnitud fue de 7.3 en la Ciudad de Tapachula, donde no se tenía instrumentación en ese momento, se utilizaron diversos métodos, los cuales nos proporcionan información relevante de la zona de estudio, de cual se puede concluir que:

- ✓ Se estimaron las trazas sintéticas de velocidad y aceleración para el sismo del 7 de noviembre en las estaciones de la red del Tacana pertenecientes al SSN. Considerando que cumplieron con los parámetros que nosotros impusimos (capítulo 4.4.1.), cabe destacar que las que tuvieron mejor ajuste entre los datos observados y sintéticos fueron las estaciones de CHIQ, CIMA y PATR con residuales promedio de las tres componentes de 2.3, 2.6, 2.22 para velocidad y 2.09, 2.16, 2.05 para aceleración respectivamente.

Por otro lado, la estación ubicada en la localidad de Pavencul (PAVE), mostro un residual para velocidad de 2.55, y para la aceleración fue de 4.55. Lo que indica menor ajuste, esto probablemente a que fue la estación más saturada de las cuatro.

- ✓ Los resultados finales de las simulaciones obtenidas con el Método de función de Green empírica para las estaciones del Tacaná, son válidos solo hasta 140 [s], después de este tiempo la forma de onda del registro sintético comienza a amplificarse y perder similitud con el observado en la parte de la coda.



- ✓ Para el método de las funciones de transferencia, primero fue necesario determinar cuál sería la estación de referencia del CVT, para lo cual se encontraron los periodos fundamentales en cada lugar donde estaban instaladas las estaciones, estos periodos fueron: CIMA con 0.44 [s], PATR con 0.25[s] y PAVE con 0.45 [s], mientras que para CHIQ se determinó un periodo fundamental bajo de 0.06 [s]. Lo que puede estar asociado con un subsuelo duro y bien consolidado. Estos resultados son congruentes con los del método de función de Green Empírica, donde las trazas sintéticas en CHIQ son de las dos estaciones que presentaron las menores amplificaciones en sus componentes horizontales de velocidad y por ende de aceleración.

- ✓ Para el cálculo de los espectros de respuesta con la TVA del sismo del 7 de noviembre de 2012 en la Ciudad de Tapachula, era necesario definir primero su duración de fase intensa, ya que no se contaba con un registro de este en el lugar de interés. Varios autores proponían diferentes relaciones para definir esta duración, se calcularon los residuales promedio para las 6 estaciones de Tapachula entre los datos observados (17 eventos sísmicos en Tapachula), con respecto a las ecuaciones de los autores: Herman (1985), Esteva (1964) y Ordaz-Reinoso (2001), de lo anterior, los resultaron de los residuales promedio fueron: 14.58, 1.46 y 10.42 respectivamente. La de mejor ajuste resultaría la relación de Esteva, caso contrario a la de Herman.

Sin embargo, para este estudio se realizaron además 3 pruebas que consistían en: hacer una regresión lineal de la duración con respecto a la magnitud, la distancia y un ajuste a las dos. Los resultados arrojados mostraron una dependencia débil con respecto a la magnitud y con el plano (magnitud y distancia), ya que tuvieron residuales promedio para las 6 estaciones de 1.57 y



1.67 respectivamente. Sin embargo, cuando se considera solo la dependencia con la distancia, los ajustes son mejores, teniendo un residual de 0.21, mejor que en cualquiera de los casos anteriores, por lo que se concluye que el mejor resultado a la hora de calcular la duración de la fase intensa es cuando solo se toma en consideración la distancia que hay entre fuente- receptor.

- ✓ De acuerdo a los periodos obtenidos con los espectros de respuesta, podemos decir que las edificaciones más propensas a sufrir daños estructurales son aquellas en las que sus periodos de vibración oscilan entre 0.1 y 0.5 [s], nos referimos a edificios pequeños (no mayores a 4 o 5 pisos de altura), casas y/o estructuras pequeñas.
- ✓ Con la TVA se determinaron las aceleraciones máximas del terreno. Estos mapas nos dan una idea de cómo fue el comportamiento que provocaron las ondas sísmicas ante la ocurrencia del sismo, según el estudio elaborado en esta tesis las intensidades que alcanzaron las aceleraciones del sismo del 7 de noviembre de 2012 son del orden de V en la escala de IMM. Lo que nos dice que hubo daños potenciales ligeros, esto concuerda con el reporte de daños hecho para la ciudad de Tapachula, donde en más de una docena de edificios se produjeron fisuras menores, incluyendo el ayuntamiento de Tapachula que mide aproximadamente 10 a 15 metros de altura. Además de algunos daños en lámparas, semáforos y rotura de cristales.
- ✓ Con los métodos anteriores es cierto que se logró obtener información en un lugar donde no la había y estos resultados ayudan a determinar o prevenir



los efectos de un sismo de gran magnitud. Sin embargo, este método nos limita solamente a obtener un valor y no el registro del sismo del 7 de noviembre 2012, lo cual nos resultaría de mucha utilidad, ya que teniendo el registro se pueden realizar distintos estudios y darles enfoques diferentes dependiendo de lo que se requiera.



Referencias.

Acosta Pérez, M. (2012). "Simulación de un escenario sísmico en la Ciudad de Tapachula, Chiapas, usando el Método de función de Green Empírica". Facultad de Ingeniería, UNAM.

Aguilar Z., Quiñones A. "Simulación de acelerogramas para la ciudad de Lima, caso del terremoto del 3 de octubre de 1974". Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.

Aguirre J., Mora Chaparro J. C., González R., Reyes M, Robles A., Piña J., Mijares H. y Gutiérrez C. 2011. *Catálogo de Registros Sísmicos. Red Temporal, Tapachula, Chiapas*. Instituto de Ingeniería UNAM e Instituto de Geofísica UNAM.

Aguirre J., Irikura K., Kudo K., (1994). "Estimation of Strong Ground Motions on Hard Rock and Soft Sediment Sites in the Ashigara Valley Using the Empirical Green's Function Method". Kyoto University Research Information Repository. Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute (1994), 44(1): 45-68

Aki, K., y Richards, P. G. 2002. *Quantitative Seismology. Second Edition*. W. H. Freeman, San Francisco, EUA. 63 – 92

Alfaro A., Egozcue J., Ugalde A. Determinación de características dinámicas del suelo a partir de microtemores. Universidad Politécnica de Cataluña. Departamento de Matemática Aplicada III.

Bolton, Murarka, Lysmer y Idriss (1976). "Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes". Bulletin of the Seismological Society of America, vol, 66, No. 4.

Burkart, B., Deaton, B.C., Dengo, C., y Moreno, G., (1987). "Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico". Reaffirmation of large Neogene displacement: *Tectonics*, v. 6, p. 411-422

Caicedo D., (2014). "Períodos de vibración de las edificaciones". *Revista de Arquitectura e Ingeniería*, vol. 8, núm. 2 Empresa de Proyectos de Arquitectura e Ingeniería de Matanzas, Cuba

Castro-Mora J. (1999), "Estructura Geológica del estado de Chiapas". Instituto de Geofísica, UNAM.



Cordero Calle., (2003). "Deconvolución de sismogramas digitales por división espectral, filtrado inverso y simulación de sismogramas digitales". *Compendio de Trabajos de investigación. CNDG – Biblioteca. Instituto Geofísico del Perú. V. 4. p. 131-146*

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

Gama G⁽¹⁾., Gómez B.⁽¹⁾, Aguirre G⁽²⁾. "Estimación del peligro sísmico en sitios cercanos a la fuente sísmica". UAM⁽¹⁾, UNAM⁽²⁾.

García Villena F. (2012), Simulación de movimientos fuertes del terreno mediante funciones de Green Empíricas. Aplicación en el cálculo Sísmico de estructuras". Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada.

Geller R., (1976). "SCALING RELATIONS FOR EARTHQUAKE SOURCE PARAMETERS AND MAGNITUDES". *Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 66, No. 5, pp. 1501,1523.*

González Herrera R, Aguilar-Carboney J.A., Mora-Chaparro J.C., Palacios-Silva R.J., Figueroa Gallegos J.A (2012). "Análisis estadístico del peligro e inferencia del riesgo sísmico en el norte del estado de Chiapas". *Ingeniería–Revista Académica de la Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán. Vol. 16, No. 1, 2012, ISSN 1665-529X.*

Güralp Systems Limited. "Test and Calibration Data, CMG-6T". Serial No: T6959.

Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha. "The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Poloichic fault system: a fault jog in southeastern Mexico". *Journal of South American Earth Sciences. Vol. 13, 459–468.*

Guzmán – Speziale, M. (2010). "Beyond the Motagua and Poloichic faults: Active strike-slip faulting along the Western North America–Caribbean plate boundary zone". *Tectonophysics. Vol. 496. 17-27.*

Hernández Santana J.R., Méndez Linares A.P., Bollo Manent M., (2011). "Análisis morfoestructural del relieve noroccidental del estado de Chiapas, México". *Revista Geográfica Venezolana, vol. 53(1) 2012, 57-75.*

Hermann R. B., (1985). "AN EXTENSION OF RANDOM VIBRATION THEORY ESTIMATES OF STRONG GROUND MOTION TO LARGE DISTANCES". *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, No. 5, pp. 1447-1453.*



- Instituto de Protección Civil para el Manejo Integral de Riesgos de Desastres. 2010. "Plan Operativo de Protección Civil por Riesgo Sísmico". Protección Civil, Gobierno del estado de Chiapas, México.
- Irikiura, K. (1986). "Prediction of Strong Acceleration Motions Using Empirical Green's Function". Proceedings of the seventh Japan earthquake engineering symposium, Japón.
- Irikura, K. y Kamae, K. (1994). "Simulation of strong ground motion based on fractal composite faulting model and empirical Green's function". Strong Motion Seismology, Lesson from the 1995 Hyogo – ken Nanbu Earthquake.
- Irikura k., Miyake H. "Lecture Note on Strong Motion Seismology". Aichi Institute of Technology and Kyoto University.
- Jaramillo A., Piña J., Aguilar R., (2012). "Aplicación del método de cocientes espectrales para la reconfiguración detallada del mapa de Isoperiodos en la cuenca del valle de México". Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, XXVI Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica.
- Kanamori, H. y Stewart, G. (1978). "Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976". J. Geophys. Res. Vol. 83, 3427 – 3434
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice – Hall, New Jersey, EUA, 54– 75.
- Lay, T. y Wallace, T. C. (1995). "Modern Global Seismology". Elsevier Press, San Diego, EUA, 313-342, 364-381.
- Lermo S. J., Limaymanta M. F. "Uso de las funciones de Transferencia empíricas (HVNR) obtenidas con microtemores para construir mapas con la clasificación de los terrenos de cimentación para diseño sísmico". Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, Apto. Postal 70-472, Coyoacán, 04510 México, D.F.
- López-Infanzón, M., 1986. "Petrología y radiometría de rocas ígneas y metamórficas". Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol., v. 33, p. 59-98
- Macías, J.L. (2005). "Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México". Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. conmemorativo del centenario, temas selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, núm. 3, 379-424.



- Madariaga R., (1994). "Dinámica de la Fuente Sísmica". Département de Sismologie, URA. Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris 7. Pacheco, C. y Barba, M., 1986. "El Precámbrico de Chiapas, un terreno estratotectónico". Sociedad Geológica Mexicana, VIII Convención Nacional, Libro Resúmenes, p. 145
- Medrano R., (2009). "Estimación de espectros de respuesta en suelos de la Ciudad de Puebla utilizando la Teoría de Vibraciones Aleatorias". Facultad de Ingeniería. UNAM
- Nakamura Y., (2008). "On the H/V Spectrum". The 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, Beijing, China
- Padilla, R.J., Sánchez (2007). "Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México". Facultad de Ingeniería, UNAM. Boletín de la sociedad Geologica Mexicana. Tomo LIX, núm. 1, 19-42.
- Pantoja A., J., Rincón O., C., Fries, C., Silver, L., Solorio, O., 1974. "Contribuciones a la Geocronología de Chiapas". Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., V. 26, P. 205-223
- Pardo M., Suárez G. (1995). "Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implication". Journal of Geophysical Research, 100, 12357-12373.
- Quatum Gis. (2010). Guía del usuario versión 1.6.0, "Copiapo".
- Ramírez Gaytan A., Aguirre González J., (2008). "Modelado de la fuente sísmica del sismo de Tecomán del 21 de enero de 2003 utilizando el método de las funciones de Green empíricas". Instituto de Ingeniería, UNAM. Revista de Ingeniería Sísmica no. 79 49-69.
- Rebollar C. J., Espíndola V. H., Uribe A., Mendoza A., Pérez-Vertti (1998). Distributions of stresses and geometry of the Wadati Benioff zone under Chiapas, Mexico. CFE, Gerencia de Estudios de Ingeniería Civil, Departamento de Sismotectónica, México D. F.
- Reinoso A., (2007). "Riesgo Sísmico de la Ciudad de México". ESPECIALIDAD: INGENIERÍA CIVIL.
- Sandoval G., Ramírez G., Espíndola V., (2013). "Correlación entre Intensidad Macrosísmica e instrumental para el centro de México". Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica. XIX Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C., (1993). "Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico". Geological Society of America Special Paper 278, 153.



SEGOB. "Peligros Geológicos relevantes durante el periodo 1810-2010". Información documental sobre los eventos significativos de 1810-2010.

Servicio Geológico Mexicano. "Atlas de Peligros del Estado de Chiapas". Convenio de colaboración entre el servicio Geológico Mexicano y la Secretaría Pública.

Stein, S. y Wysession, M. (2003). "An introduction to seismology, earthquakes and earth structure". Blackwell Publishing, Malden, MA, EUA. 215 – 270.

Strasser F.O., Arango M.C., Bommer J.J., (2010). "Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude". Seismological Research Letters Volume 81, Number 6.

Suárez G., Singh K. (1986). "Tectonic interpretation of the Trans Mexican Volcanic Belt Discussion, Tectonophys". 127, 155-160.

Tsige M., García F., (2006). "Propuesta de clasificación geotécnica del "Efecto Sitio" (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia". Departamento Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid.

Valdés González., (2008). "Metodología para la estimación del peligro sísmico con base en la teoría de vibraciones aleatorias". Ciencia Ergo, vol. 15, num1, marzo-junio, 2008, pp73-82. Universidad Autónoma del Estado de México.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H. y Kanamori, H. 1999b. *Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and Modified Mercalli Intensity in California*, Earthquake Spectra. Vol. 15, 557-564

Wells D., Coppersmith K., (1994). "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement". Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002

Paginas consultadas.

<http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM07chiapas/index.html>

<http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/chis/poblacion/>

<http://www.chiapas.gob.mx/?id=conoce-tapachula>

<http://www.osso.org.co/docu/tesis/2003/evaluacion/sismologia.pdf>



<http://www.smis.org.mx/htm/sm4.htm>

http://epsc.wustl.edu/seismology/book/book_no_captions/figures/

<http://mundocartogeo.blogspot.mx/2015/11/llevando-de-qgis-google-earth.html>

<http://es.scribd.com/doc/52197523/CFE-Sismo-08#scribd>

