



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

PROCESOS DE LA FUENTE DEL SISMO DEL 15 DE JULIO
DE 1996 USANDO EL METODO DE LA FUNCION DE GREEN
EMPIRICA Y ALGORITMOS GENETICOS

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A,
LUISA NOEMI GARDUÑO HERNANDEZ



DIRECTOR DE TESIS:
DR. JORGE AGUIRRE GONZALEZ

MEXICO, D. F.

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

*Porque Jehová da la sabiduría, y de su boca viene el conocimiento y la inteligencia.
(Proverbios 2:6)*

*A la memoria de mi madre **H. Edith Hernández J.** que con su paciencia, confianza, amistad y consejos me apoyo hasta el último momento.*

Gracia mamá por haber sido parte de mi crecimiento y formación.

Azarias, Zabdi y Sergio que son un regalo de Dios para mi vida.

A Gabriel mi compañero por su confianza y apoyo.

A M. Antonio quien desde mi niñez me ha comprendido, creído y confiado en mí.

A Fvelia por su comprensión y ayuda.

Gracias por creer en mí.

RECONOCIMIENTOS

Al Dr. Jorge Aguirre por ser parte importante en mi formación profesional.

A esta gran institución (UNAM) quien es parte de mi formación educativa.

Esta tesis fue desarrollada en el Instituto de Ingeniería. El proyecto de donde se deriva este trabajo ha sido financiado por PAPIIT con número IN 112405-3.

PROCESOS DE LA FUENTE DEL SISMO DEL 15 DE JULIO DE 1996 USANDO EL METODO DE LA FUNCIÓN DE GREEN EMPÍRICA Y ALGORITMOS GENÉTICOS

RESUMEN.....	3
1. INTRODUCCIÓN.....	4
2. FUENTE SÍSMICA Y SUS MEDIDAS.....	7
2.1 CONCEPTUALIZACIÓN DE LOS SISMOS A TRAVÉS DE LA HISTORIA.....	7
2.1.1 Las más remotas explicaciones.....	7
2.1.2 Teorías de las explosiones y fuego interno.....	7
2.2.3 Teoría de los gases subterráneos.....	7
2.1.4 Teoría de la electricidad.....	8
2.1.5 Fallas Geológicas.....	8
2.2.6 Ondas elásticas.....	8
2.1.7 Tectónica y sismos.....	8
2.2 INTENSIDAD Y MAGNITUD.....	11
2.2.1 Intensidad.....	11
2.2.2 Magnitud.....	12
2.2.3 Magnitud local (M_L) :.....	13
2.2.4 Magnitud de ondas de superficiales (M_s) :.....	14
2.2.5 Magnitud de ondas de volumen u ondas de cuerpo (m_b) :.....	14
2.2.6 Momento sísmico (M_0)	15
2.3 REPRESENTACIÓN PUNTUAL.....	16
2.4 RUPTURA SISMICA.....	18
2.5 PREMONITOR Y RÉPLICA.....	19
2.6 PARÁMETROS DE LA FUENTE.....	20
2.7 FRECUENCIA DE ESQUINA.....	22
3. DESARROLLO DEL MÉTODO DE LA FUNCIÓN DE GREEN EMPÍRICA.....	24
3.1 FUNCIÓN DE GREEN.....	24
3.2 ¿QUÉ ES EL MÉTODO?.....	26
3.3 RELACIÓN DE LA FUENTE ENTRE UN SISMO PRINCIPAL Y UN SISMO ELEMENTAL EN FUNCIÓN DEL TIEMPO.....	27
3.4 MÉTODO PARA SINTETIZAR LOS MOVIMIENTOS FUERTES UTILIZANDO SISMOGRAMAS DE PEQUEÑOS EVENTOS OBSERVADOS.....	31
3.5 METODO DE IRIKURA.....	35
4. ALGORITMOS GENÉTICOS.....	39
4.1 ¿QUE SON LOS ALGORITMOS GENÉTICOS.....	39
4.2 ROBUSTOS DE OPTIMIZACIÓN TRADICIONAL Y MÉTODOS DE BÚSQUEDA.....	39
4.3 METAS DE OPTIMIZACIÓN.....	41
4.4 CÓMO DIFIEREN LOS AG DE LOS METODOS TRADICIONALES.....	41
4.5 ALGORITMOS GENÉTICOS.....	43
4.5.1 Reproducción.....	44
4.5.2 Cruzamiento.....	45
4.5.3 Mutación.....	46
4.6 IMPORTANCIA DE BUSCAR LA SIMILITUD SEPARADAMENTE.....	47
4.7 LAS PLANTILLAS DE SIMILITUD.....	47
4.8 EL LENGUAJE.....	49
4.9 PARA UNA RUPTURA HETEROGÉNEA.....	49

5. MODELO HOMOGÉNEO.....	51
5.1 DATOS.....	51
5.2 MODELO.....	62
5.3 SIMULACIÓN PARA LA ESTACIÓN DE ATYC.....	65
5.4 SIMULACIÓN PARA LAS ONCE ESTACIONES.....	68
6. INVERSIÓN DE LOS PROCESOS DE FUENTE.....	79
6.1 MODELO.....	79
6.2 MODELO HETEROGÉNEO UTILIZANDO PESOS (w_{ij}):	80
6.3 MODELO HETEROGÉNEO USANDO PESOS (w_{ij}) Y TIEMPOS DE PERTURBACIÓN (pt_{ij}):...81	
6.4 CONSIDERANDO PURAS ASPEREZAS PARA EL MODELO HETEROGÉNEO.....	86
6.5 MODELO HETEROGÉNEO UTILIZANDO LAS ONCE ESTACIONES.....	87
6.5.1 Usando pesos (w_{ij}):.....	87
6.5.2 Usando pesos (w_{ij}) y tiempos de perturbación (pt_{ij}):.....	92
6.5.3 Usando asperezas:.....	99
6.6 RELACIÓN DEL ÁREA DE RUPTURA CON EL MOMENTO SÍSMICO.....	103
6.7 RELACIÓN DE LA COMBINACIÓN DEL ÁREA DE LAS ASPEREZAS CON EL MOMENTO SISMICO.....	104
REFERENCIAS.....	108
APENDICE A.....	111

RESUMEN

El trabajo consiste en estudiar los procesos de la fuente sísmica del sismo que ocurrió el 15 de julio de 1996 en las costas del estado de Guerrero. Estos procesos de la fuente se obtienen a través de la inversión de la forma de ondas de registros de aceleración a bajas frecuencias, ya que estas frecuencias contienen información muy significativa en la interpretación física de la fuente.

Se utilizó el método de las funciones de Green empíricas propuesto por Irikura en 1986. Este método permite simular y modelar los movimientos de deslizamiento de un sismo principal (sismo de mayor magnitud), usando registros de sismos de menor magnitud, que puede ser un premonitor (ocurre antes del sismo principal) o una réplica (ocurre después del sismo principal). Este método utiliza la ley de escalamiento espectral ω^{-2} propuesta por Aki (1967), y juega un papel importante en la simulación. Siguiendo esta metodología se propusieron las dimensiones de la falla del sismo principal igual a $N = 2 \text{ km}$ y $N = 6 \text{ km}$ para el modelo homogéneo y heterogéneo, respectivamente. Además se consideraron los parámetros de la fuente sísmica como son el mecanismo focal, profundidad del foco, momento sísmico, frecuencia de esquina, energía sísmica radiada, etc. Se propuso un tiempo de ascenso igual a $\tau = 0.15$ segundos para analizar el sismo y una velocidad de ruptura inicial de $V_r = 2.3 \text{ km/s}$.

Antes de realizar la inversión se simularon los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento, para once estaciones localizadas alrededor del epicentro, usando un modelo homogéneo. Modelo homogéneo se refiere a que todas las subfallas tienen el mismo deslizamiento. Esto permitió determinar la velocidad y la posición del inicio de ruptura a través del ajuste de las formas de ondas.

En seguida se procedió a utilizar el método de algoritmos genéticos para obtener una mejor resolución del problema. Primero se consideraron únicamente los pesos para encontrar la distribución de los deslizamientos en cada subfalla del área de ruptura con velocidad de ruptura constante ($V_r = 2.3 \text{ km/s}$), posteriormente se incluyen los tiempos de perturbación con el fin de obtener una respuesta de la distribución irregular de la radiación y los cambios de la velocidad de ruptura.

Con el resultado de la inversión de los deslizamientos heterogéneos, se logró obtener y caracterizar el área de las asperezas (Somerville *et al.* 2002). También se determinó y examinó la relación que existe entre el área de ruptura y el momento sísmico, la combinación del área de asperezas con el momento sísmico y el área donde se generan los deslizamientos con el momento sísmico, basándose en la estimación de distribución de los deslizamientos (Somerville *et al.*, 2002).

1. INTRODUCCIÓN

La idea de estudiar sismos de mayor magnitud utilizando la función de Green empírica, fue introducida por Harzell (1978). El estudio que realizó fue el sismo del Valle Imperial, utilizando sismogramas de un evento pequeño como funciones de Green empírica. Este método de las funciones de Green empírica (MFGE) puede aplicarse a dos tipos de problemas, uno directo y el otro indirecto. En el problema indirecto, el MFGE ayuda a recuperar el mecanismo focal y la función del tiempo en la fuente, para determinar el tensor de momento, o para encontrar la distribución del deslizamiento de la falla. Por otro lado, en problemas directos, el MFGE es normalmente empleado para modelar los movimientos fuertes de sismos de deslizamiento mayor, o simular movimiento fuerte (predicción) de eventos futuros. Posteriormente, el método de las funciones de Green empírica fue revisado por Kanamori (en 1979 y 1993), Irikura (en 1983 y 1986) y otros.

En este trabajo se desarrolla el método de las funciones de Green empírica (MFGE) propuesto por Irikura (1986). Basándose en las leyes de escalamiento con los parámetros de la falla del sismo principal y la réplica propuestos por Kanamori y Anderson (1975) y el espectro de la fuente ω^2 propuesto por Aki (1967) y Brune (1970). Este método permite simular y modelar los movimientos de deslizamiento de un sismo principal (sismo de mayor magnitud), usando registros de sismos de menor magnitud, que puede ser un premonitor (ocurre antes del sismo principal) o una réplica (ocurre después del sismo principal).

Actualmente, la idea principal del MFGE se simplifica, debido a que las réplicas (o el premonitor) llevan información de las propiedades del medio durante la trayectoria entre la zona focal y la estación. Además, la falla pequeña tiene una magnitud y duración corta, que representa una aproximación a la respuesta del impulso.

Se utilizaron los registros de la réplica que ocurrió el 18 de julio de 1996 como función de Green empírica, para poder simular el sismo principal del 15 de julio de 1996, siguiendo las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} que propusieron Aki (1967) y Brune (1970) para obtener la distribución de dislocación sobre el plano de falla.

El valor de corrección entre la caída de esfuerzos del sismo principal y la réplica fue igual a 1.6. Las dimensiones del área de la falla para el modelo homogéneo fue de 4 km^2 , utilizando cuatro celdas para el sismo principal, mientras para el modelo heterogéneo, de 36 km^2 , con treinta y seis celdas.

El inicio de la ruptura sísmica en el modelo homogéneo se ubicó en la celda (1,1) y para el modelo heterogéneo su sitio corresponde a la celda (3,3), es decir se consideró en el mismo lugar. Además, se utilizó el mismo valor de la velocidad de las ondas S, $V_s = 3.2$ y de la velocidad de la ruptura, $V_r = 2.3$, un tiempo de ascenso igual a $\tau = 0.15$ segundos para analizar el sismo en ambos modelos. Además se consideraron los parámetros de la fuente sísmica como son el mecanismo focal, profundidad del foco, momento sísmico,

frecuencia de esquina, energía sísmica radiada, etc. Las señales fueron filtradas en el intervalo de 0.4 a 2 Hz..

El modelo se obtiene ajustando los valores de la velocidad de ruptura, el punto de inicio de ruptura, el tamaño de las celdas, etc. con los registros de las estaciones a fin de que el modelo genere formas de onda lo más parecido a las formas de onda registradas del sismo principal. Para generar la forma de ondas se requirió de una buena cobertura espacial en el área de la fuente. El modelo de la fuente asume un deslizamiento y un tiempo de ascenso con una propagación de ruptura radial del punto de inicio de la ruptura. El modelo de la fuente puede usarse para interpretar los mecanismos que dependen de las frecuencias, en el área donde se generan los movimientos sísmicos.

Se simularon los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento, para once estaciones localizadas alrededor del epicentro, usando un modelo homogéneo. Modelo homogéneo se refiere a que todas las subfallas tienen el mismo deslizamiento. Esto permitió determinar la velocidad y la posición del inicio de ruptura a través del ajuste de las formas de ondas.

Posteriormente se realizó la inversión de las dislocaciones con pesos y tiempos de perturbación para cada celda usando algoritmos genéticos. La primera idea de utilizar esta analogía de la evolución natural, fue propuesta por Holland (1975) para obtener una solución óptima. Después del trabajo de Holland (1975), los algoritmos genéticos han probado ser una herramienta poderosa para los científicos en un amplio rango de campos. Este método de algoritmo de búsqueda está diseñado para resolver problemas basado en el principio biológico de la evolución natural. En este caso, los datos están tratados como una población de individuos que experimentan un proceso de evolución a través de varias generaciones. Un individuo es la colección de parámetros (genes) que constituyen una alternativa de solución al problema. Estos individuos compiten entre sí para ser seleccionados y cruzados para así poder preservar su especie (Holland, 1975). Como en la naturaleza, el proceso de evolución se debe principalmente a la selección, la cruce y la mutación. La selección en una manera simple de describirse es que si un organismo falla ante una prueba natural que se le imponga (como sería reconocer y escapar de un depredador), éste muere. Así, exclusivamente aquellos individuos capaces de superar las diversas pruebas, tendrán mayores posibilidades de sobrevivir y seguir procreándose. La cruce significa que en el momento de la procreación los individuos intercambian ciertas características (genes) que pueden ayudar a mejorar el desempeño de la especie. El proceso de la mutación se refiere a que un gen completamente ajeno, puede ser introducido a algún individuo de la población en cualquier momento. En muchos casos la mutación ayuda al algoritmo a salir de mínimos locales comunes a otros algoritmos de búsqueda.

Por otro lado, Somerville *et al.* (1999) caracterizó el modelo de los deslizamientos heterogéneos a lo largo de un sismo de subducción para predecir movimientos muy fuertes. Propuso caracterizar el modelo de fuente a través del resultado de la inversión de los desplazamientos para obtener las asperezas, y planteó la relación que existe entre el área de ruptura y el momento sísmico, la combinación del área de asperezas con el momento sísmico y el área donde se generan los deslizamientos con el momento sísmico. Siguiendo

este criterio se logró obtener ocho asperezas y caracterizar el área de las asperezas de 8 km^2 .

2. FUENTE SÍSMICA Y SUS MEDIDAS

2.1 CONCEPTUALIZACIÓN DE LOS SISMOS A TRAVÉS DE LA HISTORIA

2.1.1 Las más remotas explicaciones

Desde la antigüedad, la época helénica, durante la edad media y en algunas culturas, la investigación sobre terremotos en las zonas que con frecuencia ocurren movimientos se explicaba en mitología o leyenda. Una primera explicación fue el relato mitológico de un ser que sostenía la tierra y en ocasiones la sacude. La segunda propuesta por los japoneses, creían que en el centro de la tierra vivía un enorme bagre (pez gato) que con sus movimientos producía los terremotos. Mientras que en Siberia se le atribuía al paso de un dios que viajaba con su trineo bajo la tierra; la cultura maori en Nueva Zelanda creían que Raumoko, el dios de los terremotos y volcanes, era un hijo de la madre tierra que quedó accidentalmente enterrado debajo de la superficie terrestre, siendo los terremotos la causa de su enojo. Los primeros en asignar causas naturales a los terremotos fueron los filósofos griegos; entre ellos tenemos a: Demócrito (siglo IV a de C), que pensaba que los terremotos están causados por el agua de la lluvia que empapa la tierra y produce movimiento en su interior; y Anaxímenes (siglo V a de C) quien pensaba que los terremotos pueden ser producidos tanto por extrema humedad o por extrema sequedad que contrae y resquebraja la tierra.

2.1.2 Teorías de las explosiones y fuego interno

Anaxágoras y Empedocles (siglo IV a de C) pensaban que los terremotos eran producidos por las salidas súbitas de aire caliente, que ha quedado en el interior de la tierra. Aristóteles (384-322 a de C), respetó y se basó en la teoría de los autores Anaxágoras y Empedocles. Su idea fue aceptada universalmente, durante la edad media. Su obra Meteorología fue difundida por Alberto Magno, Tomás de Aquino y dos autores árabes, Avicena y Averros. Esta idea relaciona la actividad sísmica con la volcánica.

2.1.3 Teoría de los gases subterráneos

Kircher (siglo XVII) relaciona los terremotos con un sistema de conductos de fuego en el interior de la Tierra. Estrabón (siglo I) atribuía a Aristóteles la idea de que los volcanes actuaban como válvulas de seguridad, al dar salida a los gases calentados en el interior. M. Lister y N. Lesmerg (a finales del siglo XVII), mantiene básicamente la hipótesis del fuego interno asignándole un origen químico que consiste del uso de la pólvora y la crítica a la filosofía natural aristotélica lleva a la hipótesis de considerar los terremotos como explosiones producidas naturalmente por las aglomeraciones de sustancias químicas, tales como azufre y hierro, en el interior de la Tierra. Estas teorías fueron ampliadas por la óptica de Newton y la Historia Natural de Buffon.

2.1.4 Teorías de la electricidad:

W. Stukeley (1750) pensaba que, los terremotos son causa de las descargas eléctricas subterráneas. Esta idea fue desarrollada también por G. Beccaria y Priestley y difundida en España por B. Feijoo. La teoría de las explosiones, fuego interno y la de electricidad, se mantuvieron hasta el siglo XIX como la causa de los terremotos.

2.1.5 Fallas Geológicas:

Humbolt fue uno de los primeros en establecer la relación entre las fallas geológicas y los terremotos. Lyell (1819 y 1855) describió los primeros terremotos que se asocian a fracturas observables en la superficie. Robert Mallet hizo el primer estudio sobre el terremoto de Nápoles en 1857. El trabajo se considera como el comienzo de la sismología moderna. Sin embargo, se siguió aceptando el origen explosivo de los sismos, lo que permitió el desarrollo del foco puntual a partir del cual se transmiten las ondas. Propuso que la corteza podía romperse por tensión como una barra de hierro, sin descartar un origen explosivo. E. Bertrand y J. Michell a raíz del terremoto de Lisboa en 1760, propusieron que la transmisión de un movimiento ondulatorio en la Tierra, producido por terremotos a partir de un foco, es semejante a la del sonido en el aire.

2.1.6 Ondas elásticas:

En el trabajo de Young (1807) y Wertgeun (1851) aparecen por primera vez mencionadas las ondas elásticas. E. Suess fue uno de los primeros en abandonar la teoría de Mallet y propone una región focal. En 1875, E. Suess nuevamente propone la relación entre fallas y terremotos, dividiendo los terremotos en volcánicos y de dislocación. La dislocación es producida por los movimientos de los bloques de una falla que resbalan uno con respecto a otro. Establece la relación entre fenómenos sísmicos y orogénicos y asigna el origen de los terremotos con el movimiento de las fallas. Montessus de Ballore y Siber desarrollaron a principio de siglo las ideas de Suess y afirmaron que en el origen de los sismos, las fracturas y fallas desempeñan un papel principal. H. F. Reid a raíz del estudio del terremoto de San Francisco en 1906, propuso el primer modelo mecánico de la fuente sísmica. Esta teoría fue conocida como el rebote elástico y supone que las deformaciones elásticas se van acumulando en una región hasta que se supera la resistencia del material y se produce una fractura, con movimiento relativo de sus dos partes y relajación de las deformaciones acumuladas, aun vigente.

2.1.7 Tectónica y sismos

Así como en la antigüedad la investigación sobre los terremotos era importante, hoy en día también es un tema de investigación para nosotros, ya que vivimos en una zona donde ocurren frecuentes movimientos. Nuestro país se encuentra rodeado por cinco placas tectónicas: Norteamericana, Pacífico, Caribe, Cocos y Rivera (Figura 2.1). La mayor parte del país se encuentra sobre la placa Norteamericana, la cual contiene a todo Norteamérica,

parte del océano Atlántico y parte de Asia. La placa del Pacífico contiene a la península de Baja California, gran parte del estado de California, EU y parte del océano Pacífico. La placa del Caribe contiene al sur de Chiapas, gran parte de las islas caribeñas y países de Centro América. Las placas de Rivera y Cocos son oceánicas y se encuentran bajo el océano Pacífico, frente a las costas de Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima, la primera y la segunda bajo Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas. Las placas se mueven en diferentes direcciones produciendo choques entre ellas mismas, y así se genera la actividad sísmica y volcánica dentro y fuera del territorio Mexicano.

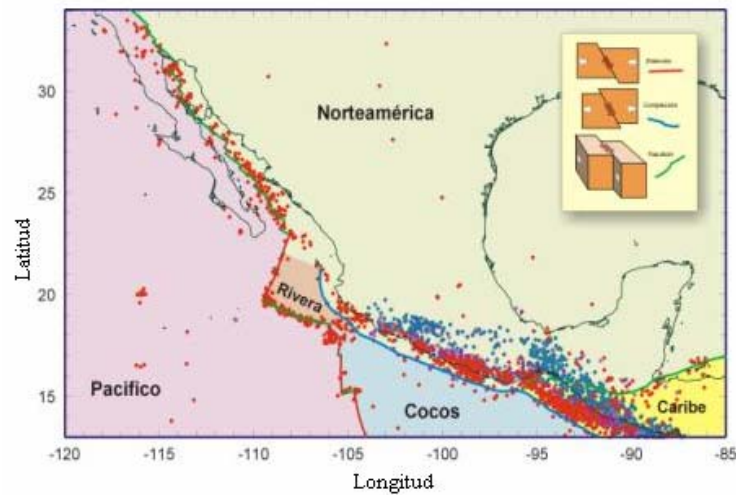


Figura 2.1. Distribución de las placas tectónicas en México (febrero, SSN, 2002).

En México los sismos de interplaca son producto de la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental y la mayoría de ellos generan el mayor peligro. Estos se localizan a lo largo de las fronteras de las costas del océano Pacífico y algunos llegan a ocurrir en el interior del continente (por la actividad volcánica que produce movimientos fuertes de lava y roca, por el derrumbe natural de cavernas subterráneas, el mismo hombre puede originar terremotos a través de explosiones accidentales o pruebas nucleares, y la propia alteración de la zona). Estos sismos ocurren por el roce entre la placa Norteamericana y las placas oceánicas de Cocos y Rivera a lo largo de la zona de contacto (Figura 2.2).

En la fosa Mesoamericana se generan los eventos que ocurren a lo largo de la falla. La influencia de los sismos costeros sobre la ciudad de México, donde su epicentro se encuentra a más de 200 km. de la costa, producen los mayores daños debido a las condiciones del suelo sobre el que se desarrolló la ciudad. Entre mayor sea el área que se rompe por la acción de las fuerzas tectónicas, mayor será el temblor. La mayor área de contacto ocurre entre las placas que se encuentran en las zonas de subducción, donde ocurren sismos de mayor magnitud.

Para poder estudiar los constantes movimientos del territorio mexicano, primero se define lo que es un sismo. Un sismo es un fracturamiento súbito en el interior de la tierra que da origen a vibraciones o movimientos del suelo. La causa principal y responsable de la mayoría se debe a la ruptura y fractura de las rocas. La fractura ocurre cuando la

acumulación de energía excede la resistencia de las rocas. Al ocurrir la ruptura, se propagan en el interior de la tierra una serie de ondas sísmicas, que se van alejando del foco que llegando a la superficie producen vibraciones y son registradas por las estaciones sísmológicas (Figura 2.3). Los sismos ocurren por lo general en zonas de debilidad de la corteza terrestre, que se llaman fallas geológicas y son generados por la acumulación de esfuerzo en la corteza terrestre, pueden ser por compresión, tensión o cizalla.

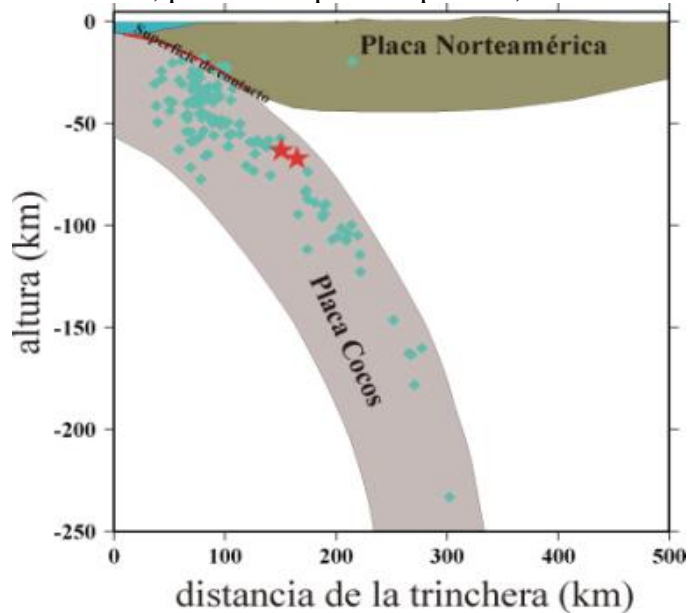


Figura 2.2. Representación de un sismo de interplaca que ocurre por el roce de la placa Norteamericana entre la placa oceánica de cocos y la placa de rivera (enero, SSN, 2002).

El foco o hipocentro es el punto inicial de la ruptura dentro de la tierra donde se produce la liberación de energía o ruptura sísmica, y está definido por tres parámetros: latitud, longitud y profundidad. La fuente o foco sísmico es el volumen de roca cuyo desplazamiento causó el sismo y dentro del cual se encuentra la falla; es decir, se le llama foco sísmico al hipocentro y la zona de ruptura, donde ocurrió la liberación de energía del sismo. Por otro lado, el epicentro es el punto proyectado sobre la superficie de la tierra, situado arriba del hipocentro, y es la zona donde se siente con mayor intensidad el sismo; solamente requiere de latitud y de longitud. Así, la profundidad focal es la distancia que existe entre el epicentro y el hipocentro (Figura 2.3).

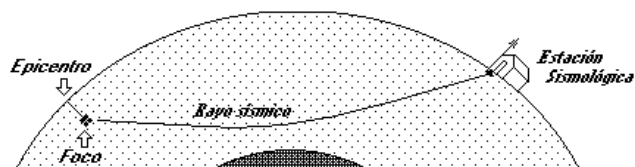


Figura 2.3. Trayectoria de las ondas sísmicas en el interior de la tierra, hasta una estación sísmológica. El punto indicado por la flecha hacia arriba, representa el foco. La flecha que apunta hacia abajo, indica el epicentro en la superficie.

2.2 INTENSIDAD Y MAGNITUD

Para determinar el tamaño de un sismo existen dos medidas principales que son la intensidad (grado de destrucción que causa en el área afectada) y la magnitud (cantidad de energía liberada) de un sismo. Ambas expresan propiedades diferentes, por eso es necesario analizarlas ya que con frecuencia son confundidas por la gente.

2.2.1 Intensidad

La intensidad es una medida del daño y la violencia de los efectos causados por el movimiento del suelo sobre las personas, objetos, la vulnerabilidad de las construcciones y depende de las condiciones del terreno así como la distancia epicentral en un lugar determinado de la superficie terrestre.

Inicialmente, el esfuerzo para determinar el tamaño de un terremoto se basaba en las observaciones de los efectos del mismo. La intensidad es un parámetro muy importante para el estudio de terremotos históricos; es decir, terremotos ocurridos en épocas cuando no había sismógrafos (Según Lee&Wallace el primer sismógrafo fue inventado por Filippo Cecchi en Italia en 1875). Los diferentes tipos de archivos de la época aportan información muy valiosa sobre los efectos de los terremotos históricos y después de un análisis crítico es posible estimar las intensidades en las regiones comprometidas por el terremoto, proporcionando de esta manera una herramienta útil para medir el tamaño de los terremotos históricos. La primera escala de intensidad fue elaborada en 1883 por el sismólogo italiano M. de Rossi y el suizo F. Forel, quienes propusieron la escala de intensidad de diez grados conocida como Rossi-Forel, para catalogar y cuantificar los terremotos. Se basaron en el poder destructivo, realizando estudios de los daños producidos por los sismos y no consideraba edificios altos. En 1902, G. Mercalli introduce una nueva escala con 10 grados de intensidad, siendo posteriormente incrementada a 12 por A. Cancani. En 1923 Sieberg publica una escala más detallada, pero basada en el trabajo de Mercalli-Cancani. Además Cancani considera una escala de doce niveles de intensidad, la cual fue modificada por los sismólogos norteamericanos H. Wood y F. Newmaan en 1931 donde proponen una nueva escala, modificando y condensando la escala de Mercalli-Cancani-Sieberg, surgiendo así la escala Mercalli Modificada (MM). Esta escala de 12 grados, expresada en números romanos, fue ampliamente utilizada en el mundo para construcciones más modernas, (ver apéndice II).

Para estandarizar los niveles de intensidad se utilizan escalas tal como la Escala de Mercalli Modificada (MM). Una intensidad I se define como la de un suceso percibido por pocas personal, mientras que la intensidad de XII se le asigna a los eventos catastróficos que provocan destrucción total. Los sismos con intensidad entre II y III son casi equivalentes a los de magnitud entre 3 y 4 grados en la escala de Richter, mientras en los niveles XI y XII en la escala de Mercalli se pueden asociar a las magnitudes de 8 y 9 grados en la escala de Richter.

Para un sismo es claro notar que la intensidad varía de un sitio a otro, dependiendo de la distancia al epicentro y de las condiciones geológicas locales. La intensidad no

permite medir el movimiento del suelo, pero si es útil para describir los efectos del terremoto en donde causan daños al hombre y a las construcciones, no es apropiada para describir la magnitud de un sismo cuando ocurre un fracturamiento en el interior de la tierra.

El uso de la escala de intensidad ha permitido realizar mapas de isosistas, que son curvas formadas por la unión de puntos de la superficie con igual intensidad y representan los efectos del sismo en diferentes lugares donde se sintió el movimiento (Figura 2.4). La forma de estas líneas depende de la orientación de la falla, longitud de la zona de ruptura, tipo de terrenos, formaciones geológicas, etc.

2.2.2 Magnitud

La magnitud de un sismo es una medida cuantitativa e instrumental del tamaño o importancia de un evento sísmico estando relacionada con la energía sísmica liberada por un terremoto durante el proceso de ruptura de la falla, expresado en un tamaño relativo de la escala de mediciones de amplitudes. Teóricamente la magnitud no tiene límite superior, pero está limitada por la resistencia de las rocas en la corteza terrestre y la longitud de ruptura probable en la falla. La magnitud es independiente del sitio de observación

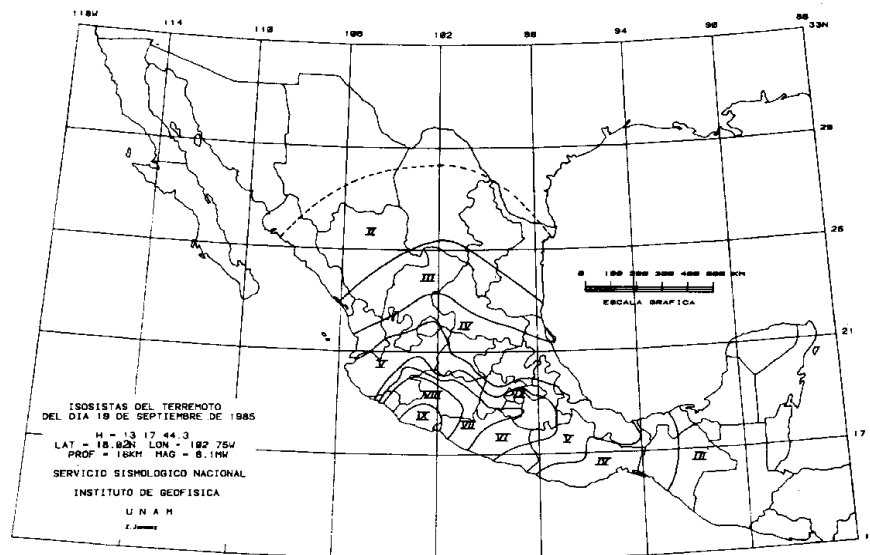


Figura 2.4. Intensidades e Isosistas. El área de igual intensidad es representada sobre un mapa mediante líneas de isostasia. El centro de la línea de mayor intensidad es llamado epicentro macrosísmico y puede ser diferente al epicentro real llamado microsísmico. (Figura tomada del SSN).

En 1931 el sismólogo japonés Wadati observó, comparando sismogramas de diferentes temblores, que la amplitud máxima de las ondas sísmicas parecían proporcionales a la dimensión del sismo. En 1935, Charles Francis Richter, sismólogo del Instituto de Tecnología de California, empleó por primera vez el término magnitud para catalogar los temblores y así poder estimar la energía liberada a fin de ser comparados con otros terremotos. Posteriormente, el uso de esta escala se extendió y fue aplicándose a los diferentes terremotos que ocurrían en el mundo. La magnitud está asociada a una función

logarítmica calculada a partir de la amplitud de la señal registrada por el sismógrafo (M_L, M_s, m_b) o a partir de su duración (MD) sobre el sismograma.

El valor de la magnitud de referencia es denominada magnitud cero igual a 1/1000 milímetro y corresponde a la amplitud máxima de la traza de un terremoto registrado en el tambor de un sismógrafo de torsión horizontal de tipo Wood Anderson (WA), con un periodo de oscilación de 0.8 segundos y amplificación de 2800, localizados a una distancia de 100 km. La amplitud máxima es equivalente a un milímetro y corresponde a un terremoto de magnitud 3.

El cálculo de la magnitud de un terremoto debe ser corregida dependiendo del tipo de sismógrafo utilizado, distancia epicentral, profundidad del foco y además del tipo de suelo donde está ubicada la estación de registro. Esta escala permite obtener medidas negativas del tamaño de un terremoto y no tiene límites para medir magnitudes grandes. Su valor mínimo dependerá de la sensibilidad del sismógrafo y su valor máximo de la longitud máxima de la falla susceptible al romperse de un solo golpe.

Para poder determinar la magnitud existen diferentes escalas que dependen del tipo de onda sísmica que se utiliza para medir el tamaño del terremoto, siendo las más importantes: la magnitud local (M_L), magnitud de ondas superficiales (M_s), magnitud de ondas de volumen u ondas de cuerpo (m_b), momento sísmico (M_0).

2.2.3 Magnitud local (M_L):

Fue definida para sismos locales en California con una distancia epicentral de aproximadamente 600 km y se determina a partir de la amplitud máxima registrada por un sismógrafo Wood Anderson con constantes específicas (período=0.8 segundos, amplificación estática=2800 y factor de amortiguamiento = 0.8) ubicado a 100km de la fuente sísmica. Para su determinación se utiliza la siguiente expresión:

$$M_L = \text{Log}A(\Delta) - \text{Log}A_0(\Delta). \quad (2.1)$$

A : Es la máxima amplitud de la traza registrada y a una distancia Δ del epicentro.

A_0 : Amplitud máxima que sería producida por un sismo patrón, siendo éste aquel que produciría una deflexión de 0.001 mm en un sismógrafo ubicado a 100 km del epicentro.

Para un sismógrafo diferente a WA y para una región en particular, se debe realizar la corrección en distancia contenida en el término A_0 antes de establecer una correspondencia entre el sismógrafo utilizado y el WA.

2.2.4 Magnitud de ondas superficiales (M_s):

La magnitud es válida para terremotos con foco no someros, en donde la amplitud máxima producida debe ser medida en el modo fundamental por las ondas superficiales Rayleigh, con período T entre 18 – 22 segundos. Las correcciones deben considerar la distancia epicentral y la profundidad del foco del terremoto. La relación utilizada frecuentemente es:

$$M_s = \text{Log}\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log \Delta + 3.3. \quad (2.2)$$

A : Máxima amplitud del desplazamiento del suelo en micras.

Δ : Distancia epicentral en grados.

T : Período de la onda en segundos.

Esta fórmula es válida para distancias comprendidas entre $20^\circ < \Delta < 90^\circ$ y para terremotos con focos localizados a profundidades menores a 70 km. Entonces M_s se usa para medir sismos superficiales con distancias epicentrales mayores a 1000 km.

2.2.5 Magnitud de ondas de volumen u ondas de cuerpo (m_b):

La determinación de la magnitud M_s para los sismos con profundidad focal mayor a 50 km se dificulta, debido a que no se generan ondas de superficie con suficiente amplitud. Para compensar esto se utilizó un factor de corrección de tal forma que se pudieran utilizar las ondas de cuerpo. La magnitud m_b se basa en la amplitud de ondas de cuerpo con períodos cercanos a 1.0 segundo. Esta magnitud es válida para terremotos ocurridos a diferentes profundidades y distancias comprendidas entre 5° y 90° . Se calcula a partir de la relación A/T de la componente vertical para una onda P. La relación que permite calcular m_b es conocida como la fórmula de Gutenberg y se utiliza la siguiente expresión.

$$m_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(\Delta.h). \quad (2.3)$$

Según la tabla de Gutenberg y Richter en 1956:

A : Amplitud de la señal sísmica a medida sobre la componente vertical de un registro cortó en micras.

T : Período dado en segundos.

Q : Factor de atenuación.

Δ : Distancia epicentral.

h : Profundidad del foco en km.

Las escalas de magnitud M_s y m_b no reflejan adecuadamente el tamaño de sismos muy grandes, subestiman su valor y dan una estimación poco exacta de la energía liberada, lo que se ha denominado saturación de las escalas de magnitud. La saturación de magnitud m_b se encuentra alrededor de 6.5 – 6.8, de la magnitud M_s entre 8.3 – 8.7. Así también la magnitud definida empíricamente con base en la amplitud de las ondas sísmicas nos permite definir el tamaño del sismo en términos del proceso físico de ruptura y de las dimensiones de la zona de dislocación.

La introducción del concepto de momento sísmico en la sismología ha aportado una medida para designar el tamaño de un sismo que está en función directa de las propiedades físicas de la roca y de las dimensiones del área que sufre la ruptura. Es a partir de este concepto que se ha desarrollado la magnitud de momento.

2.2.6 Momento sísmico (M_0) :

Para terremotos de gran magnitud la escala de magnitud m_b y la M_s no dan una real ni exacta dimensión del tamaño de un terremoto. Por tal razón se estudian dos parámetros diferentes para describir los efectos físicos de un terremoto que son el momento sísmico y la energía radiada.

El momento sísmico es una medida con mayor consistencia para medir el tamaño de un terremoto basada en el área de ruptura y el desplazamiento medio de la ruptura que ha generado el terremoto. Puede calcularse a partir de la amplitud del espectro de las ondas sísmicas y resulta importante para caracterizar el tamaño de un sismo; dependiendo de la rigidez del medio, área de ruptura y del corrimiento promedio.

El momento sísmico está directamente relacionado con el proceso de ruptura de la falla y el desplazamiento medio de la ruptura que ha generado el terremoto. La falla la podemos considerar como un punto por ser pequeña o por observar longitudes de onda muy largas. Estos tipos de fallamiento se representan por un conjunto de fuerzas llamado doble par. Se calcula a partir de la amplitud del espectro de las ondas sísmicas. Hoy en día es el parámetro más importante.

La orientación y la dirección de la falla, así como el tamaño del terremoto, se describen mediante la geometría de la falla y el momento sísmico. Estos parámetros pueden ser determinados a partir del análisis de las formas de onda de un terremoto. Las diferentes formas y direcciones del movimiento de las ondas registradas a diferentes distancias y azimuts desde el foco del terremoto, se usan para determinar la geometría de la falla y la amplitud de la onda para conocer el momento sísmico. La cantidad de energía liberada por un sismo a partir del momento sísmico puede ser relacionada con los parámetros de la falla mediante la relación de Aki (1966):

$$M_0 = \mu A < d > . \quad (2.4)$$

M_0 : Momento sísmico medido en *dinas – cm* .

μ : Rigidez o cizallamiento en que se produce el sismo de la roca en *dinas/cm²* .

A : Área del segmento que sufrió la falla o ruptura expresada en *cm²* .

$\langle d \rangle$: Promedio del desplazamiento de la falla en *cm* .

Esto ha permitido el surgimiento de una nueva escala de magnitud, denominada magnitud momento (M_w), que fue desarrollada por Hiroo Kanamori en California Technological Institute en 1977, basada en el momento sísmico.

En mediciones de períodos más largos utilizamos entonces M_w :

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_o) - 10.7. \quad (2.5)$$

M_0 está expresado en $N \times m$.

Medir el tamaño de un terremoto a partir de la magnitud momento resulta más apropiado y seguro que medirlo a partir de la magnitud M_s .

2.3 REPRESENTACIÓN PUNTUAL

La representación puntual de un sismo está relacionada con el momento sísmico. Cuando se considera la falla como un punto por ser pequeña o porque se observan longitudes de onda muy largas, cada uno de los tipos de fallamiento puede ser representado por un conjunto de fuerzas llamado doble par, que se representa en la Figura 2.5 junto a cada tipo de falla. La magnitud de cada uno de los pares de fuerzas es llamada momento sísmico y se representa generalmente por M_0 . Como ya se mencionó, el momento sísmico es un parámetro importante para caracterizar el "tamaño" de un sismo.

Si se considera cómo es el desplazamiento de los puntos de un material que rodean al punto de aplicación de un doble par, vemos que es distinto para distintas direcciones. La Figura 2.6 representa una falla transcurrente observada desde arriba; muestra al doble par e indica el desplazamiento de los puntos como una figura de cuatro lóbulos, parecida a un trébol de cuatro hojas. Los lóbulos señalados por un letra C son direcciones en donde el material del terreno es comprimido, mientras que los indicados por un letra D señalan dilatación. En cada caso la distancia desde el centro hasta la orilla del lóbulo es proporcional a la magnitud del desplazamiento en esa dirección; de donde vemos que el fallamiento produce grandes desplazamientos en unas direcciones y desplazamientos nulos en otras (nodos).

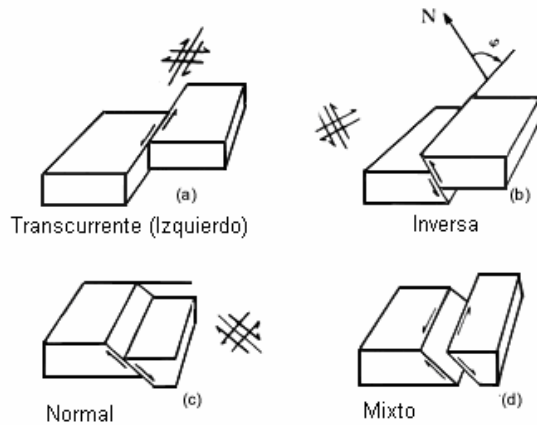


Figura 2.5. Ilustración de tipo de fallas: (a) transcurrente, (b) inversa, (c) normal y (d) mixta.

Una falla radiará cantidades distintas de energía en diferentes direcciones (la forma en que lo hace es llamado patrón de radiación), y lo hará de tal o cual manera según los distintos tipos de ondas. La figura que representa el patrón de radiación cerca de la fuente es llamada solución de plano de falla, y es de gran utilidad para la determinación del tipo y mecanismo de una falla sísmica.

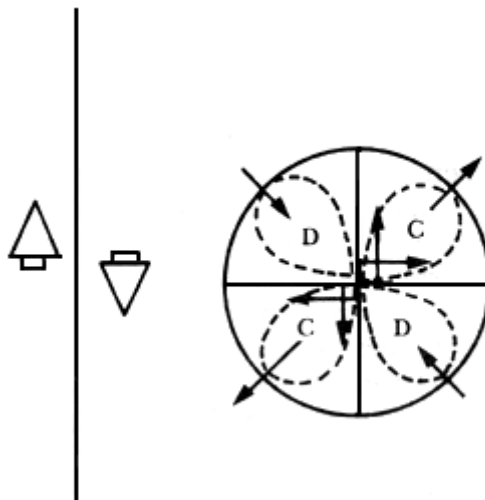


Figura 2.6. Falla transcurrente. Vista superior y patrón de radiación para una onda P (C: compresión y D: dilatación)

El momento sísmico está relacionado con la magnitud del terremoto. Es proporcional al área bajo la curva de la ondulada de desplazamiento o el límite a baja frecuencia del espectro de desplazamiento.

En el espectro de amplitudes de un sismograma, la frecuencia de esquina está comúnmente relacionada con el ancho del pulso sísmico que se observa en las ondas y puede ser tomado como una aproximación a las dimensiones de la fuente sísmica. Además, la energía sísmica irradiada es proporcional a la integral del espectro de velocidad al cuadrado.

Como se puede observar, el momento sísmico es determinado a partir de la parte de bajas frecuencias de la señal sísmica y en general tiene menos incertidumbres que los otros dos parámetros.

Tanto la frecuencia de esquina como la energía sísmica son estimadas utilizando la parte de altas frecuencias de la señal, en donde los efectos por atenuación y efectos de sitio en cada estación son muy importantes.

Aki (1967) propuso la similitud de escala en el proceso de fallas para los terremotos, consisten en los procesos geológicos de similitud con un amplio rango de magnitud. Por lo tanto, el espectro de las ondas sísmicas (P, S y la coda) contiene información fundamental y puede permitir ubicar dentro de ciertos límites las propiedades de la fuente sísmica.

2.4 RUPTURA SÍSMICA

Parte de la energía elástica que estaba almacenada en forma de esfuerzo en la roca deformada (como la que se almacena en un resorte comprimido) se gasta en crear la falla, romper la roca y vencer la fricción entre ambas caras de la fractura, que trata de frenar el movimiento. Otra parte puede permanecer en las rocas (esfuerzo residual) y el resto se libera en forma de ondas sísmicas. Esta energía liberada, llamada energía sísmica, es la que viaja, a veces atravesando la Tierra entera y causando daños aun en lugares alejados de la zona de ruptura, y se conoce como terremoto.

Las concentraciones de esfuerzo pueden ocurrir donde una aspereza (una zona con resistencia a la ruptura mucho mayor que la del material que la rodea) haya resistido mientras se rompía el material a su alrededor. Los lugares adyacentes a zonas de baja resistencia a la ruptura o a microfallas (pequeñas áreas donde la fricción puede considerarse nula), donde el corrimiento de las caras produce concentraciones de deformación y, posiblemente, debilitamiento de la roca, son lugares donde también pueden ocurrir concentraciones de esfuerzo. Al romperse el sitio donde hay una gran concentración de esfuerzo, el fallamiento, con su consiguiente corrimiento, produce concentraciones de esfuerzo en los bordes de la ruptura que, si son mayores de lo que puede soportar la roca, hacen que la falla se propague, esto es, que crezca y continúe, creciendo hasta que las concentraciones de esfuerzo que produce ya no sean lo suficientemente grandes para romper la roca, creando una nueva superficie de falla.

Si el medio que rodea al hipocentro tiene un nivel alto de esfuerzo, es muy fácil que la ruptura se propague; mientras que si el nivel es bajo (por ejemplo, por haber ocurrido recientemente un sismo fuerte allí), es probable que la ruptura se detenga. Otra posible causa para que la ruptura se detenga es que se encuentre una aspereza que no pueda romper con las concentraciones de esfuerzo que produce, o a cambios en la orientación del plano de la falla.

Como las propiedades de la roca y las concentraciones de esfuerzo cambian de lugar a lugar, los grandes sismos, que rompen áreas grandes, tienen generalmente fuentes más o menos complicadas. En virtud de que no se rompe toda el área al mismo tiempo, sino que la ruptura se propaga y lo hace, aparentemente, a velocidades cercanas a las de ondas de cizalla, tardando cierto tiempo, llamado tiempo de ruptura, en alcanzar su extensión total. La función que describe la manera como se propagó la ruptura durante este tiempo es llamada función temporal de la fuente. La ruptura puede ser gradual y continua y generar ondas de periodo largo, o puede ser como una sucesión de sismos más pequeños y generar ondas que presentan vibraciones muy rápidas (altas frecuencias), dependiendo, posiblemente, del tamaño y número de las asperezas. Se ha observado que estas características son distintas para diferentes regiones de la tierra.

2.5 PREMONITOR Y RÉPLICAS

Los premonitores son sismos que ocurren antes (de segundos a meses) de un temblor grande (llamado evento principal) y que tienen el efecto de concentrar los esfuerzos que darán lugar a éste.

Las razones de estudiar los premonitores son, entre otras, su posible aplicación a la predicción de la ocurrencia del evento principal. Sin embargo, en muy pocos lugares existe una cobertura apropiada de estaciones sismográficas que permita el monitoreo regular de todas las zonas sísmicas.

Después de un temblor grande ocurren temblores más pequeños, llamados réplicas, cuyos focos están localizados en el área de ruptura del evento principal o en su periferia. Se piensa que pueden deberse a la rotura de áreas resistentes que no se rompieron durante el evento principal y a la extensión del plano de falla. Estas áreas se rompen, debido a las propiedades inelásticas (viscosas) de las rocas, no toda la energía de deformación es gastada súbitamente durante el evento principal; parte de la energía almacenada en las rocas de la región que rodea la falla alimenta a ésta posteriormente. La ocurrencia de réplicas puede durar desde días hasta años, dependiendo del tamaño del evento principal y del tipo de roca en que ocurran.

Si alguno de los sismos que siguen a un evento grande es aproximadamente del mismo tamaño que éste, no se considera réplica, sino que ambos sismos se consideran como un evento múltiple. Por lo que sólo consideramos como réplicas a los sismos que siguen al evento principal y que son menores que éste.

Una localización cuidadosa de un gran número de réplicas permite determinar el área de ruptura del evento principal. Aunque el área de réplicas tiende a crecer, por lo que se considera que el área que corresponde a la ruptura del evento principal (ruptura cosísmica) es menor o igual que la inferida por las réplicas que ocurren inmediatamente después (unas horas o unos cuantos días) del evento principal.

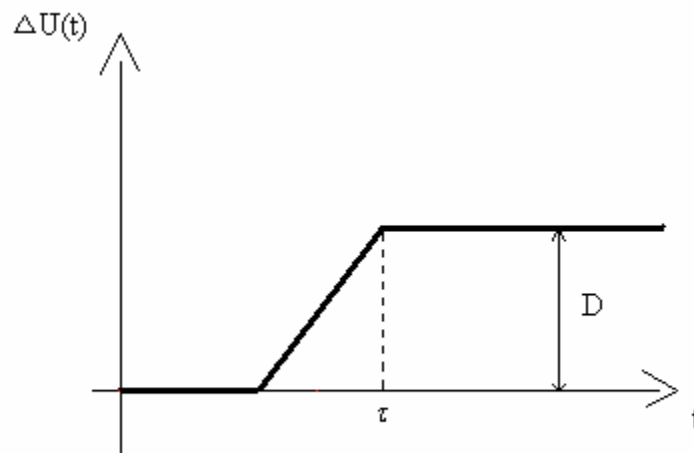
2.6 PARÁMETROS DE LA FUENTE

El plano de falla en un sistema de coordenadas terrestres se determinan mediante los ángulos ϕ (rumbo), δ (echado o buzamiento), λ (ángulo de deslizamiento).

Haskell (1964) describe a la función $u(t)$ como una función rampa con base en el deslizamiento final D y el tiempo de ascenso (τ : rise time), como se ilustra en la Figura 2.7. Analíticamente se expresa como:

$$\begin{aligned} u(t) &= 0 & t < 0 \\ u(t) &= \frac{tD}{\tau} & 0 < t < \tau \\ u(t) &= D & t < \tau. \end{aligned} \quad (2.6)$$

El tiempo de ascenso es difícil de determinar debido a que implica suposiciones del modelo de la falla y depende de la velocidad de partícula. Las suposiciones con respecto a los parámetros de la fuente sísmica conducen a diversos modelos. Una de ellas es dividir el área de la falla en varias partes y ubicar en cada una de estas partes una pequeña fuente que comúnmente se denomina subfuente. En cada una de las subfuentes se puede iniciar la falla, la cual se puede propagar de diversas formas (unilateral, bilateral, radial, etc.) con una velocidad v , que no excede la velocidad de propagación de las ondas S (β).



Función de deslizamiento

Figura 2.7. Representación de la función de deslizamiento de un sismo.

Para explicar la presencia de las altas frecuencias de los registros sísmicos con epicentro cercano, se asignan caídas de esfuerzos diferentes para cada subfuente. La integración de todas las subfuentes para sintetizar el evento en cuestión requiere de un procedimiento que haga válida la equivalencia entre la fuente y las subfuentes.

Aki (1967) y Brune (1970) estudiaron la relación que existe entre la frecuencia de esquina y la magnitud para sismos ubicados en el mismo lugar, observando que siguen el

modelo espectral ω^{-2} con una caída de esfuerzos constantes. Ellos introducen que la relación del escalamiento de los espectros de fuente y la relación de amplitud de los espectros de desplazamiento está dado entre el sismo de mayor magnitud y el de menor magnitud. Los espectros de amplitud en desplazamiento presentan un nivel plano en bajas frecuencias hasta la llamada frecuencia de esquina f_c , a partir de la cual la amplitud comienza a decaer con una pendiente negativa ω^{-2} , ver Figura 2.8a. Mientras que en los espectros de amplitud de aceleración presentan un nivel plano en las altas frecuencias mayores a la f_c y el crecimiento ω^{-2} en bajas frecuencias menor a la f_c . En las bajas frecuencias e inicio del nivel plano se encuentra la frecuencia de esquina; mientras que la frecuencia máxima se encuentra al finalizar el nivel plano en altas frecuencias, ver Figura 2.8b. La dependencia del espectro de amplitudes de un sismo con respecto al tamaño de la fuente se conoce como ley de escalamiento espectral. Aki (1967) introdujo la ley de escalamiento en que los espectros sísmicos crecen con la magnitud del terremoto. Los espectros sísmicos son escalados según la longitud de la falla, suponiendo que el momento sísmico es proporcional a L^3 .

Suponiendo que $L = 3W$ (L es el largo de la falla y W el ancho de la falla) junto con la relación de la energía total, resultará una caída de esfuerzos constante. Así los terremotos de diferente tamaño se relacionan por los parámetros del modelo.

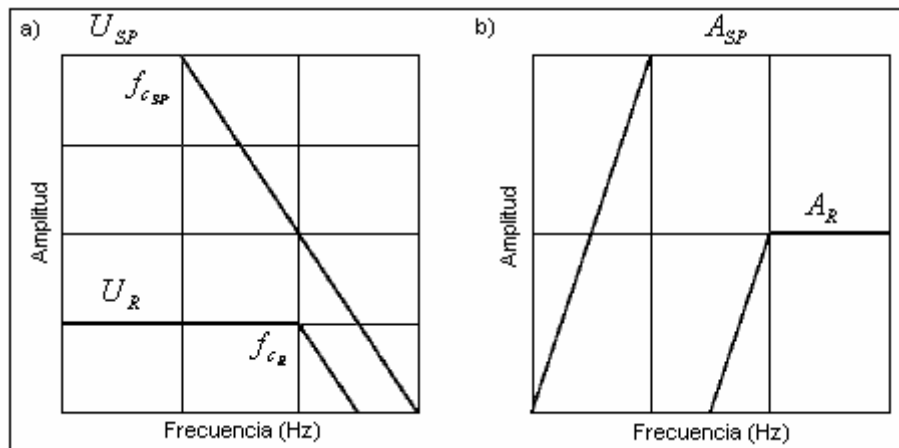


Figura 2.8. Esquema que ilustra la relación de amplitud de los espectros de un sismo principal y una réplica, que sigue el modelo de escala espectral ω^{-2} con una caída de esfuerzos constante. Se puede apreciar la relación entre el nivel plano de las frecuencias bajas y altas de los espectros de amplitud de: a) desplazamiento y b) aceleración.

La relación entre los parámetros de la fuente y el espectro de la fuente de dos sismos, uno fuerte y el otro débil, es representado por las leyes de escalamiento, a veces también llamado relación de similitud. La relación de escala de los parámetros de la fuente fueron introducidos por Kanamori y Anderson (1975) y Geller (1976), quienes encontraron relaciones adimensionales entre los diferentes parámetros que caracterizan una falla, son las siguientes:

$$\frac{L}{W} = cte; \quad \frac{D}{W} = cte; \quad \frac{L}{(V_r \cdot \tau)} = cte; \quad (2.7)$$

llamadas condiciones de similitud.

L : Largo de la falla.

W : Ancho de la falla.

D : Desplazamiento final de la dislocación.

τ : Tiempo de ascenso.

V_r : Velocidad de ruptura.

Estas constantes varían en la naturaleza dependiendo del tipo y región de la fuente. Se pueden relacionar los parámetros de la fuente del sismo principal y la réplica, si se clasifican según la región y el tipo de la fuente. Cuando dos sismos son de diferente tamaño y ocurren dentro de la misma región, las relaciones de similitud se deducen de la siguiente manera:

$$\frac{L}{L_e} = \frac{W}{W_e} = \frac{D}{D_e} = \frac{\tau}{\tau_e} = \left(\frac{M_0}{M_{0_e}}\right)^{1/3}, \quad (2.8)$$

donde los parámetros sin subíndice son del sismo principal y con el subíndice e de una réplica o premonitor.

Los parámetros necesarios para la síntesis y la geometría de la fuente son la velocidad de ruptura v_r y el tiempo de ascenso τ .

2.7 FRECUENCIA DE ESQUINA.

Siguiendo a Brune (1970), se define una frecuencia de esquina como la frecuencia de interacciones de las frecuencias bajas y altas asintóticas en el espectro. El espectro de campo lejano es entonces aproximadamente caracterizado por tres parámetros: nivel de frecuencias bajas, que es proporcional al momento sísmico; la frecuencia de esquina y la potencia de las frecuencias altas asintóticas, encontrando la frecuencia de esquina como una función de parámetro de la fuente para algunos modelos cinemáticos que se discutieron anteriormente.

Savage (1972) calculó la frecuencia de esquina para las ondas P y ondas S asumiendo una falla bilateral con velocidad de ruptura v y una longitud de falla final L :

$$(2.9) \quad \Delta u(\xi, t) = \begin{cases} D_0 G\left(t - \frac{\xi_1}{v}\right) & 0 \leq \xi_1 < L/2 \\ D_0 G\left(t + \frac{\xi_1}{v}\right) & -L/2 < \xi_1 < 0 \\ 0 & \end{cases}$$

donde

$$G(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ 1 - \exp(-t/T) & 0 \leq t \end{cases} \quad (2.10)$$

Savage (1972), obtuvo la frecuencia de esquina como una media geométrica de dos frecuencias asociadas con la propagación de la ruptura finita y el tiempo de ascenso. En este caso las frecuencias altas asintóticas son proporcionales a ω^{-2} . Asumiendo que $v = 0.9\beta$, la frecuencia de esquina promedio sobre la dirección se obtiene como:

$$2\pi(f_p) = \sqrt{2.9} \cdot \frac{\alpha}{\sqrt{LW}} \quad \text{para ondas P,} \quad (2.11)$$

y

$$2\pi(f_s) = \sqrt{14.8} \cdot \frac{\beta}{\sqrt{LW}} \quad \text{para ondas S.} \quad (2.12)$$

Para obtener el área de ruptura se utilizó la ecuación de Savage (1972), que dice que $2\pi \times f_c = \frac{\sqrt{14.8 \times \beta}}{\sqrt{L \times W}}$, donde β es la velocidad de las ondas S ($\beta = 3.2 \text{ km}$), L es la longitud de la falla y W es el ancho de la falla. Cuando suponemos que el área de la falla es cuadrada, la ecuación de Savage (1972) queda $2\pi \times f_c = \frac{\sqrt{14.8 \times \beta}}{L}$, por lo tanto $L = \frac{\sqrt{14.8 \times \beta}}{2\pi \times f_c}$. De esta manera se obtiene la longitud del sismo principal y la longitud de la réplica.

3. DESARROLLO DEL MÉTODO DE LA FUNCIÓN DE GREEN EMPÍRICA

3.1 FUNCIÓN DE GREEN

El objetivo del método de las funciones de Green empíricas es obtener una representación de los sismos que ocurren con frecuencia. Esta representación se expresa por cantidades de desplazamientos dirigidos a un punto en general en el espacio (x) y tiempo (t). Los desplazamientos correspondientes son las fuerzas de cuerpo y tracciones aplicadas a los desplazamientos sobre la superficie de un cuerpo elástico. Para una falla sísmica, la fuente sísmica se complica ya que se extiende sobre un plano finito o un volumen finito y en una cantidad finita de tiempo, involucrando los movimientos de la fuente en una dirección y magnitud variada. Para las soluciones del campo de desplazamiento de un cuerpo elástico en el volumen V , se supone que $u = u(x, t)$ se debe a las fuerzas de cuerpo f , tanto las condiciones del límite en la superficie S y a las condiciones iniciales en el tiempo $t = 0$. Para poder representar la fuente sísmica se agrega otro sistema de fuerzas de cuerpo g , admitiendo que $v = v(x, t)$ sea otro campo de desplazamiento, las condiciones del límite y las condiciones iniciales en $t = 0$ que en general son diferentes de las condiciones de u . Para distinguir las tracciones T que actúan sobre una superficie cuya normal es n en estos dos casos, se utiliza la notación $T(u, v)$ de la tracción debida al desplazamiento u y algo parecido para la tracción debido a v , $T(v, n)$.

$$\iiint_V (f - \rho \ddot{u}) \cdot v \, dv + \iint_S T(u, n) \cdot v \, ds = \iiint_V (g - \rho \ddot{v}) \cdot u \, dv + \iint_S T(v, n) \cdot u \, ds. \quad (3.1)$$

La primera relación señala reciprocidad entre u y v puesto que resulta del teorema de Betti, que es el teorema de reciprocidad para quitar el efecto de fuente. Al sustituir la ecuación del movimiento $\rho \ddot{u}_i = f_i + \tau_{ij,j}$, la componente de tracciones $\tau_i = \tau_{ij} n_j$ y el teorema de la divergencia, se reduce la parte del lado izquierdo como:

$$\iiint_V c_{ijkl} v_{i,j} u_{k,l} \, du. \quad (3.2)$$

Algo similar ocurre en el lado derecho para reducirse como:

$$\iiint_V c_{ijkl} u_{i,j} v_{k,l} \, dv. \quad (3.3)$$

En el teorema de Betti no debe confundirse las condiciones iniciales de u y v . Además ciertas cuestiones permanecer a u , \ddot{u} , $T(u, n)$ de las fuerzas de cuerpo en f que son evaluadas en el tiempo t_1 , solamente v , \ddot{v} , $T(v, n)$ de las fuerzas de cuerpo en g se evalúan en un tiempo diferente t_2 . Si elegimos $t_1 = t$ y $t_2 = \tau - t$ y la integral de la ecuación 3.1 en el rango de $0 - \tau$, entonces el valor inicial y final será único, entonces la ecuación estará dada por:

$$\int_0^{\tau} \rho \left\{ u(t) \bullet v(\tau-t) - u(t) \bullet v(\tau-t) \right\} = \rho \int_0^{\tau} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \dot{u}(t) \bullet v(\tau-t) + u(t) \bullet \dot{v}(\tau-t) \right\} dt$$

$$= \rho \left\{ \dot{u}(\tau) \bullet v(0) - \dot{u}(0) \bullet v(\tau) + u(\tau) \bullet \dot{v}(0) - u(0) \bullet \dot{v}(\tau) \right\}. \quad (3.4)$$

Si el tiempo τ_0 es bueno en u y v entonces será cero para cada V y de aquí $\dot{u} = \dot{v} = 0$ será para $\tau \leq \tau_0$, entonces sigue la convolución de

$$\int_{-\alpha}^{\alpha} \rho \left\{ \ddot{u}(t) \bullet \ddot{v}(\tau-t) - \ddot{u}(t) \bullet \ddot{v}(\tau-t) \right\} dt$$

igual a cero. El resultado del teorema de Betti se reduce para el campo de desplazamiento en una última cuestión:

$$\int_{-\alpha}^{\alpha} dt \iiint_V \{ u(x,t) \bullet g(x,\tau-t) - v(x,\tau-t) \bullet f(x,t) \} dv = \int_{-\alpha}^{\alpha} dt \iint_S \{ v(x,\tau-t) \bullet T(u(x,t),n) - u(x,t) \bullet T(v(\tau-t),n) \} ds. \quad (3.5)$$

El cálculo de los desplazamientos del modelo de una fuente real, son sintetizados por una fuente simple, es decir, el impulso unitario unidireccional, se localiza en el espacio y tiempo. En la elastodinámica, al campo del desplazamiento debido a una fuente simple se le llama función de Green y esta fuente simple es una fuerza puntual de la forma:

$$g_i = \delta(x_i - \xi_i) \delta(t - \tau) \delta_{ij}. \quad (3.6)$$

Es decir, es una función de impulso unitario concentrada en un punto ξ_1 del espacio y que ocurre en el instante. Por lo tanto, la función de Green es la respuesta de un medio elástico en el espacio, tiempo, posición (ξ), caída de esfuerzos (τ), y se define por G_{in} . El impulso unitario se aplica a $x = \xi$ y $t = \tau$ en n direcciones (ver ecuación 3.5). Tomando en consideración las dimensiones del impulso unitario constantes, la componente de los desplazamiento se expresara en general como (x,t) por $G_{in}(x,t;\xi,\tau)$. Entonces la función de Green será un tensor que dependerá del receptor y de las coordenadas de la fuente para satisfacer la ecuación a lo largo del volumen (V):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \delta_{in} \delta(x - \xi) \delta(t - \tau) + \frac{\partial}{\partial x_j} (c_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_l} G_{kn}). \quad (3.7)$$

Frecuentemente se usa la condición inicial de:

$$G(x,t;\xi,\tau) = 0 \quad y \quad \frac{\partial G(x,t;\xi,\tau)}{\partial t} = 0 \quad para \quad t \leq \tau \quad y \quad x \neq \xi. \quad (3.8)$$

Para especificar a G que declara las condiciones de los límite en la superficie (S) se usa una variedad de límites con diferentes condiciones en cada aplicación diferente. Si las condiciones de los límites son independientes del tiempo, por ejemplo en S siempre será rígido, entonces el origen del tiempo puede cambiarse a el voluntad y vemos de la ecuación 3.7 que G sólo dependerá de t y τ en la dirección de combinar a $t - \tau$,

$$G(x, t; \xi, \tau) = G(x, t - \tau; \xi, 0) = G(x, -\tau; \xi, -\tau); \quad (3.9)$$

G es una relación recíproca del tiempo que transcurre entre la fuente y el receptor.

Si G satisface la condición del límite homogéneo en S , se puede usar para obtener una relación recíproca de la posición de la fuente al receptor. Si se toma a f para ser un impulso unitario aplicado en $x = \xi_1$ y tiempo $t = \tau_1$ en m -direcciones y aplicado a g para ser un impulso unitario en la dirección de n direcciones de $x = \xi_2$ y tiempo $t = -\tau_2$. Entonces $u_i = G_{im}(x, t; \xi_1, \tau_1)$ y $v_i = G_{in}(x, t; \xi_2, \tau_2)$, así (3.7) se escribe:

$$G_{nm} = (\xi_2, \tau + \tau_2; \xi_1, \tau_1) = G_{nm}(\xi_1, \tau - \tau_1; \xi_2, -\tau_2). \quad (3.10)$$

Especificando que $\tau_1 = \tau_2 = 0$, se convierte en:

$$G_{nm} = (\xi_2, \tau; \xi_1, 0) = G_{nm}(\xi_1, \tau; \xi_2, 0). \quad (3.11)$$

que especifica una reciprocidad puramente en el espacio. Se elije $\tau = 0$ de la ecuación 3.5,

$$G_{nm} = (\xi_2, \tau_2; \xi_1, \tau_1) = G_{nm}(\xi_1, -\tau_1; \xi_2, -\tau), \quad (3.12)$$

que especifica una reciprocidad en el espacio y tiempo.

3.2 ¿QUÉ ES EL MÉTODO?

El método se utiliza para modelar los movimientos fuertes de la tierra, utilizando un registro de un premonitor o réplica como función de Green asociado con un sismo de mayor magnitud denominado como sismo principal. Estos sismos de mayor magnitud se modelan con una colección de puntos que se encuentran distribuidos en el plano de falla. La respuesta de cada uno de estos puntos de fuente se aproxima a los movimientos de la tierra con un premonitor o réplica. Se requiere de un registro de un sismo pequeño cercano a la fuente en el plano de falla para modelar el movimiento del suelo. La réplica debe estar bien distribuida sobre el plano de falla para obtener un área perfecta, es decir, un número suficiente para no tener ningún área vacía. Esta réplica debe aproximarse muy bien a los puntos de la fuente. Si el evento pequeño tiene un cierto rango, la función del tiempo de la fuente simplemente (impulso – unitario) será un registro aproximado en las funciones de Green empírica, incluyendo la atenuación, propagación, instrumentación y los efectos de

radiación que corresponde al momento sísmico. Para esto se usa una señal de la réplica para modelar la señal del sismo principal.

3.3 RELACIÓN DE LA FUENTE ENTRE UN SISMO PRINCIPAL Y UN SISMO ELEMENTAL EN FUNCIÓN DEL TIEMPO

Se considera un evento grande y un evento pequeño que ocurren dentro de la misma región y tienen el mismo mecanismo. Al evento de mayor magnitud se le llama sismo principal y al de menor magnitud, un sismo elemental (réplica o premonitor).

El desplazamiento en campo cercano, campo intermedio y campo lejano, $u(x, t)$, en un punto Q de un medio infinito, homogéneo y elástico debido a una dislocación $\Delta u(\xi, \eta, t)$ sobre el plano de falla Σ , está dado por la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned}
 u(x, t) = & \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^c \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \pi M_o(t - \tau) d\tau \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_o(t - \frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_o(t - \frac{r}{\beta}) \\
 & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{LP} \frac{1}{r} \dot{M}_o(t - \frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{LS} \frac{1}{r^2} \dot{M}_o(t - \frac{r}{\beta}),
 \end{aligned} \tag{3.13}$$

A^c , A^{IP} , A^{IS} , A^{LP} y A^{LS} son los patrones de radiación que se definen de la siguiente manera:

$A^c = 9 \text{sen } 2\theta \cos \phi \hat{r} - 6(\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \text{sen } \phi \hat{\phi})$	Campo cercano
$A^{IP} = 4 \text{sen } 2\theta \cos \phi \hat{r} - 2(\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \text{sen } \phi \hat{\phi})$	Campo intermedio P
$A^{IS} = 3 \text{sen } 2\theta \cos \phi \hat{r} - 3(\cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \text{sen } \phi \hat{\phi})$	Campo intermedio S
$A^{LP} = \text{sen } 2\theta \cos \phi \hat{r}$	Campo lejano P
$A^{LS} = \cos 2\theta \cos \phi \hat{\theta} - \cos \theta \text{sen } \phi \hat{\phi}$	Campo lejano S

r : Distancia entre el plano de falla Σ y el punto Q .

Ver Figura 3.1. Haskell (1964) considera un modelo de ruptura con una velocidad de propagación de ruptura (v_r) constante, así la ecuación (3.13) se expresa como una integral dada en términos dislocaciones sobre el área de la falla como:

$$\begin{aligned}
 U_e(x, t) = & \frac{R_c(\theta, \phi)}{4\pi\rho v_c^3 r} \mu \int_0^{L_e} \int_0^{W_e} \Delta U_e(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta . \\
 & t_c = \frac{r}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi^2 + \eta^2}}{v_r} .
 \end{aligned} \tag{3.14}$$

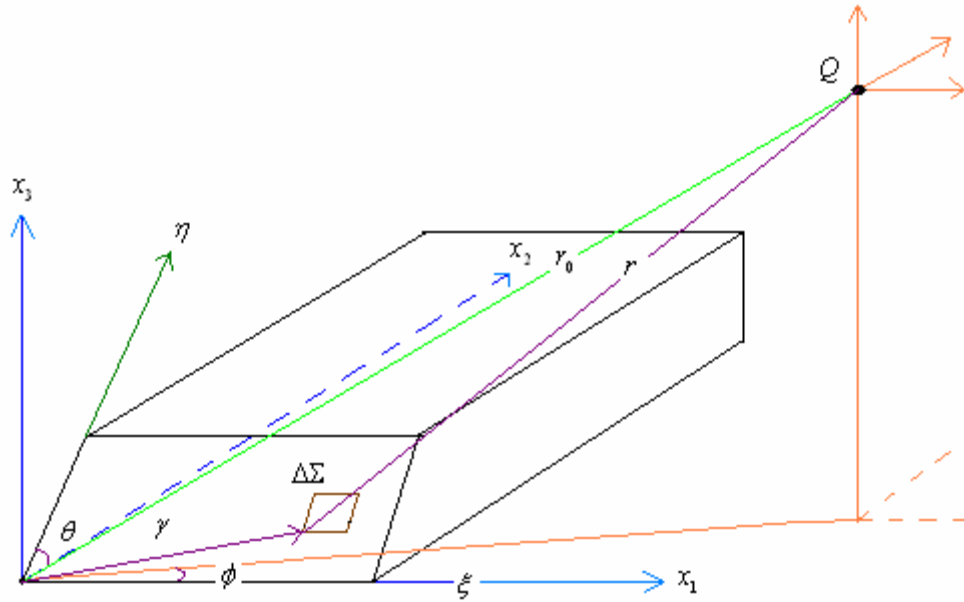


Figura 3.1. Se muestra el plano de falla, el sistema de coordenadas que se utilizan, el punto Q donde se desea evaluar y el campo de desplazamiento producido por la falla; la ubicación del inicio de la ruptura está en $(\xi = 0, \eta = 0)$.

μ : Modulo de rigidez al cortante.

v_c : Velocidad repropagación de las ondas y el subíndice c : indica el tipo de onda (p, sv, o SH)

r : Distancia entre el plano de falla Σ y el punto Q .

v_r : Velocidad de ruptura.

ΔU : Dislocación en el área de falla.

R_c : Coeficiente de radiación.

φ : Rumbo.

θ : Ángulo de echado.

L : Longitud del área de falla del evento principal.

W : Ancho del área de la falla del evento principal.

La función de tiempo $S(x, t)$, que solamente está asociado con los parámetros de la fuente, se define por una simple integral de la forma:

$$S(x, t) = \mu \int_0^L \int_0^W \Delta \dot{U}(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta. \quad (3.15)$$

Dividiendo el plano falla del evento principal en celdas de longitudes iguales $N_L \times N_W$, se toma la dimensión de cada elemento que corresponde al del evento pequeño como se muestra en la Figura 3.5. El tamaño de cada elemento mide L_e de largo y W_e de ancho. La ecuación 3.8 se escribe de la siguiente forma:

$$S(x,t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \mu \int_{\xi}^{\xi+L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m+W_e} \Delta\dot{U}(\xi_l, \eta_m, t-t_{clm}) d\xi d\eta. \quad (3.16)$$

La función de dislocaciones $\Delta\dot{U}(\xi, \eta, t)$ al punto (ξ, η) en el plano de la falla Σ del sismo principal, se toma para ser una función rampa con un tiempo de ascenso τ y un deslizamiento final D :

$$\Delta\dot{U}(\xi, \eta, t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \frac{Dt}{\tau} & 0 < t < \tau, \\ D & t > \tau \end{cases}, \quad (3.17)$$

D es el desplazamiento en el plano de la falla del evento principal en un punto sobre el plano de falla Σ , se considera el mismo tipo de función de dislocación para cada evento pequeño.

La función de dislocaciones $\Delta\dot{U}(\xi, \eta, t)$ en el punto (ξ, η) del plano de la falla Σ_e del evento pequeño también se considera una función rampa con un tiempo de levantamiento τ_e y un desplazamiento final D_e .

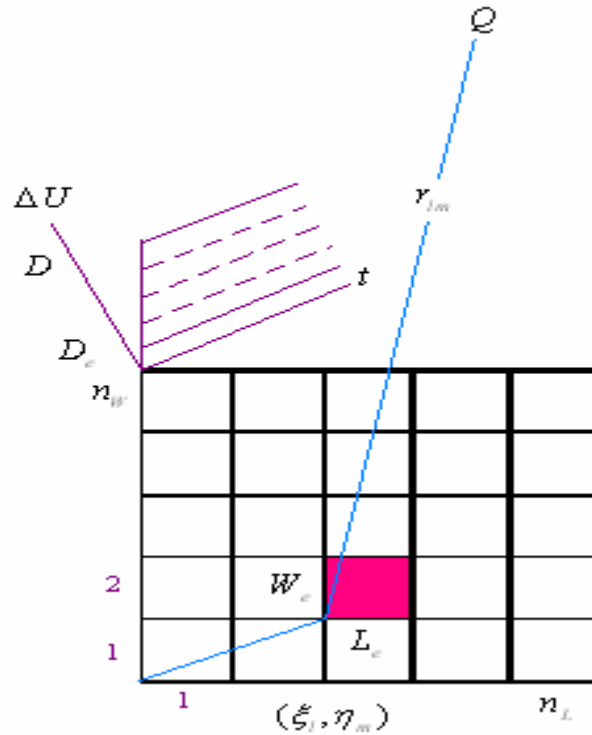


Figura 3.2. Plano de falla del sismo principal dividido en $N_L \times N_W$ elementos. Cada elemento corresponde a las dimensiones de la falla del evento pequeño.

Las condiciones de similitud en la ecuación 2.8 muestran que la velocidad de deslizamiento puede considerarse como una constante para la mayoría de los terremotos de diferentes tamaños que ocurren en la misma área. Con estas condiciones de similitud puede escribirse la velocidad de deslizamiento:

$$V_0 = \frac{D}{\tau} = \frac{D_e}{\tau_e} \quad \text{o} \quad \frac{D}{D_e} = \frac{\tau}{\tau_e} = cte = N_D. \quad (3.18)$$

donde D , τ y D_e , τ_e representan el deslizamiento y el tiempo de ascenso del sismo principal y la replica en la función de Green, respectivamente.

Cuando el cociente anterior es aproximado a un entero N_D , la relación entre la función de dislocación del sismo principal y del evento pequeño, es de la forma:

$$\begin{aligned} \Delta U(\xi, \eta, t) &= \sum_{k=1}^{N_D} \Delta U_e[\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e] \\ \Delta \dot{U}(\xi, \eta, t) &= \sum_{k=1}^{N_D} \Delta \dot{U}_e[\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e], \end{aligned} \quad (3.19)$$

mostrado en la Figura 3.3.

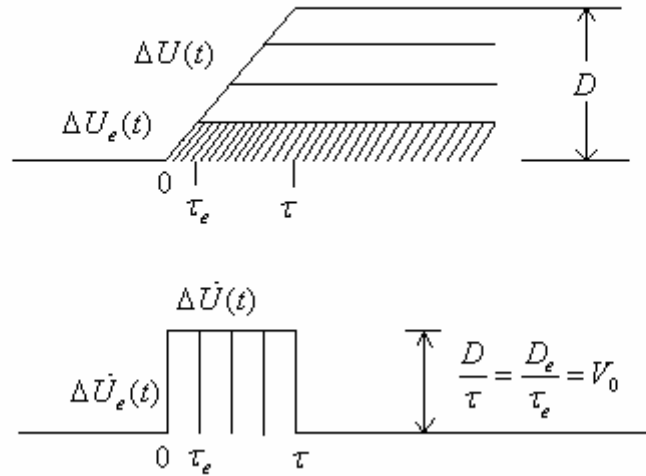


Figura 3.3. Relación entre la función de dislocación de un sismo principal y de un evento pequeño entre sus derivadas. $\frac{D}{D_e} = \frac{\tau}{\tau_e} = N_D$ y N_D es aproximado para una integración.

Sustituyendo (3.19) en (3.16) y cambiando el orden de la integral y la suma se consigue:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_D} \mu \int_{\xi}^{\xi_l + L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_e} \Delta \dot{U}_e [\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e]. \quad (3.20)$$

Los términos expresados por la doble integral son realizados de la función de tiempo de la fuente de un evento pequeño $S_{e_{lm}}(x, t)$, teniendo el punto de salida a un punto (ξ_l, η_m) , donde el punto de salida del evento principal se localiza en $(0,0)$, nosotros podemos escribir:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_D} S_{e_{lm}}(x, t - t_{d_{klm}}), \quad (3.21)$$

donde $t_{d_{klm}}$ se da como:

$$t_{d_{klm}} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_l^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1)\tau_{e_{lm}}. \quad (3.22)$$

En el campo lejano, si a cada evento pequeño de cada elemento se asume que tiene el mismo mecanismo de la fuente, la función del tiempo de la fuente de cada uno puede considerarse aproximadamente el mismo. Entonces nosotros podemos volver a escribir (3.21) como:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_D} S_e(x, t - t_{d_{klm}}), \quad (3.23)$$

$$t_{d_{klm}} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_l^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1)\tau_e. \quad (3.24)$$

La ecuación (3.23) muestra que la función del tiempo de fuente $S(x, t)$ para un evento principal puede aproximarse como la suma con retraso de fase de la función del tiempo de la fuente $S_e(x, t)$ para un evento pequeño.

Los parámetros N_L , N_w , N_D , V_r y τ_e pueden estimarse a partir de las condiciones de similitud descritas en la sección anterior. Es decir, N_L , N_w , N_D se determinan de la raíz cúbica del cociente de momentos sísmicos entre los dos eventos $\sqrt[3]{\frac{M_0}{M_{0e}}}$. Con objeto de simplificar los cálculos, es recomendable que el valor de la raíz cúbica esté cerca de un entero.

3.4 MÉTODO PARA SINTETIZAR LOS MOVIMIENTOS FUERTES UTILIZANDO SISMOGRAMAS DE PEQUEÑOS EVENTOS OBSERVADOS.

El método de síntesis de movimientos fuertes que propuso Harskell corresponde a una falla rectangular que se desarrolla usando sismogramas de eventos pequeños

observados (premonitor o réplica) que ocurrieron dentro del área de la falla del sismo principal. Simplificando la expresión, se asume que los eventos pequeños que se utilizan tienen el mismo momento.

Primero se determina el cociente del momento del sismo principal sobre el momento del evento pequeño $\frac{M_0}{M_{0e}}$; donde el cociente $\frac{M_0}{M_{0e}}$ se iguala a N^3 . El plano de la falla del sismo principal $\Sigma = L \times W$ se divide en $N \times N$ elementos denominados subfallas. Se toma el área de cada subfalla $\Delta\Sigma$ como el tamaño del evento pequeño $\Sigma_e = L_e \times W_e$.

El desplazamiento U_e en el campo lejano causado por una subfalla $\Delta\Sigma$ en un medio elástico homogéneo infinito se escribe de la siguiente manera:

$$U_c(x, t) = \left(\frac{R_0(\theta, \varphi)}{4\pi v_c^3 \rho r} \right) \mu \int_0^{L_e} \int_0^{W_e} \Delta \dot{U}_e(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta, \quad (3.25)$$

donde $t_c = \frac{r}{v_c} - \frac{\sqrt{\xi^2 + \eta^2}}{v_r}$ y otras anotaciones son igual a las de la ecuación 3.14.

Para considerar el efecto de la fuente, el medio por el que viajan y las condiciones locales de cualquier sitio en particular que se produce por las ondas sísmicas, se considera la función de transmisión $T(x, t)$. La contribución de los movimientos de la subfalla es equivalente al de la fuente puntual, entonces los movimientos $G_e(x, t)$ en la superficie se obtienen convolucionando $U_e(x, t)$ con $T(x, t)$, esto es:

$$G_e(x, t) = \int_{-\alpha}^{\alpha} T(x, t - t') U_e(x, t') dt'. \quad (3.26)$$

De acuerdo con los movimientos del terreno G_{clm} , que resultan de la dislocación $\Delta\Sigma_{clm}$ de un evento pequeño que ocurrió en un elemento arbitrario $\Delta\Sigma_{lm}$ localizado en (ξ_l, η_m) como se muestra en la Figura 3.4, son expresados por:

$$G_{lm}(x, t) = T_{lm}(x, t) * c_{lm} \mu \int_{\xi_l}^{\xi_l + L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_e} \Delta \bar{U}_{clm}(\xi, \eta, t - t_{clm}) d\xi d\eta \quad (3.27)$$

$$t_{clm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \sqrt{\frac{(\xi - \xi_l)^2 + (\eta - \eta_m)^2}{v_r}}$$

$$c_{lm} = \frac{1}{4\pi \rho v_c^3} \frac{R_{clm}(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{r_{lm}}$$

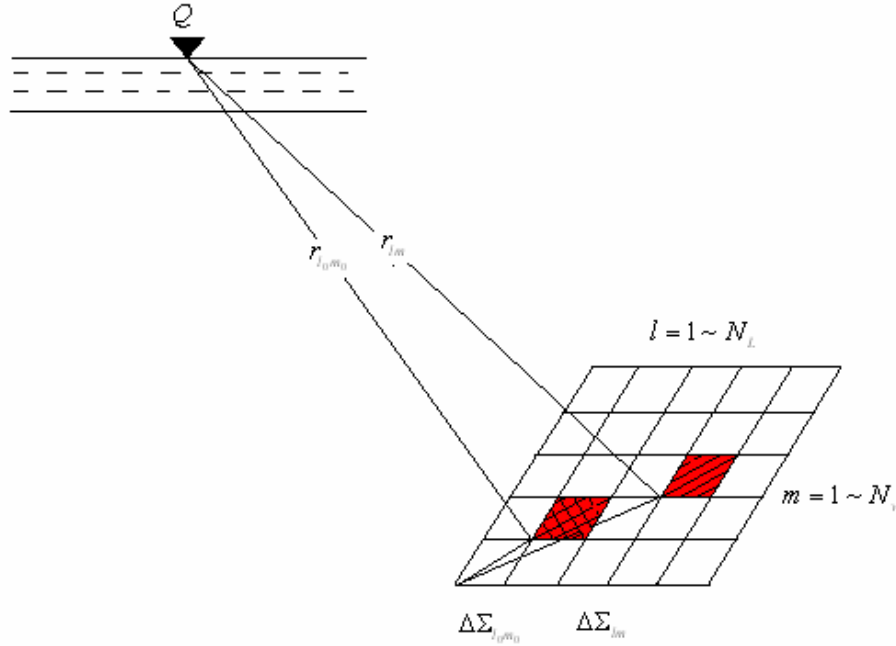


Figura 3.4. Relación geométrica entre un elemento de la falla de un evento pequeño observado y el punto Q observado.

Por otra parte, la contribución del movimiento del sismo principal G_{clm} , debido a las dislocaciones $\Delta U_{e_{lm}}$ ocurridas en el elemento $\Delta \Sigma_{lm}$ durante el movimiento fuerte es:

$$G_{lm}(x, t) = T_{lm}(x, t) * c_{lm} \mu \int_{\xi_l}^{\xi_l + L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_e} \Delta \bar{U}_{lm}(\xi, \eta, t - t_{clm}) d\xi d\eta. \quad (3.28)$$

La relación entre la función de dislocaciones del sismo principal, ΔU_{lm} y del evento pequeño ΔU_{clm} que se obtienen a partir de las condiciones de similitud de terremotos se expresa en la ecuación (3.14). Se obtiene de las ecuaciones (3.14), (3.27) y (3.28):

$$G_{lm}(x, t) = \sum_{k=1}^{N_D} G_{clm}[x, t - (k-1)\tau_{clm}]. \quad (3.29)$$

Así, los movimientos de la superficie producidos por la función de Green, $G(x, t)$, del sismo principal se obtienen por la suma con tiempos de retraso de la función de Green G_{lm} sobre el plano de la falla, esto es:

$$G_{lm}(x, t) = \sum_{l=1}^{N_D} \sum_{m=1}^{N_W} G_{clm}[x, t - t_{clm}]$$

$$G_{lm}(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} G_{clm}[x, t - t_{dklm}], \quad (3.30)$$

donde t_{dklm} se escribe como:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \sqrt{\xi_l^2 + \frac{\eta^2}{v_r} + (k-1)\tau_{clm}}. \quad (3.31)$$

Entonces, si se obtuvieran todos los registros de un sitio dado para cada uno de los eventos que corresponde a cada elemento, los movimientos del terreno $G(x,t)$ para el sismo principal se pueden calcular por medio de la ecuación (3.30). Como esto no es posible, se necesita hacer una simplificación para considerar el caso en que se tengan sismogramas de algunos eventos pequeños que ocurren dentro del área de la falla del sismo principal.

El método sintético se desarrolla usando los sismogramas generados por eventos pequeños que ocurrieron dentro del área de la falla del sismo principal. Considerando el caso para obtener un sismograma del evento pequeño correspondiente a una subfalla $\Delta\xi_{l_0m_0}$ que se muestra en la Figura 3.4. Los movimientos fuertes G_{l_0m} de un elemento arbitrario pueden ser estimados de un movimiento observado $G_{e_{l_0m_0}}$ en la siguiente ecuación, en el que efecto de la propagación T_{lm} es aproximadamente igual a $T_{l_0m_0}$,

$$G_{clm}(x,t) = \frac{R_c(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{R_c(\theta_{l_0m_0}, \varphi_{l_0m_0})} \frac{r_{l_0m_0}}{r_{lm}} G_{cl_0m}(x, t - t_{clm}), \quad (3.32)$$

$$t_{clm} = \frac{r_{lm} - r_{l_0m_0}}{v_c}.$$

Si se sustituye la ecuación (3.25) en (3.24) los movimientos de la superficie $G(x,t)$ de un sismo principal están dados por:

$$G_{clm}(x,t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} \frac{R_c(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{R_c(\theta_{l_0m_0}, \varphi_{l_0m_0})} \frac{r_{l_0m_0}}{r_{lm}} G_{cl_0m}(x, t - t_{clm} - t_{dklm}). \quad (3.33)$$

Se pueden extender fácilmente los resultados anteriores para considerar el caso en el que se utilice sismogramas de varios eventos. Cuando estos eventos tienen momento sísmico diferente, deben escalarse con respecto al tamaño de la subfalla y al orden de la suma.

Es conveniente hacer notar que la formulación sintética es válida cuando la longitud de onda observada es mucho mayor que las dimensiones espaciales de la fuente. Así el punto de partida se toma como el origen de coordenada (ξ, η) en la falla del sismo

principal y el punto de inicio de la falla se localiza en un punto arbitrario (ξ_0, η_0) es necesario cambiar el t_{dklm} como sigue:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \sqrt{\frac{(\xi_l - \xi_0)^2 + (\eta_m - \eta_0)^2}{v_r}} + (k-1)\tau_{clm}. \quad (3.34)$$

Los movimientos fuertes de un elemento arbitrario que se muestran en la ecuación (3.27) y (3.28), que se pueden representar con la longitud de onda observada en el espacio y tiempo de la fuente dimensional del punto de la fuente, son una aproximación. Considerado las partes de las ondas P y S por separando de los movimientos fuertes cuando el tamaño de la fuente es mayor que longitud de onda, para que la distancia entre la fuente y el receptor sea mayor que la dimensión de la fuente, el efecto del tamaño de la fuente finita también puede separarse como fue discutido por Aki y Richards (1980); es decir, la aproximación de la ecuación (3.27) y (3.30) es justificada por:

$$L_e^2 < \frac{\lambda r}{2}, \quad (3.35)$$

donde:

L_e : Longitud de la fuente del elemento i, e, la longitud de la falla del evento pequeño.

λ : Longitud de onda.

r : Distancia entre la fuente y el receptor.

Esta formulación sintética es válida cuando la longitud de onda observada es mucho mayor que las dimensiones especiales de la fuente. Así, si se utilizan los registros de eventos pequeños como dimensiones de falla pequeñas, el método es valido para longitudes más cortas y para distancias mayores a la distancia más corta de la falla.

Debido al tipo de discretización del área de la falla, existe un problema de periodicidad en la ecuación (3.33), se debe al intervalo de tiempo uniforme que es utilizado para el defasamiento de las señales sumadas. Irikura y Aki (1988) proponen trasladar esta periodicidad a un rango de frecuencias altas, fuera del rango de interés ingenieril . Para ello, se subdividen los intervalos de tiempo en otros más pequeños, cada uno de ellos de duración $\frac{\tau}{n}$. Existe otra forma de eliminar esta periodicidad, también conocida como frecuencias de espurias, la cual consiste en añadir una variable aleatoria en el cálculo del tiempo de defasamiento t_{dklm} .

3.5 MÉTODO DE IRIKURA

El método de la función empírica de Green requiere de un sismo de menor magnitud cercano al sismo principal para poder simular el de mayor magnitud. En el método sintético para el modelo espectral ω^{-2} propuesto por Irikura en 1986, se obtiene el número de subeventos necesarios N^3 a partir de la relación entre los momentos del sismo principal que será simulado y el de la réplica que se usa como función de Green. Donde N^3 es igual número de subfallas en la dirección del N_x :rumbo, N_w :echado, y N_t : tiempo,

$$N^3 = N_x \times N_w \times N_t. \quad (3.36)$$

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

$$\frac{\bar{U}_0}{\bar{u}_0} = \frac{M_0}{m_0} = N^3, \quad (3.37)$$

donde:

\bar{U}_0, \bar{u}_0 : Nivel plano del espectro de desplazamiento en bajas frecuencias para el sismo principal y para la réplica, respectivamente (para valores menores de la f_c).

M_0 : Momento sísmico del movimiento principal.

m_0 : Momento sísmico del premonitor (o réplica).

La relación para las altas frecuencias está dado por:

$$\frac{\bar{A}_0}{\bar{a}_0} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{1/3} = CN, \quad (3.38)$$

donde:

\bar{A}_0 y \bar{a}_0 : Nivel plano de los espectros de Fourier de los registros de aceleración del sismo principal y de la réplica, respectivamente (para valores mayores f_c y menores a f_{\max}).

Entonces el movimiento sintético del sismo principal $A(t)$, estará dado por la réplica usando $a(t)$ en la siguiente ecuación:

$$A(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_{ij}) * a(t), \quad (3.39)$$

donde:

r : Distancia de la estación al hipocentro de la réplica.

r_{ij} : Distancia de la estación al elemento (i, j) .

t_{ij} : Suma del tiempo de retraso para la ruptura del punto de salida del elemento (i, j) al sitio observado.

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta\left(t - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'}\right), \quad (3.40)$$

donde:

τ : Tiempo de ascenso del evento.

n' : Número entero apropiado, para el cambio del período ficticio $\frac{\tau}{N-1}$ en la

f_{alta} fuera del rango de frecuencias de interés .

Para usar la trayectoria de la réplica con diferente caída de esfuerzos, se modifica la función de Green Empírica, introduciendo un valor constante que sirve para corregir la diferencia entre la caída de esfuerzos del sismo principal y la réplica:

$$C = \frac{\Delta\sigma_{SP}}{\Delta\sigma_R}, \quad (3.41)$$

donde:

$\Delta\sigma$: Caída de esfuerzos; donde $\Delta\sigma = kM_0 f_c^3$.

f_c : Frecuencia de esquina.

$k = \left(\frac{1}{0.49\beta}\right)^3$ para la falla circular.

El nivel espectral es afectado por el mismo factor en la ecuación (3.37) y (3.38), por lo que queda de la siguiente manera:

$$\frac{\bar{U}_0}{\bar{u}_0} = CN'^3 \quad \text{y} \quad \frac{\bar{A}_0}{\bar{a}_0} = CN' \quad (3.42)$$

y la ecuación (3.39) se modifica reemplazando $a(t)$ con $Ca(t)$ y N con N' como sigue:

$$A(t) = C \sum_{i=1}^{N'} \sum_{j=1}^{N'} \left(\frac{r}{r_{ij}}\right) F(t) * a(t), \quad (3.43)$$

$$F_{ij}(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta\left(t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'}\right), \quad (3.44)$$

$$t_{ij} = \frac{(r_{ij} - r_0)}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{v_r}. \quad (3.45)$$

Esta formulación es para una ruptura homogénea.

PRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DEL MÉTODO DE LA FUNCIÓN DE GREEN EMPÍRICA

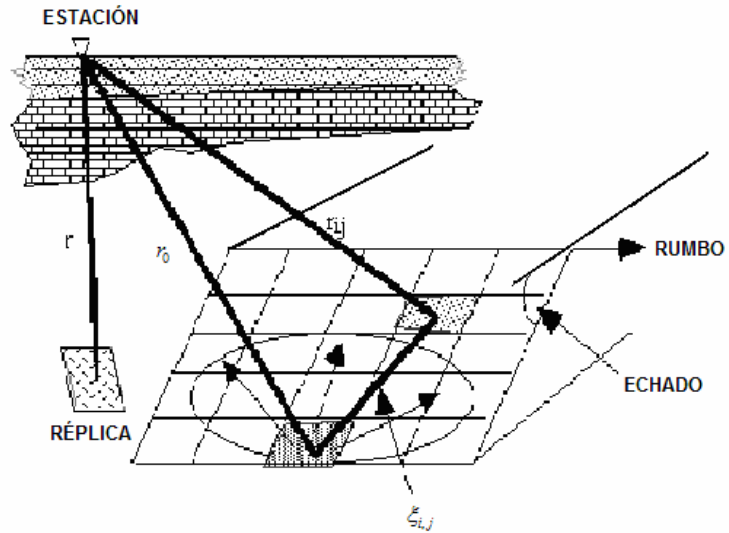


Figura 3.5. Representación esquemática del método de la función de Green empírica.

4. ALGORITMOS GENÉTICOS

4.1 ¿QUÉ SON LOS ALGORITMOS GENÉTICOS?

Los Algoritmos Genéticos (AG) son métodos sistemáticos que buscan soluciones a problemas y una optimización, empleando los métodos de la evolución biológica: selección (basada en la población), reproducción sexual y mutación. Para determinar la supervivencia del más apto, se combinan y se intercambian los algoritmos con los criterios de la búsqueda humana. En cada generación hay un resultado de criaturas artificiales nueva. Las cadenas se forman usando bits y segmentos proporcionados por el más apto dando lugar a una nueva medición.

Los Algoritmos Genéticos fueron desarrollados por John Holland, sus colegas y sus estudiantes de la Universidad de Michigan. La meta de su investigación consiste en dos aspectos importantes:

- Imitar a los procesos de adaptación de los sistemas naturales.
- Diseñar sistemas artificiales (normalmente programas) que retengan los mecanismos importantes de los sistemas naturales y sistema artificial científico.

El objetivo de la investigación de AG es obtener un balance entre el más apto y el más eficiente, para que sobreviva el más fuerte a los diferentes ambientes. Las implicaciones de los sistemas artificiales del más apto cambia. Si el sistema artificial se hace más apto, se escoge como una divergencia (reducción) o eliminación. Si el nivel de adaptación es superior alcanzando un procedimiento real, entonces sus funciones mejorarán.

Una conclusión interesante que se define en el estudio biológico de la naturaleza es la reproducción del más robusto para mejorar la adaptación y supervivencia. Los AG son pruebas teóricas y empíricas que buscan obtener al más robusto en el espacio complejo. Los algoritmos buscan mejorar los resultados y no se limitan a suposiciones restringidas en el espacio de búsqueda.

4.2 ROBUSTO DE OPTIMIZACIÓN TRADICIONAL Y MÉTODOS DE BUSQUEDA.

El propósito es obtener al más robusto, a través de métodos de búsqueda que son: cálculo, enumerativo y al azar. Estos métodos, permiten examinar el resultado de los modelos obtenidos fuera del experimento real. Se obtiene un mejor resultado por el método de cálculo y se subdividen en dos clases, indirecto y directo.

El método indirecto busca un extremo local para dar una solución no lineal, usando el resultado que se determina por la ecuación del gradiente cerca de la función objetivo igual a cero. Los puntos extremos principales se conocen el cálculo de la generación multidimensional (ver Figura 4.1). Si se conoce la función del límite en el plano, es posible buscar y encontrar los puntos más altos con una pendiente igual a cero en direcciones diferentes. El método directo busca en una sola dirección relativa del gradiente, los mejores

saltos y una función de movimiento local. Conociendo un punto alto de la pendiente inclinada, se localiza la pendiente final (es decir la dirección más alta de la función). Estos métodos corrigen el cálculo, el crecimiento y el punto más alto que carecen de fuerza.

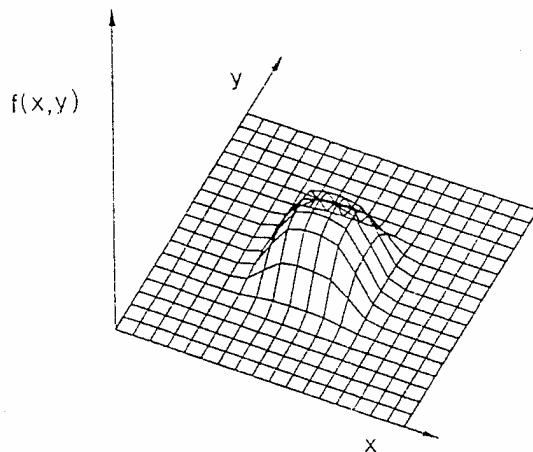


Figura 4.1. La función de la única cresta es fácil para el método de cálculo base.

Ambos métodos se localizan en el espacio. Los puntos extremos buscan ser mejor en la vecindad, por ejemplo, la Figura 4.2 muestra una mejor solución en el dominio de interés que la que se ilustra en la Figura 4.1. El procedimiento es buscar una solución a los picos inferiores en la vecindad con puntos o ceros. Esto provocará en el evento principal (pico máximo) un error, y el pico mínimo se amplía. El valor se busca directamente del redondeo restante u otras formas.

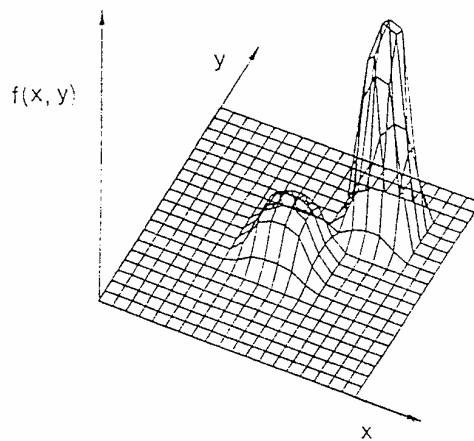


Figura 4.2. Los múltiples alcanzan el máximo de los principios de la función del problema.

El método de calculo-base depende de la existencia de la derivada que define la pendiente. Permite una aproximación por derivadas, con ciertas limitaciones, aun cuando se permite una aproximación.

El esquema enumerativo en algoritmos se considera de diferentes formas y tamaños. La idea es clara en el espacio de búsqueda finito o discreto del espacio infinito. El algoritmo de búsqueda comienza observando el valor de la función objetivo en cada punto del espacio y tiempo; aunque la simplicidad de estos algoritmos es interesante, y la relación es similar a la búsqueda humana (el número de posibilidades es pequeño). Se deben quitar los esquemas finales de la raza robusta por una razón simple: la falta de eficiencia.

Los algoritmos al azar han logrado popularidad y se ha reconocido sus limitaciones en la investigación del cálculo base y enumerativo. Todavía, el procedimiento y esquemas al azar son investigados y son quitados debido a su eficiencia. Se puede esperar que no mejore con respecto a los esquemas enumerativos.

4.3 METAS DE OPTIMIZACIÓN

Beightler *et. al.* (1979) demostraron el propósito de combinación: El anhelo del hombre es descubrir la perfección de la teoría de optimización. El objetivo es representar y obtener soluciones favorables, al saber medir y alterar al mejor. La teoría de optimización abarca desde el estudio cuantitativo hasta el método de descubrimiento.

La optimización busca una mejor solución de los puntos extremos. Esta definición está dividida en dos partes, una es buscar al mejor para acercarse a ellos y la otra es buscar puntos extremos. Hay una distinción clara entre el proceso del mejor y de puntos extremos. Analizando los procedimientos de optimización, se puede decir que son enfocados a la convergencia y que se olvida completamente del trabajo temporal.

4.4 CÓMO DIFIEREN LOS AG DE LOS MÉTODOS TRADICIONALES

Para que los algoritmos genéticos superen su descendencia, buscan al más robusto, ya que ellos difieren en alguna forma inicial. Son de diferente optimización y de procedimientos de búsqueda en cuatro formas; la primera es que los AG trabajan con parámetros determinados por códigos, no con los propios parámetros. La segunda es que los AG buscan en la población puntos, no un solo punto. Otra es que ellos usan la información proporcionada (función objetivo), no se deriva de otras ciencias auxiliares, por último, que los AG usan la estadística de la probabilidad que los representan, no determinadas reglas.

Con el método de los algoritmos genéticos únicamente se determinan los parámetros del problema óptimo con la clave de la cadena mayor que se determina con el alfabeto finito. Por ejemplo, consideremos el problema de optimización propuesto en la figura 4.3, donde se desea:

Maximizar la función $f(x) = x^2$ e integrarla en un intervalo [0,31].

El método juega con el parámetro x , ajustando el tamaño de la base del juego en la pantalla hasta alcanzar los valores máximos de la función. El primer paso de los AG con el proceso de optimización es el código del parámetro x en la cadena infinita.

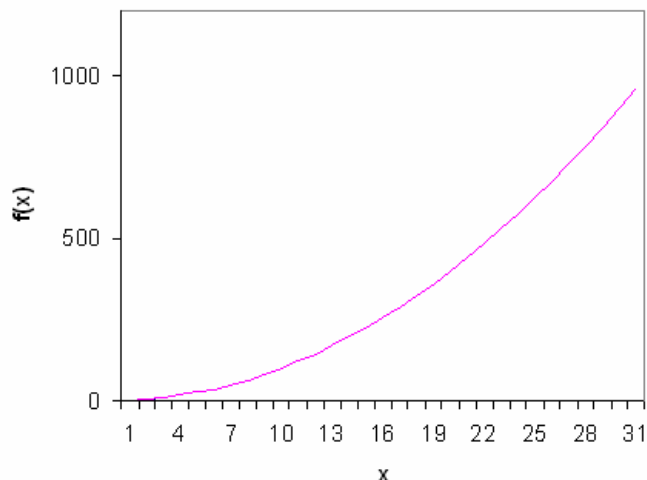


Figura 4.3. Función $f(x) = x^2$ en el intervalo de los enteros de $[0,31]$

Considerando el problema de la caja negra que se ilustra en la figura 4.4, que consiste en un dispositivo con cinco interruptores de entrada, para todas las combinaciones de estos cinco interruptores, hay una señal de salida f , matemáticamente $f = f(s)$, donde s es una configuración particular de los cinco interruptores. El objetivo del problema es configurar los interruptores para optimizar el valor f . Con otros métodos de optimización se puede trabajar directamente con la combinación de los interruptores e intercambiarlos de una configuración a otra, utilizando las reglas de transición del método. Los AG primero codifican los interruptores como una cadena de longitud finita. Un código simple puede ser generado por la representación de los cinco interruptores, por un 1 si el interruptor está encendido o un 0 si se encuentra apagado. Según este código, la cadena 11110 codifica la configuración de la caja negra en la cual los primeros cuatro interruptores están encendidos y el quinto interruptor está apagado.

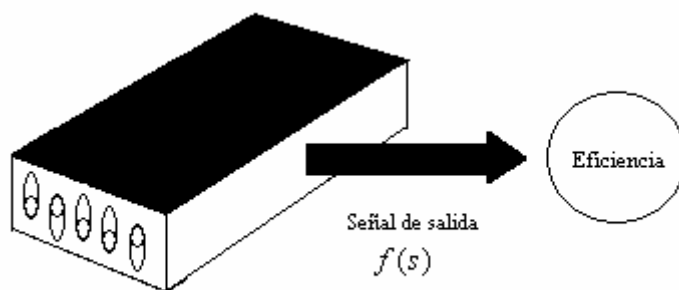


Figura 4.4. El problema de optimización de la caja negra con cinco interruptores de encendido y apagado, ilustra la idea de la codificación. Los AG requieren únicamente de estas dos cosas, no necesitan saber el funcionamiento de la caja negra.

El método se mueve cautelosamente con un punto en el espacio usando ciertas reglas para determinar el próximo punto. Este método de punto a punto es difícil porque es una prescripción perfecta en la localización de los puntos simulados en varios picos que se buscan en el espacio. El trabajo de los AG es dar información en base a los datos de los puntos simultáneos (la población de las cadenas). Los picos suben en paralelo; así la probabilidad de encontrar un pico aparente se reduce al método punto a punto. Por ejemplo, permite que el problema considere la optimización de la caja negra de la figura 4.4. La técnica para resolver estos problemas empieza con jugar con condiciones difíciles, aplicándole las reglas de transición y generando nuevas condiciones al interruptor en estudio. Los AG comienzan con una población de cadenas periódica y después se genera otra población de cadena periódica. Por ejemplo en el problema de los cinco interruptores, una salida aleatoria sería usar veinte lanzamientos sucesivos de una moneda, águila = 1, sol = 0, la cual podría generar la población con un tamaño inicial de $n = 4$ (es pequeño por las normas de AG). 01101, 11000, 01000, 10011. Después de esta salida, se generan las poblaciones sucesivas usadas en AG, con una población de diversa adaptación en vez de un solo punto, los AG adhieren el máximo al pasado en los números; el paralelo contribuye a que los AG sean más fuertes.

Diversas técnicas de búsqueda requieren de información para el funcionamiento apropiado. Por ejemplo, las técnicas del gradiente necesitan el cálculo de las derivadas analíticas o numéricas para subir en la cresta existente. Otros procedimientos de búsqueda local en la técnica de la combinación de la optimización con el mallado es presentada por Lawler (1976); Syslo *et. al.* (1983), que requiere de mayor información. Por lo contrario, los AG no necesitan de información auxiliar: podría decirse que los AG son ciegos. Para realizar una búsqueda eficaz de estructuras buenas a buenas, sólo se requiere de valores de traspaso (los valores de la función objetiva) asociado con cadenas individuales. Los resultados caracterizan a los AG más apropiados que los otros métodos de esquemas de búsqueda. Cada problema de búsqueda sigue una búsqueda lógica; sin embargo, los problemas de búsqueda tienen fórmulas con diferente información. Si no se usa la información, se espera que el desarrollo de los esquemas se base en la búsqueda. Por otro lado, se usa el conocimiento cuando existe la habilidad en vez de un límite superior de trabajo y es cuando los algoritmos tienen la capacidad de llevar los métodos de diseño al problema.

Los AG usan reglas de probabilidad para la evolución como guía en busca de métodos contrarios, se familiariza únicamente con métodos determinados. El uso de la probabilidad sugiere el método al azar: se concluya con un volado. Los algoritmos genéticos usan la opción al azar como herramientas de guía en la búsqueda de las regiones del espacio con mejor probabilidad.

4.5 ALGORITMO GENÉTICO

Los algoritmos genéticos son mecanismos sorprendentes, no involucran complejidad sino que copian las cadenas y las substituye por cadenas parciales. La explicación de estos procesos de trabajos es más sutil y vigorosa. El funcionamiento y logro

del efecto en AG es atractivo para su aprovechamiento. Regresando a la caja negra, recordamos que la población inicial tenía cuatro cadenas: 01101, 11000, 01000, 10011. La población se escoge al azar por medio de 20 volados con una moneda. Se especifica el juego con funciones que toman una población inicial y genera las siguientes poblaciones que se mejoran con el tiempo.

Un AG que obtiene buenos resultados en el problema práctico, se compone de tres operadores: reproducción, cruzamiento y mutación. A continuación se describe cada una de ellos.

4.5.1 Reproducción

Es el proceso en que las cadenas individuales son copiadas de acuerdo a los valores de la función, f (los biólogos llaman esta función “función de aptitud”). Intuitivamente, se piensa que la función f es una manera de medir el beneficio. Se copian las cadenas según el valor de aptitud que significa que la cadena con valor más alto tiene una probabilidad mayor de contribuir con uno o más descendientes en la siguiente generación. Este operador, es una versión artificial de selección natural para mejorar la supervivencia Darwiniana, del más apto en las criaturas de las cadenas. En la población de natural, la aptitud se determina por la habilidad de las criaturas que luchan por la supervivencia, la extensión, la maduración y reproducción. La configuración artificial, la función objetivo es arbitro final que determina la vida o muerte de la criaturas-cadena, mientras que la mutación es la generación de una criatura-cadena de forma aleatoria y que o tenga que ver con las generaciones anteriores.

El operador de la reproducción puede llevarse a cabo en los algoritmos de varias maneras. Lo más fácil es crear una ruleta donde cada cadena tiene un área con tamaño proporcional a su aptitud. Suponiendo que la población muestra que se obtuvo en el ejemplo de la caja negra que tiene una función objetivo o de aptitud de la función f como se muestra en la Tabla 4.1.

No.	Cadena	Aptitud	% del total
1	01101	169	14.4
2	11000	576	49.2
3	01000	64	5.5
4	10011	361	30.9
Total		1170	100.0

Tabla 4.1. Problema de ejemplos de cadenas y valores de aptitud.

Sumando la aptitud de las cuatro cadenas, se obtiene un total de 1170. El porcentaje de la población total de aptitud también se muestran en la tabla. La correspondiente ruleta para la reproducción de esta generación se muestra en la Figura 4.5. Para reproducirse, simplemente se tiene que girar la ruleta cuatro veces. Para el ejemplo, la cadena 1 tiene un valor de aptitud de 169, que representa el 14.4% del total de aptitud. Como resultado, la

cadena 1 tiene el 0.144 de probabilidad en la ruleta. Cada vez que se requiere un descendiente, simplemente se gira la ruleta y ésta dará un candidato. De esta forma, la cadena más apta dará mayor cantidad de descendientes para la siguiente generación. Una vez que la cadena se ha seleccionado, se reproduce íntegramente. Esta cadena se mete a una incubadora, como una tentativa de generación, para una futura operación genética.

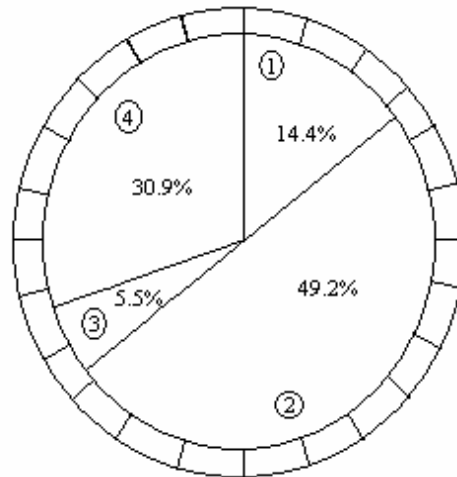


Figura 4.5. La reproducción asigna la descendencia usando la rueda de la ruleta con la clasificación según el fitness.

4.5.2 Cruzamiento

Después de la reproducción, el cruzamiento puede proceder en dos pasos, ver figura 4.6. Primero, se elige al azar pares de cadenas recientes que se reproducen en la incubadora. Segundo, una parte entera k de cada cadena es seleccionada aleatoriamente entre 1 y el tamaño total de la cadena menor $[1, l-1]$. Dos nuevas cadenas se crean al intercambiar todos los caracteres entre la posición $k+1$ y l de las cadenas originales. Por ejemplo, considerando las cadenas A_1 y A_2 del ejemplo de las poblaciones iniciales:

$$A_1 = 0110 \text{ I } 1$$

$$A_2 = 1100 \text{ I } 0$$

Se escoge un número aleatorio entre 1 y 4 para obtener que $k=4$ (se indica con el símbolo I la separación). El resultado del cruzamiento arroja dos cadenas nuevas, el símbolo (') indica que la cadena es parte de la nueva generación:

$$A'_1 = 0110 \text{ I } 1$$

$$A'_2 = 1100 \text{ I } 0$$

La mecánica de la reproducción y cruzamiento es sorprendente en los números aleatorios, ya que incluye la reproducción e intercambios en las cadenas. El énfasis de la reproducción es combinarse e intercambiarse en el cruzamiento, dando resultados satisfactorios en los algoritmos genéticos.

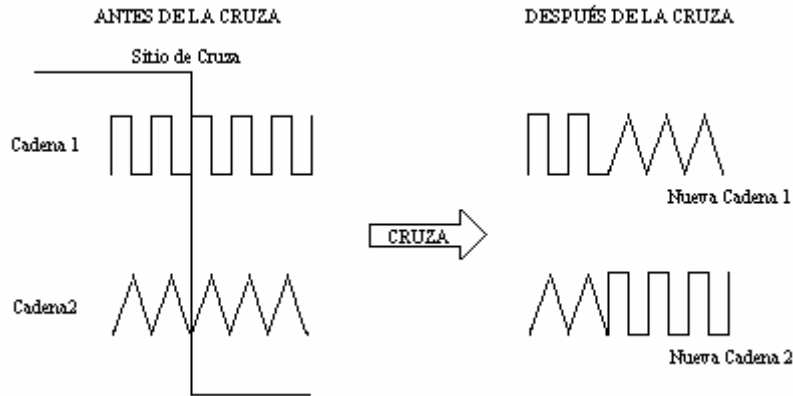


Figura 4.6. Esquema que muestra el cruzamiento de dos cadenas y el intercambio parcial de información, usando una zona de cruzamiento al azar.

El matemático J Hadamard (1949) sugirió que la combinación y la formación mejora con soluciones de pruebas anteriores. Para ver esto, se considera el problema de la caja negra con cuatro cadenas que son apropiadas par el código n . En este caso, cada cadena es el interruptor y contiene varios elementos importantes. El código n contiene varios elementos y clasificaciones. La información se obtiene primero por la calidad del conocimiento en la reproducción según la aptitud y segundo por la combinación del conocimiento en las cadenas. Así el cruzamiento y la reproducción interfieren en el bloque del pasado. La experiencia de la reproducción y cruzamiento se parece a las interacciones humanas. Los elementos de las funciones se repiten, examinando e intercambiando con la búsqueda de una función de mejor a mejor.

4.5.3 Mutación

El operador de la mutación juega un papel secundario que causa confusión en la reproducción y cruzamiento, en la búsqueda y combinación con los que ya existen. El material genético se adquiere o se pierde (1's o 0's) en situaciones particulares. En el sistema genético, el operador de la mutación protege la pérdida irreparable y es la probabilidad de una alteración menor del valor de la cadena. En el ejemplo de la caja negra el código significa un cambio de un 1 a 0 y viceversa. La mutación es un camino que se usa cuando la reproducción y el cruzamiento de la cadena se obtienen por la pérdida de elementos importantes.

El operador de la mutación juega un papel secundario en los AG, sólo se hace notar que la frecuencia de la mutación para obtener buenos resultados en el estudio de los algoritmos genéticos, están en el orden de cada mil transferencias de los segmentos. La proporción de la mutación es igual o más pequeña que la población natural, llegando a la

conclusión de que la mutación se considerada como un mecanismo secundario de la adaptación en los algoritmo genético.

Sin embargo, la reproducción, el cruzamiento y la mutación, han demostrado ser eficaces y computacionales para atacar los problemas de optimización.

4.6 IMPORTANCIA DE BUSCAR LA SIMILITUD SEPARADAMENTE

El proceso de búsqueda contribuye en el valor de aptitud. Cuando se considera el valor de aptitud de las cadenas de la tabla 4.1, mejora la búsqueda. Siguiendo con el ejemplo de la simulación de la caja negra, se seleccionaron los valores de aptitud que se muestran en la tabla 4.2.

cadena	aptitud
01101	169
11000	576
01000	64
10011	361

Tabla 4.2 La primera y segunda columna representan el valor de la cadena y la aptitud, respectivamente, que se utilizaron en la simulación de la caja negra.

Los cuatro valores de aptitud que se muestran en la tabla 4.2, son independientes, sin embargo, la columna de las cadenas muestra similitud entre ellas. Esta similitud muestra que están asociadas. Además, la cadena con mayor aptitud, se estimula en un resultado dependiente, puesto que la similitud se realiza mejor y el valor de aptitud se asociara con la combinación e igualdad de las cadenas que se ajustan con éxito en el pasado. Por ejemplo, las cadenas que tienen similitud empezaran a mejorar, y es importante para perfeccionar la función. La función $f(x) = x^2$ se codifica con los cinco interruptores sin clasificación real, esto se realiza por dos procedimientos: primero se busca la similitud entre las cadenas y segundo, busca la relación de las similitudes y la mayor aptitud, así se tendrá información aceptable que ayudara a la búsqueda. Para ver la información y precisión, se considera el concepto de esquema plural y la similitud representada en planillas.

4.7 LAS PLANTILLAS DE SIMILITUD

La similitud es una importante guía en el ajuste de las cadenas, ya que la cadena puede ser similar a las cadenas vecinas. El esquema propuesto por Holland (1968 y 1975), fue la plantilla de similitud en posiciones que describen un subconjunto de cadenas. Esta discusión se limita a no tener perdidas en el alfabeto binario (0,1). Y da origen a un esquema, que adquiere símbolos en el alfabeto. Se puede agrega o no el símbolo para el desarrollo con el alfabeto, formando esquemas con las cadenas en el alfabeto ternario (0,1,*), y el significado del esquema será bueno, si es un modelo que iguala el mecanismo: un esquema empareja la cadena, cuando las condiciones del esquema 1, componen un 1 en la cadena, o un 0 compone un 0, o un *, o si son iguales. Por ejemplo, consideremos cadenas y esquemas de longitud 5. El esquema *0000, es de dos cadenas, (10000,00000). Otro

ejemplo, es el esquema *111* describe un subconjunto con cuatro miembros (01110, 01111, 11110, 11111). Como un último ejemplo, el esquema 0*1 * * empareja con cualquiera de las ocho cadenas de longitud 5, eso empieza con un 0 y tiene un 1 en la tercera posición. La idea del esquema es dar una forma eficaz y compacta de similitud definida entre las cadenas con longitud finita en el alfabeto. El énfasis de dar un símbolo * en la búsqueda, es dar un símbolo sobre otros símbolos; nunca se procesa explícitamente en los algoritmos genéticos. Es un dispositivo en el alfabeto, que permite la descripción de una posible similitud en la longitud de la cadena.

El número de los posibles esquemas se enfoca al ejercicio anterior. El valor de $l = 5$, muestra que hay $3 \cdot 3 \cdot 3 \cdot 3 \cdot 3 = 3^5 = 243$ plantillas de similitud diferentes, porque cada una de las cinco posiciones puede ser un 0, 1, o *. Para el alfabeto, el número de caracteres es k , hay esquemas de $(k + 1)^l$. El alfabeto con elementos k , tiene k^l cadenas de diferente longitud l . El ejemplo de longitud 5 tiene $2^5 = 32$ cadenas con diferentes alternativas. Si consideráramos las cadenas por separado, entonces abra cuatro tramos de información, valor de aptitud y la similitud entre ellas, admitiendo una nueva información que ayuda en la búsqueda. La información que considerada en la similitud se puede admitir, ya que se relaciona con el número de esquemas dentro de la población. Para conseguir el límite del esquema en la población, primero se cuentan los esquemas que contienen las cadenas individuales, y se consigue el límite superior del total de los esquemas de la población.

Para ver esto, se considera un ejemplo únicamente con una sola cadena con longitud 5: 11111. Esta cadena es un segmento del esquema 2^5 , porque cada posición asume el valor o el símbolo. En general, una cadena en particular contiene 2^l esquemas. Como resultado, el tamaño la población n contenida en 2^l en alguna parte y el esquemas de $n \cdot 2^l$, dependen de la diversidad de la población. La estimulación de considerar las similitudes es importante para la información de búsqueda. Se examina contando las muestras de importante similitud que son iguales en la población, según el tamaño de clasificación. Se examina el algoritmo genético con la información inicial, y se enlaza con los procesos que aparece en la información.

Se considera el efecto de reproducción, cruzamiento, y mutación para el crecimiento o decaimiento del esquema en la generación, a otra generación que se obtiene. El efecto de reproducción en un esquema es fácil de determinar; siguiendo las cadenas que poseen buena salud y tienen la probabilidad de ser seleccionadas. El término medio de vida en el número de muestras crecientes para los patrones de similitud mejoraran: sin embargo, la reproducción de las muestras no están en ningún punto del espacio.

El cruzamiento deja un esquema a salvo si no se corta, pero puede romperse cuando se ejecuta. Por ejemplo, considere los dos esquemas 1****0 y *11*. El primero probablemente será roto por el cruzamiento, y el segundo es relativamente improbable ser destruido. El resultado de los esquemas, define la proporción de longitud de cruzamiento y de reproducción con éxito. La mutación, proporciona bajas frecuencia que no rompen el esquema y se obtiene una conclusión buena. El incremento define la longitud del esquema, que se propaga de generación a generación, dando mejores muestras de crecimiento a los observados; todo esto entra en paralelo sin información en las cadenas de la población n .

Resultando que el número es n^3 . La comparación se favorece con el número de evaluación de la función (n), porque está influenciada por importantes procesos y se le da el nombre de paralelismo implícito.

4.8 EL LENGUAJE

Los algoritmos genéticos funcionan con despejes en los elementos, usando terminología usada por los investigadores que trabajan con ellos. Los algoritmos genéticos se adaptan a la genética natural, con la terminología de la literatura de los algoritmos genéticos, en base a una mezcla natural con lo artificial. Hasta ahora se han enfocado los algoritmos genéticos y se ha hablado de cadenas, alfabetos, posición de las cadenas, y pruebas.

Las cadenas del sistema genético están relacionadas al cromosoma de los sistemas biológicos. En el sistema natural, uno o más cromosomas forman la regla genética para que los organismos se enlacen y tengan funcionamiento. En los sistemas naturales el paquete genético se llama genotipo. En los sistemas genéticos artificiales el paquete de cadenas se llama estructura. En los sistemas naturales, el organismo que se forma por la interacción de los sistemas genéticos en las estructuras, descifra la forma de los parámetros. El diseño del sistema genético tiene una variedad de alternativas, que codifican los numéricos y los parámetros no numéricos.

Los procesos naturales, dicen que los cromosomas están compuestos por genes que asumen valores llamados aleles. En genética, la posición de un gen se identifica por separado. El gen, es la posición 10, y es el valor alele. La genética de las cadenas, se dice que están compuestas de rasgos o aspectos que asume un valor diferente. Se identifican rasgos en diferentes cadenas.

4.9 PARA UNA RUPTURA HETEROGÉNEA.

La aplicación de AG en este trabajo consiste en buscar aquel modelo de ruptura heterogéneo que explique mejor los datos observados. Para esto se invierte la distribución de los pesos y tiempos de perturbación de la fuente, por la aptitud que desarrolla el ajuste de los acelerogramas sintéticos con los observados. Los acelerogramas sintéticos se obtienen usando el método de las funciones de Green empírica modificado del método original propuesto por Irikura en 1986, para incluir los tiempos de perturbación y los pesos. Según la ley de escalamiento, el número de los eventos N^3 pequeños, con momento m_0 que se requiere para simular el sismo principal con el momento M_0 , estará dado por la ecuación 3.37.

Recordemos que c , es una constante que se introduce para corregir la diferencia de la caída de esfuerzos entre el sismo principal y la réplica, ver ecuación 3.41. Sabemos que si el espectro de ambos sismos sigue la relación del modelo ω^{-2} en frecuencias bajas estará dado por 3.38.

En la formulación de Irikura (1986) se introducen las variables de los pesos (w_{ij}) y los tiempos de perturbaciones (pt_{ij}), para la distribución irregular de las dislocaciones y cambios en la velocidad de ruptura (V_r). Por lo tanto, la ecuación (3.43), que genera las ondas de aceleración del sismo principal, se puede escribir de la siguiente forma:

$$A(t) = C \sum_{i=1}^{NX} \sum_{j=1}^{NW} w_{ij} \frac{r}{r_{ij}} F_{ij}(t) * a(t), \quad (4.1)$$

donde F_{ij} será igual a la ecuación (3.45), y t_{ij} estará dado por:

$$t_{ij} = \frac{(r_{ij} - r_0)}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{v_r} + pt_{ij}.$$

(4.2)

Esto es para el caso de una ruptura heterogénea.

Estas variaciones y combinaciones se desarrollan para mejorar la aceleración con el trabajo de los AG. Los AG suponen que la solución aleatoria de cualquier problema es un individuo que puede representarse por un juego de parámetros. El valor para los parámetros se usa para evaluar la probabilidad del individuo. Este individuo compite con muchos otros individuos de la misma generación y aquéllos que tienen el mejor valor de aptitud (*fitness*), tendrán la posibilidad de una reproducción más alta. Después de que los individuos se han seleccionado, se utiliza el cruzamiento para la próxima selección. El funcionamiento del cruzamiento trabaja con un intercambio de genes entre las parejas de individuos. Esta combinación produce individuos mejores. Además otro operador es la mutación, que consiste en remplazar al azar algunos genes de individuos seleccionados al azar y ayuda para reducir la probabilidad de ser atrapados en una solución mínima local.

5. MODELO HOMOGÉNEO.

5.1 DATOS

En el tercer capítulo se explicó acerca del método de simulación de los movimientos de la tierra. Para emplear el método, se utilizaron los registros de la réplica (R) del 18 de julio de 1996 como función de Green. Este evento está asociado al sismo principal (SP) que ocurrió el 15 de julio del mismo año con mayor magnitud. Estos dos eventos sísmicos fueron registrados en estaciones ubicadas sobre roca y epicentro cerca de las costas del estado de Guerrero. Las características de dichos sismos se describen en la Tabla 5.1.

FECHA	mb	Ms	Mw	LATITUD	LONGITUD	PROFUNDIDAD (Km)
15 de julio 1996	5.7	6.5	6.6	17.5 N	101.12 W	22.4
18 de julio 1996	4.9	4.7	5.4	17.35 N	101.02 W	26.2

Tabla 5.1. Descripción de los sismos que ocurrieron el 15 de julio y 18 de julio de 1996, cercanos a las costas del estado de Guerrero. Mb: magnitud de ondas cuerpo, Ms: Magnitud de ondas superficiales y Mc: magnitud coda (Catálogo de Harvard).

Los registros de aceleración de estos dos eventos sísmicos fueron adquiridos de la Base Mexicana de Datos de Sismos fuertes (2001). Los registros de aceleración seleccionados, presentan buena forma de ondas en 11 estaciones. Las estaciones tienen buena cobertura azimutal alrededor del SP y de la réplica, esto permite tener mayor información en el área de estudio, ver Figura 5.1. Las estaciones se encuentran localizadas entre los 15 y los 294 kilómetros de distancia epicentral para el sismo principal, y entre los 8 y 290 kilómetros para la réplica. La Tabla 5.2 detalla la información de cada una de las estaciones. La mayor parte se encuentra en el estado de Guerrero (AZIH, ATYC, NUXC, PETA, TEAC, TNLP y UNIO), dos en el Distrito Federal (CUP4 y MEZO) y otras dos entre el estado de Michoacán y Guerrero (INMD y VILI).

Estación	Nombre	Distancia al SP (Km)	Azimut SP (deg)	Distancia a la R (km)	Azimut R (deg)	Estado	Tipo de suelo
ATYC	ATOYAC	89.285	246.124	81.707	251.294	GUERRERO	ROCA
AZIH	AEROPUERTO ZIHUATANEJO	27.908	75.445	35.601	61.509	GUERRERO	ROCA BASÁLTICA
CUP4	PATIO 4, INST. ING. UNAM	290.794	313.212	294.687	315.174	DF	BRECHA Y CONGLOMERADO
INMD	INFIERNILLO MARGEN DERECHA	110.522	41.993	120.812	40.32	MICHOACÁN GUERRERO	ROCA
MEZO	MEZONTEPEC	276.707	311.509	280.304	313.595	DF	ROCA
NUXT	NUXCO	59.629	231.899	50.444	237.818	GUERRERO	ROCA
PETA	PETATATLÁN	7.619	88.601	15.552	49.438	GUERRERO	ROCA
TEAC	TEACALCO	219.868	303.109	222.003	305.847	GUERRERO	ROCA
TNLP	TONAPAPA DEL SUR	184.511	289.797	184.21	293.146	GUERRERO	ROCA
UNIO	LA UNIÓN	80.574	52.604	90.151	49.205	GUERRERO	ROCA
VILI	VILLITA MARGEN IZQUIEDA	115.698	64.883	123.974	61.539	MICHOACÁN GUERRERO	BRECHA ANDESÍTICA

Tabla 5.2. Descripción de las once estaciones seleccionadas para emplear el método de las funciones de Green empírica (SP: sismo principal, R: réplica).

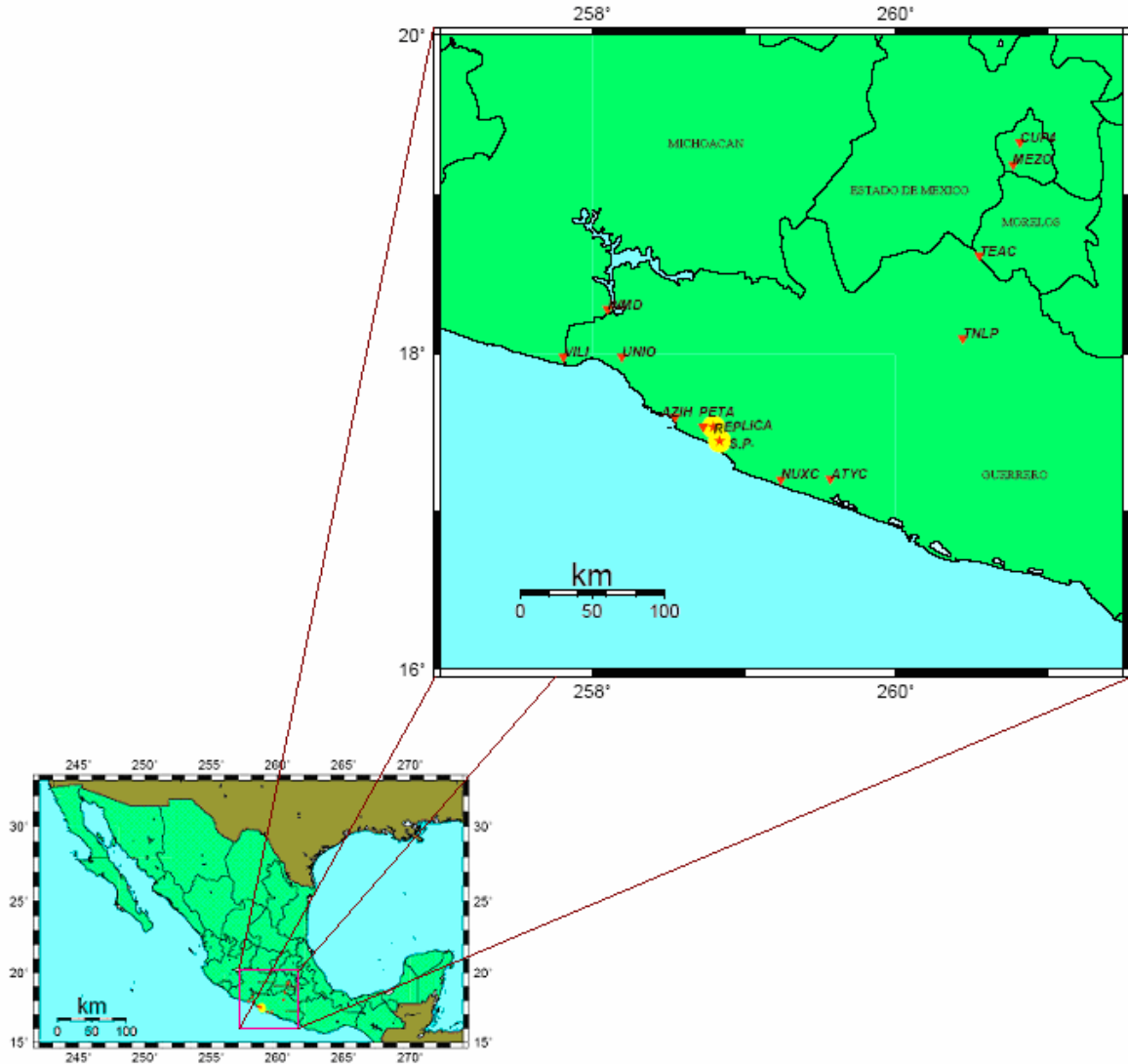




Figura 5.1. Ubicación del sismo principal (S.P.) y la réplica que ocurren en las costas de Guerrero el 15 y 16 de julio de 1996, respectivamente. El símbolo  representa la ubicación de estos sismos y el símbolo , a las once estaciones seleccionadas.

En la sección 2.6 se vió como Aki (1967) y Brune en (1970) siguen el análisis de los espectros de amplitud de aceleración y desplazamiento. Introducen el modelo ω^{-2} como la relación de escala en la fuente. A partir de las señales acelerográficas de las once estaciones se obtuvo el espectro de Fourier para analizar su amplitud en desplazamiento y aceleración, su nivel plano, la f_c del sismo principal y la réplica.

El espectro de amplitud en desplazamiento en la estación de ATYC, se ilustra en la Figura 5.2. En la gráfica se observa un nivel plano en bajas frecuencias para el sismo principal ($\bar{U}_0 = 0.12 \text{ cm.s}$), hasta la frecuencia de esquina $f_{c_{sp}} = 1.2 \text{ Hz}$. En esta frecuencia la amplitud comienza a decaer con una pendiente negativa ω^{-2} .

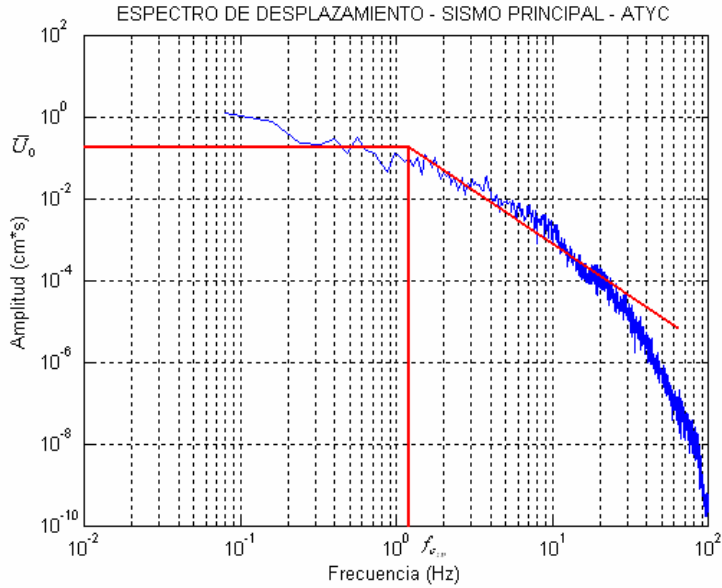


Figura 5.2. Espectro de amplitud en desplazamiento para la estación de ATYC. El nivel plano se muestra con una línea horizontal continua donde se encuentra la $f_{c_{sp}}$ para el sismo principal.

El espectro de desplazamiento de la estación ATYC, para la réplica, se muestra en la Figura 5.3, donde se observa el nivel plano ($\bar{u}_0 = 0.009 \text{ cm.s}$) con una línea horizontal, hasta la frecuencia de esquina $f_{c_R} = 2.3 \text{ Hz}$

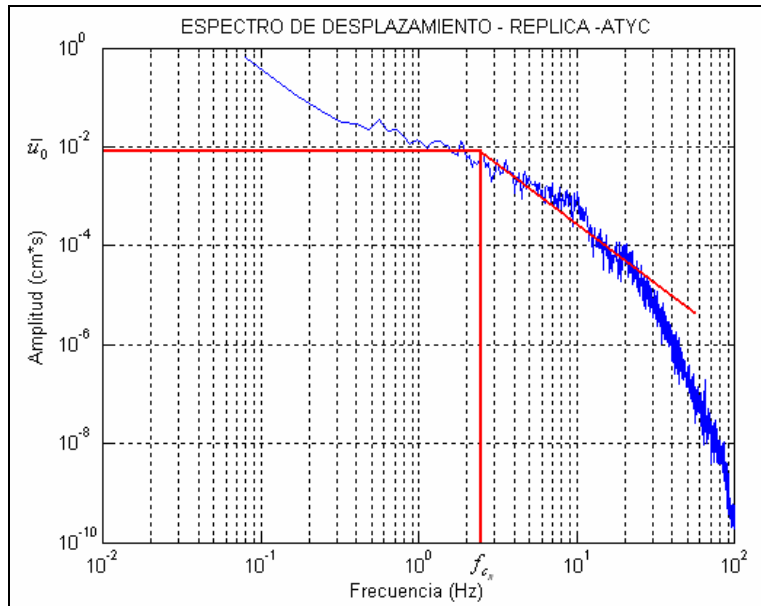


Figura 5.3. Espectro de amplitud de desplazamiento para la estación de ATYC. El nivel plano de la réplica se muestra con una horizontal, hasta la f_{c_R} .

Los espectros de amplitud en aceleración presentan también un nivel plano localizado entre la frecuencia de esquina y la frecuencia máxima. Por lo tanto, la estación

de ATYC presentó un nivel plano en el espectro de aceleración de $\bar{A}_0 = 7.0 \text{ cm/s}$, utilizando el sismo principal, como se ilustra en la Figura 5.4

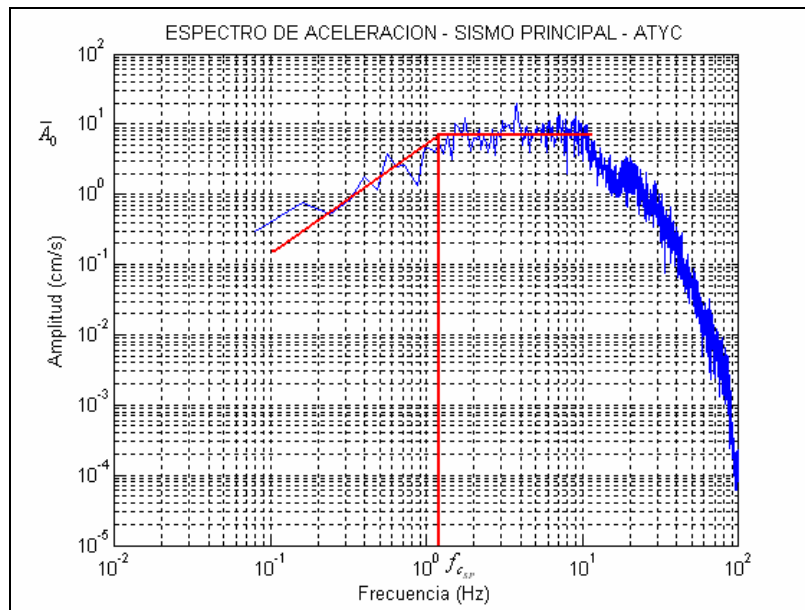


Figura 5.4. Espectro de amplitud en aceleración para la estación de ATYC. El nivel plano del sismo principal se muestra con una horizontal, desde la f_c hasta la $f_{c_{\max}}$.

Se realizó el seguimiento anterior para la réplica y el valor que se obtuvo del nivel plano fue de $\bar{a}_0 = 2.0 \text{ cm/s}$ y se ilustra en la Figura 5.5.

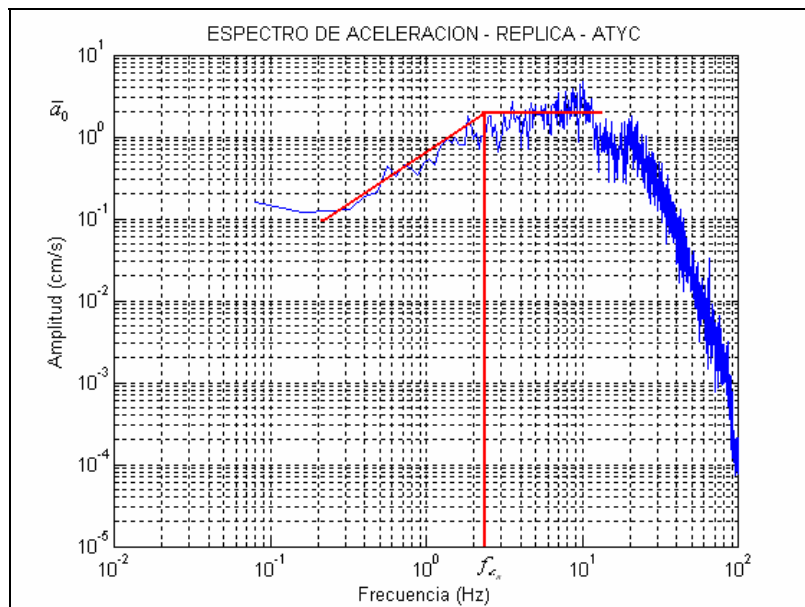


Figura 5.5. Espectro de amplitud en aceleración para la estación de ATYC. El nivel plano de la réplica se muestra con una horizontal, desde la f_c hasta la $f_{c_{\max}}$.

Este mismo análisis se realizó para las once estaciones. Se examinó cada uno de los espectros de desplazamiento para el sismo principal y la réplica. Los datos obtenidos se muestran en la Tabla 5.3. Las graficas de estos espectros se muestran de la Figura 5.6 – Figura 5.15.

Estación	\overline{U}_0 (cm*s)	$f_{c_{SP}}$	\overline{u}_0 (cm*s)	f_{c_R}
ATYC	0.12	1.2	0.009	2.3
AZIH	0.17	1.3	0.016	2.6
CUP4	0.05	0.9	0.008	1.1
INMD	0.09	1.7	0.009	2.6
MEZO	0.2	1.4	0.04	1.6
NUXC	0.2	1.3	0.012	1.4
PETA	0.2	1.6	0.013	2.6
TEAC	0.6	1.2	0.02	2.05
TNLP	0.15	1.05	0.03	2.05
UNIO	0.17	1.15	0.02	1.7
VILI	0.16	0.8	0.016	1.5

Tabla 5.3. El valor del nivel plano del espectro de desplazamiento para las once estaciones. \overline{U}_0 y \overline{u}_0 representan el nivel plano del sismo principal y la réplica, respectivamente; la frecuencia de esquina para el sismo principal $f_{c_{SP}}$ y la réplica f_{c_R} .

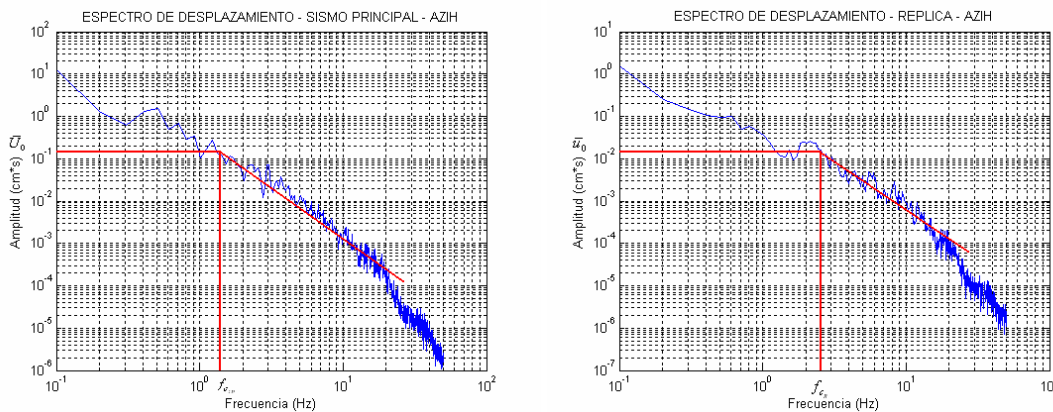


Figura 5.6. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de AZIH.

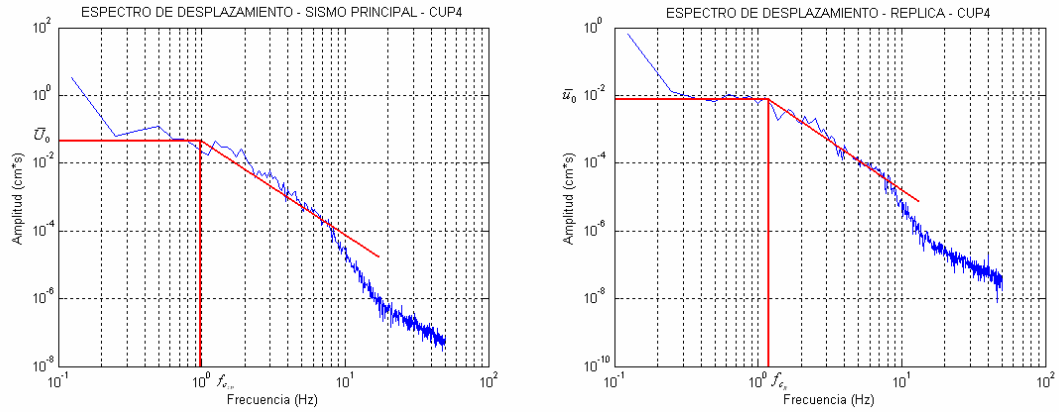


Figura 5.7. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de CUP4.

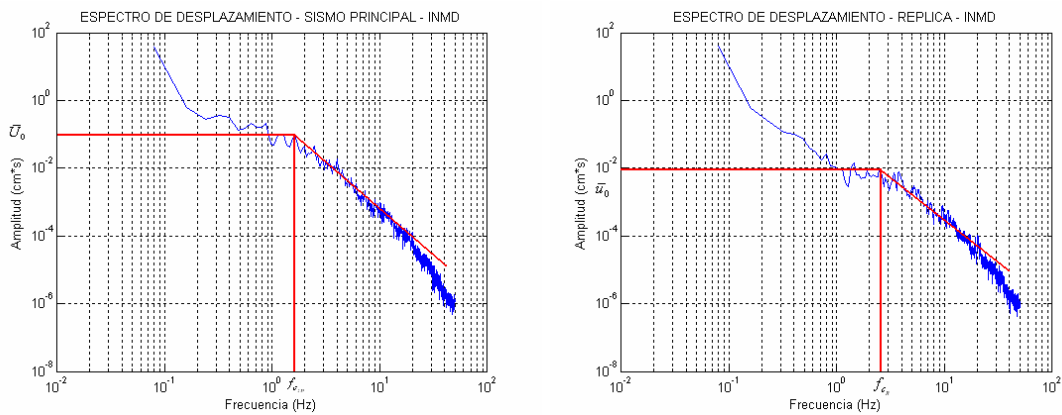


Figura 5.8. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de INMD.

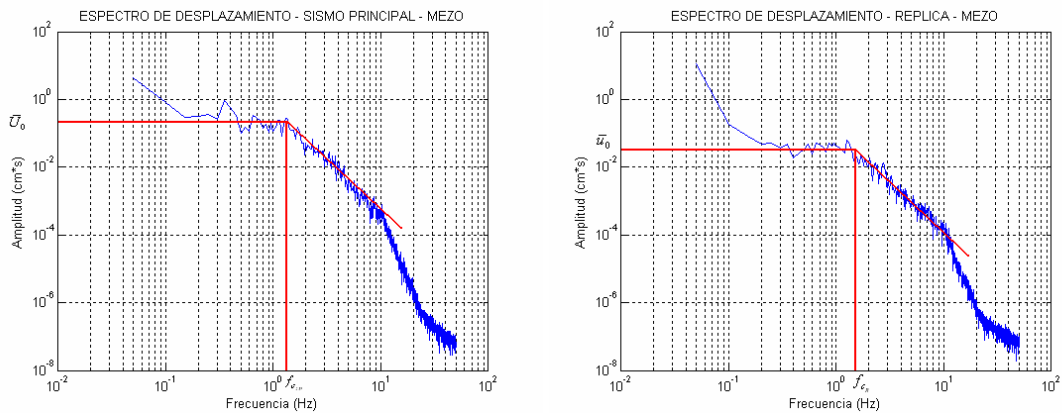


Figura 5.9. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de MEZO.

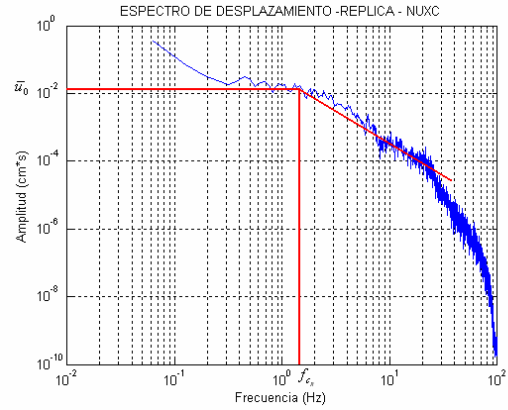
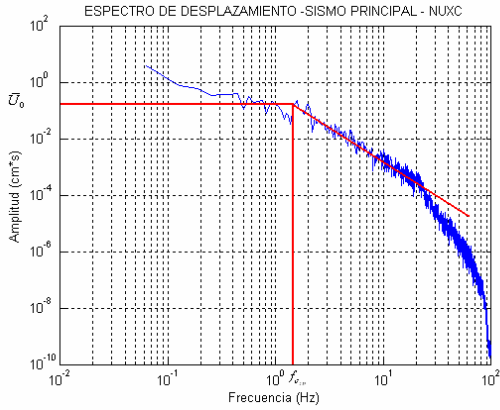


Figura 5.10. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de NUXC.

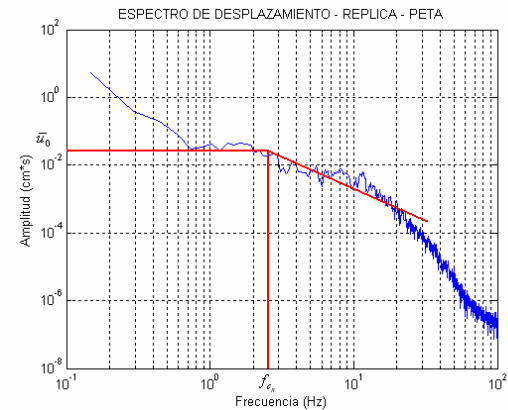
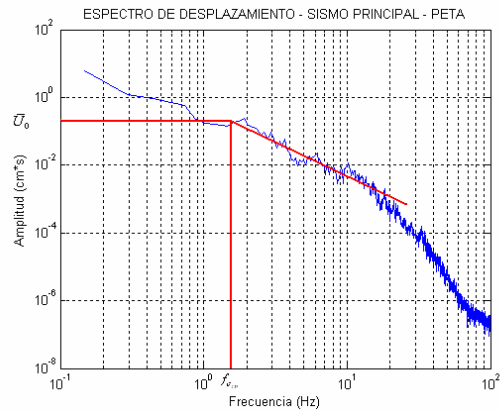


Figura 5.11. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de PETA.

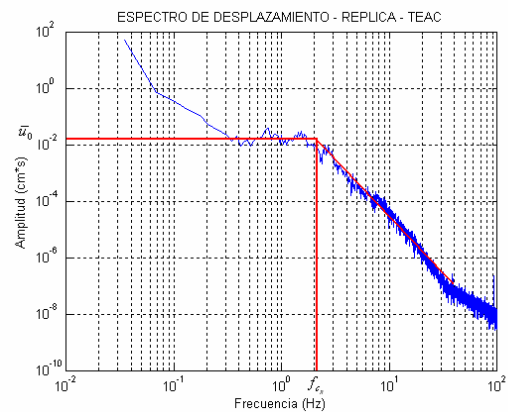
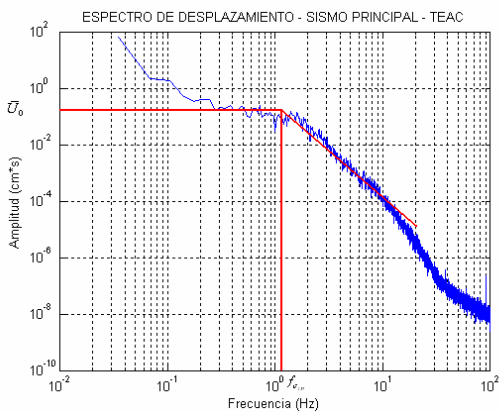


Figura 5.12. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de TEAC.

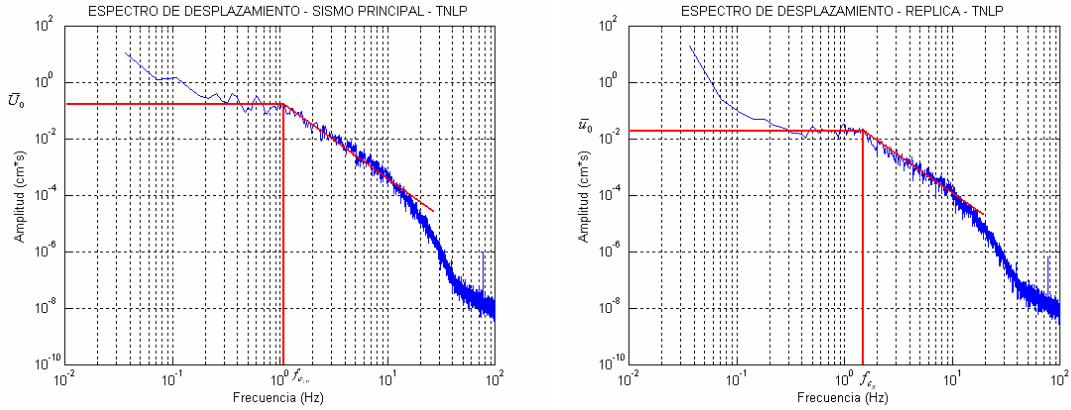


Figura 5.13. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de TNLP.

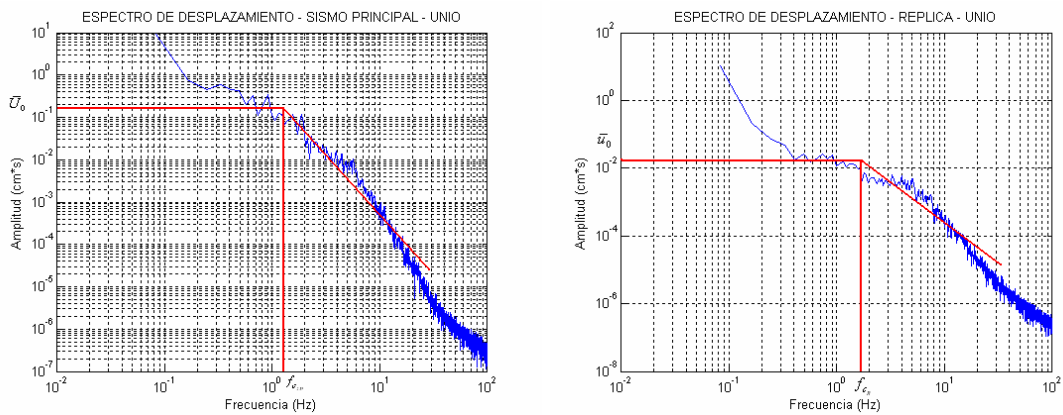


Figura 5.14. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de UNIO.

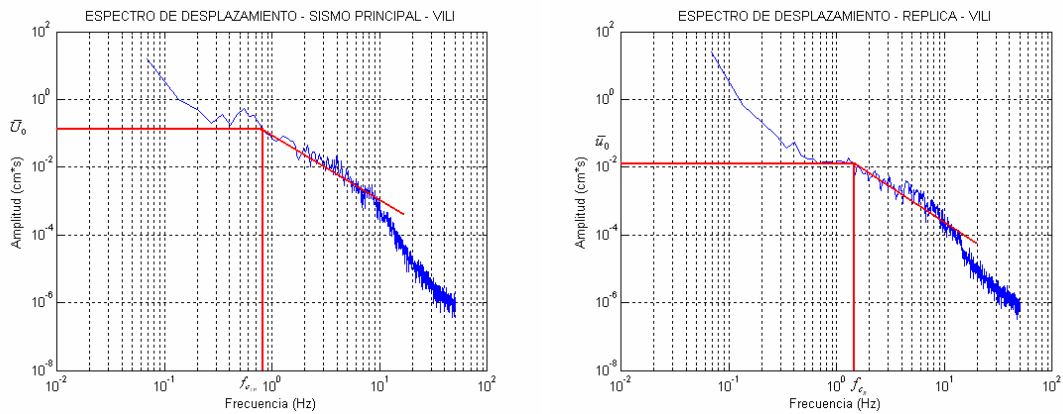


Figura 5.15. Espectro de amplitud del desplazamiento del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha) para la estación de VILI.

El análisis de amplitud en los espectros de aceleración se realizó en once estaciones. Se encontró el nivel plano entre el crecimiento ω^2 en bajas frecuencias que son menor a la f_c y en las altas frecuencias que son mayor a la frecuencia de esquina. La Tabla 5.4

muestra los resultados obtenidos en cada una de las estaciones y se ilustra en las Figuras 5.16 – 5.25.

ESTACION	\overline{A}_0 (cm/s)	\overline{a}_0 (cm/s)
ATYC	7.0	2.0
AZIH	12.5	2.5
CUP4	2.0	0.38
INMD	8.3	2.7
MEZO	9.0	2.7
NUXC	7.8	1.6
PETA	28.0	10.3
TEAC	6.3	1.8
TNLP	4.8	1.1
UNIO	9.6	2.1
VILI	8.0	1.8

Tabla 5.4. El nivel plano para el espectro de aceleración está representado por \overline{A}_0 y \overline{a}_0 para el sismo principal y la réplica, respectivamente, $f_{m\acute{a}x_{sp}}$ para el sismo principal y $f_{m\acute{a}x_R}$ para la réplica.

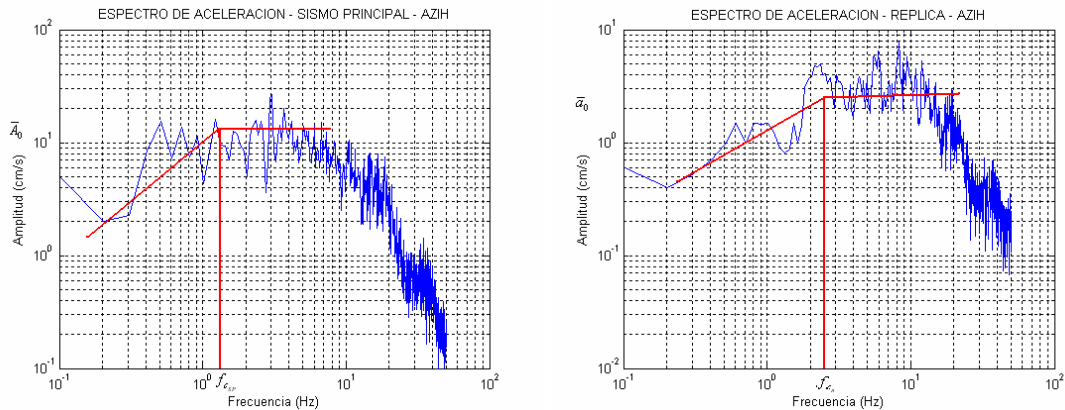


Figura 5.16. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación AZIH.

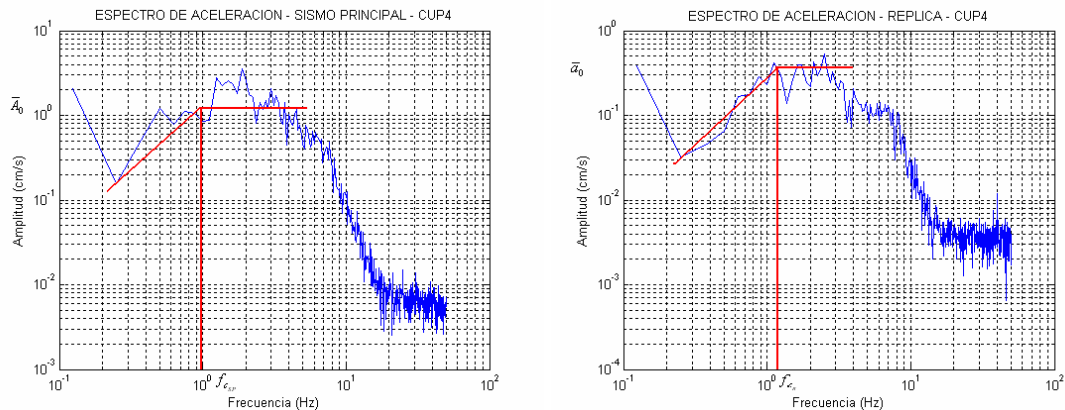


Figura 5.17. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación CUP4.

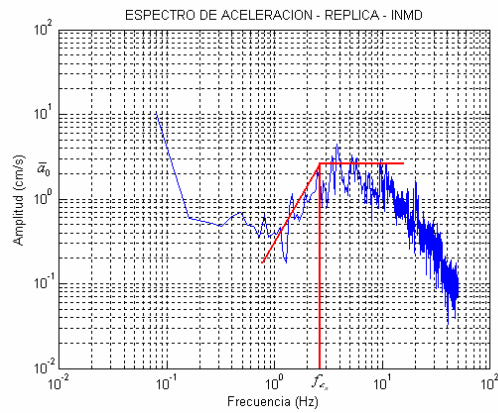
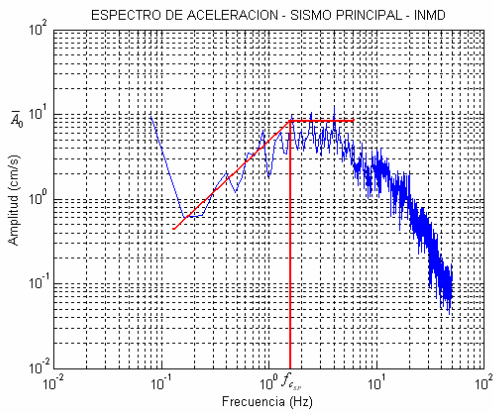


Figura 5.18. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación INMD.

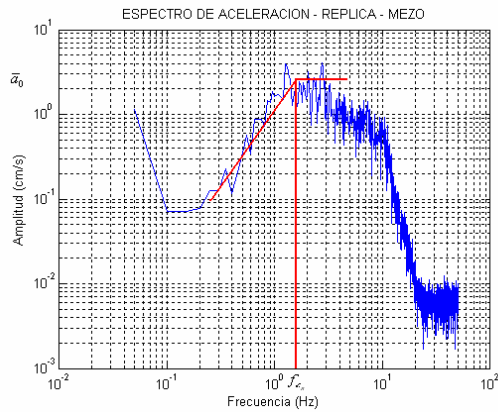
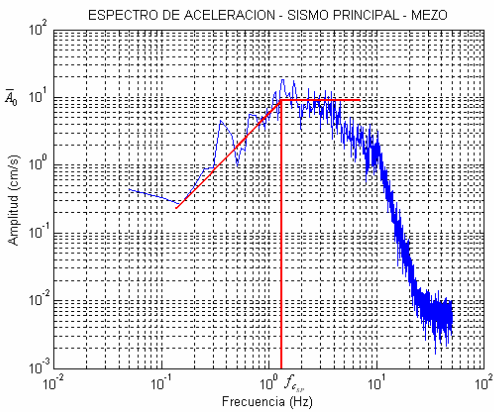


Figura 5.19. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación MEZO.

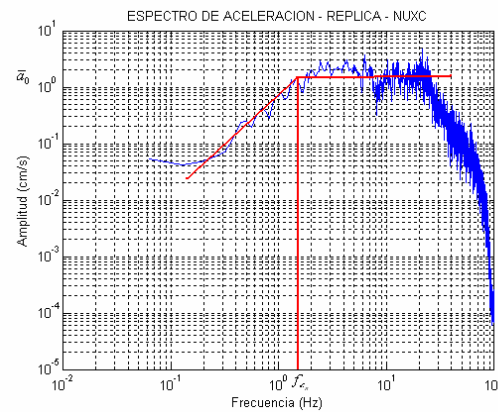
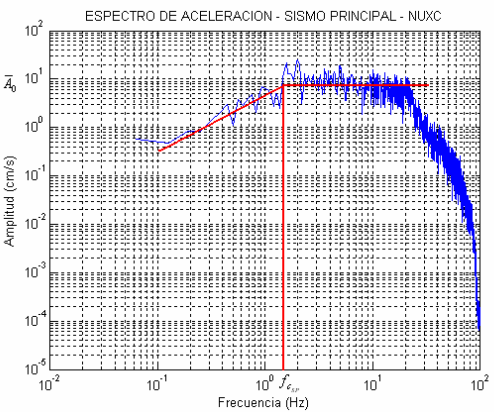


Figura 5.20. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación NUXC.

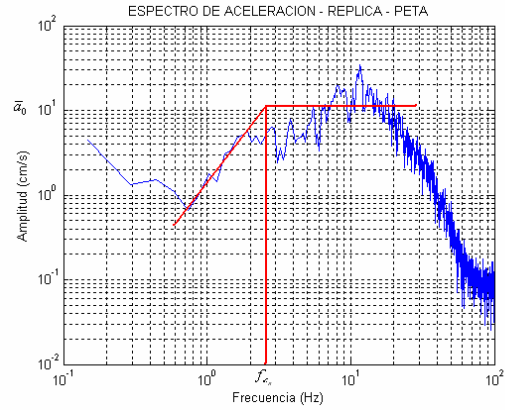
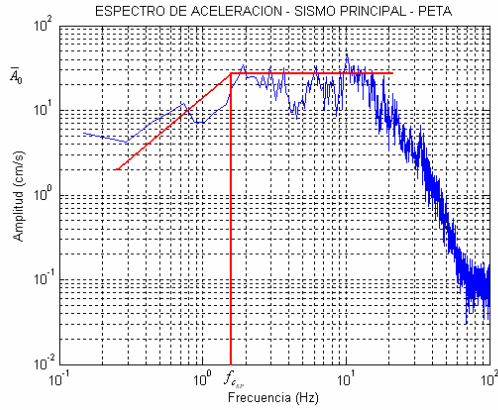


Figura 5.21. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación PETA.

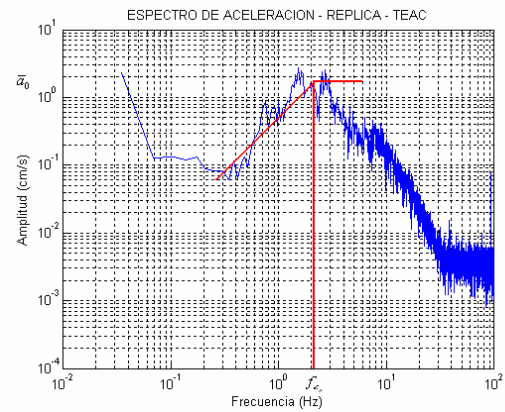
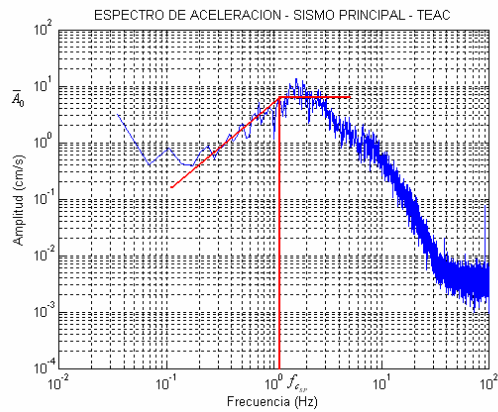


Figura 5.22. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación TEAC.

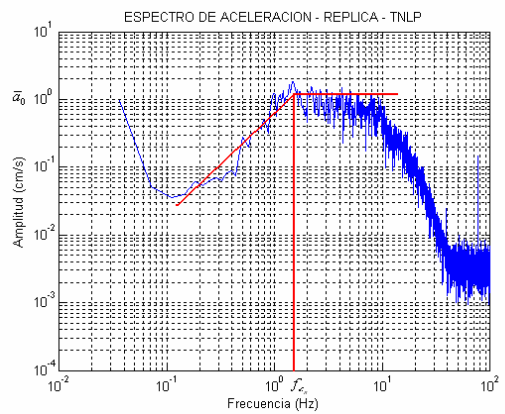
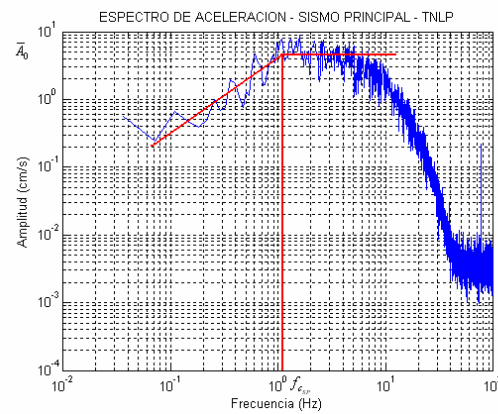


Figura 5.23. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación TNLP.

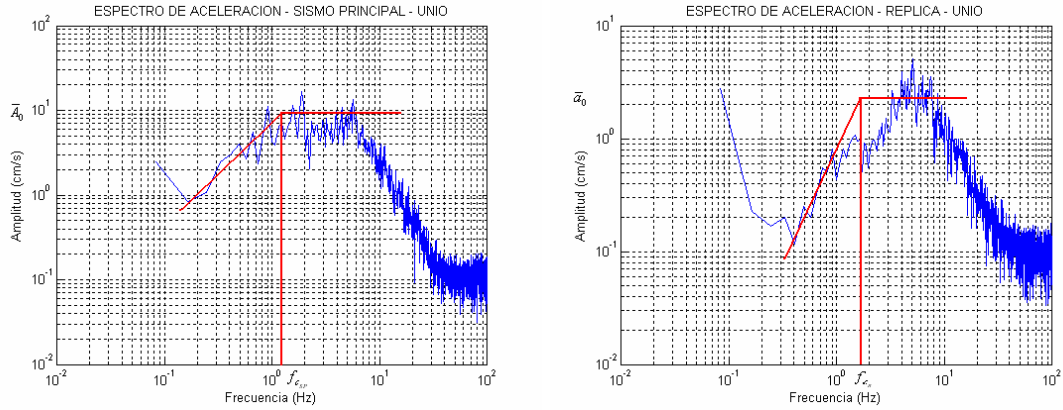


Figura 5.24. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación UNIO.

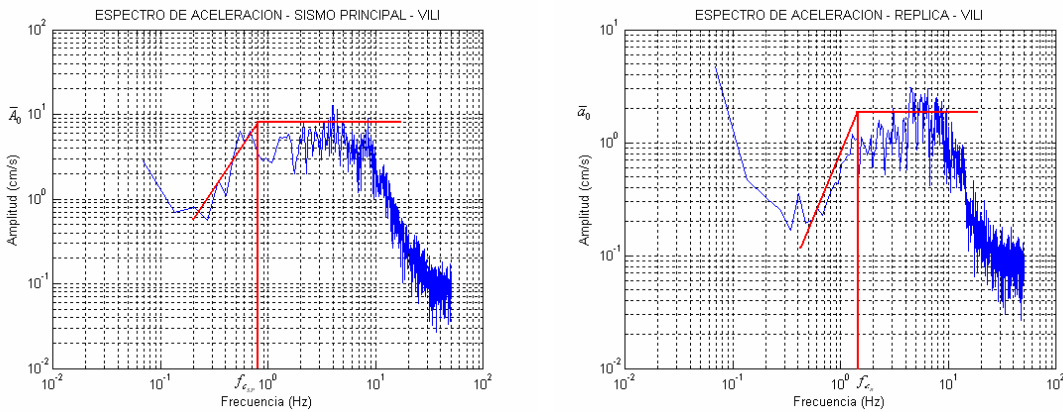


Figura 5.25. Espectro de amplitud de aceleración del sismo principal (izquierda) y la réplica (derecha). Estación VIII.

De las ecuaciones (3.42), se obtuvo el promedio del cociente del nivel plano para las once estaciones de los espectros de desplazamiento, $\left\langle \frac{\overline{U}_0}{u_0} \right\rangle = 10.97$ y en aceleración

$$\left\langle \frac{\overline{A}_0}{a_0} \right\rangle = 3.22.$$

5.2 MODELO

En la sección 2.6, se explicó la relación de amplitud del espectro de desplazamientos y aceleración del sismo principal y una réplica, que siguen el modelo de escala espectral ω^{-2} con una caída de esfuerzos constantes, propuesto por Aki (1967) y Brune (1970). Con base a lo anterior, se analizó el nivel plano de los espectros de desplazamiento del sismo principal, \overline{U}_0 y el de la réplica, \overline{u}_0 , hasta la frecuencia de esquina de ambos sismos. La tabla 5.3 muestra el valor que se obtuvo del nivel plano y la frecuencia de esquina del sismo principal y la réplica en cada una de las estaciones.

Enseguida se analizaron los espectros de amplitud en aceleración, donde se observa el nivel plano desde el crecimiento ω^{-2} y mayores a la frecuencia de esquina hasta las altas frecuencias.

Comparando el nivel plano del sismo principal se observa que es mayor al de la réplica. Esto quiere decir, que la caída de esfuerzos (C) entre el sismo principal y la réplica no son iguales. Por lo tanto, se debe encontrar la diferencia entre estos sismos, para esto se recurre a las ecuaciones de 3.42. La primera ecuación contiene al cociente del nivel plano del espectro de amplitud del desplazamiento \bar{U}_0 y \bar{u}_0 del sismo principal y la réplica, respectivamente; que es igual al valor de la constante que servirá para corregir la diferencia entre la caída de esfuerzos de estos dos sismos, ecuación 2.41, multiplicado por N^3 . Donde N^3 esta el numero de subfallas en la dirección del rumbo, echado y tiempo. La segunda ecuación de 3.42 representa al cociente de los espectros de aceleración \bar{A}_0 y \bar{a}_0 del sismo principal y la réplica, respectivamente, que es igual a la constante CN' . Donde N' sirve para encontrar el área de la falla del evento principal que estará dividida en $N_x \times N_w$ subfallas en la dirección del rumbo y del echado.

Con el promedio de los cocientes de desplazamiento y de aceleración se logro obtener la constante (C) y las dimensiones de la falla en dirección del rumbo y echado con las dos ecuaciones. Se obtuvo un área de falla $A = 4 \text{ km}^2$ y la constante de corrección de la diferencia te caída de esfuerzos de $c = 1.6$. Irikura propuso que el área de la falla del evento principal está dividida en $N_x \times N_w$ subfallas en la dirección del rumbo y del echado, respectivamente. Por lo tanto el modelo inicial de la fuente asume que es de dimensión de $2 \times 2 \text{ km}^2$, de acuerdo con la relación anterior.

Para obtener el tamaño de las celdas en el área de falla, se toma la ecuación (2.12) de Savage (1972). Suponiendo que la falla es cuadrada; es decir, que la longitud y el ancho de la falla son iguales. La longitud de la subfallas en la dirección del rumbo y del echado es de $D_w = 1 \text{ km}^2 \times D_x = 1 \text{ km}^2$ respectivamente. Savage (1972) asume que la velocidad de ruptura esta dado por $V_r = 0.9\beta$, donde $\beta = 3.2 \text{ km/s}$, por lo tanto se obtiene que la $V_r = 2.88 \text{ km/s}$.

Los parámetros para simular el movimiento de la tierra en el modelo de la fuente son la V_r , τ , y el punto donde se inicia la ruptura en el área de la fuente. Se propone que el punto de inicio de la ruptura estará en el centro de la primera celda del plano de la falla, propagándose en forma radial a una velocidad de ruptura constante $V_r = 2.3 \text{ km/s}$ y el tiempo de ascenso de $\tau = 0.15$ segundos. El modelo se muestra esquemáticamente en la Figura 5.26

Se consultó el catálogo de Harvard para obtener los mecanismos focales del plano de la falla: el azimut, echado, ángulo de inclinación y la profundidad del sismo principal y

la réplica (www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html). Los datos se presentan en la Tabla 5.5:

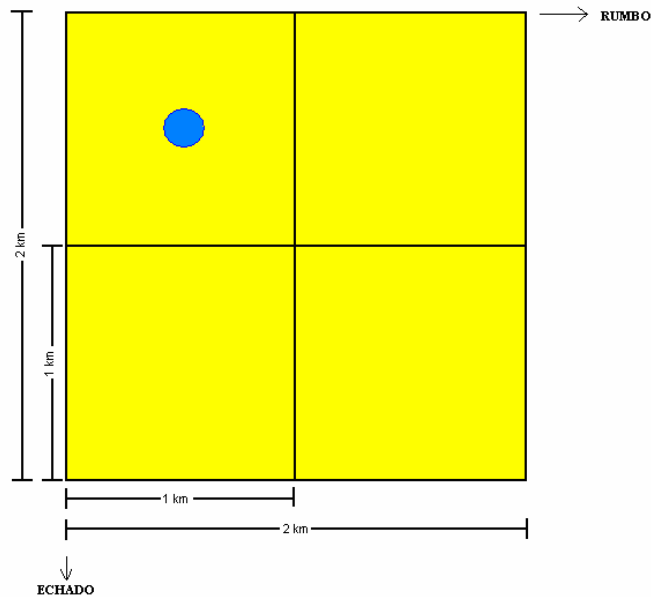


Figura 5.26. Modelo homogéneo de la fuente con dimensión de $2 \times 2 \text{ km}^2$. El punto donde inicia la ruptura se muestra con un círculo azul.

Los datos obtenidos del catalogo de Harvard proporcionan dos planos de falla. Para poder determinar cual de estos dos correspondía al plano principal y al plano auxiliar, se analizó la zona de estudio y se observó que se trata de una zona de subducción. Además, analizando los dos valores del azimut de los planos de falla, se observa que para el primer plano de falla, el azimut tiene una orientación de 297 y un echado de 21 indicando que este plano se está introduciendo. Ahora, para llegar a esta conclusión, se analizó el siguiente plano de falla, el azimut es de 113 y un echado de 69. Al hacer este análisis, se llega a la conclusión el primer plano corresponde al plano de la falla, y el segundo al plano auxiliar. Este razonamiento se realiza de la misma forma para la réplica. En la Tabla 5.5 se muestra las características antes mencionadas de los dos planos correspondientes al sismo principal y la réplica. Uno pertenece al plano auxiliar y el otro el plano principal. En este estudio se utilizó el plano principal.

	SISMO PRINCIPAL PLANO PRINCIPAL	SISMO PRINCIPAL PLANO AUXILIAR	RÉPLICA PLANO PRINCIPAL	RÉPLICA PLANO AUXILIAR
AZIMUT	297	113	285	114
ECHADO	21	69	19	71
ÁNGULO DE DESLIZAMIENTO	93	89	81	93
PROFUNDIDAD	22.4 km		26.2 km	

Tabla 5.5 Mecanismos focales para el sismo principal y la réplica que ocurrió el 15 y 18 de julio de 1996, respectivamente, (tomado del catálogo de Harvard).

Para la simulación del movimiento del sismo principal se utilizó el método de la función de Green empírica. Se utilizaron los parámetros de la fuente que se obtuvieron. El área de la falla del sismo principal ($N_w = 2 \text{ km}^2 \times N_x = 2 \text{ km}^2$) y de la réplica ($D_w = 1 \text{ km}^2 \times D_x = 1 \text{ km}^2$) a lo largo del rumbo y del echado. La caída de esfuerzos entre el sismo principal y la réplica ($c = 1.6$); la velocidad de ruptura ($V_r = 2.88 \text{ km/s}$), la velocidad de las ondas S ($\beta = 3.2 \text{ km/s}$), y se determinó el tiempo donde dan inicio las ondas S en cada una de las estaciones. Las señales fueron filtradas en un rango de frecuencias de 0.4–2 Hz

El resultado obtenido en la simulación del sintético con el observado, se desplegó en registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Las graficas que muestran una mejor simulación de la forma de ondas en las once estaciones, están en desplazamiento y se graficaron en una ventana de 17.7 segundos. El procedimiento anterior se aplicó para ajustar las simulaciones de los registro observados en las estaciones, basándose en las amplitudes pico a pico de la forma de ondas del observado.

Utilizando los datos antes mencionados, se logró simular la fuente sísmica en un modelo homogéneo. En el modelo homogéneo se consideraron que todos los desplazamientos son constantes. De esta forma, se obtuvo las graficas de aceleración, velocidad y desplazamiento para comparar la forma de ondas del sintético con el observado.

5.3 SIMULACIÓN PARA LA ESTACIÓN DE ATYC

El primer análisis de simulación se realizó utilizando una sola estación. Por tal motivo se seleccionó de las once estaciones la estación de ATYC (se pudo haber seleccionado cualquiera de las otras estaciones, ya que pertenecen al estudio en cuestión). La grafica de la Figura 5.27 muestra el resultado de la simulación en aceleración utilizando la estación de ATYC con un modelo homogéneo. Los tres sismogramas presentan de arriba hacia abajo la componente NS, V y WE. Se analizó la forma de ondas en cada componente, la componente NS muestra que la amplitud del sintético es menor a la del observado. En el intervalo de tiempo de 0 a 2 segundos y de 8.5 a 17.7 segundos la amplitud esta comprendida entre 0.1 a 0.2 cm/s^2 , y por ultimo en el intervalo de tiempo de 2 a 3.5 segundos la amplitud es aproximadamente de 2 cm/s^2 . La componente vertical la amplitud del sintético en algunas partes es igual al observado y en algunas la amplitud es mayor, véase la siguiente descripción. En el intervalo de tiempo de 0 a 0.15 segundos y 12 a 17.7 segundos, la amplitud del sintético es de 0.1 cm/s^2 , mientras que en el intervalo de tiempo de 1.5 a 12 segundos la amplitud del sintético esta comprendida entre 1 a 2 cm/s^2 respecto al del observado. La forma de onda del sintético en la componente WE se observa que en el intervalo de tiempo de 0 a 2 segundos y de 3.5 a 17.5 segundos, la amplitud es

igual a la del observado, pero en el intervalo de tiempo de 2 a 3.5 segundos, se nota como la amplitud del sintético es de 2 a 4 cm/s^2 , mucho menor que el observado.

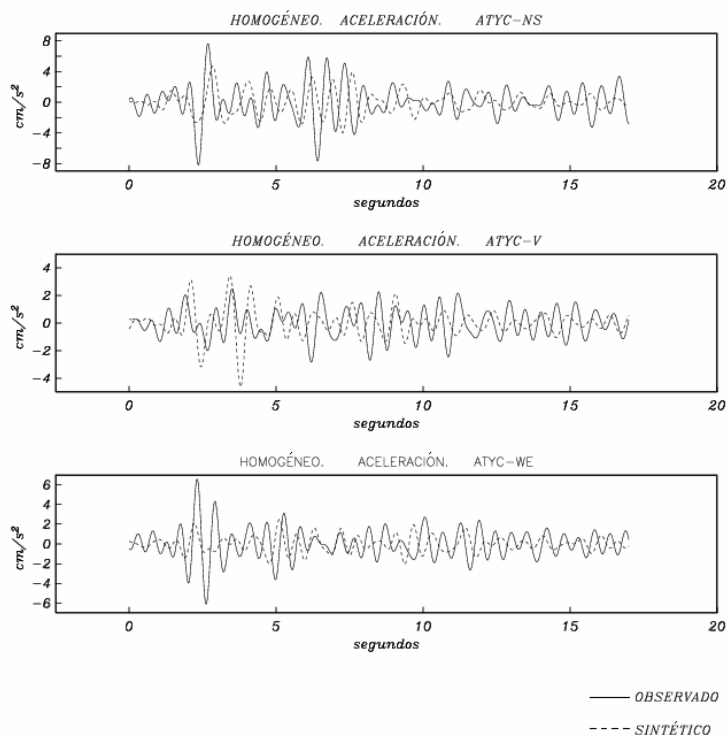


Figura 5.27. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 en la estación de ATYC. Se utilizó un filtro pasa bandas entre 0.4 – 2 Hz

El modelo homogéneo en velocidad se observa en la grafica de la Figura 5.28. La descripción de las tres componentes es la siguiente en cuanto a la forma de onda que se obtuvo la simulación del sismo principal. La componente NS muestra un seguimiento en la amplitud de la forma de ondas del sintético con el observado. Es decir, en el intervalo de tiempo de 0 a 2 segundos, de 3 a 6 segundos y por ultimo de 11.5 a 17.7 segundo. Los intervalos de tiempo de 2 a 3 segundo y de 6 a 11.5 segundos la amplitud es aproximadamente de 0.1 a 0.5 cm/s^2 . En la componente vertical, la forma de onda del sintético tiene un seguimiento en los intervalos de tiempo de 0 a 2 segundos y de 4 a 17.7 segundos. En el intervalo de tiempo de 2 a 4 segundos se observa como la amplitud en la forma de onda del sintético es de 0.2 a 0.4 cm/s^2 , mucho mayor al del observado. Analizando ahora la componente WE, la forma de ondas en el intervalo de tiempo de 0 a 2 segundos y de 4 a 17.7 segundos, el sintético se aproxima al observado. En el intervalo de tiempo de 2 a 4 segundos, el sintético es aproximadamente 0.4 cm/s^2 menor observado.

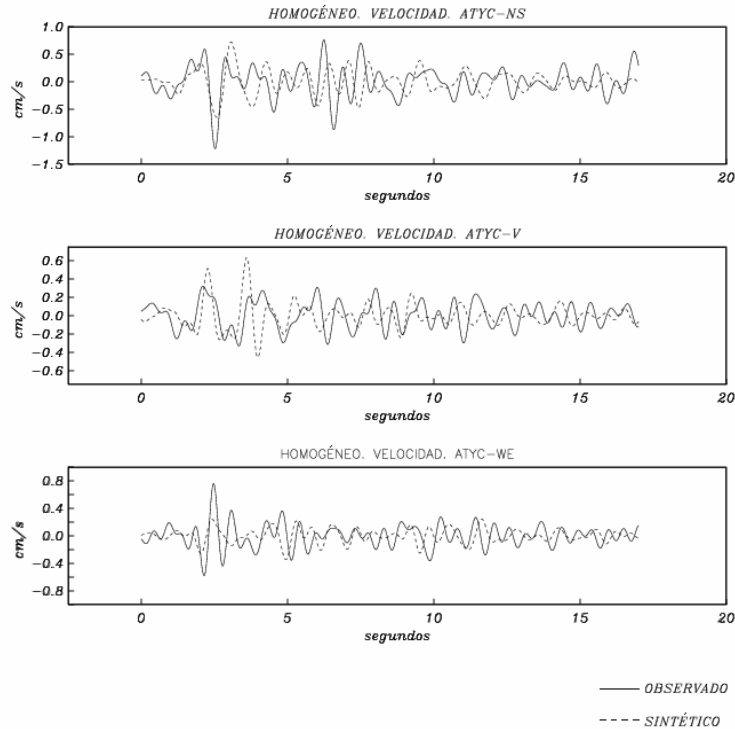


Figura 5.28. Simulación en velocidad del sismo del 15 de julio de 1996 en la estación de ATYC. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

Analizando la Figura 5.29, corresponde a la simulación de la estación de ATYC del modelo homogéneo en desplazamiento. En la componente NS, se observa que la amplitud de la forma de onda del sintético esta comprendida de 0.1 a 1.15 segundos a través del tiempo (0 a 17.7 segundos). En la componente vertical la forma de ondas del sintético se aproxima al ajuste con el observado, la amplitud entre ellos es aproximadamente de 0.05 cm/s^2 a través del intervalo de tiempo. Mientras que en la componente WE la amplitud de la forma de ondas a través del tiempo tiene una variación de 0.1 a 0.5 cm/s^2 .

Analizando las graficas de aceleración, velocidad y desplazamiento a través del tiempo, se observo que en el intervalo de tiempo de 2 a 4 segundos la forma de onda del sintético tiene una aproximación al observado.

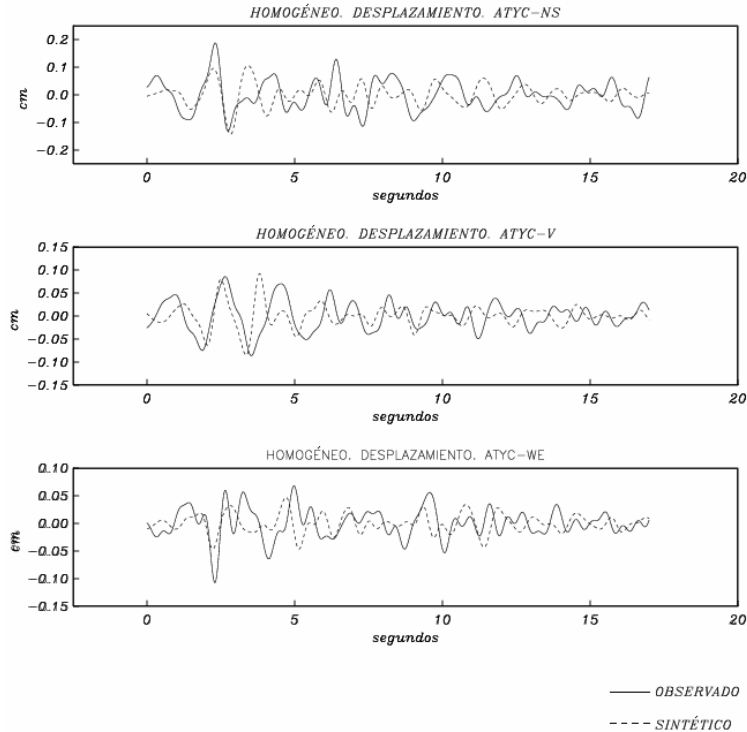


Figura 5.29. Simulación en desplazamiento del sismo del 15 de julio de 1996 en la estación de ATYC. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

5.4 SIMULACIÓN PARA LAS ONCE ESTACIONES

El análisis que se realizó en la sección 5.3 para la estación de ATYC, se hizo ahora para las once estaciones utilizando un modelo homogéneo. Como en el caso anterior se trató de ajustar el sintético al observado y se tomo el intervalo de las ondas S. El resultado se obtuvo en aceleración (Figura 5.30 a la Figura 5.32), velocidad (Figura 5.33 a la Figura 5.35), y desplazamiento (Figura 5.36 a la Figura 5.38) en las once estaciones. Primero se analizó las tres componentes en aceleración de las once estaciones.

Utilizando un modelo homogéneo en aceleración, se analizó la componente NS que se ilustra en la Figura 5.30. La forma de ondas del sintético en las once estaciones no muestra un buen resultado del ajuste en todo el intervalo de tiempo. Al considerar el intervalo de tiempo entre 1 a 4 segundos la forma de onda del sintético la amplitud es menor a 2 cm/s^2 al compararlo con el observado en las estaciones de ATYC, AZIH, MEZO, NUXC, PETA, TEAC, UNIO y VILI. Mientras que en este mismo intervalo de tiempo la forma de ondas de las estaciones de CUP4, INMD y TNLP tienen una misma amplitud al superposición del sintético con el observado.

La Figura 5.31 muestra el resultado de la componente vertical que se obtuvo en aceleración. Analizando el mismo intervalo de tiempo de 1 a 4 segundos, la amplitud del sintético en las estaciones de ATYC, AZIH, PETA, TNLP y VILI es 2 cm/s^2 de diferencia

con el observado. Las estaciones de CUP4, INNMD, MEZO, NUXC, TEAC y UNIO el sintético se ajusta al observado.

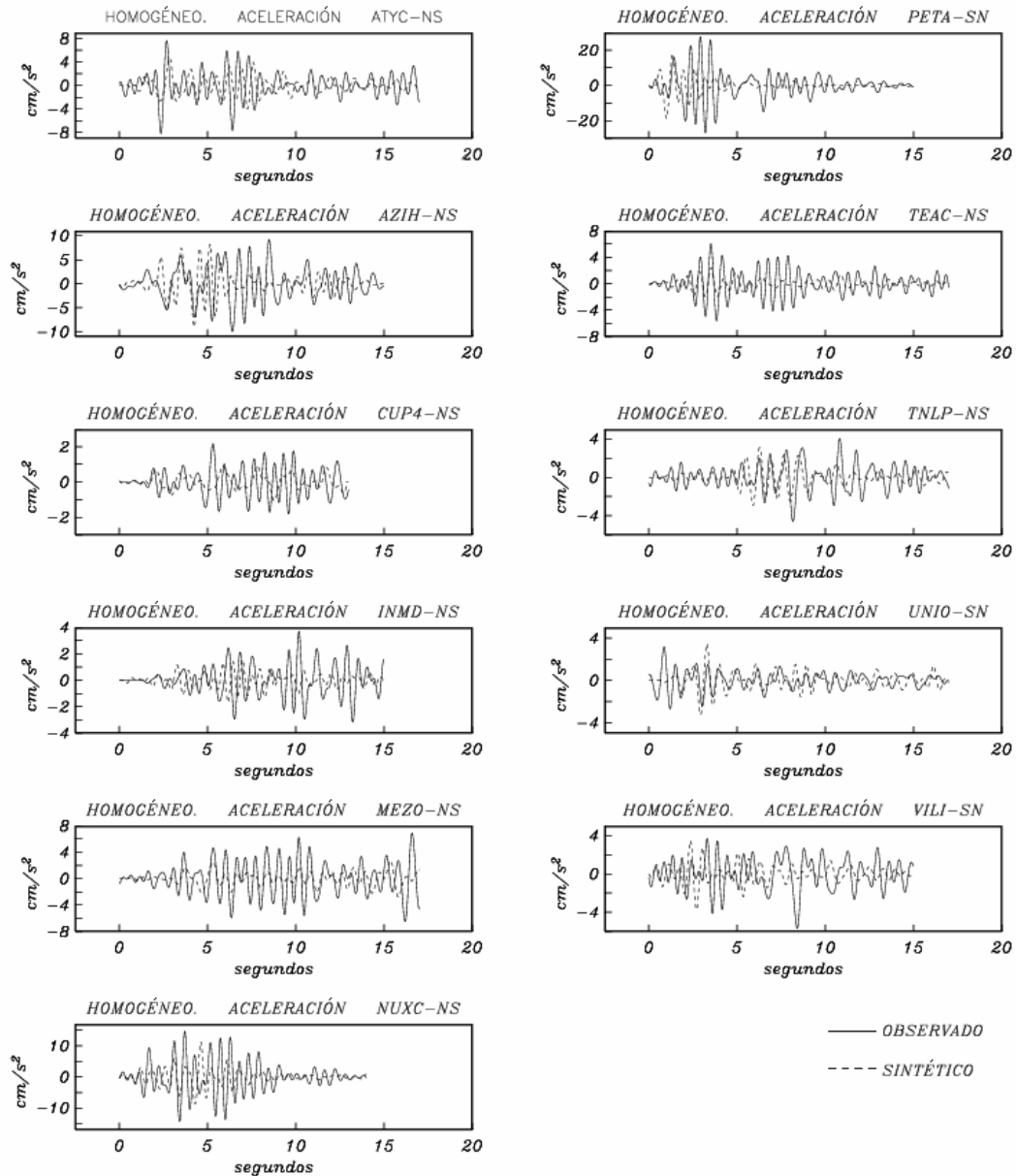


Figura 5.30. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

Las formas de ondas en la componente EW en aceleración usando un modelo homogéneo con once estaciones, se ilustran en la Figura 5.32. Se observa que el intervalo

de tiempo de 1 a 4 segundos la amplitud de la forma de ondas del sintético es de 2 cm/s^2 menor que la del observado, en las estaciones de ATYC, AZIH, PETA, UNIO y VILI. Mientras que las estaciones de CUP4, INMD, MEZO, NUXC, TEAC y TNLP la amplitud de la forma de onda del sintético son parecidas al observado.

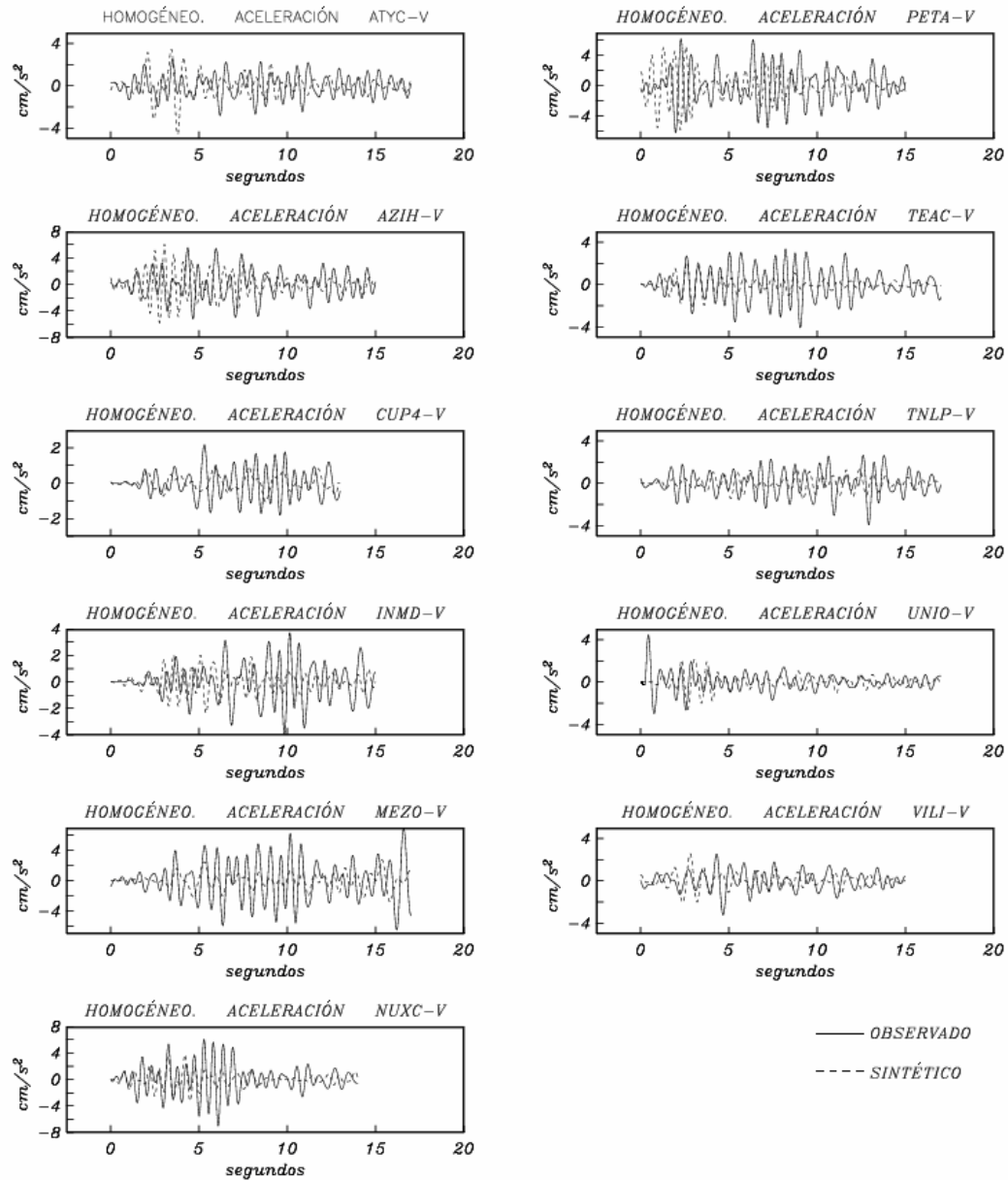


Figura 5.31. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

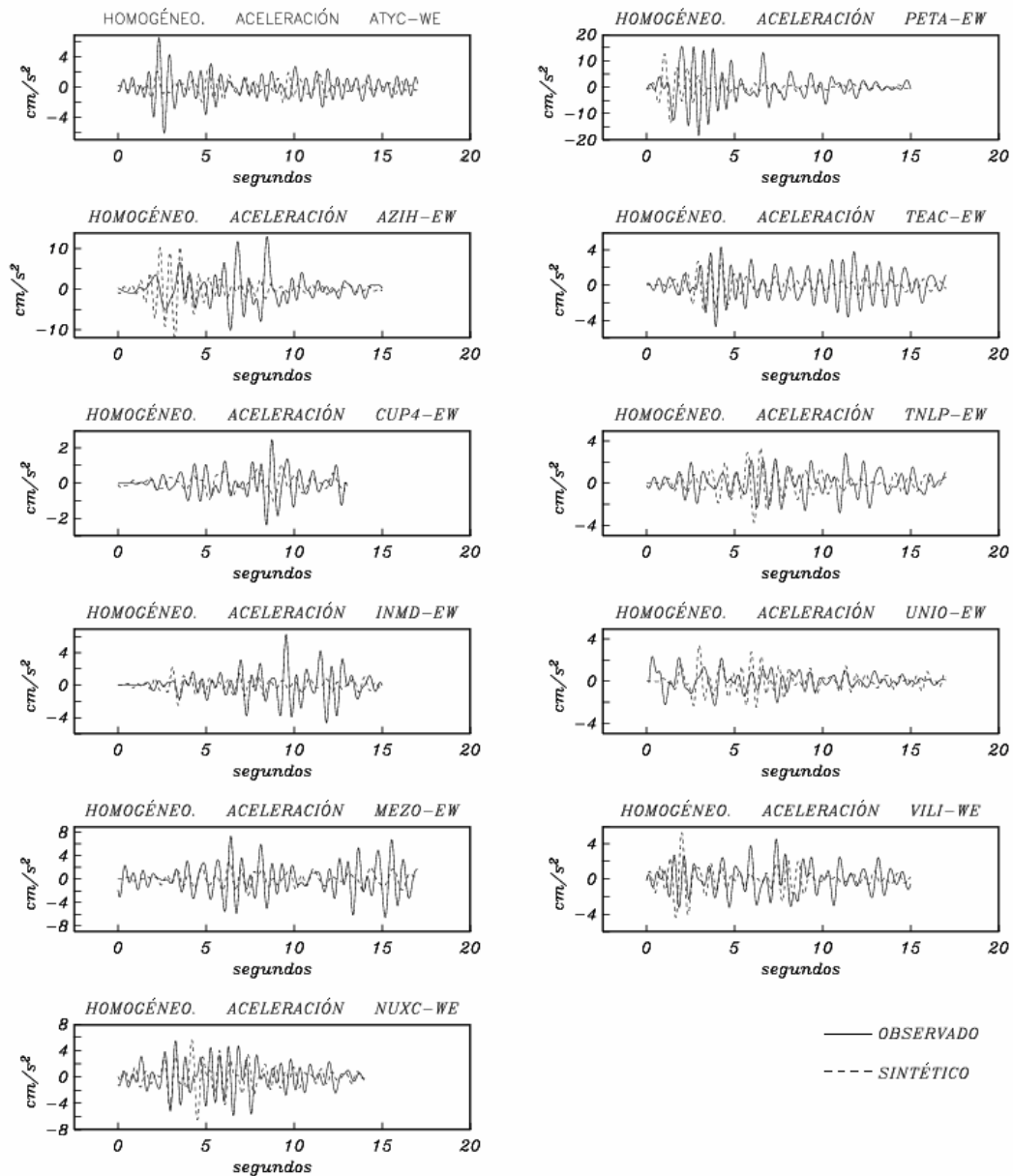


Figura 5.32. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4-2\text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

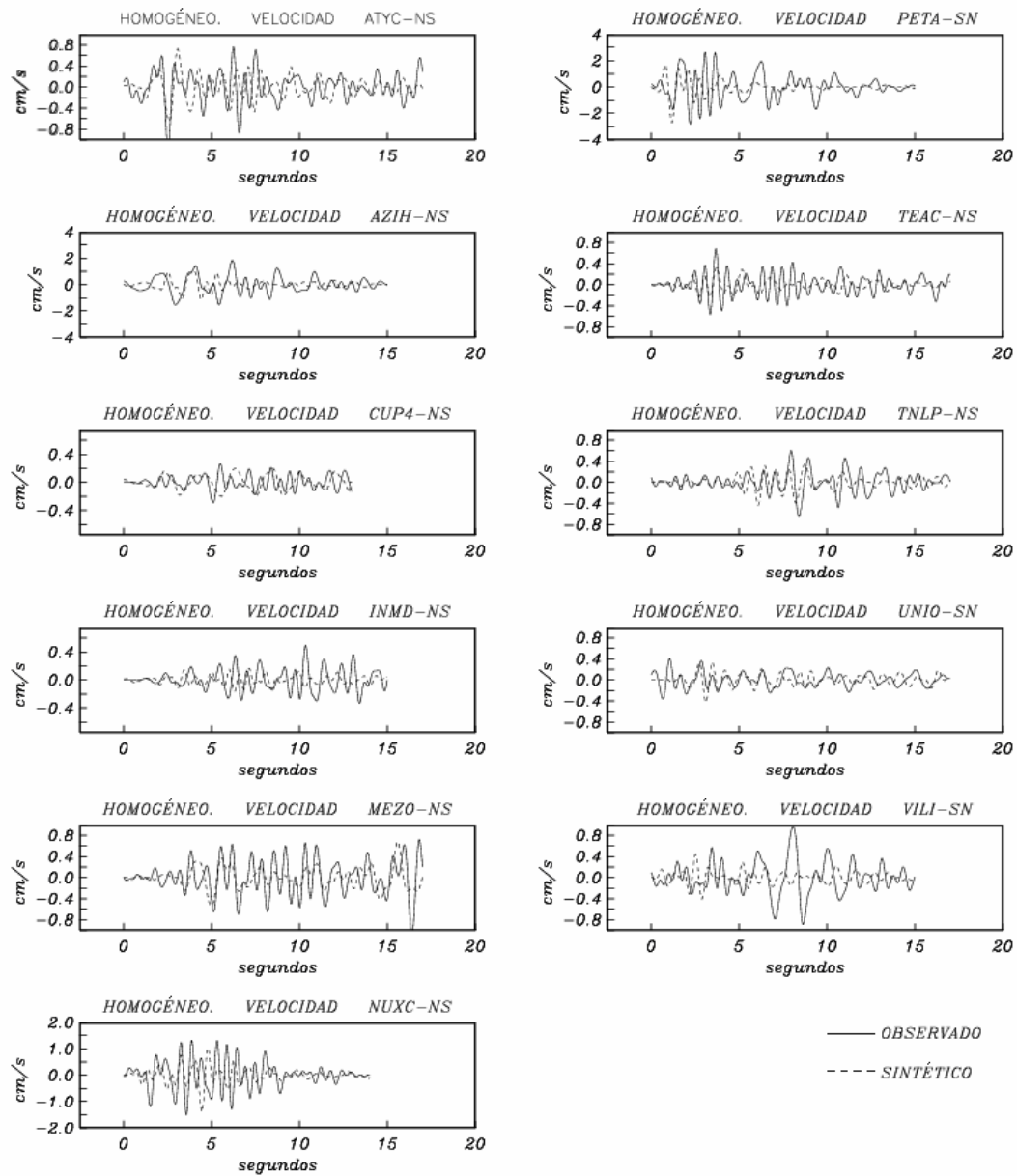


Figura 5.33. Simulación en velocidad del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

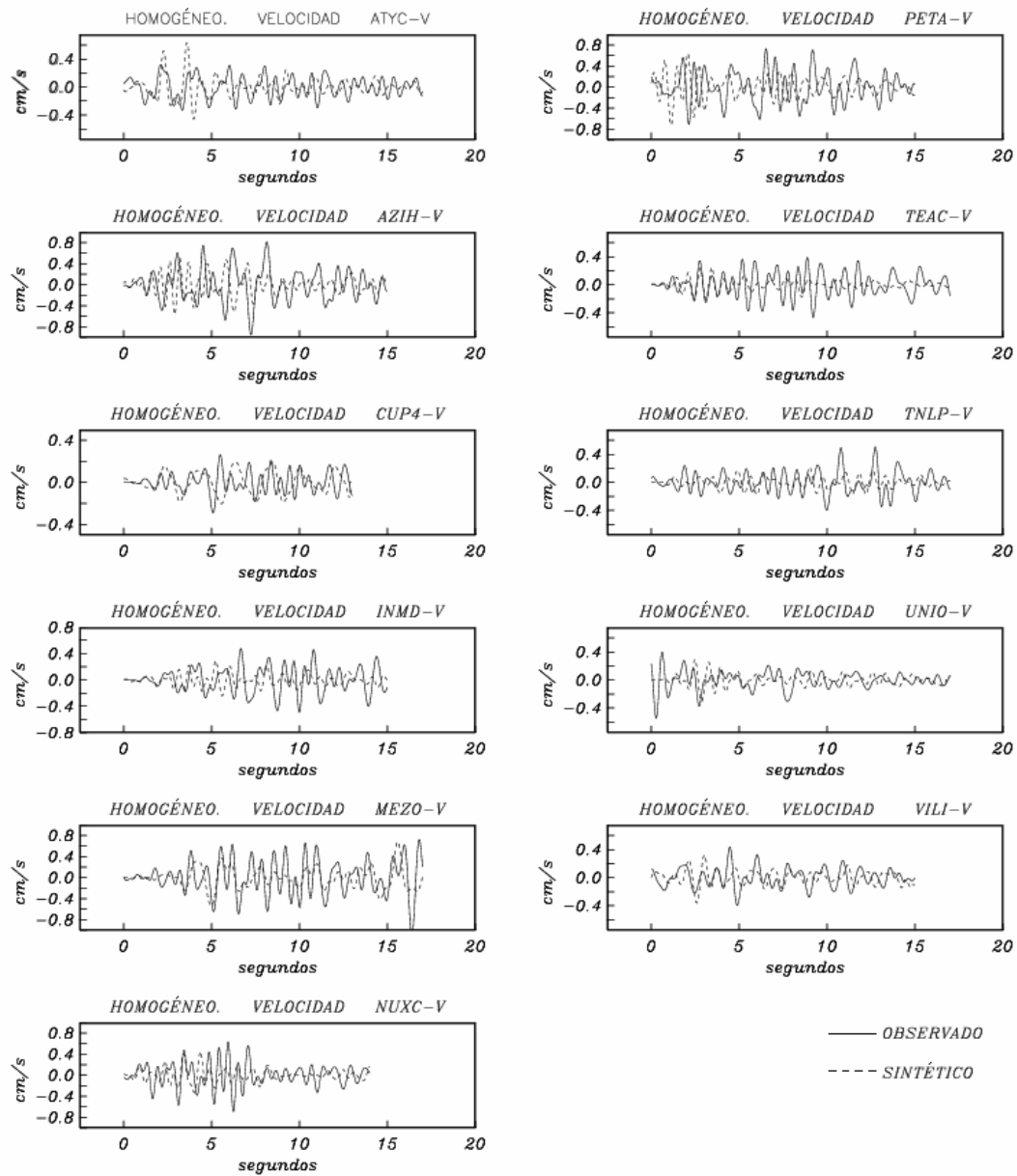


Figura 5.34. Simulación en velocidad del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

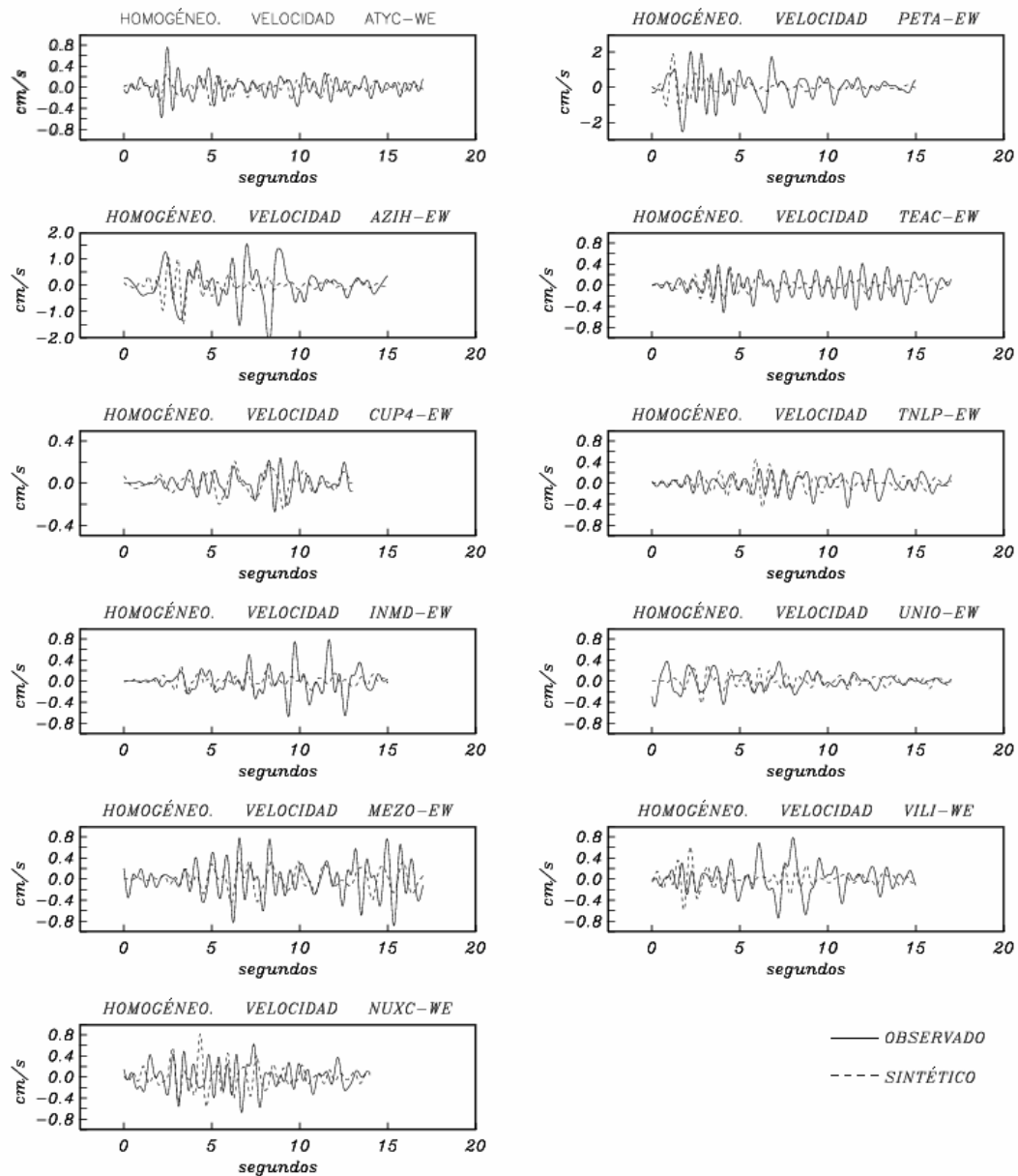


Figura 5.35. Simulación en velocidad del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

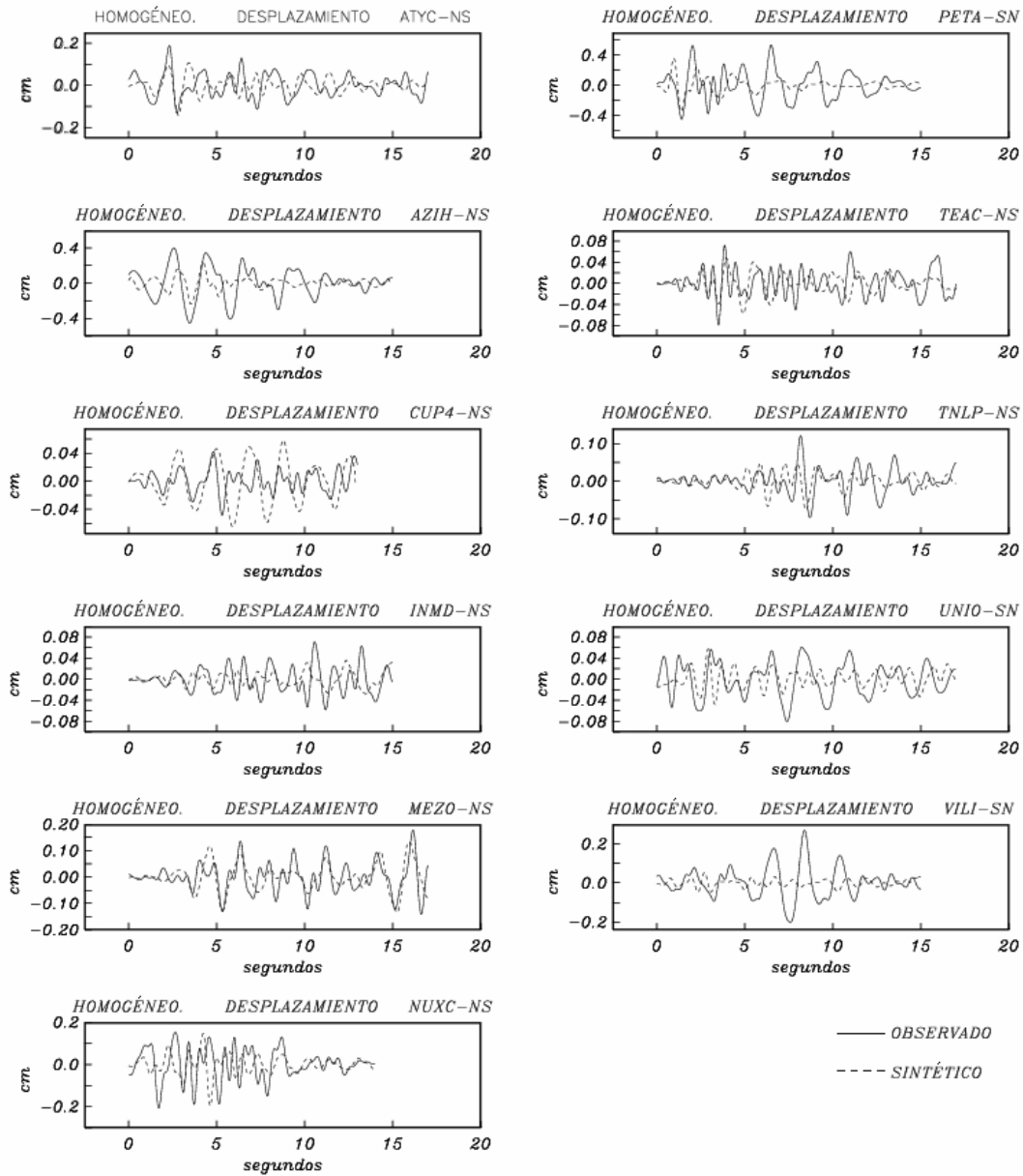


Figura 5.36. Simulación en desplazamiento del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

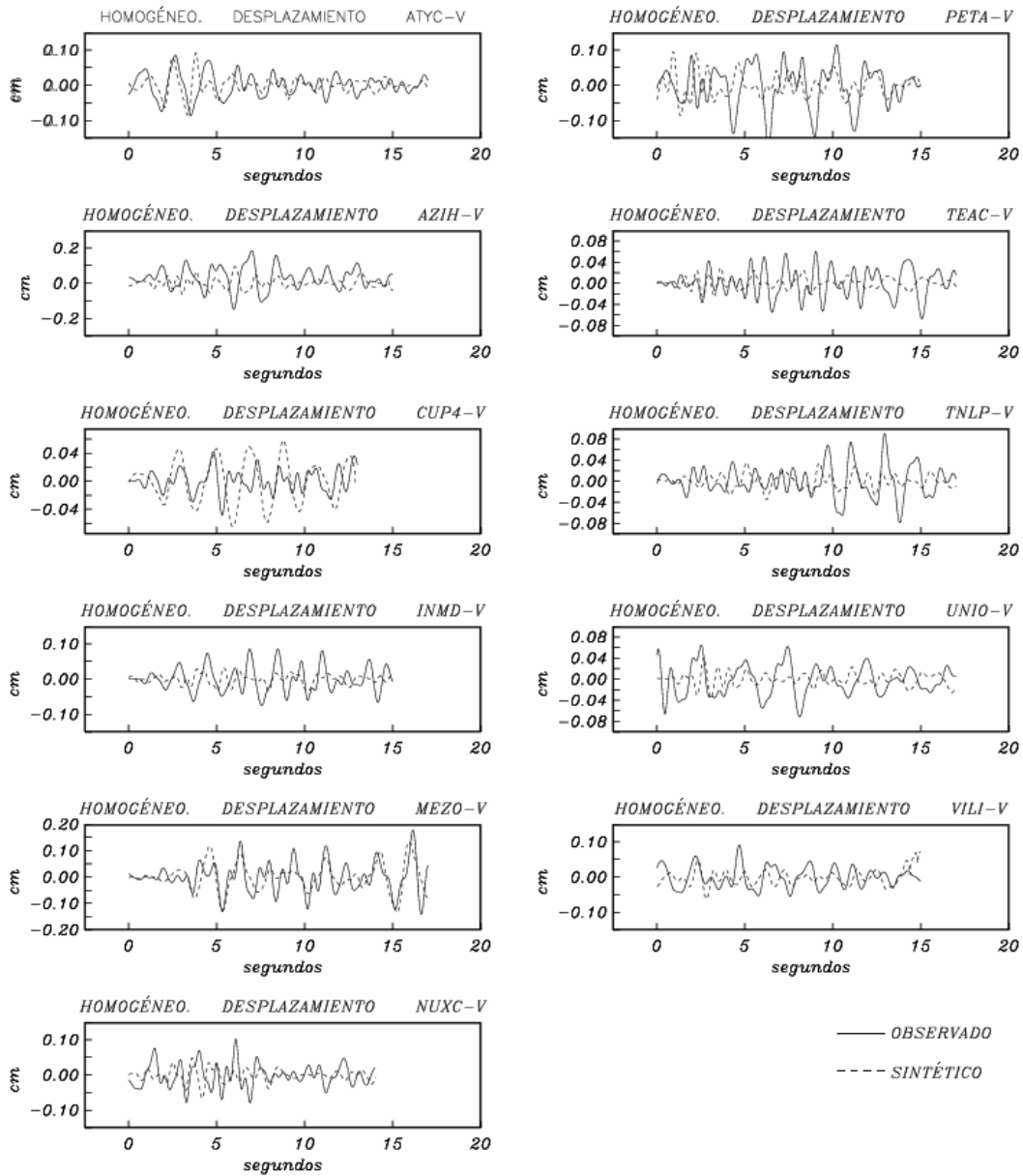


Figura 5.37. Simulación en desplazamiento del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

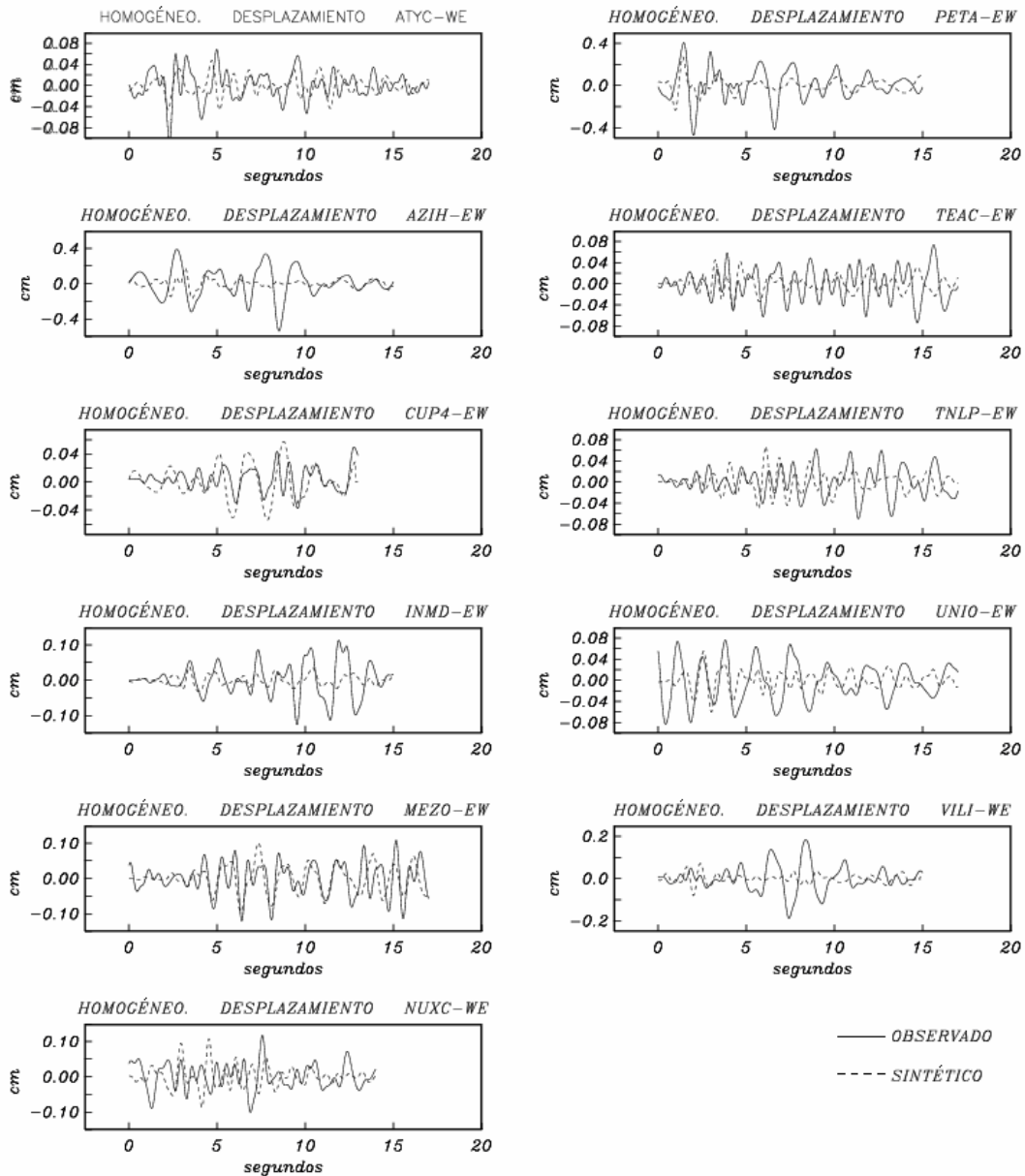


Figura 5.38. Simulación en desplazamiento del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. El sismograma observado se grafica con línea continua y el sintético con línea punteada.

Para poder obtener el ajuste de la forma de onda en el modelo homogéneo se consideraron cinco segundos antes del inicio de las ondas S. Aunque la simulación del observado con el sintético, no mostró un buen resultado en la amplitud y el ajuste en el intervalo de tiempo de 17.7 segundos. Se puede deducir de acuerdo al análisis en el intervalo de 1 a 4 segundos en algunas estaciones de CUP4, INMD, MEZO, NUXC, TEAC y UNIO la amplitud del sintético sigue la forma de ondas del observado.

Los resultados obtenidos en velocidad y desplazamiento se utilizaron para obtener una mejor superposición del sintético con el observado. También el análisis de las tres componentes se utilizó para obtener una buena simulación del sintético con el observado.

El siguiente paso es emplear el método de algoritmos genéticos para obtener una mejor resolución de la forma de ondas. En la inversión únicamente se utilizaron las formas de ondas en aceleración filtradas de $0.4 - 2 \text{ Hz}$.

6. INVERSIÓN DE LOS PROCESOS DE FUENTE

6.1 MODELO

En el capítulo anterior se presentó la simulación de los registros observados en desplazamiento, velocidad y aceleración, con un modelo homogéneo. En este capítulo se utilizó el método de algoritmos genéticos, para obtener la distribución irregular de las dislocaciones y el tiempo de ruptura del evento, así como la comparación de las gráficas de ondas simuladas y observadas.

Para el modelo homogéneo se obtuvo un área de ruptura de $2 \times 2 \text{ km}^2$, en este modelo heterogéneo se propuso un área de $6 \times 6 \text{ km}^2$, ver Figura 6.1. Se aprecian en la figura, seis subfallas en la dirección del rumbo y seis en la dirección de echado.

Los parámetros de la fuente que se utilizaron en el modelo homogéneo, se utilizan en este modelo heterogéneo (es decir, la velocidad de ruptura, el tiempo de ascenso, caída de esfuerzos, rumbo, echado, ángulo de deslizamiento, etc.).

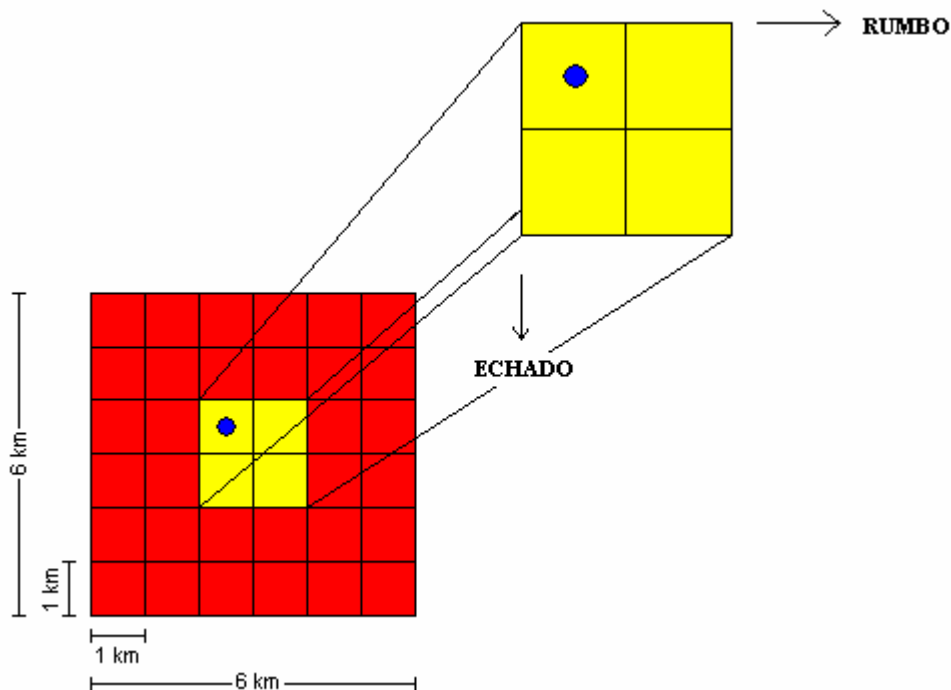


Figura 6.1. Modelo heterogéneo de la fuente con dimensión de $6 \times 6 \text{ km}^2$. El punto donde inicia la ruptura se muestra con un círculo azul, celda (3,3).

Para simular el sismo principal, se requirió de los tres operadores del método de algoritmos genéticos, que son la reproducción, cruce y mutación. A través de ellos se tratará de mejorar el ajuste de la forma de ondas, utilizando el método de las funciones de Green que propuso Irikura (1986). El procedimiento para la inversión consistió primero en generar una población con 36 individuos. Enseguida se determinaron 108 individuos por generación, considerándose tres veces el número de la generación. El tamaño de población

fue de 11,664 individuos, pero únicamente se utilizaron 5000 individuos, ya que este valor garantizó una buena solución.

El valor que se invierte en los algoritmos genéticos se llama gene, y corresponde a los desplazamientos en el plano de falla que están asociados a cada subfalla.

Las señales fueron filtradas en un rango de frecuencias entre 0.4-2.0 Hertz. Se utilizó una ventana de tiempo de 7 segundos, porque en dos estaciones (ATYC y UNIO) el tiempo de duración del registro era más corto y porque fue, que para realizar la comparación se requirió visualizar las once estaciones. Por lo tanto se tomó el inicio de las ondas S hasta el tiempo más corto del acelerograma.

En la simulación de la forma de onda del sismo principal empleando el modelo heterogéneo, se invierte la distribución de pesos y tiempos de perturbación de la fuente, que están relacionados en el ajuste de los acelerogramas sintéticos con los observados. En la inversión, se utilizó la estación de ATYC para obtener el modelo heterogéneo utilizando primero pesos y posteriormente se incluyen los tiempos de perturbación. Posteriormente se realiza con las once estaciones.

6.2 MODELO HETEROGÉNEO UTILIZANDO PESOS (w_{ij}):

Los acelerogramas sintéticos se obtienen usando una versión modificada del método de las funciones de Green empírica de Irikura (1986) para incluir los pesos y los tiempos de perturbación, como se indica en las ecuaciones 4.1 y 4.2. Se utilizó la estación de ATYC para obtener el modelo heterogéneo, donde se incluyen los desplazamientos y posteriormente se incluyen los tiempos de perturbación.

En esta sección se consideraron los pesos para encontrar la distribución de los deslizamientos en cada una de las subfallas del área de ruptura. El resultado obtenido de la distribución de los desplazamientos, se muestran en la Figura 6.2.

180	1	3	4	4	0
11	180	2	137	1	35
4	180	153	0	5	2
2	1	1	180	3	180
178	1	1	1	2	114
4	180	2	144	83	0

Figura 6.2. Distribución de los desplazamientos para un modelo heterogéneo a lo largo de la falla. Únicamente se considera w_{ij} . Los deslizamientos están multiplicados por 10^{-2} . El modelo homogéneo se muestra en la parte central.

La Figura 6.3 muestra la distribución de los desplazamientos (w_{ij}) a lo largo del modelo de falla. Las celdas (3,3) y (4,4) corresponden al área que se propuso en el modelo homogéneo. En estas dos celdas se muestra que hubo un mayor deslizamiento. Al dividir el desplazamiento del sismo principal entre la réplica los desplazamientos adquieren unidad adimensional.

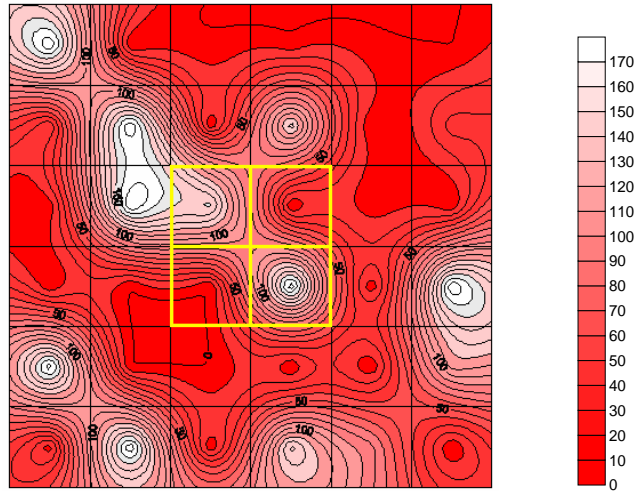


Figura 6.3. Resultado de la inversión, usando AG considerando únicamente w_{ij} en la estación de ATYC. Los desplazamientos están multiplicados por 10^{-2} y tienen unidad adimensional.

Los desplazamientos obtenidos son 36 y se invirtieron con una velocidad de ruptura constante, es decir no se incluyó el tiempo de perturbación. El resultado de la simulación que se obtuvo en la estación de ATYC, generó una buena resolución de ajuste en los acelerogramas sintéticos con los observados, que se muestran en la Figura 6.4. Se muestra en sus tres componente (NS, V, y WE). La simulación muestra que el modelo heterogéneo mejoró, en comparación con la simulación del modelo homogéneo (ver Figura 5.27). Si se compara el modelo homogéneo (Figura 5.27) con el modelo heterogéneo (Figura 6.4), se notará que el ajuste del segundo modelo es mucho mejor al primero. Es decir que el sintético sigue la forma de onda en amplitud a través del tiempo con el observado.

Es muy importante hacer la comparación de residual del modelo homogéneo y el residual del modelo heterogéneo porque indica si la simulación mejoró o no. En el modelo homogéneo para la estación de ATYC se obtuvo un residual de 6.69 y se comparó con el valor del residual de 4.53 utilizando el modelo heterogéneo. Claramente se nota que el residual del segundo modelo fue menor que el segundo y por lo tanto la simulación mejoró.

6.3 MODELO HETEROGÉNEO USANDO PESOS (w_{ij}) Y TIEMPO DE PERTURBACIÓN (pt_{ij}):

En este modelo heterogéneo, se introducen pesos y tiempos de perturbación. Los tiempos de perturbación se incluyen para obtener una respuesta de la distribución irregular de la radiación y los cambios en la velocidad de ruptura. La Figura 6.5 muestra la distribución de los desplazamientos (w_{ij}) en las 36 subfallas. Se observa que en la celda

(3,3) donde da inicio la ruptura y la celda (4,4) pertenecen al modelo heterogéneo y es una de las zonas donde hay una parte del deslizamiento (Figura 6.5).

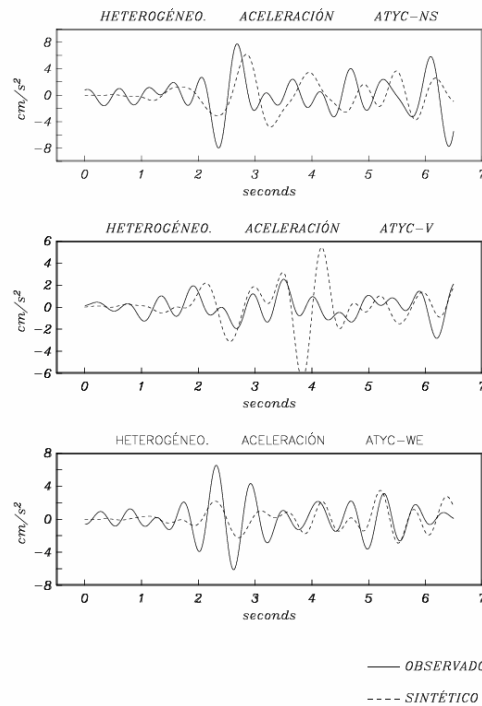


Figura 6.4. Modelo heterogéneo para la estación de ATYC utilizando desplazamientos. De arriba hacia abajo muestra la componente NS, V y WE. La línea continua representa el observado y la línea discontinúa el sintético.

131	48	166	98	29	148
180	114	121	63	67	16
138	151	178	137	40	109
137	119	70	180	137	138
52	91	173	88	16	99
52	75	100	80	105	127

Figura 6.5. Distribución de los desplazamientos en la estación de ATYC, para un modelo heterogéneo a lo largo de la falla. Los deslizamientos están multiplicados por 10^{-2} . Se considera w_{ij} y pt_{ij} .

En la Figura 6.6, se observa las cinco subfallas que tienen mayor dislocación en comparación al resto de las otras subfallas. Dos de ellas están en el área que se propuso en el modelo homogéneo.

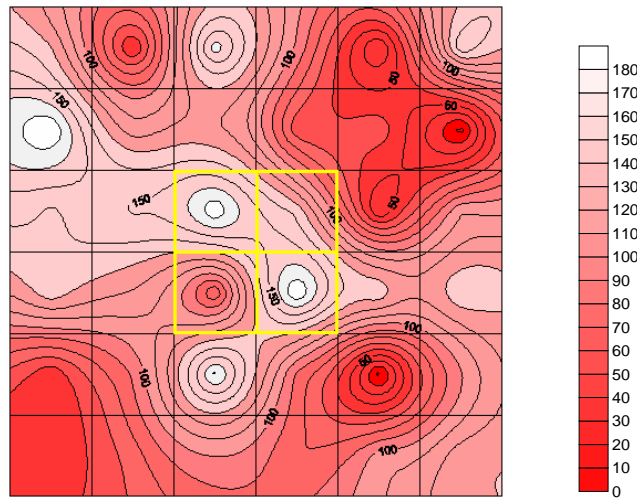


Figura 6.6. Distribución de los desplazamientos (w_{ij}) donde aparecen las dislocaciones que están asociadas a cada una de las 36 subfallas, para la estación de ATYC incluyendo los tiempos de perturbación. Los desplazamientos están multiplicados por 10^{-2} .

Somerville *et al.* (1999) propuso una forma para considerar las dimensiones y cantidad de asperezas. El propone primero determinar el promedio de desplazamiento total de la falla $\Delta\bar{D}_{TOTAL}$. Enseguida, propone que el área de ruptura debe ser $\geq 0.3 * \Delta\bar{D}_{TOTAL}$, esto quiere decir que el promedio del desplazamiento por renglón (dirección del rumbo) y columna (dirección del echado) debe ser $\geq 0.3 * \Delta\bar{D}_{TOTAL}$ para ver si pertenecen al área de ruptura, en caso de no pertenecer se debe eliminar el renglón o la columna. Y por ultimo, Somerville *et al.* (1999) para considerar las dimensiones y número de asperezas de los desplazamientos en cada subfalla, propuso que deben ser $\geq 1.5 * \Delta\bar{D}_{TOTAL}$.

Se siguió el criterio de Somerville *et al.* (1999) para obtener las asperezas. Se obtuvo el promedio de los desplazamientos de la falla que fue $\Delta\bar{D}_{TOTAL} = 104.8$, (las unidades son adimensional). Enseguida se calculo el valor del área de ruptura que debe ser ≥ 31.4 , y se analizó cada uno de los promedios de desplazamiento por renglón y el promedio de desplazamiento por columna (ver tabla 6.1). Los valores de la tabla 6.1 se compararon con el área de ruptura obtenida con el criterio de Somerville *et al.* (1999) y se observa que los valores si pertenecen al área de ruptura, por lo cual ninguno se eliminó.

Ahora para considerar las dimensiones y número asperezas en el plano de falla, el valor del desplazamiento en cada una de las subfallas debe ser ≥ 157.2 . Observando el área de ruptura que se ilustra en la Figura 6.5, se observa que las subfallas que tienen el deslizamiento ≥ 157.2 fueron las celdas (1,2), (3,1), (3,3), (3,5) y (4,1) (El primer numero se mide en dirección del rumbo y el segundo en dirección del echado, ver Figura 6.1) que corresponden a las asperezas. Las celda (3,3) y (4,4) son dos subfallas que corresponden al

modelo homogéneo. Las subfallas (3,3), (3,5) y (4,4) están unidas por lo que se considera una sola aspereza. Las otras dos asperezas se localizan en las celdas (2,1) y (3,1)

Por lo tanto, la Figura 6.5 muestra de color gris las cinco subfallas con el mayor desplazamiento, y el número de asperezas localizadas en el área de ruptura fueron tres, con un área de 5 km^2 determinadas por el criterio de Somerville *et al.* (1999).

	Renglón	Columna
1	620	690
2	561	598
3	753	808
4	781	646
5	519	394
6	539	637
	3773	3773

Tabla 6.1. Valor obtenido de los desplazamiento de cada renglón y de cada columna. Desplazamiento promedio en toda la falla.

La Figura 6.7 muestra los tiempos de perturbación resultantes de la inversión. Se observa que no hay cambios drásticos (rápidos) en la velocidad de ruptura, excepto un pequeño retraso en la dirección de las subfallas con dislocación mayor, por lo que sugiere que en estas zonas de las subfallas hay existencia de asperezas. El tiempo de perturbación en la celda (5,3) es igual a -1, esto quiere decir que tuvo un adelanto en el tiempo.

Los tiempos de perturbación que se obtuvieron en la estación de ATYC se observan en cada subfalla a lo largo de la falla en la Figura 6.7 y la distribución de ellos se ilustra en la Figura 6.8.

351	133	326	122	235	162
112	204	56	278	109	72
312	296	239	354	-1	17
68	7	270	309	181	310
258	121	303	201	362	287
176	24	207	257	137	355

Figura 6.7. Valor de los tiempos de perturbación obtenido en cada una de las subfallas en el área de falla.

Se analizó la forma de ondas de la Figura 6.9, que se obtuvieron al considerar los desplazamientos y los tiempos de perturbación, utilizando un intervalo de tiempo de 6.5 segundos. Las dos componentes horizontales, muestra una aproximación de la simulación del sintético con el observado. Se observa que el ajuste de la forma de las ondas a través del tiempo y la amplitud no tuvo un resultado favorable. Analizando la componente NS de la

estación de ATYC en aceleración utilizando un modelo heterogéneo, se observa que la amplitud a través del intervalo de tiempo de 0 a 2 segundos son de 2 a 4 cm/s^2 y en el intervalo de tiempo de 2 a 6.5 segundos es de 2 a 8 cm/s^2 . En la otra componente horizontal EW, se observa que la amplitud en el intervalo de tiempo de 0 a 6.5 segundos varía de 2 a 8 cm/s^2 . Pero se observa que en el intervalo de tiempo de 1.5 a 3.5 trata el sintético de ajustarse con el observado, con una variación en la amplitud de 4 cm/s^2 . La componente vertical en el intervalo de tiempo de 6.5 segundos, no muestra un ajuste muy bueno en la amplitud. En el intervalo de 2 a 4.5 segundos, la amplitud del sintético es de 4 cm/s^2 mayor al del observado. Si se compara la Figura 6.9 con la Figuras 5.5, se notará que la simulación no mejoró con respecto al modelo homogéneo. Se debe recordar que en este modelo se utilizó pesos y tiempos de perturbación.

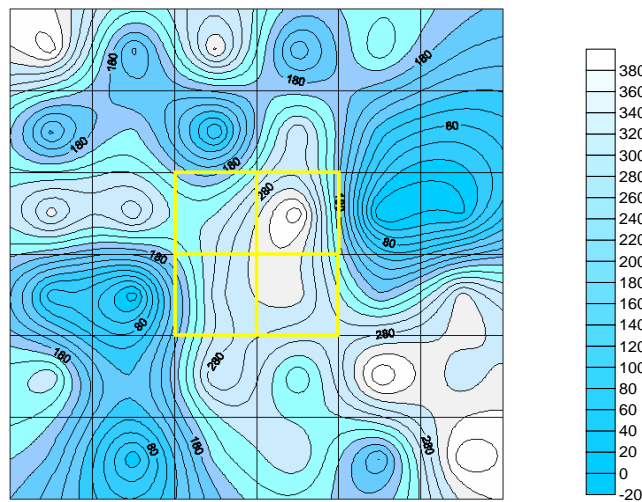


Figura 6.8. Tiempo de perturbación para la estación de ATYC.

Aunque no se encontró un buen ajuste en la amplitud de la forma de ondas, el valor del residual que se obtuvo fue de 2.98, lo que indica que la simulación teóricamente mejoró.

Comparando el residual que se obtuvo en el modelo homogéneo, y los dos residuales que se obtuvieron utilizando el modelo heterogéneo (con desplazamiento y desplazamiento con tiempos de perturbación). Al analizar este valor del residual obtenido en la estación de ATYC utilizando el modelo homogéneo fue de 6.69; cuando se utiliza el modelo heterogéneo considerando únicamente pesos fue de 4.52, y al incluir los tiempos de perturbación fue de 2.98. Obsérvese la gráfica de la Figura 6.10, el residual disminuye conforme aumenta el número de la generación, hasta un cierto valor de generación que se vuelve constante (razón de utilizar 5000 individuos).

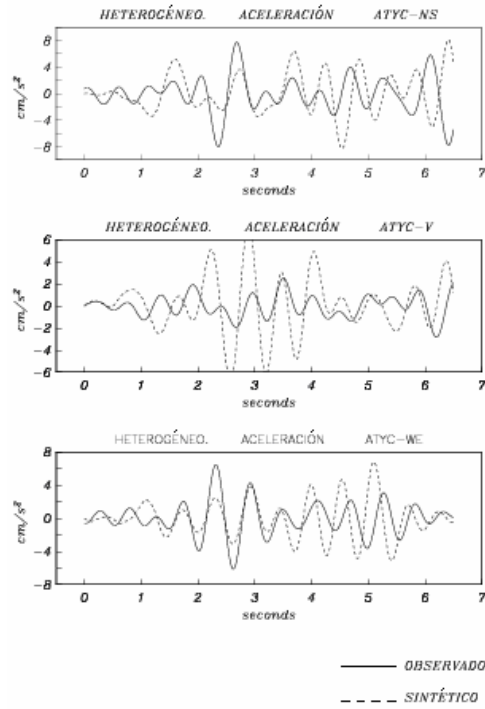


Figura 6.9. Muestra el registro de aceleración para la estación de ATYC en las tres componentes.

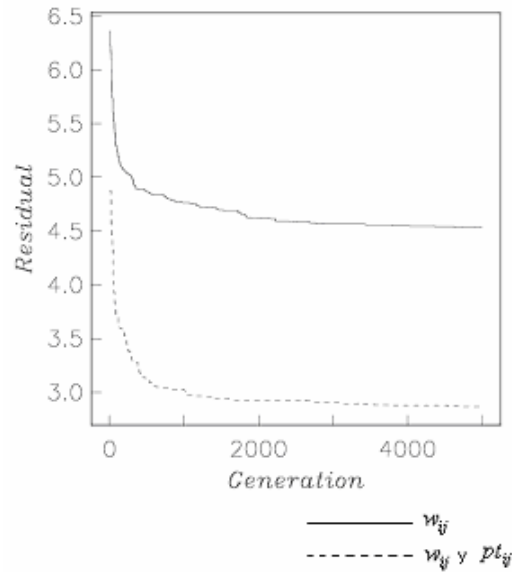


Figura 6.10. Residual para la estación de ATYC. La línea continua representa el modelo heterogéneo considerando puras pesos y la línea discontinua el modelo heterogéneo incluyendo los tiempos de perturbación

6.4 CONSIDERANDO PURAS ASPEREZAS PARA EL MODELO HETEROGÉNEO

En el punto anterior se explicó la forma de cómo se obtuvieron las tres asperezas dentro del área de ruptura, ilustradas en la Figura 6.5. Se utilizaron únicamente las subfallas

donde se localizó el mayor desplazamiento, para encontrar la simulación con las asperezas que se localizaron. El resultado no fue favorable cuando se observa la amplitud de la forma de ondas a través del tiempo, ver Figura 6.11. Las dos componentes horizontales NS y EW presentan una amplitud de la forma de ondas a través del tiempo de muy poca coincidencia. La amplitud varía 2 a 4 cm/s^2 y se observa como la amplitud del sintético difiere del observado, esto se debe a la existencia de las asperezas. Además se debe recordar que se utilizó las subfallas de mayor concentración de los deslizamientos. En la componente vertical se observa como la amplitud del sintético a través del intervalo de tiempo de 0 a 6.5 segundos es aproximadamente de 2 a 6 segundos del sintético que es mayor al del observado.

El residual fue de 5.6 e indica que al utilizar asperezas en la inversión es mucho mejor que el modelo homogéneo pero no mejora al modelo heterogéneo utilizando desplazamientos y desplazamientos con tiempos de perturbación.

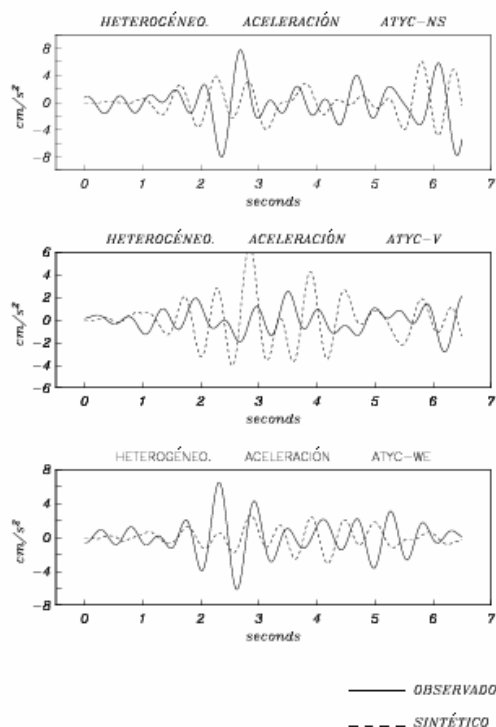


Figura 6.11. La forma de onda considerando únicamente asperezas.

6.5 MODELO HETEROGÉNEO UTILIZANDO LAS ONCE ESTACIONES

6.5.1 Usando pesos (w_{ij}):

Siguiendo el mismo criterio de la sección 6.2, 6.3 y 6.4 para la estación de ATYC, se sigue ahora para las once estaciones. Primero se encontró la distribución de los deslizamientos en cada una de las subfallas lo largo de la falla, utilizando únicamente

pesos. En la Figura 6.12 se ilustra la distribución de los desplazamientos que se obtuvieron en la inversión con las once estaciones.

Las subfallas sombreadas de color gris muestran el mayor desplazamiento obtenido de la inversión al considerando los pesos y corresponden a la celdas (1,1), (1,2), (1,3), (1,4), (3,2), (3,4), (4,2), (4,4), (4,6), (5,1) y (6,5). Si se compara la Figura 6.12 con la Figura 6.2, se observa que el número de las subfallas con mayor desplazamiento permaneció fijo y que hay dos subfallas que pertenecen al área de ruptura que se propuso en el modelo homogéneo, corresponden a las celdas (3,4) y (4,4).

La Figura 6.13 muestra la distribución de los desplazamientos (w_{ij}) a lo largo del modelo de falla. Las unidades de los desplazamientos son adimensional, debido a que al realizar la división de el desplazamiento del sismo principal entre el desplazamiento de la réplica, las unidades son igual a uno (esto fue menciono en la sección 6.2).

78	5	5	0	171	0
3	1	163	180	0	13
93	2	2	22	0	1
86	3	79	179	0	3
162	11	5	54	0	177
0	1	47	147	47	39

Figura 6.12. Distribución de los desplazamientos para un modelo heterogéneo a lo largo de la falla. Únicamente se considera w_{ij} . Los deslizamientos están multiplicados por 10^{-2} .

Los desplazamientos que se obtienen son 36 y se invirtieron con una velocidad de ruptura constante, es decir no se incluyó el tiempo de perturbación. El resultado de la simulación que se obtuvo en las once estaciones, generó una buena resolución de ajuste en los acelerogramas sintéticos con los observados, estos se ilustran en las Figura 6.14, Figura 6.15 y Figura 6.16, que corresponden a la componente NS, V y EW, respectivamente. La simulación muestra que el modelo heterogéneo no mejoró, al compararlas con las de la simulación del modelo homogéneo (ver Figuras 5.30, Figura 5.31 y Figura 5.32). Si se compara la Figura 5.30 del modelo homogéneo, con la del modelo heterogéneo Figura 6.14, se observa que el ajuste del segundo modelo no mejoro al primer modelo. Es decir que el sintético no sigue la forma de onda en amplitud a través del intervalo de tiempo de 6.5 segundos con el observado.

Las formas de ondas sintéticas se compararon con las observadas, y se observó que son un poco mejor que las del modelo homogéneo. Además se observó que la amplitud a lo largo del tiempo tuvo mejor ajuste del sintético con el observado. Este análisis se observa

mejor si se analiza en sus tres componentes. De la Figura 6.14 a la Figura 6.16 se ilustran las tres componentes correspondientes a norte-sur (ns), vertical (v) y este-oeste (ew), respectivamente. Las tres componentes muestran que la forma de onda del sintético sigue la forma del observado a través del tiempo en las once estaciones.

La componente horizontal NS - SN se ilustra en la Figura 6.14 y se comparó con la Figura 5.30. Se observó que en las estaciones de AZIH, INMD, MEZO, NUXC, PETA, TEAC, TNLP, UNIO, y VILI la forma de onda mejoró, en cuanto al ajuste y a la amplitud respecto al tiempo. La línea continua representa al observado y la línea discontinua al sintético.

Al comparar la Figura 6.15 con la Figura 5.31 correspondiente a la componente vertical, se observa que en las estaciones de ATYC, CUP4, INMD, MEZO, NUXC, TEAC, TNLP, UNIO y VILI el seguimiento de la forma de onda y la amplitud es considerable, mientras que para las estaciones de AZIH y PETA el ajuste es muy bueno, y las amplitudes son mayores.

El resultado de la componente horizontal EW o WE, mejoró en algunas estaciones. Si se compara esta componente horizontal que se ilustra en la Figura 6.16 con la Figura 5.32 que corresponde al modelo homogéneo, se observa que la estación de ATYC, AZIH, INMD, y PETA, mejoró en cuanto a la forma de onda y amplitud a través del tiempo del sintético. Las estaciones de CUP4, MEZO, TEAC, TNLP, UNIO y VILI la forma de ondas tienen un seguimiento y amplitud mayor en el sintético. La estación que no tuvo buen ajuste y una amplitud considerable, es la estación de NUXC. Se aprecia que no se generó una buena simulación del sintético con la del observado.

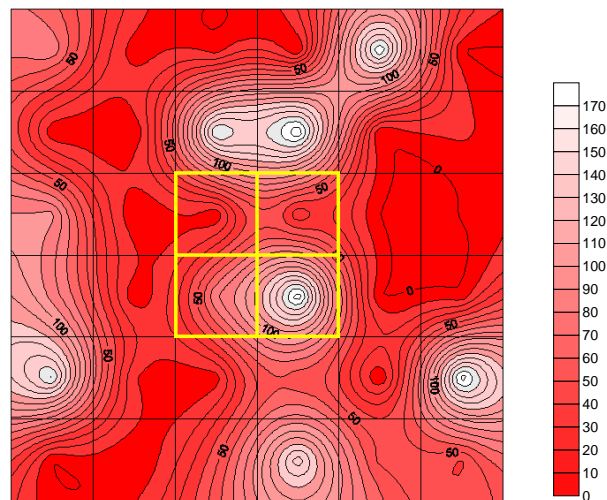


Figura 6.13. Resultado de la inversión, usando AG considerando únicamente w_{ij} en las once estaciones. Los desplazamientos están multiplicados por 10^{-2} .

La solución que se encontró en este modelo heterogéneo utilizando pesos, fue que la forma de la onda de algunas estaciones mejoró, mientras para otras no. Como se mencionó con anterioridad el valor del residual juega un importante papel, ya que a través de él se

verifica si el modelo mejoró. En este caso el valor del residual que se obtuvo utilizando pesos fue de 50.30 ver Figura 6.23.

Es muy importante hacer la comparación de residual del modelo homogéneo y el residual del modelo heterogéneo porque indica si la simulación mejoró o no. En el modelo homogéneo para la estación de ATYC se obtuvo un residual de 6.69 y se comparó con el valor del residual de 4.53 utilizando el modelo heterogéneo. Claramente se nota que el residual del segundo modelo fue menor que el segundo y por lo tanto la simulación mejoró.

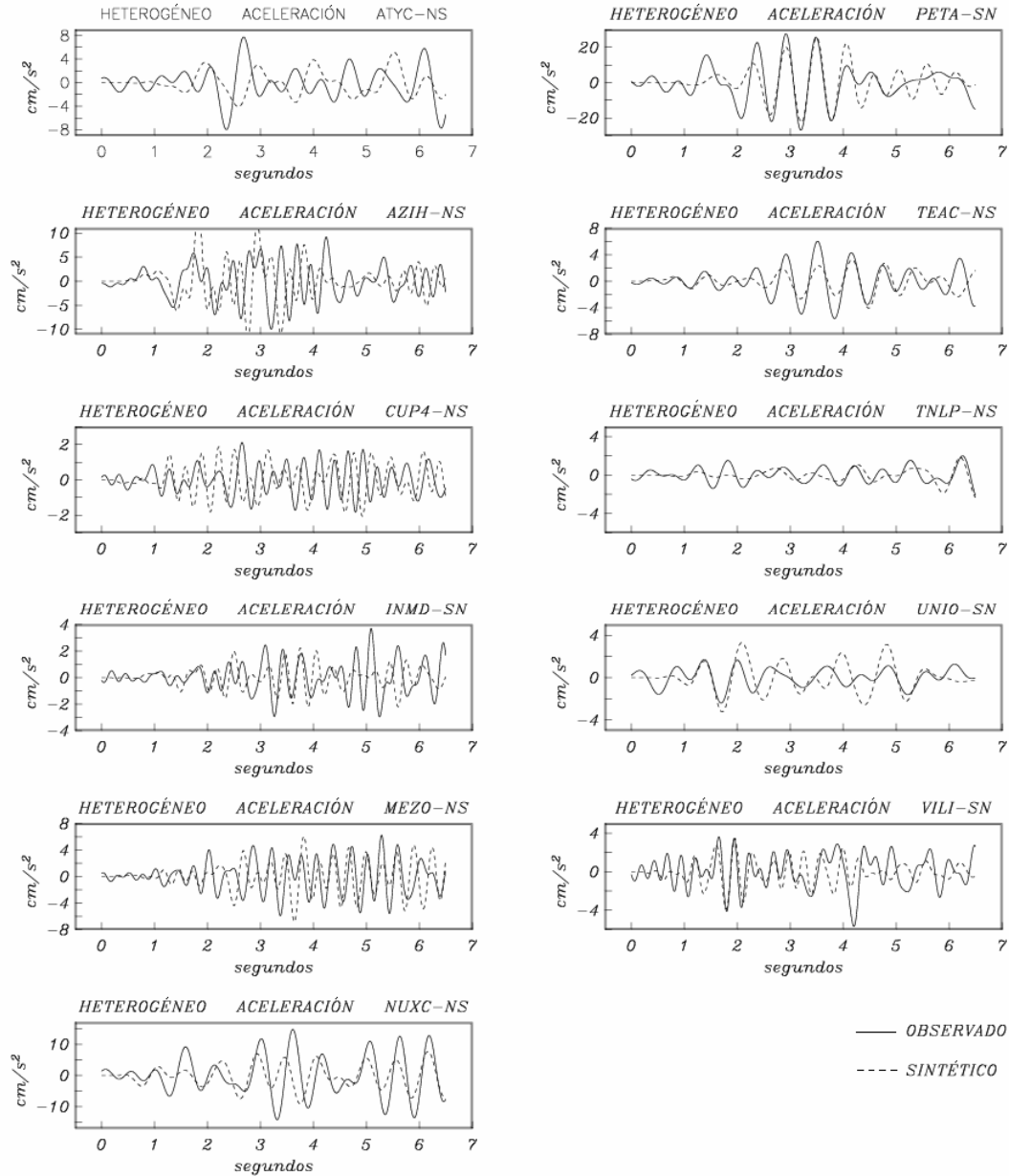


Figura 6.14. Forma de onda para las once estaciones solamente con pesos para la componente norte – sur.

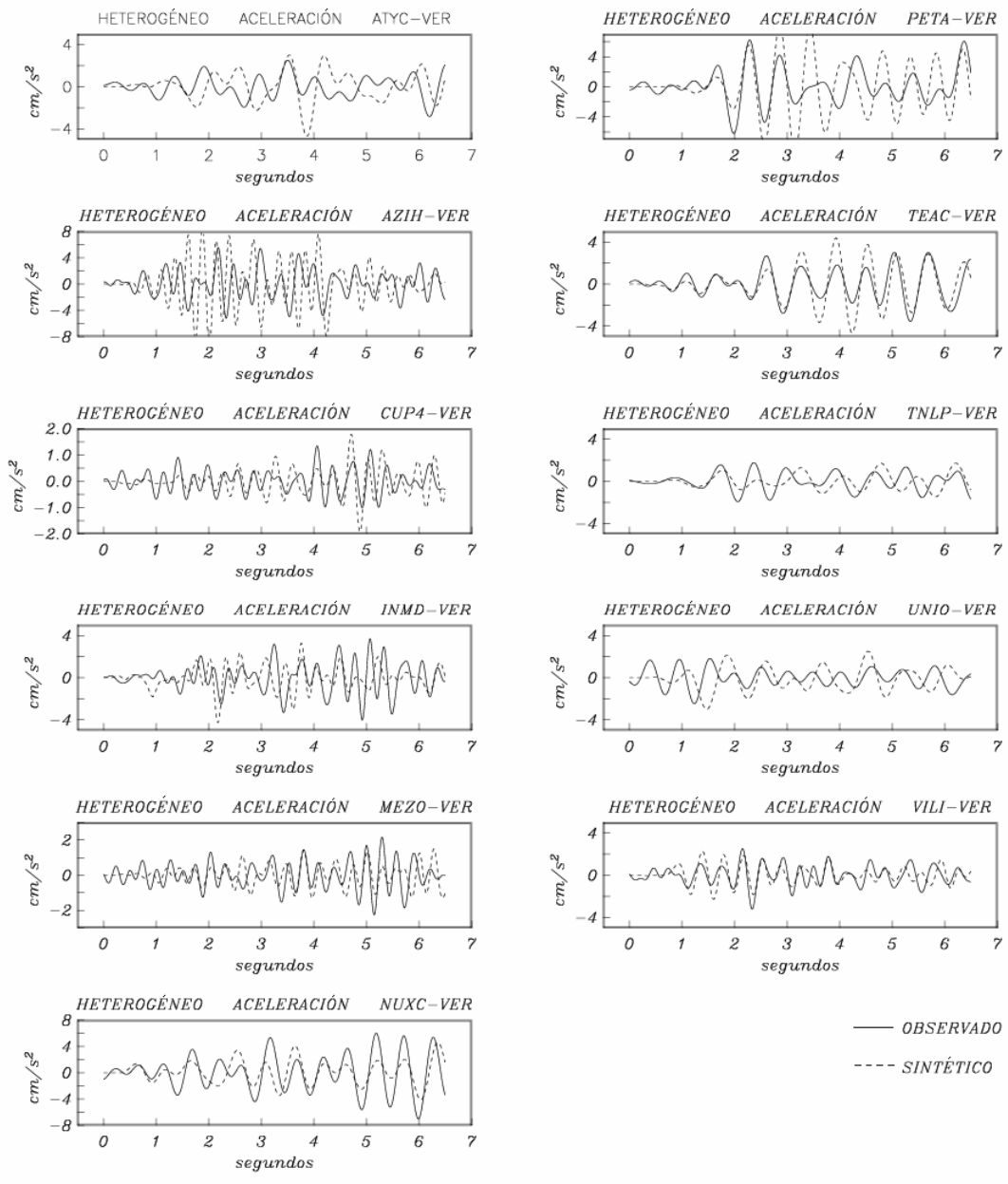


Figura 6.15. Forma de onda para las once estaciones solamente con pesos para la componente vertical.

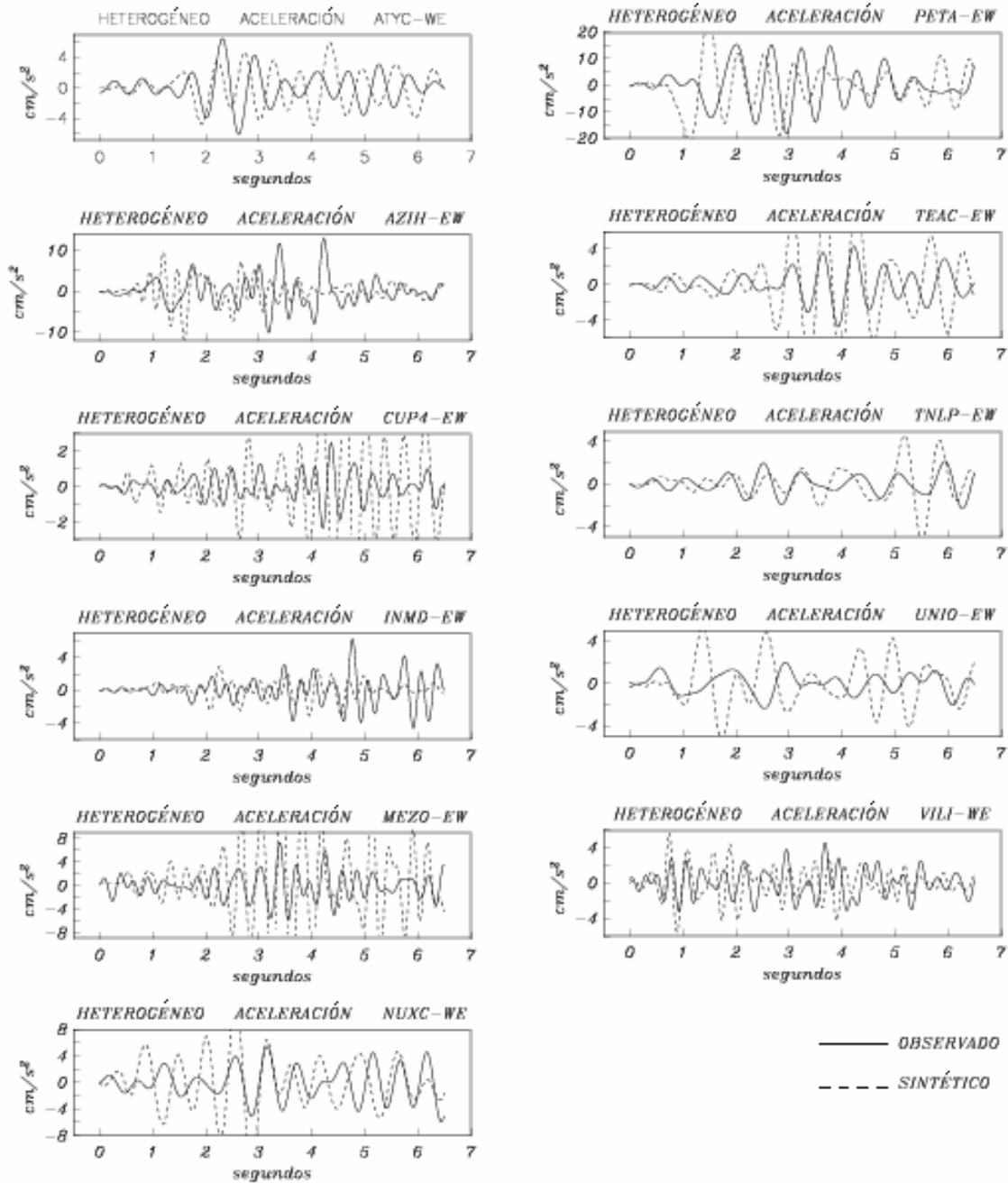


Figura 6.16. Forma de onda para las once estaciones solamente con pesos para la componente EW – WE.

6.5.2 Usando pesos (w_{ij}) y tiempos de perturbación (pt_{ij}):

En la segunda parte del modelo heterogéneo se introducen pesos y tiempos de perturbación. El hecho de introducir pesos y tiempos de perturbación, es para obtener una distribución irregular de la radiación y cambios de la velocidad de ruptura.

La Figura 6.17 ilustra los desplazamientos (w_{ij}) que se obtuvieron al utilizar los pesos y tiempos de perturbación a lo largo del plano de falla. Con ellos, se encontraron las dislocaciones que se encuentran distribuidas a lo largo de la falla y que están asociadas a alguna de las 36 subfallas. Siguiendo el criterio de Somerville *et al.* (1999) para obtener las aspereza, al igual que en la sección 6.2, se obtuvo el promedio de los desplazamientos de la falla que fue $\Delta\bar{D}_{TOTAL} = 81.7$, (recordando que las unidades son adimensional). Con este valor se calculo el área de ruptura y debe ser ≥ 24.5 . Ahora se analizó el promedio de los desplazamientos por renglón y el promedio de los desplazamientos por columna (ver tabla 6.2), para compararlos con el área de ruptura y se observa que los valores si pertenecen al área de ruptura, por lo cual ninguno se eliminó.

	Renglón	Columna
1	544	608
2	584	340
3	400	673
4	501	590
5	537	373
6	376	358
	2942	2942

Tabla 6.2. Valor obtenido de los desplazamientos de cada renglón y de cada columna. Desplazamiento promedio en toda la falla.

Ahora para considerar las dimensiones y número asperezas en el plano de falla, el valor del desplazamiento en cada una de las subfallas debe ser ≥ 122.6 . Las subfallas que cumplieron con este criterio de la localización de las asperezas, corresponden a las celdas (1,2), (2,4), (3,1), (3,2), (3,5), (4,1), (4,4) y (4,5) (El primer numero se mide en dirección del rumbo y el segundo en dirección del echado, ver Figura 6.1), una subfallas corresponden a la del modelo homogéneo y es la (4,4). El desplazamiento obtenido en la subfalla (1,2) corresponde a una aspereza, los desplazamientos en las subfallas (3,1), (3,2) y (4,1) corresponde a una segunda asperezas y por ultimo la celdas (2,4), (3,5), (4,4) y (4,5) es otra aspereza. Por lo tanto se localizaron tres asperezas y se representan de color gris en la Figura 6.17. El valor de deslizamiento localizado en la subfalla (4,4) corresponde a una de las subfallas propuesta en el área del modelo homogéneo.

Por lo tanto, en la Figura 6.18 se observa mejor la distribución de los deslizamientos y se puede visualizar las tres asperezas localizadas en el área de ruptura, con un área de 8 km^2 , estas se determinaron siguiendo el criterio de Somerville *et al.* (1999).

En la Figura 6.19 se observa que no hay cambios drásticos en la velocidad de ruptura, excepto un pequeño retraso en la dirección en las subfallas de mayor dislocación por lo que estas subfallas sugieren la existencia de tres asperezas en esos lugares.

48	19	169	140	52	116
127	108	133	45	84	87
117	36	88	18	89	52
102	135	44	143	29	48
112	1	168	180	55	21
102	41	71	64	64	34

Figura 6.17. Valor de los tiempos de perturbación obtenido en cada una de las subfallas en el área de falla. Las unidades del valor de deslizamiento que se obtuvo en cada subfalla, está en centímetros.

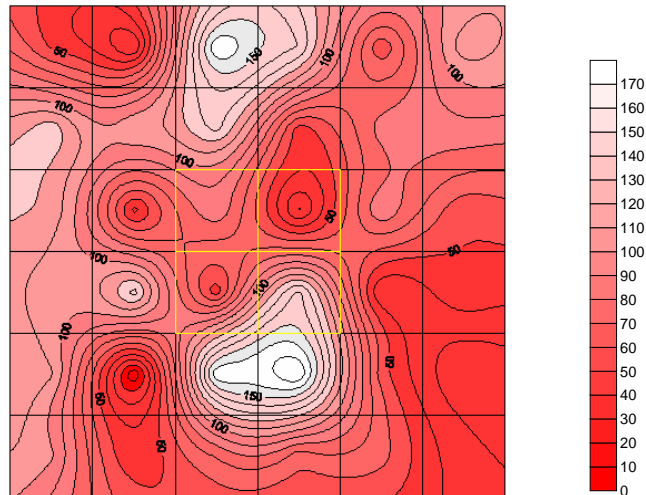


Figura 6.18. Gráfica utilizando los desplazamientos (w_{ij}) cuando se consideran los tiempos de perturbación (pt_{ij}) en las once estaciones. Las celdas (1,2), (2,4), (3,1), (3,2), (3,5), (4,1), (4,4) y (4,5) muestran la localización de las asperezas. Los desplazamientos están multiplicados por 10^{-2} .

Los tiempos de perturbación también se ilustran en la Figuras 6.19

Las regiones de alto deslizamiento, son las que se conocen como asperezas. Son importantes en el análisis de peligro sísmico, porque al iniciar la radiación, las asperezas generan la mayor parte de la energía sísmica.

La Figura 6.20, ilustra las componentes horizontales $n_s - s_n$. Se observa que en las estaciones de AZIH, INMD, MEZO, PETA, TEAC, TNLP y VILI las formas de ondas mejoraron con respecto a las del observado. Además las amplitudes que se obtuvieron en el sintético son aceptables, es decir muy cercanas a las observadas. Mientras que las

estaciones de ATYC, CUP4, NUXC y UNIO no dieron un resultado apropiado en cuanto al ajuste de la forma de ondas.

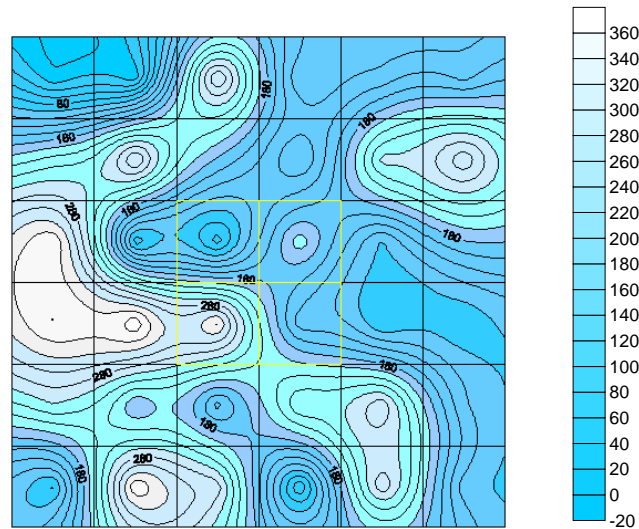


Figura 6.19. Tiempos de perturbación (pt_{ij}) para las once estaciones seleccionadas para el estudio.

La Figura 6.21 muestra las componentes verticales. Se observa que el ajuste de la forma de ondas sintéticas siguen a las del observadas en las estaciones de AZIH, CUP4, INMD, MEZO, TNLP y VILI. Aunque en la estación AZIH la amplitud del sintético es mucho mayor que la del observado. Para las estaciones de ATYC, NUXC, PETA, TEAC y UNIO no se obtuvo un buen ajuste en la forma de ondas del sintético con el observado.

Las componentes horizontales $ew - we$ se ilustran en la Figura 6.22. La forma de ondas del sintético en la estación de ATYC, AZIH, CUP4, INMD, MEZO, PETA, TEAC, TNLP y VILI, tienen buena similitud entre el sintético con las observado. En la estación de CUP4, MEZO y TEAC la amplitud del sintético es mucho mayor que las del observado. El análisis de la estación de NUXC y UNIO, tanto en la forma de ondas y en la amplitud a través del tiempo, el sintético no logró obtener un buen ajuste.

Al comparar la forma de ondas de cada uno de los acelerogramas sintéticos con las del observado, se observa que la simulación mejoró con respecto a la forma de ondas del modelo homogéneo y del modelo heterogéneo donde se utilizaron únicamente desplazamientos. En las tres componentes la simulación de la forma de ondas y ajuste, tuvo una buena resolución del sintético con el observado.

Al analizar las graficas en este modelo, utilizando los pesos y tiempos de perturbación, la amplitud en forma de ondas a través del tiempo en algunas estaciones mejoró y en otras no. En la sección 6.5, se mencionó que el valor del residual juega un importante papel, porque con él se verifica si el modelo mejora o no. En este caso el valor del residual que se obtuvo utilizando los pesos y los tiempos de perturbación fue de 40.64, ver Figura 6.23.

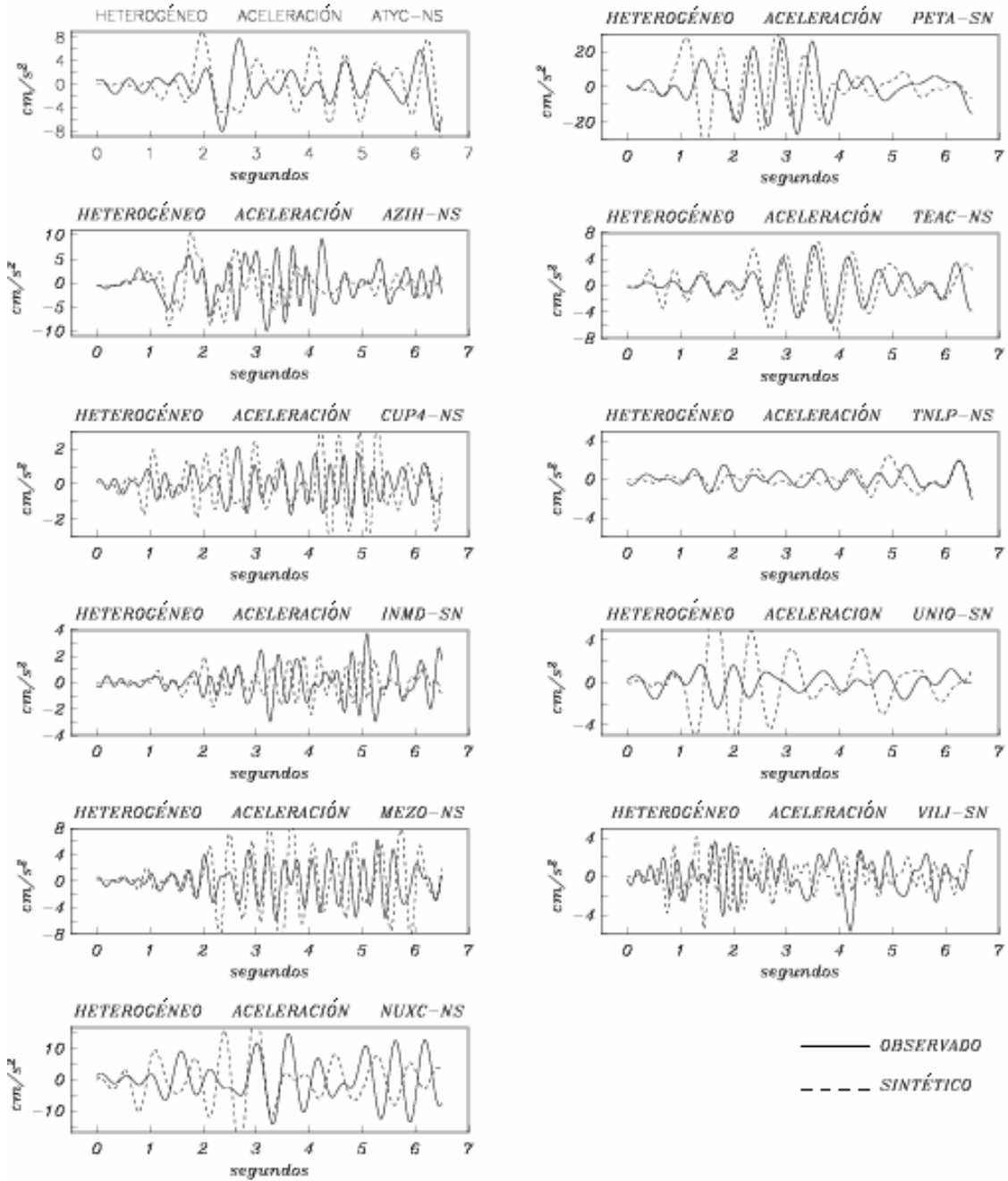


Figura 6.20. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre $0.4 - 2 \text{ Hz}$. Componente ns - sn.

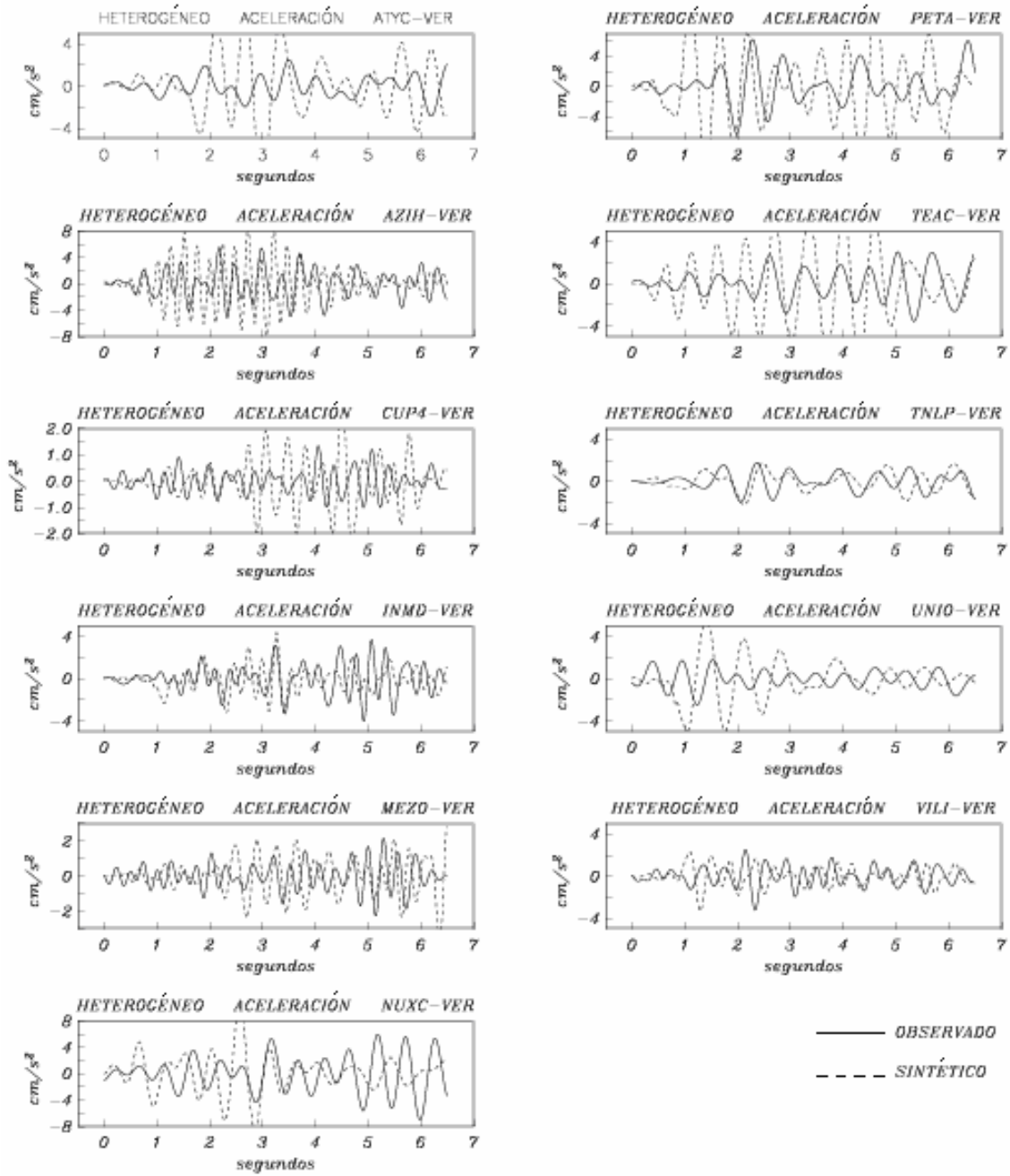


Figura 6.21. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre 0.4 – 2 Hz . Componente vertical.

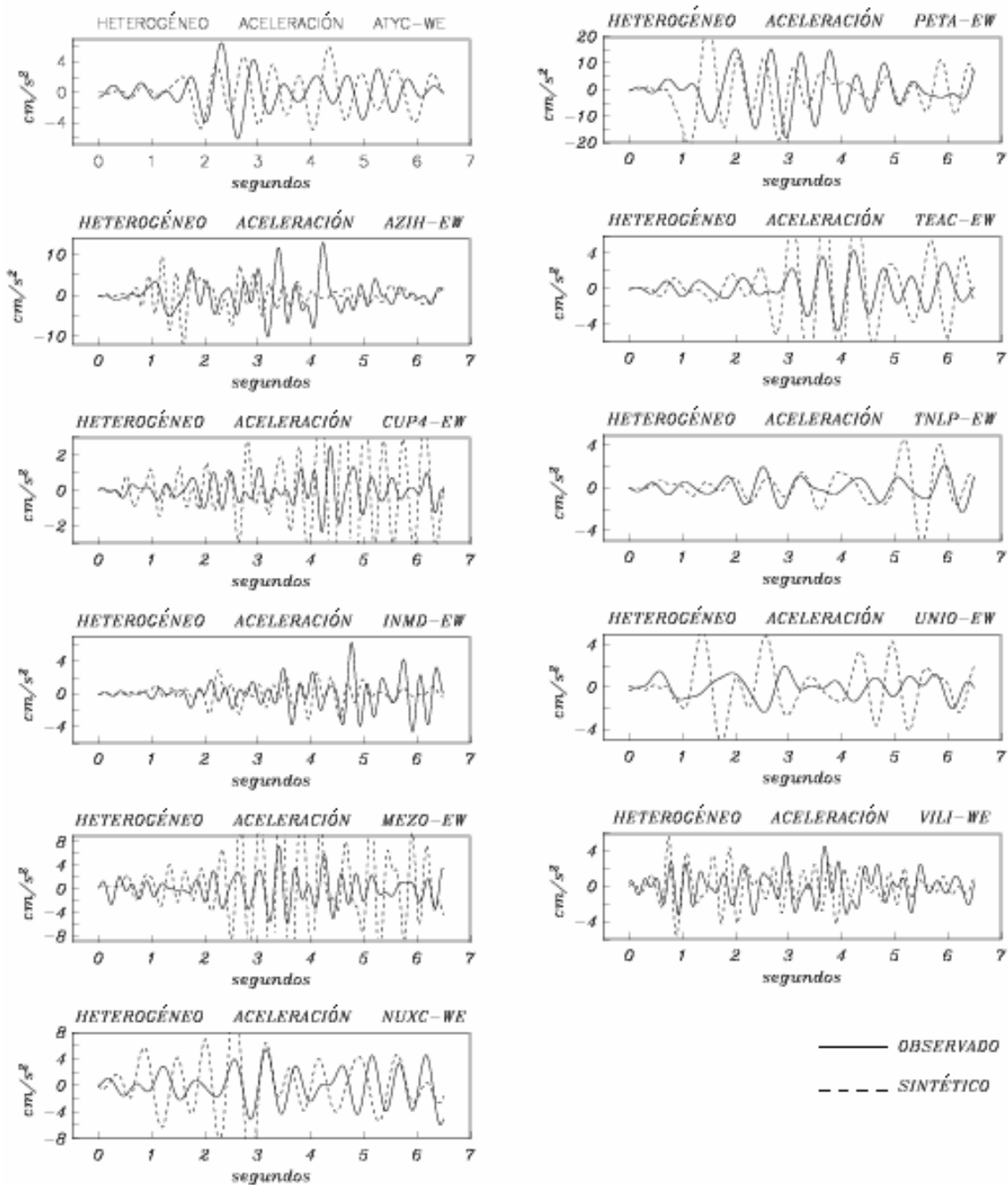


Figura 6.22. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones. Se utilizó un filtro pasa bandas entre 0.4 – 2 Hz . Componente ew – we.

Comparando el residual que se obtuvo en las once estaciones utilizando primero desplazamientos fue de 50.30 (sección 6.5.1) y el residual que se obtuvo considerando los desplazamientos con tiempos de perturbación fue de 40.64 (sección 6.5.2), se ilustra en la Figura 6.23. Como se mencionó antes, el residual juega un importante papel para la simulación ya que ayuda a ver si mejoro o no. Al comparar estos dos residuales, se observa que conforme aumenta las generaciones el residual disminuyo, por lo tanto cabe señalar que

cuando se utilizan los desplazamientos con tiempos de perturbación, el modelo heterogéneo es mucho mejor al modelo cuando se utilizan los puros desplazamientos.

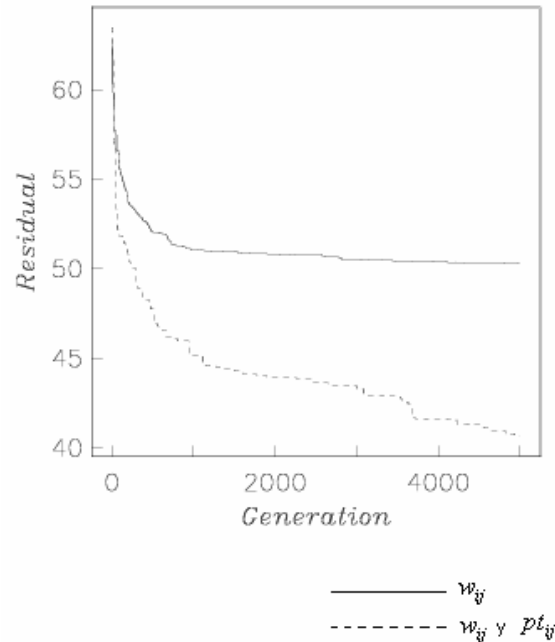


Figura 6.23. Residual del modelo heterogéneo considerando los desplazamientos representado con línea continua y desplazamiento con tiempos de perturbación con línea discontinua.

6.5.3 Usando asperezas:

En el tercer caso se consideran las asperezas, que se obtuvieron a partir de la distribución de los deslizamientos heterogéneos. Son el resultado de la inversión considerando los deslizamientos y los tiempos de perturbación. La inversión de la forma de ondas se realizó con frecuencias de 0.4 – 2 Hz. La Figura 6.17 muestra la distribución de estos deslizamientos a lo largo del área de ruptura y el área de las subfallas donde se localizaron las asperezas. En la sección 6.5.2 se menciona la forma de como se localizaron asperezas y cuales son. Observando la Figura 6.17, la subfallas de color gris muestra las tres asperezas con una área de 8 km^2 en el área de ruptura total.

Se analizó la forma de ondas en las dos componentes horizontales y en la componente vertical, su descripción es la siguiente: En la componente horizontal $n_s - s_n$ se observa que la forma de ondas en la estación de AZIH, CUP4, INMD, MEZO, TEAC, TNLP y VILI tuvieron una buena simulación. Mientras que en la estación de ATYC, NUXC, PETA y UNIO la amplitud y el ajuste de la forma de ondas no dan un buen resultado, ver Figura 6.24

En la componente vertical se observa que para algunas estaciones como AZIH, CUP4, INMC, MEZO, NUXC, PETA, TEAC y TNLP (ver Figura 6.25), la amplitud y el ajuste de la forma de ondas del sintético sigue al observado, por lo tanto es una buena simulación. Mientras que en la estación de ATYC, UNIO y VILI la amplitud del sintético

es mayor a las del observado y el seguimiento de la forma de ondas del sintético no corresponden a las del observado.

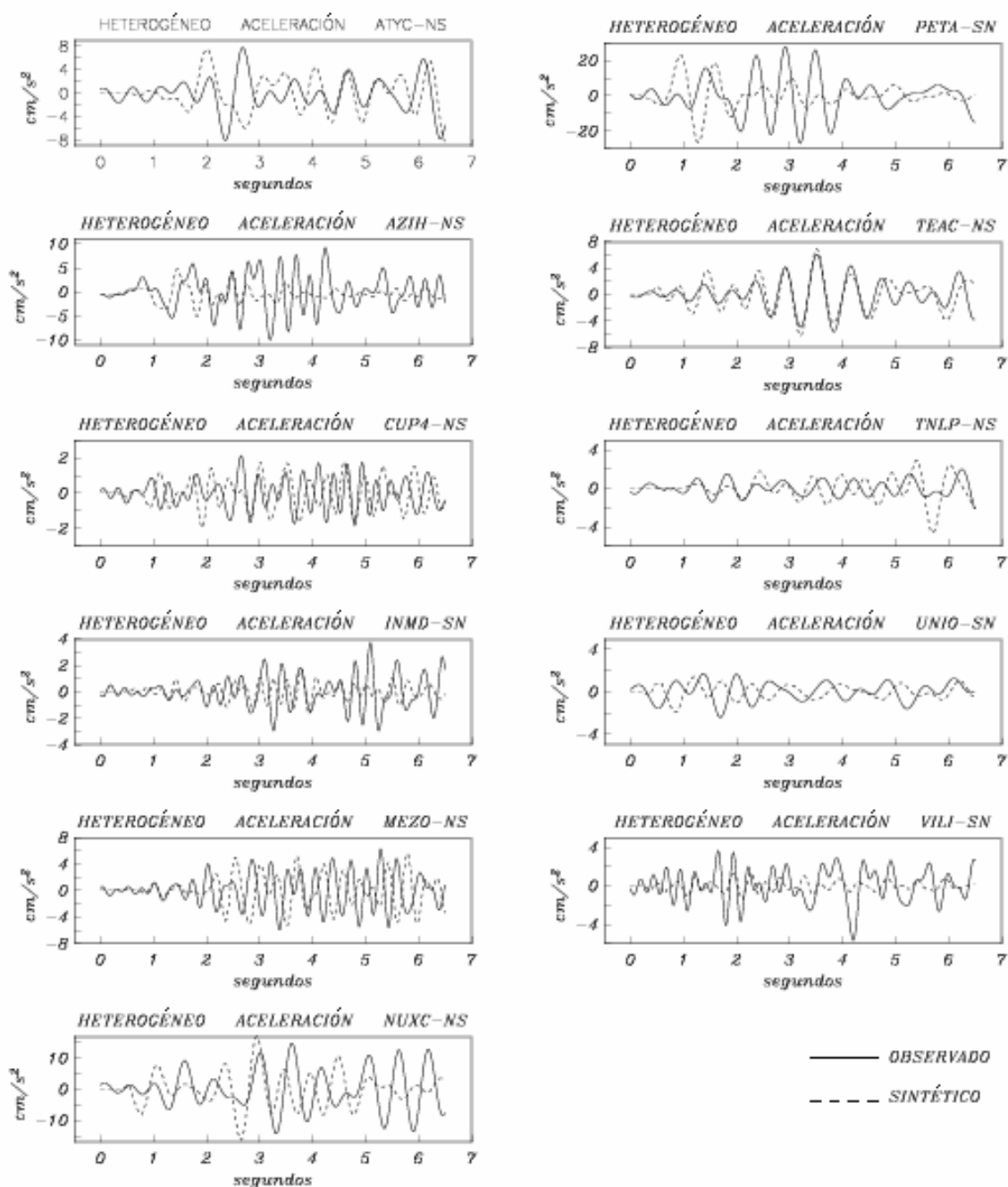


Figura 6.24. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones, utilizando asperezas. Se utilizó un filtro pasa bandas entre 0.4 – 2 Hz . Componente ns – sn.

En la componente horizontal ew - we, se observa que la forma de ondas y el ajuste del sintético con el observado dieron como resultado una buena simulación en las estaciones de AZIH, CUP4, INMD, MEZO, PETA, TEAC y TNLP, ver Figura 6.26. También se puede apreciar que la amplitud de onda en las estaciones de ATYC, UNIQ y

VILI es pequeña, mientras que en la estación de NUCX es mucho mayor la del sintético que el observado.

El residual que se obtuvo utilizando las asperezas fue de 67.01, fue mucho más bajo que el que se obtuvo con el modelo homogéneo. Por lo tanto, aunque en la amplitud y el ajuste de la forma de ondas en las tres componentes no se pudo apreciar una buena simulación, el residual confirma que es mucho mejor el resultado en este modelo que el que se obtuvo en el modelo homogéneo.

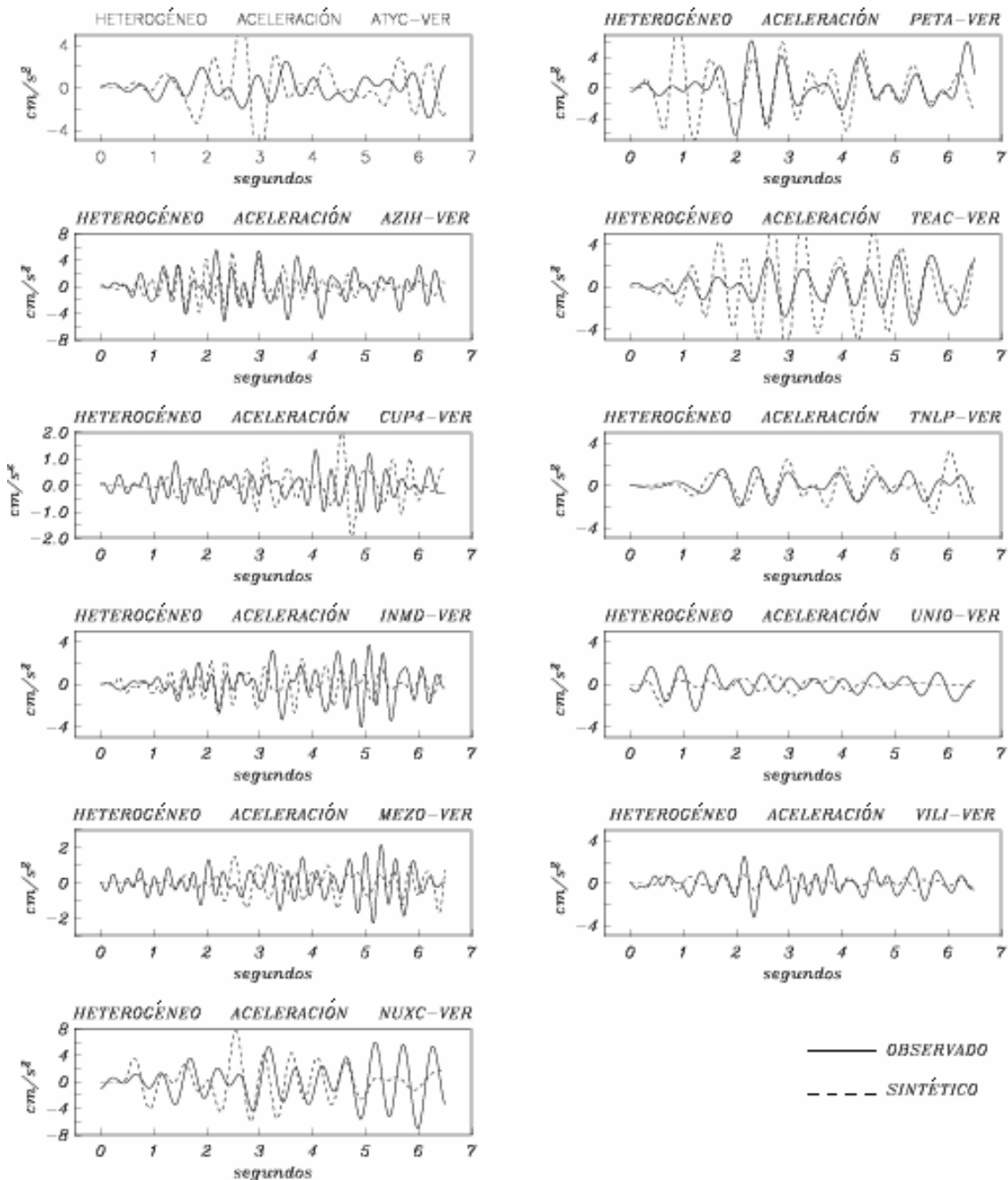


Figura 6.25. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones, utilizando asperezas. Se utilizó un filtro pasa bandas entre 0.4 – 2 Hz . Componente vertical.

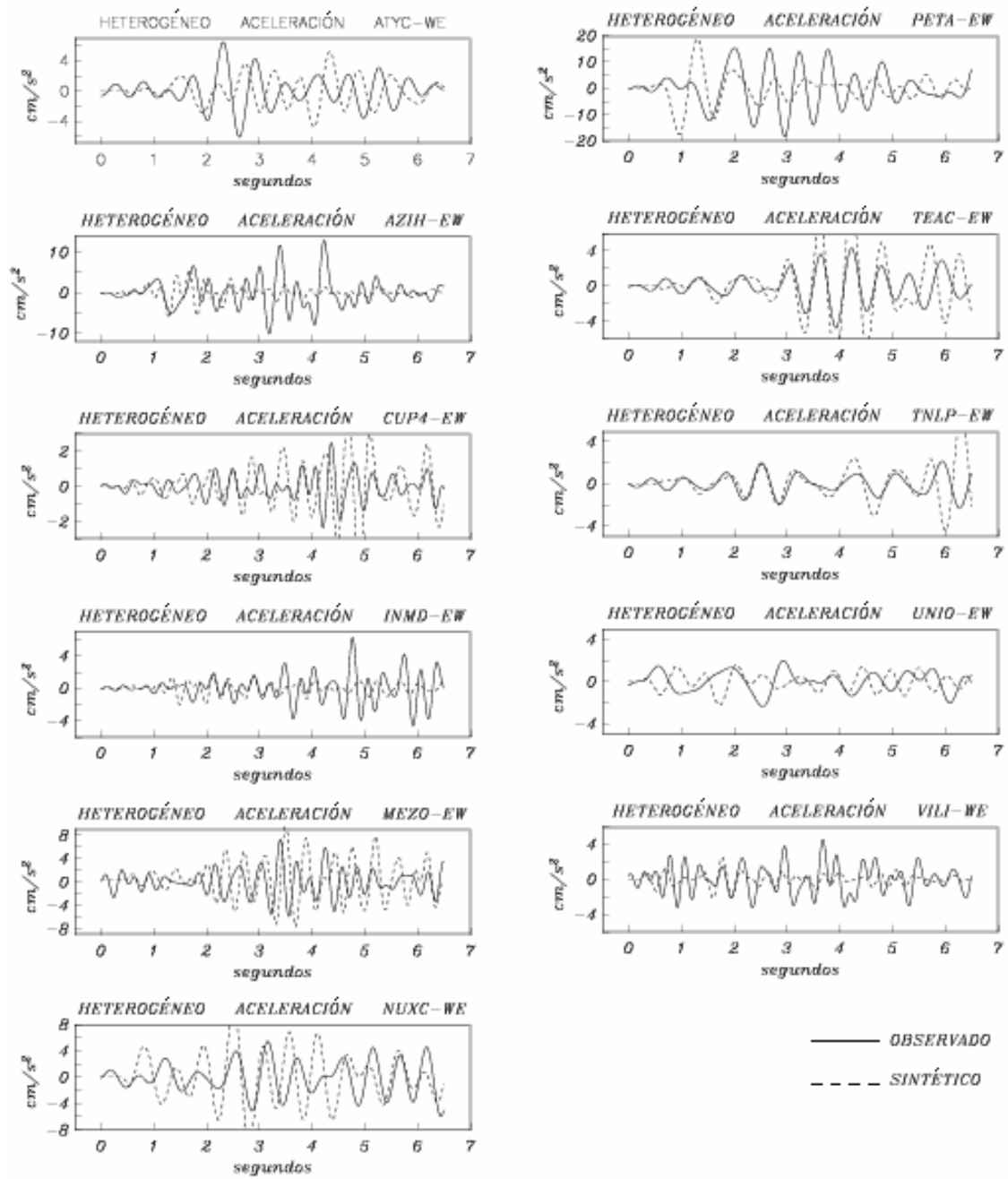


Figura 6.26. Simulación en aceleración del sismo del 15 de julio de 1996 para las once estaciones, utilizando asperezas. Se utilizó un filtro pasa bandas entre 0.4 – 2 Hz . Componente ew – we.

6.6 RELACIÓN DEL ÁREA DE RUPTURA CON EL MOMENTO SÍSMICO

Somerville *et al.* (2002) analizó la distribución de los deslizamientos en frecuencias bajas con un modelo de fuente. Determinó el tamaño de las asperezas siguiendo las leyes de escalamiento con respecto al momento sísmico. Esto muestra la relación del área de ruptura y el momento sísmico. Analizó la relación que existe entre: el área de ruptura (que se obtuvo en el modelo heterogéneo) con el momento sísmico (M_0) y también se comparó la combinación del área de las asperezas con el (M_0). Esto se evaluó para compararse con la relación del escalamiento que caracteriza la distribución de los deslizamientos de los sismos de subducción que propuso Somerville *et al.* (2002). También utilizó la relación de escalamiento que caracteriza la distribución de los deslizamientos sísmicos menores a 1 Hz., propuesto por Somerville *et al.* (2002).

Siguiendo el criterio Somerville *et al.* (2002) para obtener la relación del momento sísmico con el área de ruptura del sismo del 15 de julio de 1996, se obtuvo primero del catalogo de Harvard el valor reportado del momento sísmico de $M_{0,sp} = 9.95 \times 10^{25}$. El área de ruptura que se obtuvo con las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} es de $A = 36 \text{ km}^2$, ver figura 6.27. Al observar la grafica de la figura 6.27, se puede notar que el valor del área de ruptura en la línea que propuso Somerville *et al.*, 2002, es aproximadamente de 1050 km^2 . La diferencia entre la línea propuesta por Somerville *et al.*, 2002 y la que se obtuvo por las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} es de aproximadamente 1014 km^2 .

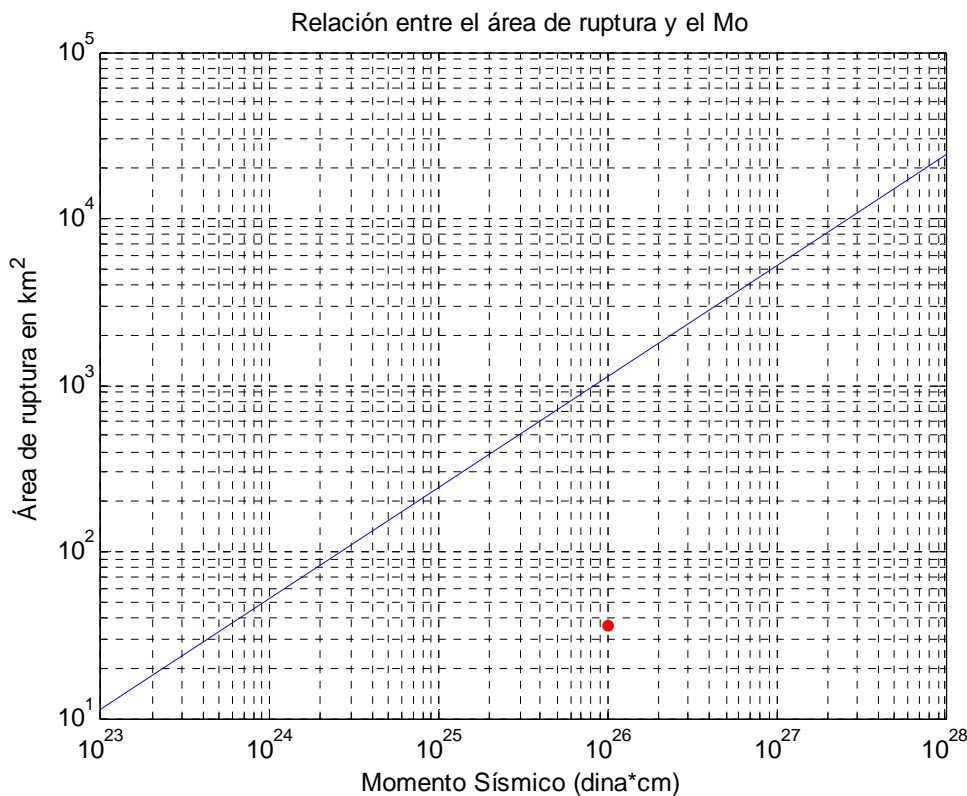


Figura 6.27. Relación entre el área de ruptura y el momento sísmico. El punto representa el escalamiento del área de ruptura y el momento sísmico comparados con la línea de Somerville *et al.* (2002).

Aunque la diferencia del área de ruptura es muy grande, el área que se obtuvo en este trabajo, no se puede descartar debido a que fue obtenida por las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} .

6.7 RELACIÓN DE LA COMBINACIÓN DEL ÁREA DE LAS ASPEREZAS CON EL MOMENTO SÍSMICO

En la grafica de la Figura 6.28, se ilustra la combinación de las asperezas y el momento sísmico. Se utilizó el mismo valor del momento sísmico del sismo del 15 de julio de 1996 igual a $M_{0_{SP}} = 9.95 \times 10^{25}$. Se observa que el valor del área de asperezas en la línea propuesta por Somerville et al., (2002) es aproximadamente igual a 270 km^2 . Ahora bien, el área de asperezas que se obtuvo utilizando las leyes de escalamiento espectral, fue igual a $A = 8 \text{ km}^2$, y se ilustra en la Figura 6.28.

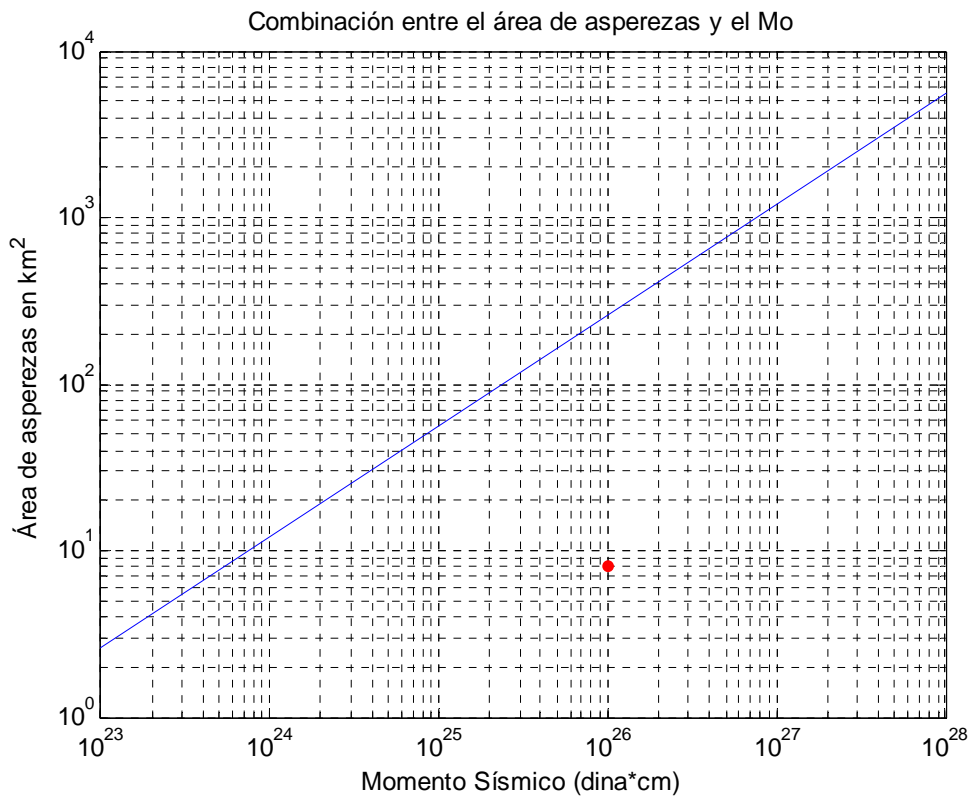


Figura 6.28. Combinación del área de asperezas entre el momento sísmico. El círculo representa el escalamiento del área de ruptura y el momento sísmico comparados con la línea de Somerville et. al. (2002).

Igual que en el punto 6.27, se observa que en la Figura 6.28 hay una diferencia entre el valor del área de asperezas dado por la línea propuesta por Somerville et al., (2002) y el valor que se obtuvo en este trabajo, este valor es aproximadamente de 272 km^2 . Aunque existe esta diferencia, no se puede descartar el valor que se obtuvo en este trabajo, porque se obtuvo por las leyes de escalamiento espectral ω^{-2} .

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se logró simular el sismo del 15 de julio de 1996, usando la réplica del 18 de julio de 1996 como función de Green empírica.

Se analizaron sismogramas que registraron los dos eventos sísmicos en diferentes estaciones. De las cuales únicamente se tomaron once, ya que tuvieron un buen registro (descritas en la tabla 5.2). Además, se buscó que las estaciones tuvieran una cobertura azimutal alrededor del sismo principal y de la réplica, ver figura 5.1.

También del análisis espectral, se calculó la amplitud de los espectros de Fourier en desplazamientos y aceleración para obtener el nivel plano, la frecuencia de esquina del sismo principal y de la réplica (siguiendo a Aki (1967) y Brune (1970)) en cada una de las estaciones. Se obtuvo el promedio del cociente del nivel plano en las once estaciones de los espectros de desplazamiento que es igual a 10.97 y en aceleración de 3.22.

Se obtuvo el valor de corrección de la caída de esfuerzos igual a 1.6 y el área de la falla utilizada en el modelo homogéneo igual a 4 km^2 con cuatro celdas para el sismo principal (figura 5.26) y para el modelo heterogéneo de 36 km^2 con treinta y seis celdas (figura 6.1).

En el modelo homogéneo y modelo heterogéneo se utilizó el mismo valor de la velocidad de las ondas S, $V_s = 3.2$ y de la velocidad de la ruptura, $V_r = 2.3$. Para realizar la inversión, todas las señales fueron filtradas en el intervalo de 0.4 a 2 Hz.

Se ubicó el inicio de la ruptura sísmica en el modelo homogéneo en la celda (1,1) y para el modelo heterogéneo su sitio corresponde a la celda (3,3), es decir se considero en el mismo lugar.

Se utilizó el mecanismo focal del sismo principal (azimut = 297, echado = 21, ángulo de deslizamiento = 93 y la profundidad = 22.4) y de la réplica (azimut = 285, echado = 19, ángulo de deslizamiento = 81 y la profundidad = 26.2), reportado por el CMT de Harvard.

Se empleó el método de las funciones de Green empíricas, utilizando los parámetros de la fuente sísmica antes mencionados. El primer resultado de simulación se calculó para un modelo homogéneo. Con este modelo homogéneo se logró obtener una buena simulación en los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento en las once estaciones. El parecido entre las formas de ondas sintéticas y observadas es bastante aceptable en cuanto a su amplitud y duración. El residual que se obtuvo en este modelo fue de 74.20.

En seguida se procedió a utilizar el método de algoritmos genéticos, se utilizaron 5000 individuos en el modelo heterogéneo, por la siguiente razón, se observó en la grafica del residual que conforme aumentaba la generación, el residual disminuye, casi al llegar a los 5000 individuos el valor del residual comenzó a ser constante.

Posteriormente se considero únicamente los pesos, con el fin de encontrar la distribución de los deslizamientos en cada subfalla del área de ruptura con una velocidad de ruptura constante ($V_r = 2.3 \text{ km/s}$). El resultado obtenido de la forma de ondas se comparó con las que se obtuvieron en el modelo homogéneo. Se observó que en el primer modelo mencionado, la forma de ondas mejoró a las del segundo modelo. Además, el residual que se obtuvo en este modelo fue mucho menor (50.30) al residual del modelo homogéneo (74.20).

Se invirtió el modelo heterogéneo utilizando los desplazamientos e incluyendo los tiempos de perturbación con el fin de obtener una respuesta de la distribución irregular de la radiación y los cambios de la velocidad de ruptura. Se logró obtener las formas de ondas correspondientes y se compararon con el resultado de los dos modelos antes mencionados (modelo homogéneo y modelo heterogéneo con desplazamientos). Se observó que la forma de ondas no mejoro aparentemente, pero el valor del residual de los tres modelos es mucho menor que el del homogéneo. Es decir el valor del residual que se obtuvo fue igual a 40.64 y es mucho menor al que se obtuvo en los otros dos modelos (modelo homogéneo y el modelo heterogéneo solo con desplazamientos). Por lo tanto este tercer modelo fue el mejor.

Con el resultado de la inversión de los deslizamientos heterogéneos, se logró obtener y caracterizar el área de las asperezas (Somerville et. al. 2002). Se observaron tres asperezas con una dimensión de 8 km^2 (figura 6.17). El valor de residual obtenido en este modelo simplificado considerando las asperezas fue de 67.02, este resultado indica que es mucho mejor que el modelo homogéneo. En cuanto a los otros dos modelos heterogéneos (usando desplazamientos y desplazamientos con tiempos de perturbación) no mejoro.

Se observa que el valor del residual juega un importante papel en la resolución de la simulación, ya que a través de él se comprueba si el resultado de la simulación mejora o no.

Al comparar la forma de ondas y el residual de estos tres modelos, se observa una mejor resolución cuando se utiliza el modelo heterogéneo incluyendo los tiempos de perturbación.

Se logró verificar por medio del criterio de Somerville et. al (1999), que el tamaño total de la falla utilizado fue el apropiado. Primero se obtuvo el desplazamiento promedio de toda la falla igual a 81.72. Enseguida, se verificó que el valor de los deslizamientos fuera mayor o igual a 24.52 (es decir mayor que 0.3 del valor de deslizamiento promedio sobre toda el área) en cada una de las treinta y seis subfallas, lo que indicó que sí pertenecen al área de ruptura de la falla.

Aunque la diferencia con las áreas que predice Somerville et al. (2002) es muy grande, el área que se obtuvo en este trabajo esta respaldada por las lecturas directas de las frecuencias de esquina

Basándose en las características de los resultados obtenidos en la inversión, se compararon con la relación del área de la ruptura y el momento sísmico que propuso Somerville et. al. (2002). El valor del área de ruptura del sismo principal fue de $A = 36 \text{ km}^2$, se localizó alejado de la línea que propuso Somerville et. al. (2002) para un sismo de subducción. Aunque el área que se obtuvo en este trabajo se localizó lejos de la línea de Somerville et. al. (2002), se debe tener presente que se obtuvo utilizando las lecturas directas de las frecuencias de esquina y la relación de Savage (1972).

En la relación de la combinación del área de asperezas con el momento sísmico, se considero el área de asperezas que se obtuvo con la inversión que fue igual a $A = 8 \text{ km}^2$. También se encuentra alejado de la línea propuesta por Somerville et. al. (2002).

Como una última observación del estudio de la simulación de la forma de ondas sintéticas y observadas, se observaron y se analizaron las graficas en desplazamiento, conjuntamente con la forma de ondas en aceleración y velocidad, para obtener una mejor superposición del sintético con el observado en el modelo homogéneo. En el caso de compararla con el modelo heterogéneo se utilizó aceleración. En aceleración se logró ajustar el sintético con el observado de una forma favorable.

El método de la función de Green empírica convencional (con un modelo homogéneo) se utilizó satisfactoriamente para modelar el sismo principal del 15 de julio de 1996, utilizando la réplica del 18 de julio de 1996. Sin embargo cuando se usa el método de Algoritmos Genéticos y se obtienen modelos heterogéneos, los registros simulados resultantes modelan aun mejor los registros observados con los tres modelos heterogéneos. Es decir, cuando se invierten solo los desplazamientos, cuando se invierten tanto los desplazamientos como los tiempos de perturbación y cuando se usa el modelo de asperezas.

El método de la función de Green es muy útil en el área de sismología, ya que ayuda a simular eventos de mayor magnitud, debido a que no ocurren con frecuencia. Estos pueden ser simulados a través de sismos de menor magnitud, ya que estos ocurren frecuentemente. Y al poder simular un sismo de gran magnitud, ayudará a tomar medidas cuando tenga ocurrencia un evento grande y evitar un desastre.

Además el método de las funciones de Green empírica, nos permite estudiar la distribución heterogénea de las dislocaciones.

RECONOCIMIENTOS

Esta tesis fue desarrollada en el Instituto de Ingeniería. El proyecto de donde se deriva este trabajo ha sido financiado por PAPIIT con número IN 112405-3.

REFERENCIAS

Aguirre, J, K. Irikura, y K. Kudo (1994). Estimation of strong ground motions on hard rock and soft sediments sites in the Ashigara valley using the empirical Green's function method", Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 1994, Vol.44, Part I, No. 379, pp. 45-68.

Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Estimation of earthquake moment, released energy, stress-strain drop from the G wave spectrum, Bull. Earthq. Res. Inst. (Tokyo), 44, 73-84

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectra, J. Geophys. Res., 72, 1217-1231

Aki, K. (1968), Seismic displacement near a fault, J. Geophys., Res., 73, 5359-5376.

A. Udias, D. Muñoz y E. Buforn, (1985). Mecanismo de los terremotos y tectónica. Cátedra de Geofísica. Madrid, 1985.

BASE MEXICANA DE DATOS DE SISMOS FUERTES, volumen 2, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A. C.

Beightler, C. S., Phillips, D. T., Wilde, D. J. (1979), Foundations of optimization, 2nd. Ed. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.

Brune, J. M. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res., 75, 4997-5009

Geller, R., (1976), Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 66, pp. 1501-1523.

Goldberg David E., (1999) Genetic Algorithms in Search, Optimization, and Machine Learnig, ed. Addison-Wesley

Hadamard, J., (1949), The psychology of invention in the mathematical field, Princeton, NJ: Princeton University Press.

Harzell, Stephen H., (1978). Earthquake Aftershocks as Green's functions. Geophysical Research Letters, January 1978, Vol. 5 No.1

Haskell, N., (1964), Radiation patterns of surface waves from point sources in a multi-layered medium. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 54, pp. 377-393

Holland, J. H. (1968), Hierarchical descriptions of universal spaces and adaptive systems (Technical Report ORA Projects 01252 and 08226). Ann Arbor: University of Michigan, Departament of Computer and Communication Sciences.

Holland, J. H. (1975). *Adaptation in natural and artificial systems*, Ann Arbor: The University of Michigan Press.

Irikura y Aki (1988). Estimation of near-field ground motion using empirical Green's function, *Proceedings Ninth World Conference on earthquake Engineering*, Tokyo-Kyoto, Japan, Vol. 8, pp 37-42.

Irikura, Kojiro (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, 33, 63-104.

Irikura, (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, in *Proceedings 8th Japan Earthquake Engineering*, 151-156.

Irikura, Kojiro (1988). Estimation of near-field ground motion using empirical Green's function, in *Proceedings 9th World Conference Earthquake Engineering*, 1988, VII, 37-42.

Irikura, Kojiro y Katsuhiko Kamae, (1994). Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, from *Annali di Geofisica*, Vol. XXXVII, N. 6, pp.1721-1743.

Kanamori, H. (1979). A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69 1645-1670

Kanamori, H., (1993). Excitation of Jovian normal modes by an impact source, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2921-2924.

Kanamori, H. (1996), "Locating earthquakes with amplitude: Application to real-time seismology", **83**, 264-268.

Kanamori, H., y D. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 65, pp. 1073-1095.

K. F. Man, K. S Tang, S Kwong y W. A. Halang, (1997). *Genetic Algorithms for control and signal processing*, ed. Springer.

Lawler, E. L. (1976), *Combinatorial optimization: Networks and matroids*, New York: Holt, Rinehart and Winston.

Muramatu, I. and H. Ohnuma, (1988). Synthesis of strong motions by using an aftershock record as Green's function, *Tectonophysics*, 149, 275-288.

Savage, J. C., (1972). Relation of corner frequency to fault dimensions, *Journal of Geophysical Research*, 27, 3788-3795.

Syslo, M. M., N. Deo, y J. S. Kowalik, (1983), *Discrete optimization algorithms with Pascal programs*, Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *seism. Res. Lett.*, 70, 59 – 80.

Somerville, PG, T. Sato, T. Ishii, NF Collins, K. Dan y H. Fujiwara (2002), Characterizing heterogeneous slip models for large subduction earthquakes for strong ground motion prediction, *Memories of the Eleven symposium of seismic Engineering*, 163-166. (En Japonés)

SSN, sismo de Chiapas del 16 de enero del 2002, 21 de enero del mismo año.

APENDICE A

Los sismos se sienten en determinadas formas y en diferentes puntos. La siguiente tabla muestra las características que permite otorgar un determinado grado al sismo en la Escala de Mercalli.

INTENSIDAD	EFFECTOS
I	Lo advierten muy pocas personas y en condiciones de percepción especialmente favorables. (Reposo, silencio total, en estado de mayor concentración mental, etc.)
II	Lo perciben sólo algunas personas en reposo, particularmente las ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
III	Se percibe en el interior de los edificios y casas. No siempre se distingue claramente que su naturaleza es sísmica, ya que se parece al paso de un vehículo liviano.
IV	Los objetos colgantes oscilan visiblemente. Es sentido por todos en el interior de los edificios y casas. La sensación percibida es semejante al paso de un vehículo pesado. En el exterior la percepción no es tan general.
V	Sentido por casi todos, aún en el exterior. Durante la noche muchas personas despiertan. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y pueden derramarse. Los objetos inestables se mueven o se vuelcan.
VI	Lo perciben todas las personas. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran vidrios de ventana, vajillas y objetos frágiles. Los muebles se desplazan y se vuelcan. Se producen grietas en algunos estucos. Se hace visible el movimiento de los árboles y arbustos.
VII	Se experimenta dificultad para mantener en pie. Se percibe en automóviles en marcha. Causa daños en vehículos y estructuras de albañilería mal construidas. Caen trozos de estucos, ladrillos, cornisas y diversos elementos electrónicos.
VIII	Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y a veces derrumbe parcial de estructuras de albañilería bien construidas. Caen chimeneas, monumentos, columnas, torres y estanques. Las casas de madera se desplazan y se salen totalmente de sus bases.
IX	Se produce inquietud general. Las estructuras corrientes de albañilería bien construidas se dañan y a veces se derrumban totalmente. Las estructuras de madera son removidas de sus cimientos. Se pueden fracturar las cañerías subterráneas.
X	Se destruye gran parte de la estructura de albañilería de toda especie. Algunas estructuras de madera bien construidas, incluso puentes, se destruyen. Se producen grandes daños en represas, diques y malecones. Los rieles de ferrocarril se deforman levemente.
XI	Muy pocas estructuras de albañilería quedan en pie. Los rieles del ferrocarril quedan fuertemente deformados. Las cañerías quedan totalmente fuera de servicio.
XII	El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de rocas. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perfiles de las construcciones quedan distorsionados.