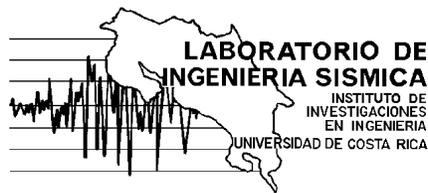


Universidad de Costa Rica
Instituto de Investigaciones en Ingeniería
Laboratorio de Ingeniería Sísmica



Proyecto de investigación:

Simulación del movimiento fuerte generado por el sismo
de Damas del 20 de noviembre del 2004 utilizando
funciones de Green empíricas.
(No. 731-A6-021)

Responsable:

Aarón Moya, PhD.

(Carga 1/4 T.C.)

Asociado:

Víctor Schmidt, Ing.

(Carga 1/8 T.C.)

01 de enero al 31 de diciembre del 2006

INFORME FINAL

ANTECEDENTES:

Aunque han sido muchos los sismos fuertes que han ocurrido en Costa Rica, existen pocos estudios de simulación por métodos numéricos. Dichos estudios son importantes por cuanto nos permiten determinar diversos parámetros que caracterizan a la fuente sísmica a la vez que nos ayudan a predecir el movimiento fuerte del suelo en cualquier punto.

Uno de los grandes dificultades que se presentan a la hora de hacer una simulación es que se hace necesario tener conocimiento de tres factores: la fuente, el medio de propagación y los efectos locales o efectos de sitio. Por lo general, uno de ellos se asume que es conocido y, mediante técnicas de inversión, se llegan a determinar los otros dos. Por ejemplo, en el caso de los efectos de sitio, se puede tomar un cociente entre estaciones cercanas asumiendo que el medio de propagación entre ambas es el mismo así como la fuente. De esta manera el cociente será un resultado relativo, pero libre de los efectos del medio y la fuente. En el caso de la fuente sísmica, los modelos de inversión utilizan el supuesto que el modelo de velocidades es bien conocido en la baja frecuencia y por tanto los resultados que se obtengan reflejan únicamente las características de la fuente.

El método de las funciones empíricas de Green (FEG) (Irikura, 1986) se basa en la idea de que es posible reconstruir el registro de un sismo grande utilizando para ello uno pequeño. Se utiliza por lo general una réplica o un precursor del sismo mayor que haya tenido su origen lo suficientemente cerca del hipocentro como para que no existan grandes diferencias en el medio de propagación. Al tratarse del mismo evento principal y el evento pequeño registrados en una misma estación, no se hace necesario conocer el efecto de sitio de esta. Por lo general se prefieren aquellos eventos que posean un mecanismo focal semejante al del evento principal para tomar en cuenta el mismo patrón de radiación.

En este estudio se utilizará esa metodología para reconstruir el sismo de Damas del 20 de noviembre del 2004 (Fig 1). Este evento tuvo una magnitud de Mw 6.2 a unos 12 km de la ciudad de Quepos en la localidad de Damas. El movimiento sísmico tuvo una intensidad de Mercalli de V en San José según la Red Sismológica Nacional (RSN) de la Escuela Centroamericana de Geología en la Universidad de Costa Rica. Luego del evento principal ocurrieron una serie de réplicas cuya ubicación se muestra en la figura 1 según datos de la RSN y del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI) en la Universidad Nacional. Muchos de esos eventos de Damas también fueron registrados por los acelerógrafos del Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS) del Instituto de Investigaciones en Ingeniería de la Universidad de Costa Rica.

El objetivo general de este trabajo es el de tratar de describir la zona de ruptura del evento del 20 de noviembre mediante simulaciones numéricas. Haciendo uso de varios cálculos de ajuste al sismo observado, se pretende delimitar la zona donde se liberó la mayor cantidad de energía por el terremoto. Otros objetivos son:

1. Obtener el tamaño de las zonas de ruptura de los sismos a estudiar así como la caída de esfuerzos de los mismos.
2. Recuperar el registro que haya sido perdido ya sea por mal funcionamiento del aparato u otro.
3. Predecir el tipo de movimiento debido a sismos similares en zonas sismogénicas de importancia socio-económica.
4. Obtener registros sintéticos del evento principal en la aceleración, velocidad y desplazamiento.

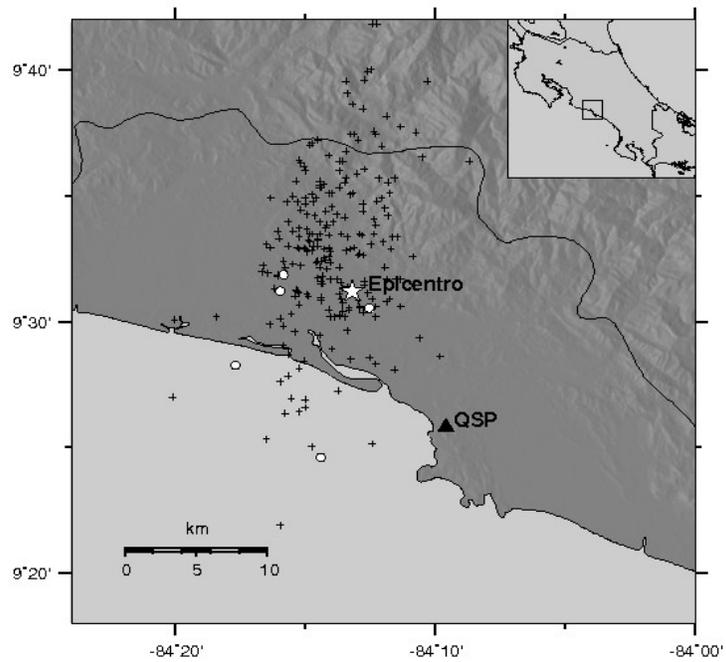


Figura 1. Ubicación de la zona epicentral del sismo de Damas. QSP es la estación acelerográfica ubicada en la ciudad de Quepos. El epicentro del sismo se muestra como una estrella. Las réplicas del sismo mostradas como cruces son los epicentros con $M > 3$ registrados por la RSN y el OVSICORI. Las réplicas mostradas con círculos blancos son los eventos registrados por las estación QSP del LIS.

REALIZACIÓN DEL PROYECTO:

El proyecto consiste en la reconstrucción del área de ruptura del sismo de Damas del 20 de noviembre del 2004. El método empleado es conocido como Funciones de Green Empíricas y este consiste en la utilización de un sismo de baja magnitud para recrear la ruptura del evento principal mediante el ajuste de varios parámetros físicos de la fuente. Para la aplicación de esta técnica, es necesario que el evento pequeño y el evento principal hayan tenido origen en la misma falla, lo cual se evidencia por las similitudes de sus mecanismos focales. De esta forma se garantiza que el medio de propagación y el efecto de sitio bajo la estación sean los mismos para ambos sismos y que las únicas diferencias sean debidas a la fuente del evento principal.

a-Elemento

De acuerdo con la figura 1, muchos eventos se produjeron luego del evento principal. Sin embargo, solo unos pocos fueron registrados por la estación QSP. La razón es que los acelerógrafos del LIS, aunque se encuentran activos durante las 24 horas, no guardan toda la información del movimiento del suelo a no ser que se exceda un cierto valor de aceleración. Dicho nivel de aceleración o de disparo varía dependiendo de la cantidad de ruido que se encuentre presente en el sitio donde se ubica la estación. Si este es un sitio en roca por lo general existe poco ruido y el nivel de disparo es bajo, pero si es un sitio en suelo blando muy ruidoso, el nivel es alto. De esta manera se evita que cualquier tipo de movimiento pueda disparar el aparato y saturar la memoria de este. Por otra parte, las estaciones acelerográficas no se encuentran conectadas en red de forma que al dispararse una de ellas se disparen las demás y que el sismo quede guardado en cada estación. Es por esas razones que diferentes estaciones poseen diferente número de registros.

Tabla 1. Comparación de los diferentes mecanismos reportados por agencias nacionales e internacionales. El mecanismo mostrado por Harvard corresponde al *Centroid Moment Tensor (CMT)*. Los valores se dan para los dos planos, primero el *azimut1/azimut2*, luego el *dip1/dip2* y por último el *rake1/rake2*.

Tipo de evento y agencia	Mecanismo
Evento principal reportado por la solución CMT de Harvard. Planos: 204.0/305.0 49.0/78.0 -16.0/-138.0	
Evento principal reportado por la RSN. Planos: 170.0/307.0 45.0/53.0 -60.0/65.0	
Evento principal reportado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) Planos: 209.0/312.0 34.0/82.0 -15.0/57.0	
Réplica del evento principal reportado por el OVSICORI Planos: 250.0/340.0 90.0/80.0 10.0/0.0 Plano 2:	

La estación QSP logró registrar un total de 6 eventos entre el 20 y el 21 de noviembre antes que la memoria se llenara. De esos, el único sismo que estaba lo suficientemente cerca del evento principal para usarlo como un “elemento” fue el ocurrido a las 9:04 am o 200411200904. El OVSICORI reportó que ese sismo ocurrió a una profundidad de 12 km y poseía un mecanismo focal como el mostrado en la tabla 1.

Tal y como se puede ver, los mecanismos del evento principal, 200411200807, obtenidos por la RSN y el USGS son bastante similares, sin embargo la réplica del 200411200904 posee un mecanismo completamente diferente. A pesar de esta diferencia, se procedió a utilizar dicho evento como elemento para la simulación ya que el método del FEG posee una opción de corrección por mecanismo focal cuando estos son distintos.

b- Descripción del método de las Funciones Empíricas de Green

El sismo pequeño que hemos seleccionado, el 200411200904, posee una $M_w = 4.0$ mientras que la del evento principal es de 6.2. La figura 2 muestra las formas de onda de ambos registros en las componentes NS mientras que la tabla 2 muestra algunas características de cada registro.

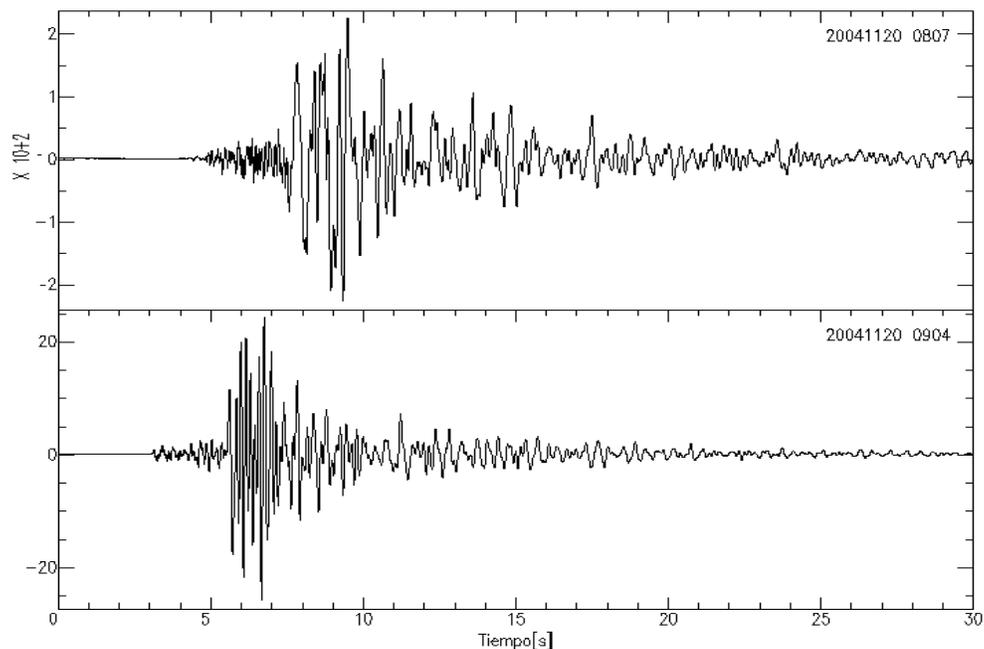


Figura 2. Formas de onda de la componente NS del evento principal, 200411200807, (arriba) y de una de sus réplicas, 200411200904, (abajo) en la estación QSP. La escala vertical del evento principal se multiplica por un factor de 100 (indicado por “x10+2”). Ambas amplitudes se dan en gales.

Tabla 2. Algunos parámetros sísmicos del evento principal y el sismo utilizado como elemento en este estudio.

<i>Parámetros</i>	<i>Evento 20041120087</i>	<i>Evento 200411200904</i>
Magnitud (Mw)	6.2	4.0
Profundidad (km)	25	12
PGA-NS (gales)	226.0	25.8
PGA-EW (gales)	218.0	23.7
PGA-UD (gales)	231.0	22.1

El elemento rompe un área pequeña, pero contiene información fundamental de las características del medio por el cual las ondas se han propagado y del sitio que lo registró. Si el área de ruptura de ese evento pequeño fuera equivalente a la del sismo grande, entonces sería posible obtener los

parámetros de la fuente que controlan la ruptura tales como el tiempo de formación (*rise time*) y velocidad de ruptura (*rupture velocity*). El elemento rompe un área pequeña llamada subfalla y la superposición de varias subfallas resulta en el área del evento principal. Esta superposición de subfallas sigue la ley de escalamiento del modelo omega-cuadrado (ω^2) como se muestra en la figura 3.

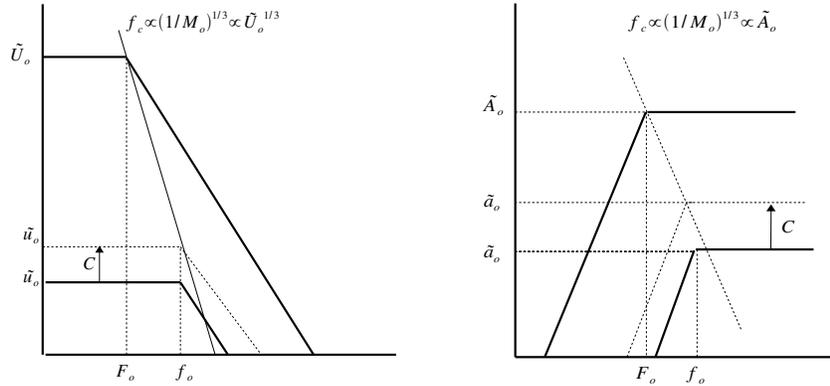


Figura 3. Corrección por las diferencias en la caída de esfuerzos entre el evento largo y el pequeño en el espectro de desplazamiento (izquierda) y el de aceleración (derecho).

La figura 4 muestra una representación esquemática del sistema utilizado para reconstruir un evento mayor. El número de subfallas (N) está dado por fórmulas que relacionan la caída de esfuerzos de ambos sismos y el nivel de aceleración de los espectros.

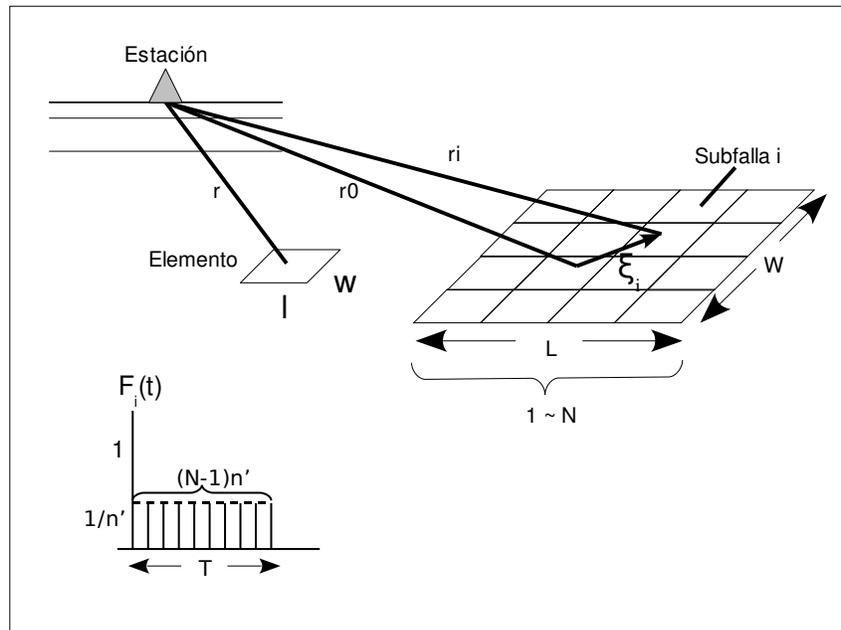


Figura 4. Representación esquemática de los parámetros usados para calcular las funciones empíricas de Green. El área de ruptura del evento principal (sismo grande) y el elemento (sismo pequeño) están definidos por $L*W$ y $l*w$ respectivamente.

El valor de N puede ser obtenido de la relación:

$$\frac{\tilde{U}_0}{\tilde{u}_0} = \frac{M_0}{m_0} \propto N^3 \quad (1)$$

en donde \tilde{U}_0 y \tilde{u}_0 son los niveles planos del espectro de desplazamiento del evento principal y del elemento y M_0 y m_0 los momentos sísmicos del evento principal y del elemento respectivamente. El factor N también se puede obtener de la relación siguiente:

$$\frac{\tilde{A}_0}{\tilde{a}_0} = \left(\frac{\tilde{M}_0}{\tilde{m}_0} \right)^{1/3} \propto N \quad (2)$$

en donde \tilde{A}_0 y \tilde{a}_0 son los niveles planos del espectro de aceleración del sismo principal y del elemento respectivamente. De esta forma, el registro sintético del evento grande, $U(t)$, usando el evento pequeño, $u(t)$, queda dado por

$$U(t) = \sum_{i=j}^N \sum_{j=1}^N \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t-t_{ij}) * u(t) \quad (3)$$

de donde

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n^1} \sum_{k=1}^{(N-1)n^1} \delta \left[\frac{t - (k-1)\tau}{(N-1)n^1} \right] \quad (4)$$

r y r_{ij} son la distancia desde el hipocentro del sismo pequeño y del elemento (i,j) respectivamente al sitio. t_{ij} es la suma del tiempo de demora desde el punto de inicialización de la ruptura al elemento (i,j) , τ es el tiempo de formación del evento principal y n^1 es un entero encargado de desfazar la periodicidad ficticia creada por $\tau/(N-1)$ hacia la alta frecuencia lejos de la frecuencia de interés.

La diferencia en la caída de esfuerzos entre el evento principal y el evento pequeño esta dada por la constante C :

$$C = \frac{\Delta \sigma_L}{\Delta \sigma_S} \quad (5)$$

en donde $\Delta \sigma_L$ es la caída de esfuerzos del evento principal y $\Delta \sigma_S$ la caída de esfuerzos del sismo pequeño. Debido a que los niveles espectrales son afectados por el mismo factor se tiene que

$$\frac{\tilde{U}_o}{\tilde{u}_o} = CN^3 \quad (6)$$

$$\frac{\tilde{A}_o}{\tilde{a}_o} = CN \quad (7)$$

El valor de la ecuación (6) se puede determinar a partir de la baja frecuencia del cociente del espectro del evento principal entre el elemento, mientras que el valor de la ecuación (7) se logra de la parte de la alta frecuencia del mismo cociente.

Resultados usando el elemento 200411200904

El evento que se utilizó como elemento fue una réplica ocurrida a las 9:04 am del 20 de noviembre: 200411200904. Este evento tuvo una magnitud $M_w = 4.0$ y ocurrió a una profundidad de 12 km según el OVSICORI. Para el evento principal, optamos por utilizar el mecanismo reportado por la RSN (Tabla 1).

Debido a que los acelerógrafos tienen un nivel de respuesta plano que va desde los 0.12 a los 47 Hz, se decidió utilizar un ancho de frecuencia de 0.5 a 10.0 Hz para la simulación. Esto porque la señal a bajas frecuencias (menores a 0.5 Hz) introducía una cantidad de ruido importante a la hora de calcular las señales de la velocidad y el desplazamiento.

Los espectros de Fourier se calcularon usando una ventana de 25 s para ambos sismos en las componentes NS y EW. Ambas componentes fueron sumadas vectorialmente para calcular la resultante de la componente horizontal y se procedió a calcular el cociente entre el evento principal y el elemento. La figura 5 muestra el resultado de esta división en las estaciones QSP, FRA y CDN.

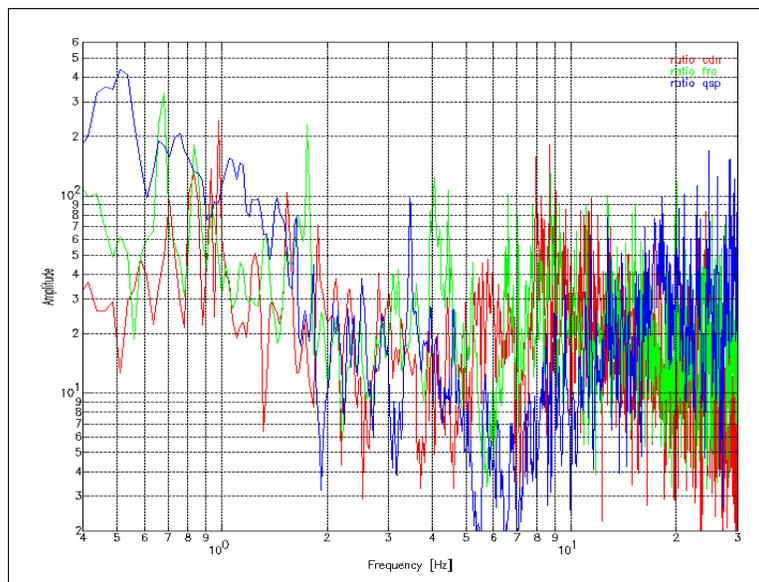


Figura 5. Cocientes espectrales de la resultante de la componente horizontal en las estaciones CDN (rojo), FRA (verde) y QSP (azul).

A partir de estos cocientes se determinó que el producto $CN^3 = 300.0$ en la baja frecuencia y que $CN = 20.0$ en la alta frecuencia. Esto nos indica que N tendría un valor aproximado de 4 mientras que C tendría un valor de 5.

Además del número de subfallas que se utilizan, hay otros parámetros que se deben modificar en las FEG: mecanismo focal del elemento, tamaño del área de ruptura del elemento, tiempo de formación y posición del inicio de ruptura entre otros.

Los parámetros que variamos para buscar el mejor ajuste se muestran en la tabla 3. En cuanto al mecanismo focal que es diferente para ambos eventos, en el método de Irikura (1986) se introduce un factor de corrección que nos permite hacer uso de elementos cuyo mecanismo focal difiere del evento principal.

Tabla 3. Parámetros usados para buscar el mejor ajuste entre el elemento y el evento principal.

Parámetro	Descripción
dx	Ancho de la subfalla
dy	Largo de la subfalla
tra	Tiempo de formación
px	Posición en X del punto de inicio de la ruptura
py	Posición en Y del punto de inicio de la ruptura.

El tamaño o área de cada subfalla se expresa por medio de la multiplicación de su ancho, dx, y su largo, dy. Aunque se prefiere mantener el valor de dx=dy, en nuestro caso procedimos a buscar cada valor independientemente utilizando el método de búsqueda por grilla. Este método es muy sencillo y consiste en una serie de iteraciones en las que a cada momento se varía el tamaño de dx o dy y se calcula el residual y el coeficiente de correlación. También en dicho método incluimos el tiempo de formación, tra, y buscamos aquellos valores para los cuales el residual del registro sintético y observados fueran mínimos.

Se observó que este valor también era sensible a la ubicación del punto de inicio, por lo cual dicho parámetro también fue incluido en la búsqueda por grilla. Al principio, los resultados fueron muy poco consistentes cuando se utilizó el primer plano del mecanismo focal del elemento indicado en la tabla 1. Sin embargo se observó que había una gran mejoría en el ajuste y polaridad del registro sintético y observado en cuanto se asumió el segundo plano como 350/90/0, que es ligeramente diferente al reportado en la tabla 1. También se incrementó la profundidad del elemento de 12 a 15 km.

Las figuras de la 6 a la 9 muestran el resultado en el dominio del tiempo y de la frecuencia. El ajuste parece ser bastante bueno en el desplazamiento, que es nuestro objetivo. Para la velocidad y aceleración, por ser más complejas y contener un alto contenido frecuencial, el ajuste se limita a verificar que el pico de velocidad y aceleración sean similares. Esto también se puede observar en esas figuras.

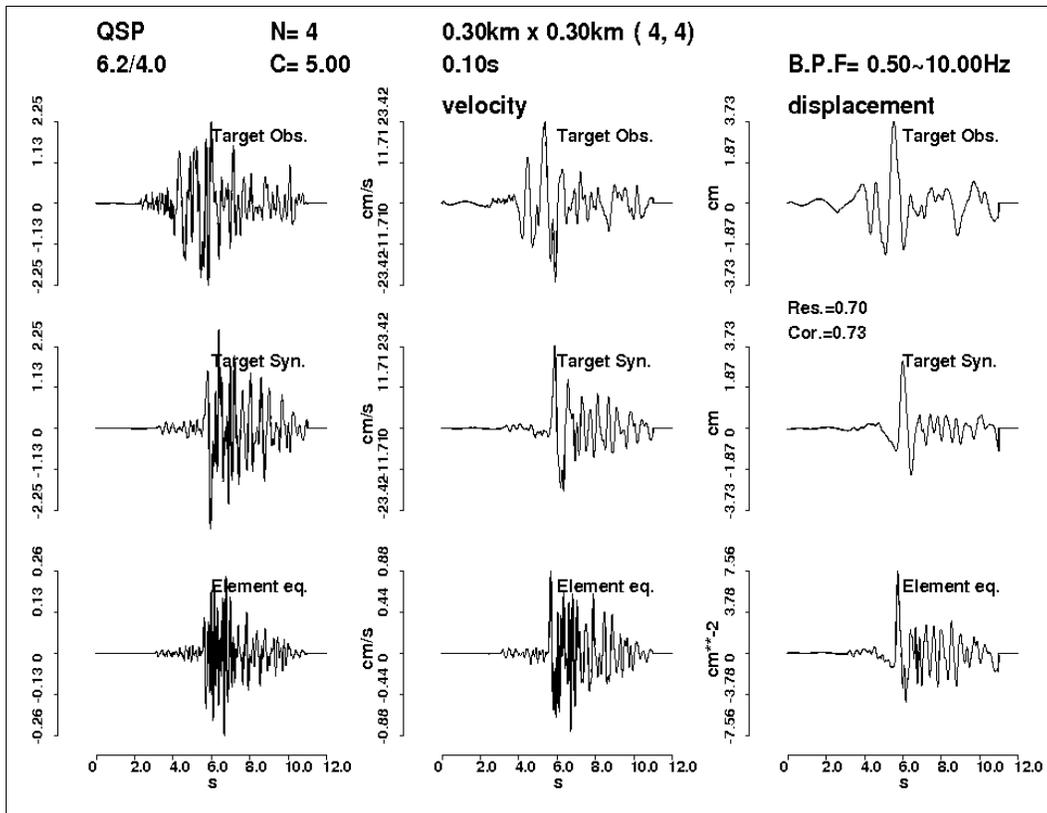


Figura 6. Resultado en el tiempo utilizando la componente NS.

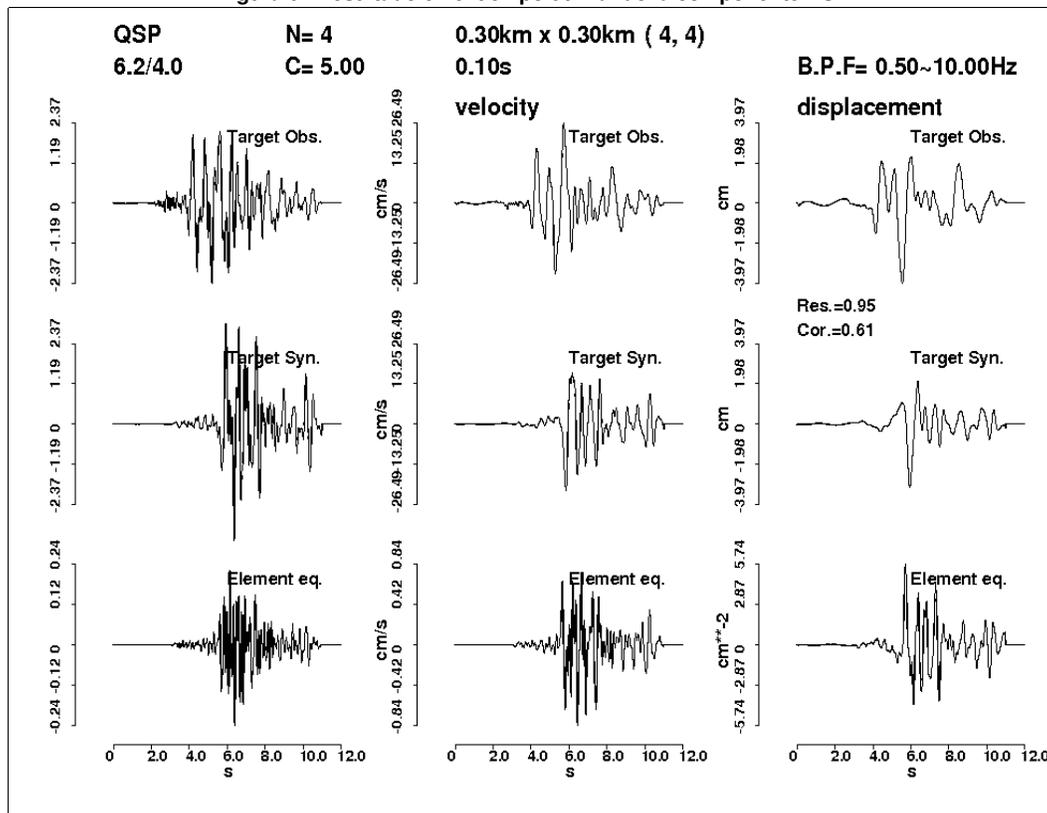


Figura 7. Resultado en el tiempo utilizando la componente EW.

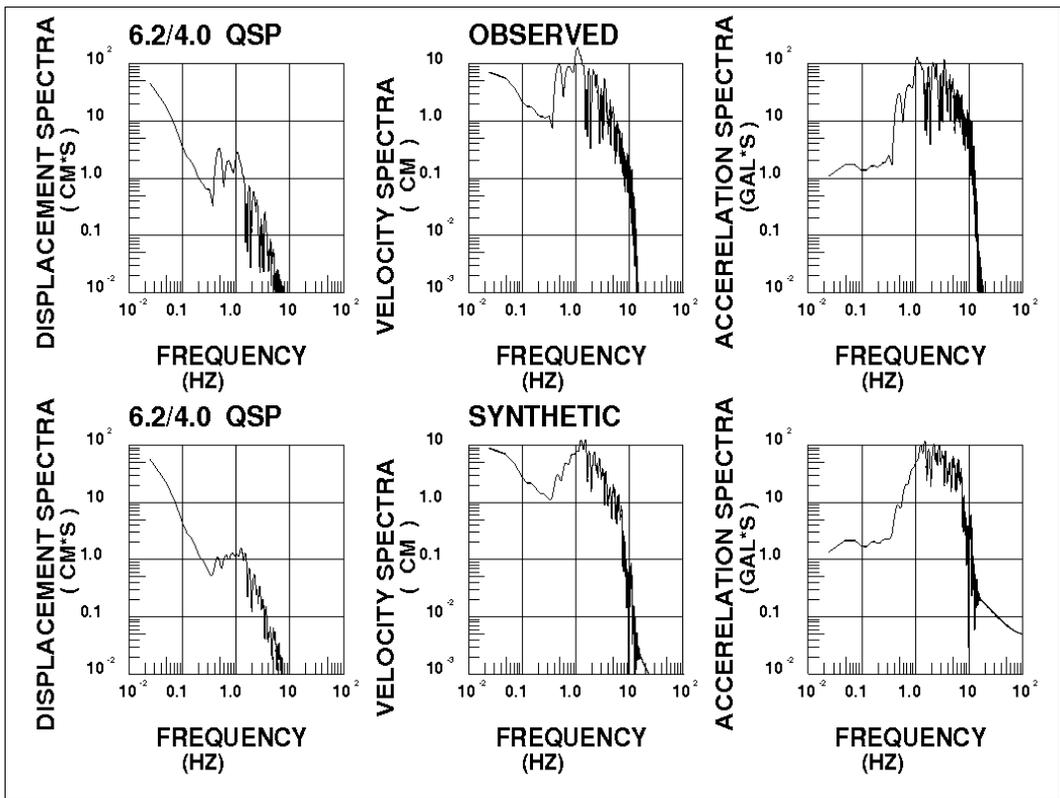


Figura 8. Resultado en la frecuencia utilizando la componente NS.

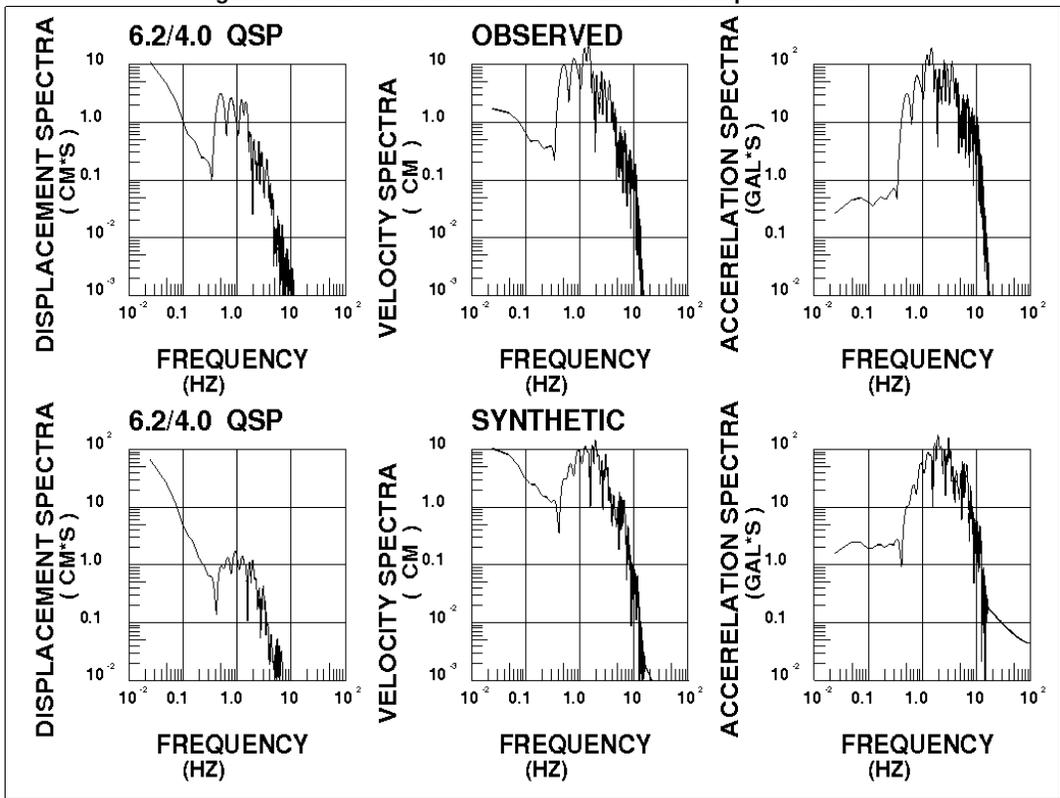


Figura 9. Resultado en la frecuencia utilizando la componente EW.

Tal como se puede ver, el resultado es bueno cuando se asume un área para el elemento de $0.3 \times 0.3 \text{ km}^2$ lo que, teniendo en cuenta que $N \times N = 16$, nos daría un área total de una aspereza de 1.44 km^2 con un tiempo de formación de 0.1 s. Esto nos indica que el área de generación del movimiento fuerte tuvo esos parámetros y que la ruptura se inició en la parte inferior (posición [4,4] en la figura) y se propagó luego en forma lateral y hacia arriba.

El tamaño de la aspereza que hemos obtenido parece ser bastante pequeño en comparación con resultados empíricos obtenidos por otras investigaciones (Somerville et al., 1999). Dentro de las posibles razones está que no hayamos obtenido un resultado total sino parcial. Nuestro elemento nos permite obtener el pico de mayor amplitud, pero no los picos iniciales tal como lo muestra la figura. Esos picos iniciales podrían deberse a la ruptura de una segunda aspereza que nuestro elemento no puede reconstruir y para obtenerla deberíamos asumir un segundo elemento en la simulación.

Resultados usando el método estocástico

La red del Laboratorio de Ingeniería Sísmica registró el evento principal y varias de sus réplicas en la mayoría de sus estaciones. Sin embargo, de las réplicas que se registraron ninguna de ellas poseía su ubicación lo suficientemente cerca del hipocentro como para garantizar una buena simulación. Debido a esa limitante, se procedió a utilizar el método estocástico propuesto por Boore (1983) para simular el evento pequeño. Este método consiste en la convolución del efecto de sitio bajo la estación, el medio de propagación y el de la fuente sísmica tales que:

$$S(t) * M(t) * G(t) = O(t) \quad (8)$$

donde $S(t)$ es el efecto de sitio, $M(t)$ el del medio de propagación y $G(t)$ el de la fuente sísmica. $O(t)$ es el registro observado. En el dominio de las frecuencias la convolución se convierte en una multiplicación y dicha ecuación toma la forma siguiente:

$$S(f) \cdot M(f) \cdot G(f) = O(f) \quad (9)$$

donde $S(f)$ es el espectro de la fuente, $M(f)$ el espectro del medio de propagación y $G(f)$ el espectro de la fuente sísmica. $O(f)$ es el espectro observado. La estación del LIS que se encontraba más cercana al epicentro fue la de QSP ubicada en Quepos. La geología del sitio corresponde a rocas calizas por lo que era de esperarse que la contaminación del registro por los efectos de sitio fuera mínima. De esta forma, el valor del efecto de sitio se podría considerar constante y con un valor de $S(f) = 2.0$ que corresponde al de la superficie libre.

El término $M(f)$, que es uno de los más complejos y difíciles de calcular, se ve influenciado por el factor de calidad, Q , y puede ser representado mediante la siguiente ecuación:

$$M(f) = R^{-1} e^{\frac{-\pi f R}{Q(f)\beta}} \quad (10)$$

donde R es la distancia hipocentral, f la frecuencia, β la velocidad de la onda cortante y $Q(f)$ el factor de calidad en función de la frecuencia. Para efectos de esta simulación, se utilizó un valor de onda cortante de 3.2 km/s y asumimos un valor de Q constante igual a 1000.0.

Un modelo de omega-cuadrado (Aki, 1967) fue asumido para el factor de $G(f)$ utilizando la ecuación:

$$G(f) = \frac{\Omega_0}{\left(1 + \frac{f}{f_0}\right)^2} \quad (11)$$

donde Ω_0 es el nivel plano del espectro de desplazamiento en la baja frecuencia y f_0 es la frecuencia de esquina. El valor de Ω_0 se calcula a partir del valor del momento sísmico, M_0 , del elemento pequeño que queremos simular. En nuestro caso se escogió un evento con magnitud $M_w=4.3$ y mediante la relación empírica dada por la ecuación (12) se estimó el valor de M_0 . (Shearer, 1999)

$$M_0 = 10^{1.5M_w - 16.05} \quad (12)$$

$$\Omega_0 = \frac{M_0 R_{\phi\theta}}{4\pi\rho\beta^3} \quad (13)$$

donde $R_{\phi\theta}$ es el factor de corrección por el patrón de radiación que se asumió como 0.63 (Andrews, 1986) y ρ la densidad media que se asumió de 2.6 g/cm^3 .

El valor de la frecuencia de esquina, f_0 , viene dado por

$$f_0 = 4.9 \cdot 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{(1/3)} \quad (14)$$

donde $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos (Brune, 1970,1971). En nuestro caso este valor fue de 40 bares.

El método de Boore (1983) nos permite ubicar el sismo pequeño muy cerca del punto origen del sismo grande que queremos simular. El resultado es una única señal que necesita ser multiplicada por el patrón de radiación dado por el mecanismo focal para obtener las dos componentes horizontales. Para efectos de este estudio, la señal obtenida se utilizó con el propósito de simular la componente EW del evento principal que fue la que registró el valor más alto de aceleración.

Luego de varios intentos, se obtuvo un resultado aceptable considerando un valor de $dx=0.18$, $dy=0.19$, $tra=0.06$ en la posición (4,4) que se muestra en la figura 10. El ajuste de las componentes es bueno en el desplazamiento, pero solo para el pico máximo en el desplazamiento. Los valores pico de velocidad son similares, aunque en la aceleración el registro sintético tienda a tener un valor mayor que el observado.

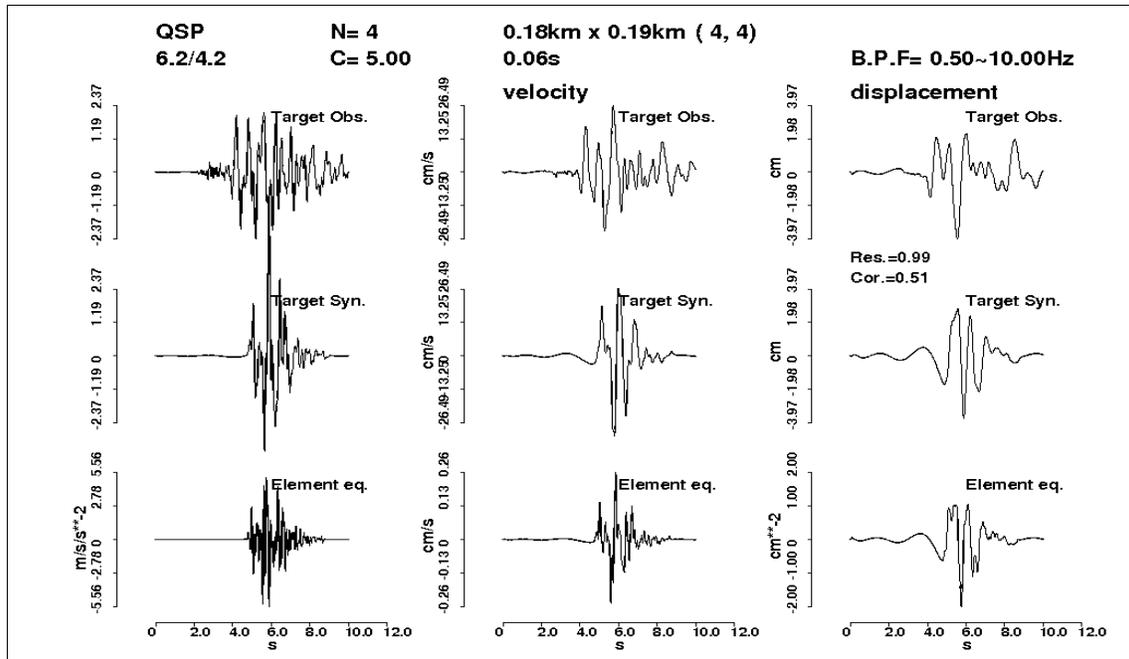


Figura 10. Comparación de resultados observados (línea superior) y sintéticos (línea central) utilizando un evento sintético (línea inferior) en el dominio del tiempo. La primera columna muestra el resultado en la aceleración, la segunda en la velocidad y la tercera en el desplazamiento.

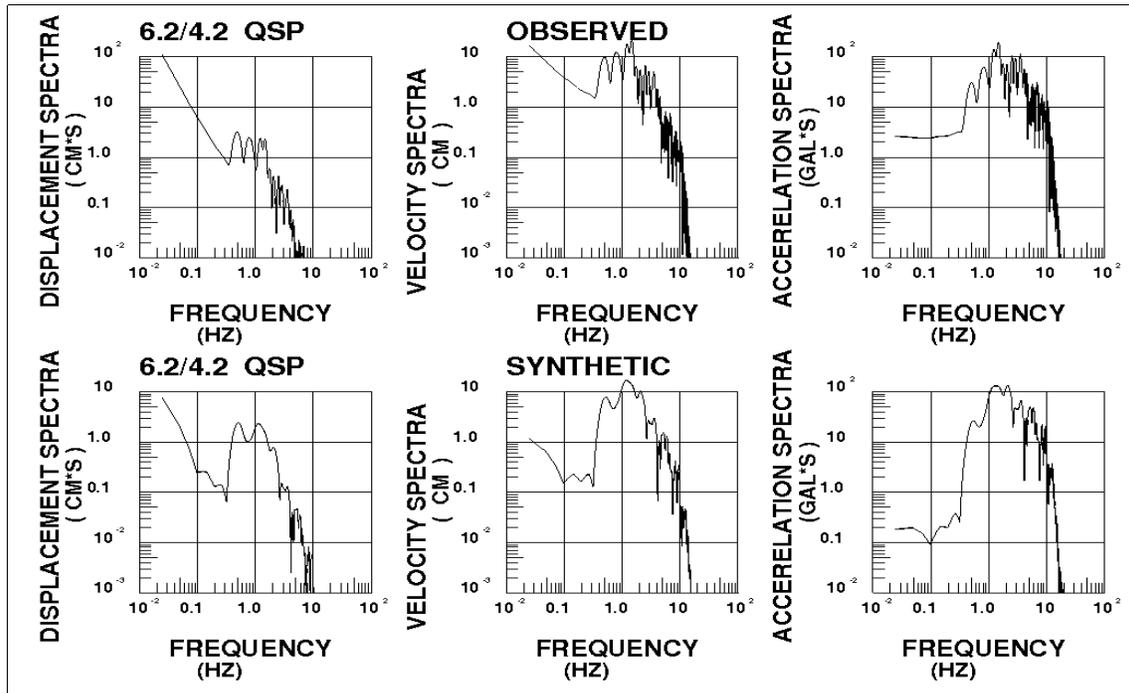


Figura 11. Comparación de resultados observados (línea superior) y sintéticos (línea inferior) en el dominio de la frecuencia. La primera columna muestra el resultado en la aceleración, la segunda en la velocidad y la tercera en el desplazamiento.

El tamaño del área de ruptura es mucho menor que el estimado usando un elemento observado como en el caso anterior. Probablemente nuestra suposición de que el sitio QSP estuviera libre de

efecto de sitio no fuera del todo correcta por lo cual es muy difícil obtener un buen ajuste. Nuevamente sucede que los picos iniciales no se pueden simular satisfactoriamente con un solo evento.

El método se debería emplear para simular el evento principal utilizando otras estaciones, sin embargo, el elemento únicamente fue registrado en dos estaciones más (CDN y FRA) y su resultado fue muy desfavorable, probablemente debido a la distancia y las condiciones locales del suelo bajo las estaciones.

CONCLUSIONES:

Se ha empleado el método de las funciones empíricas de Green para simular el evento de Damas, y se ha llegado a las siguientes conclusiones:

1. Los resultados obtenidos corresponden a la simulación utilizando la estación QSP, por tanto están parcializados hacia ese sitio y probablemente puedan mejorar si se consideraran otros eventos en otras estaciones. Para esta investigación, no se pudo utilizar otras estaciones debido a que el evento usado como elemento fue registrado solamente en CDN y FRA y los ajustes no fueron buenos probablemente debido a efectos de sitio y la lejanía.
2. De acuerdo a nuestros resultados usando QSP, parece ser que el área de ruptura (aspereza) que liberó la mayoría del movimiento fuerte es pequeña en comparación con resultados de otros investigadores. El área obtenida fue de 1.44 km² y el tiempo de formación de 0.1 s.
3. El evento de Damas probablemente consiste en más de una aspereza ya que no se pudo simular los picos iniciales utilizando el elemento seleccionado. Para lograr una simulación más complete, seguramente se hace necesario utilizar otro evento más como elemento y obtener la suma de ambos.
4. La simulación usando funciones estocásticas nos ha permitido comparar los resultados con los del elemento observado, sin embargo, el ajuste no fue tan bueno debido a que el elemento estocástico no contemplaba un efecto de sitio apropiado. Por otra parte, esto parece indicar también que la estación QSP, aunque se halle localizada sobre suelo firme, no está exenta de presentar fenómenos de amplificación.
5. El primer plano del mecanismo focal determinado por la RSN para el evento principal fue el que dio mejores resultados en la simulación. Por otra parte, el segundo plano del evento pequeño determinado por el OVSICORI fue el apropiado para obtener un buen ajuste.
6. Los espectros de desplazamiento, velocidad y aceleración obtenidos sintéticamente muestran bastantes similitudes con los espectros observados en cuanto al contenido frecuencial y a la amplitud.
7. Los resultados obtenidos en este estudio indican que los eventos pequeños obtenidos por la red del LIS pueden ser de gran utilidad para estudiar los parámetros de la fuente de sismos mucho más grandes. Esto es importante ya que en el pasado los eventos pequeños no eran registrados porque no se contaba con equipo digital de alta definición como en el presente.

8. Se recomienda continuar utilizando el método de las FEG para el estudio de otros eventos importantes en Costa Rica y de esta manera lograr entender el mecanismo que genera estos terremotos.

INFORME FINANCIERO

Para esta investigación, no se solicitaron fondos extra. Se utilizaron únicamente recursos propios del Laboratorio de Ingeniería Sísmica.

REFERENCIAS:

- Aki, K. (1967). Scaling Law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, **72**, 729-740
- Andrews, D.J. (1986). Objective Determination of Source Parameters and Similarity of Earthquakes of Different Size, *Geophysical Monographs* 37, 6, pp259-267.
- Boore, D.M. (1983), Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 6, pp. 1865-1894.
- Brune, J.N. (1970), Tectonic Stress and Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971), Correction, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, 5002
- Irikura, K (1986). Prediction of strong motion acceleration using empirical Green's function, in Proceedings 7th Japan Earthquake Engineering, 151-156.
- Shearer, P.(1999). Introduction to seismology, Cambridge University Press, 260 pp.
- 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.