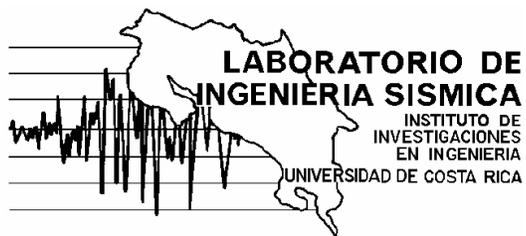


Universidad de Costa Rica
Instituto de Investigaciones en Ingeniería
Laboratorio de Ingeniería Sísmica



Informe final de investigación:
**Simulación de un escenario del terremoto de Cartago de 1910,
No. 731-A8-160**

Responsable:
Aarón Moya Fernández

31 de agosto del 2009

**UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN INGENIERÍA
LABORATORIO DE INGENIERÍA SÍSMICA (LIS)**

INFORME FINAL DEL PROYECTO: Simulación de un escenario del terremoto de Cartago de 1910, No. 731-A8-160

1. Antecedentes

Costa Rica es un país de alta sismicidad y que frecuentemente es sacudida por terremotos de variable intensidad. La causa principal de la alta actividad sísmica es el proceso de subducción de la placa cocos bajo la caribe a lo largo del litoral pacífico. El empuje constantes en direcciones opuestas de ambas placas tiene como consecuencia que la energía elástica se concentre en diferentes puntos. La energía se almacene en forma de energía potencial que, cuando se llegue al límite elástico de las rocas, romperá súbitamente liberando esa energía misma en forma de calor y ondas sísmicas.

El fenómeno de subducción es entonces el principal motor de la sismicidad de Costa Rica y actúa a lo largo del pacífico pero no en forma exclusiva. Ante el incremento de la presión de ambas placas, la energía potencial también tiende a concentrarse lejos de la fosa Mesoamericana tierra adentro. Cuando esos esfuerzos indirectos se acumulan en zonas de debilidad cortical como lo son las fallas locales, estas cederán ante la presión y generarán también terremotos.

Los terremotos que ocurren en Costa Rica son entonces de dos tipos principales, aquellos producidos en forma directa por la subducción y los producidos en forma indirecta por fallas locales. Existe un grupo pequeño que también son los volcánicos, pero esos tienen sus orígenes en otro tipo de fenómenos más localizados.

Los terremotos originados por subducción tenderían a ser de mayor magnitud ya que la magnitud de un sismo está en relación directa con el tamaño de la falla que lo causa. Los sismos ocasionados por fallamiento local, por el contrario, tenderían a ser menores ya que la longitud de las fallas es menor. Sin embargo, los sismos por fallas locales pueden llegar a ser aún más destructivos que un sismo por subducción debido a la proximidad de las fallas a los centros urbanos. Es decir, un sismo de mediana magnitud podría ocasionara un daño mucho mayor que un sismo de magnitud grande si la ubicación de la falla causativa está cerca de centros densamente poblados. En nuestro país el caso más evidente ha sido el terremoto que destruyó Cartago el 4 de mayo de 1910.

En esa fecha, un sismo de aproximadamente magnitud MI 5.4 (Montero & Miyamura, 1981) con epicentro ubicado en la Falla de Agua Caliente produjo aceleraciones del terreno lo suficientemente grandes como para destruir estructuras bastante sólidas según consta en los registros fotográficos de la época y causar la muerte a más de 300 personas (Montero & Miyamura, 1981).

Este evento es importante no solo desde el punto de vista económico y social, sino también por las siguientes observaciones:

1. El sismo no ocurrió como un evento aislado, sino que se habían presentado varios eventos con anterioridad. La actividad sísmica inició el 13 de abril (Montero & Miyamura, 1981) y luego de ese día se sucedieron otros temblores sentidos por la población. Muy probablemente algunos de esos sismos eran precursores.
2. Las personas escucharon retumbar la tierra lo cual es indicativo de que la fuente sísmica se debía encontrar relativamente cerca de la superficie.

3. En el trabajo por Montero & Miyamura (1981) se observa que las intensidades sísmicas fueron grandes en el área epicentral y que estas disminuyeron significativamente con la distancia lo que es indicativo de eventos someros.
4. San José no sufrió daños tan cuantiosos como Cartago aún cuando ambas ciudades están a escasos 20 km de distancia. Esto indica que el epicentro estuvo mucho más cerca de Cartago que de San José, pero además que la liberación de la energía tuvo que ser muy localizada, quizás como en el caso del terremoto de Cinchona del 2009.

Estas observaciones nos permiten delimitar bastante bien la ubicación del posible epicentro del terremoto del 4 de mayo de 1910 en la zona sur de Cartago. Los estudios que se han realizado en la zona de la Falla de Agua Caliente por Fernández & Montero (2002) y Montero et al. (2006) indican que esta es de una falla de tipo rumbo con desplazamiento cercano al E-W. Los mismos autores sugieren que la concentración de la sismicidad observada durante los años 1984 y 2005 en la zona de cambio de rumbo de dicha falla hacia el oeste muy probablemente esté asociada a una zona de acumulación de esfuerzos de una barrera que en el pasado fue un sitio donde terminó la ruptura de un evento importante.

La actividad de los terremotos de 1990 en Puriscal y que afectaron especialmente la ciudad de Alajuela, 1993 en Pejibaye de Turrialba y el reciente terremoto de Cinchona del 2009 hacen necesario que se evalúe la peligrosidad de fallamiento local cerca de centros urbanos mediante la predicción de movimiento fuerte. Estos terremotos que se mencionan corresponden todos al período instrumental que ha hecho posible que contemos con registros acelerográficos para su estudio. Sin embargo, esta es una limitante cuando nos referimos a un sismo como el de Cartago en una época en que no se contaba con ese tipo de tecnología.

No existe un registro acelerográfico del terremoto del 4 de mayo de 1910, sin embargo, la ubicación del evento, la falla causativa que ha sido estudiada por otros autores tales como y el desarrollo de métodos de predicción de movimiento fuerte usando modelos estocásticos (Boore, 1983; Atkinson & Motazedian, 2005) pueden ser utilizados para obtener un registro sintético.

1.1 Objetivos principales del proyecto

General:

Reconstruir un registro acelerográfico de un escenario del terremoto de Cartago de 1910

Específicos:

Dibujar el área de ruptura en función de la longitud de la falla

Evaluar el tipo de movimiento del suelo en sitios donde el LIS tuviera instrumentos acelerográficos instalados

Obtener registros sintéticos del evento principal en la aceleración, velocidad y desplazamiento

1.2 Vigencia del proyecto

Del 2007.07.01 al 2009.08.31

1.3 Investigadores y Carga Académica

Aarón Moya Fernández, 10 h

Víctor Schmidt D., 5 h

2. Realización del proyecto

2.1 Métodos utilizados

Los cálculos del registro sintético se llevaron a cabo usando el programa EXSIM (Motazedian & Atkinson, 2005). El programa se basa en el método estocástico popularizado por Boore (1983, 2005) en el cual se obtiene un registro sintético que representa un valor medio del comportamiento del suelo mediante la multiplicación de los efectos de la fuente sísmica, el medio de propagación y los efectos de sitio (Fig 1).

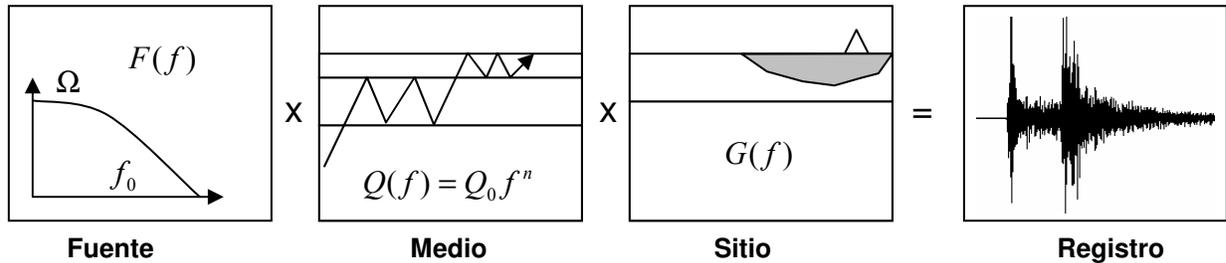


Figura 1. Esquematación de las partes más importantes de un modelado estocástico. La fuente sísmica se multiplica por el efecto de propagación y el efecto de sitio para obtener un registro sintético. La fuente está dada por un nivel plano y una frecuencia de esquina, el efecto de propagación por la distancia, R, y el valor de la atenuación, Q. El efecto de sitio se obtiene de observaciones realizadas a lo largo del tiempo con sismos registrados *in situ*.

La fuente sísmica es comúnmente modelada como una fuente puntual representada por el momento sísmico y la frecuencia de esquina. El medio de propagación está representado por el valor de la atenuación Q y la distancia de cada estación al hipocentro. El efecto de sitio se obtiene a partir de cocientes espectrales de sedimento contra roca (Borchert, 1970) o la razón de la componente horizontal contra la vertical (Lermo & Chávez-García, 1993), inversiones de cocientes espectrales (Moya, 2009) e incluso simulaciones numéricas.

Dentro de los parámetros que requiere el programa EXSIM para simular el movimiento del suelo se encuentran el tamaño de la falla, su orientación, el valor de la atenuación de la alta frecuencia dado por kappa y la caída de esfuerzos. Todos estos valores se pueden obtener de investigaciones previas, pero el valor de kappa y el efecto de sitio absoluto es calculado en este estudio. La metodología de la obtención de kappa y los efectos de sitio se detalla a continuación.

2.1.1 Kappa

Anderson & Hough (1984) propusieron un método para estudiar los efectos de sitio al introducir un nuevo parámetro que llamaron kappa, κ . Ellos sugirieron que la forma del espectro de aceleración, $A(f)$ arriba de una frecuencia dada, f_e , podía ser expresado por un decaimiento exponencial:

$$A(f) \propto A_0 e^{-\pi \kappa f} \text{ para todo } f > f_e \quad (1)$$

En donde f_e es el punto a partir del cual la forma asintótica se alcanza y κ es el factor de decaimiento exponencial. κ estaría controlado por dos factores: el efecto de sitio y la distancia hipocentral de la siguiente forma:

$$\kappa = \kappa_0 + \kappa_r \quad (2)$$

κ_r depende de la distancia hypocentral mientras que κ_0 es debido a la atenuación de estratos meteorizados cerca de la superficie y por tanto del efecto de sitio.

En este estudio se utilizan los registros de varias estaciones del Laboratorio de Ingeniería Sísmica para calcular el valor de κ_0 y asociarlo con la geología local con el objetivo de usar las estimaciones para obtener simular escenarios de diferentes terremotos usando métodos estocásticos como los propuestos por Motazedian & Atkinson (2005).

2.1.1.1 Metodología

El Laboratorio de Ingeniería Sísmica ha operado una red de acelerógrafos desde hace más de dos décadas. A lo largo de todo este tiempo se ha logrado acumular una cantidad importante de información de terremotos cercanos y lejanos, destructivos y no destructivos. Por ejemplo, muchos de los eventos fuertes ocurridos en la década de 1990 fueron registrados en sitios ubicados en el centro de ciudades como es el caso de la estación CCTG en el Parque Central de Cartago. La información recopilada en esos sitios puede ser utilizada para estudiar la alta frecuencia y caracterizar mejor el sitio no solamente en base a la amplitud de la señal sísmica como se ha hecho en otros estudios (Schmidt et al., 2003; Moya, 2009) sino también en base al grado de atenuación que estos presentan.

Las estaciones del LIS utilizadas en este estudio se muestran en la figura 2. La selección de las mismas se basó primero en el número de eventos y luego en la calidad de los registros. Específicamente se tomaron aquellos registros que mostraran claramente el arribo de las ondas S. El total de registros utilizados por cada estación se muestra en el Cuadro 1 así como el tipo de geología superficial en cada una de ellas.

Cada registro fue graficado para seleccionar el tiempo de arribo de la onda S. A partir de ese instante, se tomó una ventana de tiempo de 4 s, se aplicó un taper de coseno y se calculó el espectro de amplitud de Fourier de las componentes horizontales (NS y EW). Se aplicó un suavizado logarítmico de un 20%. Finalmente, se tomó la suma vectorial, $O(f)$, dada por la siguiente ecuación:

$$O(f) = \sqrt{NS(f)^2 + EW(f)^2} \quad (3)$$

El espectro de aceleración de cada evento se graficó en escala logarítmica en el eje vertical (la amplitud) mientras que en lineal en el eje horizontal (la frecuencia). Una recta de mejor ajuste fue usando mínimos cuadrados fue calculada entre las frecuencias 5 a 20 Hz en los casos en que se podía observar un decaimiento relativamente suave, es decir, sin interferencias fuertes de efectos de sitio. La figura 3 muestra un ejemplo de los ajustes realizados en 8 de los espectros de la estación AALJ.

Kappa posee un componente que no solamente depende del efecto de sitio sino también del medio de propagación. Esto se representa mediante la ecuación (2). La forma de obtener el término κ_0 es graficando cada valor individual de κ obtenido para cada sismo en función de la distancia.

El valor de la intercepción con el eje vertical corresponde al valor de κ debido al efecto de sitio o κ_0 .

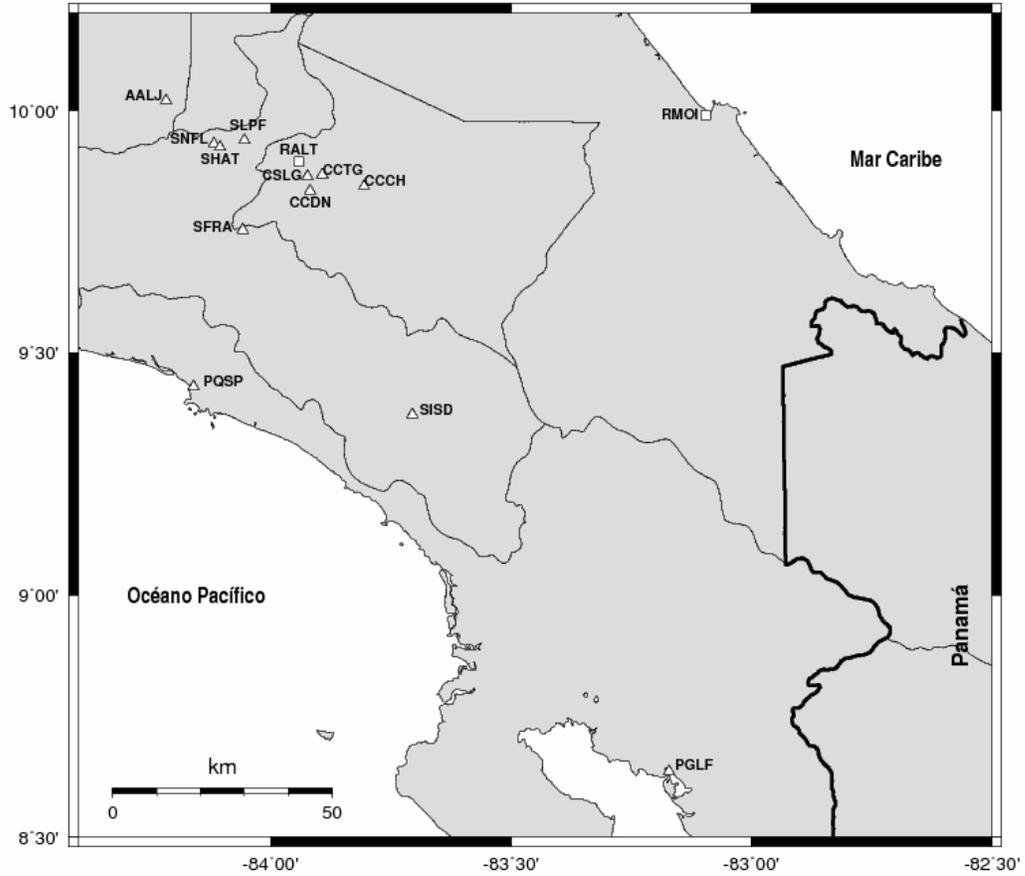


Figura 2. Ubicación de las estaciones utilizadas para estimar el parámetro kappa.

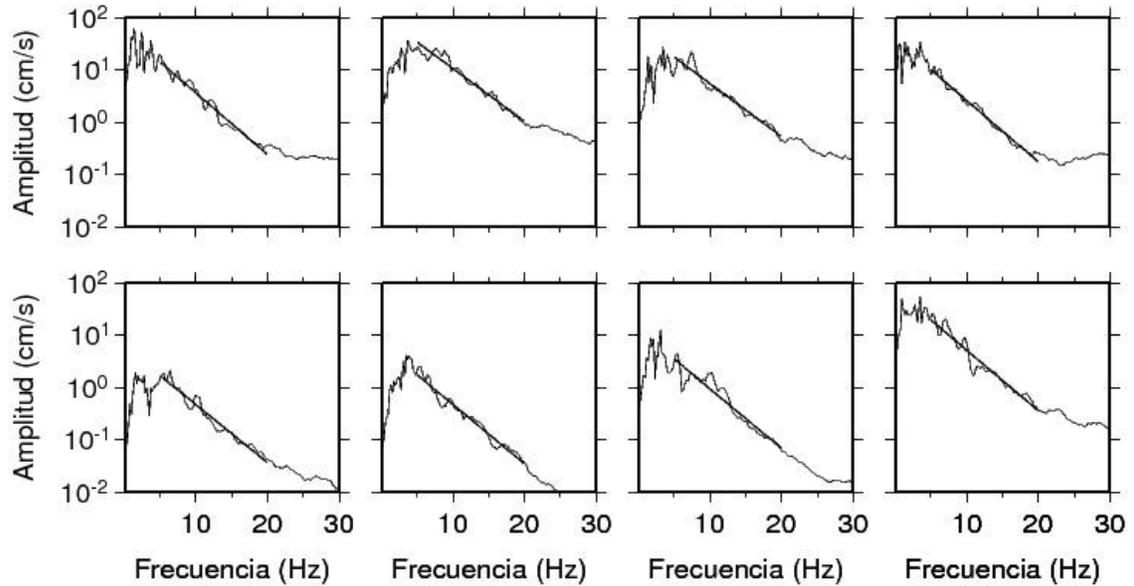


Figura 3. Ejemplos de recta de mejor ajuste para ocho registros seleccionados de la estación de AALJ.

Cuadro 1. Número de registros utilizados en la determinación del valor de kappa por cada estación.

Estación	No eventos	Geología superficial
AALJ	8	Lahares (brechas, arenas y arcillas)
CCCH	7	Lavas
CCDN	17	Rocas calizas, areniscas y lutitas de origen aluvial y coluvial
CCTG	11	Lahares (brechas, arenas y arcillas)
CSLG	15	Lahares (brechas, arenas y arcillas)
PGLF	20	Brechas basálticas con sedimentos pelágicos incluidos
PQSP	26	Basaltos y aglomerados de basaltos
RALT	11	Andesitas, dacitas y tobas
RMOI	9	Areniscas, conglomerados y arrecifes coralinos
SFRA	61	Andesitas y flujos piroclásticos
SHAT	10	No disponible
SISD	6	Lutitas, areniscas y conglomerados
SLPF	20	Lahares (brechas, arenas y arcillas)
SNFL	21	Lavas

2.1.1.2. Resultados

La figura 4 muestra la dependencia de kappa con la distancia y los valores de κ_0 se muestran en el cuadro 2. A pesar de que se tiene un número grande de registros en SHAT, PGLF y RMOI, no se puede observar una clara tendencia de kappa en función de la distancia. En estos tres sitios el valor de κ_0 se puede considerar que está en el rango 0.08 – 0.1 s asumiendo que el valor de la pendiente sea de cero (Cuadro 2).

Cuadro 2. Cálculo del factor κ_0 .

Estación	Pendiente	Intersección (κ_0)
AALJ	1.2e-4	0.10
CCCH	4.9e-4	0.058
CCDN	1.2e-5	0.075
CCTG	1.4e-4	0.096
CSLG	2.1e-4	0.13
PGLF	--	0.08 ^(*)
PQSP	1.6e-4	0.13
RALT	2.8e-4	0.064
RMOI	--	0.08 ^(*)
SFRA	3.4e-4	0.046
SHAT	--	0.1 ^(*)
SISD	--	--
SLPF	6.6e-4	0.032
SNFL	3.5e-4	0.048

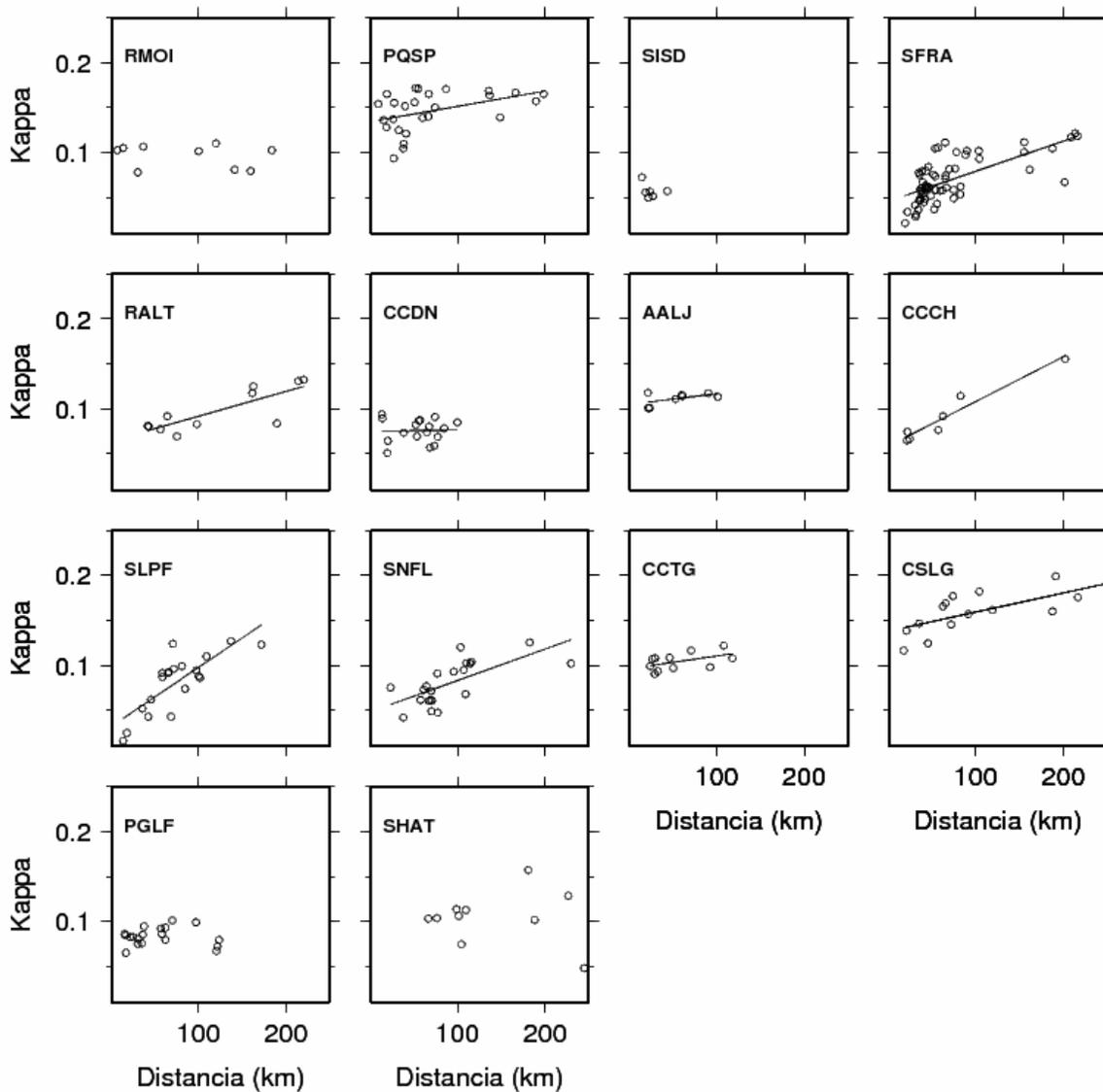


Figura 4. Kappa en función de la distancia hipocentral. Se ve claramente una dependencia marcada para varias de las estaciones mientras que para otras el valor es más bien constante.

Estaciones como SISD y AALJ hacen difícil la determinación de κ_0 ya que debido principalmente a los pocos registros que se pudieron utilizar. Probablemente haya otros factores que afecten el valor de la atenuación en esos sitios como fuertes efectos de sitio. Alajuela, por ejemplo, posee niveles de amplificación importantes de acuerdo con estudios realizados por Moya (2009) en la determinación de los efectos de sitio para varias estaciones.

Los valores de κ_0 en las estaciones SFRA y SLPF son 0.046 y 0.032 s respectivamente. Esto quiere decir que existe mayor nivel de atenuación local en SFRA que en SLPF. Los valores de estas dos estaciones son solamente comparables con los catalogados como roca por Boore & Joyner (1997) ya que también son los más bajos de todo el resto de estaciones. Por otro lado, SFRA se ubica al sur de San José en una zona muy montañosa que probablemente puede tener algún tipo de influencia de carácter topográfico mientras que SLPF se encuentra en el centro del

campus universitario Rodrigo Facio, al oeste de San José donde la geología predominante es de tipo lahar.

El caso de CCCH es muy interesante porque se trata de un sitio ubicado sobre lavas (Cuadro 1) cerca del embalse de la represa hidroeléctrica de Cachí. Este sitio da un valor de 0.058s comparado con el de SNFL que es de 0.048s. SNFL se ubica cerca del cañón del río Virilla al suroeste de San José (Schmidt et al, 2003) y se puede considerar que ambos sitios comparten en común la ubicación cerca de un cañón. A primera vista pareciera que SNFL atenuaría menos que CCCH, sin embargo, en SNFL hay sismos a distancias cortas que hacen que el valor de la pendiente (y por tanto de la intersección, κ_0) sean ligeramente inferiores. Quizás con mayor cantidad de observaciones en ese sitio sería posible obtener una línea de mejor ajuste mucho más representativa que la actual.

El sitio de CCDN se ubica al sur de Cartago y de acuerdo con el cuadro 1 se trataría de un sitio relativamente firme lo que generaría valores de κ_0 bajos. Sin embargo, la cantidad limitada de datos a distancias largas (como en el caso de SISD) no permite obtener una línea de tendencia lo suficientemente clara.

Las estaciones de RALT, CSLG y, en menor medida, CCTG muestran una dependencia bastante clara. Los últimos dos sitios están separados uno del otro aproximadamente 500 m, por lo que se podría suponer que las características de amplificación en uno y otro sitio pudieran ser similares. En un trabajo llevado a cabo por Laporte (1994) acerca de la amplificación sísmica de Cartago (específicamente de la estación CCTG) se utilizó un perfil de suelos típico a partir de la descripción de pozos. En ese estudio se simuló la respuesta de la estación CCTG que había registrado los sismos de Piedras Negras en 1990 y Limón en 1991. Se encontraron diferencias en la respuesta para cada sismo ya que tanto la distancia, magnitud y contenido frecuencial son diferentes, pero parece haber un pico característico a los 2 Hz.

RALT está mucho más lejos de esas otras estaciones y posee un valor ligeramente menor, sin embargo, al igual que SFRA, esta estación también está sobre una colina lo cual podría inducirle algún tipo de contaminación por efecto de la topografía.

2.1.2 Efectos de Sitio

Los efectos de sitio son todas aquellas variaciones en amplitud, contenido frecuencial y duración que experimenta una señal sísmica en el sitio de registro. Normalmente tales efectos tienden a amplificar las ondas sísmicas cuando los sedimentos son de baja impedancia como el aluvión o las cuencas sedimentarias. Los sitios ubicados sobre calizas, lavas y granito por el contrario amplifican poco la señal.

Al ser Costa Rica un país tropical con un elevado índice de precipitación y también altamente volcánico, es de esperarse que los suelos sean en su mayoría lo suficientemente suaves como para amplificar las ondas sísmicas cuando ocurre un terremoto. El Valle Central es un buen ejemplo de ello. En Ramírez et al. (1996) se concluye que lugares como San Ramón, Alajuela, el sur de San José y Cartago entre otros están constituidos por suelos muy blandos.

A pesar de que los efectos de sitio son tan importantes, la determinación objetiva de estos es sumamente difícil y se han propuesto numerosas técnicas. Una de las más básicas es la que consiste en dividir el espectro de una señal en suelo contra el mismo espectro de una señal en roca (Borcherdt, 1970). Esta técnica es válida siempre que la distancia de las dos estaciones usadas en el análisis sea mucho menor que la distancia de ambas al hipocentro. Al cumplirse con ese requisito, en el conciente se estarían eliminando otros efectos tales como el medio de propagación y la fuente sísmica.

El resultado del cociente es sin embargo, una estimación relativa porque no se conoce el efecto real del sitio en roca que es usado como referencia.

Otra técnica bastante común es la de dividir la componente horizontal entre la vertical, conocido como H/V. La componente vertical de los registros sísmicos se ha observado que presenta poca amplificación en relación con las componentes horizontales y por esa razón se ha asumido que a la hora de calcularse le cociente H/V este elimina los efectos de la fuente y del medio de propagación. Diversos autores han dedicado importantes trabajos para demostrar la validez de la técnica (Konno & Ohmachi, 1998; Lermo & Chavez-Garcia, 1993).

2.1.2.1 Metodología

En este estudio se optó por la determinación de los efectos de sitio usando Algoritmos Genéticos (AG). Los efectos de sitio fueron determinados a partir de la inversión de la frecuencia de esquina de las fuentes sísmicas. La metodología se basa en la usada por Moya et al. (1998) con la diferencia de que en esta parte se usan eventos sísmicos fuertes. Es decir, se están tomando todos los registros de los terremotos más importantes desde 1990 y todas las estaciones en las que estos fueron registrados.

Los AG son utilizados como una herramienta para optimizar una función hacia un valor máximo o mínimo. Estos se basan en la ley de la evolución propuesta por Darwin mediante la cual los individuos mejor adaptados a un entorno específico son los que tienen mayor oportunidad de sobrevivir. Los AG inician el trabajo con grupos de datos que forman soluciones al problema que se quiere resolver. A estos grupos de datos se les llama poblaciones.

Las poblaciones poseen soluciones que pueden ser muy buenas o no. Un grupo de individuos que presente una solución satisfactoria al problema será tomado de la población original y su material genético será intercambiado con el de otro individuo para ser presentado bajo un nuevo grupo de datos (población) al problema. Esto es, se ha cambiado de una generación anterior (población original) a una nueva generación. Este proceso de selección se repite a través de varias iteraciones (generaciones en el lenguaje de AG) hasta que se logra la mejor combinación de los parámetros que den como resultado un valor mínimo o máximo óptimos.

La forma en que los AG trabajan para alcanzar un valor máximo o mínimo es mediante una función de evaluación. La función de evaluación depende de cada aplicación en la que se trabaje con AG. En nuestro caso, esta función toma el valor de la frecuencia de esquina y del momento sísmico usando la ecuación:

$$F(f) = \frac{\Omega}{\left(1 + \frac{f}{f_o}\right)^2} \quad (4)$$

en donde Ω es el valor del nivel plano y f_o el valor de la frecuencia de esquina. El valor del nivel plano es directamente proporcional al momento sísmico, M_o , que se define como:

$$M_o = \frac{4\pi\rho\beta^3\Omega r}{2R_{\phi\theta}} \quad (5)$$

siendo ρ la densidad (asumido en 2.7 g/cm^3), la β velocidad de la onda S (3.2 km/s), r la distancia hipocentral de cada estación a la fuente, $R_{\theta\theta}$ el factor de patrón de radiación ($\sqrt{2/5}$ de acuerdo a Andrews (1986)) y 2 el valor del efecto de superficie libre.

Debido a que el valor del momento sísmico es determinado en forma precisa por instituciones sismológicas tales como el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), la Red Sismológica Nacional (RSN) o el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), los AG son utilizados en la función de evaluación para determinar el valor de la frecuencia de esquina siguiendo estos pasos:

1. AG propone un valor para la frecuencia de esquina en un rango previamente establecido para cada uno de los sismos. Hay tantos valores de frecuencia de esquina como eventos sísmicos.
2. Se toma el valor de Ω correspondiente a cada sismo y se construye un modelo de fuente sísmica de la forma dada por la ecuación 4.
3. Los efectos de sitio, $S(f)$, de cada una de las estaciones se calculan dividiendo el espectro observado, $O(f)$, entre la fuente sísmica del paso 2.

$$S(f) = \frac{O(f)}{F(f)} \quad (6)$$

4. Supongamos que una estación ha registrado 5 eventos. Entonces se calculan 5 efectos de sitio para ese lugar y se calcula un promedio y una desviación estándar.
5. El total de la desviación estándar en cada sitio se suma y se devuelve a los AG.
6. Los AG propondrán nuevos valores de frecuencia de esquina de forma tal que el valor de la desviación en el paso 5 sea cada vez menor. La figura 5 muestra la forma en que la solución de los AG converge, en nuestro caso, hacia un valor mínimo.

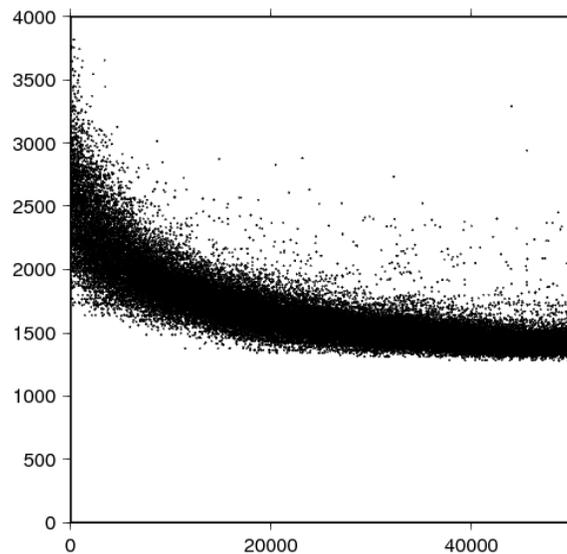


Figura 5. Convergencia de los AG según el número de poblaciones o iteraciones. El valor mínimo se alcanza alrededor de la iteración número 40000 a partir del cual no tiene mayor cambio.

El cuadro 3 muestra los parámetros de ubicación de los sismos utilizados en esta inversión, el número de estaciones en que fue registrado.

Cuadro 3. Parámetros de los sismos utilizados en esta inversión según el Centro Global del Momento Tensor (CMT), la RSN y el OVSICORI.

Fecha	Momento Sísmico (dina-m)	Magnitud (Mw)	Profundidad (km)
199012221727	1.03e+25	6.0	15
199203070154	6.54e+25	6.5	73
199307102041	6.61e+24	6.0	15
199908201002	2.60e+26	6.2	22
200007210153	4.93e+25	6.2	25
200207310017	6.27e+25	6.2	20
200312250711	6.61e+25	6.6	26
200402041159	1.61e+25	5.8	14
200404072023	1.77e+24	5.5	6.6
200411200807	4.61e+25	6.2	25
200512281527	9.87e+23	5.5	43
200811190611	3.01e+25	6.1	32
200901081921	1.65e+25	6.2	6

Cuando el cálculo de los AG haya terminado, se tendrán los valores de la frecuencia de esquina que mejor explican los efectos de sitio en cada estación. Los efectos de sitio serán también valores absolutos de amplificación y no relativos.

2.1.2.2 Resultados

Los resultados de esta sección se muestran en forma gráfica en la siguiente figura. Tal y como se puede ver, el valor de la desviación estándar es bastante pequeño en cada lugar. En prácticamente todas las estaciones el efecto de sitio es bastante importante y difícilmente se podría decir que alguno de ellos fuera roca firme.

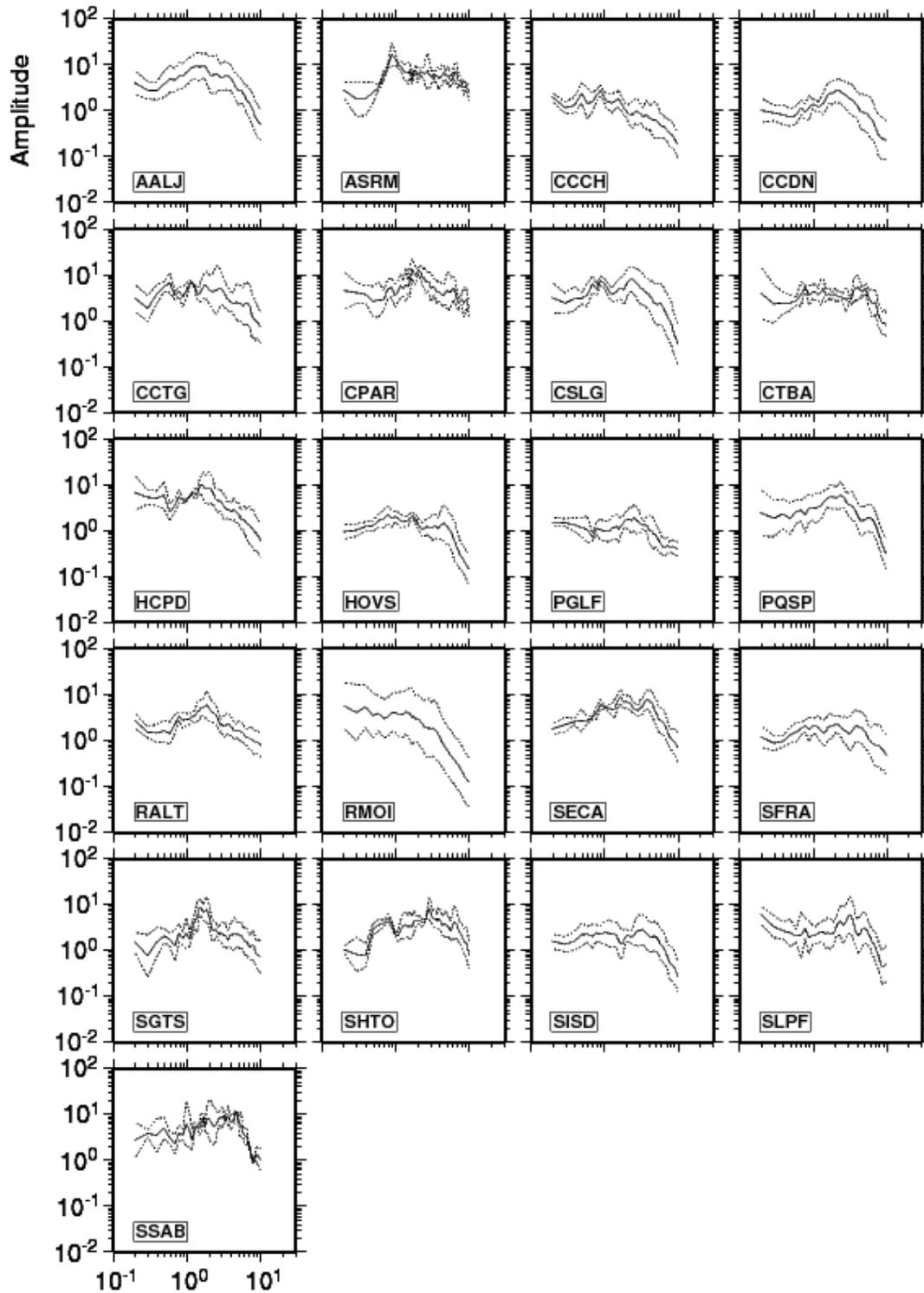


Figura 6. Efectos de sitio estimados usando algoritmos genéticos mediante el mejor ajuste de la inversión de la frecuencia de esquina. En el eje vertical se muestra la amplitud mientras que en el horizontal la frecuencia en Hz.

2.1.3 Simulación

El terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910 fue causado por la falla Agua Caliente al sur de esa ciudad (Montero.& Miyamura, 1981). En este trabajo pretendemos simular el impacto de un sismo con características similares al del 22 de diciembre de 1990 y luego al del 8 de enero del 2009 en dicha falla. Para eso se necesita que primero se simulen los respectivos sismos en los lugares donde fueron registrados para obtener el valor de la caída de esfuerzos que pudo haber tenido cada fuente. Una vez conocida la fuente, esta se utiliza para calcular el registro en cada uno de los sitios cercanos a Cartago pero asumiendo el modelo de la falla de Agua Caliente.

En todos los casos, se utilizó un valor de la atenuación $Q(f) = 231.0f^{0.8}$ que fue obtenida en un estudio anterior por Moya (2009) para Costa Rica. En la atenuación debido a kappa se utilizó un único valor promedio de 0.08 s obtenido con anterioridad.

El porcentaje de pulso es un valor entre 1 y 100% que indica al programa el número de subfallas que se encuentran activas en un momento específico. En este trabajo se asumió que ese número era de 50% para cada uno de los terremotos estudiados.

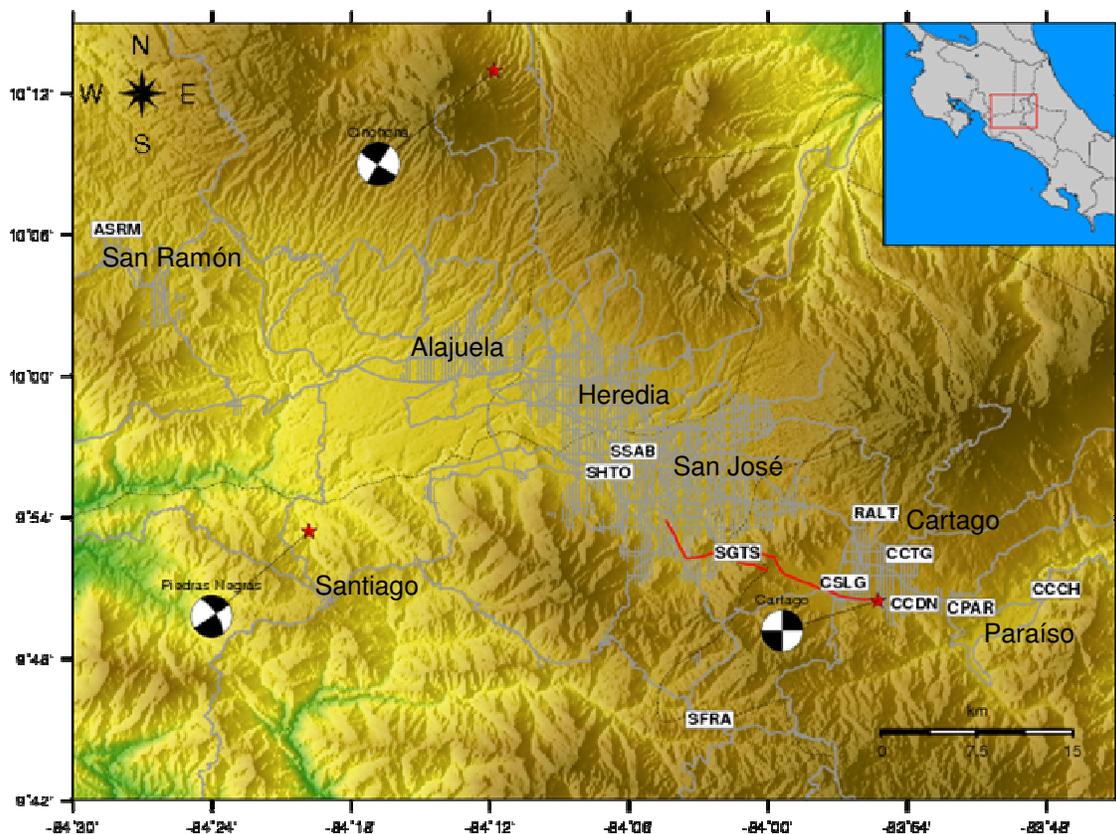


Figura 7. Ubicación de los terremotos de Piedras Negras, Cinchona y Cartago en el Valle Central. La línea roja muestra la traza de la falla Agua Caliente. La ubicación de estaciones acelerográficas se muestra en rectángulos. Los nombres de las principales ciudades se muestran sobre las manchas urbanas.

El terremoto de Piedras Negras ocurrió el 22 de diciembre de 1990. Tuvo una magnitud de 6.0 y una profundidad aproximada de 15 km. Los daños ocasionados por este sismo fueron caudiosos, especialmente en Santiago de Puriscal (cercano al epicentro) y en Alajulea, a más de 20 km de distancia. La aceleración máxima alcanzó los 415 cm/s^2 en una estación ubicada cerca del Parque Central de Alajulea. La falla fue simulada como un rectángulo que tenía una profundidad de 5 km. Por debajo de esos 5 km, el ancho y largo de la falla fueron estimados con base en las relaciones empíricas propuestas por Papazachos et al. (2004) para un terremoto de magnitud 6 que dieron valores de 16 y 8 km respectivamente (Fig. 8).

El tipo de mecanismo de este terremoto se muestra en la figura 7 y es predominantemente el de una falla de rumbo con azimut de 57 y una inclinación de 89 grados (de acuerdo al Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS).

La simulación se realizó usando diferentes valores de caída de esfuerzos así como variando la ubicación del hipocentro dentro del plano de falla. Los valores para los cuales un mejor ajuste fue observado corresponden a una caída de esfuerzos de 350 bares y la ubicación (3,4) dentro de la falla (Fig. 8).

En la simulación del terremoto de Cinchona se utilizaron prácticamente los mismos datos que en el caso del terremoto de Piedras Negras con la diferencia que la caída de esfuerzos fue estimada en 140 bares y el azimut e inclinación de la falla en 123.0 y 87 respectivamente de acuerdo a datos del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Al tratarse de un terremoto con una magnitud mayor a la del sismo de Piedras Negras, el largo de la falla se estimó en 19 km y el ancho en 9 km. La ubicación más favorable para tener un buen ajuste de los datos correspondió a la posición (6,4) dentro del plano de falla (Fig. 8).

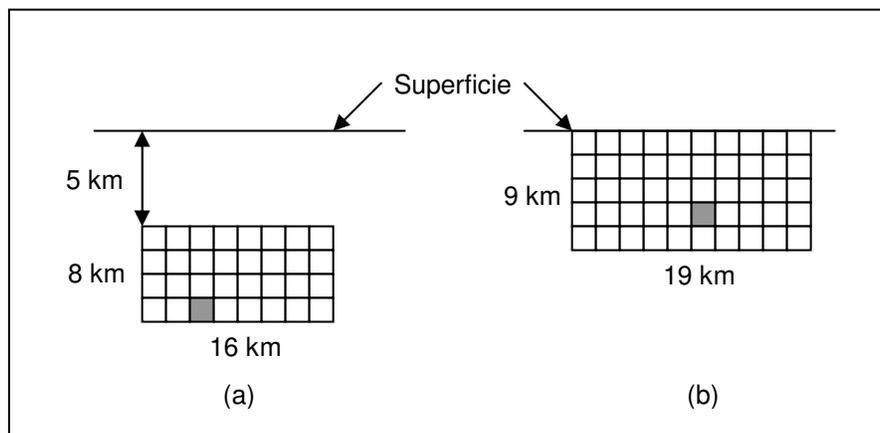


Figura 8. Esquematización del fallamiento en el caso del terremoto de (a) Piedras Negras y (b) Cinchona. En Piedras Negras, la falla se encuentra por debajo de 5 km de la superficie mientras que en Cinchona esta llega a la superficie. El cuadrado relleno muestra la posición del hipocentro calculado como uno de los que dio mejor ajuste en cuanto a duración y valores pico entre los registros simulados y los datos observados.

3. Logros y resultados más relevantes

El resultado para el terremoto de Piedras Negras se muestra en la figura 9. Los valores pico y la duración del evento en cada una de las estaciones es el parámetro de ajuste que se busca. El único sitio en el que los valores máximos no se ajustan bien es en la estación CCTG. En ese sitio hay un pico bastante importante que la simulación no logró reproducir. Probablemente este se deba a efectos del subsuelo profundo que no se contemplan en los efectos de sitio más superficiales. Es decir, puede existir una irregularidad topográfica bajo ese sitio que favorece la amplificación en una frecuencia dada tal como una pequeña cuenca o bien una falla oculta.

El terremoto de Alajuela posee la característica principal que su magnitud fue relativamente moderada y su profundidad no muy somera. Aún así, las aceleraciones registradas durante ese evento fueron mucho mayores que las producidas por el terremoto de Cinchona que tuvo una magnitud mayor y mucho menor profundidad.

A pesar de que las simulaciones estocásticas predicen que los efectos de sitio son uno de los factores más influyentes en los resultados, las diferencias entre los sismos deben ser buscadas en el tipo de fuente sísmica y los parámetros que la controlan tales como el mecanismo focal, la caída de esfuerzos y la profundidad de la misma.

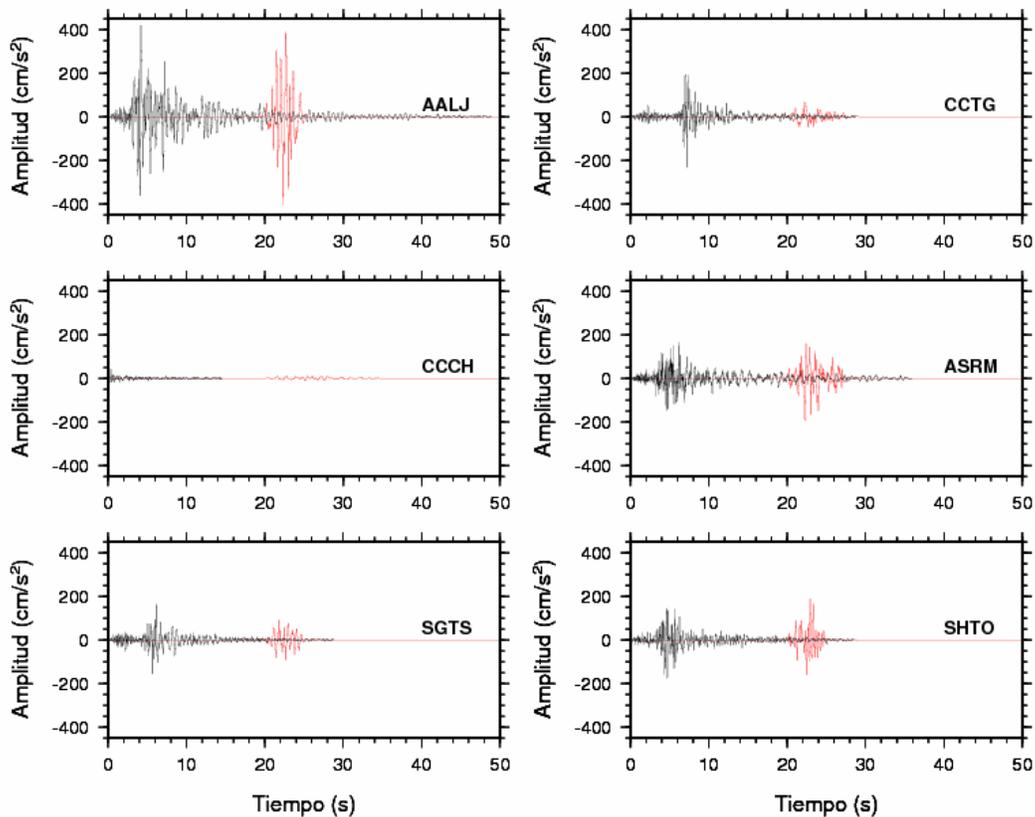


Figura 9. Comparación del registro observado (negro) con el sintético (rojo) en las estaciones que registraron el sismo del 22 de diciembre de 1990.

En el caso del terremoto de Cinchona, el ajuste entre los registros observados y sintéticos es bastante bueno. Estaciones como CCCH y RMOI muestran valores bastante pequeños de aceleración que concuerdan con lo observado en el primer sitio por tratarse de roca y en el segundo por estar tan alejado de la fuente sísmica. La Sabana (estación SSAB) es uno de los sitios que también fue afectado por una fuerte amplificación del suelo a pesar de estar bastante alejado del epicentro. La simulación predice que la amplificación fue debida en buena parte al efecto local del suelo.

Cinchona es un evento importante de entender porque, contrario al sismo de Piedras Negras de 1990, tuvo una profundidad muy somera en forma similar al terremoto de 1910. La cercanía a la superficie de la fuente sísmica contribuyó para que al liberarse la energía esta se enfocara en un área pequeña y ocasionara daños de consideración en zonas inmediatas.

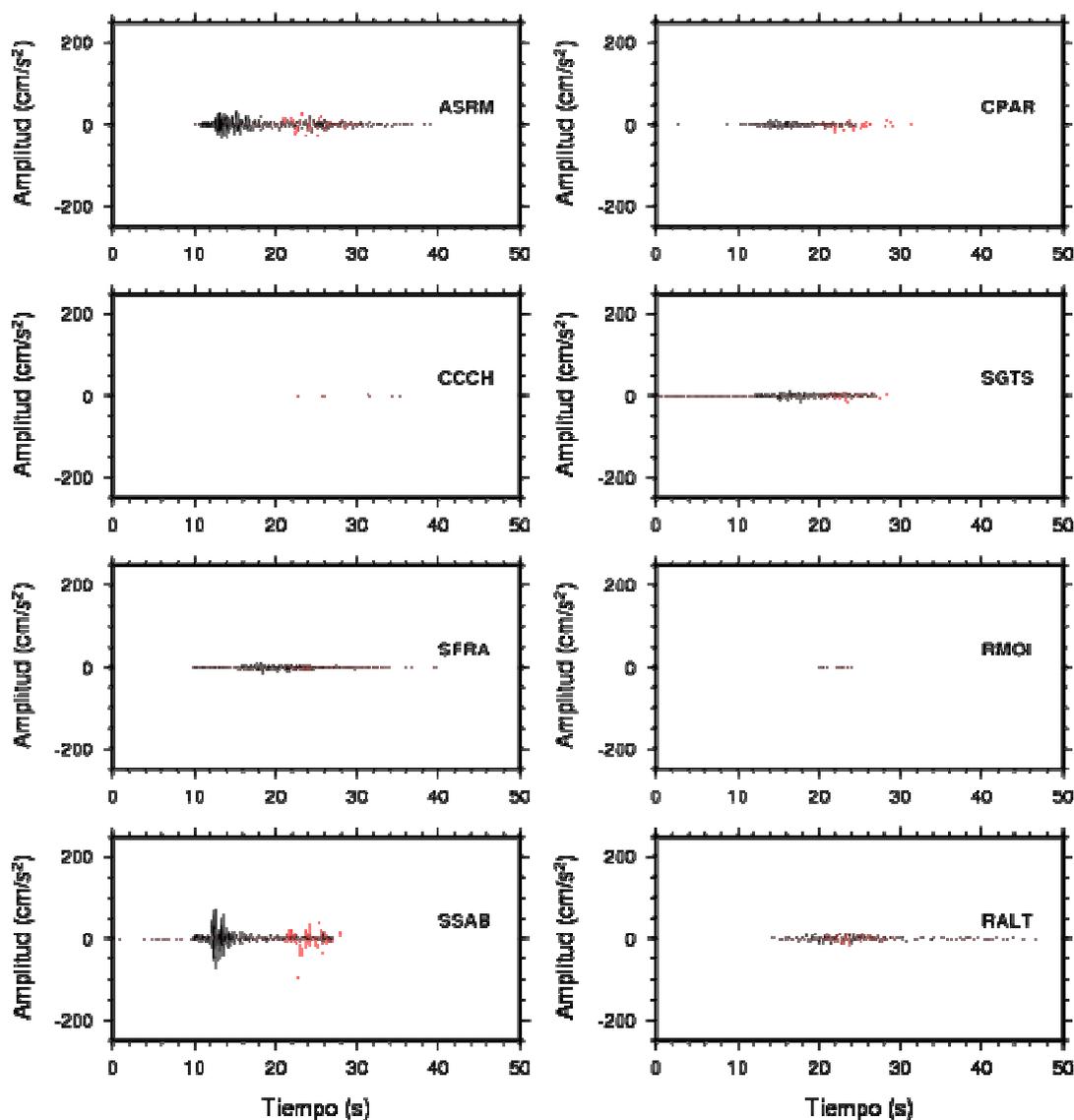


Figura 10. Comparación del registro observado (negro) con el sintético (rojo) en las estaciones que registraron el sismo de Cinchona el 08 de enero del 2009. La estación AALX no es utilizada ya que su efecto de sitio no fue determinado con los algoritmos genéticos por falta de información (la estación es muy nueva y no cuenta con registros suficientes).

Habiéndose estudiado dos de los terremotos recientes más importantes que han ocurrido en el Valle Central, nuestra atención se enfoca ahora en reproducir el terremoto de Cartago en 1910. Para lograr este objetivo, se utilizaron básicamente lo mismos parámetros de falla que los sismos anteriores, pero se asumió un mecanismo focal diferente. Los estudios demuestran que el tipo de movimiento de la falla Agua Caliente es del tipo de rumbo y que esta sigue una dirección aproximadamente este-oeste al sur de Cartago. La inclinación del plano de falla se asumió en 90 y se calculó el impacto de un sismo de magnitud 6.0 (similar al de Alajuela) usando primero el modelo de falla de Piedras Negras y luego el de Cinchona según se muestran en la figura 8.

La figura 11 muestra un acercamiento de la zona de estudio. En ella se pueden ver fallas activas más importantes que se encuentran cerca de Cartago así como la traza de la falla Agua Caliente. Las estaciones en las cuales se calcula el registro sintético son seis: RALT en Ochomogo, CCTG en el Parque Central de Cartago, CSLG en el Colegio San Luis Gonzaga, CCDN en la Ciudad de los Niños al sur de Cartago, CPAR en el recinto de la UCR en Paraíso y CCCH en un costado de la represa de Cachí en Orosí. Se muestran también eventos pequeños que han sido registrados por los acelerógrafos instalados por el LIS en las cercanías de Cartago pero que han tenido magnitudes muy bajas.

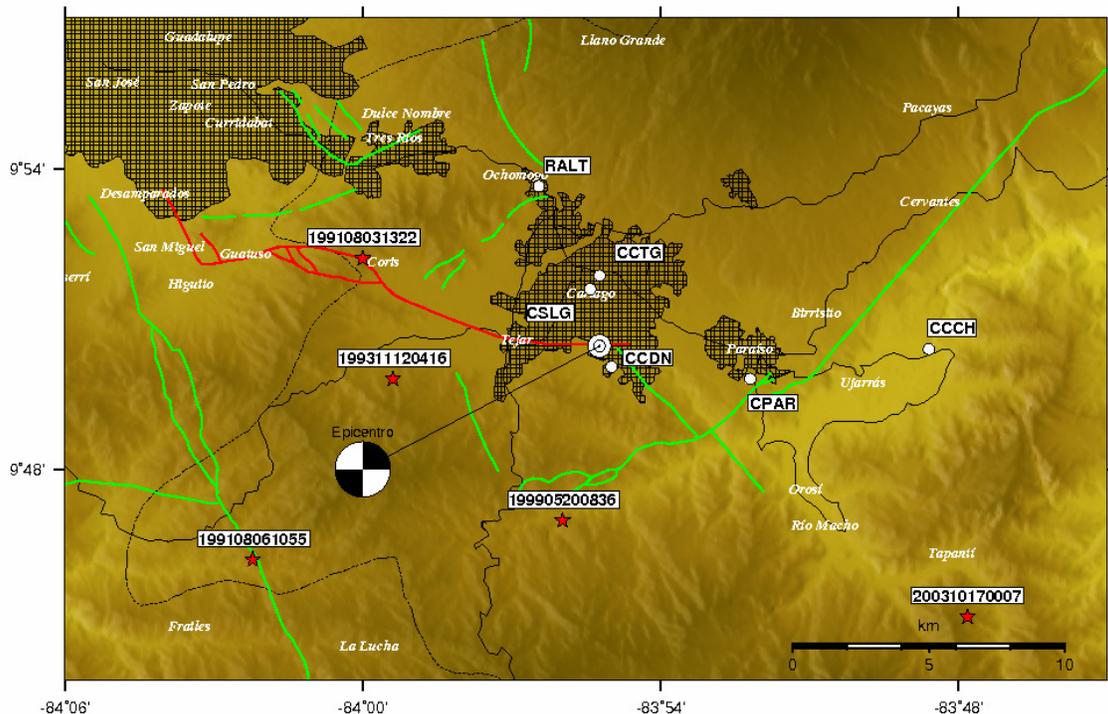


Figura 11. Detalle de la ubicación de las estaciones usadas en la simulación del terremoto de Cartago, epicentro del sismo y la falla Agua Caliente al sur de la ciudad.

De acuerdo a los cálculos numéricos, si un terremoto con las características descritas anteriormente sucediera al sur de Cartago, la aceleración máxima sería de más de 500 cm/s^2 en la ciudad de Paraíso. La razón para esto puede ser que la estación de CPAR estaría ubicada en la dirección en que se propagaría la ruptura de la falla. Es decir, estaría frente a la ruptura y recibiría la energía de esta en forma directa.

La estación CCDN que se encontraría muy cercana a la falla, no experimentaría una amplificación tan grande como si lo harían los sitios dentro de la ciudad como CSLG en el Colegio San Luis Gonzaga y CCTG en el Parque Central. En esos sitios los valores de amplitud serían comparativamente superiores a los que experimentó Alajuela en 1990.

La amplificación en RALT (Ochomogo) sería comparable a la de CCDN lo cual evidencia la influencia de los efectos de sitio en ese lugar a pesar de la distancia.

En cuanto a la duración del movimiento fuerte, el promedio se estima en unos 5 a 6 s de movimiento intenso que fácilmente podría causar daños importantes a la propiedad.

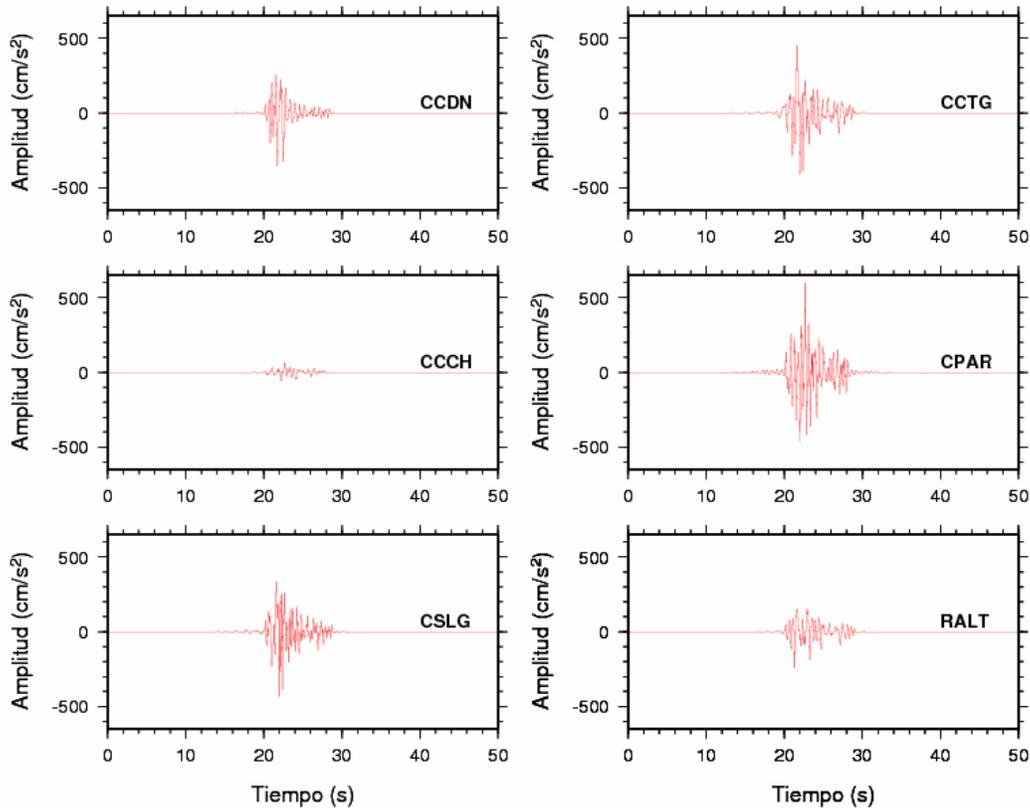


Figura 12. Predicción de aceleración máxima en el caso que un terremoto ocurriera en Cartago con las características del sismo del 22 de abril de 1990.

La figura 13 contiene los resultados del impacto de un terremoto en el sur de Cartago, pero con las características del terremoto de Cinchona. El impacto parece ser menor al del caso de la figura 11 y eso se puede deber a que la caída de esfuerzos que se calculó para Cinchona era muy diferente a la del sismo de Piedras Negras. La duración de la sacudida es menor que en el escenario anterior. Eso se debe a que esta vez se trata de una fuente mucho más somera y ligeramente débil (menor caída de esfuerzos) que en el caso de Piedras Negras.

Se mantiene la tendencia general que es la amplificación en los sitios del centro de la ciudad, CSLG y CCTG, así como la fuerte amplificación en CPAR. Los valores máximos rondan alrededor de los 300 cm/s^2 que no dejan de ser significativos.

Los valores de aceleración simulados usando los dos sismos sugieren que la intensidades máximas se ubicarían en el rango de VI a VIII en el centro de la ciudad de acuerdo a una relación de aceleración propuesta por el USGS para mapas de intensidad basados en aceleraciones máximas registradas. (<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/shakemap/>). Estas estimaciones coinciden con las encontradas por Montero & Miyamura (1981) para este evento.

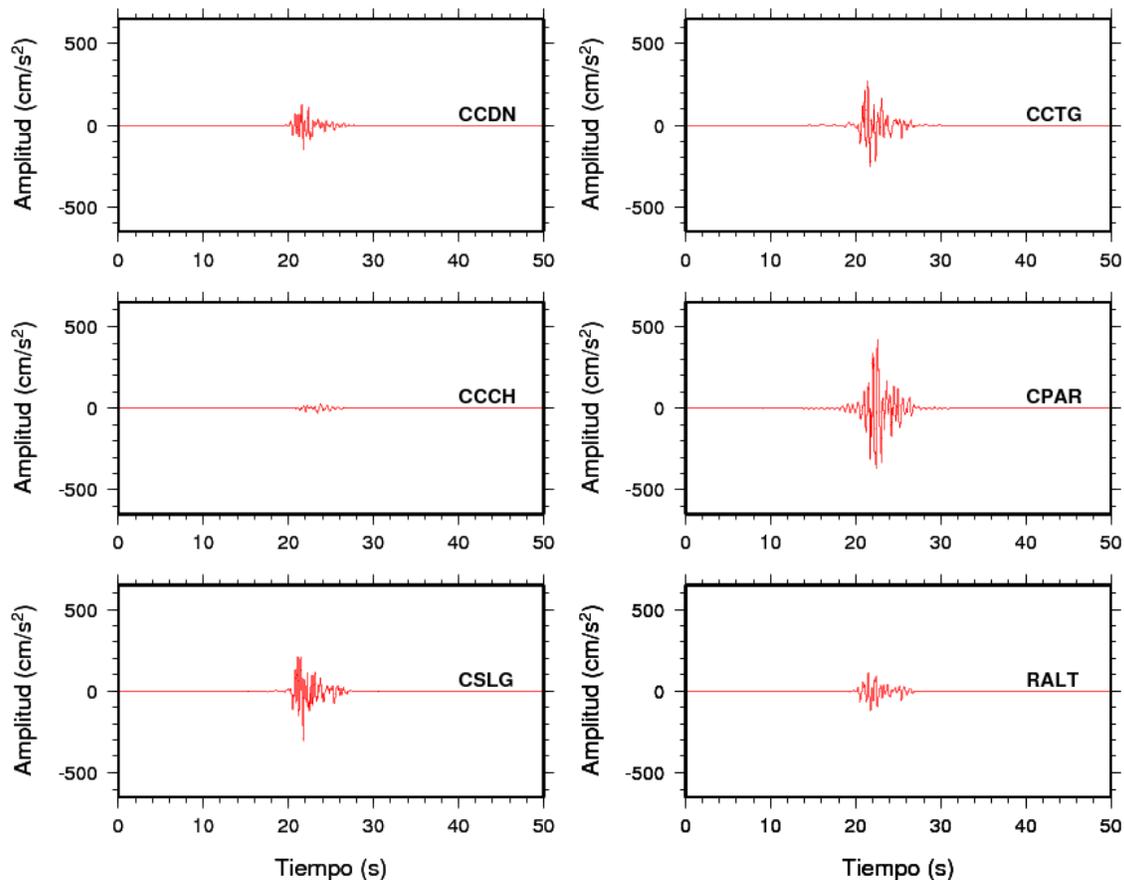


Figura 13. Predicción de aceleración máxima en el caso que un terremoto ocurriera en Cartago con las características del sismo del 8 de enero del 2009.

4. Gastos incurridos y ejecución presupuestaria

Para la realización de este proyecto no se solicitó presupuesto extra.

5. Bibliografía

- Anderson, J.G. & Hough, S.E. (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bulleting of the Seismological Society of America* 74(5), 1969-1994.
- Andrews, D.J., 1986, Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. In: Das, S., Boatwright, J. and Scholtz, C.H. (eds), *Earthquake Source Mechanics*. 5th Maurice Ewing Symposium, American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 259–267.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 173, 1865-1894.
- Boore, D. M., and W. B. Joyner, 1997, Site amplifications for generic rock sites: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 327-341.
- Boore, D. M. (2005). *SMSIM---Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes: Version 2.3---A Revision of OFR 96-80-A*, U.S. Geological Survey Open-File Report.
- Borchert, R. D., 1970. Effect of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.

- Fernández, M. & Montero, W. (2002). Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, Valle Central de Costa Rica, *Revista Geológica de América Central*, 26: 25-37.
- Laporte, M. (1994). Respuesta dinámica de un depósito típico de la Ciudad de Cartago: comparación de un análisis teórico con observaciones de campo. VI Seminario Nacional de Geotecnia.
- Lermo, J., and Chavez-Garcia, F., 1993, Site effect evaluation using spectral ratios with only one station: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 83, p. 1574–1594.
- Konno, K. and Ohmachi, T. (1998), —Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor“, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, N. 1, 228-241.
- Montero, W. & Miyamura, S., (1981). Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central. *Revista Inst. Geográfico Nacional*, Julio-Diciembre: 9-34.
- Montero, W., Barahona, M, Rojas, W. & Taylor, M. (2006). Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 33: 7-27.
- Motazedian, D & Atkinson, G. (2005) "Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3),995-1010.
- Moya, A., J. Aguirre, and K. Irikura (2000). Inversion of source parameters and site effects from strong ground motion records using genetic algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 977-993.
- Moya, A (2009). Inversión de efectos de sitio y factor Q utilizando cocientes espectrales. *Estudios Geológicos*, 65(1), en imprenta.
- Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Panagiotopoulos, D. , Papazachos, C.B. y Karakaisis, G. F. (2004) Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXVI, 2004. *Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004.*
- Ramírez, R.; Santana, G. & Chacón, O. (1996). Mapa de amplificación sísmica del Valle Central, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 19, 37-55.
- Schmidt, V.; Moya, A.; Climent, C.; Rojas, W.; Boschini, I.; Lindholm, C.; Nadim, F.; Bungun, H. & Atakan, K. (2005). Microzonificación Sísmica de San José, Costa Rica. CD-ROM, Editorial Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.