



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS DE ENERGÍA SÍSMICA DE RÉPLICAS
DEL SISMO DEL 20 DE MARZO DEL 2012 EN
OMETEPEC-PINOTEPA NACIONAL, MÉXICO.”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA :

RAYMUNDO OMAR PLATA MARTÍNEZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. XYOLI PÉREZ CAMPOS

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, 2015.





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.

Ofrezco este trabajo a mi maestro Sathya Sai Baba, a mi familia y a mi padre Raymundo Plata Sánchez.

Agradecimientos

A Dios, a mi maestro Sathya Sai Baba y a mi padre Raymundo Plata Sánchez

Quisiera agradecer infinitamente a la Dra. Xyoli Pérez Campos por la guía y ejemplo que me ha dado durante los últimos años. Ella ha sido un modelo del cual aprendo y aspiro alcanzar cada día. Le quiero agradecer el tiempo, la dedicación y pasión que ofrece, durante la formación de sus estudiantes.

De la misma forma quisiera agradecer al Dr. Krishna Singh por los consejos y el apoyo que desde hace tiempo ha dado a este trabajo. También agradezco al Dr. Gerardo Suárez, Dr. Leonardo Ramírez y Dr. Martín Cárdenas por sus valiosas contribuciones en la elaboración de esta tesis. Agradezco la ayuda que el Instituto de Geofísica, su Departamento de Sismología y a la Facultad de Ingeniería, han dado durante toda mi formación como Ingeniero Geofísico.

Así mismo, le doy las gracias a mi familia que siempre me ha brindado su apoyo. Un agradecimiento especial a mi madre, María de Lourdes, que desde el inicio me ha motivado a seguir mis sueños y está a mi lado para cumplirlos. A mis hermanas, Lulú y Bere, con las que en todo momento nos hemos mantenido unidos. A mis abuelos, tíos y primos por la felicidad que me comparten. De la misma forma agradezco a mi familia de la Organización Sathya Sai de México, Oscar, Teo, Tere, Miguel, Norma, Nara, Marina, Augusto y Aida.

A Marianna Ramírez, por compartir conmigo tantos momentos felices y por brindarme su ayuda en todo momento. A mis amigos Jaime, Zyunzo, Patric, Gabriel, Sebas, Esteban, Ketz, Alexis, Pepe, Sergio, Kike, Osiris y a todos los que no mencioné. A mis amigos del cubo Carlos, Miguel, Toño, Jorge, Conrado, Alinne. Gracias a todos por su amistad durante todo este tiempo.

Agradezco al Servicio Sismológico Nacional y a su personal por los datos provistos, al proyecto PAPIIT- IN111314, al SNI y al Instituto de Geofísica.

Mis más profundos agradecimientos a mi alma mater la UNAM.

Índice

1	Introducción	1
2	Fundamentos Teóricos: Tamaño de un sismo	5
2.1	Magnitudes de amplitud	5
2.2	Momento sísmico escalar y energía	9
2.2.1	Magnitud de momento, M_w	11
2.2.2	Magnitud de energía, M_e	12
3	Energía Sísmica	14
3.1	Energía en una onda plana	14
3.2	Energía en una fuente sísmica	15
3.3	Energía sísmica irradiada	18
3.4	Método de estimación de la energía irradiada, E_s	21
3.4.1	Estimación telesísmica	22
3.4.2	Estimación regional	28
4	Tectónica en la costa del Pacífico	30
4.1	Zona de subducción de México	30
4.2	Sismicidad en México	32
4.3	Propiedades dependientes de la profundidad en zonas de subducción	34
4.4	Ometepec Pinotepa-Nacional	35
5	Procesamiento de Datos	38
5.1	Catálogo de eventos	38
5.2	Estimación de la energía sísmica irradiada	42
6	Resultados	47

7	Discusión y Conclusiones	58
7.1	Discusión	58
7.1.1	Discriminación de eventos corticales.	58
7.1.2	Estimaciones de energía	62
7.1.3	Estimaciones de energía sísmica en estaciones (PNIG, TLIG, CUIG)	64
7.1.4	Distribución de energía sísmica escalada	68
7.2	Conclusiones	76
	Referencias	78
A.	Catálogos Sísmicos	86

Abstract

Radiated seismic energy is a parameter used in seismology as an alternative measure of the size of an earthquake and to know the potential threat an earthquake is to human beings. This parameter has been recognized as an efficient tool to characterize physical and dynamic properties of an earthquake. In this study we estimate the seismic energy release of the 20 March 2012, (M_w 7.5), Ometepec-Pinotepa Nacional, Mexico, earthquake together with 92 of its aftershocks. Seismic energy estimations were determined from the energy flux of regional and teleseismic records.

In the last decades important earthquakes have occurred in the study area located in the border of Guerrero and Oaxaca states, called the Ometepec seismic segment. For instance, the 15 de July 1996 earthquake (M_w 6.6) which was classified as an anomalous earthquake located near the trench with tsunami earthquake characteristics, or the 7 June 1982 doublet (M_s 6.9 and M_s 7.0), which fractured over most of the same rupture area of the 20 March 2012 earthquake.

For the main event of the 20 March 2012 earthquake, radiated seismic energy, E_s , estimations were carried out with regional and teleseismic records, resulting in essentially the same results with 8.77×10^{15} Nm and 6.77×10^{15} Nm, respectively, with a small difference of a factor of 1.3 between them, showing the appropriateness of corrections employed in the estimation process. Additionally, regional results of E_s , were scaled with seismic moment M_0 ; i.e., E_s/M_0 , with the intention of analyzing its spatial distribution. Once possible non interplate earthquakes were removed from our analysis, the mean value obtained for $\log(E_s/M_0)$ was -4.92, smaller than the mean value obtained by previous radiated seismic energy studies in the subduction zone of Mexico and worldwide. Differences in these values may be due to site effect and attenuation corrections applied in the estimation process and to tectonic settings of the subduction zone of Mexico.

Regional seismic energy results present a small increasing trend of $\log(E_s/M_0)$ with increasing distance from the trench; however, a hypothesis test does not reject a model

with no increasing trend. This suggests that $\log(E_s/M_0)$ is rather associated to lateral variations caused by physical properties of the interface, such as lithological strength, accumulated slip, and types of asperities.

We observe some spatial distribution of the scaled seismic energy, defining a region of high scaled seismic energy for earthquakes closest to the trench, probably due to fracturing of poorly mature rock, with low accumulated slip and high lithological strength. Another region is established between 8 and 35 km from the trench, where a low scaled seismic energy region is located, as a consequence of a seismic domain characterized of slow rupture earthquakes and low scaled seismic energies, properties seen in the rupture of the 15 July 1996 ($M_w 6.6$) earthquake, which is located within this region. In regions further than 35 km away from the trench, earthquakes appear to be more efficient in terms of energy radiation.

Resumen

La energía sísmica irradiada es un parámetro empleado dentro de la sismología como una alternativa para medir la magnitud y conocer el potencial que tiene un sismo para ser un peligro para el ser humano. El parámetro también es reconocido por ser eficiente para caracterizar otras propiedades físicas y dinámicas de un sismo. En este estudio estimamos la energía sísmica irradiada del sismo del 20 de marzo del 2012 ($M_w7.5$), en Ometepec Pinotepa-Nacional junto con 92 de sus réplicas, a partir de la integración de la velocidad al cuadrado de registros telesísmicos y regionales.

En el pasado importantes sismos han ocurrido en la zona de estudio denominada como el segmento sísmico de Ometepec. Sismos relevantes como del 15 de julio de 1996, $M_w6.6$, han sido clasificado como sismos anómalos, cercanos a la trinchera con propiedades tsunamigénicas, o el doblete sísmico del 7 de junio de 1982, $M_s6.9$ y $M_s7.0$, que rompió sobre gran parte del área de ruptura del sismo del 20 de marzo del 2012.

Para el sismo principal del 20 de marzo de 2012, estimamos la energía sísmica con registros regionales y telesísmicos con resultados análogos de 8.77×10^{15} Nm y 6.77×10^{15} Nm, respectivamente, con una diferencia de un factor de 1.3 entre ellos, indicándonos que las correcciones utilizadas en los métodos de estimación son adecuadas. Por otro lado, los resultados de energía sísmica regional, E_s , se escalaron con el momento sísmico, M_0 , con el propósito de analizar la distribución espacial de la energía sísmica escalada, E_s/M_0 . Una vez removidos 22 posibles sismos corticales, obtuvimos un valor promedio para el $\log(E_s/M_0)$ de -4.92, menor al valor obtenido en estudios pasados para la zona de subducción de México y al promedio global de energía sísmica escalada. La diferencia en estos valores puede ser causada por las correcciones de sitio y de atenuación usadas en el procedimiento de estimación y por características del ambiente tectónico de subducción mexicano.

Los resultados regionales mostraron una tendencia creciente muy débil de la energía sísmica escalada con la distancia del epicentro a la trinchera; sin embargo, pruebas de hipótesis manifestaron que también era posible explicar los datos con un modelo carente

de esa dependencia. Por ende inferimos que la energía escalada tiene mayor afinidad a variaciones laterales ocasionadas por propiedades físicas de la ruptura como fuerza litológica de las rocas, desplazamientos acumulados y tipos de asperidades, así como también a dominios dependientes de la profundidad.

Aun así, patrones observados en la distribución de energía escalada son evidentes, delimitando una zona de alta energía sísmica escalada en los sismos más cercanos a la trinchera, posiblemente producto de fracturamiento de fallas poco maduras, con poco desplazamiento acumulado y con gran fuerza litológica. De la misma forma, entre 8 y 35 km de distancia de la trinchera, hay una zona de baja irradiación de energía sísmica escalada, consecuencia de un dominio sísmico caracterizado por sismos de ruptura lenta y energías escaladas bajas, propiedades afines con el área de fallamiento del sismo del 15 de julio de 1996 (M_w 6.6), que se encuentra dentro de esta región. Sismos en regiones más lejanas de 35 km, parecen ser más eficientes en su irradiación de energía.

Capítulo 1

Introducción

Una de las principales motivaciones para estudiar sismología es intentar entender el fenómeno natural de los sismos junto con el impacto que ellos son capaces de causar. Existen zonas a lo largo del planeta propensas a este tipo de fenómeno natural y aunque son pocas las ocasiones en las que un sismo puede causar un impacto directo en el ser humano, es bien conocido que los efectos de un terremoto pueden ser devastadores. Por este motivo se tiene la necesidad de poder cuantificar el potencial que un sismo posee para ser un peligro para el ser humano y con ello poder prevenir pérdidas materiales o incluso vidas.

Desde los inicios de la sismología, investigadores han invertido un gran esfuerzo en poder cuantificar el tamaño de sismos para conocer el peligro que estos representan hacia el ser humano. Una de las alternativas para poder describir el tamaño de un sismo, su fuente y las características presentes en las ondas sísmicas transmitidas, es la estimación de su energía sísmica irradiada.

Charles Richter junto con Gutenberg, en los años 50's, fueron los primeros en sentar bases en el cálculo del tamaño por medio de la medición de la energía liberada durante un sismo. Sin embargo, ahora se sabe que la energía sísmica no sólo es eficiente para conocer el tamaño de un sismo, sino que también es muy útil para conocer propiedades físicas del mismo.

Gutenberg y Richter (1956) estimaban la energía a partir de relaciones empíricas con una magnitud de ondas superficiales (M_s); sin embargo, Boatwright y Choy (1986), fueron los primeros en realizar estimaciones de energía sísmica (E_s), calculando el flujo de energía de sismos a partir de observaciones de registros telesísmicos de velocidad. Más adelante, ellos observaron patrones de irradiación de energía sísmica en distintos ambientes tectónicos (Choy y Boatwright, 1995), mientras que el esfuerzo aparente, $\mu E_s/M_0$, obtenido con el módulo de rigidez, μ , y el escalamiento de la energía sísmica con el momento sísmico, M_0 , se mantiene constante (Ide y Beroza, 2001). Un estudio de energía sísmica para sismos en la zona de subducción de México fue realizado Singh y Ordaz (1994), quienes encontraron un valor promedio de energía escalada con el momento sísmico (E_s/M_0) de -4.15 para México. Por otro lado, las estimaciones de energía sísmica de sismos en México han sido utilizadas para determinar una magnitud de energía para sismos provenientes de la Trinchera Mesoamericana (Singh y Pacheco, 1994).

En el Capítulo 2 de esta tesis se abordarán algunas de las definiciones básicas, que a lo largo de los años de la sismología, se han desarrollado para describir el tamaño de un sismo, por medio de una magnitud, de la energía sísmica radiada o del momento sísmico. El Capítulo 3 está dedicado a describir el concepto de energía sísmica irradiada en sismos, esencial para la comprensión y desarrollo del trabajo realizado en esta tesis. En este capítulo puntualizaremos a partir de qué tipo de parámetros, observaciones y metodologías basaremos nuestro análisis de energía sísmica.

El Capítulo 4 hace referencia a la tectónica de la costa del pacífico de México y en particular a la zona de Ometepec-Pinotepa Nacional. Una investigación y comprensión de los procesos tectónicos que en el pasado han ocurrido y que en la actualidad están sucediendo son puntos cruciales para poder interpretar nuestros resultados.

Con esto en mente, el objetivo del presente trabajo es conocer la distribución espacial de la energía sísmica irradiada y buscar un patrón espacial en la energía sísmica escalada.

Para cumplir nuestro objetivo se usó el sismo del 20 de marzo del 2012, M_w 7.5, ocurrido en Ometepec-Pinotepa Nacional, junto con sus réplicas. Los resultados servirán para

determinar el comportamiento energético de la zona subducción de México delimitada dentro del área de ruptura del sismo.

UNAM Seismology Group (2013) reportó la localización del hipocentro del sismo, con latitud de 16.254°N, longitud de 98.531°W y profundidad de 20.0 km (Figura 1.1). El Earthquake Engineering Research Institute (2012) reportó los daños provocados por el sismo: cerca de 2,000 casas derrumbadas y más de 3,000 dañadas; también, el sismo provocó la evacuación de edificios en la Ciudad de México y daños en rieles del metro de la ciudad (EERI, 2012), siendo éste un sismo de gran impacto para la sociedad mexicana.

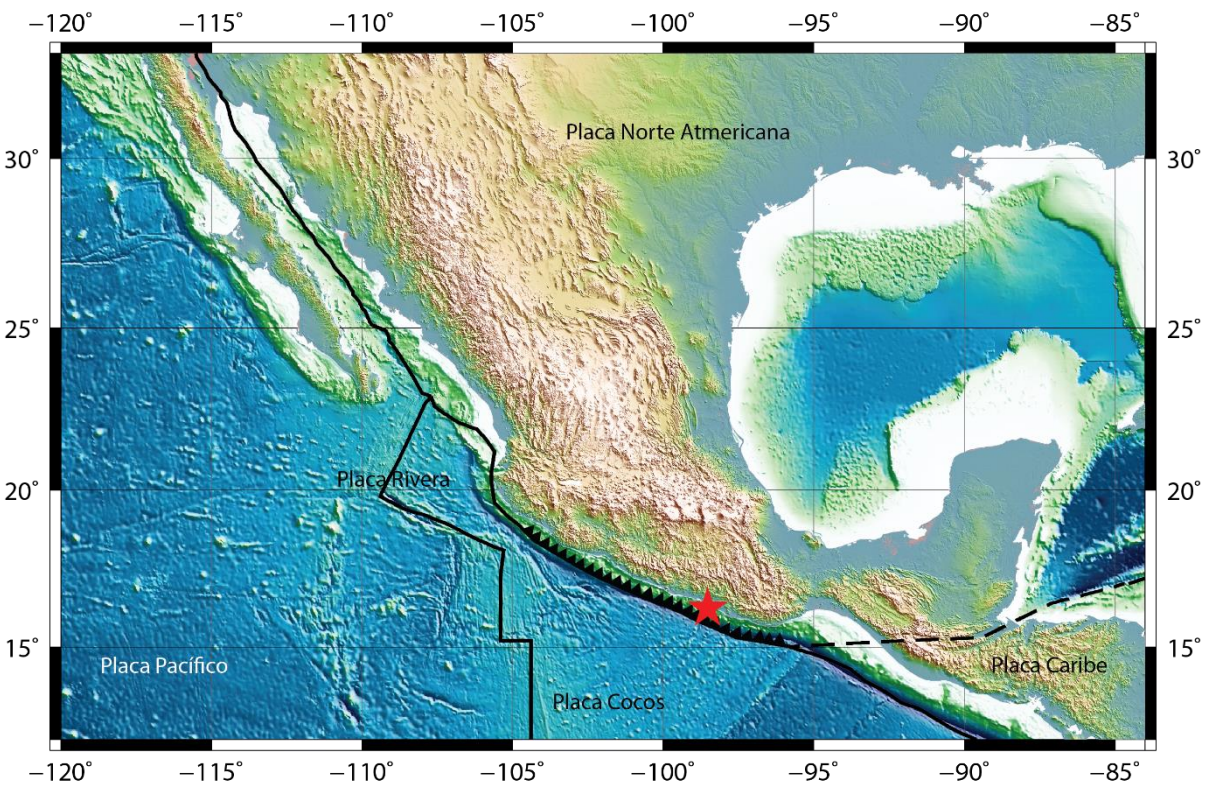


Figura 1.1: Ubicación del sismo del 20 de marzo del 2012, en Ometepec Pinotepa-Nacional, M_w 7.5. Las líneas son las fronteras de entre placas tectónicas. Los triángulos indican la zona de subducción de la placa de Cocos por debajo de la de Norteamérica.

El Capítulo 5 describe el procesamiento de datos que se llevó a cabo con el catálogo de sismos conformado. Las estimaciones de energía sísmica se obtuvieron siguiendo la metodología descrita en el Capítulo 3 y el procedimiento descrito en este capítulo. Los resultados de estos procesos se muestran en el Capítulo 6, donde los valores de energía

sísmica y su distribución espacial revelan algunas tendencias espaciales, las cuales son discutidas en el último capítulo.

Capítulo 2:

Fundamentos Teóricos: Tamaño de un sismo

A lo largo de la historia de la sismología, siempre se ha tenido la necesidad de poder describir un sismo por su tamaño, por lo que han surgido distintas formas de cuantificar esta importante característica. Uno de los primeros científicos en sentar bases sólidas en este tema fue Charles F. Richter, con la magnitud local (M_L). Hoy en día existen distintos métodos y escalas para cuantificar el tamaño de un sismo como son el los varios tipos de magnitudes que están relacionadas con las amplitudes máximas registradas en un sismograma, el momento sísmico M_0 y la energía sísmica irradiada E_s .

2.1 Magnitudes de amplitud

La medición más conocida del tamaño de un sismo es la magnitud. Una escala de magnitud se determina con el cálculo del movimiento máximo obtenido en registros sísmicos, con la idea fundamental de que entre mayor sea un sismo, mayor será la amplitud de los arribos en los sismógrafos. Teniendo en cuenta esto, la forma general de todas las escalas de magnitud está dada por,

$$M = \log(A/T) + f(\Delta, h) + C_s + C_r, \quad (2.1)$$

donde A es la amplitud o el desplazamiento del suelo durante la fase sísmica en la que la escala está basada, T es el periodo de la señal, f es una corrección por distancia epicentral Δ , y profundidad focal h , C_s es una corrección por los efectos de sitio, y C_r es una corrección

regional de la fuente. La escala logarítmica se usa ya que la amplitud de las ondas sísmicas puede variar enormemente.

Una magnitud se debe obtener de datos provistos de varias estaciones para evitar sesgos debidos a efectos ocasionados por patrón de radiación, directividad y propiedades de trayectorias anómalas. Hoy en día se usan mayormente cuatro escalas de magnitud, M_L , m_b , M_S y M_w .

La magnitud local, M_L , también conocida como escala Richter, fue creada en los años 30's por Richter, en un esfuerzo por unificar las magnitudes reportadas en esos tiempos y crear un catálogo sísmico apropiado (Richter, 1958). Richter (1958) observó que el logaritmo del movimiento máximo del suelo disminuía con la distancia epicentral de forma similar para varios sismos. Tomando como referencia la amplitud producida por un evento designado, definió la escala de magnitud M_L como

$$M_L = \log A(X) - \log A_1(X), \quad (2.2)$$

donde A_1 es la amplitud del evento de referencia y X es la distancia epicentral. En cada estación sísmica es posible obtener un valor de M_L , con la medición de la amplitud A , a una distancia apropiada entre fuente y receptor. De tablas empíricas se han obtenido para valores de $A_{0,1}(X)$, quedando la Ecuación (2.2) expresada como

$$M_L = \log A + 2.76 \log(X) - 2.48. \quad (2.3)$$

La amplitud A está en micras (10^{-6} m) y X en kilómetros. Este método de escalamiento sísmico presenta varias limitaciones, ya que solamente puede ser aplicada con el sismómetro de torsión estándar de los años 50's (Wood-Anderson), para eventos dentro de la zona de California (un área de 600 km) y sismos someros con profundidades menores de 25 km. Nuevas escalas de magnitud fueron creadas basadas en los fundamentos teóricos de la escala de magnitud local.

La magnitud de ondas de cuerpo, m_b , se define como

$$m_b = \log(A/T) + Q(h, \Delta), \quad (2.4)$$

donde el desplazamiento del suelo está en micras, Δ está en grados y Q es una función empírica de la distancia y la profundidad. La función Q considera la amplitud promedio contra distancia epicentral y el efecto de la fuente a profundidad.

Esta magnitud puede ser aplicada a distancias mayores que las regionales, donde la fase P sobresale. Es por eso que esta magnitud se basa en los primeros ciclos de la fase P, donde existen periodos de 1 segundo. En estos periodos, la onda P aún no presenta complicaciones debido al patrón de radiación y a las fases profundas.

Otro tipo de magnitud es la de ondas superficiales, M_s . A distancias mayores de 600 km, los sismógrafos de periodo largo de eventos someros se encuentran dominados por fases superficiales, usualmente con periodos de 20 segundos. Estas fases son poco afectadas con la distancia a diferencia de M_L y m_b ; sin embargo, sufren un mayor efecto debido a la profundidad del sismo. M_s se define como

$$M_S = \log_{10}(A/T) + 1.66 \log(\Delta) + 3.3, \quad (2.5)$$

para mediciones de ondas de Rayleigh en instrumentos verticales. Ya que por lo general las ondas de Rayleigh más grandes tienen un periodo de 20 segundos, esta expresión se suele escribir como

$$M_S = \log_{10}(A_{20}) + 1.66 \log(\Delta) + 2.0. \quad (2.6)$$

Esta ecuación sólo puede ser usada para eventos someros, ya que la amplitud de las ondas superficiales sufre una gran reducción con eventos profundos.

Describir el tamaño de un sismo usando cualquiera de estas magnitudes es bastante útil, ya que se pueden obtener con una medición directamente de los sismogramas y proveen resultados numéricos fáciles de interpretar. Sin embargo, existen limitaciones al uso de magnitudes, ya que las expresiones usadas para calcularlas han sido obtenidas de forma empírica, y por lo tanto no tiene ninguna conexión con la física del sismo (Shearer, 2009). También existen problemas con los valores obtenidos, ya que cada escala de magnitud obtendrá valores distintos para un mismo evento, pero su mayor complicación viene con eventos mayores en los que las escalas presentarán saturación.

Las magnitudes M_s y m_b , fueron creadas para ser tan compatibles como fuera posible con M_L ; sin embargo, solamente en pocas situaciones las tres escalas obtendrán la misma magnitud para un evento, debido a que el contenido de frecuencias cambia en función al tamaño del evento y otras características. Para las tres escalas se realizan mediciones de amplitudes, dependientes a la frecuencia, en aproximadamente 1.2, 1.0 y 0.05 Hz para M_L , m_b y M_s , respectivamente. Solamente en eventos pequeños con frecuencias de esquina superiores a 1 Hz serán las amplitudes similares para las tres frecuencias. La frecuencia de esquina generalmente se desplaza hacia frecuencias menores para eventos mayores, por lo que la frecuencia en la que mediremos una magnitud, se ubicará en una zona espectral de decaimiento de ω^{-2} en su pendiente (Figura 2.1). Por lo tanto, todos los sismos mayores que este tamaño mostrarán un valor constante en su magnitud, sin importar qué tan grande sean. A esto se le llama saturación de magnitud. Todas las escalas tienen este comportamiento llegando a un punto de saturación en aproximadamente M_L 7, m_b 6 y M_s 8.

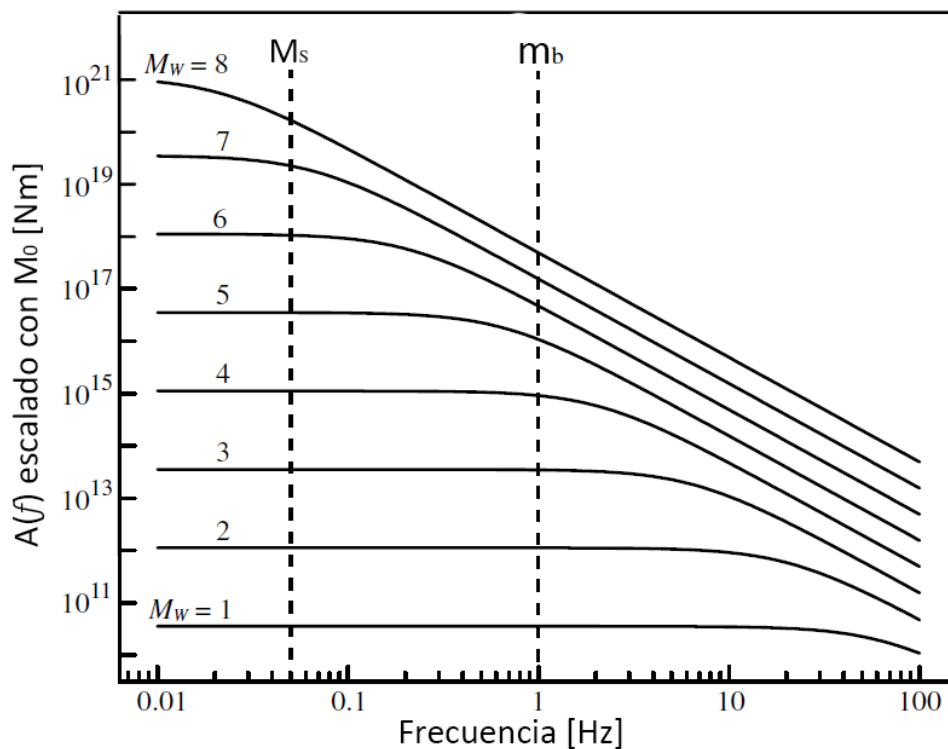


Figura 2.1: Para eventos mayores, la frecuencia de esquina en el espectro de fuente se mueve hacia frecuencias menores, reduciendo el incremento en las amplitudes observadas en determinadas frecuencias utilizadas por distintas magnitudes como M_s y m_b . Tomada y modificada de Shearer (2009).

2.2 Momento sísmico escalar y energía

Otra alternativa de referirnos al tamaño de un sismo es por medio del momento sísmico escalar, determinado por Aki (1996). El momento sísmico escalar se basa en la idea de que un sismo se produce debido a fallas en la corteza terrestre.

Para concebir al momento sísmico primero habrá que considerar una pequeña falla como una fuente puntual, en la que un desplazamiento entre los dos lados de la falla ocurrió (Figura 2.2). Ahora se desea encontrar un grupo de fuerzas capaz de generar un campo de esfuerzos equivalente al campo de esfuerzos generado por el desplazamiento de la falla. Ya que la falla está completamente rodeada por una corteza elástica y no hay trabajo realizado por fuerzas externas, el momento lineal y el momento angular deben conservarse durante el fallamiento. Se puede demostrar que el sistema de fuerzas que respeta la conservación de momentos y que es capaz de reproducir el campo de esfuerzos equivalente a la dislocación puntual de la fuente es una combinación de pares de fuerzas perpendiculares (Figura 2.2). Este sistema de fuerzas se le llama comúnmente doble par. El momento de cada par de fuerzas está dado por

$$M_0 = \mu \Delta u S, \quad (2.7)$$

donde M_0 es el momento escalar sísmico, Δu es el desplazamiento promedio de la falla, μ es el módulo de cizalla o de rigidez del medio y S es el área del plano de falla. Las unidades utilizadas para el momento escalar en el sistema internacional son Newton metro, en lugar de Joule, ya que M_0 es el momento resultante del sistema de fuerzas equivalente y no representa directamente ninguna cantidad de energía relacionada con la fuente. Debido a que este parámetro incluye al área de falla, el deslizamiento y la rigidez del material en la ruptura, el momento escalar se considera una buena representación física del tamaño de un sismo. En la práctica, éste es el parámetro más utilizado y es considerado por varios como el mejor método para describir el tamaño de un sismo.

El momento sísmico puede ser determinado con la integral del desplazamiento del campo lejano o de la amplitud del desplazamiento del campo cercano. En situaciones reales habrá que considerar los efectos de la propagación de la onda en un medio

heterogéneo, la geometría de la fuente y la fuente misma. Hoy en día existen varios métodos para estimar este parámetro con datos sísmicos. Debido a que el momento sísmico depende del estado inicial y final del sismo, éste no depende de la historia del fallamiento en el tiempo y por lo tanto es un parámetro estático.

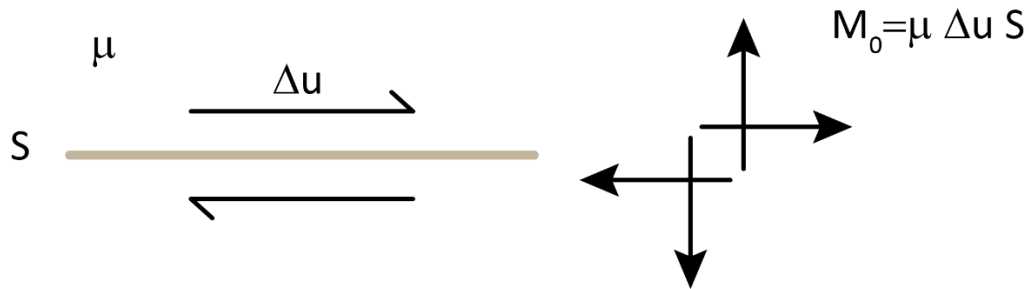


Figura 2.2: Representación de una fuente sísmica por una dislocación. (Izquierda) Una falla sísmica con un desplazamiento Δu , sobre una superficie S , dentro de un medio con rigidez μ . (Derecha) Un sistema de un doble par de fuerzas equivalente al modelo de dislocación de la derecha. Tomada y modificada de Kanamori y Brodsky (2004).

En un modelo de ruptura simplificado, el desplazamiento Δu entre las dos superficies opuestas en la ruptura, se debe a la interacción de esfuerzos. Cuando el momento escalar es suficiente, estos esfuerzos superarán la fuerza del material o a la fricción que mantienen a la fractura unida. Si los esfuerzos antes y después de la fractura son σ_0 y σ_1 , respectivamente, podemos definir dos nuevos parámetros, el esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ y la caída de esfuerzo $\Delta\sigma$, que se definen como

$$\bar{\sigma} = \frac{(\sigma_0 + \sigma_1)}{2}, \quad (2.8)$$

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1, \quad (2.9)$$

respectivamente. La caída de esfuerzo representa la parte del esfuerzo que fue utilizado para lograr el desplazamiento, y $\bar{\sigma}$ es el esfuerzo promedio antes y después de la fractura. Si no existiera fricción en la fractura tendríamos que $\sigma_1 = 0$, y por lo tanto $\Delta\sigma = \bar{\sigma}$. Ya que siempre habrá fricción presente en la ruptura, tendremos también un esfuerzo remanente σ_1 en toda ocasión.

De manera simplificada, la energía teórica E , liberada durante la fractura puede ser expresada como

$$E = \bar{\sigma} \overline{\Delta u} S. \quad (2.10)$$

Sustituyendo el desplazamiento y el área de plano de falla de la Ecuación (2.7) en la Ecuación (2.10), se obtiene la energía teórica en términos de M_0 ,

$$E = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0. \quad (2.11)$$

Si la caída de esfuerzo es total, la Ecuación (2.11) queda

$$E = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0. \quad (2.12)$$

(Kanamori, 1977). Esta expresión relaciona al momento sísmico escalar con la caída de esfuerzo y la energía.

2.2.1 Magnitud de momento, M_w

Ésta es una magnitud propuesta por Hanks y Kanamori (1979), que se basa en las relaciones de energía irradiada E_s y la magnitud M_s expuestas por Gutenberg y Richter. La ventaja de esta magnitud, a diferencia de otras escalas, es que no presenta saturación cuando llega a sus niveles máximos (Hanks y Thatcher, 1972).

Es posible calcular la energía irradiada, E_s , por medio de la relación que tiene con el momento sísmico M_0 (Kanamori 1977), equivalente a la expresión (2.12). Usando las constantes de caída de esfuerzo para sismos someros (Aki, 1972; Kanamori y Anderson, 1975), la Ecuación (2.12) se puede escribir como

$$E_s = \frac{1}{2 \times 10^4} M_0, \quad (2.13)$$

donde la energía irradiada, E_s , tiene unidades de ergios. Gutenberg y Richter (1956) relacionaron empíricamente a E_s con M_s ,

$$\log(E_s) = 1.5 M_s - 11.8. \quad (2.14)$$

De la Ecuación (2.14) se puede inferir que si la escala M_s sufre saturación, la energía calculada por este medio también sufrirá de errores. Para evitar estos efectos, se usa la

Ecuación (2.13) dentro de la Ecuación (2.14), y reemplazando M_s por M_w , se obtiene una magnitud M_w ,

$$\log(M_0) = 1.5 M_w + 16.. \quad (2.15)$$

(Hanks y Kanamori, 1979). Esta ecuación coincide con la relación empírica de M_0 y M_s establecidas por Purcaru et al. (1978) para $5 \leq M_s \leq 7.5$. Por último se puede definir una magnitud de momento, M_w , como

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 10.7 \quad (2.16)$$

(Hanks y Kanamori, 1979).

Esta magnitud no tendrá efectos de saturación. Kanamori (1977) encontró que el procedimiento descrito para obtener M_w , tiene como resultado valores muy cercanos a los de M_L ($3 \lesssim M_L \lesssim 7$), mostrando el correcto funcionamiento de M_w .

2.2.2 Magnitud de energía, M_e

Con la oportunidad de poder estimar la energía sísmica independientemente, con observaciones de registros sísmicos, Choy y Boatwright (1995) determinaron una magnitud de energía M_e . Partieron de la relación de Gutenberg-Richter que relaciona la energía con la magnitud M_s de la Ecuación (2.14), resolviendo para M_s y sustituyendo por M_e . El resultado de este procedimiento es una escala de magnitud basada en estimaciones de energía sísmica irradiada, E_s ; es decir,

$$M_e = \frac{2}{3} \log(E_s) - 3.2. \quad (2.17)$$

De forma análoga a la escala de magnitud M_w , la escalada de magnitud de energía no sufre de saturación.

Una magnitud de energía similar, M_E ,

$$M_E = \frac{2}{3} \log(E_s) - 8.45, \quad (2.18)$$

fue diseñada por Singh y Pacheco (1994) para sismos en la costa de Guerrero. Esta magnitud fue planteada para calcularse únicamente utilizando los registros en la estación ubicada en Ciudad Universitaria (CUIG), en la Ciudad de México. Buscando una validación a esta escala de magnitud de energía, Singh y Pacheco (1994) compararon valores de M_E con valores de distintas magnitudes, como m_b , M_S y M_w , de eventos registrados en la misma estación de CUIG. Los resultados mostraron que esta escala funciona de forma versátil y en concordancia con M_w , sin tener efectos de saturación y siendo válida para eventos de todas las profundidades. Sin embargo, una limitación de esta escala de magnitud es que únicamente es válida para sismos provenientes de la costa de Guerrero y que hayan sido registrados en la estación CUIG. Por lo que no es posible usar esta escala para sismos provenientes de otras regiones y detectados en distintas estaciones. Por otro lado, el hecho de que solamente se utiliza una estación para estimar la energía sísmica, también trae inconvenientes a la escala, haciendo que las estimaciones de energía sísmica presenten alta incertidumbre.

Capítulo 3

Energía Sísmica

3.1 Energía en una onda plana

Una onda sísmica es capaz de transportar energía por medio de dos formas, como energía cinética y produciendo deformaciones con energía potencial (Stein, 2003). Para cuantificar la energía cinética dentro de un volumen V , será necesario calcular la integral de la suma de la energía cinética asociada a cada componente del desplazamiento, u_i . Considerando que la masa es $m = \rho dV$, la energía cinética, KE , del desplazamiento de una onda P es

$$KE = \frac{1}{2} \int_V \rho \left(\frac{\partial u_i}{\partial t} \right)^2 dV, \quad (3.1)$$

donde ρ es la densidad del medio. Para considerar la energía potencial de la onda SH, sabemos que cuando se aplica una fuerza a un medio elástico, ésta se conserva como energía potencial acumulándose en el medio como esfuerzos y deformaciones. Deformar un material elástico una distancia dx , requerirá un trabajo en contra del material igual a la integral de la fuerza aplicada por la distancia de deformación. Este trabajo será igual a la energía potencial acumulada en el medio. De esta forma la energía de deformación W , acumulada en un volumen, es la integral del producto de las componentes de los esfuerzos σ , y de las deformaciones e ,

$$W = \frac{1}{2} \int \sigma_{ij} e_{ij} dV = \frac{1}{2} \int C_{ijkl} e_{ij} e_{kl} dV, \quad (3.2)$$

donde C_{ijkl} es el módulo elástico, compuesto de constantes que describen las propiedades de un material y que se utiliza para representar la respuesta del medio cuando una fuerza es aplicada generando una energía W .

La suma de la energía cinética y potencial nos resultará en la energía total E , en una longitud de onda,

$$E = KE + W = \frac{B^2 \omega^2 \rho}{2}, \quad (3.3)$$

donde B es la amplitud de la onda y ω es la frecuencia angular igual a $2\pi f$, con frecuencia f . Conociendo la energía total E en una onda plana, es posible conocer el flujo de energía en la dirección de propagación, multiplicando a E por la velocidad de la onda, en este caso, la velocidad de la onda S es igual a β , por lo que

$$\dot{E} = \beta \frac{B^2 \omega^2 \rho}{2}. \quad (3.4)$$

La energía total y el flujo de energía son proporcionales al cuadrado de la amplitud y de la frecuencia, así que, para ondas con la misma amplitud, la onda con mayor frecuencia será la que transporta mayor energía.

3.2 Energía en una fuente sísmica

En la práctica de la sismología, el cálculo de la energía sísmica liberada durante un sismo requiere de consideraciones adicionales a las descritas en la Sección 3.1. La energía potencial total causada por deformaciones en la ruptura de un sismo se expresa como (Kanamori y Brodsky 2004)

$$E = \frac{1}{2} \overline{(\sigma_0 + \sigma_1) \Delta u S}, \quad (3.5)$$

donde σ_0 y σ_1 son el esfuerzo inicial y final, respectivamente, Δu es el desplazamiento promedio y S es el área de ruptura. Empleando la Ecuación (2.8) en la (3.5), podemos aproximar a E , utilizando la caída de esfuerzo $\Delta\sigma$,

$$E = \bar{\sigma} \overline{\Delta u S} = \frac{1}{2} \Delta\sigma \overline{\Delta u S} + \sigma_1 \overline{\Delta u S}. \quad (3.6)$$

La energía total se puede dividir en tres partes durante el proceso de fallamiento. La primera es la energía sísmica irradiada que se propaga con las ondas sísmicas, E_s , la segunda es la energía de fricción generalmente liberada en calor, E_F , y por último, la energía que se disipa mecánicamente que es utilizada para fracturar la roca, E_G . La suma de las tres partes dará la energía total

$$E = E_s + E_F + E_G. \quad (3.7)$$

Desafortunadamente la única energía que podemos cuantificar directamente, con registros sísmicos, es la energía irradiada E_s .

El balance de energía entre las tres fracciones se puede ejemplificar gráficamente con la Figura 3.1, donde se muestra la disipación de energía en dos eventos idealizados. El primer caso es del modelo de Orowan (1960), que muestra un evento donde el esfuerzo en la falla, σ_f , cae abruptamente a σ_1 tan pronto como la falla comienza a moverse. En este caso no hay energía de fractura, E_G , y σ_1 representará el esfuerzo de fricción dinámico en la falla, la energía total liberada sería la suma de E_s y E_F . El modelo de Orowan nos está expresando la caída de esfuerzo mínima durante modelos sencillos.

En general esperamos que el proceso de ruptura sea más complejo y que σ_f lleve una trayectoria más complicada. Podemos ahora suponer un modelo de *slip weakening* como el que se muestra de lado derecho de la Figura 3.1. En él, el esfuerzo cae desde σ_0 hasta σ_1 en una distancia D_c , conocida como deslizamiento crítico, y después continua en un nivel constante con $\sigma_f = \sigma_1$. En el modelo de *slip weakening*, de la Figura 3.1, la energía irradiada E_s , representada en color naranja, se ve reducida por el área azul de la energía de fractura E_G , que se encuentra a la izquierda de la curva de σ_f . En este caso E_G se puede expresar como

$$E_G = E - E_F - E_s = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 - E_s, \quad (3.8)$$

donde podemos ver que E_G se puede calcular si podemos cuantificar independientemente el momento escalar, la caída de esfuerzo y la energía irradiada. Si asumimos un modelo de *slip weakening*, el cómo se divide la energía dependerá de las leyes de fricción que rigen a la fractura (Kanamori y Brodsky, 2004).

La eficiencia sísmica se define como la proporción de energía irradiada con la energía total

$$\eta = \frac{E_s}{E}, \quad (3.9)$$

(Kanamori y Rivera, 2006); sin embargo, por la dificultad que se tiene para calcular la energía total, η no se puede estimar con registros sísmicos, por lo que es mejor calcular la eficiencia radiativa η_R , que es la proporción de la energía irradiada con la energía disponible; es decir,

$$\eta_R = \frac{E_s}{E + E_G} = \frac{2\mu}{\Delta\sigma} \frac{E_s}{M_0} = 2\mu \frac{\tilde{e}}{\Delta\sigma}, \quad (3.10)$$

donde \tilde{e} es la energía escalada que se discutirá en la siguiente sección. El parámetro η_R es un parámetro útil dentro de sismología, que puede ser empleada para conocer propiedades dinámicas de la ruptura, como por ejemplo la velocidad de ruptura (Kanamori y Brodsky, 2004).

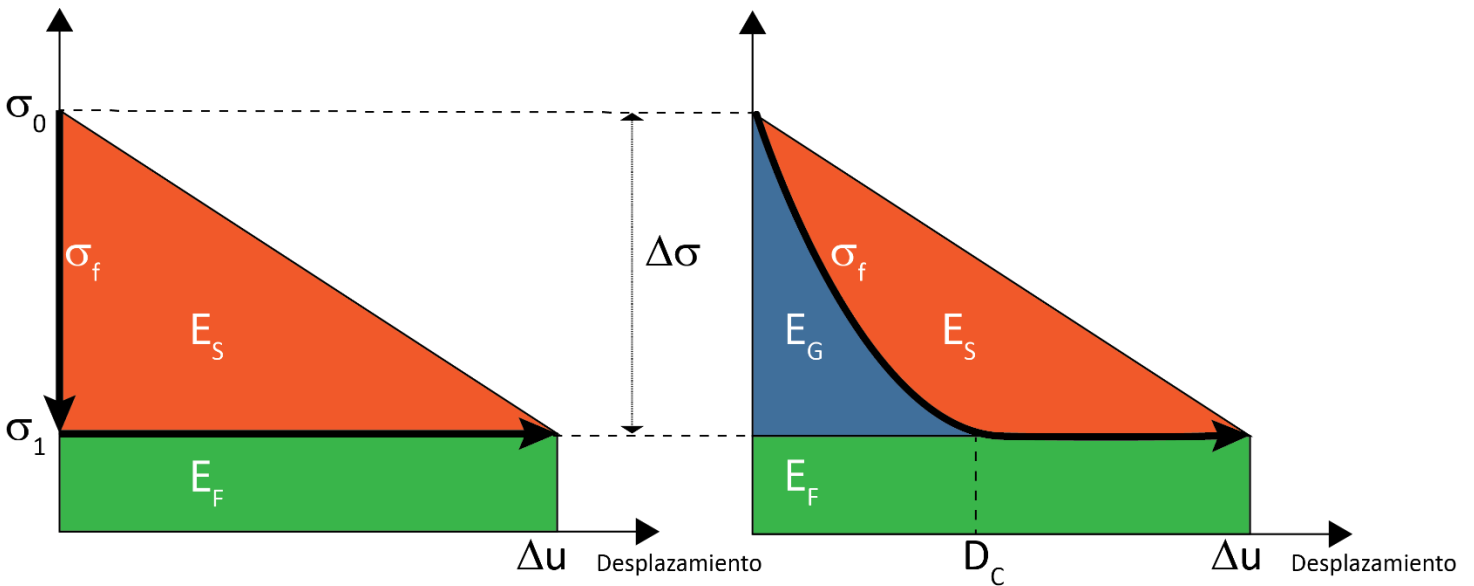


Figura 3.1: Esfuerzo cortante σ_f , en un punto en una falla en función del desplazamiento, para un modelo de fallamiento de Orowan (Izquierda) y un modelo simple de slip weakening (derecha). σ_0 y σ_1 son el esfuerzo inicial y final, respectivamente, Δu es el desplazamiento total y D_c es el desplazamiento crítico. E_s es la energía sísmica irradiada, E_F es la energía de fricción disipada y E_G es la energía de fractura disipada. Tomada y modificada de Shearer (2009)

3.3 Energía sísmica irradiada

En sismología existen distintos parámetros que son utilizados para describir características de una fuente sísmica. El momento sísmico o la caída de esfuerzo son propiedades fundamentales de la geometría del desplazamiento; sin embargo, no indican nada directamente sobre la dinámica de la fuente, como por ejemplo la velocidad de ruptura o qué tan rápido se desplazaron los dos lados de la ruptura (Shearer, 2009). Por otro lado, una de las mediciones principales para describir la dinámica de la ruptura es la energía sísmica irradiada E_s , que representaría la energía sísmica que se propaga como ondas elásticas hacia el campo lejano en un espacio sin atenuación.

En principio, si podemos calcular el campo de ondas completo, la estimación de energía sísmica irradiada se puede obtener sin dificultades. Si el desplazamiento de una onda P, en un medio homogéneo, está dado por $u(r,t)$, expresado en coordenadas polares (r,θ,φ) , la energía sísmica irradiada E_s para la onda P es

$$E_s^P = \rho\alpha \int_{S_0} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{u}_r^2(r,t) dt dS_0, \quad (3.11)$$

donde S_0 es una superficie esférica alrededor de la fuente a una distancia lejana. De forma análoga se puede calcular la energía sísmica en una onda S, por lo que la energía sísmica total, E_s , será la suma del aporte energético de la onda P y S,

$$E_s = E_s^P + E_s^S. \quad (3.12)$$

Desafortunadamente en la práctica, el campo de onda en la Tierra es extremadamente complicado, por la complejidad que existe en la fuente sísmica, los efectos de propagación en el medio, la atenuación y la dispersión de las ondas. Esfuerzos se han llevado a cabo en los años recientes buscando obtener estimaciones de energía precisas, no obstante aún existen dificultades para lograrlo.

La integración de \dot{u}_i^2 suele calcularse en el dominio de las frecuencias con el espectro de la fuente, facilitando procesos como correcciones por atenuación o de instrumento. Del teorema de Parseval sabemos que

$$I = \int_{-\infty}^{\infty} |v(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |v(f)|^2 df, \quad (3.13)$$

demostrando que el contenido de energía I , es el mismo en el dominio del tiempo o de las frecuencias.

Estudios han mostrado que para un modelo ω^{-2} del espectro de fuente (Ide y Beroza, 2001), el 90% de la energía total irradiada se encuentra en la integración de frecuencias hasta 10 veces mayores a la frecuencia de esquina. Si se utilizan datos que no cuentan con el ancho de banda de las frecuencias apropiadas, una estimación de energía sísmica puede resultar en energías subestimadas. De la misma forma registros con niveles altos de ruido cercanos a la frecuencia de esquina y mayores, resultarían en energías inexactas al ser sobrestimadas.

Ahora introducimos un nuevo parámetro, la razón de energía sísmica irradiada y el momento sísmico (Boatwright, 1984),

$$\tilde{e} = \frac{E_s}{M_0} = \frac{1}{\mu} \frac{E_s}{\Delta u S}, \quad (3.14)$$

la cual, como se mencionó, se conoce como la energía sísmica escalada, un parámetro adimensional. La energía sísmica escalada es proporcional a la energía sísmica irradiada por unidad de área de falla o por unidad de desplazamiento. Por tal motivo la energía escalada ha sido un parámetro dinámico útil para comparar características dinámicas de eventos grandes con pequeños, y de eventos con distintos ambientes tectónicos (Kanamori y Rivera, 2006). Si los sismos se comportan de forma autosimilar entonces la energía sísmica escalada debe ser constante en función del momento sísmico (Shearer, 2009). Esto se ha observado sobre un rango de 17 a 19 órdenes del momento sísmico (Ide y Beroza, 2001; Convers y Newman, 2011). Por otro lado, Newman y Okal (1998) también mostraron que la energía sísmica escalada puede ser un discriminante de sismos tsunamigénicos, que se caracterizan por ser sismos con movimientos lentos, aceleraciones máximas bajas, poco contenido energético en altas frecuencias y energías escaladas bajas.

Estudios globales han revelado patrones sistemáticos en la energía sísmica irradiada con el momento sísmico (e.g., Choy y Boatwright, 1995). Los ajustes lineales de M_0 y E_s , para los distintos ambientes tectónicos muestran distintos valores de $\bar{\epsilon}$ en cada uno de ellos. Choy y Boatwright (1995) observaron que eventos con mecanismos inversos relacionados con zonas de subducción presentan valores menores de $\bar{\epsilon}$, mientras que eventos con fallas laterales relacionadas con fronteras transformantes en dorsales poseen valores mayores de $\bar{\epsilon}$. Eventos interplaca con mecanismos normales presentan valores de $\bar{\epsilon}$ intermedios. Estos patrones sugieren una relación entre E_s , la fuerza litológica y la madurez de las fallas (Choy et al., 2013). Fallas con desplazamientos acumulados presentan menor $\bar{\epsilon}$, por ende poca fuerza y alta madurez, como son las zonas de subducción (Choy et al., 2013). Por otro lado, fallas inmaduras con poco deslizamiento acumulado tendrán fallas en roca fresca y fuerte, presentando valores mayores de $\bar{\epsilon}$ (Choy et al., 2013), condiciones encontradas en bordes tectónicos del tipo lateral.

La mayor parte de la energía se deriva de frecuencias altas del espectro de amplitud que son críticamente afectadas por correcciones de atenuación, ocasionando estimaciones de energía irregulares (Ide y Beroza, 2001). La Figura 3.2 muestra resultados de varios estudios de energía escalada contra momento sísmico (Ide y Beroza, 2001). Se puede ver que existe gran dispersión en las estimaciones de energía sísmica, que llega a ser hasta de 10 veces mayores para eventos con el mismo momento sísmico o magnitud.

Obtener estimaciones de E_s puede ser un proceso difícil, con resultados que pueden diferir entre estudios de distintos investigadores por factores de 2 o más, inclusive, estimaciones con registros telesísmicos pueden ser hasta 10 veces menores a estimaciones obtenidas con registros regionales (Singh y Ordaz 1994; Pérez-Campos et al., 2003). Esta diferencia en las estimaciones ha sido estudiada, encontrando que calibraciones en las correcciones de atenuación de los registros telesísmicos, al igual que en las correcciones de sitio, pueden servir para eliminar la discrepancia del orden de magnitud entre estimaciones telesísmicas y regionales (Pérez-Campos et al., 2003).

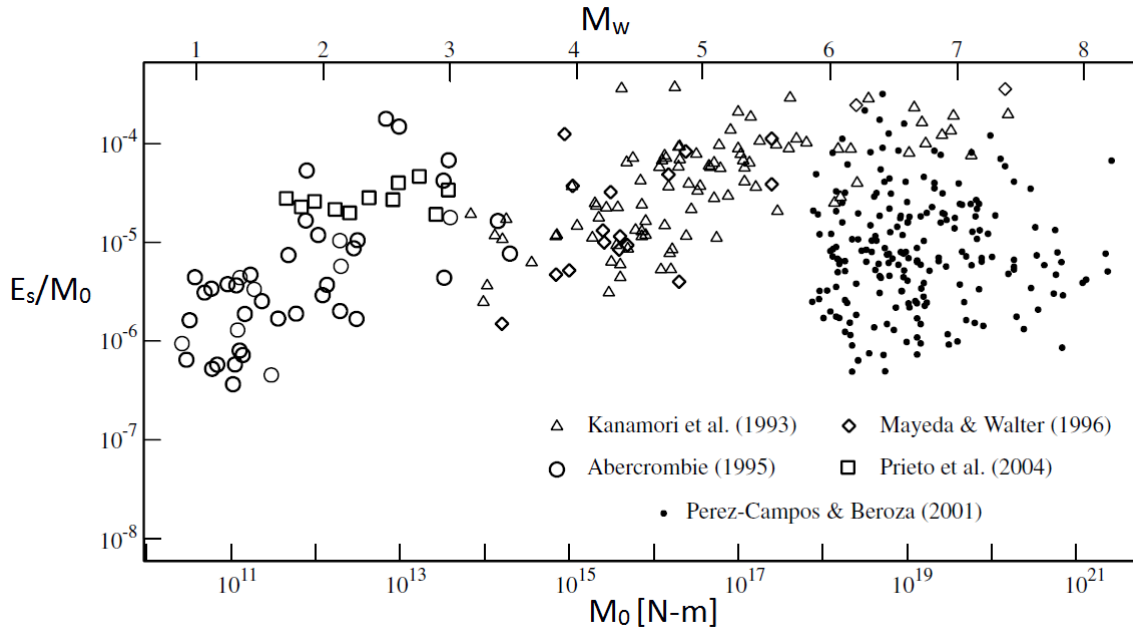


Figura 3.2: Energía escalada (E_s/M_0) en función del momento, observada en múltiples estudios (Ide y Beroza 2001). Todos los datos observados fueron obtenidos con registros regionales, a excepción de los presentados por Pérez-Campos y Beroza (2001) que fueron obtenidos con datos telesísmicos. Tomada y modificada de Ide y Beroza (2001)

3.4 Método de estimación de la energía irradiada, E_s

En esta tesis, la estimación de energía sísmica con registros telesísmicos se llevó a cabo con base en el método descrito por Boatwright y Choy (1986) y modificado por Pérez-Campos y Beroza (2001) y Pérez-Campos et al. (2003). La estimación requiere el cálculo del flujo de energía y la aplicación de correcciones por atenuación causada durante el trayecto de las ondas.

Para realizar estimaciones a partir de registros regionales se utilizó el método descrito por Singh et al. (1994) y modificado por Pérez-Campos et al. (2003). De forma análoga a la estimación telesísmica se requiere el cálculo del flujo de energía a partir de la integración del cuadrado de la velocidad y la aplicación de correcciones por atenuación.

El procedimiento de estimación, telesísmico o regional, se debe aplicar a trazas de distintas estaciones, obteniendo una estimación de energía sísmica para cada una de ellas. La energía sísmica irradiada final, será el promedio de todas las estimaciones individuales.

3.4.1 Estimación telesísmica

El método de estimación de energía sísmica de Boatwright y Choy (1986) tiene dos elementos clave. El primero de ellos es un algoritmo que incorpora correcciones a ondas de cuerpo por efectos que surgen durante el proceso de ruptura y en la propagación de las ondas a través de la Tierra. Es necesario tomar en cuenta que los registros sísmicos han sido afectados por interferencia con fases sísmicas profundas, y que la energía sísmica está particionada entre la onda P y la onda S.

Para eventos someros, la energía sísmica irradiada puede ser estimada directamente de mediciones del flujo de energía, ε , de ondas de cuerpo. Boatwright y Fletcher (1984) derivaron la expresión para la energía irradiada E_s^P para el grupo P que consiste de las ondas P, pP y sP, como

$$E_s^P = 4 \pi \langle F^P \rangle^2 \left(\frac{R^P}{F^P} \right)^2 \varepsilon_P^*, \quad (3.15)$$

y para el grupo de la onda S, que consiste en las fases sísmicas SH, sSH, SV, sSV, pS, se tiene una ecuación análoga a la Ecuación (3.15),

$$E_s^S = 4 \pi \langle F^S \rangle^2 \left(\frac{R^S}{F_{S_i}^S} \right)^2 \varepsilon_{S_i}^*, \quad (3.16)$$

con un subíndice que indica específicamente la energía en alguna de las componentes de movimiento horizontal. El flujo de energía ε , se muestra con un asterisco indicando que este elemento ha sido corregido por efectos de atenuación. F^P y F^S son coeficientes del patrón de radiación generalizados, para el grupo de onda P y S, respectivamente. R^P y R^S son los factores de la dispersión geométrica. $\langle F^P \rangle^2 = 4/15$ y $\langle F^S \rangle^2 = 2/5$ son el promedio cuadrado de los coeficientes de radiación (Aki y Richards, 1989).

Las Ecuaciones (3.15) y (3.16) relacionan la energía sísmica E_s^P y E_s^S , con el flujo de energía contenido en los arribos de las ondas P o S. ε se calcula con el producto de la densidad ρ , la velocidad de onda c , y la integral del cuadrado de la velocidad de partícula, $\dot{u}_d^2(t)$,

$$\varepsilon_c = \rho c \int_0^{\infty} \dot{u}_d^2(t) dt = \rho c I_d \quad (3.17)$$

(Bullen 1965), donde la integral es calculada durante el arribo de la onda de cuerpo. El subíndice d hace referencia a los valores de cualquier fase de onda. Como se ha discutido por Snoke et al. (1983) y Boatwright (1984), el flujo de energía puede ser severamente afectado por la atenuación en el medio, por lo que debe ser corregido por este efecto. Utilizando el teorema de Parseval de la Ecuación (3.13), podemos llevar a la integral en el tiempo de (3.17), a una integral sobre la frecuencia angular, con la que será posible aplicar con mayor facilidad una corrección por atenuación. La Ecuación (3.17) queda entonces como

$$\varepsilon_d^* = \frac{\rho c}{\pi} \int_0^{\infty} |\dot{u}_d(\omega)|^2 e^{\omega t_d^*(\omega)} d\omega = \rho c I_d^*, \quad (3.18)$$

donde la corrección por atenuación queda caracterizada por el factor exponencial en (3.18), en el cual asumimos un modelo dependiente de la frecuencia, f , dado por

$$t^* = \begin{cases} 0.9 - 0.1 \log(f) & f < 0.1 \\ 0.476 - 0.524 \log(f) & 0.1 < f < 0.3 \\ 0.6 - \frac{0.6}{\log(0.3)} \log(f) & 0.3 < f < 1.0 \\ 0.6 - \frac{0.1}{\log(5)} \log(f) & f < 0.1 \end{cases} \quad (3.19)$$

(Choy y Cormier 1986). Boatwright y Choy (1989) observaron que los efectos de atenuación son mayores en zonas de subducción, como lo es la costa del océano Pacífico de México, por lo que el modelo t^* de (3.19) requiere una corrección mayor, sobre todo en altas frecuencias del espectro, por lo que la función de atenuación resultaría en $t^* + \Delta t^*$, donde $\Delta t^* = 0.17$ (Pérez-Campos et al., 2003), aplicado en todas las frecuencias.

El rango de integración en la Ecuación (3.18) debe extenderse hasta el infinito. Desafortunadamente el espectro únicamente puede ser confiable en un banda de frecuencias restringido, donde los niveles de ruido aún son bajos. Debido a que el espectro decae a niveles saturados por ruido, hacia frecuencias mayores, la integración del espectro debe ser truncada en el punto en el que la señal llega a estos niveles altos de

ruido (Figura 3.3). A este punto se le denomina como la frecuencia de corte ω_c y será donde la integral de la Ecuación (3.18) es truncada. A la integral numérica truncada en ω_c se le nombrará $N[I_d^*(\omega_d)]$.

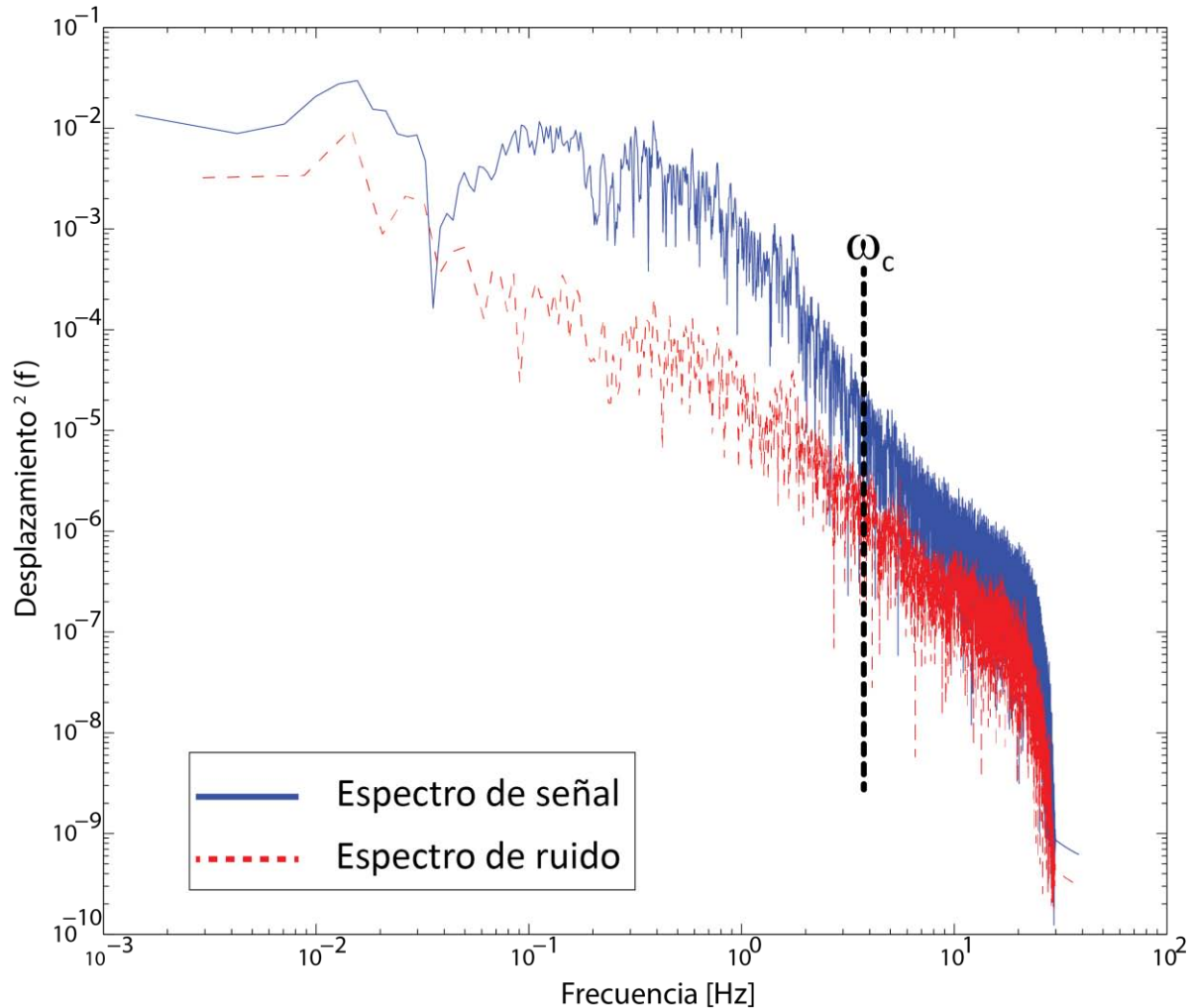


Figura 3.3: Comparación de espectros de señal y ruido, de una de las réplicas estudiadas (2012-03-22, 16:46:47) registrada en la estación CUIG del SSN. La línea azul es el espectro de señal y la línea discontinua roja es el espectro de ruido obtenida en una ventana 60 s antes del arribo de la onda P. En frecuencias mayores, la señal decae hacia niveles más altos de ruido.

Para compensar la integración desde ω_c hasta ∞ se agrega una “integral residual” $R[I_d^*(\omega)]$, que se aplica sobre un espectro de fuente corregido (Pérez-Campos y Beroza, 2001). Si ω_c es mayor a la frecuencia de esquina, la caída del espectro corregido de desplazamiento puede ser aproximada con un ajuste a una función del modelo de Brune (1970). Por último, el flujo de energía corregido será la suma de la integral residual y la

integral numérica, para después poder multiplicar el resultado con la densidad y la velocidad de onda; es decir,

$$\varepsilon_a^* = \rho c N[I_a^*(\omega_a)] + \rho c R[I_a^*(\omega)] = \rho c I_a^* \quad (3.20)$$

(Pérez-Campos y Beroza, 2001).

Debido a que en la mayoría de los casos, las fases sísmicas sufren interferencias entre ellas, no es posible estimar el flujo de energía en una sola fase, por lo que la forma de onda para eventos telesísmicos se suelen analizar agrupando fases. Llamaremos gP al grupo de onda P, gSH al grupo de SH+sSH, y gSV al grupo SV+sSV+pS.

Para este análisis, Boatwright y Choy (1896) hacen la suposición de que el flujo de energía para un grupo de onda será igual que la suma del flujo de energía de cada una de las fases del grupo. Esta suposición indica que el flujo de energía para el grupo gP es

$$\varepsilon_{gP} = \varepsilon_P + \varepsilon_{pP} + \varepsilon_{sP}, \quad (3.21)$$

y asumiendo que cada fase sufre de la misma atenuación tenemos,

$$\varepsilon_{gP}^* = \varepsilon_P^* + \varepsilon_{pP}^* + \varepsilon_{sP}^*. \quad (3.22)$$

Con los grupos gSH y gSV tendremos ecuaciones equivalentes a (3.21) y (3.22).

La energía sísmica en la onda P puede ser escrita en función del flujo de energía del grupo gP , escribiendo su relación de forma análoga a la ecuación (3.15),

$$E_s^P = 4 \pi \langle F^P \rangle^2 \left(\frac{R^P}{F^{gP}} \right)^2 \varepsilon_{gP}^*, \quad (3.23)$$

donde

$$(F^{gP})^2 = (F^P)^2 + (\hat{P}\hat{P}F^{pP})^2 + \frac{2\alpha}{3\beta} q(T \hat{S}\hat{P}F^{sP})^2 \quad (3.24)$$

es el coeficiente del patrón de radiación equivalente para el grupo gP , recordando que F^P es el coeficiente del patrón de radiación de la onda P directa, mientras que $\hat{P}\hat{P}$ es el coeficiente de reflexión del plano de onda reflejada en la superficie de la fase pP y $\hat{S}\hat{P}$ es

el coeficiente de reflexión para la fase sP en la superficie, que se multiplica por un factor de corrección T , por la esfericidad de las ondas cerca de la fuente (Aki y Richards, 1984).

Es necesario tomar en cuenta la proporción entre la energía en la onda S y la onda P dada por q , con esto se tiene que $E_s^S = q E_s^P$. Boatwright y Fletcher (1984) observaron que el valor de q podía ser tan grande como 25. Para este estudio se usará un valor de $q = 15.6$ (Boatwright y Choy, 1986). El procedimiento descrito hasta este momento, puede ser aplicado para los grupos de onda gSH y gSV .

Tomando en cuenta todas las correcciones necesarias de dispersión geométrica, atenuación y patrón de radiación, llegamos a la ecuación final, con la que se estima la energía sísmica por medio de la energía sísmica irradiada por la onda P u onda S,

$$E_s = (1 + q)E_s^P = \left(1 + \frac{1}{q}\right) E_s^S. \quad (3.25)$$

Al utilizar esta ecuación es posible elegir usar la energía sísmica contenida en la onda P o en la onda S para hacer una estimación de energía sísmica; sin embargo, la elección se debe hacer según sea lo más conveniente para el estudio. Para el caso de registros telesísmicos, es utilizar el contenido de energía sísmica de la onda P, ya que los grupos gSH y gSV sufren sustancialmente de mayor atenuación e interferencias con fases profundas al propagarse a través de la Tierra (Choy y Boatwright, 1995).

Boatwright y Fletcher (1984) introdujeron una fórmula para promediar un valor de energía sísmica de un conjunto de mediciones de flujos de energía,

$$E_s^i = 4 \pi \langle F^i \rangle^2 \frac{\sum \varepsilon_c^* R^2}{\sum (F^c)^2}. \quad (3.26)$$

Este tipo de promedio tiene el objetivo de reducir los errores introducidos en F^2 , por estaciones cercanas a planos nodales. Esto se hace promediando aritméticamente las estimaciones del flujo de energía corregidas por atenuación, antes de aplicar una corrección por patrón de radiación (Boatwright y Fletcher, 1984). De esta forma, el efecto de un valor único pequeño, del coeficiente de patrón de radiación generalizado en el denominador queda disminuido (Pérez-Campos et al., 2001).

El segundo elemento clave del método de estimación de energía sísmica es que el algoritmo debe ser aplicado a series de datos que contengan un amplio rango de frecuencias, sobre todo aquellas frecuencias donde la densidad de energía sísmica esté más acumulada. Lo más recomendable es utilizar registros de onda de banda ancha para lograr este propósito.

Pérez-Campos y Beroza (2001) y Pérez-Campos et al. (2003) propusieron variantes y correcciones adicionales al método de estimación de energía sísmica de Boatwright y Choy (1986). El método original no toma en cuenta la corrección por efecto de sitio ni la incertidumbre en los cálculos de parámetros utilizados en la estimación del flujo de energía sísmica, el patrón de radiación y la dispersión geométrica.

Así que una vez aplicadas las correcciones por atenuación y dispersión geométricas para el cálculo del flujo de energía, se agrega una corrección más por efecto de sitio (Pérez-Campos et al., 2003). Este procedimiento corrige por efectos de amplificación y atenuación dependientes de la frecuencia, ocasionados por la estructura somera en el sitio en particular. La expresión de la corrección está dada por

$$A(f) = A_0(f)e^{-\pi\kappa f}, \quad (3.27)$$

donde $A_0(f)$ es el factor de amplificación y κ es el parámetro de atenuación (Boore y Joyner, 1997).

Además, para tomar en cuenta la variabilidad en los parámetros y reducir el efecto por la presencia de estaciones cercanas a los planos nodales, Pérez-Campos y Beroza (2001) expresan a la energía sísmica irradiada como un problema inverso de la forma

$$\varepsilon_i = \frac{1}{4\pi\langle F \rangle^2} \left[\frac{F_i^2}{R_i^2} \right] E_S^P, \quad (3.28)$$

donde el vector de observaciones es el flujo de energía de cada estación ε_i , la matriz kernel, \mathbf{G} , está conformada por el cociente de F^2 y R^2 de cada estación, dividido por el factor $4\pi\langle F \rangle^2$. El parámetro que se busca resolver es el valor escalar de la energía sísmica irradiada E_S^P . Utilizando una inversión de mínimos cuadrados pesados con una matriz de covarianza, se estima la energía sísmica como

$$E_S^P = \mathbf{G}^{-g} \boldsymbol{\varepsilon}, \quad (3.29)$$

donde \mathbf{G}^{-g} se define como

$$\mathbf{G}^{-g} = [\mathbf{G}^T (\boldsymbol{\Sigma}_\varepsilon + \boldsymbol{\Sigma}_G)^{-1} \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T (\boldsymbol{\Sigma}_\varepsilon + \boldsymbol{\Sigma}_G)^{-1} \quad (3.30)$$

(Tarantola y Valette, 1982), siendo $\boldsymbol{\Sigma}$ la matriz de covarianza que viene de las incertidumbres al estimar el flujo de energía sísmica ($\boldsymbol{\Sigma}_\varepsilon$), el patrón de radiación y la dispersión geométrica ($\boldsymbol{\Sigma}_G$).

Las varianzas de los parámetros se estiman utilizando el método de Bootstrap paramétrico (Efron y Tibshirani, 1979). El Bootstrap se hace re-muestreando el rumbo, el echado, el ángulo de deslizamiento, la profundidad, la distancia y el azimut entre la estación y el evento, y la frecuencia de esquina. Se hacen 200 re-muestrados con remplazo de los parámetros para poder estimar la distribución del flujo de energía, la dispersión geométrica y el patrón de radiación (Pérez-Campos y Beroza, 2001).

Con las distribuciones resultantes se calculan las varianzas que serán los elementos diagonales de la matriz de covarianza para \mathbf{G} y $\boldsymbol{\varepsilon}$ formando $\boldsymbol{\Sigma}_G$ y $\boldsymbol{\Sigma}_\varepsilon$.

Pérez-Campos y Beroza (2001) observaron que en eventos inversos, en un 54% de sus estimaciones de energía sísmica, la varianza se reducía, mostrando que con esta variante al método, se obtienen estimaciones más precisas a las resultantes con el método convencional de Boatwright y Choy (1995).

3.4.2 Estimación regional

En la presente tesis, la estimación de energía sísmica irradiada a partir de registros regionales (distancias menores de 700 km) se basa en el método desarrollado por Singh y Ordaz (1994) y modificado por Pérez-Campos *et al.* (2003). La metodología es en esencia la misma a la descrita en la Sección 3.4.1, en la cual se requiere el cálculo del flujo de energía a partir de la integración del cuadrado de los registros de velocidad, y la aplicación de correcciones por atenuación, dispersión geométrica, patrón de radiación y corrección por efecto de sitio. A diferencia del método telesísmico, en el cual se utiliza el grupo de ondas P y la componente vertical, para la estimación de energía sísmica con registros regionales se utiliza la onda S y sus tres componentes.

Asumiendo que la aproximación de una fuente puntual para el campo lejano es válida, y que el patrón de radiación y directividad pueden ser ignorados, la expresión para la estimación de energía sísmica, en el dominio de las frecuencias es

$$E_s = \frac{4\pi R^2 [G^2(R)/R^2] \rho \beta}{F_s^2} \cdot \left[2 \int_0^\infty [V_N^2(f) + V_E^2(f) + V_Z^2(f)] e^{\frac{2\pi f R}{\beta Q(f)}} df \right] \cdot A \quad (3.31)$$

(Singh y Ordaz, 1994). En la Ecuación (3.31), R es la distancia hipocentral entre evento y estación, A es el factor de corrección por atenuación y amplificación producido por efectos de sitio (Ecuación 3.27), $G(R)$ es el término para corregir la dispersión geométrica, $F_s = 2$ es la amplificación en superficie libre (Singh et al., 1994), $V_i(f)$ son las componentes de los registros de velocidad que al elevarlas al cuadrado e integrarlas nos brindan el flujo de energía. El término exponencial dentro de la integral en (3.31) corrige por atenuación al flujo de energía con un factor de calidad $Q(f)$.

Capítulo 4

Tectónica en la costa del Pacífico

4.1 Zona de subducción de México

México se encuentra ubicado en una región altamente sísmica debido a que en su territorio se encuentran límites de cinco placas tectónicas: Norte América, Pacífico, Rivera, Cocos y Caribe, la mayoría de ellas en la costa oeste del país, en el océano Pacífico. El movimiento convectivo de material caliente en el manto de la Tierra provoca que las placas tectónicas se muevan, lo que constituye la teoría de la tectónica de placas. Este movimiento hace que las placas tectónicas en la corteza terrestre, entren en contacto produciendo y acumulando esfuerzos entre ellas. Cuando los esfuerzos se acumulan lo suficiente, la energía elástica que se ha acumulado se libera como energía sísmica que se propaga por el interior de la Tierra (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Esta liberación de energía produce los sismos, que generalmente surgen en las zonas donde existen contactos entre placas, como por ejemplo, las costas de Oaxaca, Guerrero y Michoacán entre otros (Figura 4.1).

De gran interés para este trabajo es el desplazamiento que tiene la placa de Cocos con respecto a la de Norte América. La primera subduce por debajo de la placa de Norte América a velocidades de 6.8 cm/año (DeMets y Stein, 1990), formando la trinchera Mesoamericana que va desde el estado de Chiapas hasta Colima. Esta zona ha pasado por múltiples cambios tectónicos en los últimos 25 millones de años, iniciando con la placa de Farallón, que dio origen a la placa de Guadalupe; la cual después evolucionó para

formar lo que hoy son las placas de Rivera y Cocos (Atwater, 1970, Mamemerickx y Klitgord, 1982).

Estos cambios tectónicos, que hoy en día siguen en marcha, dan lugar a múltiples fenómenos geológicos; por ejemplo, la sismicidad y el vulcanismo en México, mostrando la estrecha relación que estos fenómenos tienen con el comportamiento tectónico y la geometría de las placas subducidas. Pardo y Suárez (1995) aproximaron la geometría de la placa en subducción en la parte sur de México como subhorizontal debajo de la placa de Norte América, rodeada por una geometría con mayor pendiente al este y al oeste (placa de Rivera). Resultados afines fueron obtenidos por Pérez-Campos et al. (2008), observando que la placa subducida, en Guerrero, se mantiene horizontal hasta la zona central de México a 250 km de la trinchera, donde se sumerge con una pendiente mayor de 76° hacia el manto, hasta ser truncada a 500 km de profundidad, probablemente por una ruptura de dirección este-oeste de la placa de Cocos.

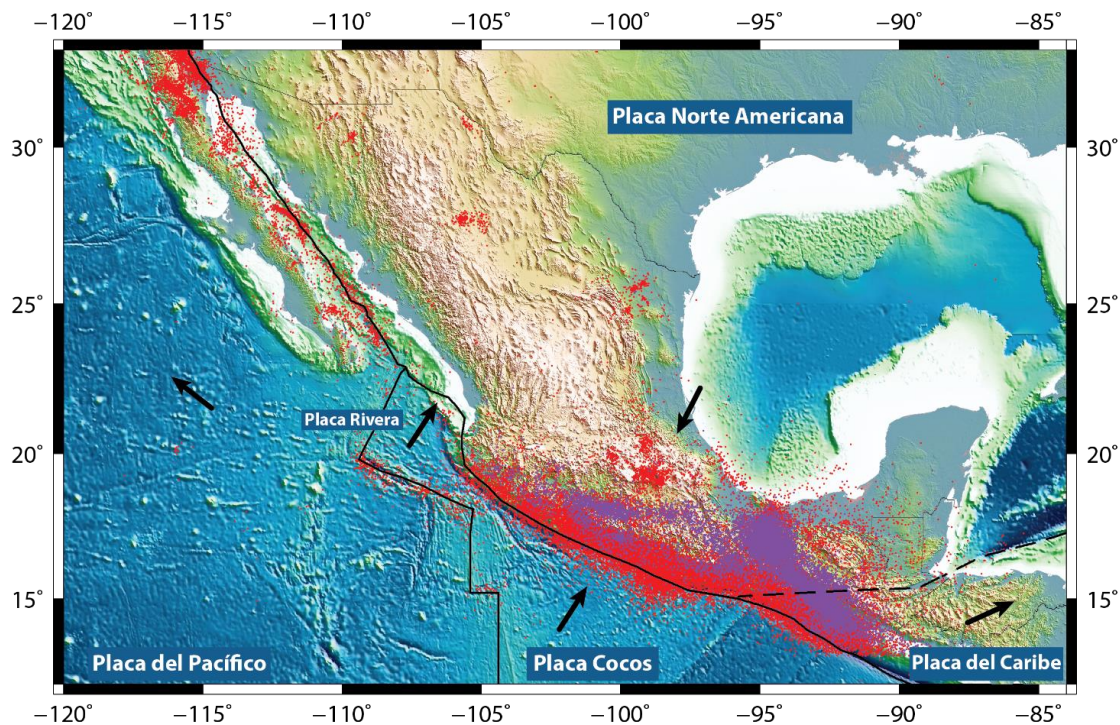


Figura 4.1: México con los límites de placas tectónicas en su costa oeste. Las flechas en cada una de las placas indican la dirección de movimiento que tienen. En puntos rojos se muestran sismos someros (menores de 50 km de profundidad) y en puntos morados sismos profundos, que ocurrieron entre los años de 1974 y 2014 y que fueron reportados por el SSN. Las flechas indican los movimientos relativos de las placas.

4.2 Sismicidad en México

Los sismos importantes registrados en México hasta 2015, junto con sus áreas de ruptura, se muestran en la Figura 4.2. Estos sismos han ocurrido a lo largo de toda la trinchera Mesoamericana, con excepción de la brecha de Guerrero, donde no ha sucedido algún sismo importante en los últimos 100 años (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Hay evidencias de sismos anómalos a lo largo de la trinchera mexicana, su anomalía recae en un contenido energético deficiente en altas frecuencias y aceleraciones máximas pequeñas para su tamaño (Iglesias et al., 2003), éstas son propiedades de sismos tsunamigénicos (Newman & Okal, 1998). Ejemplos de este tipo de eventos son dos sismos ocurridos el 18 de abril del 2002 de $M_w6.7$ y $M_w5.9$, y el sismo del 15 de julio de 1996 de $M_w6.6$.

Es posible que algunas de estas áreas de ruptura desplieguen características similares en sismos que lleguen a ocurrir dentro de ellas. Sieh (1996) identificó que algunas rupturas de fallas de sismos grandes repiten características como magnitud, distribución y función de desplazamiento en dos o más sismos grandes consecutivos, mostrando comportamientos recurrentes en áreas de ruptura o parches de fracturamiento. Con esto se sugiere que sismos grandes resultan del fallamiento de uno o más parches, cada uno caracterizado por una función de desplazamiento que es aproximadamente invariante en sismos consecutivos.

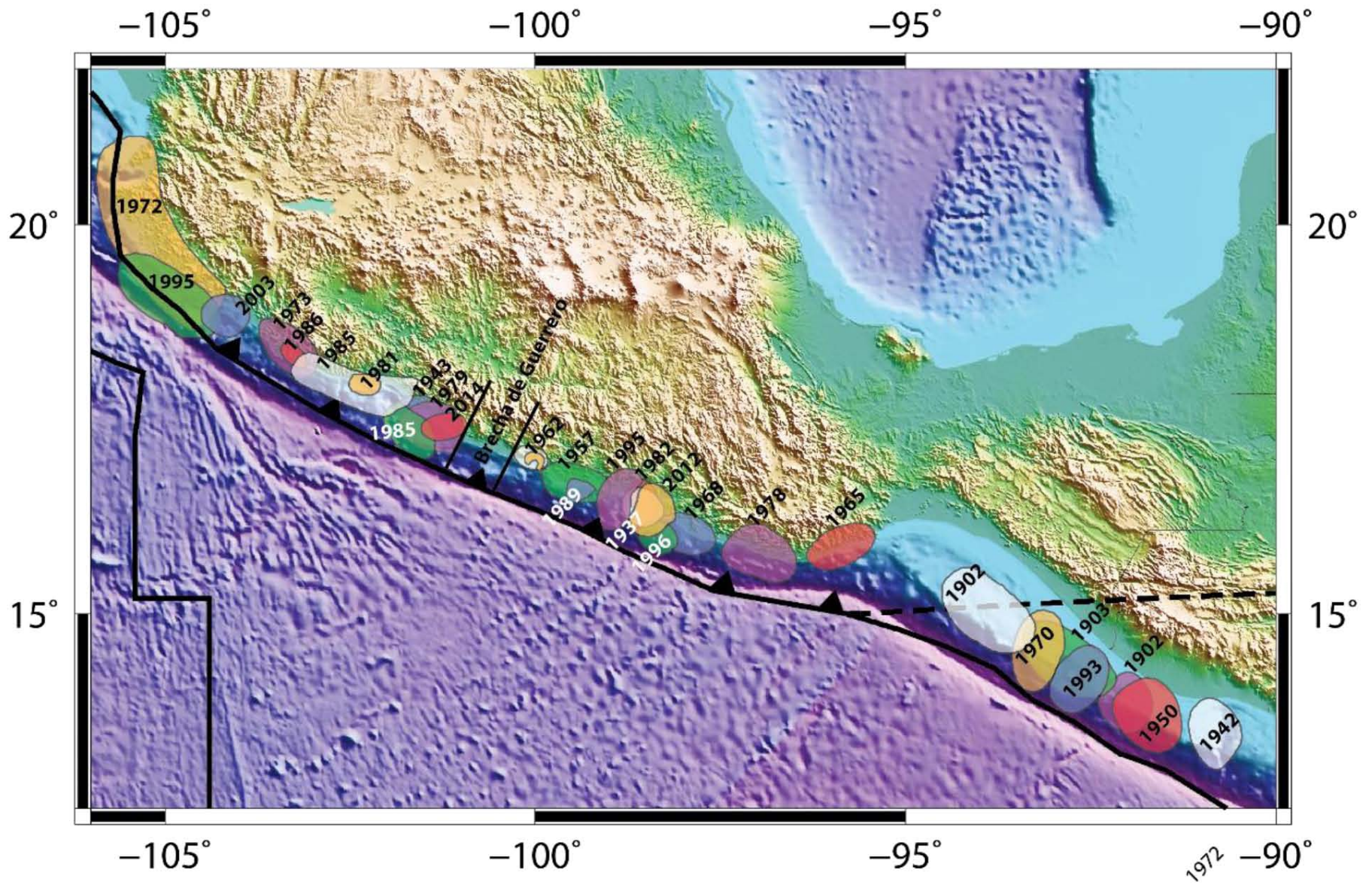


Figura 4.2: Sismos importantes en la zona de subducción de México desde 1902 hasta el 2015. Modificada de Kostoglodov y Pacheco (1999)

4.3 Propiedades dependientes de la profundidad en zonas de subducción

Existen propiedades dependientes de la profundidad en zonas de subducción, que se han observado en fallas de sismos de gran magnitud (Lay et al., 2012). Aunque ha sido difícil clasificar propiedades sísmicas sistemáticamente, Lay et al. (2012) presentaron un modelo conceptual que sirve para comparar comportamientos y evaluar cualquier factor que pueda aportar a la variabilidad sísmica (Figura 4.3).

El modelo de Lay et al. (2012) se conforma por cuatro dominios a lo largo de la zona sismogénica de un ambiente tectónico de subducción. El dominio A es el más somero, se extiende desde la trinchera hasta aproximadamente 15 km de profundidad por debajo del nivel del mar. Este dominio se caracteriza por tener desplazamientos asísmicos al igual que grandes sismos tsunamigénicos. Sismos que ocurren en esta región, de tamaños moderados a grandes tienden a tener una mayor duración que sismos más profundos con el mismo momento. Por otro lado, los eventos tsunamigénicos, despliegan velocidades de ruptura lentas, poco contenido energético en altas frecuencias y poseen energías irradiadas escaladas bajas.

El siguiente dominio, de acuerdo con Lay et al. (2012) es el B, que va de 15 a 35 km de profundidad. En este dominio se presentan sismos grandes con desplazamientos extensos, pero con energías pequeñas en periodos cortos. La magnitud y el comportamiento espectral para sismos pequeños son promedio, al igual que su energía escalada para sismos grandes.

El dominio C, según el modelo de Lay et al. (2012), va de 35 a 55 km de profundidad; tiende a presentar sismos con desplazamientos moderados. A esta profundidad son comunes los cambios en tipos de roca que pueden ir de corteza-corteza hacia corteza-manto, a lo largo de las fallas. Sismos grandes en el dominio C muestran mayores contenidos energéticos en frecuencias altas, y valores relativamente grandes de energía escalada.

El dominio D se forma preferentemente en placas de subducción jóvenes con buzamientos someros (Lay et al., 2012). Este dominio se encuentra en una zona de transición dentro del dominio C, entre los 30 y 45 km. En él, hay una combinación de

sismos con desplazamientos lentos, bajas frecuencias y tremores sísmicos. Aún no se ha establecido si esta región está presente en todas las zonas de subducción, pero no ha habido reportes de comportamientos correspondientes al dominio D en regiones con grandes sismos recientes y donde placas viejas estén subduciendo.

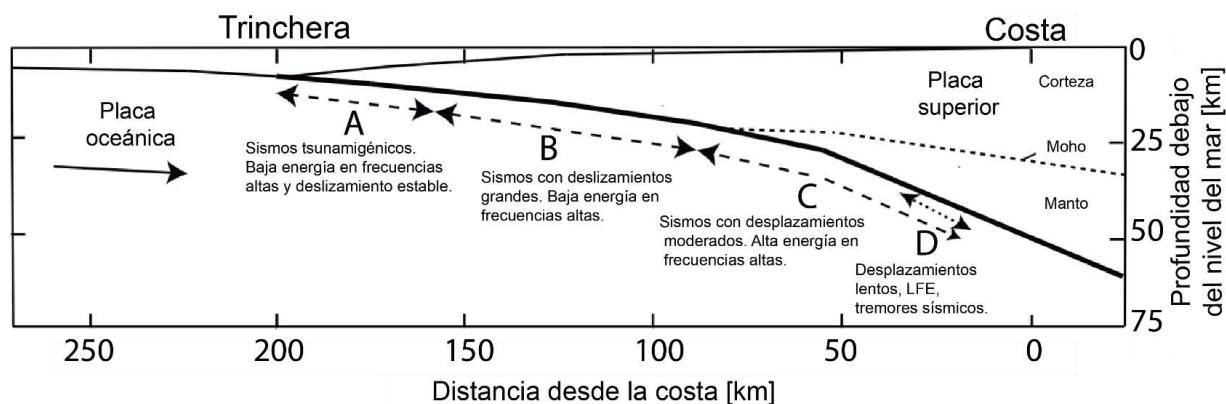


Figura 4.3: Dominios de propiedades sísmicas dependientes de la profundidad. Se muestra una sección transversal esquemática de una zona de subducción, con los cuatro dominios y las propiedades que cada uno tiene. Tomada y modificada de Lay et al. (2012).

4.4 Ometepec Pinotepa-Nacional

El sismo del 20 de marzo del 2012, junto con sus réplicas, se localizan en una región de la trinchera Mesoamericana con gran actividad sísmica. Esta región, denominada como el segmento de Ometepec (entre -98.2° y -99.5°), ha presentado varios sismos importantes con magnitudes grandes en los últimos 180 años, con un periodo de recurrencia de 30 a 50 años (Singh et al., 1981). La placa de Cocos que subduce por debajo de la placa de Norte América en esta región, lo hace con una pendiente baja y con una profundidad somera relativa al de otras zonas de subducción como la de Chile, con profundidades menores de 20 km, aproximadamente (Suárez y Sánchez, 1996, Pardo y Suarez, 1995).

Además de la subducción, también se han observado a lo largo de la costa estructuras geológicas que en un pasado se creía eran zonas de fallas, como por ejemplo la Zona de Falla de Orozco (OFZ), la Zona de Falla de O'Gorman (GFZ) y la dorsal de Tehuantepec. Hoy en día se sabe que algunos de estos rasgos geológicos, como la GFZ y la dorsal de Tehuantepec, en realidad son cadenas paralelas de conos volcánicos submarinos con dimensiones de hasta 20 km de diámetro y 1700 m de altura, que forman dorsales en la

batimetría del piso oceánico (Kanjorski, 2003). Estos montes submarinos están entrando a la zona de subducción con una orientación de 15°-20° de la ortogonal de la trinchera. Kanjorski (2003) ha sugerido un modelo en el que la corteza oceánica se encuentra fragmentada a lo largo de fallas de las cadenas montañosas de la zona de subducción. Esto ocasionaría que durante sismos grandes cada uno de los fragmentos de la placa subducida rompiera independientemente, con sus dimensiones siendo controladas por la separación entre las cadenas de montes (50 a 100 km) (UNAM Seismology Group, 2013). De esta forma, la subducción de la corteza oceánica y su topografía puede influir en la sismicidad de la zona de Ometepec (Kanjorski, 2003).

Características similares se han observado en el margen continental, donde Yamamoto et al. (2013) proponen posibles segmentaciones perpendiculares a la trinchera en la región de Ometepec. Los segmentos crean dos regímenes separados, divididos por bandas delgadas de baja sismicidad, que interpretaron como interrupciones en el margen continental, indicando que posiblemente el margen continental está altamente fragmentado, a través de la zona de Ometepec.

Dentro del monitoreo sísmico de esta zona, se han observado sismos importantes que han ocurrido dentro del segmento de Ometepec, como el doblete del 7 de junio de 1982 de $M_s6.9$ y $M_s7.0$ (Aztiz y Kanamori, 1989), que rompió sobre gran parte del área de ruptura del sismo del 20 de marzo del 2012. Parámetros de la fuente del doblete de 1982 fueron calculados por Aztiz y Kanamori (1989). La suma de los momentos de los dos sismos es de 5.6×10^{12} Nm, con una duración combinada de su función temporal de la fuente de 10 segundos. Con la suma de los momentos sísmicos y considerando el área de ruptura de la primera semana de réplicas (3200 km^2), la caída de esfuerzos del doblete fue de 0.4 MPa. Este resultado sugiere que el primer evento, que rompió sobre una asperidad más profunda, ocasionó un incremento en el estado esfuerzos, suficientemente grande como para disparar el segundo sismo (Aztiz y Kanamori, 1989).

Otro sismo importante en la región es el del 14 de septiembre de 1995, en Copala. Courboux et al. (1997) reportaron que este sismo de $M_w7.3$, inició su ruptura a aproximadamente 16 km de profundidad en la interfase de la placa subducida de Cocos y la continental, y se propagó echado arriba en dos direcciones (N165° y N70°). La

duración de su función temporal de la fuente fue de 12 segundos con un área de ruptura de 1350 km².

Además, hubo otro sismo importante, el 15 de julio de 1996, M_w 6.6, el cual fue clasificado como un sismo tsunamigénico, con un contenido energético deficiente en altas frecuencias, aceleraciones máximas pequeñas para su tamaño, ruptura lenta y energía sísmica escalada baja (Iglesias et al., 2003).

Capítulo 5

Procesamiento de Datos

5.1 Catálogo de eventos

Los catálogos de eventos que se utilizaron se conformaron con datos reportados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) de la UNAM, complementándolos con información del trabajo de la Vega (2014), de reportes del *Global Centroid Moment Tensor Project* (Global CMT), y del *National Earthquake Information Center* (NEIC) del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). La información requerida para cada uno de los eventos fue la ubicación hipocentral, el mecanismo focal y el momento sísmico.

Se utilizaron registros telesísmicos y regionales para realizar las estimaciones de energía sísmica, y comparar los dos tipos de estimaciones. Los registros telesísmicos únicamente se utilizaron para sismos con magnitudes mayores de 5.5, y con los registros regionales se realizaron estimaciones de E_s para sismos con magnitudes mayores de 4.0. Para el sismo principal del 20 de marzo del 2012, M_w 7.5, se emplearon registros acelerográficos del Instituto de Ingeniería de la UNAM, debido a que la mayor parte de los registros de velocidad del SSN presentaban efectos de saturación en sus señales.

El intervalo de tiempo que cubre nuestro catálogo inicia en la hora en la que sucedió el sismo principal, el 20 de marzo del 2012 a las 18:02:47 (hora GMT), y se incluyeron todos los sismos que fueran réplicas y que se encontraran en el área de ruptura (Figura 5.1) publicada por UNAM Seismology Group (2013). Legrand D. (comunicación personal, 2014) re-localizó más de 1220 réplicas con magnitudes mayores de 1.0, que ocurrieron

en tan solo los seis siguientes días al evento principal; sin embargo, para este trabajo se utilizaron únicamente réplicas con magnitudes mayores de 4.0, reportadas por el SSN. Sismos menores que esta magnitud no fue posible utilizarlos, debido a que la amplitud de la señal era baja con respecto al nivel de ruido en las trazas.

El catálogo incluye 67 días después del sismo principal; es decir, hasta el día 15 de mayo del 2012. El intervalo de tiempo fue tomado con base en los cálculos de duración de las réplicas por Figueroa (2014). Un catálogo preliminar quedó conformado por 246 eventos con magnitudes mayores de 4.0 en los 67 días siguientes al sismo principal. La Figura 5.1 muestra la distribución en el tiempo de sismos de magnitudes mayores de 4.0, iniciando el 1 de marzo del 2012 y finalizando 365 días después, indicándose el inicio y fin del catálogo de este trabajo. Dos réplicas importantes (por su magnitud) posteriores al intervalo que abarca el catálogo, fueron incluidas.

El estudio se realizó con réplicas para evitar incertidumbres adicionales en las estimaciones, causadas por tipos de falla variables o variaciones en parámetros utilizados en el proceso de estimación, como lo son leyes de atenuación de la zona de estudio. Al utilizar únicamente réplicas, podemos considerar que las fuentes provienen de una misma zona de ruptura, y éstas se pueden caracterizar por tener las mismas propiedades y sufrir los mismos efectos en la transmisión de sus ondas sísmicas.

Los registros telesísmicos de tres sismos, con magnitud mayor de 5.2, fueron tomados de redes sismológicas asociadas al proyecto de *Incorporate Research Institute for Seismology* (IRIS). Se seleccionaron estaciones ubicadas entre 30° y 90° de distancia al epicentro del sismo principal (Figura 5.2). Las redes que se utilizaron fueron, *Global Seismographic Network* (GSN), *Geoscope* (G), *GSN Iris/Ida* (II), *GSN Iris/USGS* (IU), y la red virtual *Sensores _STS-1*.

Los registros regionales se obtuvieron de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (Figura 5.3). De esta red se consiguieron los registros de velocidad de los 246 eventos del catálogo preliminar. La red cuenta con 60 estaciones de banda ancha en la República Mexicana; sin embargo, para este estudio únicamente utilizamos trazas de estaciones en los estados de Guerrero, Oaxaca, Michoacán, Puebla, Morelos, Estado de

México y la Ciudad de México. La selección de estas estaciones del SSN se basó en que se contaba con los parámetros de atenuación para una fuente sísmica interplaca, proveniente de zona de Guerrero y con trayectorias de propagación hacia la Ciudad de México y centro del país (Ordaz y Singh, 1992).

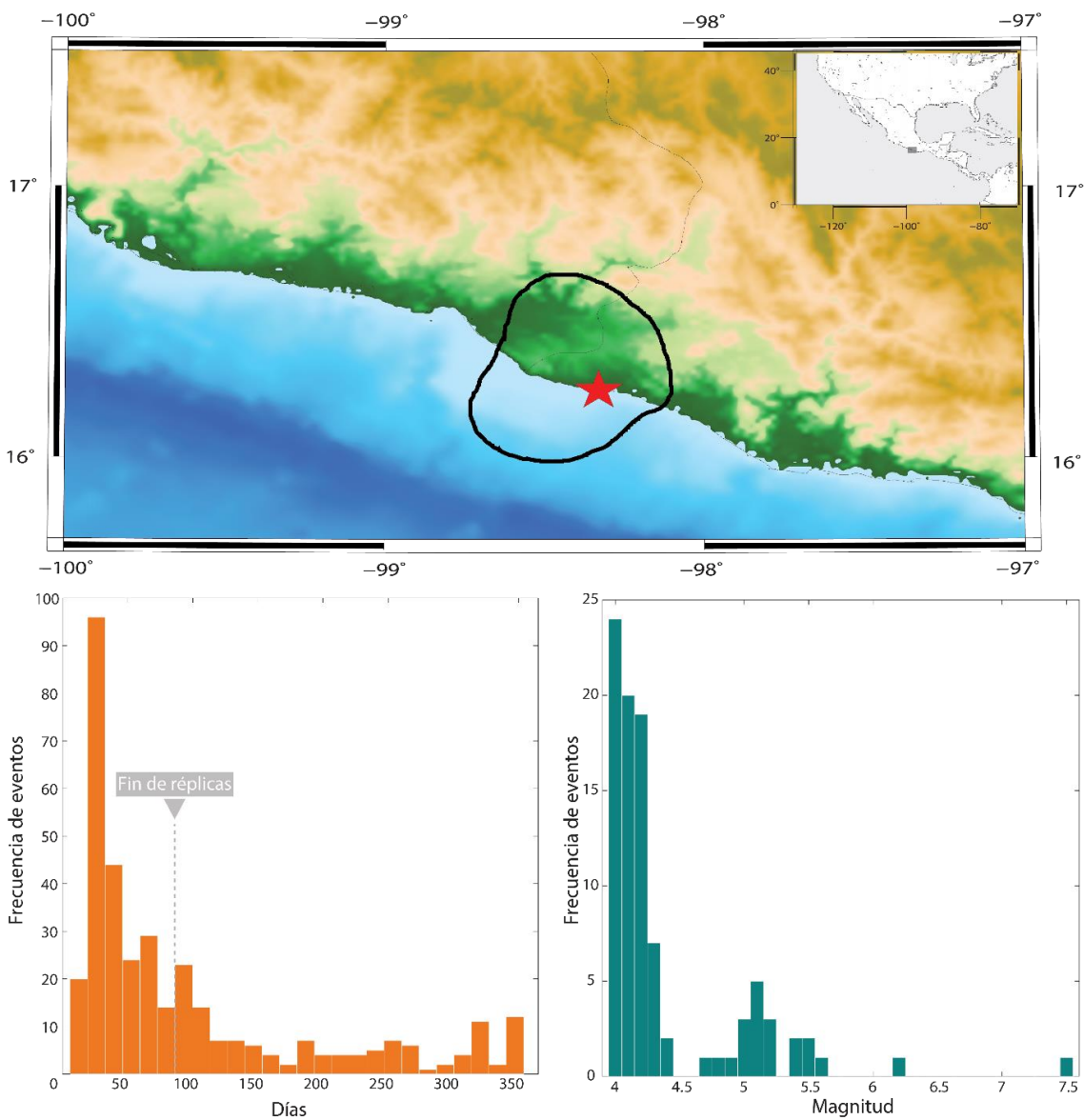


Figura 5.1: (Arriba) Sismo principal de Ometepec-Pinotepa Nacional del 20 de marzo de 2012 (estrella) y su zona de ruptura obtenida por UNAM Seismology Group (2013). (Abajo-izquierda) Número de sismos ocurridos en la vecindad de la zona de ruptura, por semana, a partir del 1 de marzo. 67 días después del evento principal es cuando las réplicas terminan de acuerdo con Figueroa (2014). Abajo-derecha: Distribución de sismos en el catálogo con respecto a su magnitud.

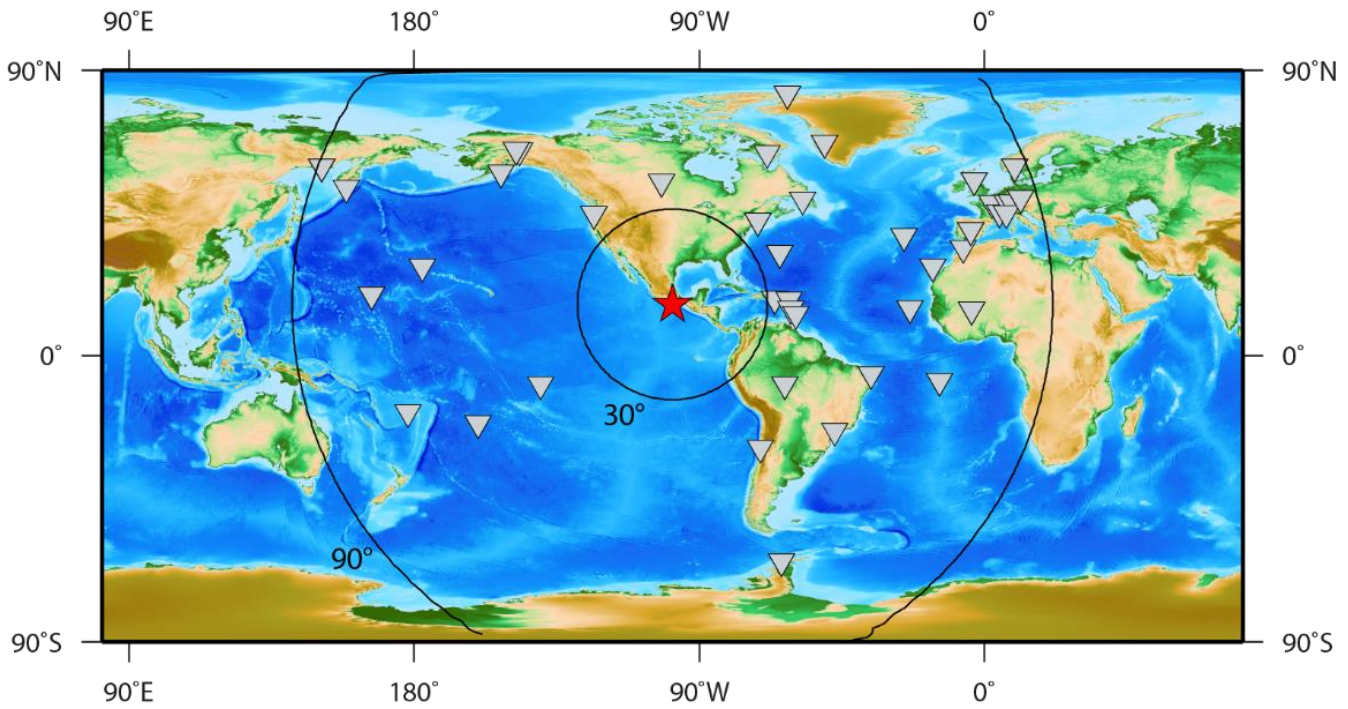


Figura 5.2: Sismo principal de Ometepec-Pinotepa Nacional del 20 de marzo de 2012 (estrella roja) y estaciones sismológicas (triángulos invertidos), utilizadas para la estimación de energía sísmica irradiada con registros telúsmicos a distancias entre 30° y 90°.

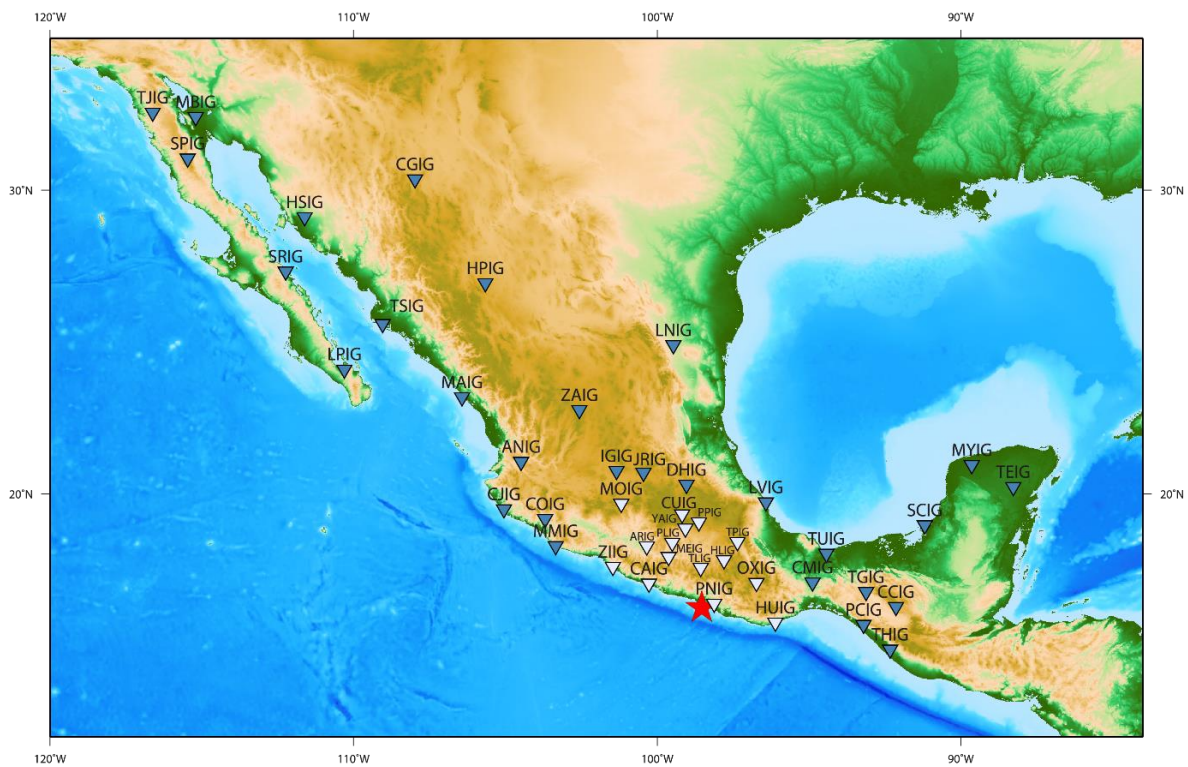


Figura 5.3: Sismo principal de Ometepec-Pinotepa Nacional del 20 de marzo de 2012 (estrella roja), y estaciones de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (triángulos invertidos). Los triángulos blancos son las estaciones utilizadas para las estimaciones de energía sísmica irradiada.

Durante el proceso de estimación de energía sísmica irradiada, algunos sismos del catálogo fueron excluidos del estudio por diferentes motivos, entre ellos, defectos en las señales por errores de instrumento o saturación, pocas estaciones disponibles para realizar estimaciones de energía sísmica y/o baja relación señal ruido en las trazas. Finalmente, los resultados que se presentan en este trabajo están basados en el estudio de 93 sismos que conformaron el catálogo definitivo (Tabla A-2).

5.2 Estimación de la energía sísmica irradiada

Para realizar la estimación de la energía sísmica irradiada, E_s , se llevaron a cabo distintos procesos con ayuda de paquetes de software, algunos de ellos de uso público de instituciones especializadas en sismología, y otros de diseño exclusivo para estimaciones de energía sísmica. El procedimiento de estimación inicia con la formación de un catálogo, continua con procesamiento y tratamiento de señales y concluye con el cálculo de energía y momento sísmico.

El primer paso fue crear un catálogo de los sismos que se analizarán. Con un catálogo listo, se descargaron las trazas en formato SAC de los eventos desde los servidores del Servicio Sismológico Nacional para los datos regionales y desde los sitios de internet del IRIS en Wilber III (<http://ds.iris.edu/wilber3>), para telesísmicos. Para poder utilizar los datos obtenidos desde Wilber III, se necesita una descompresión de los archivos de formato SEED, con la paquetería del software rdseed (IRIS, <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/software/downloads/rdseed/>), para obtener los sismogramas en formato SAC.

Los datos crudos descargados requieren de una corrección por instrumento para recuperar el movimiento y amplitudes reales del suelo. La corrección se hizo con una deconvolución del sismograma con la función de respuesta del instrumento, representada en los archivos de polos y ceros. Este pre-procesamiento se realizó dentro del programa *Seismic Analysis Code* (Goldstein, Snoke, 2005). La corrección por instrumento incluye un filtro en forma trapezoidal sobre la banda de frecuencias en las cuales los instrumentos son capaces de registrar. Para datos telesísmicos el filtro tiene frecuencias de esquina en 0.001, 0.004, 50, 60 Hz, y para datos regionales, frecuencias

de equina de 0.005, 0.0125, 20, 30 Hz. El filtro tiene el propósito de reducir el efecto ocasionado por el sismómetro que tiene una respuesta de cero en la frecuencia cero, y para eliminar ruido en altas frecuencias (Seismic Analysis Code Users Manual, 2014). También se emplean correcciones de remoción de media y de tendencia lineal. En algunas ocasiones fue necesario editar las trazas para remover ruido ocasionado por sismos que ocurrieron con periodos cortos de tiempo entre ellos. En estas situaciones las trazas fueron cortadas después de que el sismo en estudio haya concluido.

El siguiente paso es hacer picados manuales sobre los registros, para conocer el tiempo de llegada de las ondas P y S.

Para realizar las correcciones por patrón de radiación es necesario que el catálogo contenga los valores de los mecanismos focales de los sismos. En esta ocasión únicamente se tenían los mecanismos focales para 32 sismos de magnitudes mayores de 4.4, todos ellos descritos en el trabajo de La Vega (2014). Para los sismos en los que no fue posible obtener esta información, se asumió que todas las réplicas tenían el mismo mecanismo focal que el sismo principal. Esta suposición posee un efecto menor en la estimación de E_s con registros regionales, debido a que también se asume un mecanismo focal promedio para realizar una estimación de E_s con el método de Singh y Ordaz (1994). Aun así, pruebas de estimaciones de energía para observarla incertidumbre de mecanismos focales, determinaron que cambios en él no provocaban diferencias significativas en los resultados de E_s .

Los procedimientos de estimación, que se explicaron en las secciones 3.4.1 y 3.4.2, se llevaron a cabo con software creado por Pérez-Campos en la plataforma de Matlab. Estos programas cuentan con una interfaz gráfica para el usuario (Figura 5.4), realizan las correcciones necesarias y el cálculo del flujo de energía de un espectro de fuente corregido. Al final, invierten las estimaciones en cada estación para obtener un resultado de energía sísmica irradiada. La salida de estos programas también conlleva como resultado la obtención de un espectro de fuente.

Para las estimaciones regionales, el factor de calidad utilizado para la corrección por atenuación en el flujo de energía fue

$$Q(f) = 273f^{0.66} \quad (5.1)$$

(Ordaz y Singh, 1992), que es válido para sismos con una fuente sísmica interplaca en la trinchera Mesoamericana, en las costas de Guerrero, y que sus ondas sísmicas hayan tenido un trayecto hacia el centro del país. El valor elegido para el factor de calidad ha sido comprobado y es útil para $f > 0.2$ Hz (Ordaz y Singh, 1992), no obstante para frecuencias menores de 0.2 Hz no se conoce el factor de calidad de la región. Sin embargo, estudios han mostrado que resultados se muestran insensibles a elecciones razonables de Q (Ordaz y Singh, 1992), por lo que se usó la misma ley de atenuación de la Ecuación (5.1).

La corrección por dispersión geométrica $G(R)$, en el caso regional está dada por

$$G(R) = \begin{cases} R & R \leq R_0 = 100 \\ \sqrt{R_0 R} & R > R_0 = 100 \end{cases} \quad (5.2)$$

donde R_0 es la distancia en la que supuestamente previamente dominan las ondas de cuerpo y posteriormente dominan las ondas superficiales (Ordaz y Singh, 1994).

Los valores de densidad y velocidad de la onda S, utilizados en la estimación de energía sísmica regional, son $\rho = 2.8$ gm/cm³ y $\beta = 3.5$ km/s.

La corrección por efectos de sitio para registros regionales es la misma que la que se utiliza en los registros telesísmicos y que se describió en la Sección 3.4.1. Como limitante, se eligen estaciones que se encuentren en roca firme (Pérez-Campos et al., 2003). Los parámetros para la corrección que se utilizaron fueron factores de amplificación para una roca genérica (Boore y Joyner, 1997), y valores promedio de atenuación. El parámetro κ en algunas de las estaciones se obtuvo de estudio previos (Castro et al., 1990; Humphrey y Anderson, 1992), y en el caso de que no se contara con el valor de κ , se utilizó un promedio de $\kappa = 0.0306$. Para los datos telesísmicos, se utilizaron factores de amplificación para una roca genérica muy fuerte y parámetros generalizados de atenuación. El valor de κ fue de 0.01 s (Boore y Joyner, 1997).

Cuando el momento escalar sísmico para un sismo determinado era desconocido, se empleó el código de Ordaz y Montoya "Source I", para calcularlo. Este código fue diseñado

para deducir el momento sísmico escalar, la frecuencia de esquina y la caída de esfuerzos a partir de observaciones. La entrada a este programa es un espectro de fuente de desplazamiento, con el que manualmente se crea un ajuste a los datos con el modelo de espectro de la fuente de Brune (1970). El momento sísmico se obtiene con la amplitud del espectro en la frecuencia cero.

Se observó que para eventos de magnitudes iguales o menores que 4.0, los niveles de ruido eran grandes, y los resultados de estimaciones de energía sísmica mostraban valores cercanos a estimaciones calculadas a ventanas de ruido. Empleando el mismo método de estimación de energía descrito anteriormente, se calculó la energía sísmica a ventanas de ruido. Los valores resultantes mostraron en promedio una energía de 2.85×10^8 Nm, siendo éste, nuestro valor mínimo de estimación, el cual es alcanzado con sismos de magnitudes iguales o menores que 4.0.

Para poder distinguir los datos en los que el ruido era el factor dominante en las estimaciones de energía sísmica, se realizó un análisis del valor cuadrático medio (*Root Mean Square*, RMS) en las trazas de velocidad. Dentro de SAC, se calculó el RMS de ventanas de ruido de 30 segundos previas a la llegada de la onda P, y de ventanas con señal 30 segundos posteriores a la llegada de la onda S. El cociente del RMS de la ventana de señal sobre el de la ventana de ruido se determinó como el parámetro de referencia para conocer cuándo el nivel de ruido era alto. Para este parámetro se obtuvieron valores que van desde 0 hasta 500, siendo las señales ruidosas aquéllas con valores menores que 20. Estimaciones de energía sísmica fueron descartadas cuando el número de estaciones con valores de RMS menores de 20 fueran mayoría.

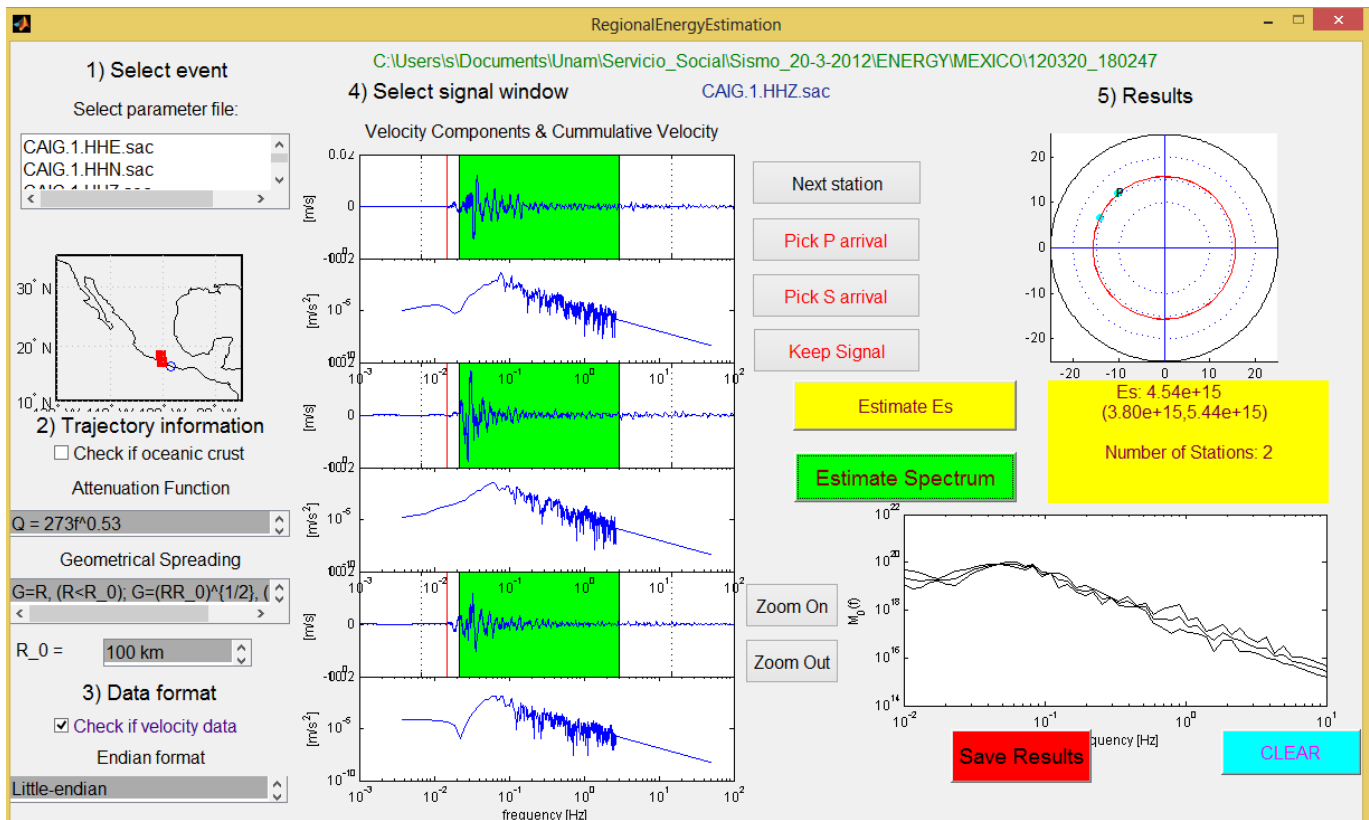


Figura 5.4: Ejemplo de la interfaz en Matlab para la estimación de energía regional. La interfaz está dividida en 5 secciones. 1) Selección, de datos y estaciones que se analizarán, acompañado de un mapa indicando la ubicación del evento con un círculo azul y las estaciones seleccionadas en cuadros rojos. 2) Tipo de correcciones que se utilizarán en la estimación de energía. Se elige la función de atenuación con un valor de Q , y $G(R)$ para la corrección por dispersión geométrica en función de una distancia R . 3) Selección del tipo de datos que se usarán. 4) Trazas de las tres componentes de un evento registrado en una estación, con una ventana de tiempo en la cual se estimará la energía con los espectros de amplitud que se muestran. 5) Resultados de las estimaciones en cada estación junto con su azimuth. El círculo rojo representa el promedio de las energías en las estaciones, equivalente al radio del círculo. En la parte inferior derecha, se muestra el espectro de amplitud promedio.

Capítulo 6:

Resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del procesamiento de datos de los 93 sismos incluidos en los catálogos definitivos (Tabla A-1, Tabla A-2).

La Figura 6.1 muestra las ubicaciones del sismo principal y las réplicas analizadas, con el objetivo de situar geográficamente cada uno de los sismos. La mayor parte de los sismos se encuentran dentro del área de ruptura publicada por UNAM Seismological Group (2013); sin embargo, también se examinaron otros sismos que se localizan más cercanos a la trinchera Mesoamericana.

Para todos los sismos analizados en esta tesis, se obtuvieron sus espectros de fuente corregidos, a partir de las observaciones de los registros regionales. Con los métodos descritos en la Sección 3.4, se corrigieron los espectros de fuente calculados a partir de la información de cada estación y se promediaron todos ellos. En la Figura 6.2 se observan los espectros de fuente de desplazamiento de todos los sismos analizados, siendo los espectros de mayor amplitud y con frecuencia de esquina menor los de sismos de mayor tamaño (en colores cálidos). En las caídas de los espectros, en las frecuencias altas, se observa la interpolación lineal que se usó para la cancelación de ruido. Para los sismos en los que no se tenía un reporte del momento sísmico escalar, el parámetro fue estimado a partir del nivel plano en la frecuencia cero de estos espectros.

En los sismos de menor tamaño, alrededor de la frecuencia de 0.1 Hz se observa un máximo en las amplitudes de los espectros. El motivo que da lugar a esta observación, no se tiene claro, sin embargo como una primera suposición, podemos pensar que este

comportamiento puede ser causado por sismos someros, prominentes en ondas superficiales, que excitan frecuencias de 0.1 Hz y menores (Lay, 1995). Para poder verificar el verdadero motivo de este comportamiento, un análisis espectral más detallado se tendría que realizar en cada uno de los sismos. Por otro lado, comportamientos como éste ocasionarían un incremento en los valores de nuestras estimaciones de energía; sin embargo, este efecto sería pequeño, debido a que gran parte de la energía sísmica irradiada se encuentra ubicado en frecuencias mayores a la frecuencia de esquina.

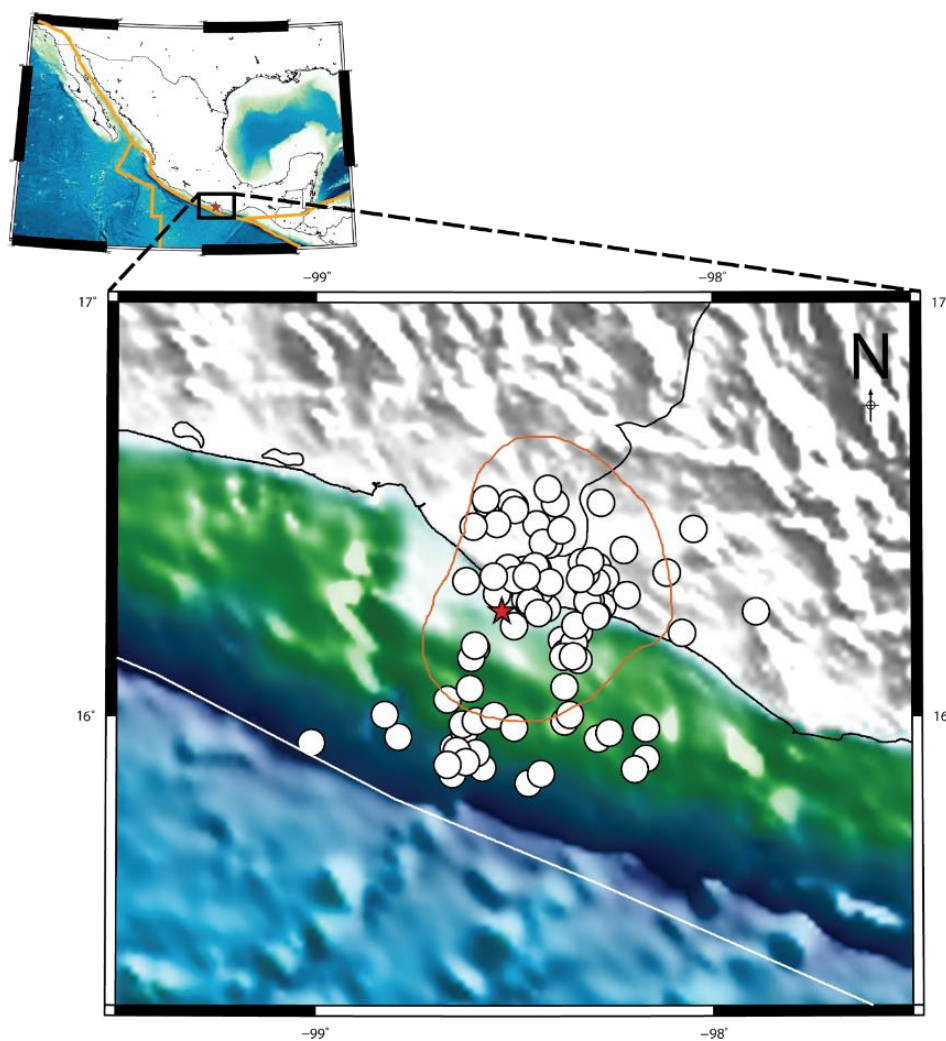


Figura 6.1: Localización del sismo del 20 de marzo 2012 y las réplicas que se analizaron en este trabajo. La estrella roja marca el epicentro del sismo principal y los círculos blancos los de las réplicas. La línea naranja representa el área de ruptura del sismo principal (UNAM Seismology Group, 2013) y la línea blanca, la Trinchera Mesoamericana.

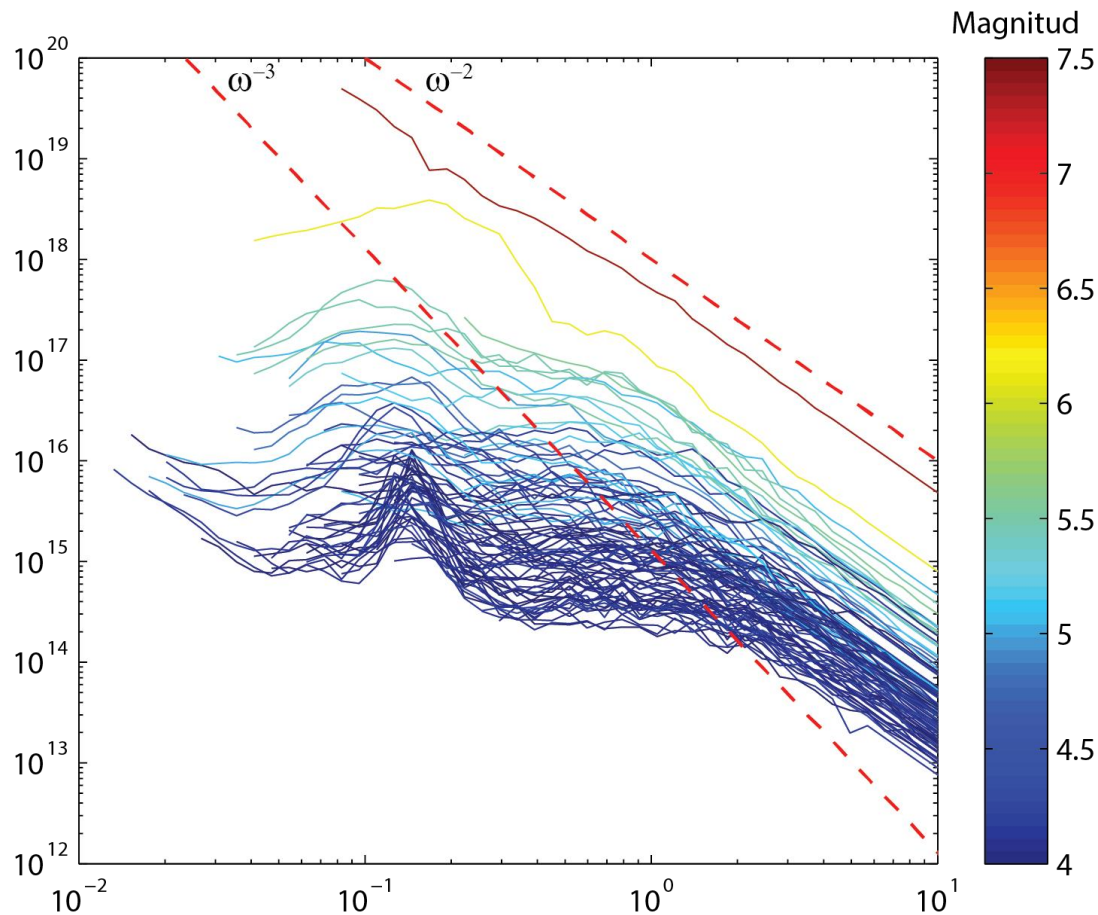


Figura 6.2: Espectros de fuente para los 93 sismos del catálogo. Las líneas discontinuas muestran pendientes de ω^{-2} y ω^{-3}

Como fase inicial se estimaron energías sísmicas con registros telúsmicos. Únicamente fue posible hacer esto para tres sismos, uno de ellos el sismo principal y dos de sus réplicas de mayor tamaño.

Aunque son pocos los resultados obtenidos con registros telúsmicos, logramos ver que los datos forman una tendencia lineal creciente, entre el momento y la energía sísmica estimada. Para los dos sismos de mayor magnitud ($M_w 7.5$ y $M_w 6.1$), las estimaciones de energía telúsmicas obtenidas fueron de 8.77×10^{15} y 8.35×10^{13} J, respectivamente, mientras que las estimadas por IRIS (Convers y Newman, 2011, <http://dx.doi.org/10.17611/DP/1736843>), para los mismos dos sismos son de 7.34×10^{15} y 3.99×10^{14} J, respectivamente. Para el sismo de mayor tamaño, las estimaciones de IRIS y la obtenida en este trabajo son compatibles con un factor diferencia de 0.07; sin embargo, para el sismo de $M_w 6.1$ existe una mayor diferencia en los resultados de energía sísmica, con un factor de diferencia de 0.67.

El segundo grupo de resultados fueron los obtenidos a partir de registros regionales. Se llevaron a cabo estimaciones de energía sísmica irradiada con registros regionales siguiendo el método desarrollado por Singh y Ordaz (1994) y modificado por Pérez-Campos (2003), para los 93 sismos del catálogo (Tabla A-2). Los resultados se listan en la Tabla A-3 y se muestran en la Figura 6.3, junto con los resultados de estimaciones de energía sísmica obtenidos por Singh y Ordaz (1994), para 18 eventos ocurridos entre 1985 y 1992 con momentos sísmicos entre 10^{15} a 10^{21} Nm, localizados a lo largo de la zona de subducción de los estados de Guerrero y Michoacán.

Las estimaciones de energía sísmica de Singh y Ordaz (1994) se realizaron con registros acelerográficos que los autores corrigieron por atenuación y patrón de radiación, omitiendo la corrección por efecto de sitio. Pérez-Campos et al. (2003) indicaron que la aplicación de una corrección por efecto de sitio es un aspecto importante al realizar una estimación de energía sísmica, de lo contrario, ésta se podría sobreestimar. Vemos este efecto en las estimaciones de Singh y Ordaz (1994), que sin una corrección por efectos de sitio, tienen valores de energía sísmica por encima de los que se obtuvieron en este estudio. Al aplicar a los resultados de Singh y Ordaz (1994) un factor de 3/11, equivalente a una corrección promedio por efecto de sitio propuesta por Pérez-Campos et al. (2003), encontramos que los valores de energía decrecen y caen dentro del rango de energías sísmicas obtenidas en este estudio.

Vemos que las estimaciones de energía sísmica obtenidas a partir de registros regionales y a partir de registros telesísmicos siguen la misma tendencia lineal (Figura 6.3). La mayor discrepancia que se encontró entre los valores obtenidos a partir de registros telesísmicos que con datos regionales, fue un factor de 3.16, concluyendo que para los datos procesados en este estudio, la diferencia entre estimaciones es pequeña como se indica en la Figura 6.4.

Las estimaciones de energía sísmica son proporcionales al momento sísmico escalar, exhibiendo la posible existencia de autosimilitud entre sismos de distintos tamaños con respecto al momento sísmico y a la energía sísmica irradiada. La línea continua en la Figura 6.3, representa un valor constante de E_s/M_0 de $1.26e-05$, que es el valor promedio de energía sísmica escalada obtenido en este estudio. La línea constante de E_s/M_0 , se

mantiene dentro del rango de una media desviación estándar de la energía sísmica, mostrando que la tendencia de los datos está muy cercana a la línea constante. Por otro lado, la línea punteada nos muestra un valor constante de E_s/M_0 de $1.88e-05$, que es el valor promedio de energía sísmica escalada obtenida en el estudio de Singh y Ordaz (1994), con una corrección por efecto de sitio, descrita en el párrafo anterior.

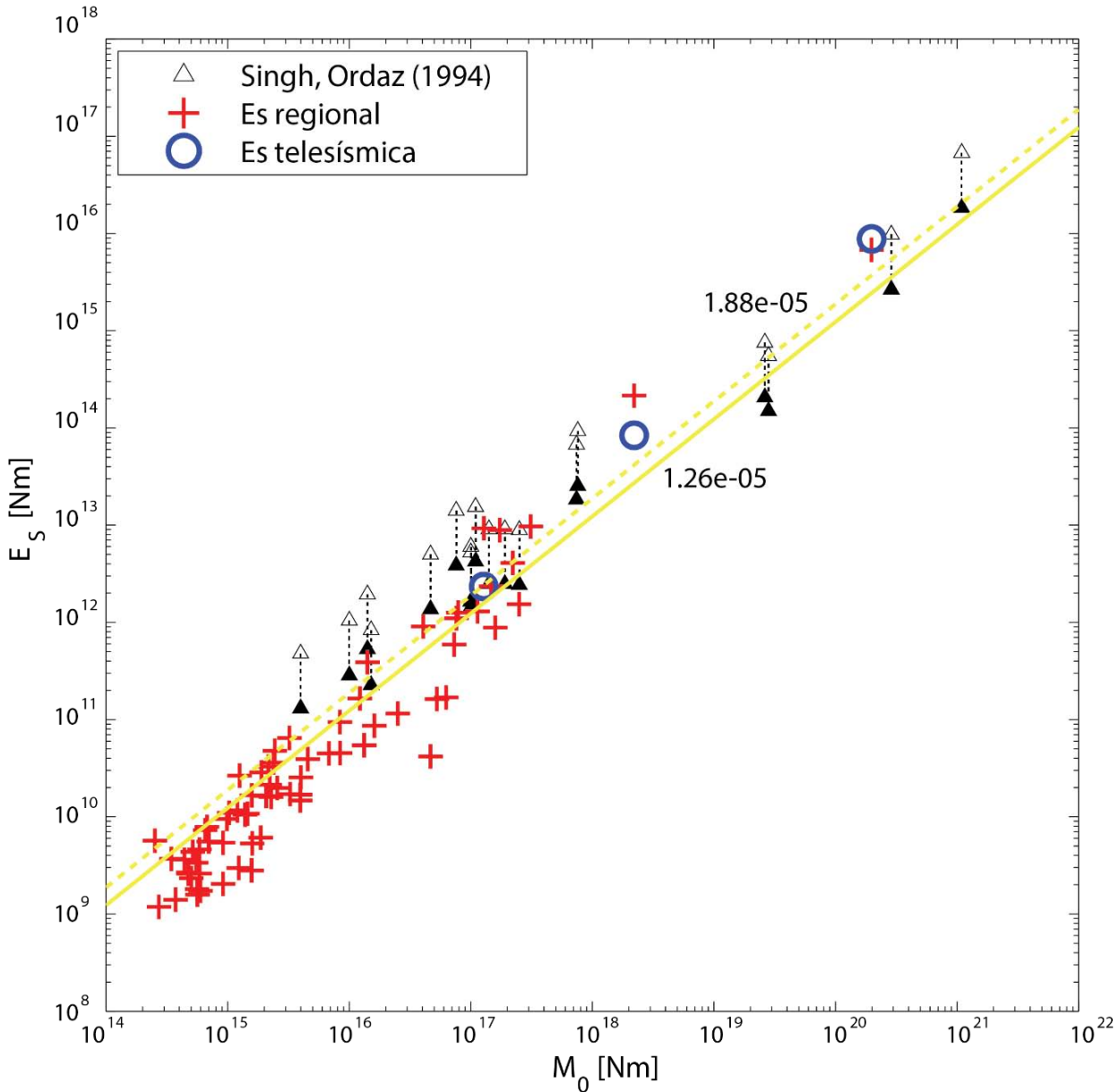


Figura 6.3: Energías estimadas con registros regionales y telesísmicos, contra momento escalar. Los triángulos sin relleno muestran los resultados de estimaciones de energía regional obtenidos por Singh y Ordaz (1994), y los triángulos con relleno, los mismos resultados con una corrección de un factor de $3/11$, por efecto de sitio. Las líneas amarillas representan un valor constante de E_s/M_0 , igual al promedio de E_s/M_0 para los datos corregidos de Singh y Ordaz (1994) representado con línea discontinua y el promedio de los datos obtenidos en este estudio con una línea continua.

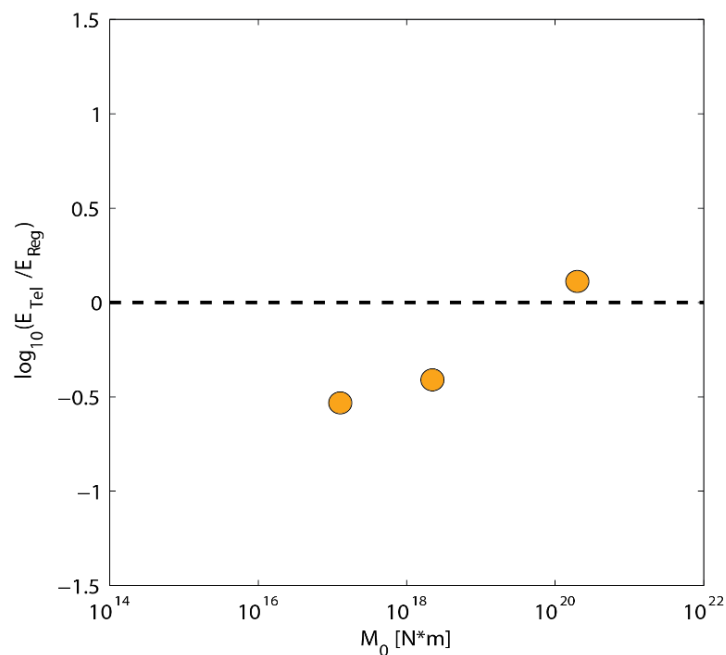


Figura 6.4: Comparación de estimaciones telesísmicas y regionales, marcando con una línea discontinua el nivel donde la energía sísmica obtenida con datos telesísmicos es igual que la energía sísmica estimada con datos regionales.

Al analizar individualmente las estimaciones de energía sísmica en cada estación, se observaron características particulares. Se notó que de forma constante algunas estaciones sobrestimaron o subestimaron el valor de energía sísmica (Figura 6.5). Se prestó atención a tres estaciones, una de ellas ubicada en Pinotepa Nacional, Oaxaca (PNIG), otra ubicada en Tlapa, Guerrero (TLIG) y una tercera, ubicada en Ciudad Universitaria en la Ciudad de México (CUIG), localizadas aproximadamente a 43, 130 y 330 km del epicentro del sismo principal, respectivamente.

La estación más cercana al epicentro del sismo principal, PNIG, mostró un comportamiento disperso en las estimaciones de energía sísmica, tanto subestimándolas como sobreestimándolas, reflejando una variación amplia de las estimaciones, y con el mayor valor de kurtosis que se aleja del cero de -1.09 (Figura 6.5). Sin embargo, en promedio, PNIG subestimó las energías sísmicas con un factor de 3.02 con respecto al promedio.

En la segunda estación, TLIG, se obtuvieron estimaciones esencialmente iguales que los valores obtenidos del promedio de todas las estaciones. En general, los valores de energía sísmica fueron subestimados en TLIG por un factor de 1.02, formando una

distribución estrecha, con el menor valor de kurtosis de -0.08, que se encuentra cercano a cero. (Figura 6.5).

En la estación CUIG, siempre se sobreestimaron las energías sísmicas con un factor promedio de 5.24. Al igual que TLIG, CUIG formó una distribución estrecha en las estimaciones individuales, con un valor de kurtosis de 0.50 (Figura 6.5).

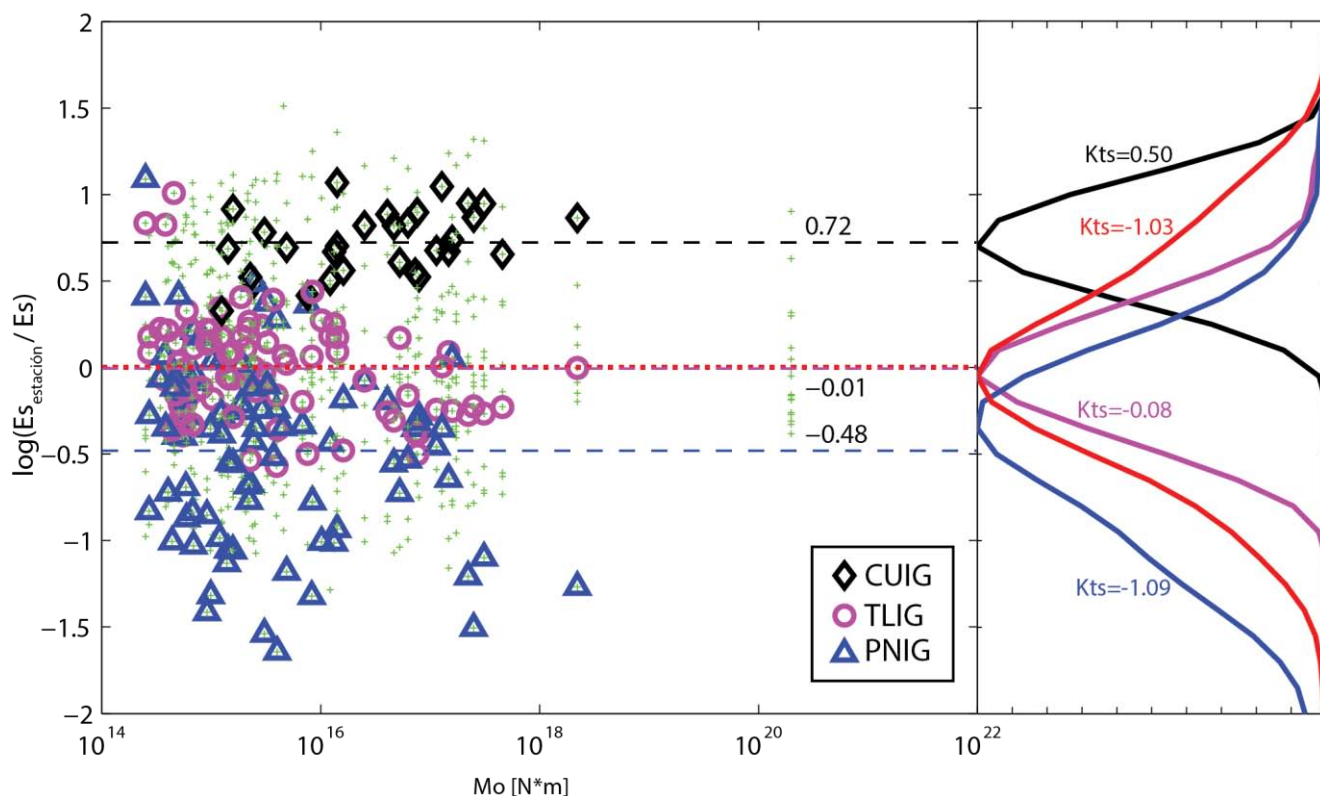


Figura 6.5: Diferencia logarítmica de las estimaciones de energía sísmica de los sismos en cada una de las estaciones y las estimaciones promedio de cada sismo. Las figuras representan el valor de la estimación realizada en cada estación, PNIG, TLIG y CUIG, todas ellas pertenecientes a la Red de Banda Ancha del SSN. Las líneas discontinuas son los promedios de las diferencias para cada una de las estaciones, de acuerdo con su color. La línea roja punteada representa el valor en el que la estimación de las estaciones es igual a la estimación promedio. De lado derecho se encuentran las distribuciones de los datos para cada una de las estaciones, en el mismo color que los símbolos de las estaciones, para todos los datos se muestra en color rojo. El parámetro Kts es el valor de kurtosis para cada una de las distribuciones.

Para cada una de las tres estaciones seleccionadas se estudió el comportamiento de las estimaciones de energía sísmica con respecto a la distancia entre los epicentros de los sismos y la trinchera Mesoamericana (Figura 6.6). Esto se hizo con la finalidad de buscar alguna posible correlación de la energía sísmica irradiada con la distancia. La calidad de los ajustes fue evaluada con pruebas de hipótesis basadas en un análisis de varianzas (ANOVA) (Sanford, 1985), que nos ayudaron a comparar estadísticamente los modelos

obtenidos. En este caso comparamos las varianzas de dos modelos, el primero de ellos, es un ajuste lineal entre la energía sísmica escalada en las ordenadas, y , y la distancia en las abscisas, x , teniendo

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + e_i, \quad (6.1)$$

donde y_i es el valor observado determinado con el valor x_i , β_0 es la ordenada al origen y β_1 es la tasa de cambio de y por unidad de x , o la pendiente del modelo. e_i es una cantidad aleatoria desconocida introducida para tomar en cuenta errores no observados.

El segundo modelo es uno con una pendiente igual a cero y una ordenada al origen β_0 , igual a la media de los datos,

$$y_i = \beta_0 + e_i. \quad (6.2)$$

La prueba de hipótesis quedó formada con una hipótesis nula (H_N), en la que el modelo de la Ecuación (6.2) con pendiente igual a cero representa de mejor manera a la muestra de datos, y una hipótesis alternativa (H_A) en la que el ajuste lineal de la Ecuación (6.1) representa mejor el comportamiento de la muestra; es decir,

$$\begin{aligned} H_N: y_i &= \beta_0 + e_i, \\ H_A: y_i &= \beta_0 + \beta_1 x_i + e_i. \end{aligned} \quad (6.3)$$

El resultado del análisis ANOVA es un valor F , obtenido de comparar el cuadrado de la media de la regresión, SS_{reg} , con el estimador de la varianza o la media de los residuos al cuadrado, $\hat{\sigma}^2$; es decir,

$$F = \frac{SS_{reg}}{\hat{\sigma}^2}. \quad (6.4)$$

El valor F se evalúa en una distribución F , para obtener un valor p y compararlo con el de un valor de confianza de 0.01. Si p es menor de 0.01 entonces se rechaza la hipótesis nula y tomamos la hipótesis alternativa, en el caso opuesto; i.e., p sea mayor de 0.01, no se rechaza la hipótesis nula, existiendo la posibilidad que ésta explique también los datos.

En las tres estaciones se obtuvieron pendientes muy cercanas a cero, con un valor de 0.001 para PNIG, -0.003 para CUIG y 0.004 para TLIG (Figura 6.6). En los tres casos, la prueba de hipótesis no rechazó la hipótesis nula establecida, con valores de $p > 0.01$,

indicándonos que los datos pueden ser representados por medio del modelo con pendiente cero.

Finalmente, la Figura 6.6 muestra cómo se comporta la energía sísmica escalada de cada uno de los sismos con respecto a su distancia a la trinchera. Existe una leve tendencia creciente de la energía escalada con la distancia entre los epicentros y la trinchera. Los datos ajustan a un modelo con una pequeña pendiente de 0.002; sin embargo, la prueba de hipótesis también indica que no es posible rechazar un modelo sin pendiente.

En el mapa de la Figura 6.7, se encuentran las localizaciones de los sismos examinados junto con sus energías sísmicas escaladas. El promedio del logaritmo de las energías sísmicas escaladas obtenido en este estudio, para los 93 sismos analizados, es de -5.05, menor al promedio obtenido por Singh y Ordaz (1994) de -4.73, una vez aplicada la corrección por efecto de sitio. Los sismos dentro de la región ubicada entre la trinchera y la costa tienen energías sísmicas escaladas menores al promedio general; sin embargo, algunos de los sismos más cercanos a la trinchera tienen energías sísmicas escaladas mayores al 95% de los datos. Por último, los sismos ocurridos dentro de la plataforma continental, a distancias más lejanas de la trinchera, presentan energías sísmicas escaladas mayores al promedio general.

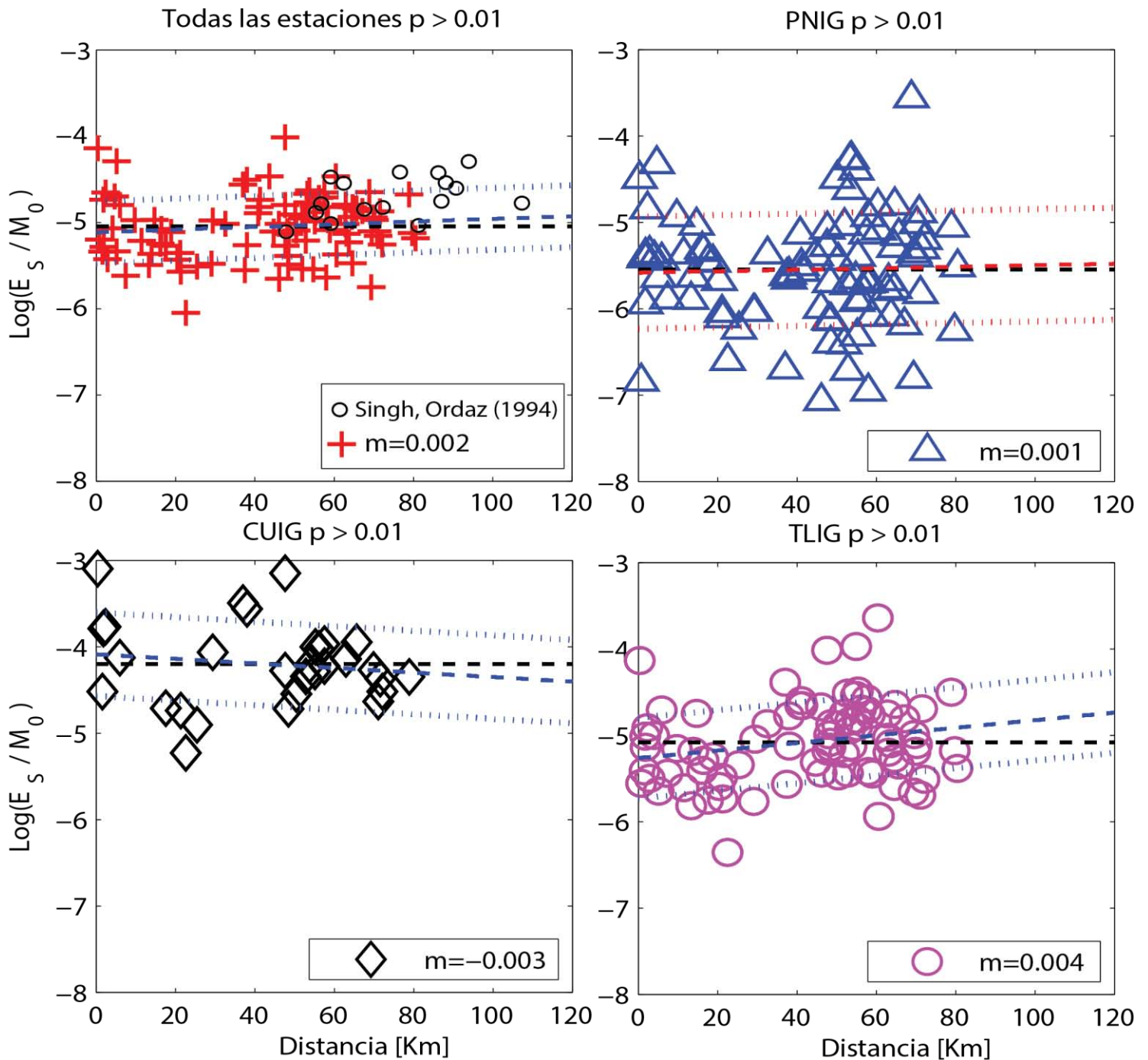


Figura 6.6: Energía sísmica escada contra distancia. (Arriba izquierda) valores para el promedio de todas las estaciones de cada sismo junto con los datos corregidos de Singh y Ordaz (1994), (arriba derecha) valores de la estación PNIG, (abajo izquierda) en CUIG y (abajo derecha) en TLIG. El valor m , es la pendiente de cada uno de los ajustes lineales de los datos, que se muestran con líneas discontinuas de color azul y rojo, junto con sus intervalos de confianza en líneas punteadas. Las líneas negras discontinuas son los ajusten con pendiente igual a cero. Cada una de las gráficas muestra su valor p , no rechazando la hipótesis nula cuando $p > 0.01$.

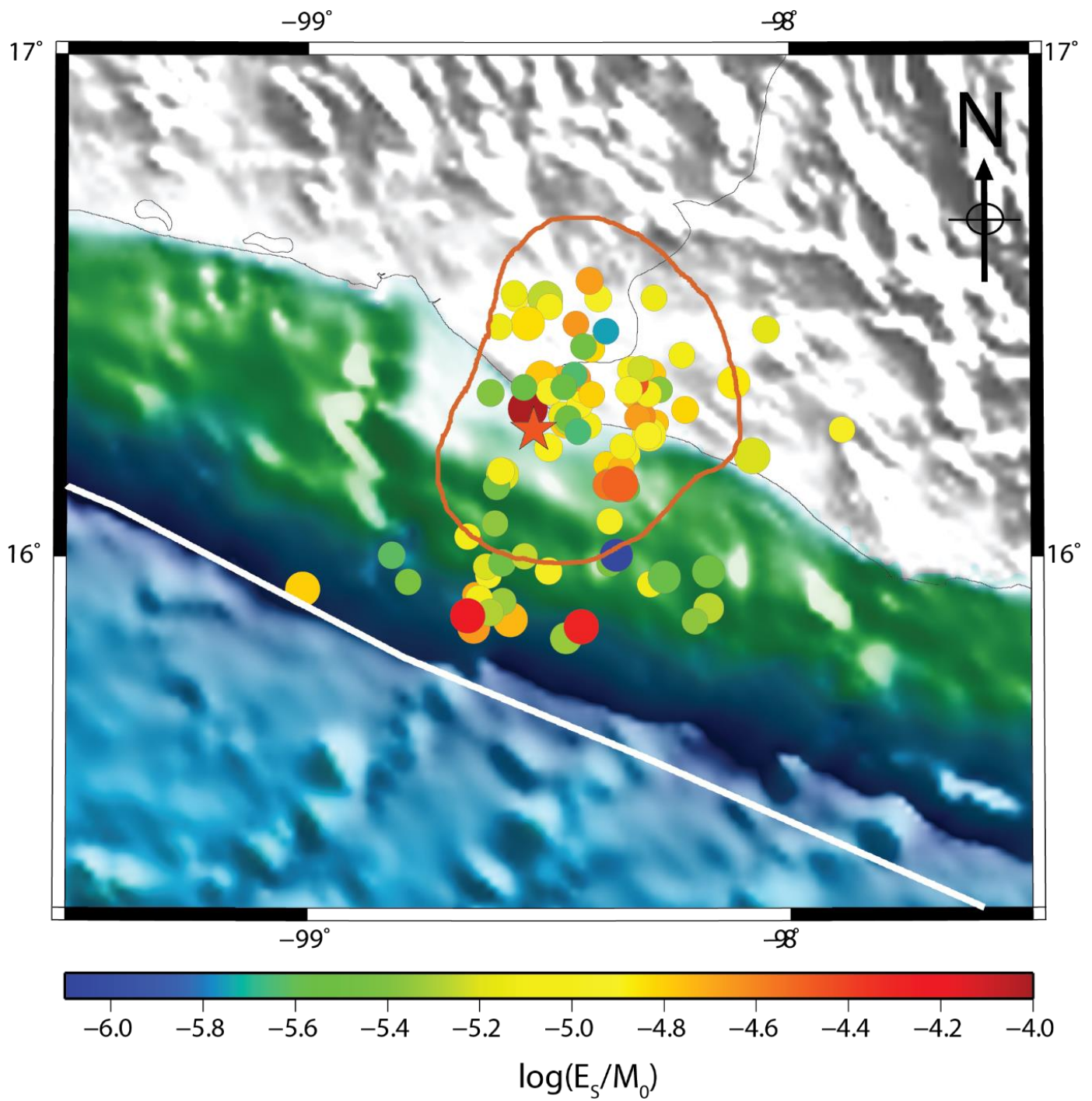


Figura 6.7: Estimaciones de energía sísmica irradiada escalada con el momento. Cada círculo muestra el epicentro de las réplicas estudiadas. El color del círculo representa la energía sísmica escalada y el tamaño su magnitud. La estrella representa al sismo principal. El área delimitada por la línea naranja representa el área de ruptura del sismo principal (UNAM Seismology Group, 2013), y la línea blanca la trinchera Mesoamericana.

Capítulo 7

Discusión y Conclusiones

7.1 Discusión

7.1.1 Discriminación de eventos corticales.

Varias de las interpretaciones que se han realizado hasta este momento; por ejemplo, los dominios sísmicos dependientes de la profundidad, están supuestos para sismos que se ubican en la interfase, producidos por la interacción de la placa subducida, por lo que es importante distinguir sismos corticales en el presente estudio. Estos sismos se presentan en fallas al interior de la placa superior, localizadas en la zona superior de la corteza, ya que en la corteza inferior se espera una zona asísmica (Chen y Molnar, 1983). Se esperaría que estos sismos tuviera un mecanismo focal diferente al del evento principal y en consecuencia podrían descartarse como una réplica.

En una primera búsqueda, para distinguir a los sismos corticales se buscaron aquellos que tuvieran un mecanismo focal distinto al del evento principal. Siendo los sismos estudiados réplicas del evento principal, asumimos que sus mecanismos focales deben ser semejantes al del evento principal. El objetivo no fue determinar el mecanismo focal de cada sismo, sino únicamente saber si difiere mucho con el del evento principal. Para ello nos basamos en la metodología utilizada para determinar un plano de falla mediante la polaridad observada en los sismogramas de cada estación (Haskov y Ottemöller, 2010).

Para cada sismo se hizo un análisis de polaridad del primer arribo observado en el sismograma de la componente vertical, registrada en cada una de las estaciones utilizadas para la estimación de energía sísmica. Teóricamente la polaridad del primer arribo nos indicaría si una estación se encuentra en una zona de dilatación o compresión,

con respecto al mecanismo focal de un sismo. Tomando como referencia la representación gráfica del mecanismo focal del evento principal, tenemos una idea aproximada, de donde se encuentran las zonas de dilatación y compresión de las réplicas. De esta forma, si un sismo tuviera un mecanismo focal similar al del evento principal, entonces hipotéticamente esperaríamos que la mayoría de las observaciones de dilatación o compresión, se encontraran en su respectiva región dentro del mecanismo focal de referencia (Figura 7.1). En el caso de que las observaciones para un sismo no se encontraran en su respectiva región de compresión y dilatación, entonces podemos suponer que el sismo tiene un mecanismo focal distinto y por ende no es una réplica y podría ser un sismo cortical. Esta metodología no es del todo precisa; sin embargo, para los propósitos de este estudio, este procedimiento se hace como una especulación para obtener una primera referencia de posibles eventos corticales.

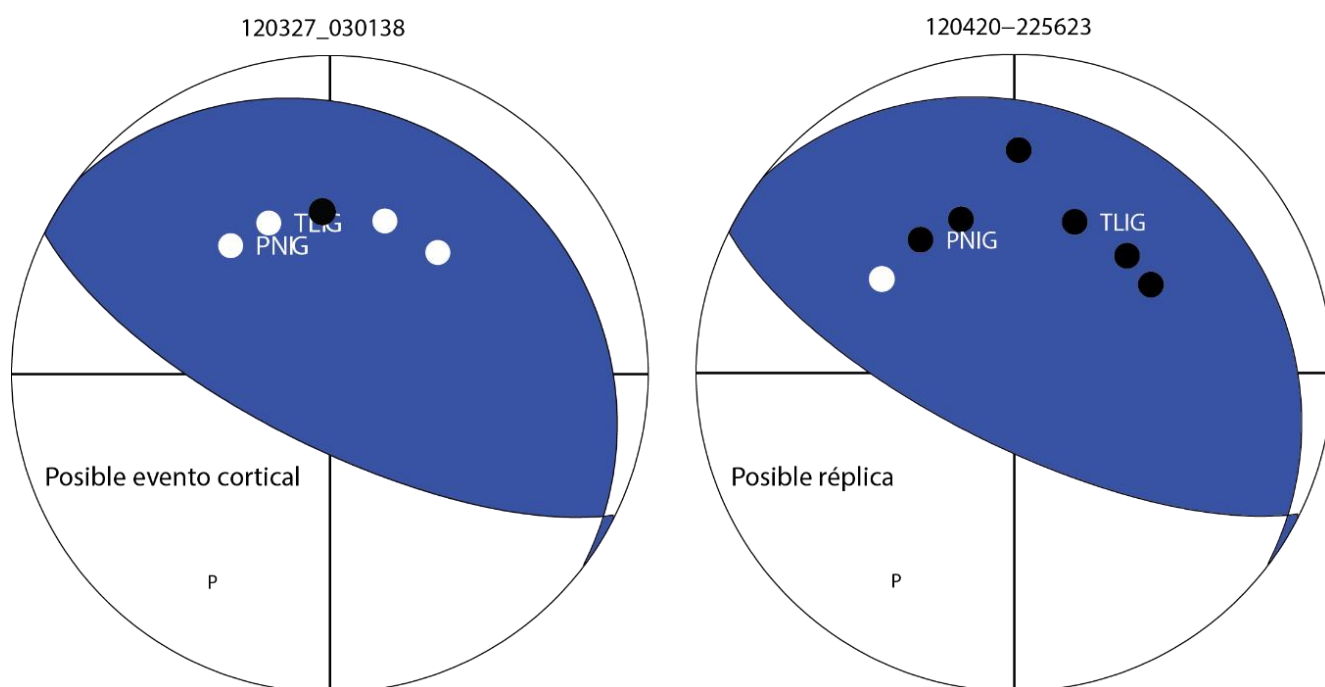


Figura 7.1: Ejemplo del método de discriminación de posibles eventos corticales. El mecanismo focal que se muestra en los dos círculos es el del sismo del 20 de marzo 2012. Los círculos pequeños representan estaciones, sin relleno implican dilatación y con relleno compresión. (Izquierda) Sismo del 27 de marzo del 2012, M4.2, donde la mayoría de las polaridades están invertidas. (Derecha) Sismo del 20 de abril del 2012, M4.3, donde la mayoría de las polaridades corresponden con la región de compresión.

De la selección de sismos corticales se obtuvieron sismos agrupados en zonas que nos sirven como una referencia para localizar los sismos corticales restantes. Para realizar la selección final, elaboramos un gráfico de distancia a la trinchera contra profundidad,

para ver en perfil la ubicación de cada sismo, junto con un modelo de la placa subducida (Figura 7.2). Se encontraron 22 posibles sismos corticales.

Con estos sismos, verificamos si la energía sísmica irradiada tiene algún comportamiento derivado de una fuente sísmica no interplaca. Tomando en cuenta que el mecanismo focal (Choy y Boatwright, 1995, Convers y Newman, 2011) y la tectónica (Choy y Boatwright, 1995) pueden influir en la irradiación de energía sísmica, remarcamos los posibles sismos corticales para buscar algún comportamiento preferencial de la energía sísmica en ellos. En la Figura 7.3, observamos que todos estos sismos están ubicados dentro de un rango entre 40 y 80 km de la trinchera, son sismos someros (menos de 5 km de profundidad), y tienen magnitudes menores de 4.4, a excepción de dos eventos con magnitudes de 5.1. Las energías sísmicas irradiadas y energías sísmicas escaladas de estos sismos están por encima de la media de los datos, con una media de $\log(E_s/M_0)$ de -4.92, en comparación con la media obtenida para todos los datos, de -5.05 (Figura 7.3). La diferencia entre estos valores es de un factor de 1.34.

Al excluir estos eventos de nuestro análisis no hubo cambio estadísticamente significativo en las tendencias de los datos, observando únicamente una pequeña disminución de la media del logaritmo de la energía sísmica escalada, de -5.05 a -5.08.

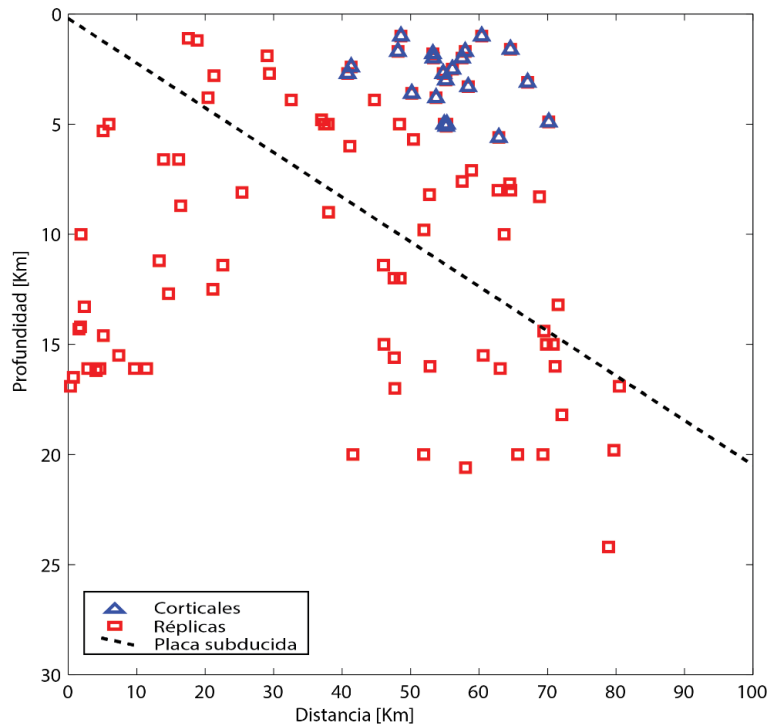


Figura 7.2: Distancia desde la trinchera contra la profundidad de los sismos estudiados. Los puntos marcados con triángulo azul son los posibles sismos corticales. La línea discontinua es un modelo de la placa subducida según Pérez-Campos, Kim, Husker et al. (2008).

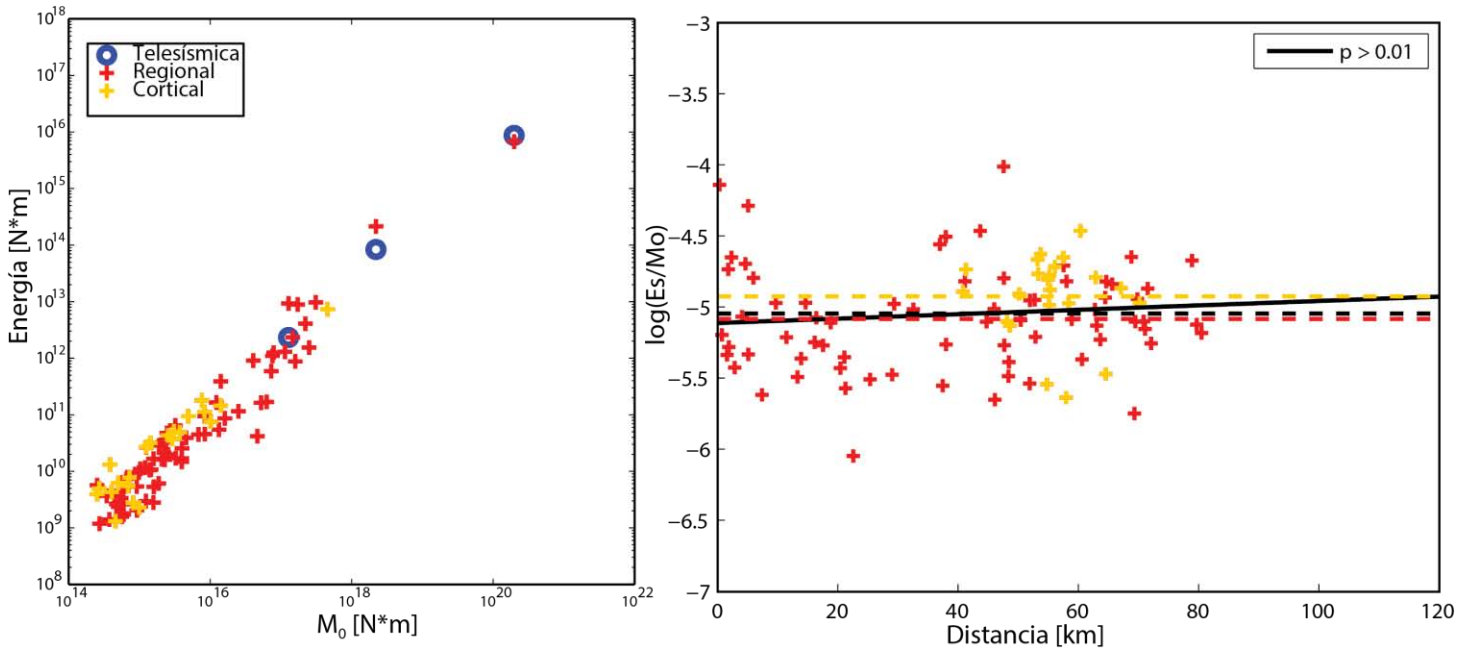


Figura 7.3: (Izquierda) Comportamiento de la energía sísmica irradiada marcando los posibles sismos corticales en amarillo. (Derecha) Energía sísmica escalada de posibles sismos corticales en amarillo. Las líneas discontinuas son el promedio de las energías escaladas de únicamente los sismos corticales (amarillos), los sismos no corticales (rojo), y de todos los sismos (negro). La línea negra continua es el ajuste lineal a los datos omitiendo los sismos corticales, con un valor p correspondiente a su prueba de hipótesis.

7.1.2 Estimaciones de energía

En general, realizar estimaciones de energía sísmica es un procedimiento difícil y poco estable, en el que constantemente se ven discrepancias entre los resultados del método telesísmico y el método regional (e.g., Singh y Ordaz, 1994; Pérez-Campos et al., 2003). Los resultados de estimaciones de energía sísmica entre los métodos, pueden llegar a diferir hasta en un orden de magnitud, con tendencia a que las estimaciones regionales sean mayores que las telesísmicas (Singh y Ordaz, 1994; Pérez-Campos et al., 2003). El promedio global del logaritmo de la energía sísmica escalada estimada por métodos regionales cae dentro de un rango entre -4.3 y -3.3 (Singh y Ordaz, 1994), mientras que los valores promedio con métodos telesísmicos caen en un rango de -4.3 y -5.3 (Singh y Ordaz, 1994), mostrando las diferencias que pueden llegar a existir. Singh y Ordaz (1994), expusieron que las irregularidades podrían ser causadas por radiaciones incoherentes en segmentos de la fractura o por correcciones imprecisas de atenuación sobre todo en los registros telesísmicos, aunado a éstas, también puede haber influencia causada por efectos de sitio y efectos de la fuente, como el patrón de radiación y la directividad (Venkataraman et al., 2006). Sin embargo, otros estudios han ayudado a disminuir las diferencias en las estimaciones de energía sísmica (Pérez-Campos et al., 2003), obteniendo resultados compatibles entre energías sísmicas telesísmicas y regionales, como se observó en las estimaciones de energía sísmica del sismo de Hector Mine de 1999, $M_w 7.1$ (Venkataraman et al., 2002) y del sismo de Bhuj, India, del 2001, $M_w 7.6$ (Singh et al., 2004); así como para algunos sismos interplaca y otros intraplaca en el estado de Guerrero, México (Pérez-Campos et al., 2003).

En el presente trabajo, las diferencias en estimaciones que se obtuvieron, para los tres sismos en los que se calcularon energías sísmicas telesísmicas y regionales, fue bastante pequeña. La menor diferencia entre estimaciones se dio en el sismo principal, con valores de E_s obtenidos de 8.77×10^{15} J a partir de datos regionales y de 6.77×10^{15} J a partir de datos telesísmicos, lo que equivale a un factor de diferencia de 1.30. Este valor es menor que las diferencias entre estimaciones de energía sísmica de Singh et al. (2004) para el sismo de Bhuj, en el que obtuvieron una diferencia de un factor de 1.47, y a los de Venkataraman et al. (2002) para el sismo de Hector Mine de 1999, para el que hubo una

diferencia de un factor de 1.5. Por otro lado, la mayor diferencia encontrada en este estudio, entre energía sísmica obtenida con datos regionales y telesísmicos, fue de un factor de 3.99 para el sismo del 29 de septiembre del 2012 (M_w 5.5). El espectro de fuente regional, de este sismo, muestra un alto contenido de energía sísmica con un máximo alrededor de 0.1 y 0.2 Hz, al igual que una caída menos pronunciada en altas frecuencias, con respecto al espectro de fuente telesísmico (Figura 7.4). Esto explica la mayor diferencia entre las estimaciones de energía sísmica para este sismo; sin embargo, no se tiene claro qué podría estar causando este comportamiento en los espectros. Ante todo esto, la diferencia en las estimaciones de energía sísmica aún sigue siendo menor al orden de magnitud que se podría esperar entre energías sísmicas regional y telesísmica.

Los resultados son una posible muestra de que las correcciones empleadas al momento de realizar las estimaciones funcionan adecuadamente, en particular la corrección por atenuación para el espectro de fuente. Aunque las estimaciones regionales y telesísmicas son bastante consistentes, los tres resultados no son suficientes para poder concluir que el método utilizado en este trabajo de tesis, esencialmente ha eliminado la discrepancia entre energías sísmicas regionales y telesísmicas. Sin embargo, los resultados expuestos aquí son alentadores.

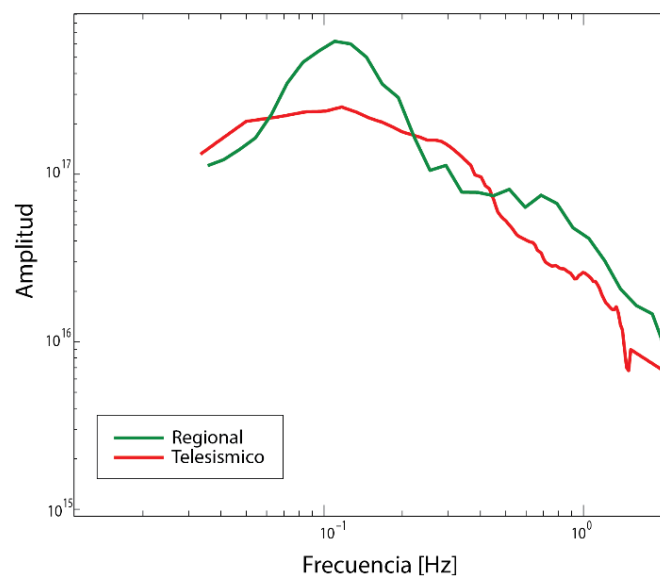


Figura 7.4: Espectros de fuente de desplazamiento del sismo del 29 de septiembre del 2012. La diferencia en los espectros se refleja en la diferencia en las estimaciones de energía irradiada

Una referencia importante para el trabajo aquí presentado, es el realizado por Singh y Ordaz (1994). Nuestros resultados de estimaciones de energía sísmica son compatibles con los obtenidos por Singh y Ordaz (1994) para 18 sismos de la zona de subducción de México. Sin embargo, las estimaciones de energía sísmica de Singh y Ordaz (1994) son en general mayores que las estimadas en este trabajo. Esto probablemente se deba a la falta de una corrección por efecto de sitio sugerida por Pérez-Campos et al. (2003). El promedio del logaritmo de energías sísmicas escaladas de Singh y Ordaz (1994), cambia de -4.15 a -4.73, después de haber aplicado a sus valores de E_s , un factor de 3/11, equivalente a la corrección por sitio determinada por Pérez-Campos et al. (2003). Esta corrección aproxima el promedio de Singh y Ordaz (1994), al obtenido en este trabajo de -5.08 para los sismos interplaca. La diferencia que aún existe entre los valores de las medias, puede ser reflejo del tiempo que hubo entre la realización del estudio de Singh y Ordaz (1994) y el presente trabajo. Hoy en día se cuenta con tecnologías y recursos, que han derivado en mejores equipos con mayores ancho banda, una mejor red de monitoreo y facilidad de cómputo, que pudieron haber influido en la diferencia de las medias.

De forma similar, el promedio global del logaritmo de la energía sísmica escalada de -4.52 (Ide y Beroza, 2001), también es mayor al obtenido aquí. Por otro lado, el promedio obtenido en este trabajo de -5.08 para los sismos identificados como interplaca, es mayor y se aproxima al promedio de Convers y Newman (2011) de -5.10, obtenido de estimaciones de energía sísmica de 53 eventos de subducción en la Trinchera Mesoamericana. Convers y Newman (2011) encontraron que sismos de subducción a lo largo de toda la Trinchera Mesoamericana tienen energía sísmica irradiada deficiente, con valores de energía sísmica escalada 30 % menores que el promedio global. Los resultados de Convers y Newman (2011) respaldan la deducción del porqué el promedio de energía sísmica escada en este trabajo de tesis, es menor al promedio global de Ide y Beroza (2001).

7.1.3 Estimaciones de energía sísmica en estaciones (PNIG, TLIG, CUIG)

Una de las observaciones sobresalientes en este estudio, es el comportamiento invariable en algunas estaciones del Servicio Sismológico Nacional, al momento de realizar estimaciones de energía sísmica con sus registros. Dos de las estaciones estudiadas, PNIG

y CUIG, tienden a subestimar y sobreestimar consistentemente la energía sísmica, respectivamente. Por otro lado, con datos de la estación TLIG se obtienen estimaciones de E_s muy cercanas al promedio.

Para la estación PNIG, en promedio se subestimó E_s ; sin embargo, las estimaciones individuales fueron muy erráticas, subestimando y sobreestimando E_s , formando una dispersión grande en las estimaciones. No se logró aislar la razón por la cual el comportamiento de PNIG fue tan inconsistente; sin embargo, los principales motivos que podrían afectar la estimación de E_s con datos de PNIG pueden ser efectos del sitio y del trayecto de las ondas, causadas por una segmentación del margen continental.

Yamamoto et al. (2013) proponen posibles segmentaciones en el margen continental de la placa superior, perpendiculares a la trinchera, en la región de Guerrero-Oaxaca entre Acapulco y Pinotepa Nacional (Figura 7.5). Los segmentos crean dos regímenes sísmicos separados por bandas delgadas de baja sismicidad, que fueron interpretadas como regiones fragmentadas en el margen. Esta teoría podría explicar la sismicidad irregular, ajena a la zona de subducción en la región; e.g., el sismo con mecanismo normal del 2 de abril de 2012 de M_w 6.1. De forma análoga, el flujo profuso de calor encontrado por Manea y Manea (2011) en la región de Ometepec, podría ser explicado por un alto grado de fracturamiento que permitiría el flujo de energía calorífica.

Cercano a la estación PNIG se encuentra una de las interrupciones que divide a los segmentos descritos por Yamamoto et al. (2013). Este tipo de estructura puede ocasionar que las ondas sísmicas, durante su traslado desde su fuente hasta PNIG, encuentren interferencias en su trayecto, canalizando o dispersando su energía sísmica sobre las interrupciones y los segmentos, provocando estimaciones de energías sísmicas alteradas.

Poder aislar de forma apropiada el motivo de porqué PNIG tiene este tipo de comportamiento requeriría de un estudio más detallado de los registros de esta estación, realizando un análisis espectral con ellos. PNIG es una estación ubicada sobre un excelente sitio de roca firme, por lo que los resultados expuestos, crean un mayor interés en poder conocer la razón de la incongruencia en PNIG.

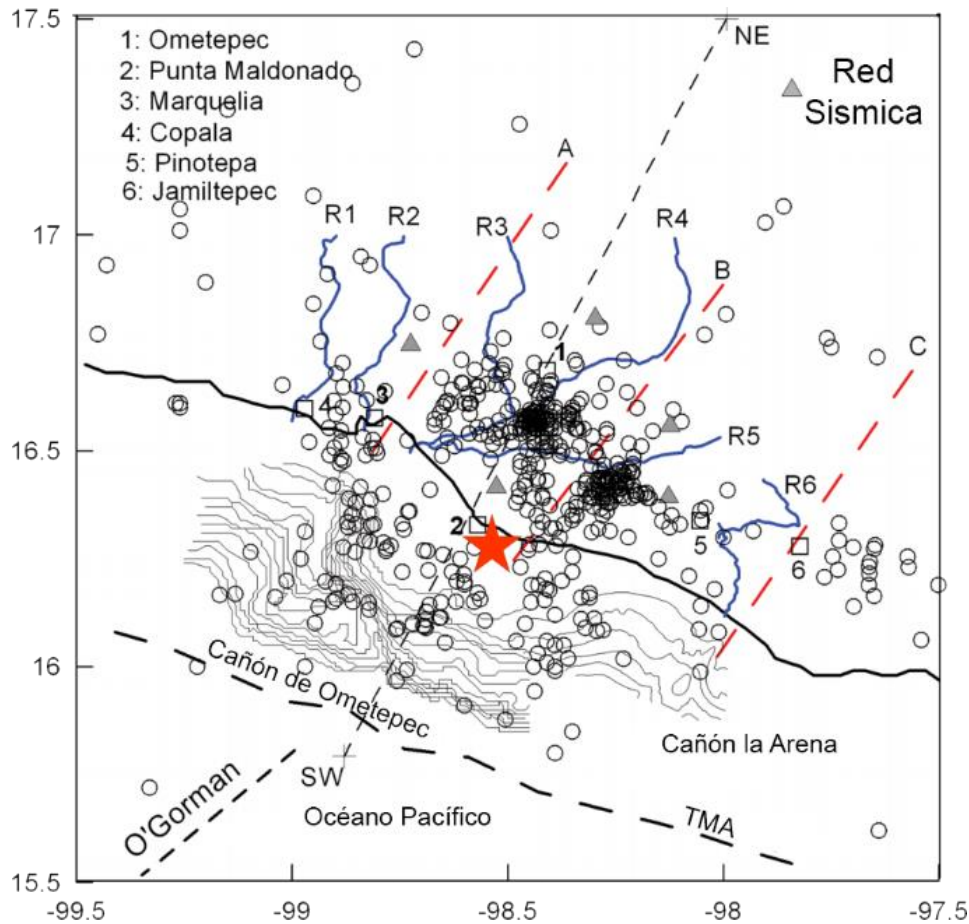


Figura 7.5: Región segmentada en Guerrero-Oaxaca propuesta por Yamamoto et al. (2013). La estrella roja muestra la ubicación del sismo principal del 20 de marzo del 2012. Las líneas discontinuas rojas delimitan dos segmentos, perpendiculares a la trinchera Mesoamericana (TMA). Los círculos muestran la sismicidad de la zona en el periodo de diciembre de 2008 hasta junio de 2009. Las curvas de nivel son la batimetría dentro del Océano Pacífico. R1-R6 son ríos en la zona. Tomado y modificado de Yamamoto et al. (2013).

Los registros de la estación CUIG produjeron estimaciones de E_s bastante estables, en cada ocasión se sobrestimó la energía sísmica por un factor promedio de 5.2. El promedio de la sobrestimación en CUIG es equivalente a los resultados de Singh y Pacheco (1994), donde para la misma estación, observaron un promedio cinco veces mayor en las estimaciones de energía sísmica con respecto a las estimadas con registros de estaciones en la costa.

Esto se debe a efectos de sitio en la estación CUIG, en la cual se ha observado que la compleja estructura geológica del Valle de México crea un aumento en amplitud y duración de las ondas sísmicas (Singh et al., 1989; Hiroshi y Keiti, 1989; Ordaz y Singh, 1992, Singh et al., 1995). Parte del Valle de México se encuentra situado sobre la antigua

cuenca del lago de Texcoco, donde se depositaron sedimentos blandos como arcillas, que forman una zona de baja velocidad. Las ondas sísmicas que entran en esta zona de baja velocidad reverberan causando una amplificación y mayor duración. Aunque CUIG se encuentra ubicado en una zona de montaña con roca sólida dentro del Valle de México, se espera una amplificación de hasta 10 veces en algunas frecuencias (0.2 a 0.7 Hz) (Ordáz y Singh, 1992, Singh et al., 1995). Esto es debido a la compleja estructura geológica donde una combinación de capas de baja velocidad de onda (Figura 7.6), de arcillas, e incluso de roca volcánica del Oligoceno y Mioceno (Singh et al., 1995), resultan en estimaciones de energía sísmica mayores en este sitio a las obtenidas en otros.

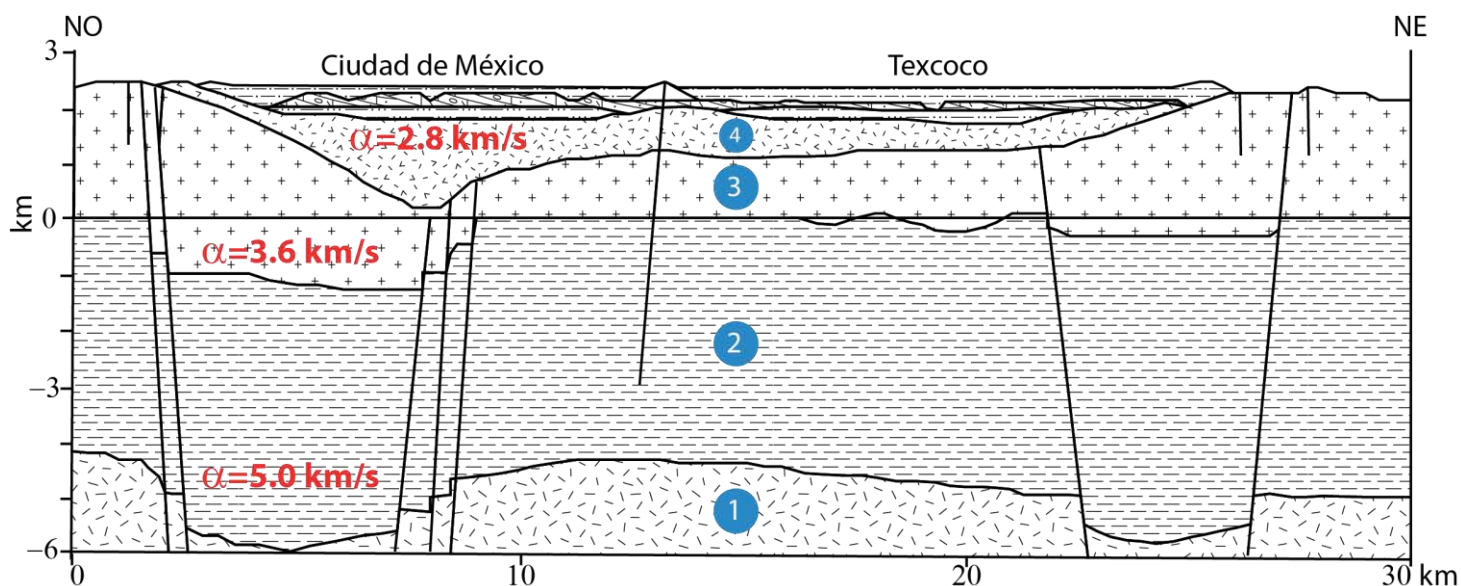


Figura 7.6: Perfil geológico a lo largo del Valle de México que va de noroeste a noreste, con zonas de montaña y una zona de lago. Las velocidades de onda P en distintas capas se muestran en rojo. La geología se conforma por: 1) Rocas metamórficas del Mesozoico. 2) Depósitos marinos del Mesozoico tardío. 3) Rocas volcánicas del Oligoceno, 4) Rocas volcánicas del Mioceno. Todas las demás capas superiores son depósitos clásticos y turbiditas depositadas por el antiguo lago de Texcoco. Tomado y modificado de Singh et al (1995)

Los registros de la estación TLIG fueron con los que mejores estimaciones de energía sísmica se obtuvieron. Las estimaciones de esta estación fueron esencialmente los mismos que resultados de energías sísmicas que los valores promedio de todas las estaciones. La pequeña diferencia que se encontró fue un factor despreciable de 1.02, lo que nos indica que esta estación estima aproximadamente la energía sísmica irradiada. Con este resultado surge la posibilidad de que en futuras estimaciones de energía sísmica, se utilice únicamente la estación TLIG para una estimación rápida de E_s .

Ver este tipo de comportamiento en distintas estaciones nos hace pensar que las correcciones por efectos de sitio y de trayecto (atenuación anelástica) requieren ser ajustadas con mayor cuidado. El poder cuantificar y verificar los parámetros de amplificación y atenuación en cada una de las estaciones puede ser una tarea compleja, que sale de los alcances y propósitos de este trabajo, pero que sin duda ayudaría a obtener estimaciones de energía sísmica mucho más precisas. No obstante, lo observado en TLIG, nos da indicios de que los factores de amplificación generalizados a tipos de roca y parámetros generalizados de atenuación que se han utilizado, son una buena aproximación para efectuar las correcciones por efecto de sitio.

7.1.4 Distribución de energía sísmica escalada

Al analizar la distribución espacial de la energía sísmica escalada, observamos una región de bajo contenido energético ubicado entre la trinchera y la costa. Los sismos que se encuentran dentro de esta región se encuentran entre 8 y 35 km de la trinchera como se ve en las Figura 7.7 y Figura 7.9. El parche de menores energías sísmicas se encuentra rodeado por sismos con energías sísmicas mayores, que nos hace suponer que la energía sísmica irradiada podría ser afectada de mayor forma por variaciones laterales y las propiedades físicas de asperezas en las que el fracturamiento de los sismos ocurre. Los cambios drásticos en la energía sísmica escalada, de una región a otra, podría deberse a heterogeneidades en la interface de la placa, relacionadas a la batimetría subduciendo (Kanjorski, 2003; UNAM Seismology Group, 2013).

La zona de baja energía sísmica parece estar de acuerdo con los dominios sísmicos dependientes a la profundidad propuestos por Lay et al. (2012), al igual que los propuesto por UNAM Seismology Group (2013), que hace referencia a la zona de subducción de México, en la región de Ometepec y Pinotepa Nacional. El dominio más somero y cercano a la trinchera, se caracteriza por presentar sismos con tamaños moderados a grandes, con una mayor duración que eventos más profundos, velocidades de ruptura lentas, bajas aceleraciones, poco contenido energético en altas frecuencias y energías sísmicas escaladas bajas. Todas éstas son propiedades observadas por Iglesias et al. (2003) para el sismo del 15 de julio de 1996, M_w 6.6, que ocurrió en la zona cercana de Ometepec-Pinotepa Nacional.

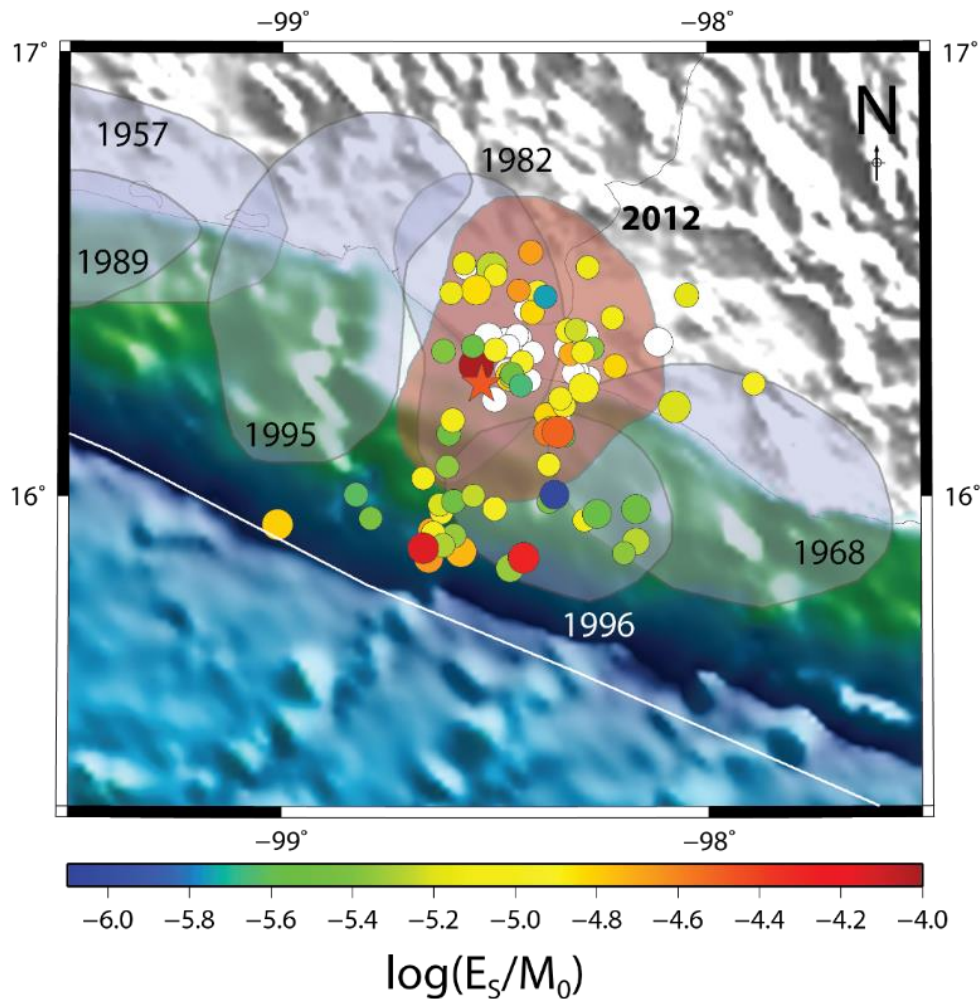


Figura 7.7: Energía sísmica escalada de cada uno de los sismos junto con áreas de ruptura de sismos importantes en la región de Ometepe. Los círculos blancos son eventos corticales. Dentro del área de ruptura de 1996 se ve una zona de baja irradiación de energía.

La región de baja energía sísmica, ubicada entre la trinchera y costa, puede ser consecuencia de un régimen de ruptura lento y de baja irradiación de energía sísmica, resultado del dominio más cercano a la trinchera a distancias menores de 35 km. Aunado a esto, el sismo del 15 de julio de 1996 y el evento del 20 de marzo del 2012, comparten una región de ruptura, en la que varias de las réplicas estudiadas se encuentran dentro. Al conocer el tipo de fractura del sismo de 1996, podemos suponer que réplicas dentro de su área de ruptura comparten características similares a dicho evento como lo observó Sieh y Kerry (1996). En otras palabras, las réplicas rompen las mismas asperezas que originan la poca irradiación de energía sísmica. Sin embargo, sismos muy cercanos en la trinchera presentan energía sísmicas irradiadas altas.

Una gran parte del área de ruptura del sismo principal también se comparte con la del doblete del 7 de junio de 1982, con $M_s 6.9$ y $M_s 7.0$, en Ometepec. Aunque las zonas de falla son las mismas, la suma de los momentos de los dos sismos de 1982 es de 5.6×10^{12} Nm (Aztiz y Kanamori, 1989), lo cual es únicamente 1/3 del momento sísmico del sismo del 2012, por lo que se cree que los sismos no son repeticiones uno del otro (UNAM Seismology Group, 2013). El sismo de 2012 pudo haber fracturado la misma aspersion del doblete y una región más grande, lo que sugiere un modo de ruptura variable (UNAM Seismology Group, 2013). Tampoco podemos estar seguros que el área de ruptura del doblete de 1982 sea precisa.

Existen otras posibles situaciones que podrían modificar el comportamiento de la energía sísmica escalada. En los resultados observamos la evidente relación lineal de la energía sísmica y el momento sísmico (Figura 6.3). Una de nuestras suposiciones realizadas al inicio de este trabajo fue que la proporción entre energía sísmica irradiada y momento sísmico es constante. Si no fuera así podría significar que existirían diferentes mecanismos de irradiación de energía sísmica para sismos pequeños y para sismos grandes. Muestras de este tipo de comportamiento no son obvias con las estimaciones aquí realizadas (Figura 7.8). Vemos que para nuestros datos, existe una tendencia creciente de la energía sísmica escalada con el momento sísmico; sin embargo, una prueba de hipótesis confirma que es igualmente posible explicar los datos con un modelo con pendiente igual a cero, corroborando que para los datos obtenidos, no hay efecto del tamaño del sismo hacia la energía sísmica irradiada, como lo observaron Ide y Beroza (2001) o Convers y Newman (2011), sobre 19 órdenes del momento sísmico.

Por otro lado Bilek, et al. (2004) observaron una ligera tendencia creciente de energía sísmica escalada con respecto a la profundidad para distintas zonas de subducción, como Alaska, Chile, Japón, Perú, Tonga y la Trinchera Mesoamericana en México. Convers y Newman (2011) también observaron una tendencia muy pequeña de la energía sísmica escalada tendiendo a incrementarse mientras la profundidad incrementa, obteniendo una tasa de cambio de 3.4 ± 8.6 km/ $\bar{\epsilon}$, esto para sismos localizados en la trinchera Mesoamericana; sin embargo, sus datos presentaron una dispersión grande que limitaba cualquier interpretación que se pudiera hacer con los ajustes de energía sísmica escalada

y profundidad. Una vez más, con los datos analizados en el presente estudio, no se observó este tipo de tendencia (Figura 7.8).

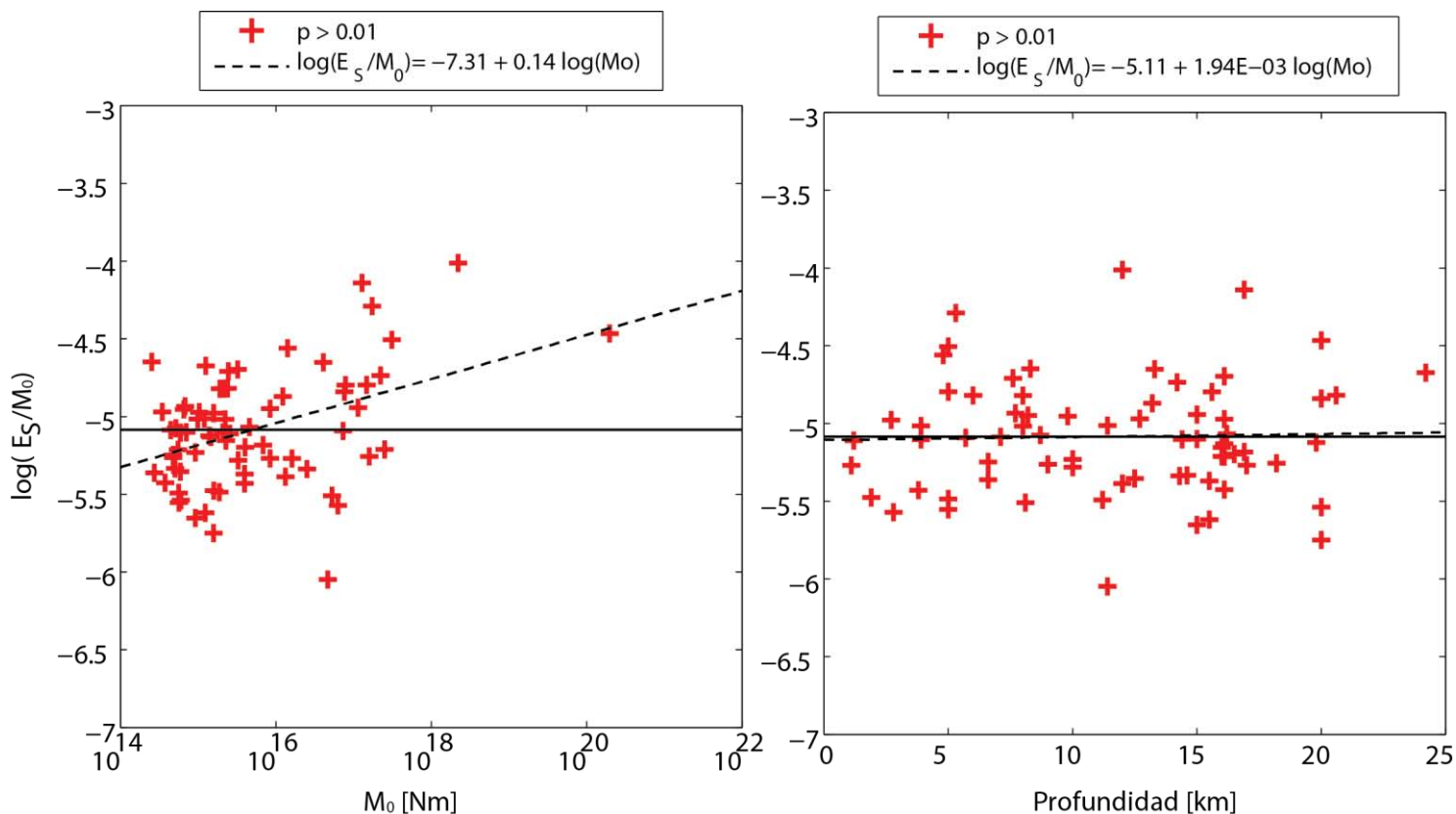


Figura 7.8: (Izquierda) Energía sísmica escalada contra momento. La línea continua es un modelo con pendiente cero que ajusta a los datos, la línea discontinua es el mejor ajuste lineal de los datos. (Derecha) Energía sísmica escalada contra profundidad. La línea continua es un modelo con pendiente cero que ajusta a los datos.

Por último, analizamos cómo varía la energía sísmica escalada con respecto a la distancia entre la trinchera y el epicentro de los sismos. Aunque existe una ligera tendencia como se vio en la Figura 6.6, la distancia horizontal sobre la superficie hacia la trinchera no afecta a la fuente sísmica y su potencial para irradiar energía sísmica. Esto lo confirmamos con una prueba de hipótesis, que no rechaza la hipótesis nula y nos indica que los datos de energía sísmica escalada contra distancia, ajustan mejor a una recta con pendiente igual a cero. Más aun, los análisis de energía sísmica escalada en cada una de las estaciones de interés están de acuerdo con lo propuesto, todas ellas con pruebas de hipótesis que no rechazan la hipótesis nula propuesta.

Aunque no se observó ninguna correlación clara de la energía sísmica escalada con otros parámetros como distancia a la trinchera, profundidad o momento, pueden existir

algunos motivos que nos impidan ver alguna relación entre los parámetros. La energía sísmica irradiada es un parámetro sensible que puede tener varias complicaciones en su estimación, sobre todo cuando se estudian sismos pequeños. Algunos de los parámetros esenciales que pueden estar influyendo bastante en nuestros resultados son las localizaciones de los hipocentros. Una relocalización de los sismos ayudaría a verificar si en realidad existe una dependencia de la energía sísmica con la distancia a la trinchera y/o con la profundidad. De forma similar, elegir una magnitud de corte de sismos más pequeños confirmaría la existencia de diferentes tipos de irradiación de energía con magnitudes distintas. Para poder estimar energías de sismos pequeños tendríamos que utilizar métodos distintos de estimación, como por ejemplo el uso de funciones de Green provenientes de réplicas para realizar las correcciones necesarias. Éstas son algunas de las razones por las que podemos pensar que un trabajo más robusto se podría llevar a cabo en etapas posteriores.

Aun cuando en los datos no se observa una tendencia de la energía escalada con la distancia, sí son evidentes algunos comportamientos de la energía sísmica a ciertas distancias. Los sismos más cercanos a la trinchera, entre 0 y 8 km, poseen una capacidad alta de irradiar energía sísmica; mientras que sismos a distancias entre 8 y 35 km, son los que menos energía sísmica irradian. A distancias mayores de 35 km, no hay un comportamiento claro de la energía sísmica, pero se observa un incremento en la capacidad de los sismos para irradiar energía sísmica.

Los sismos más cercanos a la trinchera rompen sobre corteza que inicia su subducción con gran fuerza litológica, escaso desplazamiento acumulado y poca madurez en sus fallas. Sismos que rompen en este tipo de roca joven tienen fracturas frescas de mayor tamaño y más violentas, resultando en sismos con mayor irradiación de energía sísmica (Choy et al., 2006). Por otra parte, entre 8 y 35 km se encuentra una región de baja irradiación. En ella se encuentra el dominio A de Lay et al. (2012) y las asperidades del sismo de 1996, que presentan fracturas maduras, menor fuerza litológica y que han experimentado mayor desplazamiento acumulado, por ende tendrá menor energía sísmica irradiada por unidad de momento. A distancias mayores hay una región con sismos con capacidades de alta irradiación de energía sísmica. Podemos inferir que la

energía sísmica irradiada no es influenciada por la distancia que hay entre fuente y trinchera, sino que se rige variaciones laterales ocasionadas por propiedades de la ruptura.

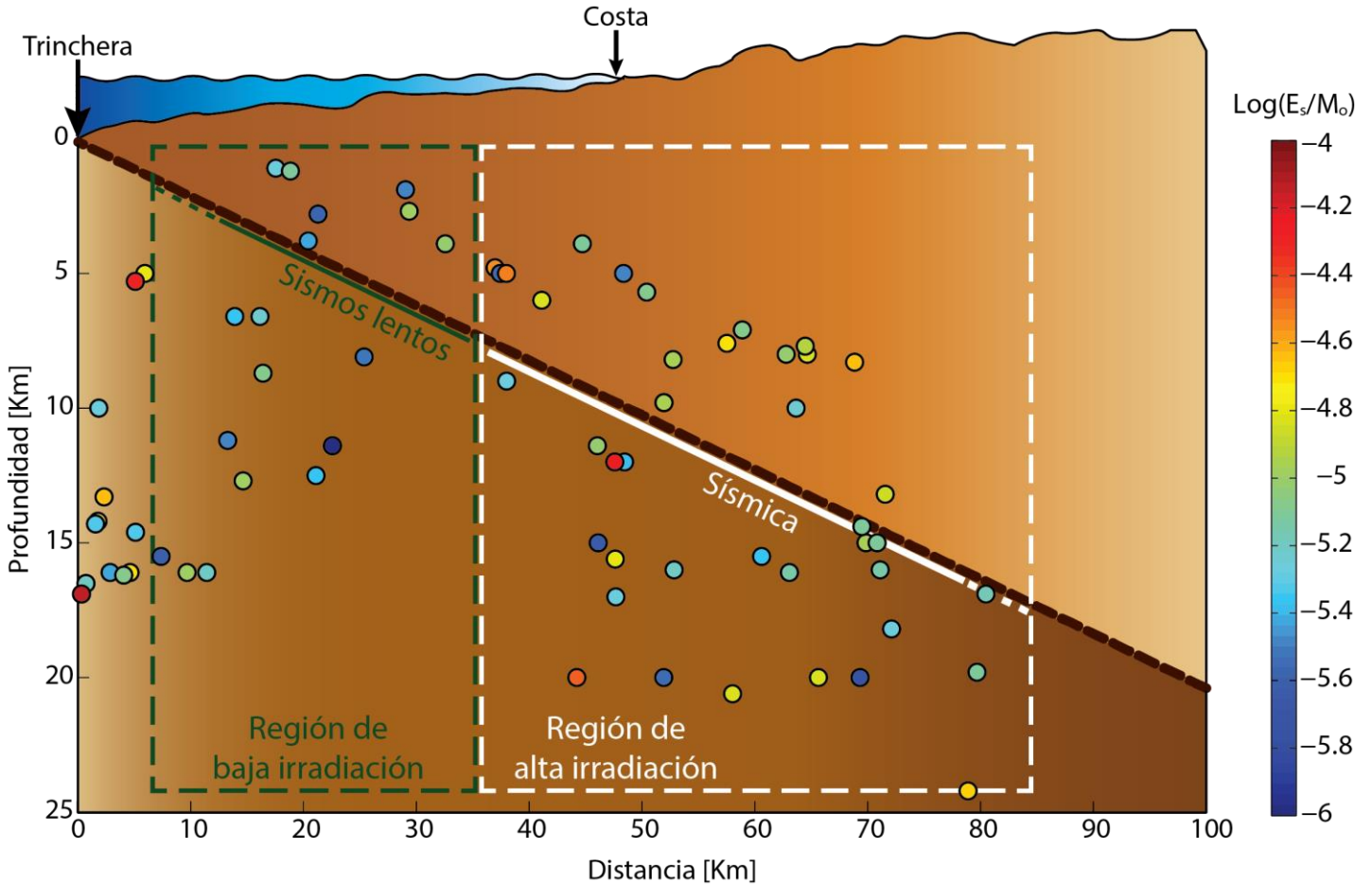


Figura 7.9: Proyección de los sismos con su distancia a la trinchera y profundidad, mostrando la relación entre distancia-profundidad y E_s/M_0 , delimitando las regiones de baja y alta irradiación de energía sísmica. Se muestra un perfil esquemático de los dominios sísmicos en la zona de Ometepec, marcados con distintos colores a lo largo de la interface de la placa subducida (Pérez-Campos et al. 2008).

Una muestra de esto puede ser el desplazamiento que tuvo el sismo principal. Un mapa preliminar de desplazamiento obtenido con registros regionales (UNAM Seismology Group, 2013), muestra dos zonas de mayor desplazamiento, una de ellas al norte y noreste y la otra al sur este del epicentro del evento principal. Por otro lado, hacia el oeste no existe desplazamiento (Figura 7.10). Todas las réplicas estudiadas están ubicadas en los alrededores de las zonas de desplazamiento. De lado oeste tenemos una ausencia de sismos y de desplazamiento, probablemente debido a la segmentación del margen continental y de las zonas de baja sismicidad en Ometepec (Yamamoto et al., 2013). De

forma análoga, en la zona de mayor desplazamiento al sureste del sismo principal, no se registraron réplicas debido a que la asperidad ya tiene bastante desplazamiento acumulado y ha terminado de romper completamente.

Existen dos sismos anómalos con bajas energías sísmicas escaladas, uno de ellos ubicado al noreste (2012/04/14, 22:33:03, $M4.00$, $\log(E_S/M_0) = -5.75$) y otro al sureste del sismo principal (2012/03/28, 22:33:00, $M5.05$, $\log(E_S/M_0) = -6.05$). Uno de estos sismos anómalos se encuentra dentro de una de las regiones de mayor desplazamiento. Recordando que la energía sísmica escalada es igual a la energía sísmica por unidad de desplazamiento, la energía sísmica escalada sería inversamente proporcional al desplazamiento, como se ve en la Ecuación (3.14). Podríamos esperar que las réplicas que rompan las asperidades de máximo desplazamiento tengan un desplazamiento semejante, por lo que su energía sísmica escalada sería de una magnitud proporcional e inversa, causando sismos con energías sísmicas escaladas sumamente bajas como lo vemos en uno de los sismos anómalos. Sin embargo, otros sismos dentro de las zonas de máximo desplazamiento no muestran energías sísmicas menores, haciendo complicado dilucidar la razón del porqué tenemos el sismo anómalo.

El segundo sismo anómalo se encuentra dentro del área de ruptura del sismo de 1996, por lo que esperamos que propiedades semejantes a las del sismo de 1996 se presenten sobre esta asperidad, repitiendo de esta forma características como una energía sísmica escalada sísmica baja en sismos posteriores.

Como una interpretación preliminar, concluimos que los dos sismos anómalos cumplen con algunas de las características de un sismo tsunamigénico (Newman y Okal, 1999) con energías sísmicas escaladas sumamente bajas, logaritmos menores de -5.7. Por lo tanto inferimos que estos sismos probablemente poseen una “fuente lenta”, como lo observaron Convers y Newman (2012) con sismos similares.

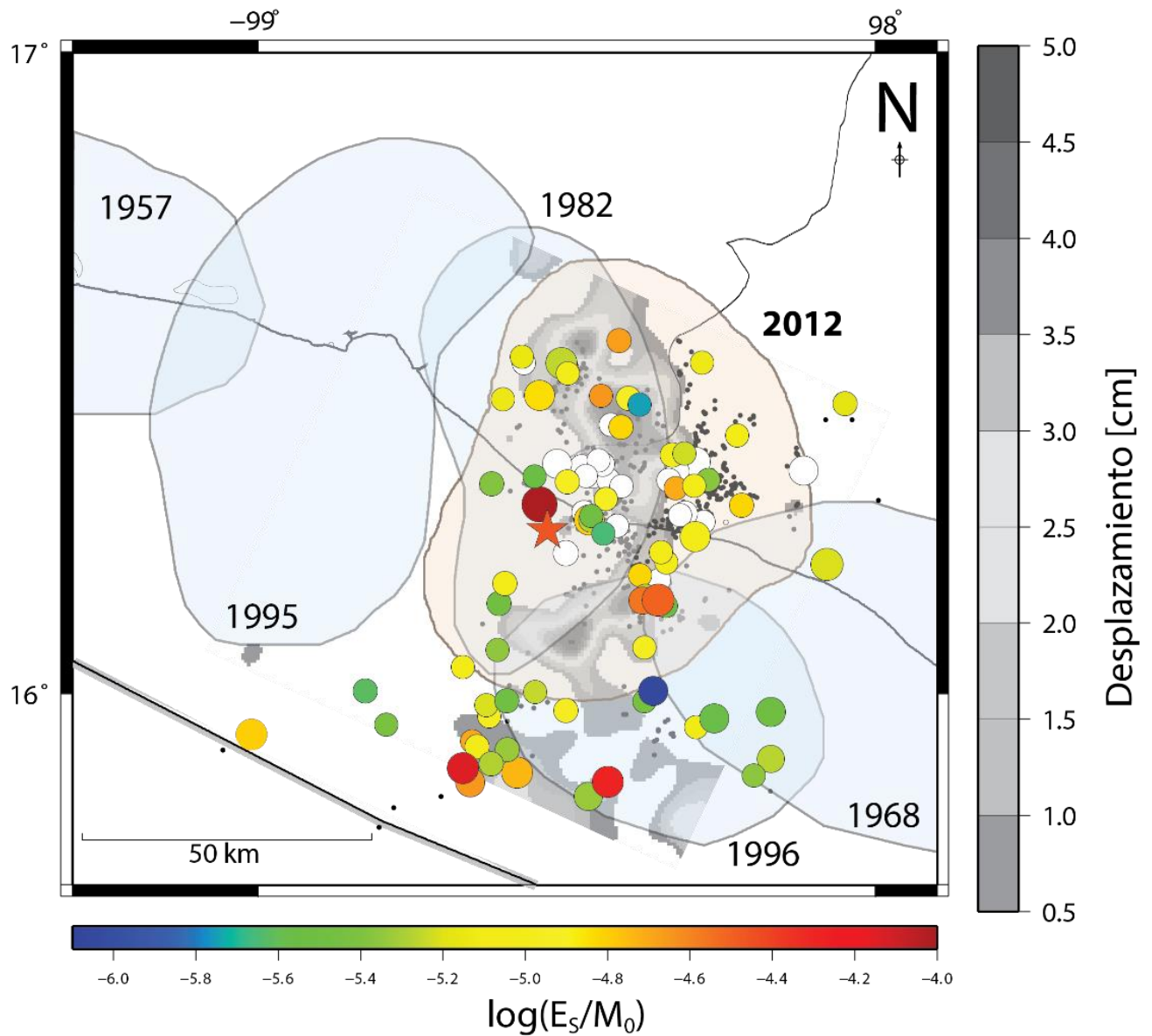


Figura 7.10: Mapa de desplazamiento de sismo principal con áreas de ruptura de sismos importantes. La estrella roja es el epicentro del sismo principal, y los círculos sus réplicas con su energía sísmica escalada marcada en colores. Los círculos blancos son sismos corticales. Tomada y modificada de UNAM Seismology Group (2013).

7.2 Conclusiones

- Se obtuvieron 93 espectros de fuente y se estimaron las energías sísmicas irradiadas de sismos del 20 de marzo del 2012 y sus réplicas.
- 22 posibles sismos corticales, en su mayoría de magnitudes menores a $M4.5$, presentaron estimaciones de energía sísmica por encima de la media; sin embargo, estos sismos no afectaron las tendencias de irradiación o distribución de energía sísmica para todos los sismos analizados.
- Las estimaciones regionales y telesísmicas para tres sismos con magnitudes mayores de $M_w5.5$ son muy similares unas de las otras, con una diferencia de un factor de 1.3 para el sismo del 20 de marzo del 2012 y una diferencia máxima de 3.99 para el sismo del 29 de septiembre del 2012 ($M_w5.5$). Esto nos indica la adecuada selección de las correcciones utilizadas en los métodos de estimación de energía sísmica.
- Los valores de energía sísmica estimados muestran una tendencia lineal creciente con respecto al momento, y con un valor promedio de $\log(E_s/M_0)$ de -5.08. Los resultados fueron equivalentes, aunque menores, que los de Singh y Ordaz (1994). De la misma forma el promedio aquí obtenido es menor al promedio global de -4.52 (Ide y Beroza, 2001). Sin embargo, nuestro promedio es cercano al de Convers y Newman (2011) de -5.10. La diferencia entre los distintos estudios puede deberse a la ausencia de correcciones de sitio y los anchos de banda estudiados en los trabajos anteriores, al igual que a propiedades del ambiente tectónico de subducción.
- La estimación de E_s con datos de la estación CUIG fue mayor que el promedio, por un factor de 5.2, debido a la amplificación de ondas, ocasionada por la compleja estructura geológica, de una combinación de capas de baja velocidad de onda S en el Valle de México. Con datos la estación PNIG se subestiman las energías sísmicas por un factor de 3.55, posiblemente por un alto grado de segmentación en el margen continental. Con datos la estación TLIG se obtienen estimaciones con una diferencia despreciable con respecto del promedio.

- Existe una ligera tendencia entre la energía sísmica escalada y la distancia a la trinchera; sin embargo, pruebas de hipótesis mostraron que los datos se ajustan de igual manera con un modelo de pendiente cero, mostrando que no hay una relación suficientemente clara entre las variables, infiriendo que la energía sísmica escalada tiene mayor afinidad a variaciones laterales, ocasionadas por propiedades físicas de la ruptura tales como fuerza litológica de las rocas, desplazamientos acumulados y tipos de asperidades, al igual que a dominios sísmicos dependientes de la profundidad
- Los resultados obtenidos en este trabajo no mostraron alguna dependencia de la energía sísmica escalada con el momento, profundidad o distancia desde la trinchera; sin embargo, pueden existir razones que nos impidan ver alguna dependencia clara en la energía. Un trabajo mucho más detallado y robusto, aunque mucho más complicado, podrían brindar mayor claridad en esta investigación y ayudar a fortalecer nuestros argumentos.
- La distribución de energía sísmica escalada nos muestra una región de alta energía sísmica en los sismos más cercanos a la trinchera, ocasionada por un posible fracturamiento de fallas poco maduras, con poco desplazamiento acumulado y con gran fuerza litológica. Entre 8 y 35 km de distancia a la trinchera, hay una zona de baja energía sísmica escalada que se encuentra en el dominio A (Lay et al., 2012), y en la zona de ruptura del sismo de Ometepec de 1996 ($M_w 6.6$), que se caracterizan por valores bajos de $\log(E_s/M_0)$. Sobre regiones más alejadas la energía sísmica escalada no tiene un comportamiento claro pero la capacidad de los sismos para irradiar energía sísmica se incrementa.

Referencias

- Abercrombie, R. (1995). Earthquakes source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms records at 2-5-km depth. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, NO. B12, 24,015-24,036.
- Aki, K. (1966). Generation and propagation of the G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G wave spectrum. *Bulletin of the Research Institute*, Vol. 44, 73-88.
- Aki, K. (1972). Earthquake mechanism. *The Upper Mantle: Tectonophysics*, 13(1-4), 423-446.
- Aki, K., y Richards, P. (2002). *Quantitative Seismology*. Sausalito: University Science Books.
- Amante, C., y Eakins, B. (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M [access date].
- Atwater, T. (1970). Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. *Geological Society Of America Bulletin*, v.81, 3513-3536.
- Bilek, S. L., Lay, T., y Ruff, L. (2004). Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 109, B093008, 1-14.
- Boatwright, J. (1980). A spectral theory for circular sources; Simple estimates of source dimensions, dynamic stress drop and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, No.1, 1-27.
- Boatwright, J. (1984). Seismic estimates of stress release. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B8, 6961-6968.

- Boatwright, J. (1986). Teleseismic estimates Of the energy radiated by shallow earthquakes. *Journal of Geophysical Reasaerch*, VOL. 103, NO. B11, 2095-2112.
- Boatwright, J., y Choy, G. (1989). Aceleration spectra for subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 94, NO. B11, 15,541-15,553.
- Boatwright, J., y Fletcher, J. (1984). The partition of radiated energy between P and S waves. *Bulletin of the seismological society of america*, Vol. 74, No. 2, 361-376.
- Boore, D. M., y Joyner, W. (1997). Site amplification for generic rock sites. *Bulletin of the seismological Society of America*, Vol. 78, No. 2, 327-341.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26, 4997-5009.
- Castro, R. R., Anderson, J., y Singh, S. (1990). Site response, attenuation and source spectra of the S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 80, No. 6, 1481-1503.
- Chen, W.-P., y Molnar Perter. (1983). Focal depth of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, VOL 88, NO. B5, 4183-4214.
- Choy, G. L., y Boatwright, J. (1995). Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal Of Geophysical Research*, VOL. 100, NO. B9, 18,205-18,228.
- Choy, G. L., y Cormier, V. (1986). Direct measurments of the mantle attenuatin operator from bradband P and S waveforms. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 91, NO. B7, 7326-7342.
- Choy, G. L., McGarr, A., Kirby, S., y Boatwright, J. (2006). An overview of the global variability in radiated energy and apparent stress. *Geophysical Monograph series 170, American Geophysical Union*, 43-57.
- Convers, J., y Newman, A. (2011). Global evaluation of large earthquakes energy from 1997 through mid-2010. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 116, B08304, 1-17.

- Crotwell, H. P., Owens, T., y Ritsema, J. (1999). The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters* 70, 154-160.
- De la Vega, O. O. (2014). *Un método de inversión del tensor de momento sísmico: Implementación y aplicación a las réplicas del temblor de 20 de marzo, Ometepec, Guerrero*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- DeMets, C., y Stein, S. (1990). Present day kinematics of the Rivera Plate implications for tectonics in Southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 95, NO B13, 21,931-21,948.
- Dougherty, S. L. (2014). *Seismic structure along transitions from flat to normal subduction: central Mexico, southern Peru, and southwest Japan*. Pasadena, California: California Institute of Technology.
- EERI. (2012). *The March 20, 2012, Ometepec, Mexico, Earthquake*. Earthquake Engineering Research Institute, Special Earthquake Report.
- Efron, B. (1979). Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. *The Annals of Statistics*, Vol. 7, No.1, 1-26.
- Figueroa, Á. G. (2014). *Modelación espacial temporal de los procesos de relajación del esfuerzo para secuencias de réplicas*. Ciudad de México: Centro de Geociencias, UNAM.
- Goldstein, P. A. (n.d.). Sac Availability for the IRIS Community. *Incorporated Institutions For Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*. <http://www.iris.edu/news/newsletter/vol7no1/page1.htm>.
- Gutenberg, B., y Richter, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. 1-15.
- Hanks, T. C., y Kanamori, H. (1979). A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 84, NO. B5, 2348-1350.
- Hanks, T. C., y Thatcher, W. (1972). A graphical representation of seismic source parameters. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 77, NO. 23, 1393-4405.

- Havsko, J., y Ottemöller, L. (2010). *Routine data processing in earthquakes seismology*. New York: Springer.
- Humphrey, J. R., y Anderson, J. (1992). Shear-waves attenuation and site response in guerrero, Mexico. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 81, No. 4, 1622-1645.
- Ide, S., y Beroza, G. (2001). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters*, 3349-3352.
- Iglesias, A., Singh, S. K., Pacheco, J. F., Alcántara, L., Ordaz, M., y Ortiz, M. (2003). Near-trench mexican earthquakes have anomalously low peak acelerations. *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 2, 953-959.
- Kanamori, H. (1977). The energy released in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 82, NO. 20, 2981-2987.
- Kanamori, H. (2006). Energy Partitioning During an Earthquake. *American Geophysics Union, Geophysical Monograph Series 170*, 3-13.
- Kanamori, H., y Anderson, D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65. No. 5, 1073-1095.
- Kanamori, H., y Rivera, L. (2006). Energy Partitioning during an earthquake en Earthquakes: Radiated energy and the physics of faulting. *Geophysical Monograph Series 170*, 3-13.
- Kawase, H., y Aki, K. (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 79, No. 5, 1961-1982.
- Kostoglodov, V., y Pacheco, J. F. (1999). *Cien años de sismicidad en México*. Retrieved from Instituto de Geofísica, UNAM: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- Lay, T. (1995). *Moder Global Seismology*. San Diego: Academic Press.

- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C., Koper, K., Hutko, A., Ye, L., . . . Rushing, T. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 117, B04311, 1-21.
- Mammerickx, J., y Klitgord, K. (1982). North East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 87, NO. B8, 6751-6759.
- Manea, M., y Manea, V. (2011). Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1489-1499.
- Newman, A. V., y Okal, E. (1998). Teleseismic estimates of radiated seismic energy; The E/M0 discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 103, NO. B11, 26,885-26,898.
- Ordaz, M., y Singh, S. (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of the amplification in the hill zones of Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, No. 1, 24-43.
- Orowan, E. (1960). Mechanism of seismic faulting. *GSA Memoir*, Vol. 79, 323-346.
- Pardo, M., y Suarez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implication. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 100, NO. B7, 12,357-12-373.
- Pérez-Campos, Kim, Y. K., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., . . . Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters*, VOL. 35, L18303,1-6.
- Pérez-Campos, X., y Beroza, G. (2001). An apparent mechanism dependence of radiated seismic energy. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 106, NO. B6, 11,127-11,136.
- Pérez-Campos, X., Singh, S., y Beroza, G. (2003). Reconciling teleseismic and regional estimates of seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 5, 2123-2130.
- Purcaru, G., y Berckhemer, H. (1978). A magnitude scale for very large earthquakes. *Tectonophysics*, 49, 189-198.

- Richter, C. F. (1958). *Elementary Seismology*. San Francisco: W. H. Freeman.
- Satoshi, I. (2003). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters*, VOL. 28, NO. 17, 3349-3352.
- Seismic Analysis Code User Manual. (2014). *Version 101.6a*.
- Shapiro, N. M., Olsen, K., y Singh, S. (2000). Wave-guided effects in subduction zones: Evidence from three-dimensional modeling. *Geophysical Research Letters*, VOL. 27, NO. 3, 433-436.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology Second Edition*. UK: Cambridge University.
- Sieh, K. (1996). The repetition of large-earthquakes ruptures. *Earthquake Prediction: The Scientific Challenge* (pp. 3764-3771). California: National Academy of Sciences in Irvine, Vol. 93.
- Singh, S. K., y Pacheco, J. (1994). Magnitude determination of mexican earthquakes. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, Num. 2, 189-198.
- Singh, S. K., Astiz, L., y Havskov, J. (1981). Seismic gaps recurrence periods of large earthquakes along the mexican subduction zone: A reexaminatoin. *Bulletin of the Seismological Socierty of America*, Vol. 71, No 3, 827-843.
- Singh, S. K., Lermo, J., Domínguez, J., Ordaz, M., Espinosa, J. M., Mena, E., y Quaas, R. (1988). The Mexico earthquake of september 19, 1985- A Study of the amplification of seismic waves in the Valley of Mexico wirh respecto to a hill zone site. *Earthquake Spectra*, Vol. 4, No. 4, 653-673.
- Singh, S. K., Pacheco, J., Bansal, B., Pérez-Campos, X., Dattatrayam, R., y Suresh, G. (2004). A source study of the Bhuj, India, earthquake of the 26 january 2001 (Mw 7.6). *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 4, 1194-1206.
- Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., y Vásquez, R. (1995). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, NO. 4, 481-484.

- Singh, S., y Ordaz, M. (1994). Seismic energy release in Mexican subduction zone earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 5, 1533-1550.
- Singh, S., y Pacheco, J. (1994). Magnitude Determination of Mexican Earthquakes. *Geofísica Internacional*, 189-198.
- Snoke, J. A. (1983). Apparent stress: An estimate of the stress drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 73, No. 2, 339-348.
- Stein, S. (2003). *Introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing .
- Stubailo, I., Beghein, C., y Davis, P. (2012). Structure and anisotropy of the Mexican subduction zone based on Rayleigh-waves analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B05303, B05303, 1-16.
- Suárez, G., y Sánchez, O. (1996). Shallow depth of seismogenic coupling in southern Mexico: implications for the maximum size of earthquakes in the subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 93, 53-61.
- Tarantola, A., y Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, VOL. 20, NO. 2, 219-232.
- Thatcher, W., y Hanks, T. (1973). Source parameters of South California earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 78, NO. 35, 8547-8576.
- The facilities of IRIS Data Services, and specifically the IRIS Data Management Center, were used for access to waveforms, related metadata, and/or derived products used in this study. IRIS Data Services are funded through the Seismological Facilities for. (n.d.). the Advancement of Geoscience and EarthScope (SAGE) Proposal of the National Science Foundation under Cooperative Agreement EAR-1261681.

- Udías, A. (1999). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.
- Universidad Nacional Autónoma de México Seismology, G. (2013). Ometepec-Pinotepa Nacional, Mexico earthquake of 20 march 2012 (Mw 7.5): Preliminary report. *Geofísica Internacional* , 52-2, 173-196.
- Venkataraman, A., Beroza, G., y Boatwright, J. (2006). A brief review of techniques used to estimate radiated seismic energy. *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting, Geophysical Monograph Series 170*, 15-24.
- Venkataraman, A., Rivera, L., y Kanamori, H. (2002). Radiated energy from the 16 october 1999 Hector Mine Earthquakes: Regional and teleseismic estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, No. 4*, 1256-1265.
- Weisberg, S. (1985). *Applied Linear Regression*. Nuevo York: John Wiley y Sons.
- Yamamoto, J., González-Morán, T., Quintanar, L., Zavaleta, A., Zamora, A., y Espíndola, V. (2013). Seismic patterns of the Guerrero-Oaxaca, Mexico region, and its relationship to the continental margin structure. *Geophysical Journal International*, 192, 375-389.

Catálogos Sísmicos

Tabla A-1: Catálogo de eventos telesísmicos

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Rumbo	Echado	Buzamiento	M_0	Magnitud
120320_180247	16.434	-98.394	20	307.78	19.11	100.91	1.980E+20	7.50
120402_173642	16.295	-98.544	12	269.23	68.14	-90.75	2.210E+18	6.17
120929_071115	15.882	-98.669	16.9	273.00	27.00	63.00	1.280E+17	5.50

Cada sismo está presentado con la fecha y hora en la que ocurrió (aammdd_hhmmss), según reportes del SSN. Latitud, longitud, rumbo, echado y buzamiento en [°], profundidad en [m], M_0 es el momento escalar sísmico en [Nm]. Magnitud es la reportada por el SSN.

Tabla A-2: Catálogo con los 93 sismos utilizados para realizar estimaciones de energía sísmica regionales. Para las réplicas en los que no se tenían parámetros del mecanismo focal, se utilizaron los del evento principal del 20 de marzo del 2012 a las 18:02:47.

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Rumbo	Echado	Buzamiento	M_0	Magnitud
120320_180247	16.434	-98.394	20.00	307.78	19.11	100.91	1.980E+20	7.50
120320_201441	16.361	-98.291	5.60	226.36	64.45	-108.63	4.570E+17	5.10
120320_222538	15.935	-99.010	5.00	135.00	31.88	223.12	1.470E+17	5.38
120321_022529	15.860	-98.656	13.30	205.66	48.37	-84.98	4.070E+16	5.01
120321_025440	16.460	-98.400	15.00	140.16	88.13	-175.00	1.140E+17	4.20
120321_040240	16.507	-98.500	13.20	307.78	19.11	100.91	1.223E+16	4.20
120321_055833	16.320	-98.323	7.60	307.78	19.11	100.91	2.441E+15	4.00
120321_064433	16.515	-98.569	4.90	307.78	19.11	100.91	7.213E+14	4.10
120321_071933	16.071	-98.374	2.70	307.78	19.11	100.91	1.580E+15	4.10
120321_102812	16.339	-98.458	3.00	307.78	19.11	100.91	1.414E+16	4.20
120321_113614	16.515	-98.508	18.20	141.25	28.75	123.75	1.590E+17	5.40
120321_155414	16.267	-98.279	2.00	307.78	19.11	100.91	2.519E+15	4.00
120321_161451	16.261	-98.418	1.70	307.78	19.11	100.91	6.893E+14	4.00
120321_164131	16.184	-98.381	6.00	307.78	19.11	100.91	2.164E+15	4.00
120321_170507	16.354	-98.476	2.50	307.78	19.11	100.91	4.886E+15	4.00
120321_180216	16.204	-98.338	3.90	307.78	19.11	100.91	5.864E+14	4.00
120322_031142	16.152	-98.372	9.00	307.78	19.11	100.91	4.759E+14	4.00
120322_035217	16.176	-98.350	2.40	307.78	19.11	100.91	2.712E+14	4.10
120322_105823	15.987	-98.374	3.80	307.78	19.11	100.91	3.958E+15	4.10
120322_164647	15.875	-98.580	14.20	151.87	21.75	307.50	2.220E+17	5.50
120322_204204	16.144	-98.378	4.80	307.78	19.11	100.91	1.413E+16	4.80
120322_221445	16.270	-98.463	15.60	307.18	53.99	-136.62	7.890E+16	5.20
120323_002128	16.464	-98.444	8.30	307.78	19.11	100.91	2.520E+14	4.00
120323_021622	15.924	-98.653	16.10	307.78	19.11	100.91	3.219E+15	4.10
120323_044211	15.963	-98.625	16.10	307.78	19.11	100.91	1.029E+15	4.10
120323_065458	16.358	-98.515	5.10	247.96	88.67	-103.69	3.071E+15	5.10

Tabla A-2: Continuación

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Rumbo	Echado	Buzamiento	M ₀	Magnitud
120323_171356	15.897	-98.169	1.10	176.10	64.34	170.62	1.610E+16	4.74
120323_171938	16.218	-98.501	2.70	307.78	19.11	100.91	2.909E+15	4.40
120324_015835	16.244	-98.292	5.70	92.50	56.87	213.69	7.310E+16	5.18
120324_023439	16.327	-98.621	12.00	307.78	19.11	100.91	1.329E+16	4.20
120324_231345	16.333	-98.270	15.50	307.78	19.11	100.91	3.948E+15	4.10
120325_014626	16.347	-98.116	3.10	214.66	51.92	71.06	8.274E+15	5.11
120325_022442	16.164	-99.596	16.50	243.86	26.70	-66.70	4.001E+15	5.03
120325_031320	16.402	-98.224	14.40	307.78	19.11	100.91	2.073E+15	4.10
120325_062207	16.525	-98.572	16.00	307.78	19.11	100.91	2.274E+15	4.00
120325_131521	16.040	-98.668	8.70	307.78	19.11	100.91	5.167E+14	4.00
120325_210235	16.499	-98.498	15.00	307.78	19.11	100.91	7.012E+14	4.00
120326_093259	15.981	-98.630	16.10	307.78	19.11	100.91	5.503E+14	4.00
120326_104625	15.838	-98.465	14.30	21.88	16.88	315.00	2.510E+16	4.87
120326_161146	15.946	-98.290	1.20	307.78	19.11	100.91	2.555E+15	4.00
120327_030138	15.911	-98.596	14.60	307.78	19.11	100.91	5.028E+14	4.20
120328_053939	16.280	-98.308	3.80	307.78	19.11	100.91	7.617E+15	4.40
120328_120352	15.950	-98.792	16.10	307.78	19.11	100.91	3.739E+14	4.10
120328_152200	16.516	-98.281	19.80	307.78	19.11	100.91	1.393E+15	4.00
120328_164725	16.278	-98.316	1.80	307.78	19.11	100.91	1.256E+15	4.00
120328_223300	16.003	-98.360	11.40	116.88	31.25	221.25	4.660E+16	5.05
120329_113526	15.988	-98.597	11.20	307.78	19.11	100.91	5.596E+14	4.20
120331_054432	16.136	-98.339	5.00	307.78	19.11	100.91	5.645E+14	4.00
120401_222348	16.465	-98.545	20.00	90.63	13.13	131.25	7.610E+16	5.20
120402_173642	16.295	-98.544	12.00	269.23	68.14	-90.75	2.210E+18	6.17
120402_182627	16.282	-98.472	1.00	307.78	19.11	100.91	1.019E+16	4.30
120402_183912	16.270	-98.461	17.00	307.78	19.11	100.91	8.424E+15	4.20
120402_221503	16.303	-98.436	9.80	307.78	19.11	100.91	6.539E+14	4.10
120402_235500	16.303	-98.436	9.80	307.78	19.11	100.91	6.539E+14	4.10
120403_053517	16.330	-98.500	8.20	307.78	19.11	100.91	8.393E+15	4.20
120403_070152	16.003	-98.826	15.50	307.78	19.11	100.91	1.233E+15	4.20
120405_214925	16.220	-98.348	11.40	307.78	19.11	100.91	1.199E+15	4.00
120406_013140	16.452	-98.050	16.90	307.78	19.11	100.91	6.820E+15	4.20
120406_104525	16.338	-98.553	20.00	307.78	19.11	100.91	5.972E+14	4.10
120406_141312	16.242	-98.294	3.60	307.78	19.11	100.91	5.046E+14	4.20
120407_234423	16.277	-98.460	5.00	307.78	19.11	100.91	1.871E+15	4.00
120409_031802	16.415	-98.412	8.00	307.78	19.11	100.91	1.900E+15	4.20
120409_055635	16.419	-98.428	1.60	307.78	19.11	100.91	8.121E+14	4.00
120409_195534	16.333	-98.432	5.00	307.78	19.11	100.91	3.723E+15	4.00
120412_165838	16.357	-98.442	2.00	307.78	19.11	100.91	1.425E+15	4.30
120413_025051	16.249	-98.440	15.00	307.78	19.11	100.91	9.180E+14	4.00

Tabla A-2: Continuación

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Rumbo	Echado	Buzamiento	M ₀	Magnitud
120413_041957	16.324	-98.293	7.10	307.78	19.11	100.91	4.414E+14	4.10
120413_101004	16.145	-98.352	5.00	209.43	70.79	64.87	3.110E+17	5.60
120413_130628	16.201	-98.078	16.00	1.25	44.38	-46.87	2.500E+17	5.53
120414_223303	16.450	-98.382	20.00	307.78	19.11	100.91	1.573E+15	4.00
120419_143514	15.916	-98.645	16.20	307.78	19.11	100.91	4.569E+15	4.20
120420_225623	15.889	-98.622	10.00	307.78	19.11	100.91	3.264E+15	4.30
120421_062841	16.346	-98.320	1.00	307.78	19.11	100.91	3.838E+14	4.10
120422_050710	16.363	-98.448	1.70	307.78	19.11	100.91	9.911E+14	4.00
120423_011322	15.960	-98.261	2.80	317.23	69.42	-74.39	6.280E+16	5.14
120423_013059	15.970	-98.169	8.10	138.13	68.75	99.38	5.260E+16	5.08
120424_050352	15.871	-98.197	6.60	307.78	19.11	100.91	2.723E+14	4.10
120424_111152	16.372	-98.330	8.00	307.78	19.11	100.91	2.220E+15	4.30
120424_113430	16.374	-98.309	10.00	307.78	19.11	100.91	9.172E+14	4.10
120429_115702	16.141	-98.610	1.90	307.78	19.11	100.91	1.592E+15	4.30
120429_125905	16.067	-98.612	12.50	307.78	19.11	100.91	5.884E+14	4.10
120502_130416	16.001	-98.551	6.60	307.78	19.11	100.91	4.732E+14	4.10
120504_123345	16.171	-98.600	3.90	307.78	19.11	100.91	9.847E+14	4.20
120505_230832	16.323	-98.411	5.00	307.78	19.11	100.91	2.520E+14	4.10
120507_052532	16.550	-98.415	24.20	307.78	19.11	100.91	1.251E+15	4.20
120507_235753	15.972	-98.501	12.70	307.78	19.11	100.91	3.439E+14	4.30
120508_090344	16.339	-98.469	2.70	307.78	19.11	100.91	4.583E+14	4.00
120508_174117	16.253	-97.892	7.70	307.78	19.11	100.91	6.768E+14	4.10
120511_005820	16.332	-98.334	3.30	307.78	19.11	100.91	4.052E+14	4.20
120516_141656	16.293	-98.217	20.60	307.78	19.11	100.91	2.384E+15	4.20
120517_022647	16.459	-98.603	16.10	307.78	19.11	100.91	1.455E+15	4.10
120929_071115	15.882	-98.669	16.90	273.00	27.00	63.00	1.280E+17	5.50
130326_130448	15.861	-98.433	5.30	273.00	17.00	65.00	1.730E+17	5.50

Cada sismo está presentado con la fecha y hora en la que ocurrió (aammdd_hhmmss), según reportes del SSN. Latitud, longitud, rumbo, echado y buzamiento en [°], profundidad en [m], M₀ es el momento escalar sísmico en [Nm]. Magnitud es la reportada por el SSN.

Tabla A-3: Resultados de estimaciones de energía sísmica irradiada regional, para los 96 sismos del catálogo.

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	M ₀	E _s	E _s /M ₀	Distancia
120320_180247	16.434	-98.394	20.00	7.40	1.980E+20	6.779E+15	-4.466	43.67
120320_201441	16.361	-98.291	5.60	5.10	4.570E+17	7.374E+12	-4.792	62.88
120320_222538	15.935	-99.010	5.00	5.38	1.470E+17	2.351E+12	-4.796	5.94
120321_022529	15.860	-98.656	13.30	5.01	4.070E+16	9.093E+11	-4.651	2.33
120321_025440	16.460	-98.400	15.00	4.20	1.140E+17	1.300E+12	-4.943	69.85
120321_040240	16.507	-98.500	13.20	4.20	1.223E+16	1.649E+11	-4.870	71.54
120321_055833	16.320	-98.323	7.60	4.00	2.441E+15	4.771E+10	-4.709	57.53
120321_064433	16.515	-98.569	4.90	4.10	7.213E+14	7.731E+09	-4.970	70.19
120321_071933	16.071	-98.374	2.70	4.10	1.580E+15	1.664E+10	-4.978	29.37
120321_102812	16.339	-98.458	3.00	4.20	1.414E+16	1.457E+11	-4.987	55.13
120321_113614	16.515	-98.508	18.20	5.40	1.590E+17	8.822E+11	-5.256	72.11
120321_155414	16.267	-98.278	2.00	4.00	2.519E+15	4.301E+10	-4.768	53.34
120321_161451	16.261	-98.418	1.70	4.00	6.893E+14	5.459E+09	-5.101	48.14
120321_164131	16.184	-98.381	6.00	4.00	2.164E+15	3.280E+10	-4.819	41.12
120321_170507	16.354	-98.476	2.50	4.00	4.886E+15	9.403E+10	-4.716	56.11
120321_180216	16.204	-98.338	3.90	4.00	5.864E+14	4.616E+09	-5.104	44.72
120322_031142	16.152	-98.372	9.00	4.00	4.759E+14	2.597E+09	-5.263	38.00
120322_035217	16.176	-98.350	2.40	4.10	2.712E+14	4.970E+09	-4.737	41.33
120322_105823	15.987	-98.374	3.80	4.10	3.958E+15	1.472E+10	-5.430	20.42
120322_164647	15.875	-98.580	14.20	5.50	2.220E+17	4.081E+12	-4.736	1.78
120322_204204	16.144	-98.377	4.80	4.80	1.413E+16	3.894E+11	-4.560	36.98
120322_221445	16.270	-98.463	15.60	5.20	7.890E+16	1.259E+12	-4.797	47.63
120323_002128	16.464	-98.444	8.30	4.00	2.520E+14	5.664E+09	-4.648	68.83
120323_021622	15.924	-98.653	16.10	4.10	3.219E+15	6.472E+10	-4.697	4.63
120323_044211	15.963	-98.625	16.10	4.10	1.029E+15	1.099E+10	-4.971	9.69
120323_065458	16.358	-98.515	5.10	5.10	3.071E+15	5.103E+10	-4.779	55.21
120323_171356	15.897	-98.169	1.10	4.74	1.610E+16	8.650E+10	-5.270	17.54
120323_171938	16.218	-98.501	2.70	4.40	2.909E+15	3.728E+10	-4.892	40.80
120324_015835	16.244	-98.292	5.70	5.18	7.310E+16	5.911E+11	-5.092	50.42
120324_023439	16.327	-98.621	12.00	4.20	1.329E+16	5.448E+10	-5.387	48.46
120324_231345	16.333	-98.270	15.50	4.10	3.948E+15	1.688E+10	-5.369	60.60
120325_014626	16.347	-98.116	3.10	5.11	8.274E+15	1.125E+11	-4.866	67.10
120325_022442	16.164	-99.596	16.50	5.03	4.001E+15	2.545E+10	-5.197	0.73
120325_031320	16.402	-98.224	14.40	4.10	2.073E+15	1.635E+10	-5.103	69.48
120325_062207	16.525	-98.572	16.00	4.00	2.274E+15	1.596E+10	-5.154	71.10
120325_131521	16.040	-98.668	8.70	4.00	5.167E+14	4.347E+09	-5.075	16.41
120325_210235	16.499	-98.498	15.00	4.00	7.012E+14	5.556E+09	-5.101	70.83
120326_093259	15.981	-98.630	16.10	4.00	5.503E+14	3.370E+09	-5.213	11.43
120326_104625	15.838	-98.465	14.30	4.87	2.510E+16	1.153E+11	-5.338	1.58
120326_161146	15.946	-98.290	1.20	4.00	2.555E+15	1.981E+10	-5.111	18.84

Tabla A-3: Continuación

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	M_0	E_s	E_s/M_0	Distancia
120327_030138	15.911	-98.596	14.60	4.20	5.028E+14	2.331E+09	-5.334	5.11
120328_053939	16.280	-98.308	3.80	4.40	7.617E+15	1.798E+11	-4.627	53.72
120328_120352	15.950	-98.792	16.10	4.10	3.739E+14	1.402E+09	-5.426	2.85
120328_152200	16.516	-98.281	19.80	4.00	1.393E+15	1.049E+10	-5.123	79.68
120328_164725	16.278	-98.316	1.80	4.00	1.256E+15	2.706E+10	-4.667	53.25
120328_223300	16.003	-98.360	11.40	5.05	4.660E+16	4.169E+10	-6.048	22.57
120329_113526	15.988	-98.597	11.20	4.20	5.596E+14	1.804E+09	-5.492	13.28
120331_054432	16.136	-98.339	5.00	4.00	5.645E+14	1.582E+09	-5.552	37.44
120401_222348	16.465	-98.544	20.00	5.20	7.610E+16	1.101E+12	-4.840	65.63
120402_173642	16.295	-98.544	12.00	6.17	2.210E+18	2.149E+14	-4.012	47.58
120402_182627	16.282	-98.472	1.00	4.30	1.019E+16	7.515E+10	-5.132	48.59
120402_183912	16.270	-98.461	17.00	4.20	8.424E+15	4.534E+10	-5.269	47.68
120402_221503	16.303	-98.436	9.80	4.10	6.539E+14	7.279E+09	-4.953	51.95
120402_235500	16.303	-98.436	9.80	4.10	6.539E+14	7.279E+09	-4.953	51.95
120403_053517	16.330	-98.499	8.20	4.20	8.393E+15	9.442E+10	-4.949	52.76
120403_070152	16.003	-98.826	15.50	4.20	1.233E+15	2.968E+09	-5.619	7.38
120405_214925	16.220	-98.347	11.40	4.00	1.199E+15	1.161E+10	-5.014	46.03
120406_013140	16.452	-98.049	16.90	4.20	6.820E+15	4.475E+10	-5.183	80.49
120406_104525	16.338	-98.552	20.00	4.10	5.972E+14	1.728E+09	-5.539	51.93
120406_141312	16.242	-98.294	3.60	4.20	5.046E+14	6.243E+09	-4.908	50.18
120407_234423	16.276	-98.460	5.00	4.00	1.871E+15	6.107E+09	-5.486	48.38
120409_031802	16.415	-98.412	8.00	4.20	1.900E+15	2.869E+10	-4.821	64.65
120409_055635	16.419	-98.428	1.60	4.00	8.121E+14	2.743E+09	-5.471	64.59
120409_195534	16.333	-98.432	5.00	4.00	3.723E+15	4.918E+10	-4.879	55.31
120412_165838	16.357	-98.442	2.00	4.30	1.425E+15	3.179E+10	-4.651	57.51
120413_025051	16.249	-98.440	15.00	4.00	9.180E+14	2.044E+09	-5.652	46.12
120413_041957	16.324	-98.293	7.10	4.10	4.414E+14	3.618E+09	-5.086	58.90
120413_101004	16.145	-98.352	5.00	5.60	3.110E+17	9.707E+12	-4.506	37.98
120413_130628	16.201	-98.078	16.00	5.53	2.500E+17	1.538E+12	-5.211	52.86
120414_223303	16.450	-98.382	20.00	4.00	1.573E+15	2.803E+09	-5.749	69.34
120419_143514	15.916	-98.645	16.20	4.20	4.569E+15	3.913E+10	-5.067	4.06
120420_225623	15.889	-98.622	10.00	4.30	3.264E+15	1.708E+10	-5.281	1.85
120421_062841	16.346	-98.320	1.00	4.10	3.838E+14	1.319E+10	-4.464	60.37
120422_050710	16.363	-98.448	1.70	4.00	9.911E+14	2.287E+09	-5.637	57.98
120423_011322	15.960	-98.261	2.80	5.14	6.280E+16	1.686E+11	-5.571	21.29
120423_013059	15.970	-98.169	8.10	5.08	5.260E+16	1.628E+11	-5.509	25.37
120424_050352	15.871	-98.197	6.60	4.10	2.723E+14	1.184E+09	-5.362	13.91
120424_111152	16.372	-98.329	8.00	4.30	2.220E+15	2.131E+10	-5.018	62.77
120424_113430	16.374	-98.309	10.00	4.10	9.172E+14	5.397E+09	-5.230	63.66
120429_115702	16.140	-98.609	1.90	4.30	1.592E+15	5.317E+09	-5.476	29.04

Tabla A-3: Continuación

Sismo	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	M_0	E_s	E_s/M_0	Distancia
120429_125905	16.067	-98.612	12.50	4.10	5.884E+14	2.606E+09	-5.354	21.11
120502_130416	16.001	-98.551	6.60	4.10	4.732E+14	2.676E+09	-5.248	16.14
120504_123345	16.171	-98.600	3.90	4.20	9.847E+14	9.492E+09	-5.016	32.57
120505_230832	16.323	-98.411	5.00	4.10	2.520E+14	3.939E+09	-4.806	54.92
120507_052532	16.550	-98.415	24.20	4.20	1.251E+15	2.654E+10	-4.673	78.90
120507_235753	15.972	-98.501	12.70	4.30	3.439E+14	3.687E+09	-4.970	14.65
120508_090344	16.339	-98.469	2.70	4.00	4.583E+14	1.315E+09	-5.542	54.77
120508_174117	16.253	-97.892	7.70	4.10	6.768E+14	7.880E+09	-4.934	64.48
120511_005820	16.332	-98.334	3.30	4.20	4.052E+14	4.307E+09	-4.973	58.41
120516_141656	16.293	-98.217	20.60	4.20	2.384E+15	3.616E+10	-4.819	58.03
120517_022647	16.459	-98.603	16.10	4.10	1.455E+15	1.077E+10	-5.131	63.07
120929_071115	15.882	-98.668	16.90	5.50	1.280E+17	9.274E+12	-4.140	0.33
130326_130448	15.861	-98.433	5.30	5.50	1.730E+17	8.890E+12	-4.289	5.09

Cada sismo está presentado con la fecha y hora en la que ocurrió (aammdd_hhmmss), según reportes del SSN. Latitud y longitud en [°], profundidad en [m], M_0 es el momento escalar sísmico en [Nm], E_s la energía sísmica regional estimada en [Nm], E_s/M_0 es la energía sísmica escalada adimensional. Distancia es aquella entre epicentro y la trinchera Mesoamericana en [km]. Magnitud es la reportada por el SSN.