



Universidad Nacional
Autónoma de México

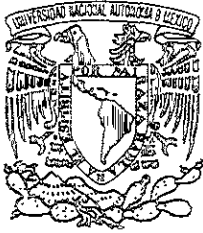


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

SR. JUAN RICARDO BARRON MAYA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Javier Francisco Pacheco Alvarado y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

CALIBRACION DE LA MAGNITUD POR ENERGIA M_E PARA LAS ESTACIONES DE BANDA ANCHA DEL SERVICIO SISMOLOGICO NACIONAL, MEXICO

- I INTRODUCCION
- II ANTECEDENTES
- III ENERGIA RADIADA Y MAGNITUD DE UN SISMO
- IV CALIBRACION DE LAS ESTACIONES
- V ANALISIS DE RESULTADOS
- VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
- BIBLIOGRAFIA
- APENDICE

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”
Ciudad Universitaria, a 25 de noviembre de 1999
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFR*RLLR*gtg

R

Agradecimientos

Deseo expresar mis agradecimientos principalmente a los profesores de la Facultad de Ingeniería que dedicaron y dedican su tiempo a la noble tarea de formar profesionales y lo hacen por amor a la Universidad.

También quiero expresar mis agradecimientos a mis compañeros y amigos de la Universidad; Isabel Simón, Xyoli Pérez y en especial a Ricardo Bautista, Daniel Olvera y Oscar Martínez por hacer de mi estancia en la Facultad un lapso inolvidable de mi vida.

Gracias a mis compañeros del Instituto de Geofísica: David Escobedo, Cari Cárdenas, Sarita Franco, Toño Pérez, Alejandro Hurtado, Jaime Dominguez, Carlos Fuentes, Mario Islas, Fernando Terán, Julito Mimiaga, Miguel Santoyo, Arturo Iglesias, Victor Cruz, Manuel Velásquez y a mi entrañable amigo Hugo Monsalve.

Gracias a los doctores Raul Valenzuela, Carlos Valdéz y a mis sinodales y amigos Mtro. Miguel Rodriguez y Dr. Martín Gómez por sus comentarios e interés en este trabajo. En especial al Dr. Srhi Krishna por todo su apoyo para lograrlo.

Un agradecimiento especial al controvertido y sin igual Dr. Javier Pacheco, por apoyarme y dirigir mi trabajo durante estos últimos años.

Le doy las gracias a mi familia por todo el apoyo que me brindaron durante tantos años el cual nunca podré pagar.

En un lugar privilegiado quiero agradecer a mi inseparable amiga, compañera y aliada Magdalena por darme las alas para volar.

Contenido

I	RESUMEN	4
II	INTRODUCCION	5
III	ANTECEDENTES	7
III.1	Instrumentos de Banda Ancha (BB)	7
III.2	Estaciones de Banda Ancha del SSN	11
III.3	Catálogo de sismos	12
IV	MAGNITUD Y ENERGIA RADIADA DE UN SISMO	13
IV.1	Escalas de magnitud	13
IV.2	Momento sísmico M_0	15
IV.3	Magnitud de momento sísmico M_w	18
IV.4	Estimación de la energía radiada	20
V	CALIBRACION DE LAS ESTACIONES	25
V.1	Energía radiada vs distancia hipocentral	25
V.2	Energía radiada vs. momento sísmico	30
V.3	Energía radiada vs. magnitud de momento M_w	33
VI	ANALISIS DE RESULTADOS	39
VI.1	Pruebas de calibración	39
VI.2	Magnitud M_E para sismos pequeños a moderados	42
VII	CONCLUSIONES	45
VIII	BIBLIOGRAFIA	48

IX	APENDICE A	51
IX.1	Teorema de Parseval	51
X	APENDICE B	52
X.1	Magnitudes M_A y M_c	52
X.1.1	Magnitud M_A	52
X.1.2	Magnitud M_c	53
XI	APENDICE C	53
XI.1	Gráficas de $\log E_s$ vs. M_E y pruebas de calibración	53

I RESUMEN

Se obtuvieron relaciones $\log E_s$ vs. M_w de la que se define la magnitud por energía radiada M_E . La estimación de la energía se realizó de manera rutinaria para registros digitales del SSN, de sismos ocurridos dentro del territorio mexicano y áreas aledañas, a partir de la integral del espectro de velocidades al cuadrado después de haber sido corregido por dispersión geométrica y atenuación. Ya que los valores de atenuación para todas las regiones del país no se conocen, se decidió calcular la energía utilizando el valor de atenuación para la costa Sur de México por ser bien conocido, y ser la región de donde provienen la mayoría de los sismos. Esto hace inevitable que la estimación de la energía radiada no sea necesariamente correcta para todas las estaciones, por lo que la energía se calibra con la magnitud M_w del catálogo consignado por el CMT (Centroid Moment Tensor), Harvard para sismos mayores a $M_w = 5$.

Desafortunadamente, no en todas las estaciones se pudo realizar la calibración debido a los pocos sismos registrados con magnitudes mayores a 5.0. Este es el caso de las estaciones Mazatlán (MAIG) y Zacatecas (ZAIG).

Las estimaciones de la magnitud se probaron con 12 sismos fuertes ocurridos durante el año de 1999 y principios del 2000 con las estaciones restantes dando resultados satisfactorios.

II INTRODUCCION

Desde la década de los treinta, se ha tratado de cuantificar que tan grande es un sismo. La forma clásica de hacerlo es medir la amplitud máxima de las ondas de cuerpo, superficiales o alguna otra fase para una cierta frecuencia, sacar su logaritmo y corregirla por factores como la distancia o efectos de sitio. De esta forma se desarrollaron las magnitudes m_b y M_s , medidas a partir de las ondas de cuerpo y superficiales, respectivamente. Estas magnitudes dependen de la frecuencia de esquina y para sismos grandes, la magnitud queda subvaluada debido al fenómeno de saturación. Para resolver este problema se desarrolló la magnitud de momento sísmico (M_w), la cual esta basada en el momento sísmico (M_0) que, para fines científicos, es la mejor manera de cuantificar el tamaño de un sismo.

A partir de la década de los ochentas, los avances en electrónica han permitido a la sismología el desarrollo de instrumentos con dispositivos electrónicos de retroalimentación, los cuales amplían el rango de frecuencias en los registros. De esta forma es posible rescatar mayor información de un sismo a periodos más largos para luego cuantificar parámetros como la energía radiada (E_s). Este parámetro permite definir la Magnitud (M_E) a partir de la Magnitud M_w .

Actualmente, la estimación de una magnitud confiable para un sismo de moderado a grande dentro del territorio mexicano se calcula con la estación de Banda Ancha de Ciudad Universitaria en México D. F. (CUIG). Esta situación hace depender la estimación de la magnitud de una sola estación que además no es infalible. A partir de la modernización del Servicio Sismológico Nacional (SSN) desde 1992, su red cuenta en este momento con 18 estaciones de Banda Ancha (BB) repartidas estratégicamente en el Centro y Sur de la república, para cubrir las zonas en donde históricamente se han presentado la mayoría de los sismos moderados a grandes.

La intención en este trabajo, es calibrar la magnitud M_E , en todas las estaciones de Banda Ancha del SSN, a partir de la magnitud M_w de manera empírica para poder estimar la magnitud de sismos de moderados a grandes dentro del territorio nacional de manera más confiable con el mayor número de estaciones posibles. La necesidad de tener alternativas y hacer más eficiente el cálculo de la magnitud, ha surgido de la demanda de la sociedad a través de los medios de comunicación y de las oficinas de gobierno, de tener una magnitud que permita valorar las posibles afectaciones de un sismo sobre las poblaciones, ya que a través de la experiencia, la sociedad tiene una buena idea de los posibles daños sabiendo la magnitud de un sismo.

Aunque existen expresiones $\log E_s - M_w$ para tendencias mundiales y para la costa de México, es necesario contar con expresiones de este tipo para cada estación del SSN ya que se sabe la presencia de efectos de sitio para estaciones como PPIG, TUIG o CUIG. A esta última estación se le ha recalculado una relación $\log E_s - M_w$ para comparar con la expresión con la que actualmente trabaja.

El momento sísmico M_0 es el parámetro que mejor define el tamaño de un sismo al definirse a partir de las características geométricas de la falla. A partir de este parámetro se definió la magnitud de momento sísmico M_w la cual no sufre de la saturación como las magnitudes a partir de las amplitudes. La razón de calcular una magnitud a partir de la energía radiada y no M_w se debe a que para una buena estimación de M_0 es necesario realizar una inversión de forma de onda o un análisis del espectro de Fourier del sismograma. Esta metodología no proporciona un valor inmediato, además, no considera los efectos de sitio presentes en algunas de las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN).

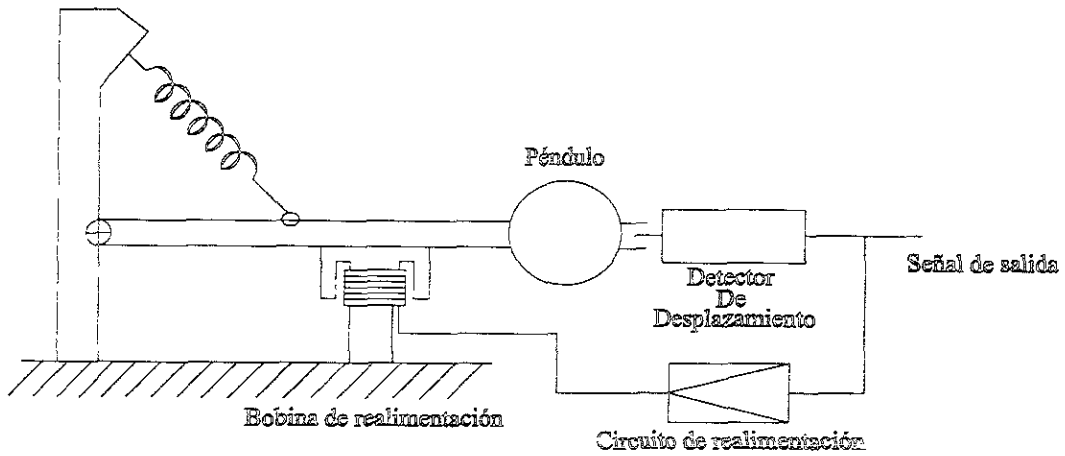


Figura III.1: Esquema del sismógrafo de retroalimentación (Tomado de Yokoy, 1994).

del propósito.

Del estudio del péndulo en oscilación libre, sabemos que la ecuación de movimiento es:

$$M \frac{d^2 x}{dt^2} = -\kappa x; \tag{III.1}$$

o bien:

$$\frac{d^2 x}{dt^2} = -\omega_0^2 x \tag{III.2}$$

Donde $\omega_0^2 = \frac{\kappa}{M}$

Incluyendo el coeficiente de amortiguamiento:

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + \omega_0^2 x = 0 \tag{III.3}$$

Las ecuaciones anteriores son para oscilaciones libres en donde no se considera el marco al cual está sujeto el péndulo. Esto es la oscilación forzada. Su influencia esta dada por una fuerza inercial adicional debida a la aceleración del terreno, $-M \frac{d^2 y}{dt^2}$. La ecuación del movimiento ahora será:

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + \omega_0^2 x = -\frac{d^2 y}{dt^2} \tag{III.4}$$

Ahora, considerando la fuerza de retroalimentación, la ecuación del movimiento será:

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + \omega_0^2 x = -\frac{d^2 y}{dt^2} - f(x) \quad (\text{III.5})$$

Si la fuerza de retroalimentación es proporcional al desplazamiento de la masa ($f(x) = \frac{\kappa x}{M}$), esta fuerza actúa como una fuerza más de restitución. La ecuación de movimiento será:

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + (\omega_0^2 + \kappa_d^2/M)x = -\frac{d^2 y}{dt^2} \quad (\text{III.6})$$

Esto significa que el período natural del péndulo aparentemente es más corto. El desplazamiento de la masa es proporcional a la aceleración del terreno en el rango de frecuencias menor que la frecuencia de resonancia modificada. Ya que el período natural es más corto, la respuesta plana a la aceleración es realizada en una banda ancha desde DC hasta los períodos naturales más cortos. Así, este sismómetro teóricamente no tiene límite en períodos más largos para observación, aunque el límite práctico es dado por el ruido ambiental o ruido instrumental. Este tipo es llamado también de fuerza balanceada. Muchos de los sismógrafos de movimiento fuerte comúnmente en uso pertenecen a este tipo.

Si la fuerza de retroalimentación es proporcional a la velocidad de la masa, ($f(x) = \frac{\kappa}{M} \frac{dx}{dt}$) esta fuerza actúa como un amortiguador viscoso adicional.

$$\frac{d^2 x}{dt^2} + (2h\omega_0 + \kappa_v^2/M) \frac{dx}{dt} + \omega_0^2 x = -\frac{d^2 y}{dt^2} \quad (\text{III.7})$$

Estos significa que la constante elástica aparentemente es más grande. Por lo tanto, el desplazamiento de la masa es proporcional a la velocidad del terreno en un rango amplio de frecuencias

Si la fuerza de retroalimentación es proporcional a la aceleración del terreno, ($f(x) = \frac{\kappa}{M} \frac{d^2 x}{dt^2}$), esta fuerza actúa como una fuerza inercial adicional.

$$(1 + \kappa_0^2/M) \frac{d^2 x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + \omega_0^2 x = -\frac{d^2 y}{dt^2} \quad (\text{III.8})$$

Esto significa que el período natural aparentemente es más largo. Escogiendo un valor de viscosidad apropiado, el desplazamiento de la masa es proporcional al desplazamiento del terreno en un rango más alto que la frecuencia natural modificada.

La instrumentación en sismología requiere de gran sensibilidad en los períodos largos y gran estabilidad con el tiempo. La ecuación (II.1) sugiere una masa pesada sujeta a un resorte de κ pequeña, lo que significa que un resorte ligero puede producir períodos largos; requerimientos

al parecer contradictorios. Más aún, péndulos de resortes muy ligeros tienden a ser inestables y más vulnerables a cambios de temperatura.

Los diseños de los sismómetros de retroalimentación han resuelto el problema de la inestabilidad. Por ejemplo, en la ecuación II.6, se observa que la frecuencia natural en un desplazamiento en el sismómetro de retroalimentación es determinado por $2\pi/\sqrt{\omega_0^2 + \kappa_d^2/M}$. Si κ_d^2 es suficientemente más grande que $\omega_0^2 M$, el período natural aparente es controlado casi únicamente por κ_d^2 . Como κ_d^2 se determina solamente por el circuito de retroalimentación, sus características solas controlan el período natural aparente. Hoy en día, los avances en electrónica pueden garantizar la estabilidad de las características del circuito y por lo tanto, el período natural y la sensibilidad del sismómetro en el rango de períodos largos. Una vez que la sensibilidad esta estabilizada suficientemente, es muy sencillo convertir las variaciones del voltaje de salida a desplazamiento, velocidad o aceleración del movimiento del terreno por procesamiento de datos o por otro circuito electrónico. La fuerza de retroalimentación negativa hace pequeña la amplitud del movimiento de la masa. Así, la linealidad del sismómetro es mejorada y se alcanza un rango dinámico amplio. Además, no es necesario una masa grande del péndulo. Una masa pequeña es más controlable como se muestra en las ecuaciones II.6, II.7 y II.8.

En la Figura II.2 podemos observar la respuesta instrumental de amplitud para el sismómetro Streckeisen STS-2. En el siguiente apartado hablaremos de este espectro.

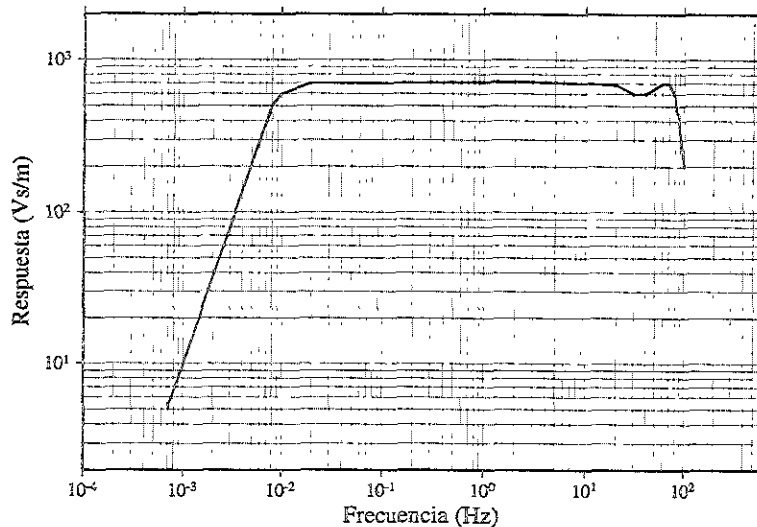


Figura III.2: Respuesta de velocidad para el instrumento STS-2.

III.2 Estaciones de Banda Ancha del SSN

A partir de 1991 el Instituto de Geofísica comenzó la modernización del Servicio Sismológico Nacional (SSN) con la instalación de una red de sismógrafos de Banda Ancha. Esta red en la actualidad cuenta con 18 estaciones distribuidas en la parte sur y centro del país (Figura III.3). Cada estación consiste de un sismómetro Streckeisen STS-2 (a excepción de la estación TEIG en Yucatán que cuenta con un KS36000 de pozo, instalada en conjunto con la agencia internacional IRIS), y un acelerómetro kinematics FBA-23 conectado a un digitalizador quanterra de 24 bits. Los datos se registran de dos formas: registros de velocidad en contínuo, con muestreos de 1 y 20 Hz salvados en una memoria buffer, y por disparo, muestreados a 80 Hz para registros de velocidades y aceleraciones.

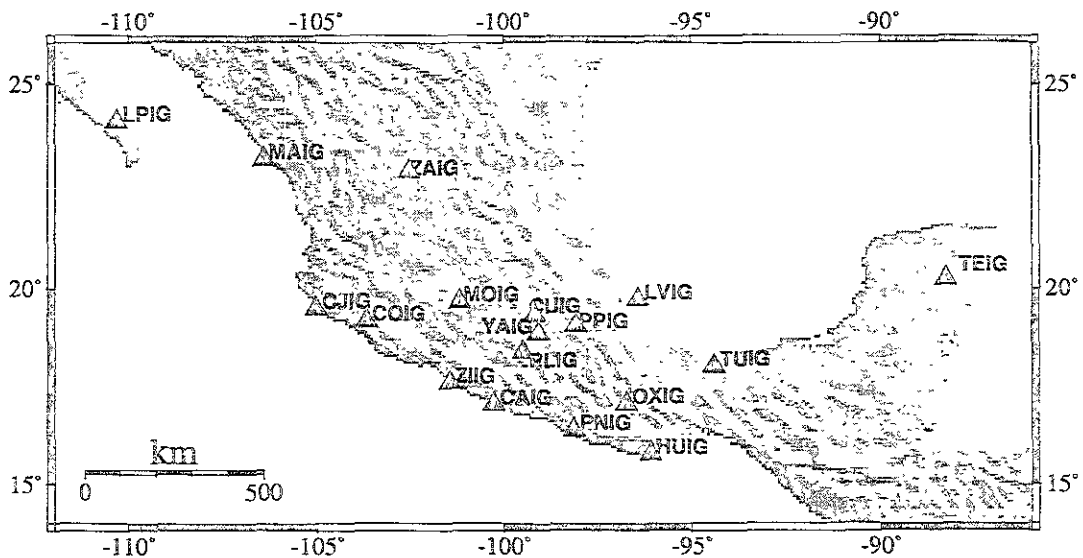


Figura III.3: Estaciones de Banda Ancha del SSN.

Para los fines de este trabajo, se utilizaron los registros por disparo de velocidad o aceleración si el registro de velocidad se encontraba saturado o no existía. Al utilizar los registros con muestreo a 80 Hz tenemos que la frecuencia máxima rescatable o la frecuencia de Nyquist es de 40 Hz. Como podemos observar en la Figura II.2, el rango plano de frecuencias confiable para los sismómetros STS-2 va desde 0.02 Hz o un período de 50 segundos, hasta los 20 Hz. Este rango asegura el registro de todas las frecuencias para eventos de magnitud mayor a 5.

III.3 Catálogo de sismos

Los eventos utilizados en este trabajo fueron tomados del catálogo CMT, Harvard con magnitudes M_w mayores a 5 para un período de 1994 a 1998 en un cuadro que cubre de los 5° a los 40° latitud Norte y de los 76° a los 125° longitud Oeste. Esto con el fin de tener un amplio rango de distancias y coberturas de los sismos a cada estación. El total de eventos registrados en este intervalo fueron de 186. En este catálogo, se buscó las trazas de los eventos que se hubieran registrado completas a 80 mps en velocidad en el banco de datos del SSN. Es así como el catálogo inicial fue reducido a 92 sismos (Figura II.4), donde la distancia máxima del hipocentro a la estación fue de unos 1200 km. Esto no afectó la calidad del catálogo ya que el rango de magnitudes va de $M_w = 5$ a 8 y como podemos observar en la Figura II.4, la cobertura sigue siendo buena.

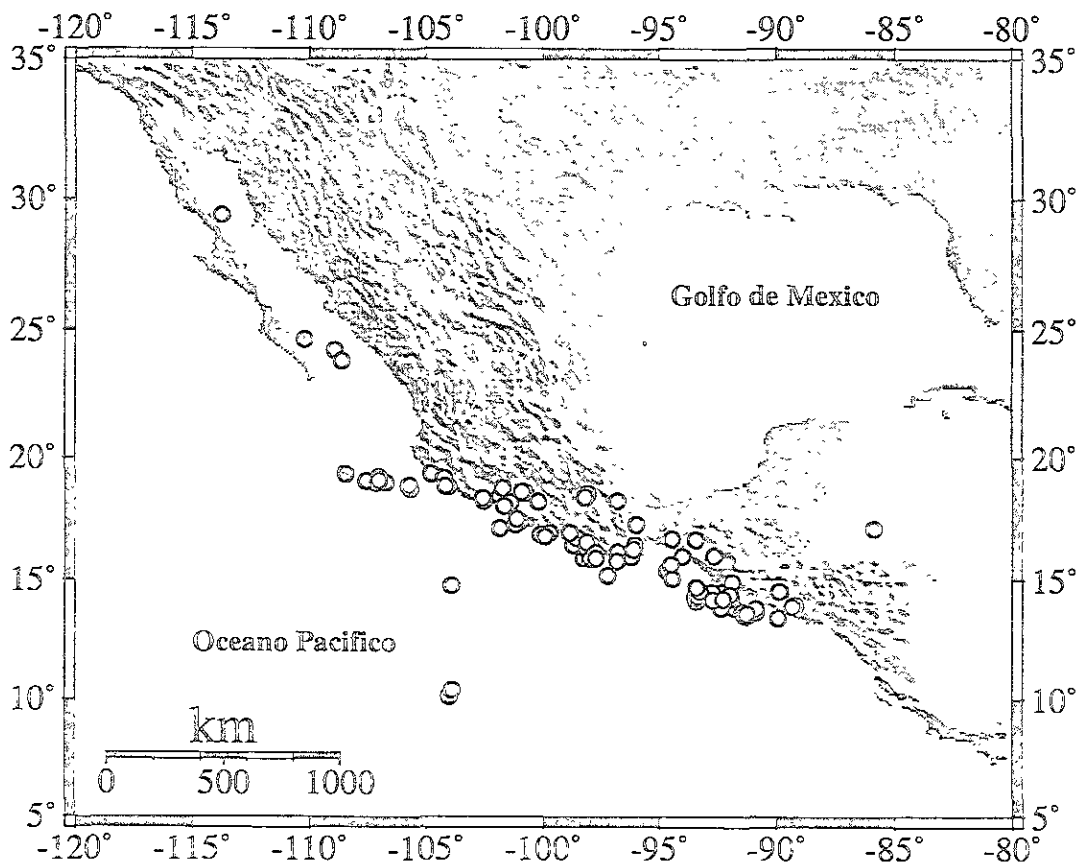


Figura III.4: Catálogo de sismos registrados por Harvard. 1994-1998 .

IV MAGNITUD Y ENERGIA RADIADA DE UN SISMO

IV.1 Escalas de magnitud

La mejor manera de cuantificar el tamaño de un sismo es a través de su momento sísmico M_0 y la forma de la envolvente de su espectro. Esto se hace a partir de una buena función de tiempo de la fuente obtenida de cada onda superficial. Para ello se requiere un modelado relativamente completo de la forma de onda. Por ello es más fácil obtener una magnitud del sismo a partir de la medición de la amplitud de una sola fase sísmica, como la onda P. Desafortunadamente, existe el inconveniente de que la amplitud de las ondas de cuerpo en el campo lejano es proporcional al momento promedio. Así, diferentes historias de dislocación con el mismo momento sísmico sobre la falla, pueden producir diferentes amplitudes de señales. Además, los efectos de la función de tiempo dependerán de la banda de frecuencias de la observación, por lo que la amplitud de varias fases variarán de forma importante en función del instrumento a instrumento. Aún así, las medidas basadas en la amplitud de onda son aún muy utilizadas debido a su simplicidad. Además, los movimientos de alta frecuencia en banda de frecuencias estrecha son los responsables de la mayoría de los daños en un sismo. El concepto de magnitud de un sismo basada en la medida de la amplitud de fases fue desarrollado por K. Wadati y C. Richter en los treintas, treinta años antes de que se midiera el primer momento sísmico.

La forma general de toda escala de magnitud está dada por:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r; \quad (\text{IV.9})$$

donde A es el desplazamiento del terreno de la fase en la que esta basada la escala de amplitud, T es el período de la señal, f es una corrección para distancias hipocentrales (Δ) y profundidad focal (h). C_s es un factor de corrección por efectos de sitio y C_r es una corrección por efectos de la región de la fuente.

Actualmente se encuentran en uso cuatro escalas de magnitud que son: Magnitud local (M_l), magnitud de ondas de cuerpo (m_b), magnitud de ondas superficiales (M_s) y magnitud de momento sísmico (M_w). M_l es la escala original desarrollada por Richter en 1935 (Lay y Wallace, 1995), la cual se basa en el decaimiento en función de la distancia del logaritmo del movimiento máximo del terreno en curvas paralelas, para diferentes sismos. El tamaño relativo de un sismo es calculado comparándolo con un "sismo de referencia". Es así como tenemos que:

$$\text{Log}A - \text{log}A_0 = M_L, \quad (\text{IV.10})$$

donde A es el desplazamiento máximo medido del terreno en micrómetros registrado en un sismómetro de período corto y A_0 es el desplazamiento de un sismo de referencia a una cierta distancia.

m_b es una escala basada en la amplitud de la onda P para los primeros ciclos dada la conveniencia de que estas ondas se convierten en otras fases para distancias regionales. La expresión está dada por:

$$m_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(h, \Delta) \quad (\text{IV.11})$$

donde A es la amplitud del movimiento del terreno en micrómetros para un período T correspondiente en segundos restringido entre 0.1 y 3.0 s. Q es una función de la distancia Δ y de la profundidad h donde $\Delta \geq 5^0$.

M_s es una escala basada en la amplitud de las ondas superficiales que dominan más allá de los 600 km de distancia epicentral para sismos superficiales, en sismogramas con períodos de aproximadamente 20 segundos. La expresión es:

$$M_s = \text{log}A_{20} + 1.66\text{log}(\Delta) + 2.0 \quad (\text{IV.12})$$

donde A_{20} es la amplitud máxima en micrómetros de la componente vertical de la onda superficial de período 20 segundos. Comúnmente se usa la amplitud de la onda Rayleigh en la componente vertical.

Las magnitudes M_s y m_b fueron diseñadas para ser compatibles con M_L . Normalmente se espera que la magnitud de un sismo sea la misma utilizando cualquier expresión, desafortunadamente no sucede así ya que las medidas de la amplitud son dependientes de la frecuencias a 1.2, 1.0 y 0.05 Hz para M_L , m_b y M_s respectivamente. Para sismos con frecuencias de esquina (concepto que se definirá más adelante) mayores a 1 Hz, esto es, sismos pequeños, la amplitud a cualquiera de las tres frecuencias será la misma. Conforme los sismos son más grandes, esta frecuencia es más pequeña hasta que a la frecuencia a la que es medida m_b se encuentre en la pendiente del espectro. Entonces todos los sismos mayores a esta magnitud tendrán el mismo valor de m_b . Esto es, la magnitud estará saturada. Si observamos el modelo de la variación del espectro de Geller en la Figura III.5 (Geller, 1976), la escala m_b comienza a saturarse en

la magnitud 5.5 mientras que M_s lo hace a partir de 7.25 y estará completamente saturada en 8.0.

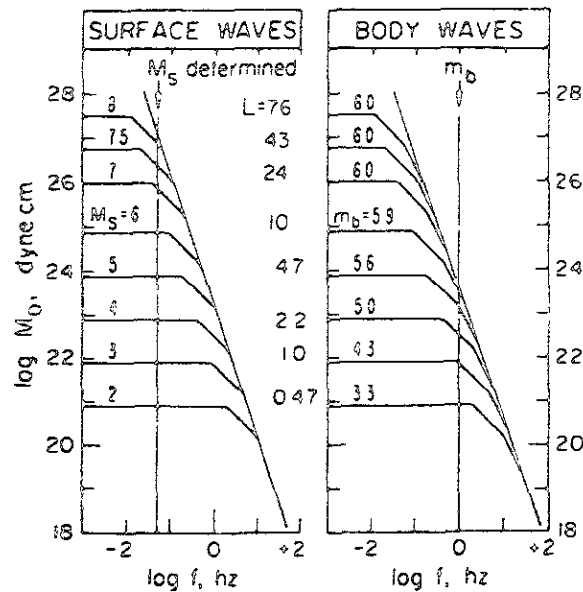


Figura IV.5: Modelo de la variación del espectro de la fuente para diferentes tamaños de sismos Geller (1976).

Este problema de saturación en las escalas sísmicas hizo necesario el desarrollo de una magnitud que no sufriera de esta deficiencia.

IV.2 Momento sísmico M_0

Si consideramos que los sismos son esencialmente un fenómeno de cizalla pura, entonces no hay dilatación y es posible inferir que en el límite de las frecuencias bajas el equivalente de la fuente puntual es un doble par. El parámetro escalar de la fuente puntual del doble par es el momento sísmico (M_0). Este puede ser relacionado a las dimensiones y al desplazamiento promedio de la falla (Aki, 1966).

Consideremos una zona muy delgada que represente el plano de falla (Figura IV.6a), donde ambos lados de dicho plano serán desplazados uno con respecto a otro, como resultado del cambio de esfuerzos de cizalla. Esto puede pensarse como el resultado de un mecanismo que se activa hacia dentro de la zona de falla la cual ejerce esfuerzos tangenciales en las paredes de la falla. Este esfuerzo tangencial se resume en un par de fuerzas. Sin embargo, para que el sistema se encuentre en equilibrio, se requieren torques en los extremos del plano (Figura

IV.6b). Ahora supongamos que la zona de falla se rellena con material de la misma rigidez y se compacta creando una zona de continuidad en el desplazamiento. El material de relleno es soldado al material encajonante. Para cada sección local del diferencial de área dA , una fuerza de corte es aplicada, y para el interior de la placa, el desplazamiento local está relacionado con la fuerza f y la rigidez μ (Figura IV.6c) por:

$$u = \frac{hf}{\mu dA} \quad (\text{IV.13})$$

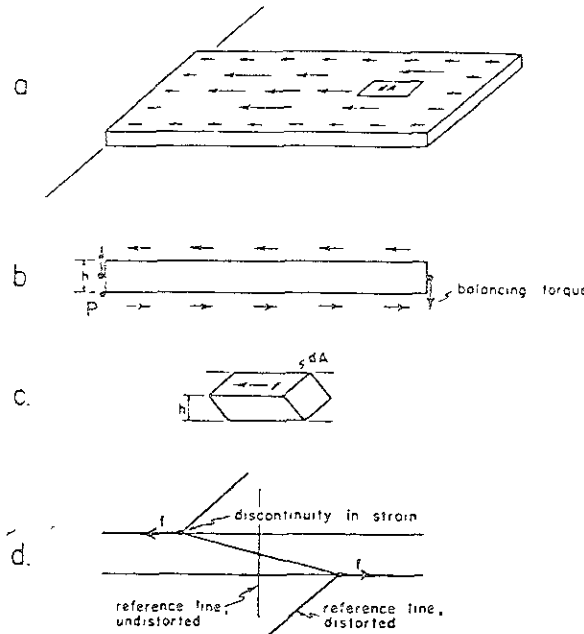


Figura IV.6: Esquemmatización de la derivación de la relación $M_0 = \mu \bar{u} A$.

El momento con respecto al punto P para el bloque pequeño con el área de falla dA es entonces hf . Ya que el material se encuentra soldado la situación es equivalente a una distribución de fuerzas de cuerpo en un medio continuo como se observa en la Figura IV.6d. El momento total ejercido por estas fuerzas es dado por la integración sobre toda el área de ruptura:

$$M_0 = \int \frac{hf}{dA} dA = \int \mu u dA = \mu \bar{u} A \quad (\text{IV.14})$$

donde μ es la rigidez del medio y \bar{u} es el desplazamiento promedio sobre la falla de área A .

Ya que el material se encuentra en equilibrio, existe un par de fuerzas opuesto actuando en la superficie ortogonal. Se puede pensar que un sismo ocurre cuando las fuerzas de cuerpo que propician la dislocación, súbitamente se relajan

En el caso práctico, para conocer las dimensiones de la falla es necesario observar las réplicas del sismo que nos definirán esta área.

El método más usado para el cálculo del momento sísmico actualmente es el análisis espectral del sismograma. La función temporal de la fuente para el modelo de ruptura puede escribirse como:

$$u(t) = M_0(B(t, \tau_r)B(t, \tau_c)) \quad (\text{IV.15})$$

donde la función escalón de ancho τ_r representa la historia de la dislocación de la partícula y el escalón de ancho τ_c representa los efectos de la falla finita.

La transformada de Fourier para una función escalón esta dado por:

$$f(B(t, \tau_r)) = \hat{B}(\omega) = \frac{\sin(\omega\tau_r/2)}{\omega\tau_r/2} \quad (\text{IV.16})$$

Ya que la convolución de dos funciones en el dominio del tiempo tiene una representación espectral igual al producto de las transformadas de Fourier, se puede escribir la densidad espectral de la función temporal de la fuente como:

$$u(\omega) = M_0 \left| \frac{\sin(\omega\tau_r/2)}{\omega\tau_r/2} \right| \left| \frac{\sin(\omega\tau_c/2)}{\omega\tau_c/2} \right| \quad (\text{IV.17})$$

Es claro, de la ecuación anterior, que la amplitud del desplazamiento decrece conforme aumenta la frecuencia. Podemos aproximar la amplitud del espectro de la función escalón como:

$$\left| \frac{\sin(\omega\tau_r/2)}{\omega\tau_r/2} \right| = \begin{cases} 1 & \omega < \frac{2}{\tau_r} \\ \frac{1}{\omega\tau_r/2} & \omega > \frac{2}{\tau_r} \end{cases} \quad (\text{IV.18})$$

Esto implica que el espectro de la función escalón tiene una parte plana a frecuencias menores que $2/\tau_r$ y ésta decae como $1/\omega$. A la intersección de la parte plana y la tendencia ω^{-1} definida por la intersección de las asíntotas del espectro de frecuencias bajas y altas se llama *frecuencia de esquina*. Para la convolución de las dos funciones escalón y asumiendo que $\tau_r < \tau_c$, el espectro de amplitud tendrá tres tendencias:

$$u(\omega) = \begin{cases} M_0 & \omega < \frac{2}{\tau_c} \\ \frac{M_0}{\omega\tau_c/2} & \omega < \frac{2}{\tau_r} \\ \frac{M_0}{\omega^2(\tau_r\tau_c/4)} & \omega > \frac{2}{\tau_r} \end{cases} \quad (\text{IV.19})$$

Como podemos observar, el momento sísmico puede ser medido en la parte plana del espectro de amplitudes de desplazamiento para frecuencias menores a $2/\tau_r$.

IV.3 Magnitud de momento sísmico M_w

La energía involucrada en un sismo incluye el cambio en la energía de deformación (W), la energía radiada en ondas sísmicas (E_s), pérdida de calor durante la dislocación (H), energía potencial debido a la deformación (E_p) y la energía utilizada para la creación de fracturas (E_c) (Kanamori *et al*, 1993). Aquí, E_s incluye la energía cinética y de deformación llevada por las ondas sísmicas la cual es el doble que la cinética, (Kanamori *et al*, 1993).

Ya que no es posible determinar el esfuerzo tectónico total en la corteza con métodos sísmológicos, W no puede ser determinado directamente por ondas sísmicas, al igual que H y E_c . La única contribución de energía que puede ser determinada directamente de datos sísmológicos es E_s . Aún cuando E_s representa sólo una parte de la energía asociada con un sismo, es una cantidad muy importante relacionada con éste.

Gutenberg y Richter (1956), establecieron relaciones empíricas entre la magnitud de un sismo y la energía E_s en ergs,

$$\begin{aligned} \log E_s &= 2.4m_b + 5.8 \\ \log E_s &= 1.5M_s + 11.8. \end{aligned} \quad (\text{IV.20})$$

La segunda relación es la más usada por el rango de magnitudes de M_s y por la limitante de la saturación en el cálculo de m_b .

La energía E_s puede ser estimada de dos maneras. En el primer método la velocidad del terreno, al paso de las ondas sísmicas volumétricas o superficiales es elevado al cuadrado y después integrado. En este caso, la mayor dificultad es obtener una buena cobertura de la esfera focal y en la corrección de los efectos de propagación como son: la dispersión geométrica, atenuación, efectos de guía de ondas y dispersión. Si se cuenta con una buena cantidad de datos, es posible estimar E_s con algunas consideraciones y correcciones empíricas.

Otra forma de calcular la energía es basada en un marco de un método independiente muy

importante de la estimación de la energía basado en consideraciones elásticas. Consideremos un modelo simple de un sismo donde σ_0 , σ_1 y σ_f son los esfuerzos inicial, final y dinámico en una falla,

$$W = \left[\frac{(\sigma_0 + \sigma_1)}{2} - \sigma_f \right] \bar{u}A, \quad (\text{IV.21})$$

donde W es la diferencia entre la caída de la energía de deformación y la energía calorífica de fricción, \bar{u} es la dislocación promedio y A es el área de ruptura. Utilizando la caída de esfuerzos como $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$ y la definición de momento sísmico $M_0 = \mu\bar{u}A$ podemos escribir la expresión anterior como,

$$W = \left[\frac{\Delta\sigma}{2\mu} + \frac{(\sigma_1 - \sigma_f)}{\mu} \right] M_0 \quad (\text{IV.22})$$

Basados en un modelo físico de falla propuesto por Orowan (1960) donde el movimiento se detiene cuando la aceleración del esfuerzo decrece a un valor igual al promedio del esfuerzo friccional dinámico, esto es, $\sigma_1 = \sigma_f$, y en el que la caída de la energía de deformación menos la energía de fricción representa la energía radiada en ondas sísmicas (E_s), es posible demostrar que,

$$E_s = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \quad (\text{IV.23})$$

En este sentido Kanamori (1977) usó esta relación para estimar la energía liberada en sismos someros grandes. Utilizando $\Delta\sigma$ entre 2 y 6 Mpa y μ de 30 a 60 x 10⁹ [N/m²] tenemos que,

$$E_s = (5 \times 10^{-5}) M_0 \quad (\text{IV.24})$$

sustituyendo III.24 en la ecuación III.20 para M_s en SI, y reduciendo algebraicamente tenemos que,

$$\begin{aligned} \log \left[(5 \times 10^{-5}) M_0 \right] &= 1.5M_s + 4.8 \\ -4.3 + \log M_0 &= 1.5M_s + 4.8 \\ \log M_0 &= 1.5M_s + (4.8 + 4.3) \\ \log M_0 &= 1.5M_s + 9.1. \end{aligned} \quad (\text{IV.25})$$

Ahora bien, al despejar M_s y sustituirla por M_w , obtenemos una nueva magnitud llamada *magnitud de momento* M_w expresada como:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.0 \quad (\text{IV.26})$$

Esta magnitud permite una mejor cuantificación de la energía liberada durante un sismo y no esta limitada por la saturación.

IV.4 Estimación de la energía radiada

Consideremos una fuente esférica de radio δ y con sólo el esfuerzo normal p_{rr} y los esfuerzos tangenciales nulos. El flujo de energía hacia afuera de la esfera de radio r se obtiene de la ecuación:

$$W(r) = -4\pi r^2 \int_{\tau_1}^{\tau_2} p_{rr} \frac{\partial u}{\partial t} dt, \quad (\text{IV.27})$$

donde la integración se extiende sobre el intervalo de tiempo del estado inicial al final, y $\tau = t - (r - \delta)/v_p$ es un tiempo de retardo, v_p es la velocidad de la onda P. El valor $4\pi r^2$ es el resultado de la integral de superficie de la esfera de radio r .

Evaluando la integral en coordenadas esféricas por las componentes del tensor de esfuerzos y deformación para un cuerpo isotrópico y elásticamente perfecto, junto con la ecuación de movimiento:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2}(r\phi) = v_p^2 \frac{\partial^2}{\partial r^2}(r\phi), \quad (\text{IV.28})$$

donde ϕ es el potencial de desplazamiento igual a $(\delta/r)f(\tau)$, tenemos:

$$-p_{rr} \frac{\partial u}{\partial t} = -\left(\rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \frac{4\mu}{r} u\right) \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\rho}{v_p} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2}\right)^2 + \frac{\rho}{r} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{4\mu}{r} u \frac{\partial u}{\partial t} \quad (\text{IV.29})$$

donde $u = \partial\phi/\partial r$ y $\phi = (\delta/r)f[t - (r - \delta)/v_p]$. Ya que u y $\partial\phi/\partial t$ son continuas y $\partial^2\phi/\partial t^2$ es finita, las integraciones pueden llevarse a cabo como:

$$\int_{\tau_1}^{\tau_2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \frac{\partial \phi}{\partial t} dt = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)^2 \right]_{\tau_1}^{\tau_2}; \int_{\tau_1}^{\tau_2} u \frac{\partial u}{\partial t} dt = \frac{1}{2} [u^2]_{\tau_1}^{\tau_2} \quad (\text{IV.30})$$

Sustituyendo las ecuaciones III.29 y III.30 en III.27 nos da como resultado tres términos en los que se ha dividido el flujo de energía de la fuente esférica $W(r)$:

$$W(r) = E_0 + W_t + W_D \quad (\text{IV.31})$$

donde:

$$\begin{aligned} E_0 &= \frac{4\pi\rho}{v_p} r^2 \int_{\tau_1}^{\tau_2} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right)^2 dt = \frac{4\pi\delta^2\rho}{v_p} \int_{\tau_1}^{\tau_2} \left(\frac{\partial^2 f}{\partial t^2} \right)^2 dt \\ W_t &= 2\pi\rho r \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)^2 \right]_{\tau_1}^{\tau_2} = \frac{2\pi\delta^2\rho}{r} \left[\left(\frac{\partial f}{\partial t} \right)^2 \right]_{\tau_1}^{\tau_2} \\ W_D &= 8\pi\mu r \left[u^2 \right]_{\tau_1}^{\tau_2} \end{aligned} \quad (\text{IV.32})$$

Cada una de estas igualdades representa diferentes formas de la energía con diferentes propiedades físicas. E_0 es la energía total de las ondas sísmicas, W_D es la energía de deformación y W_t es la energía de deformación elástica (strain energy) debida a efectos no estacionarios.

E_0 es independiente de r , mientras que W_t y W_D tienden a cero cuando $r \rightarrow \infty$, por lo que obtenemos:

$$W(\infty) = E_0 \quad (\text{IV.33})$$

Si los estados inicial y final se consideran estacionarios, esto es, independientes del tiempo, $W_t = 0$ y III.31 es para $r = \delta$:

$$W(\delta) = E_0 + W_D(\delta) \quad (\text{IV.34})$$

aquí, E_0 representa la energía de la onda sísmica y $W_D(\delta)$ la energía de deformación en la región de la fuente.

Si denotamos el desplazamiento en la superficie de la esfera $r = \delta$, como $u_0(\tau)$ y la presión estática correspondiente como P , entonces tenemos, con la continuidad y referencia a III.29 que:

$$u(\tau) = \frac{\delta^2}{r^2} u_0(\tau) = \frac{\delta^2 P \delta}{r^2 4\mu} \quad (\text{IV.35})$$

lo que nos permite reescribir la energía de deformación de la siguiente manera:

$$W_D(r) = 8\pi\mu r \left[u^2(\tau_2) - u^2(\tau_1) \right] = \frac{\pi\delta^2}{2\mu r^3} (P_2^2 - P_1^2), \quad (\text{IV.36})$$

de la misma manera, podemos reescribir la expresión para la energía de la onda sísmica bajo el siguiente desarrollo.

De la definición del potencial ϕ tenemos que:

$$\frac{\partial}{\partial t}(r\phi) = -v_p \frac{\partial}{\partial r}(r\phi) \quad (\text{IV.37})$$

lo que nos da:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = -v_p \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\delta v_p}{r^2} \frac{\partial f}{\partial t} \approx -v_p \frac{\partial u}{\partial t} \quad (\text{IV.38})$$

para $r \gg \delta$.

Si se incluye esto último en la ecuación III.32 para E_0 se tiene que,

$$E_0 = \frac{4\pi r^2}{v_p} \rho \int \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right)^2 dt = 4\pi r^2 \rho v_p \int \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)^2 dt \quad (\text{IV.39})$$

Esta expresión representa a la energía de la onda sísmica como el doble de la energía cinética y es la fórmula básica para la determinación de la energía de las ondas P en un registro sísmológico.

Ahora, consideremos una estación local a poca distancia de la fuente puntual y a la onda S como la onda observada y esencialmente la fase directa de la fuente. También consideremos una esfera focal de radio r_0 , y v la velocidad del terreno. Además, la velocidad de la partícula en la esfera focal, v_0 usando la relación:

$$v = v_0 C_f \frac{q(r)}{q(r_0)} \quad (\text{IV.40})$$

donde C_f es la amplificación en la superficie libre, r es la distancia focal a la estación y $q(r)$ es la función de atenuación. En este caso los efectos de dispersión geométrica y atenuación están incluidos en la función de atenuación para distancias cortas (Kanamori et al, 1993).

Sustituyendo III.40 en III.39, donde $v_0 = \partial u / \partial t$, ρ_0 y β_0 son la densidad y velocidad de corte en la esfera focal respectivamente, tenemos que,

$$E_{\beta} = 4\pi r^2 C_f^{-2} \left[\frac{q(r_0)}{q(r)} \right]^2 \rho_0 \beta_0 \int \sum v_0^2 dt \quad (\text{IV.41})$$

En esta última expresión, la multiplicación de la densidad por la velocidad de la onda y por la integral del cuadrado de la velocidad, representa el *flujo de energía* ε_c .

$$\varepsilon_c = \rho_0 \beta_0 \int_0^{\infty} v^2(t) dt = \rho_0 \beta_0 I_c \quad (\text{IV.42})$$

donde la integral se extiende por toda la duración del arribo de la onda. Para corregir esta medida por atenuación, es necesario introducir el término $e^{-\pi f R / \beta Q(f)}$ que es el decaimiento de las amplitudes del espectro de velocidades de la onda S, con respecto a la frecuencia a una cierta distancia, en donde $Q(f)$ es el factor de calidad expresado de la forma $Q(f) = Q_0 f^n$. Ya que el término de atenuación depende de la frecuencia y la integral del flujo de la energía se encuentra en el dominio del tiempo, es necesario utilizar el teorema de Parseval (apéndice A),

$$\varepsilon_c^* = 2\rho_0 \beta_0 \int_0^{\infty} |v(\omega)|^2 e^{2\pi f R / \beta Q(f)} df, \quad (\text{IV.43})$$

Sustituyendo el flujo de energía en el dominio de la frecuencia en la ecuación III.41, tenemos la expresión desarrollada por Singh y Ordaz (1994) para la energía radiada E_s ,

$$E_s = \frac{4\pi R^2 [G^2(R)/R^2] \rho \beta}{F_s^2} \left[2 \int_0^{\infty} [v_N^2(f) + v_E^2(f) + v_Z^2(f)] e^{\pi f R / \beta Q(f)} df \right] \quad (\text{IV.44})$$

donde R es la distancia hipocentral, ρ es la densidad, β es la velocidad de onda S, $Q(f)$ es el factor de calidad, F_s es la amplificación en la superficie libre, $v_i(f)$ es el espectro de amplitud de la velocidad de la componente i e $G(R)$ es el término de dispersión geométrica que está dado por:

$$G(R) = \begin{cases} R & \text{para } R \leq R_0 \\ (R_0 R)^{1/2} & \text{para } R > R_0, \end{cases} \quad (\text{IV.45})$$

donde $R_0 = 100$ km. Esta forma de $G(R)$ implica predominancia de ondas de cuerpo para $R \leq 100$ km y superficiales para distancias mayores. De acuerdo a estudios previos en la región de Guerrero, se tomó $Q(f) = 273 f^{0.66}$ para $f > 0.2$ Hz (Singh y Ordaz, 1992). Estos autores han demostrado que esta forma de $Q(f)$ y $G(R)$ en la ecuación III.41 describe adecuadamente el decaimiento espectral para movimientos fuertes de sismos en México y, aunque para $f < 0.2$

V CALIBRACION DE LAS ESTACIONES

V.1 Energía radiada vs distancia hipocentral

Se sabe que en los sitios de algunas estaciones de BB se presenta amplificación de las ondas a ciertas frecuencias. Es el caso de las estaciones CUIG (Ordaz y Singh, 1992), PPIG al encontrarse en un edificio volcánico y TUIG en el Istmo de Tehuantepec. Existen estudios sobre las leyes de atenuación para distintas regiones del país como el eje volcánico (Fuentes, 1992), y estudios de trayectorias de Guerrero y Oaxaca hacia Veracruz (???, 199?). Ordaz y Singh (1992) han mostrado que los valores de $Q(f)$ y la dispersión geométrica $G(R)$ que ellos han estimado y usado, describen adecuadamente el decaimiento espectral para sismos fuertes en México, y por lo tanto, pueden utilizarse para realizar una buena estimación de la energía.

Para observar el comportamiento en las estimaciones de la energía en las estaciones BB, se obtuvo el valor de la energía radiada de dos sismos ocurridos en la costa de Guerrero con registros de aceleración de la Red de Guerrero administrada por el Instituto de Ingeniería (II), en estaciones en las que no se presentara efectos de sitio. Después, se compararon los resultados de estas estimaciones con el valor de la energía radiada obtenida con las estaciones de Banda Ancha del SSN, utilizando en ambos casos la expresión obtenida por Singh y Ordaz (1994) previamente descrita. Si observamos los valores de la energía para las estaciones BB utilizando la expresión de Singh y Ordaz (1994), era posible pronosticar cual será el comportamiento en las estaciones cuando se calcule la energía en forma rutinaria.

El procedimiento fue el siguiente:

Los sismos utilizados ocurrieron el 1 de junio ($M_w = 4.3$) y 5 de julio de 1998 ($M_w = 5.3$, Harvard) en Coyuca de Benítez. Para este trabajo se contó con los registros de seis estaciones las cuales no presentaron efectos de sitio, lo que permitió una mejor estimación (Fig. V.7).

El procesado de datos para los registros de aceleración se realizó en PC con los programas DEGTRA96 (Ordaz, 1996) y SASSY, estos programas se encuentran compilados para estas máquinas, utilizando datos de entrada en formato ASCII.

Se calculó el espectro de Fourier para cada una de las tres componentes de los registros de aceleración. Para esto se seleccionó una ventana de tiempo en el acelerograma que va del inicio del arribo de la onda S hasta el final de la coda. No se considera la onda P ya que el cociente entre la energía de la onda S y la onda P es de 15.6 (Boatwright y Fletcher, 1984) como valor promedio, esto es, que la onda P sólo contribuye con un 5 por ciento y su aporte se

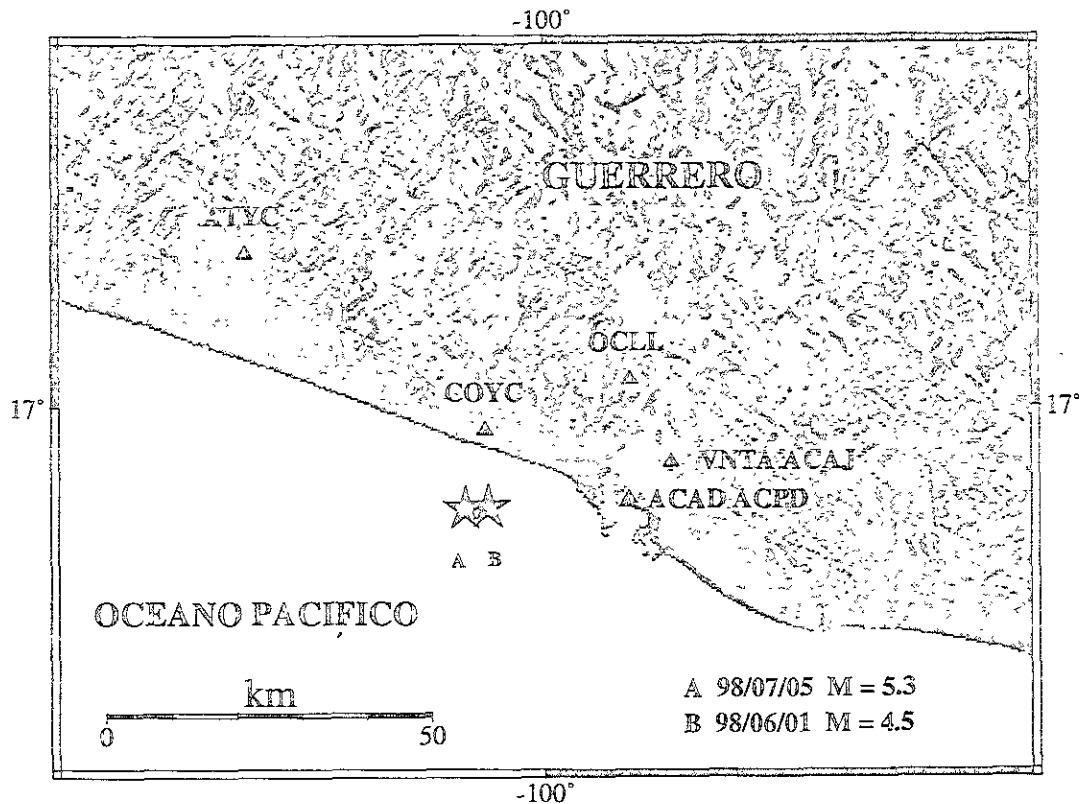


Figura V.7: Estaciones de la red acelerométrica de Guerrero del Instituto de Ingeniería, UNAM, y localización de los sismos del 10. de junio ($M_w = 4.3$) y 5 de julio ($M_w = 5.3$).

encontraría dentro del error de la estimación. Una vez que se tienen los espectros, se graban en otro archivo con formato ASCII, los que serán leídos por el programa SASSY que calcula finalmente la energía radiada. Este programa calcula la energía utilizando la expresión de Singh y Ordaz (1994) de la integral del cuadrado del espectro de aceleraciones de cada componente, por lo que después se deben de sumar los valores de energía obtenidos en ergios de las tres componentes de cada estación y calcular un promedio general de todas las estaciones. Para ello se utilizaron las expresiones de Archuleta et al, (1982), en donde se cambia el momento sísmico por la energía radiada.

La expresión utilizada para calcular el promedio del logaritmo de la energía radiada es:

$$\langle E_s \rangle = \text{antilog} \left\{ \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \log E_s \right\} \quad (V.46)$$

donde NS es el número de estaciones.

Los valores obtenidos de la energía radiada para ambos sismos fueron de 5.0×10^{11} Joules

para el primero (Tabla V.1), y 1.59×10^{12} Joules para el segundo (Tabla V.2).

La desviación estándar del logaritmo de la energía se calculó también utilizando la expresión de Archuleta et al. (1982):

$$\text{d.e.}(\log(E_s)) = \left\{ \frac{1}{NS - 1} \sum_{i=1}^{NS} [\log(E_s)_i - \log\langle E_s \rangle]^2 \right\}^{1/2} \quad (\text{V.47})$$

Tabla V.1: Sismo del 1o. de junio 1998 ($M_w=4.3$)

Energía por componente (Joules)				
ESTACION	E-W	N-S	Z	Energía por estación (Joules)
ACAD	2.7090e+11	4.8080e+11	2.0862e+11	9.6032e+11
ACPD	2.0228e+11	2.2150e+11	1.3230e+11	5.5608e+11
ATYC	1.1638e+11	3.6387e+11	7.5469e+10	5.5572e+11
COYC	2.2618e+11	5.1592e+11	1.0462e+11	8.4672e+11
VNTA	1.1818e+11	2.1540e+11	9.8613e+10	4.3219e+11
OCLL	5.8949e+10	5.6776e+10	2.8036e+10	1.4376e+11
Promedio total				$(5.00 \pm 0.21) e+11$

Tabla V.2: Sismo del 5 de julio de 1998 ($M_w=5.3$)

Energía por componente (Joules)				
ESTACION	E-W	N-S	Z	Energía por estación (Joules)
ACAJ	6.8975e+11	1.4416e+12	8.1698e+11	2.9483e+12
ACPD	1.0052e+11	9.3329e+11	4.0299e+11	2.3415e+12
ATYC	3.4537e+11	4.9439e+11	1.4712e+11	9.8688e+11
COYC	7.8872e+11	6.7583e+11	3.0169e+11	1.7662e+12
VNTA	3.7772e+11	1.0376e+12	2.0118e+11	1.6165e+12
OCLL	3.5015e+11	3.6158e+11	1.1238e+11	8.2411e+11
Promedio total				$(1.59 \pm 0.29) e+12$

Una vez que se ha evaluado la energía radiada con los registros de aceleración, tocó el turno a las estaciones de Banda Ancha del SSN. La metodología utilizada fue la misma y lo único que cambió fueron los programas de computación, ya que los registros se encuentran en estaciones de trabajo con un formato diferente que facilita el cálculo del espectro y la energía.

La estimación de la energía radiada se calculó utilizando nuevamente la expresión de Singh y Ordaz (1994) con el programa ME (Pacheco, 1994) compilado para Estación de Trabajo (WS).

Este programa lee y despliega las tres componentes de un sismograma en formato AH y calcula el espectro de Fourier para una ventana de tiempo previamente seleccionada de las trazas. La ventana de tiempo se seleccionó como en el caso de las estaciones de la Red de Guerrero. Ya que los equipos instalados en las estaciones del SSN tienen una respuesta plana a partir de 0.02 Hz, se seleccionó gráficamente esta frecuencia mínima a partir de la cual se calculó la energía. A los sismogramas se les aplicó previamente una corrección de línea base y después un filtro de Butterworth pasa-bajas de dos polos con el programa SGP, a frecuencias de 20, 15, 10 ó hasta 5 Hz dependiendo del caso, cuando el espectro del sismo presentaba ruido de alta frecuencia (fig. V.9). Este filtrado se realizó por simple inspección tratando de que la frecuencia seleccionada no fuera menor a 3 Hz ya que en sismos de magnitud 5 la energía se encuentra cerca de 1 Hz (Choy y Boatright, 1994).

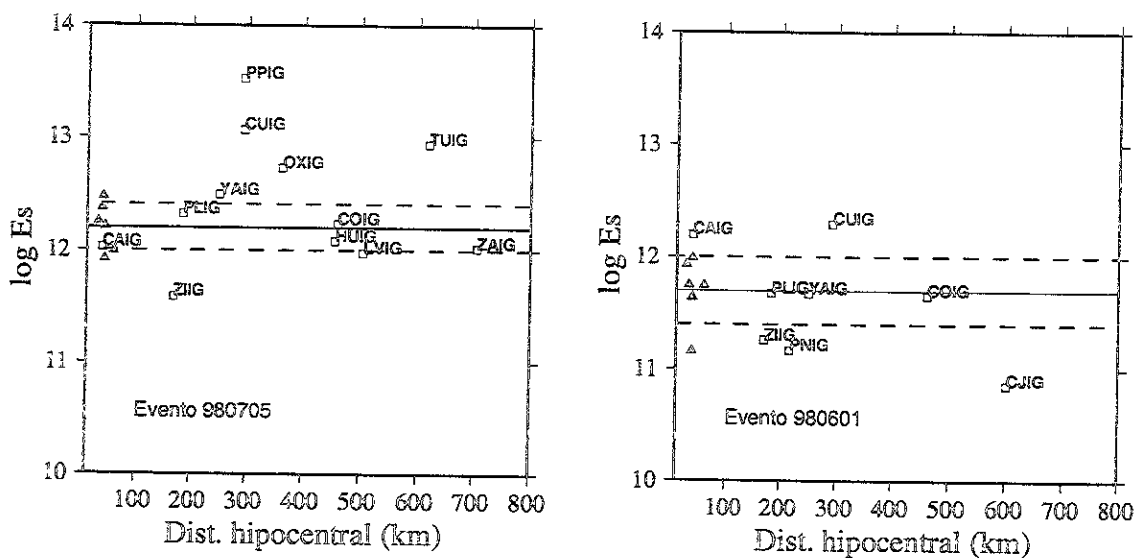


Figura V.8: Gráficas de distancia contra logaritmo de la energía para las estaciones del Instituto de Ingeniería (triángulos) y las estaciones BB del SSN (cuadrados). Izquierda: Evento 980705 de $M = 5.3$ con $E_s = 1.59 \times 10^{19}$ (erg). Derecha: Evento 980601 de $M = 4.3$ con $E_s = 5.00 \times 10^{18}$ (erg). La banda oscura es la desviación estándar de la energía para las estaciones de la Red de Guerrero.

En la Figura V.9 se muestra un ejemplo del filtrado pasa-bajas a 5 Hz para la estación TUIG con el evento 980705 con una distancia epicentral de 620 km. Se observa amplificación en las frecuencias arriba de 5 Hz que contribuyen de manera significativa en la estimación de la energía, ya que ésta se calcula evaluando el área bajo de la curva. Esta contribución debe

ser removida ya que no es parte de la energía de la onda.

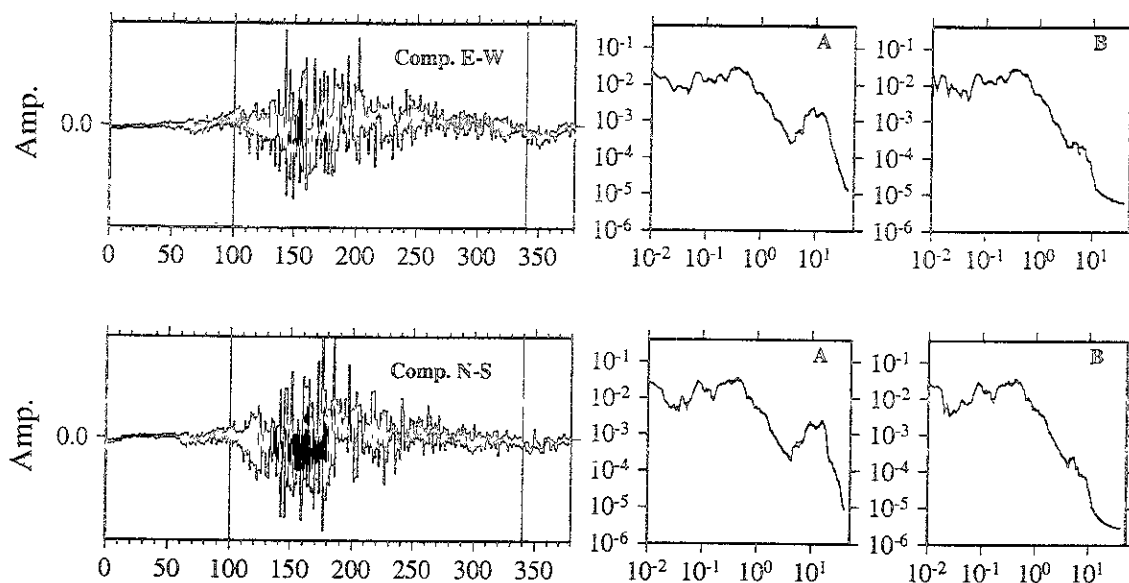


Figura V.9: Registro sísmico del evento 980705 en la estación TUIG. La sección sombreada es la ventana seleccionada para el cálculo del espectro. Columna A, espectro suavizado sin filtrar. Se observa ruido registrado en las frecuencias arriba de 5 Hz aproximadamente. En la columna B se muestra el espectro filtrado a 5 Hz con un filtro de Butterworth pasa-bajas de dos polos.

Las gráficas de distancia contra energía (Fig. V.8) muestran que la energía queda sobrevaluada para las estaciones PPIG, CUIG, OXIG y TUIG. Se sabe que la estación CUIG presenta amplificación de hasta 100 veces para frecuencias entre 0.1 y 1 Hz (Singh, 1993), que son frecuencias cercanas a la frecuencia de esquina para sismos grandes y son en donde se encuentra la mayor parte de la energía. Además PPIG tiene una amplificación importante por encontrarse en un edificio volcánico. La estación ZIIG parece subvaluar la energía en la misma proporción que lo hace PNIG. Para la estación CJIG el déficit de energía parece ser más dramático. Si observamos la localización de las estaciones, parecería que esta atenuación no es arbitraria y por lo contrario, se presenta en las estaciones que se encuentran en la línea de la costa. La estación TUIG se encuentra dentro de la cuenca sedimentaria del Golfo, la cual es una zona con amplificación.

Por lo que respecta a CAIG, PLIG, COIG, HUIG, LVIG y ZAIG, se puede considerar que las estimaciones de la energía son aproximadas al valor real. La estimación de la energía para el

evento 980705 en la estación YAIG se sale del intervalo de confianza. Aún con esto, se consideró dentro de las estaciones sin amplificación ya que para el evento del primero de junio, el valor de la energía cayó dentro del promedio.

V.2 Energía radiada vs. momento sísmico

Singh y Ordaz (1994) estimaron que el logaritmo del cociente de la energía sísmica radiada entre el momento sísmico para sismos someros de fallamiento inverso en México es:

$$\log_{10} \frac{E_s}{M_0} = -4.152 \pm 0.275. \quad (\text{V.48})$$

Este cociente representa intrínsecamente una recta con pendiente igual a 1 el cual da un valor E_s/M_0 medio de 7.1×10^{-5} y un esfuerzo aparente (σ_a) de 2.4 MPa (Singh y Ordaz, 1994). Este valor medio concuerda con la fórmula de Gutenberg y Richter (1956) para E_s donde esta implícito el valor $E_s/M_0 = 5 \times 10^{-5}$.

Para obtener este cociente en cada una de las estaciones de Banda Ancha del SSN, es necesario calcular la energía radiada por estación de los eventos del catálogo seleccionado. Para ello se utilizó nuevamente la expresión de Singh y Ordaz (1994),

$$E_s = \frac{4\pi R^2 [G^2(R)/R^2] \rho \beta}{F_s^2} \left[2 \int_0^\infty [v_N^2(f) + v_E^2(f) + v_Z^2(f)] e^{\pi f R / \beta Q(f)} df \right],$$

utilizando el factor de calidad $Q(f) = 273f^{0.66}$ encontrado para la Costa de Guerrero (Ordaz y Singh, 1992). Ya que la expresión de la energía es para la región de la fuente, se tomó $\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$; $\beta = 3.5 \text{ km/s}$ y $F_s = 2$ considerando que la estimación se hace en el basamento (Kanamori et al 1992).

Ya que se ha calculado la energía de manera rutinaria y que se tiene el momento sísmico de CMT Harvard, se calculó el logaritmo del cociente entre estos dos parámetros en cada estación para saber en que lugares se presentan efectos de sitio reflejados por la subestimación o la sobrevaloración de la energía. Esta presunción se toma sabiendo que el valor anterior fue calculado con eventos en Guerrero donde es bien conocida la ley de atenuación y en los que se despreciaron los datos de las estaciones en las que se observó efectos de sitio. Los valores obtenidos del logaritmo del cociente para todas las estaciones se pueden observar en la tabla IV.3.

Tabla V.3: Logaritmo de E_s / M_0 . d.e. es la desviación estandar y NE es el número de eventos utilizados para el cálculo

estación	Cociente	d.e.	NE
CAIG	-4.59	0.46	48
CJIG	-4.44	0.92	26
COIG	-4.02	0.75	16
CUIG	-3.57	0.54	61
HUIG	-4.47	0.55	53
LPIG	-4.21	0.23	8
LVIG	-4.62	0.50	20
MOIG	-3.61	0.38	7
OXIG	-3.97	0.53	39
PLIG	-4.33	0.65	55
PNIG	-4.68	0.50	54
PPIG	-3.02	0.50	13
TUIG	-3.59	0.36	22
TEIG	-3.52	0.43	11
YAIG	-3.89	0.44	29
ZIIG	-4.47	0.47	43

Se puede observar que en las estaciones CJIG, COIG, LPIG, OXIG, PLIG y YAIG, localizadas en la costa o muy cercana a ella, se calcula un cociente que entra en el rango de incertidumbre del valor calculado por Singh y Ordaz (1994), por lo que se puede decir que en la estimación de la energía, la ley de atenuación se cumple. Se esperaba que las estaciones CAIG, HUIG, PNIG y ZIIG por su ubicación tuvieran un comportamiento como las estaciones anteriores. Debido al valor de la desviación estándar del cociente calculado para estas estaciones se consideró dentro del grupo de estaciones de la costa al igual que LVIG que se encuentra en la costa del Golfo.

En las estaciones MAIG y ZAIG se observó mucha dispersión debido a que existieron pocos datos para el cálculo. Estas estaciones no fueron consideradas para la calibración, aún cuando la estación ZAIG presentó una muy buena estimación de la energía en la comparación con el sismo del 5 de julio.

Uno de los factores que produjo la alta dispersión de datos, es que para este trabajo, con el afán de encontrar relaciones $E_s - M_w$ que nos proporcionen una magnitud confiable, se utilizan eventos someros y profundos, los cuales no se gobiernan por las mismas leyes de atenuación, además de que no se hace distinción de la solución de plano de falla asociado a los sismos. Choy

y Boatwright (1995) señalaron que los sismos con mecanismo focal de rumbo son más eficientes en la radiación de energía que un sismo con mecanismo focal inverso. Esto significa que sismos de mecanismo focal diferente y magnitud M_w igual, no presentarán la misma energía radiada.

Aún con la dispersión de datos, se puede intuir una clasificación de las estaciones de acuerdo al valor E_s/M_0 : Estaciones de la costa y estaciones en continente. En estas últimas se encontrarían CUIG, MOIG, PPIG, TUIG y TEIG con valores en el cociente más pequeñas, aunque dentro del rango mundial entre -4.3 y -3.3 (Singh y Ordaz, 1994).

V.3 Energía radiada vs. magnitud de momento M_w

Como ya hemos visto, la relación entre la energía radiada y la magnitud fue establecida empíricamente por Gutenberg y Richter (1956) a través de:

$$\log E_s = 1.5 M_s. \quad (\text{V.49})$$

En este trabajo, se hizo una extensión de esta relación, en la que se cambió la magnitud M_s por M_w como una continuación de la magnitud para obtener una relación de $\log E_s - M_w$. La justificación de usar la misma pendiente es la siguiente.

La energía radiada E_s puede ser expresada también en términos de un modelo de dislocación simple utilizando la densidad de espectro de amplitud $|u_c(\omega)|$ (Kanamori y Anderson, 1975):

$$E_s \sim \int_0^\infty \omega^2 |u_c^2(\omega)| d\omega \sim L^2 w^2 D^2 \int_0^\infty \omega^2 \left| \frac{\sin \frac{\omega\tau}{2}}{\frac{\omega\tau}{2}} \right|^2 \left| \frac{\sin \frac{\omega L}{2v}}{\frac{\omega L}{2v}} \right|^2 d\omega \quad (\text{V.50})$$

que es igual a:

$$E_s = \frac{L^2 w^2 D^2}{\tau^3} \Phi \left(\frac{L}{v\tau} \right) \quad (\text{V.51})$$

donde D es la dislocación promedio de la falla, τ es el tiempo de duración de la fuente o *rise time* y L y w son la longitud y el ancho de la falla respectivamente.

Usando las siguientes condiciones:

$$\begin{aligned} \frac{w}{L} &= c_1 = \text{cte} \\ \frac{D}{L} &= c_2 = \text{cte} \\ \frac{v\tau}{L} &= c_3 = \text{cte} \end{aligned} \quad (\text{V.52})$$

Tenemos que $\Phi(L/v\tau) = \text{cte}$ y $L^2 w^2 D^2 / \tau^3 \sim L^3$; por lo tanto:

$$E_s \sim L^3 \quad (\text{V.53})$$

y recordando que,

$$M_s \sim \log L^2, \quad (\text{V.54})$$

para sismos fuertes tenemos que:

$$E_s \sim 10^{1.5M_s}, \quad (\text{V.55})$$

Ahora aplicando logaritmos a ambos lados:

$$\log E_s = 1.5M_s, \quad (\text{V.56})$$

Ya que se tienen los valores de energía radiada de los eventos del catálogo por estación, calculados de manera rutinaria con la expresión de Singh y Ordaz (1994), se calculó la magnitud de momento sísmico utilizando la ecuación V.25 de Hanks y Kanamori (1979) con el valor de momento sísmico reportado por CMT, Harvard en SI:

$$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1, \quad (\text{V.57})$$

Una vez que se tiene la magnitud de momento sísmico, se busca una relación lineal entre el logaritmo de la energía y la magnitud de momento sísmico:

$$\log E_s = 1.5M_w + B, \quad (\text{V.58})$$

despejando B que es la incognita:

$$B = \log E_s - 1.5M_w. \quad (\text{V.59})$$

Y ahora calculando el promedio de B a partir de la suma de las diferencias del lado derecho de la ecuación anterior entre el número de eventos NS , para cada estación:

$$B = \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} (\log E_s - 1.5M_w), \quad (\text{V.60})$$

obtenemos la ordenada al origen de la ecuación de la recta (IV.30)

Singh y Ordaz (1993) encontraron que para sismos en México, la relación $\log E_s - M_w$ en sistema SI esta dada por:

$$\log E_s = 1.5M_w + 4.95, \quad (\text{V.61})$$

en donde la energía sísmica fue estimada a partir de registros de aceleración en estaciones en la costa y dentro del continente con sismos locales y regionales ($R \leq 150$ km.) de profundidad somera.

Esta última expresión no es posible utilizarla para los registros de todas las estaciones, ya que el valor de E_s quedaría subvaluado para estaciones que se localicen en regiones en las que se presente efectos de sitio, o por el hecho de utilizar sismos registrados a más de 1000 km de distancia, con trayectorias tan variadas y con un rango de profundidad que va de sismos superficiales (15 km), a sismos profundos para la región (270 km).

Este valor B diferente para cada estación es debido al uso del valor Q incorrecto en la estimación de la energía. Si ahora referimos el valor B a la ordenada al origen de la expresión obtenida por Singh y Ordaz (1993) en términos de la atenuación de cada sitio,

$$\log E_s = 1.5M_w + 4.95 + Q(E), \quad (\text{V.62})$$

donde $Q(E)$ es $B - 4.95$. Si $Q(E)$ es positivo, significa que la atenuación para el sitio es menor a la determinada por los autores anteriores, y si es negativo, ésta es mayor.

Los valores de B y de $Q(E)$ para todas las estaciones incluyendo CUIG se pueden observar en la tabla IV.4.

Aunque en la mayoría de los casos el valor $Q(E)$ es menor que la desviación estandar, si atendemos a las difencias mayores a 0.3 podríamos decir que para las estaciones CUIG, MOIG, PPIG, TUIG y TEIG, la atenuación es menor y para el caso de LVIG, PNIG y ZIIG la atenuación es mayor. Para las estaciones CJIG, COIG, HUIG, LPIG, OXIG, PLIG y YAIG consideramos que el valor de atenuación satisface la ley de atenuación calculada por Ordaz y Singh (1992).

Regresando a la ecuación IV.55, y en busca de una expresión que nos determine la magnitud por energía para cada estación, si despejamos M_w , obtenemos la magnitud que llamaremos magnitud por energía M_E :

$$M_E = \frac{\log E_s - B}{1.5}. \quad (\text{V.63})$$

Esta relación fue establecida por Singh y Pacheco (1994) para la estación CUIG con eventos de la costa con el propósito de tener una relación confiable con la que se pudiera calcular la magnitud de sismos en México. La relación obtenida para CUIG después de haber sido

Tabla V.4: *Relación lineal $\log E_s = 1.5 M_w + 4.95 + Q(E)$*

estación	B	Q(E)	d.e.
CAIG	4.51	-0.45	0.47
CJIG	4.66	-0.29	0.97
COIG	5.08	0.13	0.76
CUIG	5.53	0.58	0.55
HUIG	4.63	-0.32	0.55
LPIG	4.88	-0.07	0.55
LVIG	4.48	-0.53	0.52
MOIG	5.48	0.53	0.50
OXIG	5.13	0.18	0.54
PLIG	4.77	-0.18	0.65
PNIG	4.42	-0.53	0.51
PPIG	6.07	1.12	0.51
TUIG	5.51	0.56	0.36
TEIG	5.57	0.62	0.43
YAIG	5.20	0.25	0.44
ZAIG	6.23	1.28	0.91
ZIIG	4.62	-0.33	0.48

corregida por amplificación fue:

$$M_{E_{cu}} = \frac{2}{3} \log_{10}(E_s) - 3.79 \quad (\text{V.64})$$

En este trabajo encontramos que para la misma estación, la misma relación es:

$$M_{E_{cu}} = \frac{2}{3} \log_{10}(E_s) - 3.68, \quad (\text{V.65})$$

donde el valor de la ordenada al origen se encuentra dentro del error.

Debemos tomar muy en cuenta que la estimación de la energía en algunas estaciones no es necesariamente correcta. Ya que el fin de este trabajo es estimar la magnitud de un sismo en el mayor número de estaciones posibles, no importa que el valor de energía no sea correcto. Al calcular este valor B a partir de la magnitud M_w , la magnitud M_E se calibra.

La desviación estándar de B se calculó a partir de la raíz cuadrada de la varianza calculada a partir de los errores en la energía (Weisberg, 1985):

$$s^2 = \frac{1}{NS - 1} \sum_{i=1}^{NS} e_i^2 = \frac{1}{NS - 1} \sum_{i=1}^{NS} [\log(E_s) - \log(E_s)_i]^2 \quad (\text{V.66})$$

$$\text{d.e.} = \sqrt{s^2} \quad (\text{V.67})$$

Las gráficas de energía vs. momento sísmico se muestran en el apéndice C. Además del ajuste con pendiente de 1.5, se muestra el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada, para comprobar la validez de las consideraciones tomadas. Se observa que en las estaciones MOIG y LPIG en las que estos ajustes tienen mayor discrepancia, los datos utilizados son menor a 10 y no proporcionan la robustez necesaria para una mejor coincidencia. Además se observa que para las estaciones LPIG, MOIG y TEIG la calibración se hizo con menos de 11 eventos y para TEIG, el rango de magnitudes fue de 5 a 6.7, a diferencia de las estaciones CAIG, CJIG, COIG, CUIG, HUIG, OXIG, PLIG, PNIG, YAIG Y ZIIG en donde los eventos utilizados tienen un rango amplio en las magnitudes llegando a $M_w = 8$.

Aunque la desviación estándar del ajuste con pendiente de 1.5 de las relaciones lineales $\log E_s$ vs M_w son altas, es posible observar dos tendencias, de acuerdo a la polaridad de un valor $Q(E)$ definido en este trabajo para cada estación, como $Q(E) = B - 4.95$; donde B es la ordenada al origen. La constante 4.95 es la ordenada al origen calculada por Singh y Ordaz

(1994) en el SI para una relación local de $\log E_s$ vs M_w con estaciones acelerográficas a distancias hipocentrales menores de 150 km que no presentaran efectos de sitio. Este valor $Q(E)$ tiende a ser positivo para estaciones en continente, y negativo para estaciones de costa. Este valor incluye todos los efectos que sobrestiman y subestiman la energía. Las estaciones en continente son CUIG, COIG, MOIG, OXIG, PPIG, TUIG, TEIG y YAIG. Las estaciones de la costa son CAIG, CJIG, HUIG, LVIG, PLIG, PNIG y ZIIG. La estación LVIG se consideró como estación de costa por el valor obtenido aunque las trayectorias de las ondas son netamente continentales como en el caso de CUIG y TEIG. Tonatiuh (199?) obtuvo para Laguna Verde un factor de calidad $Q(f) = 134 \pm 30f^{0.83 \pm 0.2}$ para las trayectorias a partir de eventos de la región de Guerrero y $Q(f) = 59 \pm 10f^{0.81 \pm 0.2}$ para las de Oaxaca. Estos valores implican que la atenuación es mayor a lo largo de las trayectorias Oaxaca-Veracruz respecto de las trayectorias Guerrero-Veracruz, y ambas a su vez, mayor a la calculada por Ordaz y Singh (1993) para la Costa.

VI ANALISIS DE RESULTADOS

VI.1 Pruebas de calibración

En 1999 y principios del 2000 ocurrieron doce sismos con magnitudes entre 4.8 y 7.4 en la República Mexicana, Guatemala y en Honduras, que varían en la profundidad, región epicentral (ver Figura VI.10) y magnitud. La magnitud reportada por el SSN para estos sismos fue calculada a partir de la estación CUIG.

Se revisó nuevamente el reporte de CMT, Harvard (Tabla V.5) y el reporte del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) con el fin de comparar los resultados. En los eventos grandes existen, en algunos casos, variaciones de una décima en el reporte del USGS y Harvard (VI.1). Para eventos de magnitud menor a 5, CMT, Harvard tiende a sobrevalorarla casi en un grado en algunos casos, con respecto a la magnitud reportada por el USGS y el SSN (ver Tabla VI.1). Esta discrepancia permitió dar una estimación de la magnitud propia con las expresiones de M_E a partir de la energía.

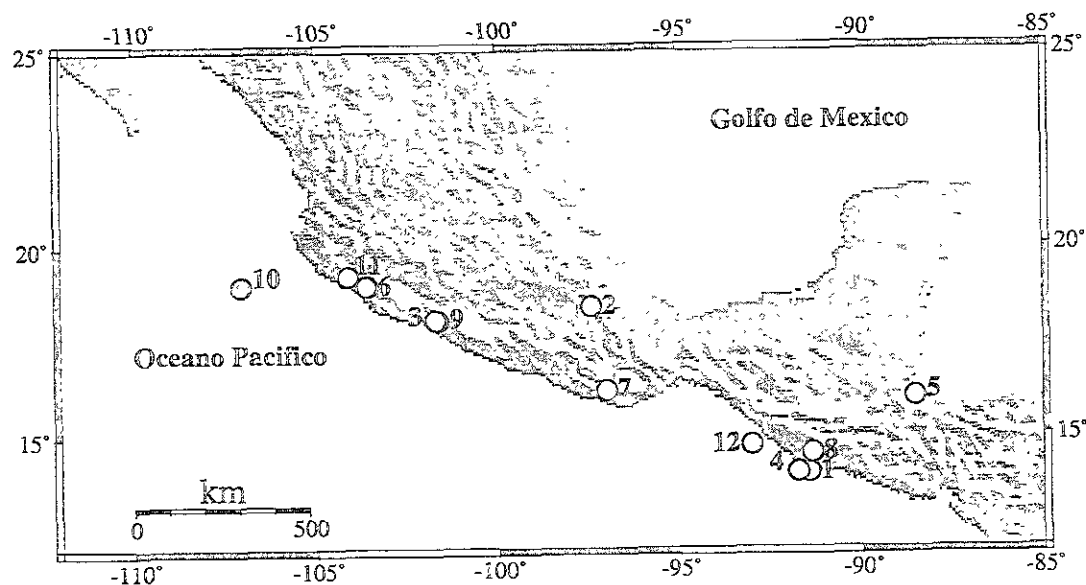


Figura VI.10: Localización epicentral de sismos con magnitud entre 5 y 7.4 ocurridos durante 1999 en México, Guatemala y Honduras. La numeración es de acuerdo al orden de ocurrencia. La localización y magnitud puede observarse en la Tabla V.5.

Se calculó la energía con la expresión de Singh y Ordaz (1994) para cada sismo en las estaciones en donde se contara con los registros de velocidad completos. Si en el caso de que

Tabla VI.5: Localización de sismos ocurridos durante 1999 y principios del 2000 en la región. CMT, Harvard reporta magnitud M_w , mientras que el USGS reporta M_w para sismos de magnitud mayor a 5 y m_b para sismos menores a 5. El SSN reporta M_E calculada a partir de la estación CUIG.

	Lat.	Long.	Prof.	año	Mes	Día	Región	CMT, HRV	USGS	SSN
1	14.01	-91.43	38.0	99	06	06	Guatemala	6.2	6.3	
2	18.44	-97.38	61.2	99	06	15	Pue. Mex.	7.0	6.9	6.7
3	18.09	-101.62	48.0	99	06	21	Gue. Mex.	6.3	6.2	5.8
4	14.02	-91.73	46.7	99	06	25	Guatemala	5.2		4.9
5	16.04	-88.53	15.0	99	07	11	Honduras	6.7	6.7	
6	18.99	-103.57	105.4	99	08	15	Mich. Mex.	5.2		4.8
7	16.23	-96.97	53.9	99	09	30	Oax. Mex.	7.4	7.4	7.4
8	14.54	-91.34	149.9	99	12	12	Guatemala	5.7	4.9 m_b	4.8
9	18.10	-101.68	20.0	99	12	29	Guerrero	5.9	5.9	5.9
10	19.02	-107.01	15.0	00	02	21	C. de Jalisco	5.7	5.0 m_b	5.0
11	19.24	-104.09	6.0	00	03	07	Colima	5.4		5.3
12	14.76	-92.99	59.8	00	03	12	Chiapas	6.3	6.3	6.4

Tabla VI.6: Magnitud M_E por estación y promedio con desviación estándar para sismos de magnitud entre 5 y 7.4 ocurridos durante 1999 en México y Guatemala.

Est.	1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12
CAIG	7.3	7.3	6.1		4.8	7.4		5.7		5.3	6.3
CJIG		7.3	6.2		4.6	7.6		5.6	5.0	5.8	
COIG		7.3	6.3		5.4				4.7	5.3	
CUIG	7.2	7.0	6.2		4.4	7.6	5.7	6.0	5.1		6.7
HUIG	6.2	7.2	6.4	5.1	5.4	7.5	5.4			6.0	6.4
LVIG		7.2									
PLIG	7.4	7.3	6.3	5.4	4.9	7.6		5.9		5.6	
PNIG		7.2	6.1	5.3	5.1	7.6	5.7	5.7		5.6	6.5
TUIG	6.3	6.4		4.8		7.5	5.4				
MOIG						7.5					
TEIG	6.3	7.3									6.5
OXIG	6.7	6.9	6.3		5.1	7.4	5.8			5.6	6.7
PPIG	6.8		6.0	5.1	4.4	7.8	5.6	5.8		5.2	6.8
YAIG	6.8	7.1	6.0	5.1	4.6	7.4	5.6	5.7	5.0	5.3	6.6
ZHIG		7.3	6.4		4.9			6.1		5.3	7.2
Promedio	6.6	7.1	6.2	5.1	4.9	7.5	5.6	5.8	4.9	5.5	6.5
d.e.	0.42	0.25	0.14	0.20	0.35	0.11	0.15	0.17	0.17	0.26	0.17

éste se encontrara saturado se tomaba el de aceleración. Se sustituyó la energía estimada en las expresiones para M_E obtenidas en el capítulo anterior dando como resultado los valores de la Tabla VI.1. El promedio de la magnitud M_E con su desviación estándar se encuentran en las últimas líneas de la misma tabla.

Como puede observarse las magnitudes M_E y M_w no son iguales, ya que M_E es calculada a partir de todo el espectro de potencia de la velocidad, mientras que M_w es derivada de la asíntota de baja frecuencia del espectro de desplazamiento. Es por ello que M_E se considera como una medida del potencial sísmico para daños mientras que M_w esta más físicamente relacionada con el área de ruptura de la falla.

Aún cuando se trató de dar relaciones robustas para la determinación de la magnitud M_E con la expresión IV.91, en este análisis se presentan algunos casos individuales en los que se trata de explicar la diferencia con respecto a M_w . Este es el caso del sismo de Tehuacán en donde la magnitud es mayor posiblemente debido a que la ley de atenuación utilizada fue calculada para sismos someros y no es la adecuada para sismos profundos. Singh et al, (1999) observaron que

al establecer una relación logarítmica de la amplitud máxima en función de la distancia para diferentes estaciones, la amplitud es mayor para el sismo profundo interplaca que la observada en sismos de mecanismo inverso intraplaca cerca de la costa.

Para la determinación de las expresiones de la magnitud se consideraron estaciones a menos de mil kilómetros de distancia hipocentral, ya que no se contaba con el registro completo. En el evento 1 (Guatemala), la discrepancia de la estimación de la energía entre las estaciones fue de casi un grado. Si se compara con el evento 4 de menor magnitud, muy cercano a este pero con una estimación menos dispersa, podemos pensar que la diferencia radica en las características de la fuente y no por efectos de la error de distancia.

Al sismo de Honduras de $M_w = 6.7$ (evento 5) se le estimó una magnitud $M_E = 6.5$ con la estación TEIG. Esta estación, a 466 km de distancia, es la más cercana al epicentro. Aún cuando el evento se encuentra retirado del país, es posible tener una buena estimación de la magnitud para sismos que no se encuentren muy alejados de la frontera Sur.

Se pueden observar las gráficas de comparación de M_w con M_E en el Apéndice C que incluyen los eventos para la prueba de calibración numerados según su ocurrencia. Podemos observar que para las estaciones LVIG, TEIG y TUIG, las relaciones $\log E_s$ vs M_w se calcularon con un rango de magnitudes menor a 6.7. Esto no es redundante en la prueba de calibración en la que se consideraron sismos de magnitud mayor a 7, como se puede observar en la tabla VI.1 en la que las magnitudes para el evento de Tehuacán son coincidentes. En la estación MOIG, en donde la relación $\log E_s$ vs M_w fue obtenida con solo 7 eventos, se estima muy bien el sismo de Oaxaca ($M_w = 7.4$).

VI.2 Magnitud M_E para sismos pequeños a moderados

Aunque en el cálculo de las relaciones de la magnitud por energía se utilizaron sismos con magnitud mayor a 5.0, en este apartado incluimos cinco eventos con magnitud menor para estudiar los alcances del método. Estos sismos no fueron reportados por Harvard, por lo que la magnitud se toma del reporte del USGS y del SSN. Para eventos pequeños a moderados, el USGS reporta magnitud de onda de cuerpo m_b , mientras que el SSN reporta magnitud de coda M_c o M_A (Apendice B). Los valores de M_E por estación, promedio y desviación estándar se pueden observar en la Tabla VI.2.

Podemos notar en la tabla VI.2 que la profundidad para tres de estos sismos es superior a 80 km llegando a 277 km como en el caso sismo en Chiapas. Para la determinación de las

Tabla VI.7: Localización de sismos ocurridos durante el 2000 en la región de estudio con magnitud menor a 5.0. La magnitud fue tomada de los reportes del USGS y del SSN. m_b corresponde a la magnitud reportada por el USGS para sismos moderados, mientras que m_c y m_a es la magnitud de coda reportada por el SSN.

	Lat.	Long.	Prof.	año	Mes	Día	Región	USGS	SSN
1	16.08	-92.38	277.0	2000	01	14	Chiapas	5.0mb	4.8
2	14.62	-92.60	86.0	2000	02	04	Guatemala	4.7mb	4.8
3	15.48	-92.07	164.0	2000	02	22	Chiapas		4.8
4	17.01	-99.26	11.0	2000	03	18	Guerrero	4.8mb	4.8
5	16.31	-99.12	8.0	2000	03	21	Guerrero	4.8mb	4.8

Tabla VI.8: Magnitud por estación para sismos de magnitud pequeña a grande ocurridos durante el 2000 en México y Guatemala.

Est.	1	2	3	4	5
CAIG					4.9
COIG				4.9	
CUIG				4.8	3.1
HUIG	5.1	4.7	5.0	5.1	4.5
LVIG					4.5
PLIG			5.1		3.4
PNIG	5.2	4.6	5.1	5.4	4.7
TUIG	4.2		4.8		
TEIG		5.2			
OXIG	5.5	5.1			3.0
PPIG		4.8		4.7	2.8
YAIG		5.2	4.9	4.8	3.1
ZIIG				4.7	3.1
Promedio	5.0	4.9	5.0	4.9	3.7
d.e.	0.42	0.25	0.14	0.20	0.35

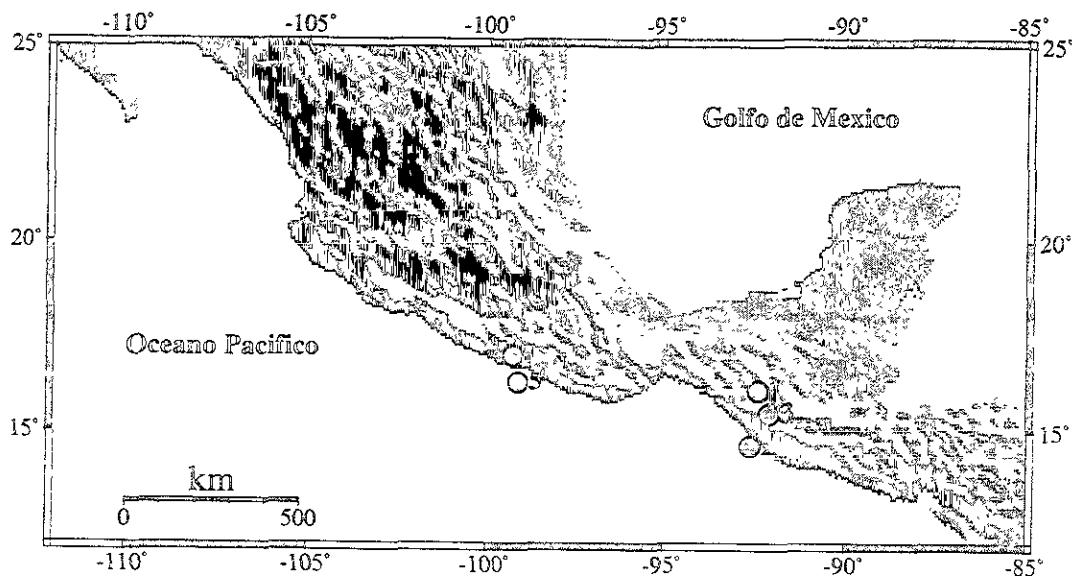


Figura VI.11: Localización epicentral de sismos con magnitud menor a 5.0. La numeración es de acuerdo al orden de ocurrencia. La localización y magnitud puede ser observada en la tabla V.5.

relaciones de M_E , los sismos con estas características fueron escasos. Aún así, se observó que la estimación no varía en más de una décima de grado.

Un caso especial es el evento 5 (Guerrero) donde el promedio de la magnitud M_E es mucho menor a las magnitudes reportadas por el USGS y el SSN. Esto se debe a que el sismo ocurrió en la trinchera. Se ha observado que los sismos que ocurren en estas zonas, son deficientes en energía radiada para frecuencias arriba de 1 Hz, comparados con sismos de la costa o muy cercanos a ella (Shapiro et al, 1998). Un sismo pequeño que tiene una frecuencia de esquina arriba de 1 Hz, en donde se encuentra la mayor parte de la energía radiada, será más susceptible al cálculo de magnitud por energía radiada.

VII CONCLUSIONES

Se obtuvieron relaciones $\log E_s - M_w$ para 16 estaciones del SSN que nos llevan a definir la magnitud M_E con la que es posible estimar la magnitud de un sismo de moderado a grande de manera más confiable, como se observó en el análisis de los sismos ocurridos durante el 1999 y principios del 2000 utilizando el promedio de M_E calculada en todas las estaciones en las que se haya registrado el evento.

Estas relaciones $\log E_s - M_w$ presentan dispersión de los datos causada por presencia de ondas de mayor periodo y amplitudes grandes debido a las heterogeneidades de la corteza, desconocimiento de las leyes de atenuación para sismos profundos intraplaca y la utilización de la atenuación para la costa de Guerrero. Este último valor no se sustituyó por los valores conocidos para trayectorias conocidas como el Istmo de Tehuantepec

Aunque la desviación estándar del ajuste por mínimos cuadrados de las relaciones lineales $\log E_s$ vs M_w son altas, es posible observar dos tendencias en los ajustes, de acuerdo a la polaridad de un valor $Q(E)$. Este valor tiende a ser positivo para estaciones en continente, y negativo para estaciones de costa. $Q(E)$ incluye todos los efectos que sobrestiman y subestiman la energía. Las estaciones en continente son CUIG, COIG, MOIG, OXIG, PPIG, TUIG, TEIG y YAIG. Las estaciones de la costa son CAIG, CJIG, HUIG, LVIG, PLIG, PNIG y ZIIG. La estación LVIG se consideró como estación de costa por el valor obtenido aunque las trayectorias de las ondas son netamente continentales como en el caso de CUIG y TEIG. Tonatiuh (199?) observó que la atenuación es mayor a lo largo de las trayectorias Oaxaca-Veracruz respecto de las trayectorias Guerrero-Veracruz, y ambas a su vez, mayores a la calculada por Ordaz y Singh (1992) para Guerrero.

Para las estaciones MAIG y ZAIG no se contaron con datos suficientes por lo que las relaciones $\log E_s$ vs M_w no fueron suficientemente confiables. Es por ello que fueron descartadas para la calibración.

Debido a la cercanía y el catálogo utilizado para calcular las expresiones de la magnitud M_E , es posible estimar sismos en Guatemala y Honduras, que representan un riesgo para la zona sureste del País. Esto es gracias a la cercanía de la estación TEIG con esta región. Este es el caso del sismo de Honduras $M_E = 6.5$.

Debido a problemas logísticos y económicos para dar mantenimiento a las pocas estaciones que existen en la zona noroeste del país, fue imposible probar la estación LPIG, aún cuando se presentaron eventos de magnitud moderada en la región que requieren ser estudiados.

Una desventaja del uso de la magnitud M_E , es en caso de sismos en la trinchera en donde existe un déficit de energía de alta frecuencia marcado por una subestimación. Este es el caso del sismo de magnitud moderada (4.8) Guerrero, estimado en $M_E = 3.5$. Es recomendable utilizar las magnitudes M_A o ponderar la magnitud M_E más alta resultante.

La magnitud por energía radiada M_E fue calibrada a partir de la magnitud por momento sísmico M_w . Esto no implica que estas magnitudes deban coincidir necesariamente ya que M_E se deriva a partir del espectro de potencia de velocidad, mientras que M_w se deriva de la asíntota de baja frecuencia del espectro de desplazamiento. Esto implica que mientras M_w proporciona una medida del área de ruptura de la falla, M_E es una medida del potencial sísmico de daños.

Para el 2000 algunas estaciones del SSN empezarán a transmitir datos en tiempo real. Esto hará posible la obtención de la magnitud M_E con un mínimo de tiempo, por lo que se hacen las siguientes recomendaciones:

Dado que el cálculo de la energía radiada para una cierta estación requiere de la distancia hipocentral para la corrección por dispersión, es necesario implementar un programa de detección automática. Dicho programa puede diseñarse a partir de las curvas de tiempo de viaje para ciertas fases, o un programa similar al utilizado en el SSN para la estación CUIG. En este se leen las fases P_g y S_g , donde además de hacer una estimación de la distancia, se indica el límite de tiempo al cual se calculará el espectro de Fourier para el cálculo de M_E .

La estimación de la energía radiada no es necesariamente siempre correcta, ya que depende en gran medida del factor de calidad Q . Es recomendable el estudio de las leyes de atenuación para las regiones centro y sureste del país. También es importante estudiar sismos intraplaca profundos y el uso de los valores obtenidos para el Istmo de Tehuantepec en estudios previos. Esto permitirá hacer estimaciones reales de la energía en caso de contar con un programa de localización automática que nos proporcione la región epicentral en tiempo real. También es recomendable que el SSN transmita los datos en tiempo real, del mayor número de estaciones de la red de Banda Ancha. Esto mejorará de forma notable la estimación de la magnitud M_E .

Finalmente, es importante que el SSN y las instituciones encargadas de protección civil, se coordinen en la instalación de nuevas estaciones en zonas con muy poca cobertura como en la región norte y noreste del país, en las que se han presentado sismos de magnitud moderada así como el mantenimiento de las estaciones ya existentes como ZAIG, LPIG y MAIG.

Referencias Bibliográficas

VIII

- Aki, K. (1972), Earthquake Mechanism, *Tectonophysics.*, 13, 423-446.
- Aki, K. (1966), Generation and Propagation of G Waves from the Niiagata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of Earthquake Moment, Released Energy, and Stress-strain Drop from the G Wave Spectrum, *Bull. Earth. Res. Ins.*, 44, 73-88.
- Archuleta, R. J., E. Cranswick, C. Mueller, and P. Spudich. (1982), Source Parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4595-4607.
- Bath, M. (1967), Earthquake Energy and Magnitude, *Phys. Chem. Earth.* 1, 115-165.
- Bath, M. (1974), Spectral Analysis in Geophysics, *Elsevier scientific P. Co.*
- Boatwright, J. (1980), A spectral Theory for Circular Seismic Sources; Simple Estimates of Source Dimention, Dynamic Stress Drop, and Radiated Seismic Energy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1-27.
- Boatwright, J. and G. Choy. (1986), Teleseismic Estimates of the Energy Radiated by Shallow Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 91, 2095-2112.
- Boatwright, J. and J. B. Fletcher. (1984), The Partition of Radiated Energy Between P and S Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 361-376.
- Brune, J. N. (1976), The Physics of Earthquake Strong Motion, en *Seismic Risk and Engineering Decisions*, C. Lomnitz y E. Rosenblueth (editores), *Elseiver, Amsterdam*, 141-177.
- Choy, G. L. and J. Boatwright. (1995), Global Patterns of Radiated Seismic Energy and Apparent stress, *J. Geophys. Res.*, 100, 18205-18228.

- Escobedo, D. (1993), Magnitud de Momento Sísmico (M_w) de Eventos Pequeños ($M_c \leq 3.5$) Registrados por la Red de Guerrero, *Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM.*
- Fuentes, C. (1996), Valores de Coda Q Para el Sur de México, *Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM.*
- Geller, R. J. (1976), Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter. (1956), Magnitude and Energy of Earthquakes. Part II, *Ann. Geofis.*, 9, 1-15.
- Hanks, T. C. and H. Kanamori. (1979), A Moment Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
- Hanks, T. C. and M. Wyss. (1972), The Use of Body-Wave Spectra in the Determination of Seismic-Source Parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- Kanamori, H. (1977), Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson. (1975), Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Kanamori, H., J. Mori, E. Hauksson, T. H. Heaton, L. K. Hutton and L. M. Jones. (1993), Determination of Earthquake Energy Release and M_L Using Terrascope, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 330-346.
- Lay, T. and Wallace, T. (1995), Modern Global Seismology, *Academic press.*
- Mahdyiar, M., S. K. Singh and R. P. Meyer. (1986), Moment Magnitude Scale for Local Earthquakes in the Petatlan Region, Mexico, Based on Recorded Peak Horizontal Velocity, *Bull. Seism. soc. Am.*, 76, 1225-1239.
- Ordaz, M. and S. K. Singh. (1992), Source Spectra and Spectral Attenuation of Seismic Waves from Mexican Earthquakes, and Evidence of Amplification in the Hill Zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 24-43.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer (1978), A Magnitude Scale for Very Large Earthquakes, *Tectonophysics*, 49, 189-198.

- Shapiro, N. S., K. B. Olsen and S. K. Singh. (2000), Wave-guide Effects in Subduction Zones: Evidence from Three-dimensional Modeling, *Geophys. Res. Lett*, 27, 433-436.
- Shapiro, N. M., S. K. Singh and J. Pacheco. (1998), A Fast and Simple Diagnostic Method for Identifying Tsunamigenic Earthquakes, *Geophys. Res. Lett*, 25, 3911-3914.
- Singh, S. K. and J. Havskov. (1980), Letters to the Editor on Moment-Magnitude Scale, *Bull. Seism. soc. Am.*, 70, 379-383.
- Singh, S. K. and J. F. Pacheco. (1994), Magnitude Determination of Mexican Earthquakes, *Geof. Inter.*, 33, 189-198.
- Singh, S. K. and M. Ordaz. (1994), Seismic Energy Release in Mexican Subduction Zone Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1533-1550.
- Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, R. Quaas, L. Alcantara, S. Alcocer, C. gutierrez, R. Meli and E. Ovaldo. (1999), A Preliminary Report on the Tehuacán México Earthquake of June 15, 1999, *Seism. Res. Lett.*, 70, 489-504.
- Singh, S. K., J. Pacheco. F. Courboux and D. A. Novelo. (1997), Source Parameters of the Pinotepa Nacional, México, Earthquake of 27 March, 1996 ($M_w = 5.4$) estimated from near-field recordings of a single station, *Jour. Seism. 1*, 39-45.
- Vassiliou, M. S. and H. Kanamori. (1982), The Energy Release in Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 371-387.
- Weisberg, Sanford (1986), Applied Linear Regression, *Jhon Wiley and Sons*.
- Wielandt, E. and G. Streckeisen. (1982), The Leaf-Spring Seismometer: Design and Performance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2349-2367.
- Yokoy, T. (1994), Introduction for Seismometry, Instruments and its Principles, *IISEE Lecture Note. Global course. International Institute of Seismology and earthquake engineering*.

Sitios WEB de interés:

<http://wwwneic.cr.usgs.gov/>

<http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/>

<http://www.ssn.unam.mx/>

<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/>

IX APENDICE A

Un sismograma es una serie de tiempo $f(t)$ a la que se le puede relacionar una función en la frecuencia $F(\omega)$ por medio de la teoría del análisis de Fourier. En muchos casos es más apropiado considerar la potencia de una señal en lugar de su amplitud. En un sentido general, la potencia se toma como proporcional al cuadrado de la amplitud. Al correspondiente espectro se le llama *espectro de potencia*. En el dominio del tiempo, la *potencia promedio* de cualquier función real $f(t)$ se define por la expresión,

$$\lim \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} |f(t)|^2 dt \quad (\text{IX.68})$$

cuando este límite existe. En el caso práctico, T tiene que ser finito. $|f(t)|^2$ es llamada la *potencia instantánea* de $f(t)$ y la integral

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt \quad (\text{IX.69})$$

es la *energía total* de $f(t)$ cuando esta integral converge.

IX.1 Teorema de Parseval

Este teorema relaciona la potencia de una señal $f(t)$ y su espectro $F(\omega)$. Supongamos dos señales $f_1(t)$ y $f_2(t)$ cuyos espectros son $F_1(\omega)$ y $F_2(\omega)$ y considerando la integral,

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t)f_2(t) dt &= \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t) \left[\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_2(\omega) e^{i\omega t} d\omega \right] dt \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_2(\omega) d\omega \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t) e^{i\omega t} dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_2(\omega) F_1(-\omega) d\omega \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_2(\omega) F_1^*(\omega) d\omega \end{aligned} \quad (\text{IX.70})$$

ya que $F(-\omega) = F^*(\omega)$ cuando $f(t)$ es real. Esta expresión es el *teorema de potencia*.

Ahora si $f_1(t) = f_2(t) = f(t)$, entonces $F_1(\omega) = F_2(\omega) = F(\omega)$ por lo tanto,

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) F^*(\omega) d\omega \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} |F(\omega)|^2 d\omega \end{aligned} \quad (\text{IX.71})$$

La cantidad real $|F(\omega)|^2$ se le conoce como *espectro de potencia* o *espectro de energía* o de una manera más precisa, *espectro de densidad de energía*.

X APENDICE B

X.1 Magnitudes M_A y M_c

X.1.1 Magnitud M_A

Esta magnitud fue desarrollada por Singh y Pacheco (1994) para la estación CUIG, basada en el calculo del momento sísmico a partir de amplitudes de onda entre 15 y 30 segundos de periodo, con una atenuación correspondiente a una profundidad de la fuente de 20 km de mecanismo inverso. La magnitud M_A se expresa como,

$$M_A = (\log_{10}(M_0) - 16.1)/1.5, \quad (X.72)$$

En la que M_0 se determina a partir de,

$$M_0 = \left(\frac{A}{A_0}\right) \times 10^{23} \quad [dina - cm]. \quad (X.73)$$

A es la amplitud del sismograma filtrado entre 15 y 30 segundos de período y calculada a partir de,

$$A = \sqrt{A_E^2 + A_N^2 + A_Z^2} \quad (X.74)$$

donde A_z , A_N y A_E son las amplitudes máximas medidas en las componentes vertical, Norte-Sur y Este-Oeste respectivamente. A_0 se toma de una curva teórica de amplitudes A_0 en función de la distancia, obtenida a partir de sismogramas sintéticos con un momento sísmico de 10^{23} [dina-cm] a 20 km de profundidad. Aunque esta magnitud fue calibrada a partir del momento sísmico, se encuentra limitada a sismos de magnitud menor a 7, debido posiblemente a la falta de coherencia de ondas entre el periodo mencionado para sismos mayores a esta magnitud.

X.1.2 Magnitud M_c

La magnitud M_c esta basada en la duración de un sismo corregida por la distancia. Esta magnitud fue propuesta por Lee y Lahr (1975),

$$M_c = -0.87 + 2\log_{10}(T) + 0.0035\Delta \quad (\text{X.75})$$

donde T es la duración del evento y Δ es la distancia epicentral.

XI APENDICE C

XI.1 Gráficas de $\log E_s$ vs. M_E y pruebas de calibración

En este apartado se incluyen las gráficas por orden alfabético de las estaciones de Banda Ancha divididas en dos partes;

Parte superior: lado derecho; relación $\log E_s$ versus M_w en línea continua para el ajuste con pendiente de 1.5. En estas gráficas se muestra también a manera de comprobación el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Lado izquierdo; ubicación en plano de la estación (estrella) junto con los eventos utilizados (círculos).

Parte inferior: lado derecho; comparación de la magnitud M_E con M_w (círculos) y los eventos numerados en orden de ocurrencia, utilizados para la prueba de calibración (triángulos). Lado izquierdo; ubicación de la estación (estrella) junto con los eventos utilizados para la prueba de calibración (triángulos).

En ambas gráficas de lado derecho se muestra la desviación estándar en línea discontinua, correspondiente al ajuste con pendiente de 1.5.

X.1.2 Magnitud M_c

La magnitud M_c esta basada en la duración de un sismo corregida por la distancia. Esta magnitud fue propuesta por Lee y Lahr (1975),

$$M_c = -0.87 + 2\log_{10}(T) + 0.0035\Delta \quad (\text{X.75})$$

donde T es la duración del evento y Δ es la distancia epicentral.

XI APENDICE C

XI.1 Gráficas de $\log E_s$ vs. M_E y pruebas de calibración

En este apartado se incluyen las gráficas por orden alfabético de las estaciones de Banda Ancha divididas en dos partes;

Parte superior: lado derecho; relación $\log E_s$ versus M_w en línea continua para el ajuste con pendiente de 1.5. En estas gráficas se muestra también a manera de comprobación el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Lado izquierdo; ubicación en plano de la estación (estrella) junto con los eventos utilizados (círculos).

Parte inferior: lado derecho; comparación de la magnitud M_E con M_w (círculos) y los eventos numerados en orden de ocurrencia, utilizados para la prueba de calibración (triángulos). Lado izquierdo; ubicación de la estación (estrella) junto con los eventos utilizados para la prueba de calibración (triángulos).

En ambas gráficas de lado derecho se muestra la desviación estándar en línea discontinua, correspondiente al ajuste con pendiente de 1.5.

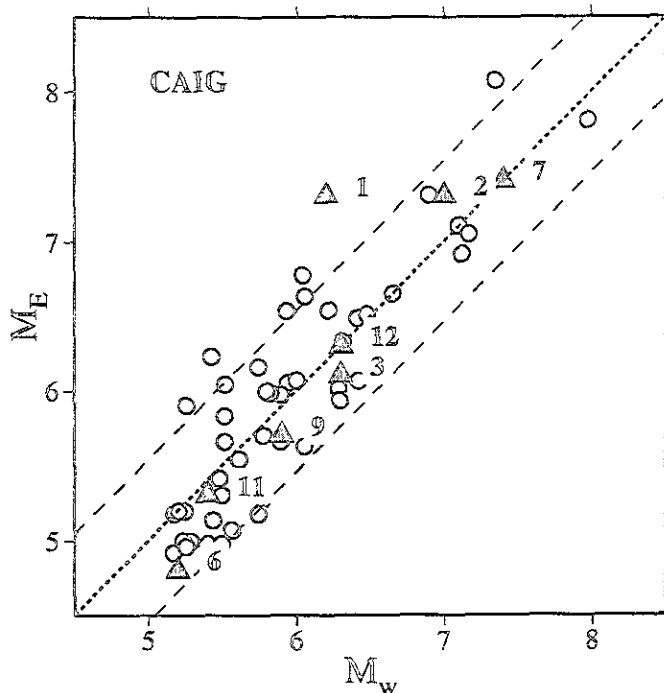
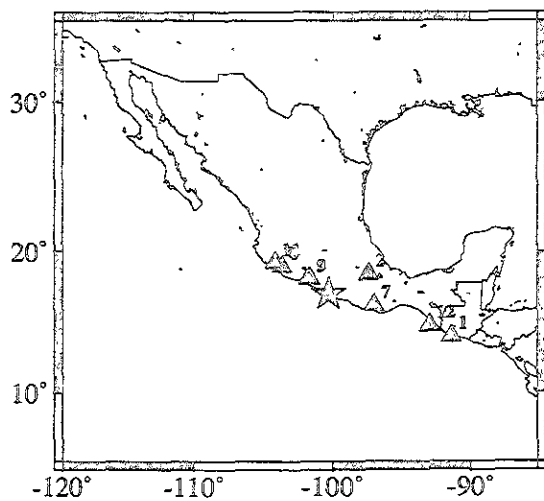
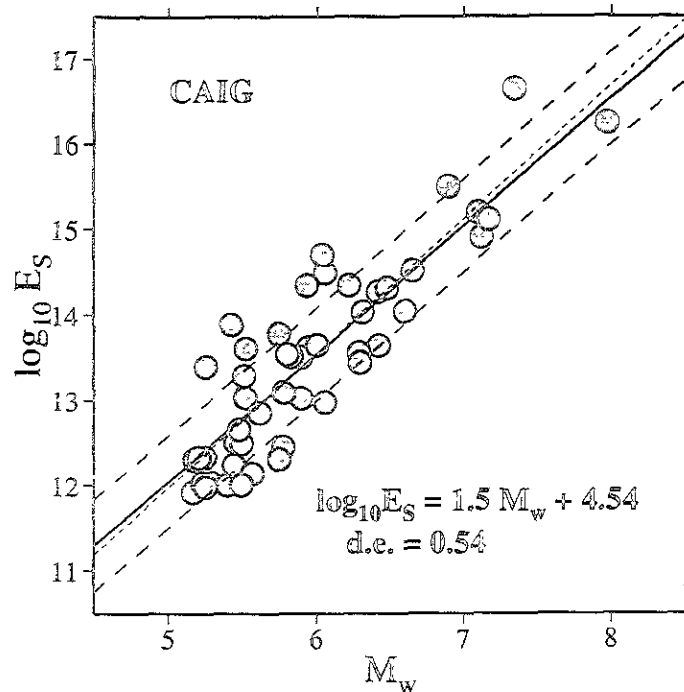
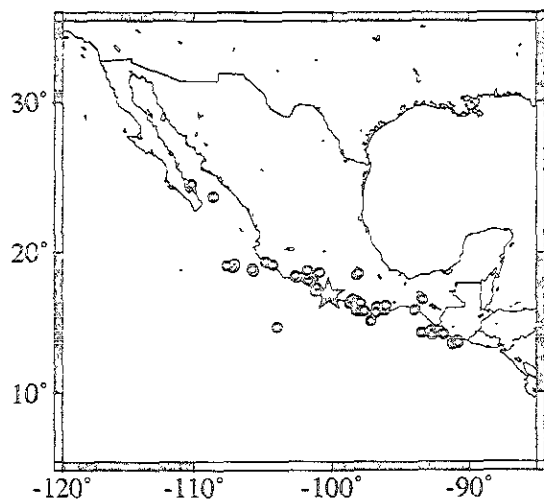


Figura XI.12: Estación CAIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 8 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

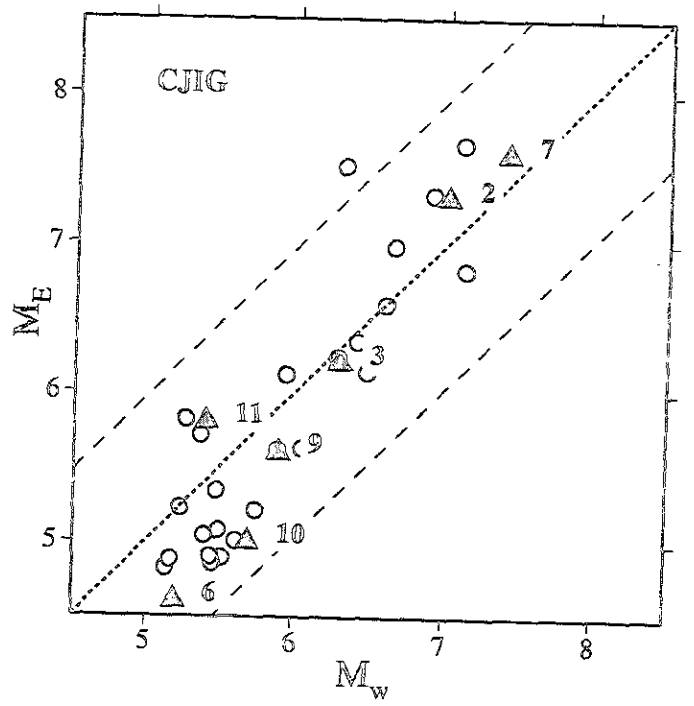
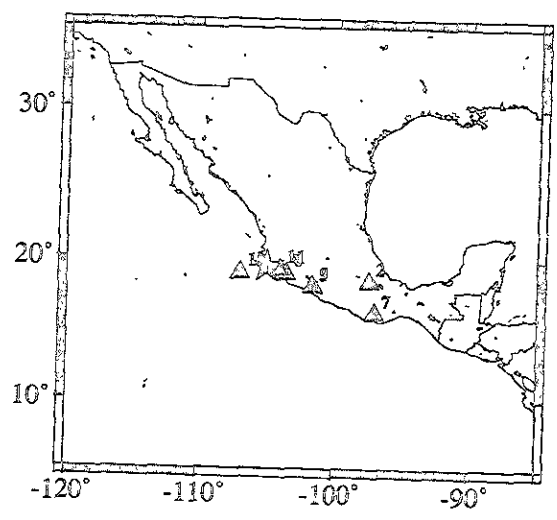
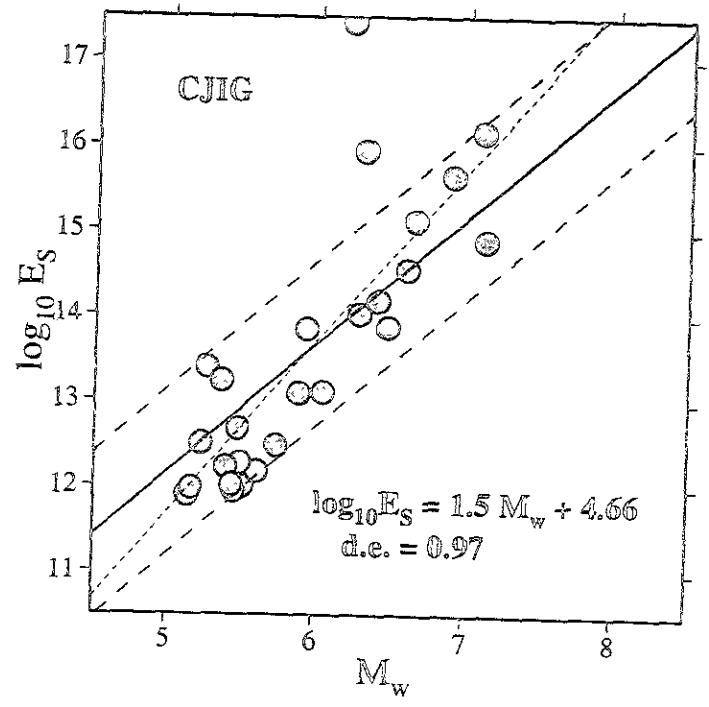
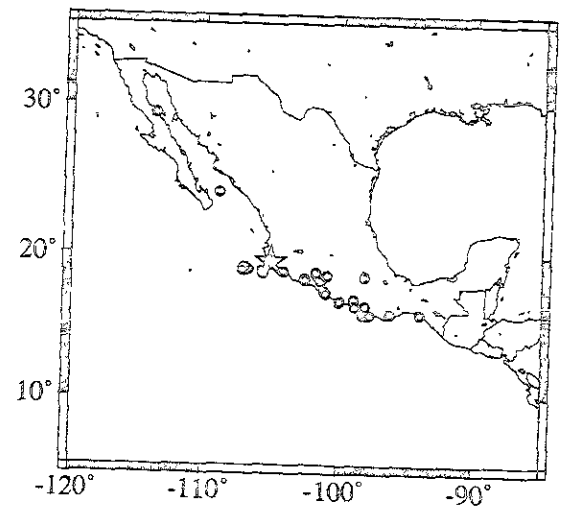


Figura XI.13: Estación CJIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 7 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

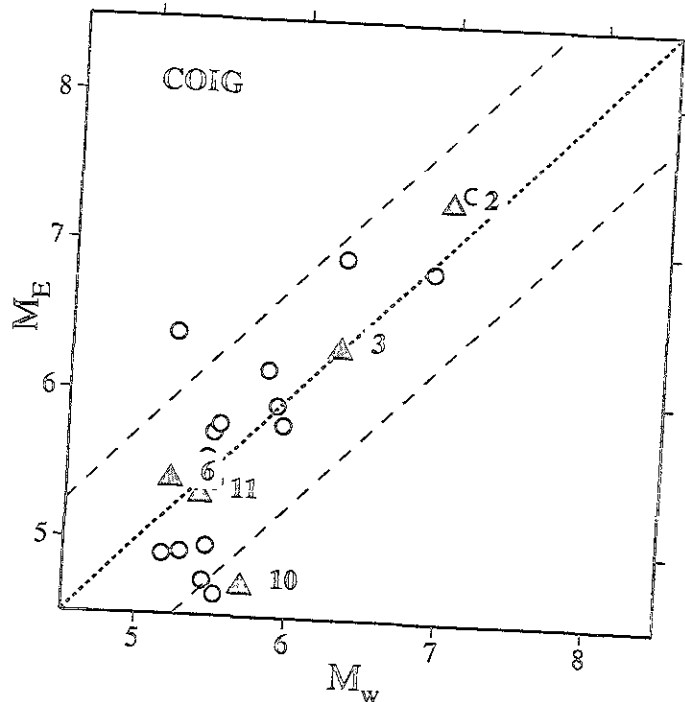
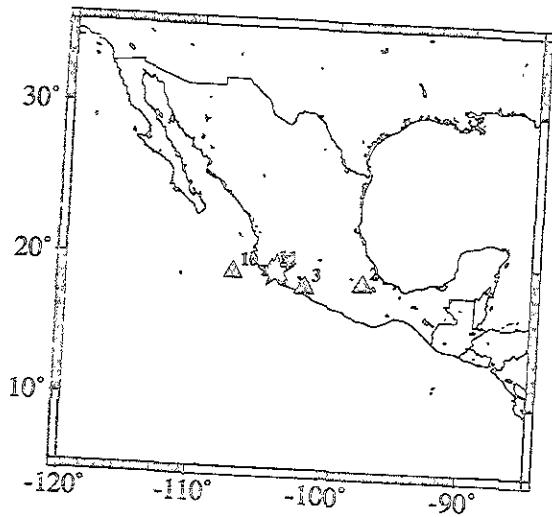
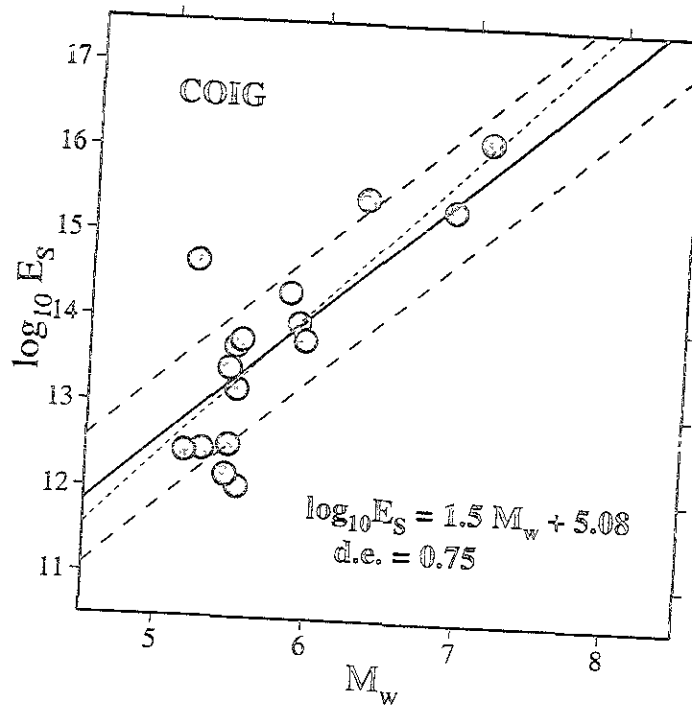
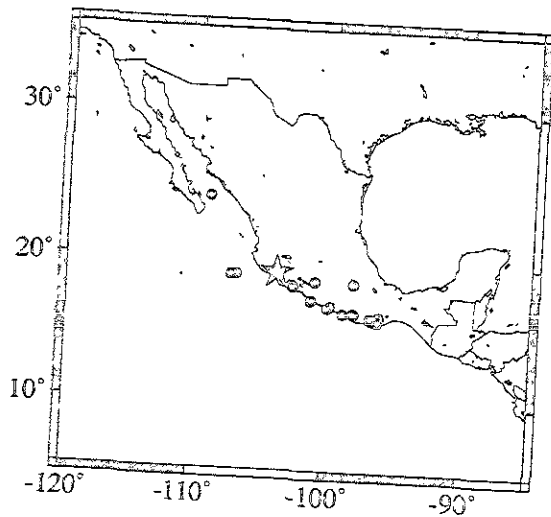


Figura XI.14: Estación COIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 5 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

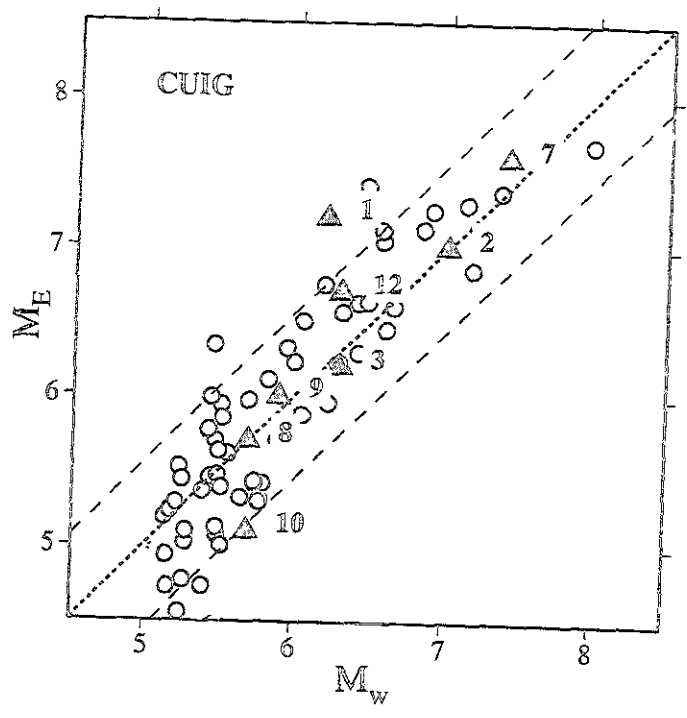
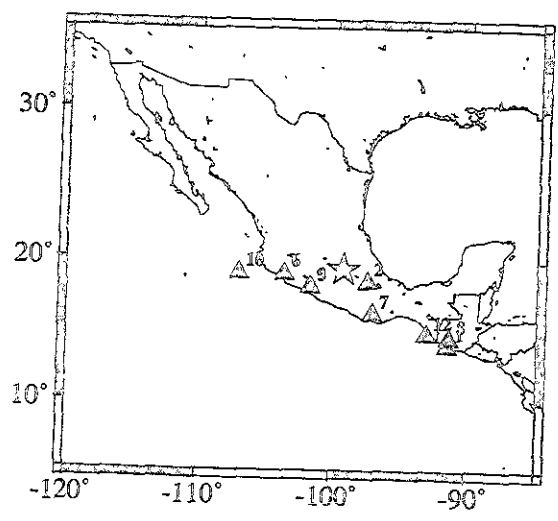
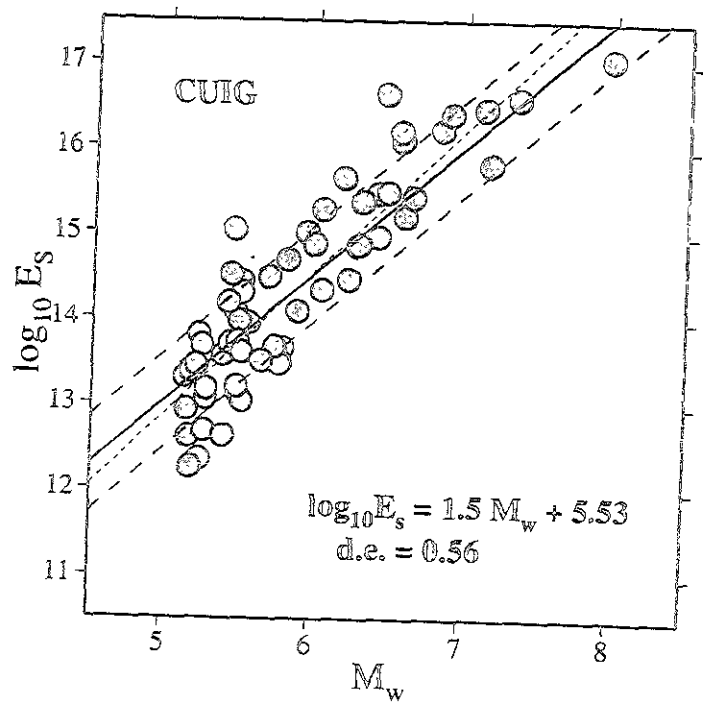
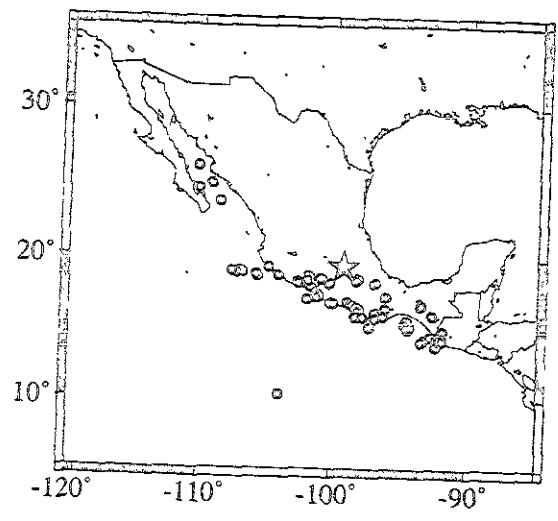


Figura XI.15: Estación CUIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 9 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

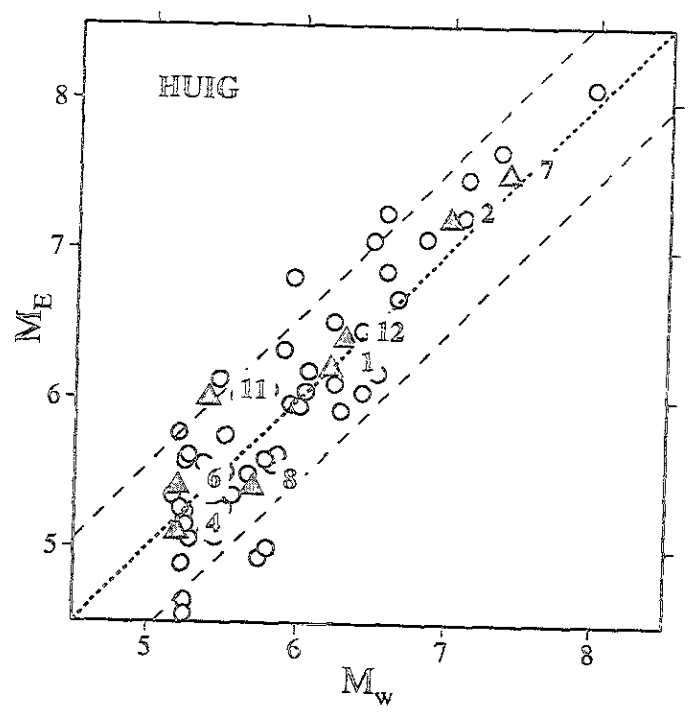
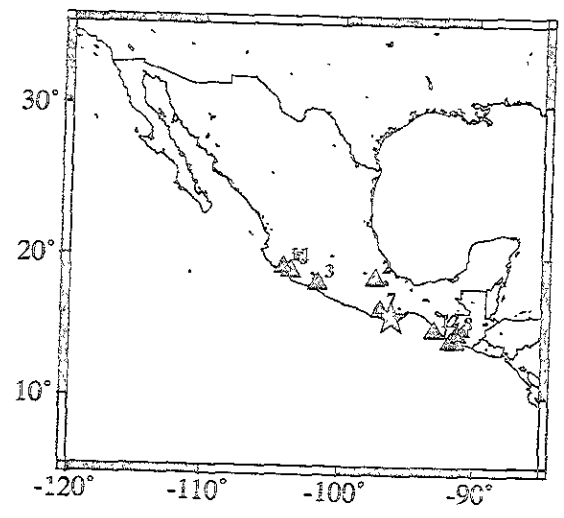
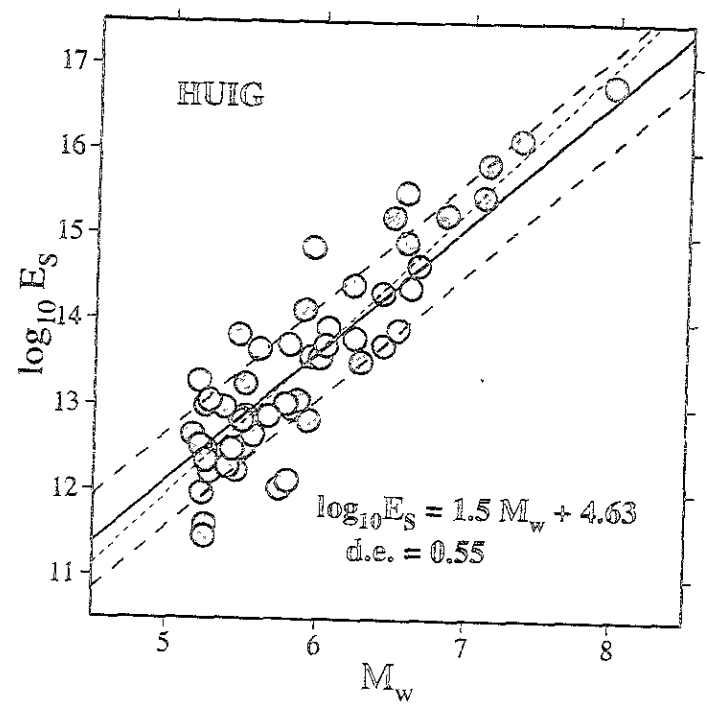
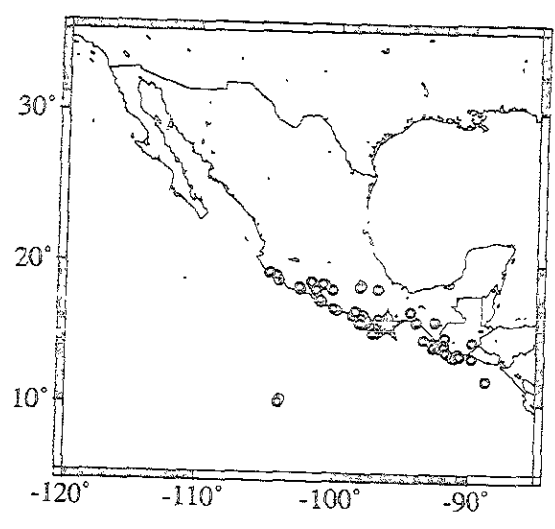


Figura XI.16: Estación HUIG. Parte superior: relación $\log E_S$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 9 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

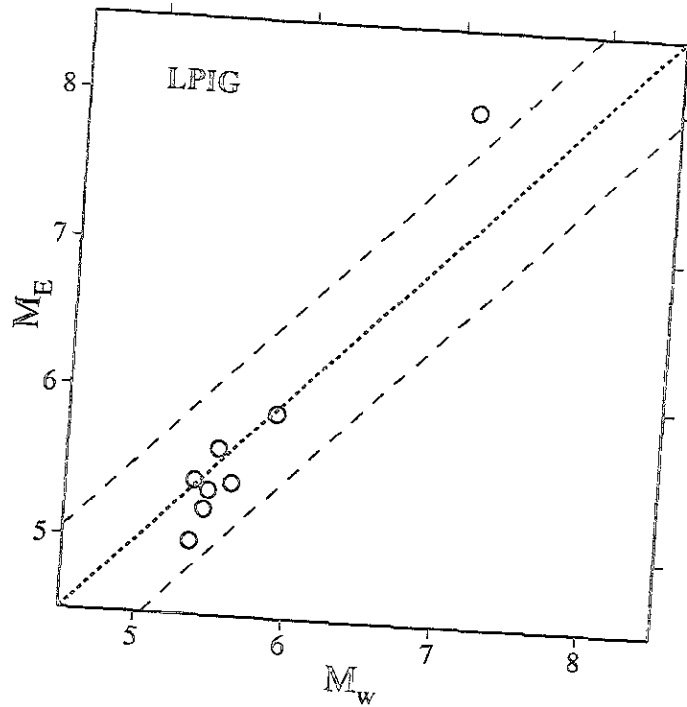
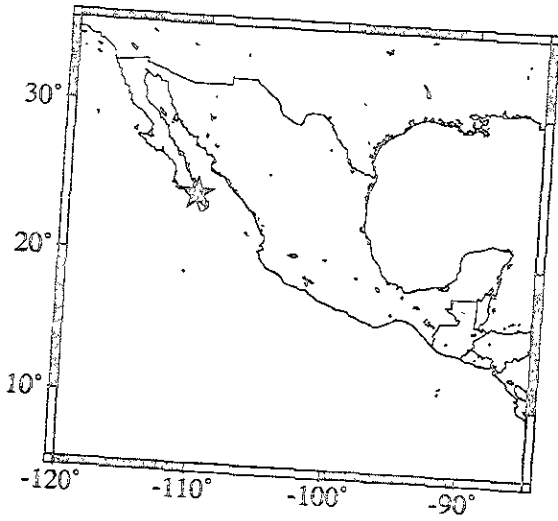
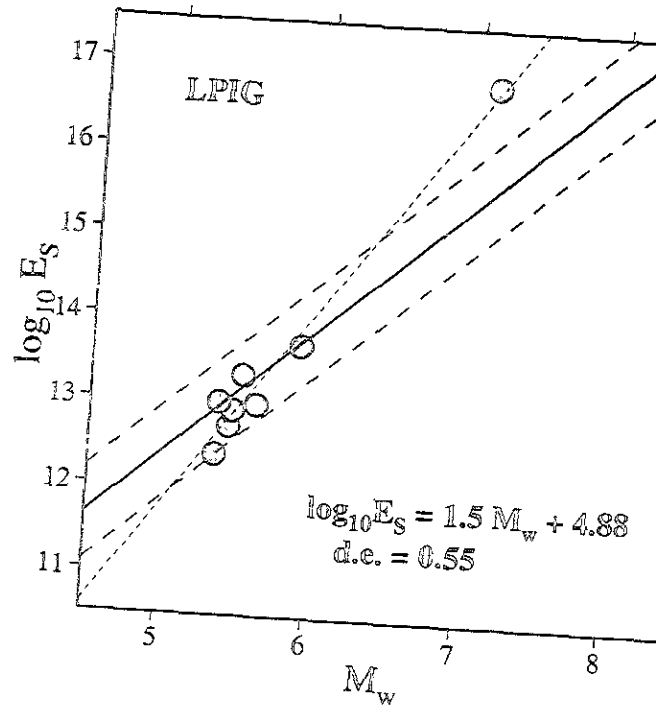
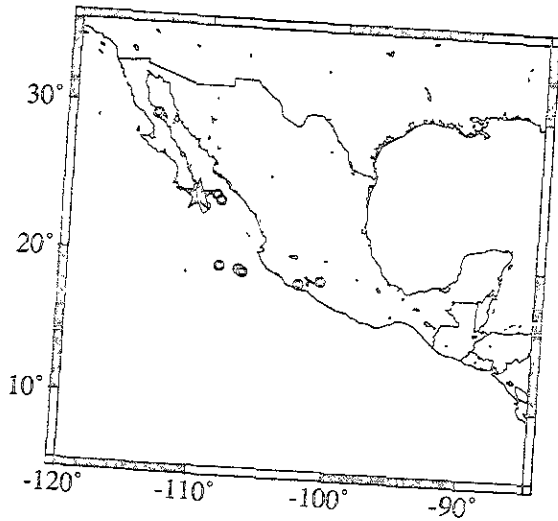


Figura XI.17: Estación LPIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos. No existieron registros para prueba de calibración. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

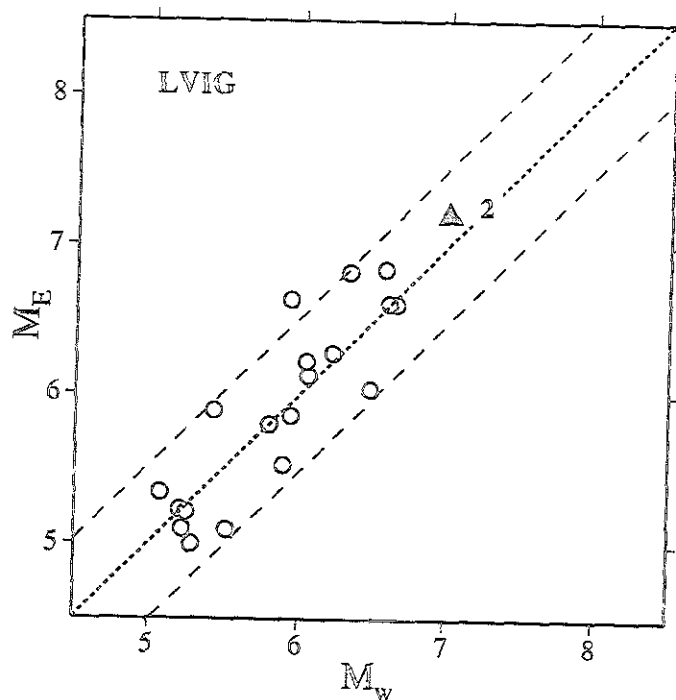
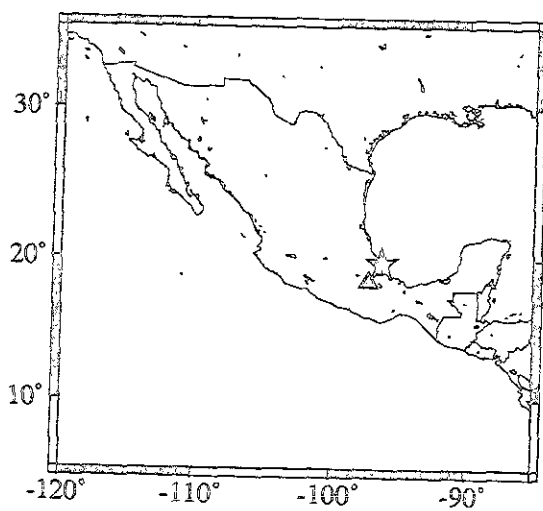
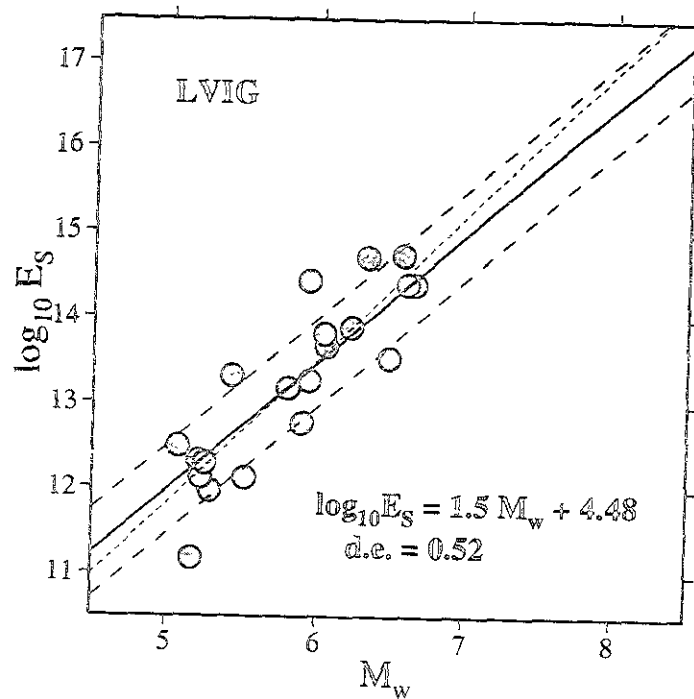
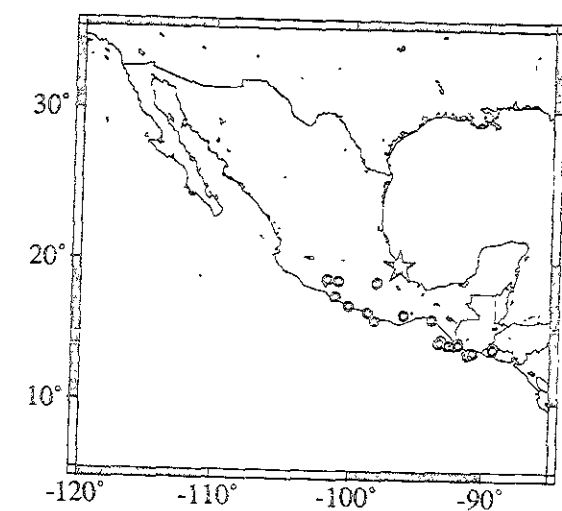


Figura XI.18: Estación LVIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 1 evento para la prueba de calibración en triángulo. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

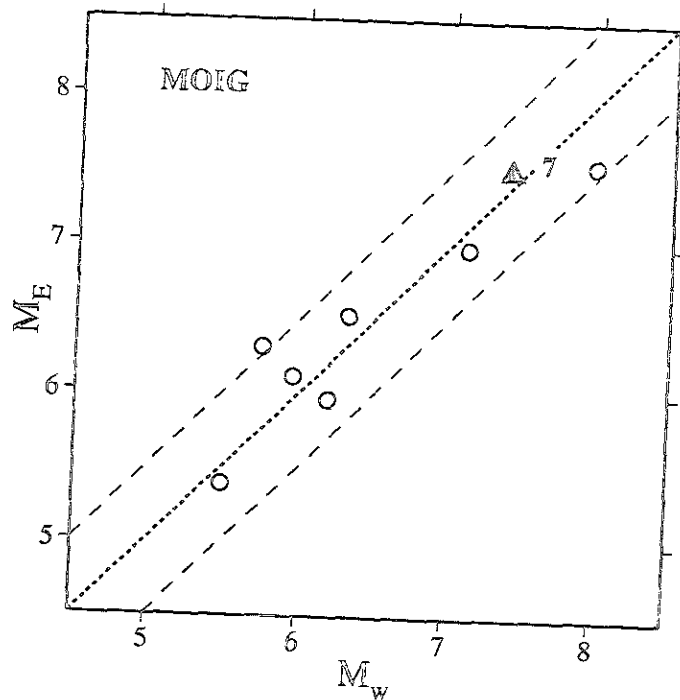
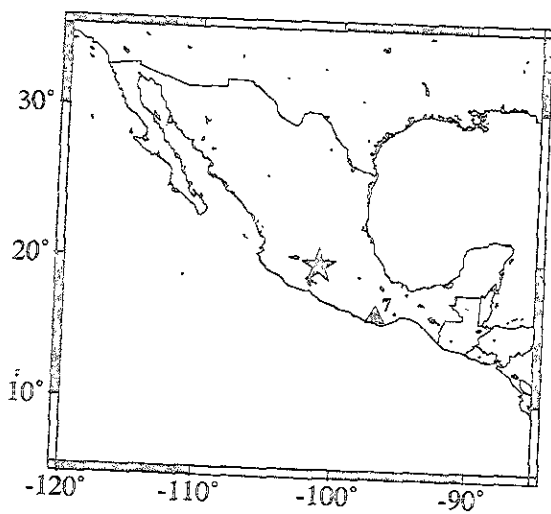
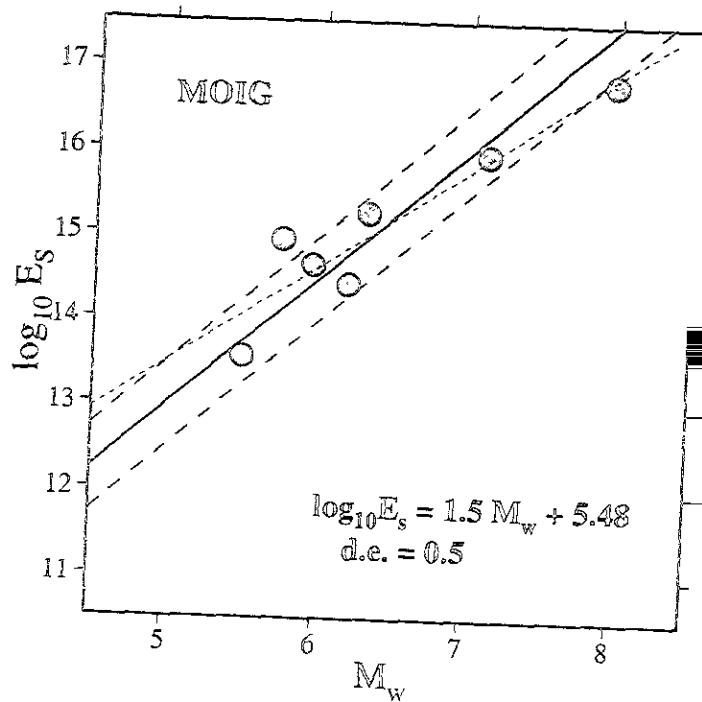
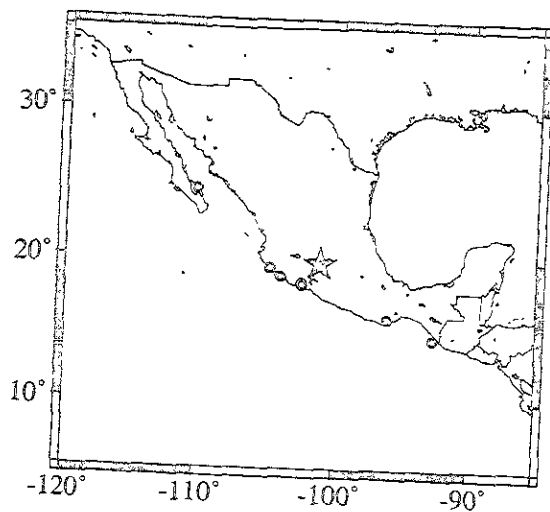


Figura XI.19: Estación MOIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 1 evento para la prueba de calibración en triángulo. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

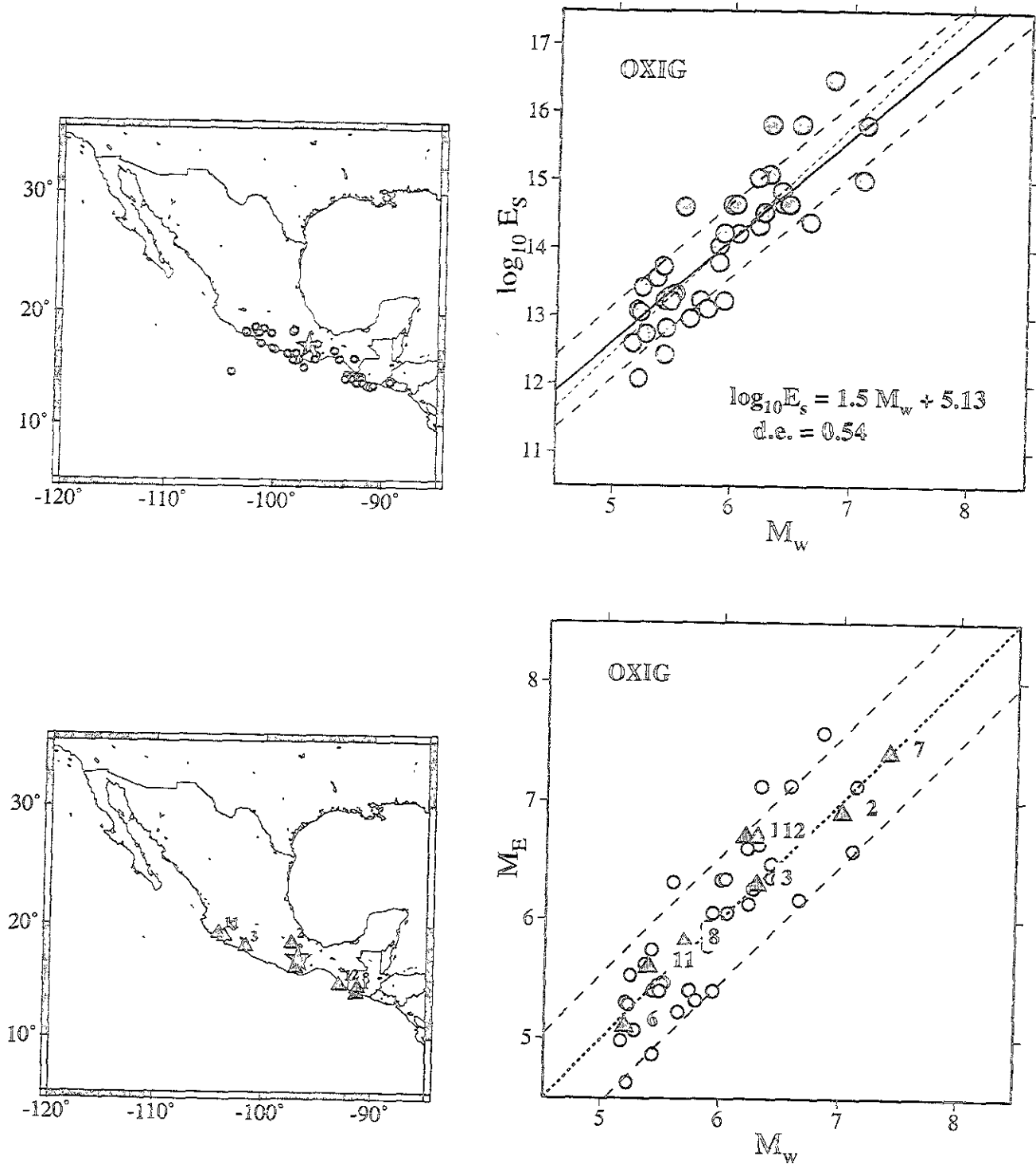


Figura XI.20: Estación OXIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 8 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

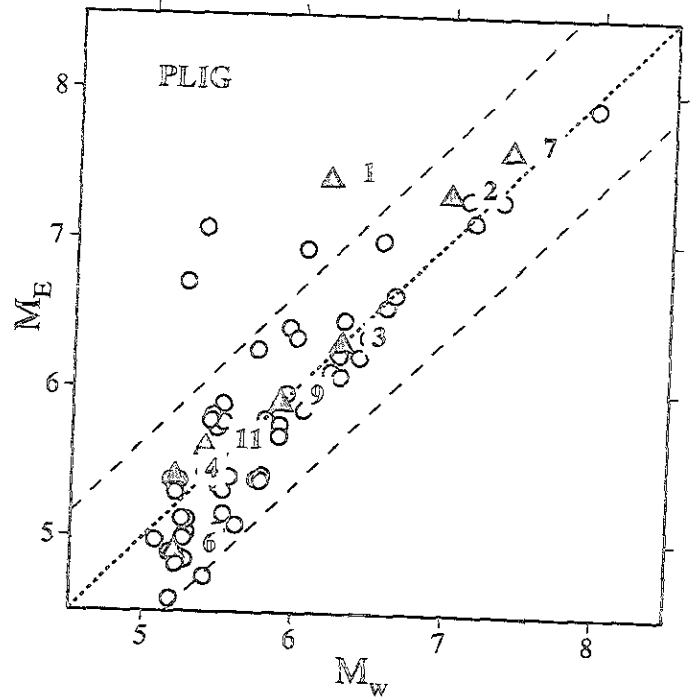
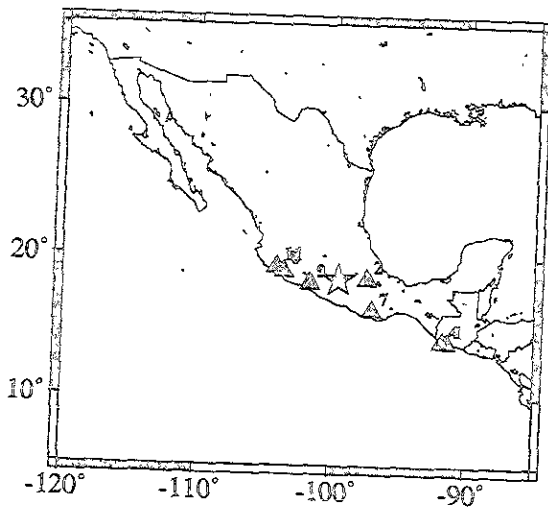
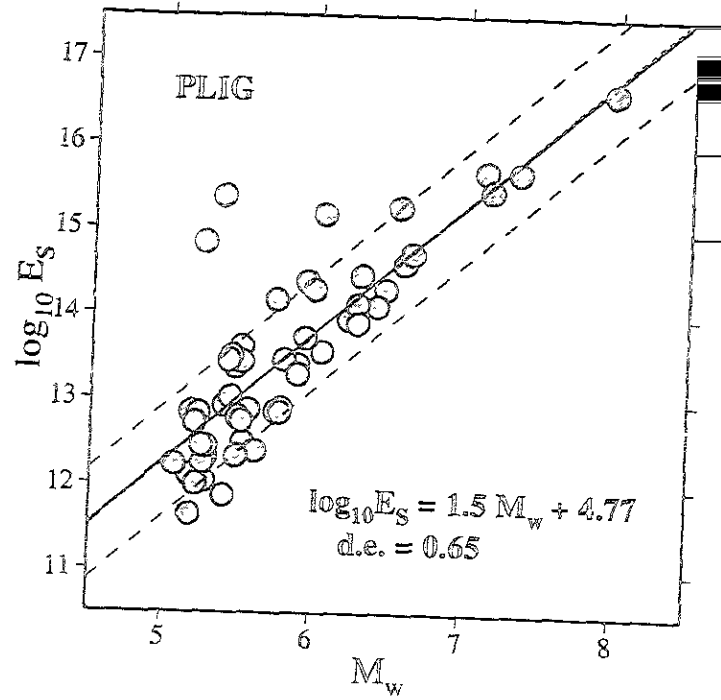
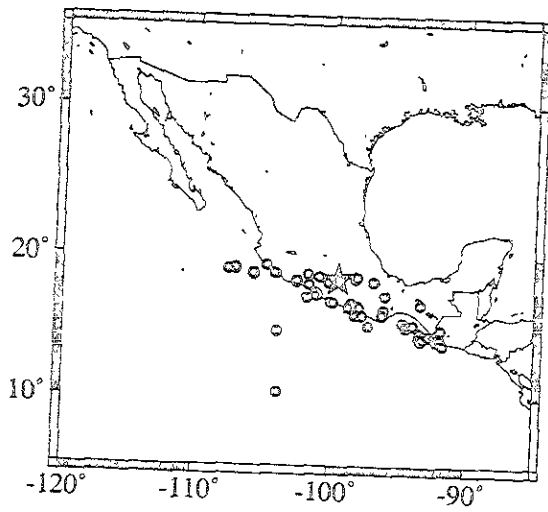


Figura XI.21: Estación PLIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 8 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

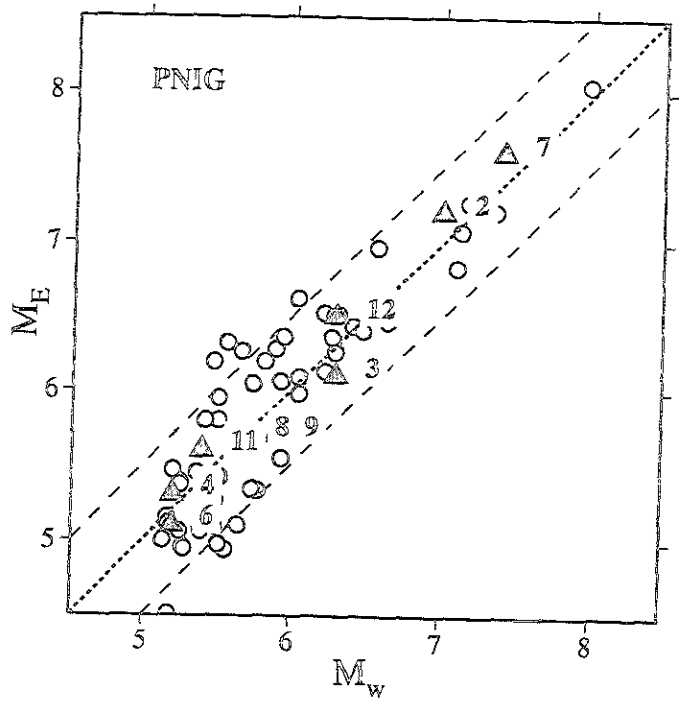
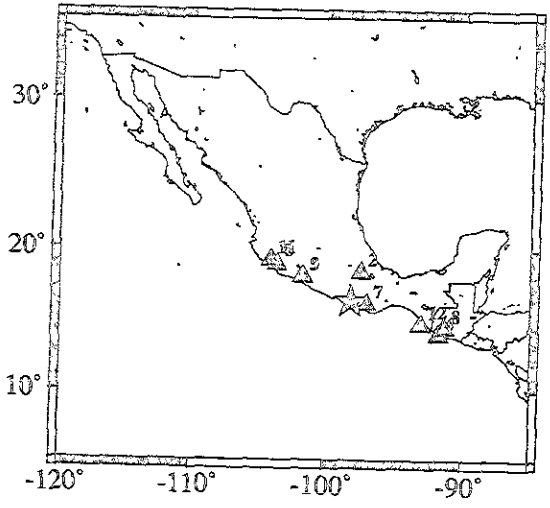
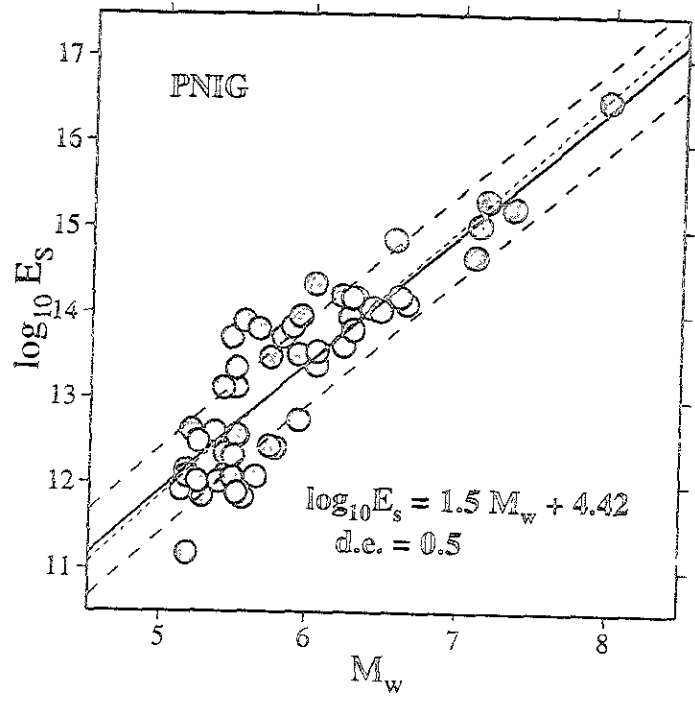
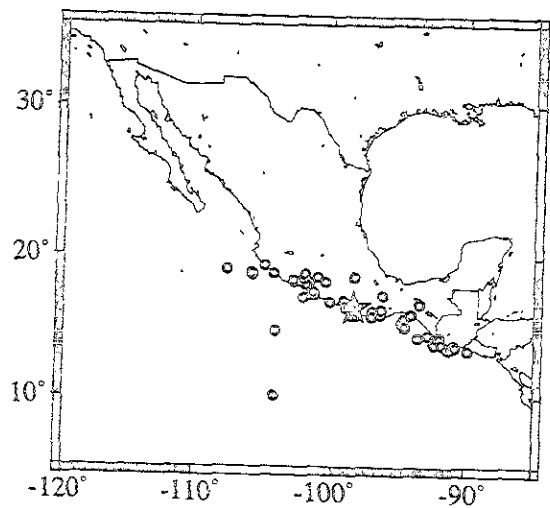


Figura XI.22: Estación PNIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 9 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

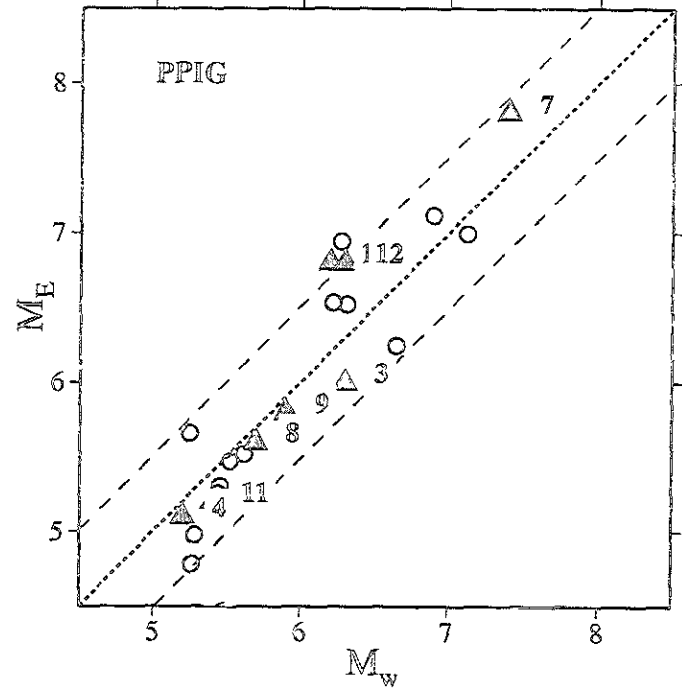
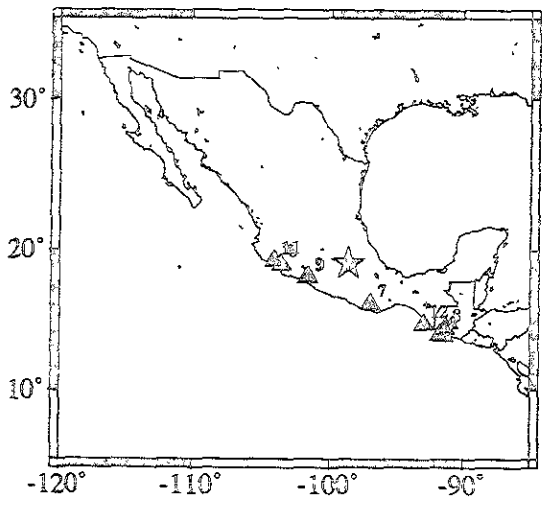
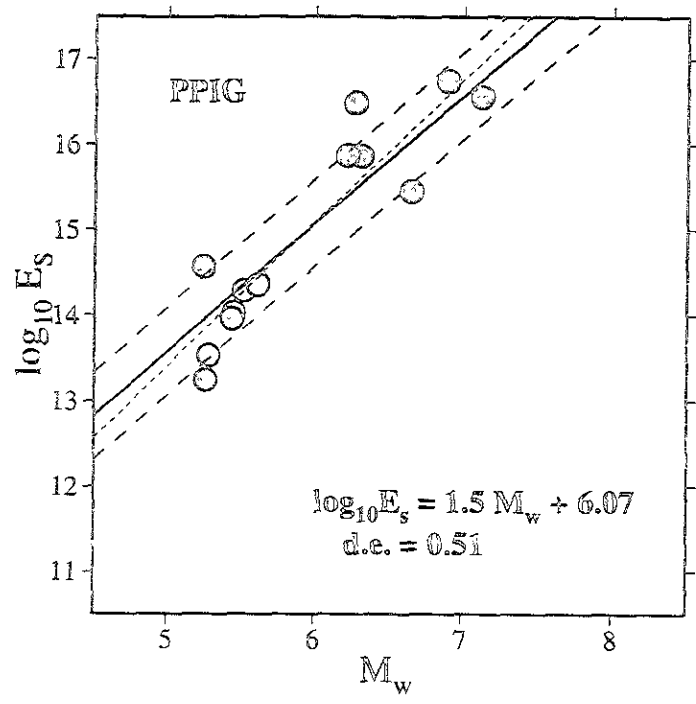
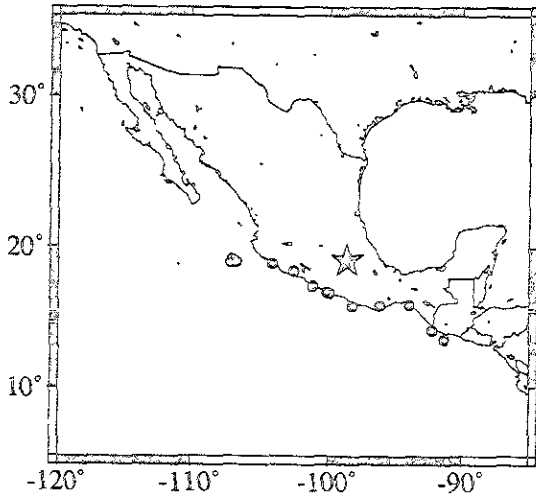


Figura XI.23: Estación PPIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 9 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

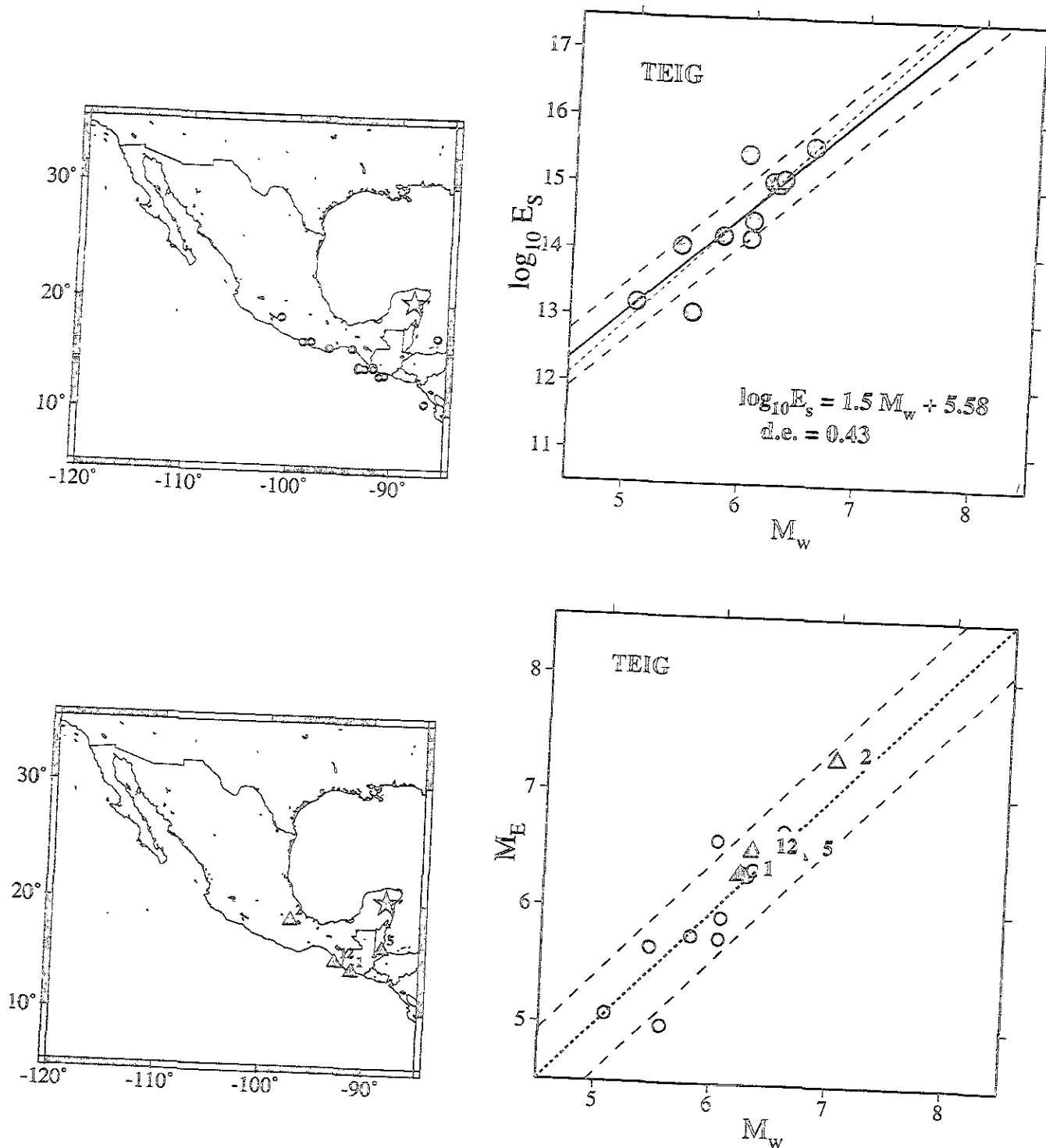


Figura XI.24: Estación TEIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con el sismo de Honduras para la prueba de calibración en triángulo. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

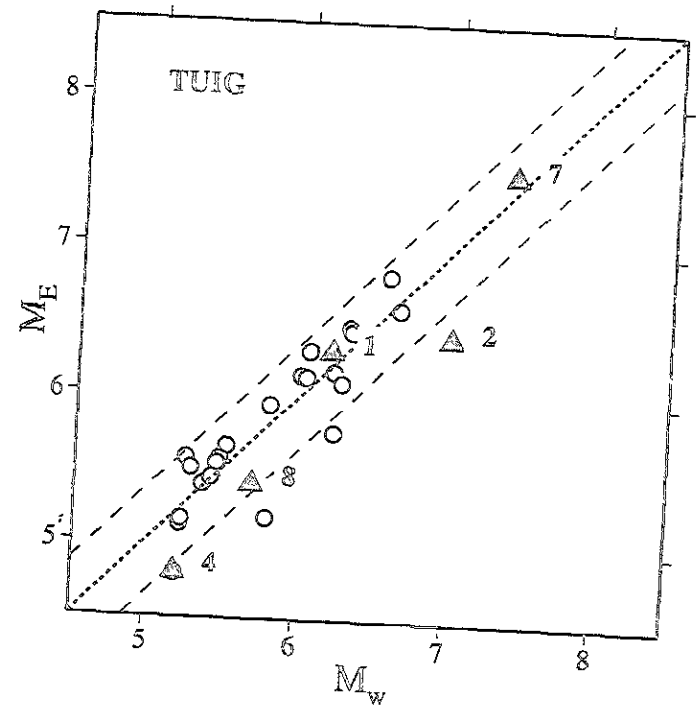
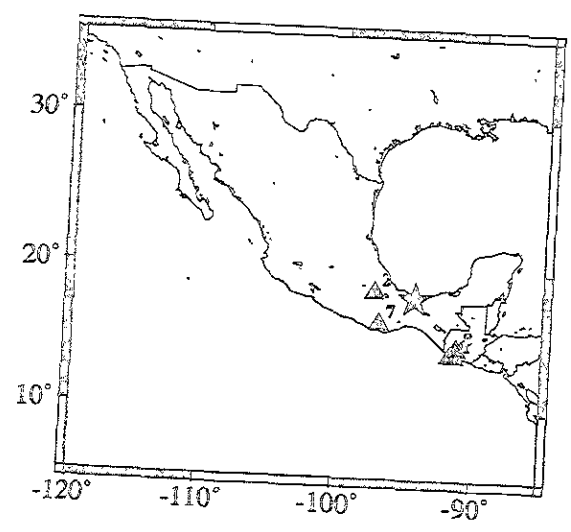
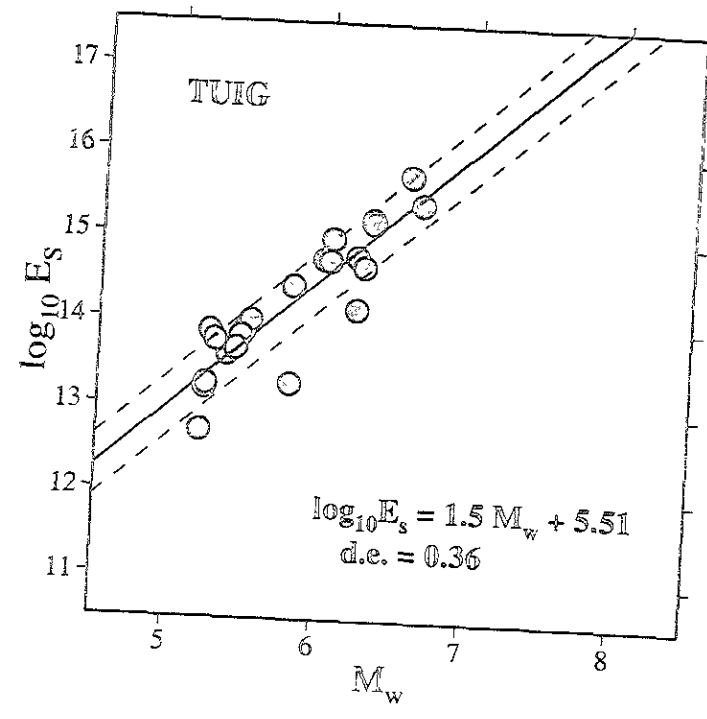
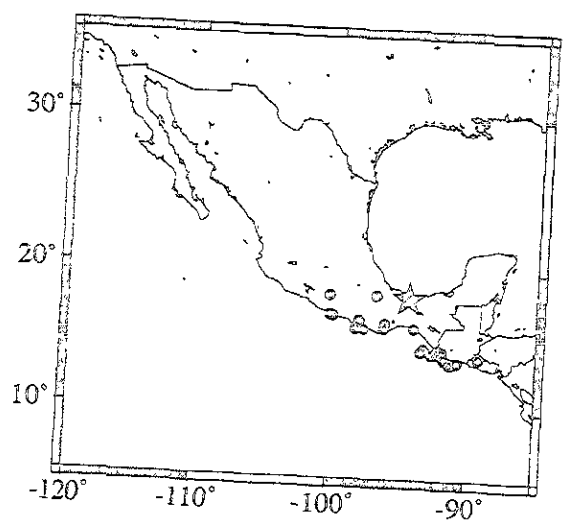


Figura XI.25: Estación TUIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 5 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.

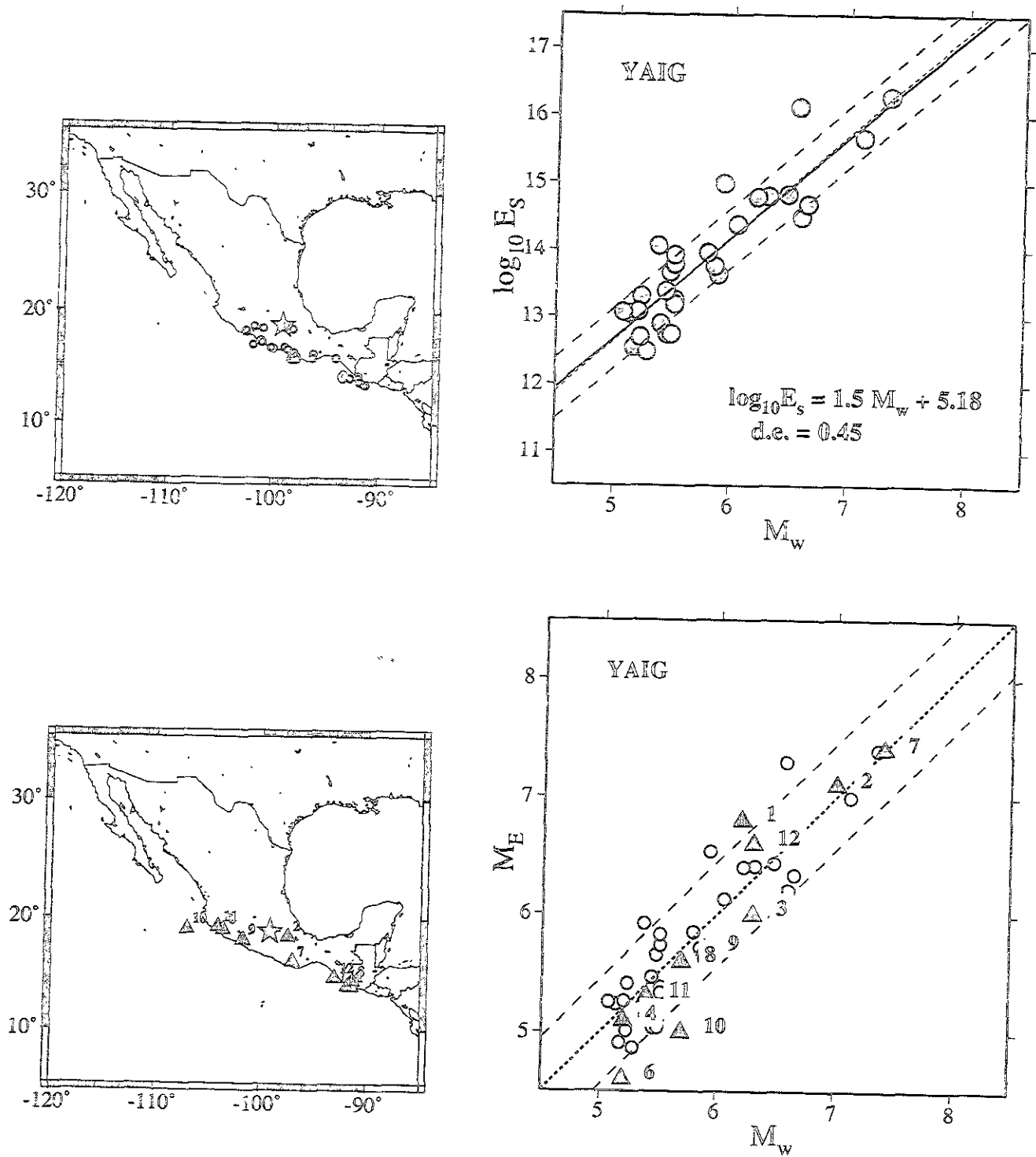
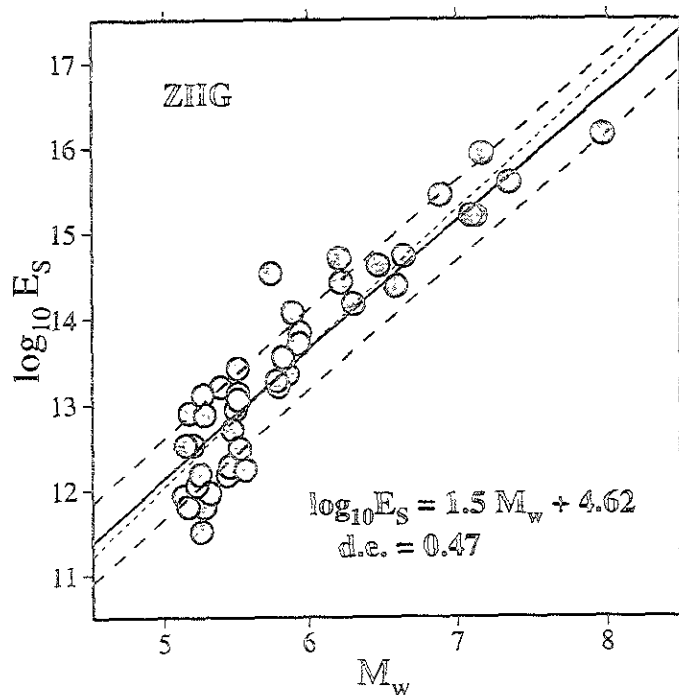
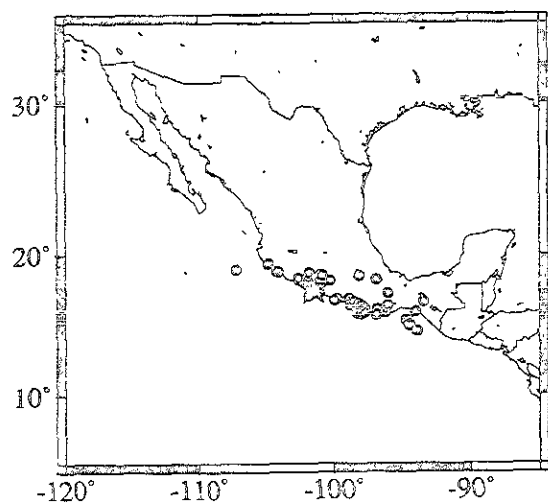


Figura XI.26: Estación YAIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 11 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.



ESTA TESIS HA SIDO
 SUJETA DE LA CALIFICACION

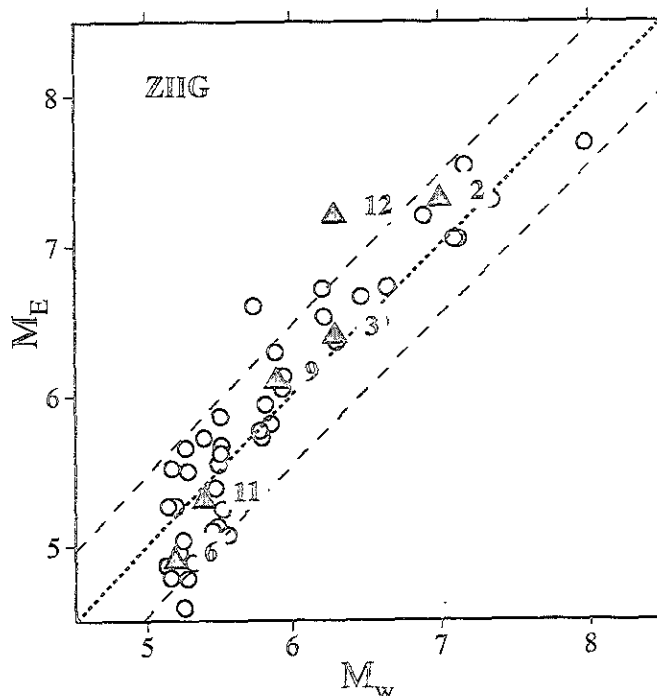
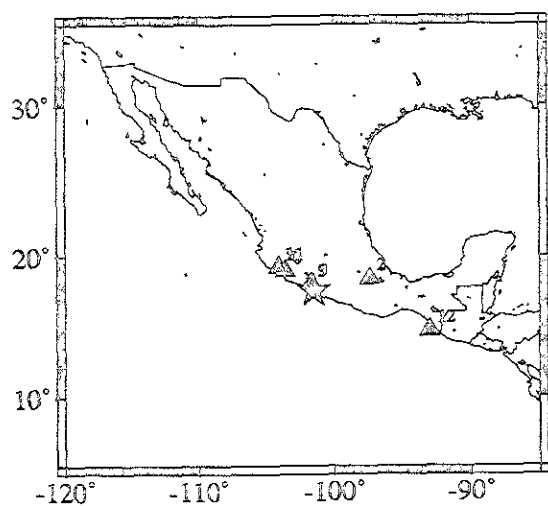


Figura XI.27: Estación ZIIG. Parte superior: relación $\log E_s$ vs M_w junto con la ubicación de la estación en estrella y los eventos utilizados. La línea continua es el ajuste con pendiente de 1.5 junto con el ajuste por mínimos cuadrados en línea punteada. Parte inferior: comparación de M_E con M_w en círculos junto con 6 eventos para la prueba de calibración en triángulos. La línea discontinua para ambas gráficas es la desviación estándar.