

5
2ej



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

FACULTAD DE INGENIERIA

**ESTUDIO DE LA RELACION DE MAGNITUDES
LOCAL (ML) Y DE CODA (Mc) A TRAVES DE
REGISTROS DE ACELERACION Y DE VELOCIDAD.**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :
VICENTE GARCIA ZUÑIGA**



MEXICO, D. F.

MARZO DE 1993

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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 está 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.

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	1
I. INTRODUCCIÓN	2
II. CONCEPTOS TEÓRICOS DE LAS ONDAS SÍSMICAS	6
II.1 Origen de un sismo	6
II.2 Clasificación de sismos	9
II.3 Ondas sísmicas	9
II.3.1 Ondas de cuerpo	10
II.3.2 Ondas superficiales	12
III. CÁLCULO DE LA MAGNITUD DE UN SISMO	15
IV. ANÁLISIS DE EVENTOS CON MAGNITUD $M_c \geq 4.0$	20
IV.1 Cálculo de M_c	23
IV.2 Cálculo de M_L	24
IV.3 Algoritmo numérico para el cálculo de M_L	25
IV.4 Ecuaciones de ajuste y datos estadísticos	31
IV.5 Discusión de resultados	42
V. CONCLUSIONES	46
BIBLIOGRAFÍA	47
AGRADECIMIENTOS	53
ANEXO A	54
ANEXO B	61

RESUMEN

Se presenta el cálculo de magnitudes de Coda (M_c) y Local (M_L) de 30 temblores localizados en el área de Guerrero, Méx., con el objeto de encontrar una ecuación empírica que relacione ambas magnitudes. Se compararon datos epicentrales reportados por el Servicio Sismológico Nacional, el Instituto de Ingeniería de la UNAH y de la Universidad de Reno, Nevada, EUA.

Se calculó M_c para cada temblor, por medio de dos expresiones: la propuesta por Havskov y Macias (1983) y la utilizada por el Servicio Sismológico Nacional. Con respecto a M_L , este valor se logró a partir de registros de aceleración, utilizando el método de Nigan y Jennings (1969) con el cual se simuló la respuesta de un Sismógrafo Wood-Anderson para poder aplicar la definición original de Magnitud Local propuesta por Richter (1935). Se graficaron los dos valores calculados de M_c contra el de M_L de cada temblor, con el objeto de encontrar la recta que relacionara M_L con M_c ; esta correspondencia se efectuó a través del ajuste de rectas por el método de Mínimos Cuadrados. Los datos que mostraron menor dispersión fueron los de la Universidad de Reno, a partir de los cuales se obtuvo la ecuación:

$$M_L = 0.712526 + 1.014633 M_c.$$

De los resultados obtenidos, se encontró que la distancia epicentral es un factor determinante en el cálculo de M_L , los valores más aceptables se alcanzaron a través de las componentes horizontales de los registros de aceleración y que con la relación anterior y utilizando los registros mencionados, se puede calcular la M_L y la M_c simultáneamente para cada estación registradora, ya sea acelerográfica o sismológica. Por último esta ecuación es válida para temblores cuya magnitud se encuentre dentro del rango $4.0 < M_c < 6.5$.

I INTRODUCCIÓN

Desde la definición de magnitud local M_L para sismos (Richter, 1935), han surgido varios estudios que intentan relacionar este valor con alguna característica de las señales sísmicas, como el tipo de ondas que se observan en un registro o el tiempo de duración de las mismas. Los estudios a través de los cuales se definió la magnitud local, se llevaron a cabo con un sismógrafo Wood-Anderson (Anderson y Wood, 1925), instrumento de torsión sensible al movimiento del suelo en un intervalo de periodos, generalmente de 0.2 a 3 s, que son los de mayor interés para los ingenieros en estructuras (Jennings y Kanamori, 1983). Además del hecho de que M_L se determina para el movimiento del suelo cercano a la fuente, hace que dicha magnitud sea de particular interés en muchas aplicaciones como la determinación de criterios para diseño sísmico (Jennings y Kanamori, 1983).

Ante estas consideraciones, se lleva a cabo la presente investigación para encontrar una ecuación empírica que relacione la magnitud de coda M_c , tal como se determina en el Instituto de Ingeniería, UNAM (Havskov y Macias, 1983), con la magnitud local como la define Richter (1935).

Este trabajo es la primera etapa para establecer una relación entre las diferentes escalas de magnitud y el momento sísmico (M_0) para temblores que ocurren en el área de Guerrero. Investigaciones similares han sido realizadas por Real y Teng (1973), Bakun y Lindh (1977) y Bakun (1984). Este último relacionó M_0 con M_L y M_c para sismos de la región central de California.

Se presentan los conceptos básicos sobre el tipo de ondas sísmicas y cómo se origina un temblor. También se define el término de magnitud sísmica así como las distintas relaciones y escalas que actualmente se utilizan para evaluarla; además, se da el análisis de los eventos sísmicos seleccionados para este estudio, y el desarrollo de las ecuaciones que relacionan a M_L y M_c .

Para este trabajo se seleccionaron 30 temblores que ocurrieron en el área de Guerrero. Esta se eligió por ser una de las zonas mejor instrumentadas del país y de donde se tienen mejores registros tanto de velocidad como de aceleración. El método que se utilizó en la determinación de M_L , se basó en el concepto del espectro de respuesta (respuesta máxima de un oscilador simple sujeto a una aceleración) de aceleración (Nigam y Jennings, 1969), que es esencialmente la simulación de la respuesta del sismógrafo

Wood-Anderson ante el movimiento del suelo debido a un sismo.

La magnitud local fue determinada a partir de tres localizaciones epicentrales que fueron reportadas por: el Servicio Sismológico Nacional (SSN), el Instituto de Ingeniería (I de I) y la Universidad de Nevada, Reno (UNR); además, M_L se calculó para componentes verticales, componentes horizontales y para el promedio de componentes verticales y horizontales, por lo que resultaron 9 valores de magnitud por evento.

Los valores de magnitud de coda que se utilizaron fueron los reportados por el SSN y los que se calcularon en el I de I; en este último, se determinaron dos valores de M_c por evento, ya que este parámetro se obtuvo con la ecuación propuesta por Havskov y Macías (1983) y con la que utiliza el SSN. Los valores de M_c encontrados con la misma ecuación (SSN) son muy similares; sin embargo, difieren de los anteriores, en promedio de 0.31 décimas, al calcularlos con la ecuación propuesta por Havskov y Macías (1983).

Los valores de magnitud local y magnitud de coda, de todos los temblores, se ajustaron a una recta por el método de mínimos cuadrados y, de las rectas que se obtuvieron, se eligió aquella que presentó menor dispersión en los datos.

La elección de la mejor recta permitió determinar en forma aproximada la magnitud local de los sismos seleccionados, la cual es un valor más representativo de la energía que libera un sismo en el campo cercano, que la magnitud de coda.

Por otro lado, se puede determinar M_L en el momento que se tengan los registros de velocidad de algún sismo que ocurra en el área de estudio y que la magnitud de coda se encuentre en el intervalo $4.0 \leq M_c < 6.0$, sin necesidad de hacer el cálculo a partir de los registros de aceleración.

Cabe aclarar que aunque el título de este trabajo involucra la aplicación del método para todo el país, por razones que ya se explicaron en los párrafos precedentes, solamente se aplicó a temblores que ocurrieron en el área de Guerrero.

II CONCEPTOS TEÓRICOS DE LAS ONDAS SÍSMICAS

II.1 Origen de un sismo

El origen de un sismo puede ser volcánico o tectónico e incluso artificial. En el presente trabajo todos los eventos sísmicos analizados son tectónicos, de ahí que se haga referencia únicamente a ellos. Estos sismos se originan por una liberación repentina de energía acumulada durante intervalos largos de tiempo en la corteza terrestre y se encuentran asociados a fracturas o fallas de ésta y del manto superior. Tales manifestaciones de energía son explicadas por la teoría de tectónica de placas que considera, que la estructura de la tierra está constituida por el núcleo el manto y la corteza. Esta última está dividida en varias placas que se desplazan unas respecto a otras (Figura 1). De acuerdo a su dinámica, los límites

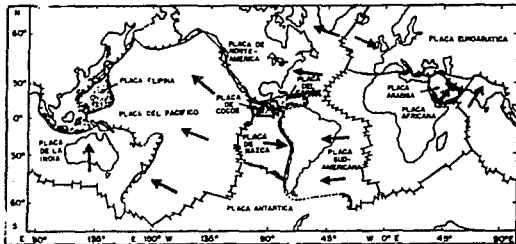


FIGURA 1. Fronteros y movimiento relativo entre las placas tectónicas (Kubzan, 1990).

entre placas se clasifican en tres categorías:

a) *trinchera*, es la zona donde dos placas convergen, en la cual, una de ellas desciende bajo la otra, hacia el manto superior en un proceso conocido como subducción y es de hecho la zona de destrucción de placas. El mecanismo que opera a lo largo de la colisión entre estas placas, tiende a producir trincheras marinas profundas.

b) *Cordillera (ridges)*, es el límite donde dos placas divergen, en cuyo proceso de separación, material fundido del manto es expulsado a lo largo de la cordillera del océano (Figura 2) creándose nueva corteza. En el proceso se generan esfuerzos de tensión y se presenta una alta liberación de calor.

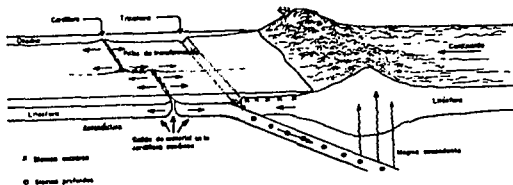


FIGURA 2. Símbolos asociados a los tres tipos de fronteras entre placas (Press y Siever, 1982).

c) *Falla de transformación*, zona donde dos placas se deslizan una con respecto a otra, sin ninguna creación o destrucción de corteza, sólo ocurre liberación de energía.

En los procesos de tectónica de placas, ocurre una acumulación continua de esfuerzos en las rocas a lo largo de los márgenes de la placa a varios kilómetros de profundidad; la deformación de las placas provoca cabalgamiento, fricción, tensión, etc. La fricción, el choque entre placas y altas temperaturas de gradiente en el proceso de subducción, son las consecuencias de tales esfuerzos. Cuando éstos exceden la capacidad de las rocas de almacenar esfuerzos, hay un desplazamiento relativo de un bloque respecto a otro adyacente a lo largo de un plano de falla y

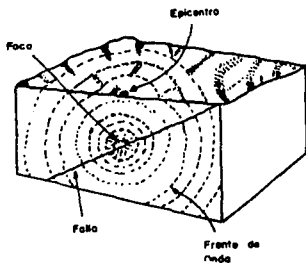


FIGURA 3. Liberación de energía en un plano (Press y Siever, 1962).

se origina un sismo a partir del cual se irradia la energía liberada en todas direcciones. Por simplicidad, se considera que la zona de liberación de energía ocurre en un punto llamado foco o hipocentro cuya proyección vertical sobre la superficie de la tierra se denomina epicentro (Figura 3).

II.2 Clasificación de un sismo de acuerdo a su profundidad

De acuerdo a su profundidad focal, los temblores se clasifican en tres categorías (Kulhánek, 1990): someros, intermedios y profundos. Los primeros, ocurren entre 0 y 70 km de profundidad en las cordilleras y zonas de falla (80 % de la actividad total). Los intermedios se originan entre 70 y 300 km y los profundos aparecen en las zonas de subducción a una profundidad mayor de 300 km.

II.3 Ondas sísmicas

Cuando los esfuerzos acumulados en una falla exceden la capacidad de almacenamiento de esfuerzos de la roca, los bloques que están sometidos a ellos se desplazan y originan dos tipos de ondas sísmicas: las de cuerpo y las de superficie, que son irradiadas en todos sentidos. En la ruptura, se libera sucesivamente energía a lo largo de la parte activa de la falla; es decir, cada punto de ésta contribuye, con un cierto tiempo de retraso de la energía,

debido a la velocidad finita de la propagación de ruptura, al total de radiación de las ondas sísmicas. A cierta distancia de la falla estas ondas interfieren unas con otras y generan un complicado tren de ondas difícil de explicar.

II.3.1 Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo se propagan a través del interior de la tierra que es considerada en sismología, como un medio homogéneo, isótropo, continuo y estratificado. Se distinguen dos tipos:

a) Ondas P. Llamadas también ondas primarias o compresionales, son las primeras en ser registradas por una estación sísmica. La trayectoria de las partículas es una zona alternativa de compresión y dilatación (Figura 4). Las partículas del medio se mueven en una dirección que coincide

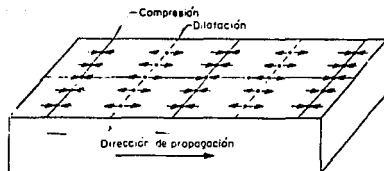


FIGURA 4. Movimiento de una partícula al paso de una onda P (Al Sadi, 1980).

con la de propagación de la energía en esa posición (Al-Sadi, 1980).

b) Ondas S. También denominadas ondas transversales o secundarias. En este tipo de ondas las partículas se desplazan en un plano perpendicular a la dirección de propagación. Cuando el desplazamiento de una partícula, al paso de una onda S, presenta una polarización en el plano horizontal, a ese tipo de onda se le llama SH. Cuando el plano de polarización es vertical, la onda se denomina SV (Figura 5). Las ondas S no se propagan en los fluidos no viscosos (Al-Sadi, 1980).

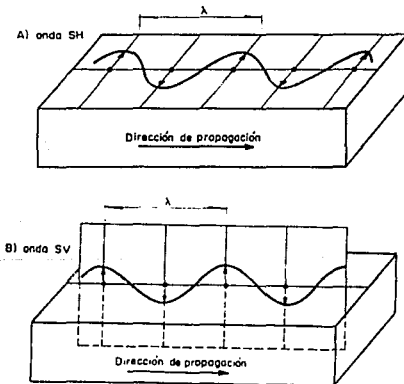


FIGURA 5. Desplazamiento de una partícula ante una onda S: a) onda SH b) onda SV (Al Sadi, 1980).

II.3.2 Ondas superficiales

Este tipo de ondas son generalmente las que predominan y presentan mayores amplitudes en un sismograma. De ellas se distinguen dos tipos: a) ondas Rayleigh y b) ondas Love.

Ambos tipos se propagan a lo largo de la superficie libre de la tierra o en la frontera entre capas que presenten discontinuidades de la velocidad. Viajan con diferente forma de propagación que se observa en los registros como componentes superpuestos de alta frecuencia de un tren de ondas de superficie.

a) Ondas Rayleigh (R)

En ellas la amplitud de onda decae en forma exponencial con el incremento de la profundidad. La deformación que viaja es una combinación de la dilatación y los esfuerzos de

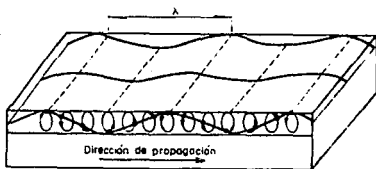


FIGURA 8. Movimiento retrogrado de una partícula en un medio cruzado por una onda Rayleigh (Al Sedi, 1980).

cortante (ondas P y SV). El movimiento de la partícula toma lugar en un plano vertical paralelo a la dirección de propagación y tiene una órbita elíptica retrógrada (Figura 6). Las componentes de periodo largo viajan adelantadas por lo que presentan un decremento general en el periodo desde el inicio hasta el final del tren de ondas (Al-Sadi, 1980).

b) Ondas Love (L)

El movimiento de la partícula es transversal y en el plano horizontal (Figura 7). Las ondas viajan por reflexión múltiple entre las fronteras superior e inferior de la capa superficial. Las ondas Love siempre presentan dispersión y como en el caso de las ondas Rayleigh, la velocidad de las ondas Love se aproxima a la velocidad de las ondas S en la superficie de la capa para longitudes de onda muy corta y para longitudes de onda grandes la velocidad es casi la

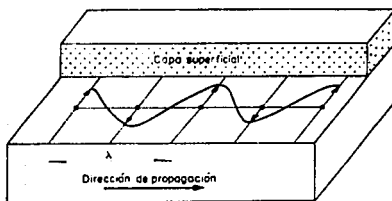


FIGURA 7. Partícula en movimiento al paso de una onda Love (Al Sadi, 1980).

misma que la de las ondas S en el interior del medio
(Al-Sadi, 1980).

Los conceptos matemáticos sobre la representación y
forma de propagación de los diversos tipos de ondas se
pueden ver a detalle en Aki y Richards, 1980 y Kanai, 1983.

III CÁLCULO DE LA MAGNITUD DE UN SISMO

Es deseable poder expresar el "tamaño" de un sismo en función de la cantidad de energía liberada por éste; sin embargo, la estimación de esa energía no es simple (Kanal, 1983). Es por ello que se utiliza por conveniencia la escala de magnitud propuesta por Richter en 1935. Él realizó el primer intento para determinar el tamaño de un temblor; definió una escala de magnitud para temblores, basada solamente en las amplitudes del movimiento del terreno, como sigue: "La magnitud de cualquier sismo se toma como el \log_{10} de la amplitud máxima, expresado en micrones, del registro obtenido con un sismógrafo estándar de torsión de periodo corto ($T_0 = 0.8$ s, $v = 2800$, $h = 0.8$) situado a una distancia epicentral de 100 km" (Richter, 1935). La escala fue originalmente determinada para sismos del sur de California. La escala de M_L está definida arbitrariamente ya que un sismo de magnitud 3 con una amplitud máxima de 1 mm registrado por un sismógrafo de torsión Wood-Anderson a una distancia de 100 km (Richter, 1958), se consideró como estándar. La definición de Richter se expresa como:

$$M_L = \log A - \log A_0(\Delta) \quad (3.1)$$

donde

A, amplitud registrada en un sismógrafo estándar de

torsión Wood-Anderson en mm.

A_0 , factor de amplitud máxima deducido empíricamente a una distancia de Δ km, para un temblor particular tomado como "temblor estándar".

Para calcular M_L a través de registros de aceleración, lo más conveniente es promediar el valor de magnitud obtenido para cada una de las componentes del movimiento por separado. El promedio de los valores calculados de diferentes estaciones proporciona la M_L final (Espinoza, 1989). La magnitud M_L es el antecedente de otras escalas de magnitud usadas hoy en día. Podemos mencionar entre otras:

Magnitud de ondas de superficie (M_s): Mide el tamaño de registros de ondas de superficie de periodo largo a distancias grandes; es una de las más usadas. Gutenberg (1945), la definió a través de la siguiente relación:

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 \quad (3.2)$$

donde

A , componente horizontal del desplazamiento máximo del terreno debido a ondas de superficie de 20 s de periodo, en mm.

Δ , distancia epicentral en km.

Magnitud de ondas de cuerpo (m_b): Se mide a partir de

la amplitud de ondas P de aproximadamente 1 s de periodo de onda registradas a distancias telesismicas. Se define por la ecuación:

$$m_b = \log(A/T) + Q \quad (3.3)$$

donde

Q, función empírica de la distancia epicentral y la profundidad focal calculada por Gutenberg y Richter (1956).

A/T, máxima amplitud del grupo de ondas P o SH en el periodo T.

Escala de magnitud de energía (M_w): Obtenida de la estimación de la energía cinética radiada por un temblor. Es definida para dar valores comparables a la escala original de M_L para sismos lejanos con una magnitud de 6.

Magnitud de coda (M_c): Es una escala de magnitud empírica obtenida a partir del tiempo de duración de la señal sísmica o coda. Esta se define como el tiempo desde el primer arribo de la onda P hasta donde la señal se iguala al nivel de ruido previo al evento (Havskov y Macías, 1983). Algunas relaciones han sido calculadas para distintos lugares específicos. Así, Lee et al. (1972) establecen una relación empírica para determinar la magnitud local de sismos en la parte central de California usando el tiempo de duración de la señal, dada por:

$$M_c = -0.87 + 2 \log(t) + 0.0035 \Delta \quad (3.4)$$

donde

t, duración de la señal en segundos.

Δ, distancia epicentral en km.

Momento Sísmico (M_0): Es el parámetro más confiable para representar la energía liberada por un temblor. Se calcula a partir de ondas de periodo largo debido a que éstas son menos afectadas por la complejidad estructural y atenuación inelástica del medio que las ondas de periodo corto. Este parámetro es el producto del coeficiente de rigidez del medio donde se produce el sismo, el área de dislocación y el desplazamiento medio de la misma. Se expresa como (Aki, 1987):

$$M_0 = \mu A \bar{u} \quad (3.5)$$

donde

μ , rigidez del medio.

A, área de ruptura.

\bar{u} , promedio de deslizamientos sobre el área de ruptura.

Como en la mayoría de los casos es difícil estimar las dimensiones de la falla, el M_0 se determina a partir del espectro de las ondas sísmicas registradas. Así. Una forma más simple de determinar M_0 , es a través del espectro del desplazamiento (en coordenadas polares) de las componentes,

dadas por (Singh et al., 1976):

$$\Omega_p(\omega) = \frac{1}{4\pi r} \frac{M_0}{\rho\alpha^3} R_p(\theta, \phi) \quad (3.6)$$

$$\Omega_s(\omega) = \frac{1}{4\pi r} \frac{M_0}{\rho\beta^3} R_s(\theta, \phi) \quad (3.7)$$

con:

ρ , densidad del medio.

α y β , velocidad de las ondas P y S en el medio, respectivamente

r , distancia del foco al punto de observación.

$R_p, s(\theta, \phi)$, patrón de radiación de las ondas P y S, en coordenadas polares.

$R_p(\theta, \phi) = (2 \operatorname{sen} 2\theta \operatorname{sen} 2\phi, 0, 0)$.

$R_s(\theta, \phi) = (0, \cos 2\theta \operatorname{sen} \phi, \cos \theta \cos \phi)$.

donde el M_0 puede ser estimado directamente de frecuencias bajas, por medio de las ecuaciones (3.6) o (3.7) ya sea a partir de ondas P o de ondas S.

Algunos autores (Kanamori y Jennings, 1978; Jennings y Kanamori, 1979; Espinoza, 1989 y Alsaker et al., 1991) han usado registros de aceleración para determinar la magnitud local, simulando la respuesta de un instrumento Wood-Anderson. Ellos encontraron que el método utilizado en la determinación de M_L funciona por los resultados obtenidos para cada zona de estudio donde realizaron su trabajo.

IV. ANÁLISIS DE EVENTOS CON MAGNITUD $M_c \geq 4.0$

Los criterios que se consideraron para seleccionar los eventos sísmicos que se utilizaron en el análisis fueron los siguientes:

1) Localización epicentral en la porción litoral de Guerrero (Figura 8).

2) Sismos de 1988 a 1990 con magnitud de coda $M_c \geq 4.0$

3) Cada evento debió ser registrado al menos por tres estaciones de aceleración, lo que nos dió un mínimo de tres registros verticales y seis horizontales.

Se eligió esa área debido a que es una de las de mayor actividad sísmica en el oeste del pacífico y con mejor cobertura instrumental. Se consideraron temblores con esos valores de magnitud para poder asegurar la existencia de registros de aceleración. Con esos criterios se escogieron los registros tanto de aceleración como de velocidad de 30 temblores.

Las localizaciones epicentrales se obtuvieron de tres fuentes:

a) Servicio Sismológico Nacional del Instituto de

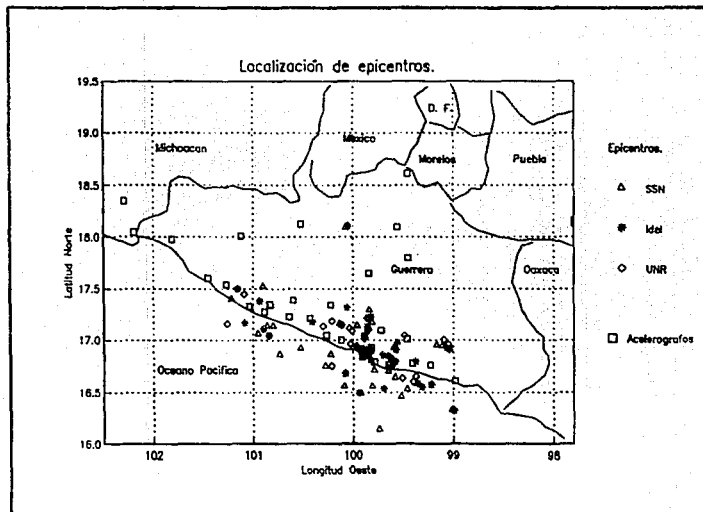


FIGURA 8. Epicentros de los sismos usados en el trabajo según: SSN, Idel y UNR.

Geofísica de la UNAM (Tabla 1).

b) Instituto de Ingeniería de la UNAM (Tabla 2).

c) Seismological Laboratory de Mackay School of Mines de la Universidad de Reno, Nevada, California (Tabla 3).

Tanto el Servicio Sismológico Nacional como el Instituto de Ingeniería de la UNAM, utilizan el programa Hypo71pc (Lee y Valdés, 1985) para el cálculo de los parámetros hipocentrales. El Laboratorio Sismológico de la Universidad de Nevada, comenta en sus reportes que utiliza el HYPOINV; por otra parte, el modelo de capas usado por cada institución es distinto. Así, el modelo que utiliza el SSN es el de Jeffreys-Bullen (Bullen, 1965) con una capa intermedia a los 18 Km (Tabla 4), el que utiliza el I de I es el propuesto por J. Havskov (comunicación personal) para el área de Guerrero (Tabla 5) y el modelo que utiliza la UNR (Tabla 2), es el que se usa para la red acelerográfica de Guerrero (Anderson, et al., 1987). Con respecto a los datos (tiempos de arribo de ondas P y S entre otros) que utiliza cada institución para llevar a cabo la determinación de los parámetros hipocentrales, tanto el SSN como el I de I, utilizan los de la red del SSN y los del Sistema de Información Sismotelemétrica de México (SISMEX). Con respecto a la UNR, ésta utiliza los de las dos redes

anteriores y los datos de la red acelerográfica de Guerrero, por lo que tiene una mejor cobertura local (Anderson, et al., 1989, 1991a, 1991b)

IV.1 Cálculo de M_c

De los parámetros sísmicos tales como: epicentro, tiempo de origen, profundidad, error rms y magnitud de coda, los de mayor importancia en el presente estudio son el epicentro y la M_c la cual se calcula por (Havskov y Macias, 1983):

$$M_c = -1.59 + 2.40 \log T + 0.00046 D \quad (4.1)$$

donde

T, longitud de coda en segundos y

D, distancia epicentral en km.

Esta ecuación se utiliza en el Instituto de Ingeniería para determinar M_c . Los valores que reporta el SSN, se calculan a partir de la siguiente ecuación (Boletín del SSN):

$$M_c = 0.09 + 1.85 \log T + 0.0004 D \quad (4.2)$$

De Los parámetros sísmicos que reporta Anderson et al. (1989, 1991a, 1991b), solamente se utilizaron los datos

epicentrales porque la M_L que reporta, es la misma que se calcula en el Instituto de Ingeniería.

IV.2 Cálculo de M_L

Para obtener la magnitud local tal como fue propuesta por Richter (1935), se utilizaron registros de aceleración para sintetizar la respuesta de un sismógrafo Wood-Anderson. Primero se deconvolucionó el acelerograma con la respuesta de un acelerógrafo y posteriormente ésta se convolucionó con la respuesta de un instrumento Wood-Anderson (Kanamori y Jennings, 1978). Se utilizó la relación de atenuación de Richter (1958), ya que ésta es razonable para el área de Guerrero (Anderson et al., 1981).

El valor final de M_L , se obtuvo a partir de las componentes:

- a) Verticales
- b) Horizontales
- c) Una combinación de ambas.

Los valores se obtuvieron para cada localización reportada por evento, utilizando un programa adaptado a una computadora personal AT para determinar M_L (ver anexo A).

IV.3 Algoritmo numérico para el cálculo de M_L

El procedimiento numérico para el cálculo de M_L , se fundamenta en el trabajo de Nigam y Jennings (1969), que a su vez se basa en el concepto del espectro de respuesta para movimientos fuertes del terreno y que dice: "El espectro de respuesta calculado de registros de aceleración, es la gráfica máxima de un oscilador simple ante la ocurrencia de un temblor en un intervalo de valores de su período natural y su amplificación. La curva proporciona una descripción de las características del movimiento del terreno y da la respuesta máxima de una estructura ante un sismo" (Nigam y Jennings, 1969).

El movimiento del oscilador se rige por una ecuación diferencial lineal no homogénea de segundo orden, de la que se obtiene su solución exacta para segmentos lineales sucesivos de excitación.

En la solución de la ecuación, el espectro de respuesta se define como la respuesta máxima, en el tiempo, de un oscilador simple sujeto a una aceleración en su base a $a(t)$ (Figura 9). La ecuación del movimiento del oscilador es:

$$\ddot{x} + 2\beta\omega\dot{x} + \omega^2x = -a(t) \quad (4.3)$$

donde

β , fracción de amortiguamiento crítico.

ω , frecuencia natural de vibración del oscilador.

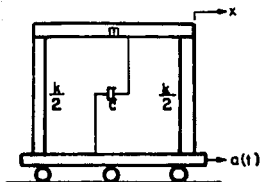


FIGURA 9. Oscilador simple.

Si se considera que $a(t)$ se puede aproximar como una función lineal segmentada (Figura 10), la ecuación (4.3) queda como:

$$\ddot{x} + 2\beta\omega\dot{x} + \omega^2x = -a_i - \frac{\Delta a_i}{\Delta t_i} (t - t_i); \quad (4.4)$$

para $t_i \leq t \leq t_{i+1}$

con $\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$, $\Delta a_i = a_{i+1} - a_i$

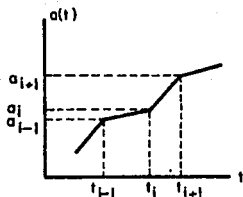


FIGURA 10. Aceleración base.

La solución de la ecuación (4.4), para $t_1 \leq t \leq t_{1+1}$ está dada por:

$$x = e^{-\beta\omega(t-t_1)} \left[C_1 \operatorname{sen} \omega \sqrt{1-\beta^2} (t-t_1) + (C_2 \operatorname{cos} \omega \sqrt{1-\beta^2} (t-t_1)) - \frac{a_1}{\omega^2} + \frac{2\beta}{\omega^3} \frac{\Delta a_1}{\Delta t_1} - \frac{1}{\omega^2} \frac{\Delta a_1}{\Delta t_1} (t-t_1) \right] \quad (4.5)$$

donde

C_1 y C_2 son constantes de integración.

Haciendo $x = x_1$, $\dot{x} = \dot{x}_1$, $t = t_1$ y resolviendo para C_1 y

C_2 , se tiene:

$$C_1 = \frac{1}{\omega \sqrt{1-\beta^2}} \left[\beta\omega x_1 + \dot{x}_1 - \frac{2\beta^2-1}{\omega^2} \frac{\Delta a_1}{\Delta t_1} + \frac{\beta}{\omega} a_1 \right] \quad (4.6a)$$

$$C_2 = x_1 - \frac{2\beta}{\omega^3} \frac{\Delta a_1}{\Delta t_1} + \frac{a_1}{\omega^2} \quad (4.6b)$$

Substituyendo los valores de C_1 y C_2 en (4.5), se verá que x y \dot{x} en $t = t_{1+1}$ son dadas por:

$$\bar{x}_{1+1} = A(\beta, \omega, \Delta t_1) \bar{x}_1 + B(\beta, \omega, \Delta t_1) \bar{a}_1 \quad (4.7a)$$

donde

$$\bar{x}_1 = \begin{Bmatrix} x_1 \\ \dot{x}_1 \end{Bmatrix} \quad y \quad \bar{a}_1 = \begin{Bmatrix} a_1 \\ a_{1+1} \end{Bmatrix} \quad (4.7b)$$

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{21} & b_{22} \end{bmatrix} \quad (4.7c)$$

con

$$a_{11} = e^{-\beta\omega(\Delta t_1)} \left[\frac{\beta}{\sqrt{1-\beta^2}} \operatorname{sen} \omega \sqrt{1-\beta^2} (\Delta t_1) + \cos \omega \sqrt{1-\beta^2} (\Delta t_1) \right]$$

$$a_{12} = \frac{e^{-\beta\omega\Delta t_1}}{\omega \sqrt{1-\beta^2}} \operatorname{sen} \omega \sqrt{1-\beta^2} (\Delta t_1)$$

$$a_{21} = -\frac{\omega}{\sqrt{1-\beta^2}} e^{-\beta\omega\Delta t_1} \operatorname{sen} \omega \sqrt{1-\beta^2} (\Delta t_1)$$

$$a_{22} = e^{-\beta\omega\Delta t_1} \left[\cos \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_1 - \frac{\beta}{\sqrt{1-\beta^2}} \operatorname{sen} \omega \sqrt{1-\beta^2} \Delta t_1 \right]$$

$$b_{11} = e^{-\beta\omega\Delta t_1} \left[\left(\frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2\Delta t_1} + \frac{\beta}{\omega} \right) \frac{\text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1}{\omega \sqrt{1 - \beta^2}} + \left(\frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_1} + \frac{1}{\omega^2} \right) \cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1 \right] - \frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_1}$$

$$b_{12} = -e^{-\beta\omega\Delta t_1} \left[\left(\frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2\Delta t_1} \right) \frac{\text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1}{\omega \sqrt{1 - \beta^2}} + \left(\frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_1} \right) (\cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1) \right] + \frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_1} - \frac{1}{\omega^2}$$

$$b_{21} = e^{-\beta\omega\Delta t_1} \left[\left(\frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2\Delta t_1} + \frac{\beta}{\omega} \right) (\cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1 - \frac{\beta}{\sqrt{1 - \beta^2}} \text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1) - \left(\frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_1} + \frac{1}{\omega^2} \right) (\omega \sqrt{1 - \beta^2} \text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1 + \beta\omega \cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1) \right] + \frac{1}{\omega^2\Delta t_1}$$

$$b_{22} = -e^{-\beta\omega\Delta t_1} \left[\left(\frac{2\beta^2 - 1}{\omega^2\Delta t_1} \right) (\cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1 - \frac{\beta}{\sqrt{1 - \beta^2}} \text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1) - \frac{2\beta}{\omega^3\Delta t_1} (\omega \sqrt{1 - \beta^2} \text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1) - \frac{1}{\omega^2} (\cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1) \right]$$

$$\text{sen} \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1 + \beta \omega \cos \omega \sqrt{1 - \beta^2} \Delta t_1 \Big] - \frac{1}{2} \quad (4.7d)$$

De la ecuación (4.4) se observa que la aceleración absoluta \ddot{z}_1 , de la masa en t_1 está dada por:

$$\ddot{z}_1 = \ddot{x}_1 + a_1 = - (2\beta\omega\dot{x}_1 + \omega^2 x_1) \quad (4.8)$$

Si el desplazamiento y velocidad del oscilador se conocen en un tiempo t_0 , la posición de él en los t_1 subsecuentes se podrá calcular a través de las ecuaciones (4.7) y (4.8).

Para obtener el espectro de respuesta, se calcula el máximo desplazamiento dado por:

$$S_d(\omega, \beta) = \text{Max} \{x_1(\omega, \beta)\}; \quad i = 1, N \quad (4.9)$$

a través de la solución de las ecuaciones (4.7) y (4.8).

Al obtener el espectro de respuesta del registro de aceleración, se calcula su logaritmo y se le suma el coeficiente de atenuación de Richter de acuerdo a la ecuación:

$$M_L = \log S_d(\omega, \beta) - \log A_0(\Delta) \quad (4.10)$$

que es en sí, la ecuación a través de la cual se calcula la

magnitud local de acuerdo a Nigam y Jennings (1969).

IV.4 Ecuaciones de ajuste y datos estadísticos

Con los valores de M_L y M_C , se llevó a cabo una regresión lineal con el método de mínimos cuadrados (Kreyszig, 1984), con el fin de encontrar la ecuación de ajuste que relaciona los datos; además, se determinó la varianza ($S_{y/x}^2$), el error estándar ($S_{y/x}$) y el coeficiente de correlación (r) para cada ecuación (Crow et al., 1960) para determinar la que presenta menor dispersión en los datos. Las ecuaciones para calcular los tres parámetros anteriores son, respectivamente:

$$S_{y/x}^2 = \frac{n-1}{n-2} (S_y^2 - b^2 S_x^2) \quad (4.11)$$

$$S_{y/x} = (S_{y/x}^2)^{1/2} \quad (4.12)$$

$$r = b \frac{S_x}{S_y} \quad (4.13)$$

donde:

b se obtiene de la ecuación de regresión lineal:

$$y = a + bx \quad (4.14)$$

n población de la muestra.

$$S_y^2 = \frac{n \sum y^2 - (\sum y)^2}{n(n-1)} \quad S_x^2 = \frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n(n-1)} \quad (4.15)$$

Las ecuaciones y los parámetros estadísticos que se encontraron a partir de los epicentros que reporta el SSN, son (el número de ecuación se localiza dentro de las figuras entre paréntesis):

$$S_{y/x}^2 = 0.1432$$

$$S_{y/x} = 0.3784$$

$$r = 0.7641$$

$$r^2 = 0.5838$$

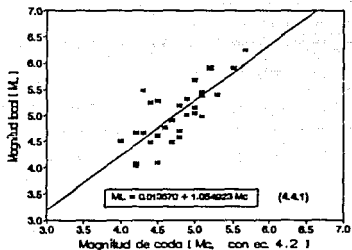
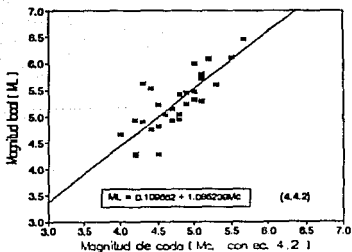


FIGURA 1a. Datos SSN: componente vertical.



$$S_{y/x}^2 = 0.1158$$

$$S_{y/x} = 0.3400$$

$$r = 0.8048$$

$$r^2 = 0.6478$$

FIGURA 2a. Datos SSN: componentes horizontales.

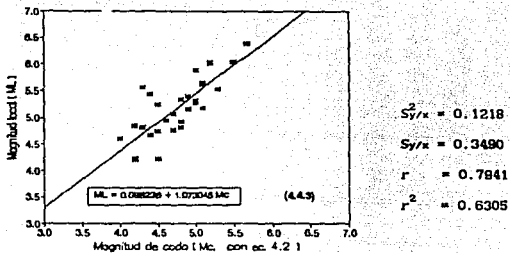


FIGURA 3a. Datos SSN: promedio de las tres componentes.

Con respecto a los datos de la Universidad de Nevada, Reno, se tiene:

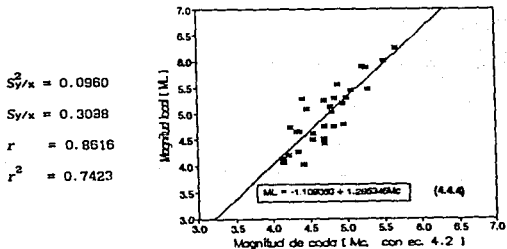
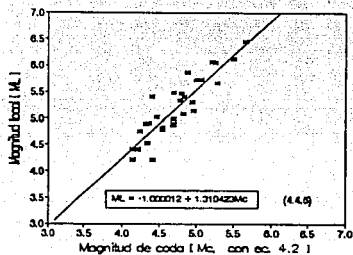
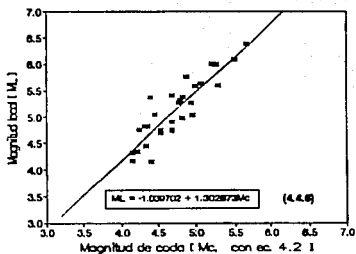


FIGURA 4a. Datos UNR: componente vertical.



$$\begin{aligned}
 \frac{S_y^2}{x} &= 0.0710 \\
 S_{y/x} &= 0.2665 \\
 r &= 0.8955 \\
 r^2 &= 0.8019
 \end{aligned}$$

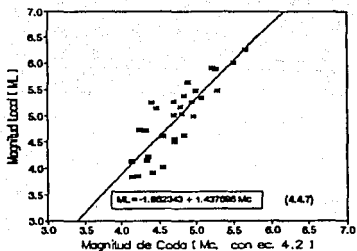
FIGURA 5a. Datos UNR: componentes horizontales.



$$\begin{aligned}
 \frac{S_y^2}{x} &= 0.0761 \\
 S_{y/x} &= 0.2759 \\
 r &= 0.8881 \\
 r^2 &= 0.7887
 \end{aligned}$$

FIGURA 5a. Datos UNR: promedio de las tres componentes.

Para los datos epicentrales calculados en el Instituto de Ingeniería, se tiene:



$$S_{y/x}^2 = 0.1291$$

$$S_{y/x} = 0.3594$$

$$r = 0.8534$$

$$r^2 = 0.7282$$

FIGURA 7a. Datos Idei: componente vertical.

$$S_{y/x}^2 = 0.1012$$

$$S_{y/x} = 0.3181$$

$$r = 0.8834$$

$$r^2 = 0.7803$$

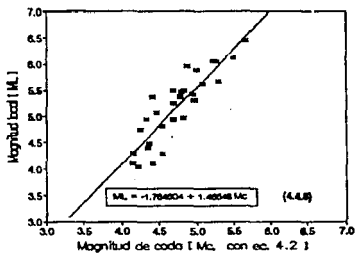
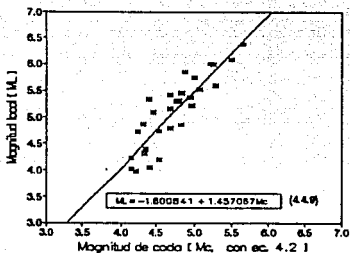


FIGURA 8a. Datos Idei: componentes horizontales.



$$S_{y/x}^2 = 0.1075$$

$$S_{y/x} = 0.3278$$

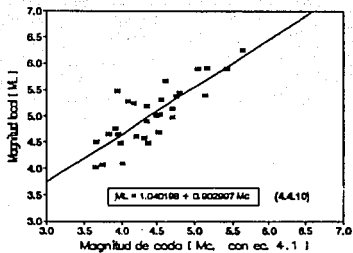
$$r = 0.8763$$

$$r^2 = 0.7679$$

FIGURA 8a. Datos Ide1: promedio de las tres componentes.

Los resultados anteriores, se obtuvieron a partir de los valores de M_L y M_C , donde este último fue calculado a partir de la ecuación (4.2). Los parámetros siguientes, se determinaron de la misma forma que los precedentes con la diferencia que para obtener M_C , se hizo uso de la ecuación (4.1).

Los parámetros obtenidos a partir de las localizaciones epicentrales que reporta el SSN, donde M_C se calculó por medio de la ecuación (4.1), están dados por:



$$S_y^2/x = 0.1161$$

$$S_{y/x} = 0.3407$$

$$r = 0.8140$$

$$r^2 = 0.6625$$

FIGURA 10a. Datos SSN: componente vertical.

$$S_y^2/x = 0.0951$$

$$S_{y/x} = 0.3083$$

$$r = 0.8428$$

$$r^2 = 0.7103$$

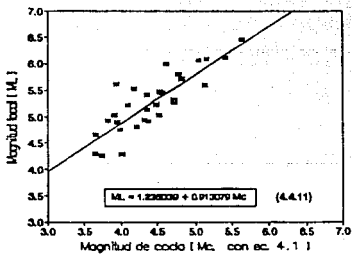
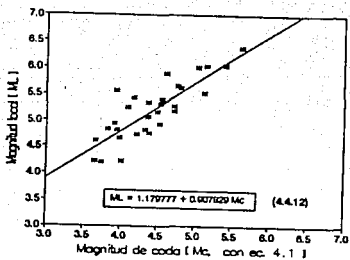


FIGURA 11a. Datos SSN: componentes horizontales.



$$S_{y/x}^2 = 0.0992$$

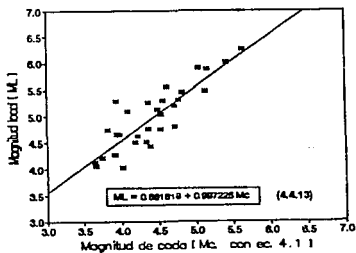
$$S_{y/x} = 0.3149$$

$$r = 0.8361$$

$$r^2 = 0.6990$$

FIGURA 12a. Datos SSN: promedio de las tres componentes.

Para el caso de la Universidad de Nevada, Reno, se tiene:



$$S_{y/x}^2 = 0.0946$$

$$S_{y/x} = 0.3076$$

$$r = 0.8638$$

$$r^2 = 0.7461$$

FIGURA 13a. Datos UNR: componente vertical.

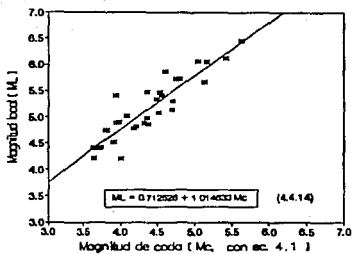


FIGURA 14a. Datos UMR: componentes horizontales.

$S_{y/x}^2 = 0.0755$
 $S_{y/x} = 0.2747$
 $r = 0.8892$
 $r^2 = 0.7906$

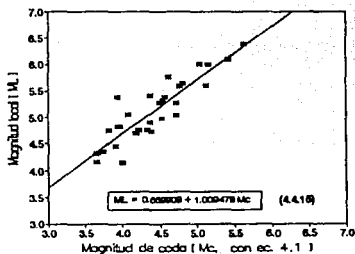


FIGURA 15a. Datos UMR: promedio de las tres componentes.

Para los epicentros del Instituto de Ingeniería, se tienen los valores siguientes:

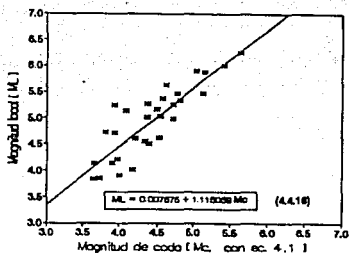


FIGURA 16a. Datos Idel: componente vertical.

$S_y^2/x = 0.1008$
 $Sy/x = 0.3176$
 $r = 0.8838$
 $r^2 = 0.7811$

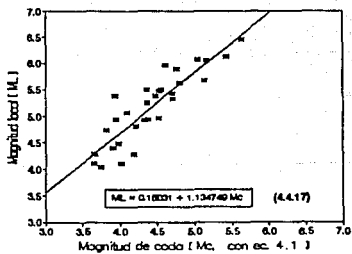
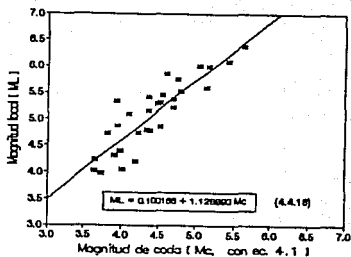


FIGURA 17a. Datos Idel: componentes horizontales.



$$S_{y/x}^2 = 0.1067$$

$$S_{y/x} = 0.3266$$

$$r = 0.8773$$

$$r^2 = 0.7696$$

FIGURA 18a. Datos Ide1: promedio de las tres componentes.

Al utilizar las localizaciones provenientes de diversas fuentes (SSN y UNR) y calcular M_c con dos ecuaciones distintas, nos permite comparar los resultados y determinar cuáles presentan menor dispersión.

IV.5 Discusión de resultados

Todos los eventos considerados en este estudio son someros (profundidad menor a 70 km), por lo que no se tomó en cuenta la profundidad del foco para calcular la magnitud de coda. Otros autores han encontrado que la profundidad de un evento no afecta la longitud de coda significativamente en el rango de magnitudes analizado (Havskov y Macías, 1983).

Los datos epicentrales del sismo del 25 de abril de 1989 y del 2 de mayo de 1989 (tabla 7), se obtuvieron de Coyll et al. (1989). Los datos de los eventos: 8 de febrero de 1988, 28 octubre de 1988, 11 de mayo de 1990 (segundo evento) y 31 de mayo de 1990, que reportó la UNR, fueron los mismos que se utilizaron en el Instituto de Ingeniería para calcular M_L . Ello se debió a que la localización epicentral calculada por el I de I, presentó errores considerables tanto en profundidad como en la distancia horizontal de los eventos mencionados.

Los valores de magnitud de coda reportados por el SSN (ver M_c en tabla 1, anexo B) son muy similares a los calculados en el I de I con la misma expresión (M_c de tabla 2, anexo B); sin embargo, ambos valores difieren significativamente a los calculados con la ecuación 4.1

(comparar M_c de tablas 1 y 2 con M_{ch} -magnitud de coda calculada con la ecuación 4.1- de tabla 2).

Comparando los parámetros obtenidos en el primer caso, donde se utilizó la ecuación 4.2 para obtener M_c , con los del segundo (uso de la ecuación 4.1 para el cálculo de M_c), se observa en estos últimos que tanto $S_{y/x}^2$ como $S_{y/x}$ son ligeramente menores y que r^2 es mayor. Estos resultados indican que los valores de M_L y M_c tienen una menor dispersión (en el eje vertical) y un mejor ajuste de las rectas. Al calcular M_c a través de la ecuación (4.2) se observa un comportamiento diametralmente opuesto.

Analizando entre sí las rectas de las componentes verticales, horizontales y del promedio de ambas (Figuras anexo B: 1b, 2b, 3b, 4b, 5b y 6b), obtenidas para los tres casos de distancia epicentral, con sus respectivos parámetros estadísticos, se aprecia que en el intervalo mostrado las rectas son casi paralelas y la que presenta mayor desplazamiento con respecto a las otras dos (en todos los casos), es la obtenida a partir de componentes verticales, además de ser en éstas donde se presentan los valores más altos de $S_{y/x}^2$ y $S_{y/x}$.

En todos los casos, los parámetros estadísticos obtenidos con las componentes horizontales, son los que

presentan los menores valores de $\frac{2}{S_y/x}$ y S_y/x . Así mismo a que en el ajuste de las rectas se tiene un porcentaje mayor en consideración de los puntos (M_L , M_C).

Al Comparar entre sí rectas obtenidas del análisis de las componentes verticales, horizontales y las del promedio de ambas por separado (Figuras: 1c, 2c, 3c, 4c, 5c y 6c, del anexo B), se observa una distribución sistemática en todas las figuras: las rectas obtenidas con datos de la Universidad de Nevada se encuentran intermedias entre las del SSN y las del I de I.

De los datos epicentrales utilizados en el trabajo, los que menor error estándar presentan en el ajuste de rectas en la determinación de M_L , son los de la Universidad de Nevada (ver parámetros asociados a las figuras: 4a, 5a, 6a, 13a, 14a y 15a). Esto se debe quizá a que ellos utilizan datos de estaciones más próximas a la fuente (red acelerográfica de Guerrero) por lo que tienen una mejor cobertura local. Podemos entonces concluir que la distancia epicentral es un factor que influye sensiblemente en el cálculo de M_L .

Las ecuaciones que menor error estándar presentan son las que se encontraron a través de componentes horizontales (ecuaciones 4.4.2, 4.4.5, 4.4.8, 4.4.11, 4.4.14 y 4.4.17); aunque, la diferencia en la magnitud del error con respecto

a las determinadas con el promedio de las tres componentes varia en 0.01. Puede entonces considerarse indistinto solamente componentes horizontales o el promedio de las tres componentes.

De entre las rectas obtenidas del análisis de las componentes horizontales, la mejor de todas fue la encontrada a partir de epicentros reportados por la UNR y donde la M_c se calculó por medio de la ecuación 4.1 (recta 4.4.14, asociada a la figura 14a).

V CONCLUSIONES

1) La relación entre las magnitudes M_L y M_c , de acuerdo a los resultados obtenidos, es aceptable para el área de Guerrero.

2) La distancia epicentral es un factor importante en el cálculo de M_L .

3) De acuerdo a los resultados obtenidos, se propone utilizar solamente las componentes horizontales en el cálculo de M_L .

4) La determinación aproximada de M_L , para eventos con $M_c \geq 4.0$ que ocurran en el área de Guerrero, se puede obtener a través de la siguiente ecuación:

$$M_L = 0.712526 + 1.014633 M_c$$

Esta se determinó a partir de datos de la UNR y M_c calculada con la ecuación 4.1.

5) Los resultados permiten ahora reportar la magnitud local a la par que la magnitud de coda en el área de Guerrero.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- Aki, k. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 44, 23-88.
- Aki, k. (1987). Scaling law of seismic spectrum, *Journal of geophysical research*, 72, 1217-1232.
- Aki, K. y P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology: Theory and methods*, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Al Sadi, H. N. (1980). *Seismic Exploration: Technique and processing*, Birkhäuser Verlag Basel, Irak.
- Aisaker, A., L. B. Kvanne, R. A. Hansen, A. Dahle y H. Bungum (1991). The M_L scale in Norway, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 379-398.
- Anderson, J. A. y H. O. Wood (1925). Description and theory of the torsion seismometer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 15, 1-72.
- Anderson, J., R. Quaas, D. Almora, J. M. Velásco, E. O. Guevara, L. E. de Pavia, A. Gutiérrez y R. Vázquez (1987). Guerrero, México accelerograph array: Summary of data collected in the year 1985, Report GAA-2, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Anderson, J. G., R. Vázquez, J. R. Humphrey, R. Castro, S. K. Singh, C. Pérez, R. Mejía, R. Quaas, D. Almora, J. M. Velásco, P. Pérez, E. Nava, B. López y G. Castro. (1989). Guerrero, México accelerograph array: Summary

- of data: 1988, *Report GAA-9, Instituto de Ingenieria, UNAM.*
- Anderson, J. G., J. R. Humphrey, R. Vázquez, R. Castro, G. Castro, R. Quas, D. Almora, J. M. Velásco y C. Pérez (1991a). Guerrero, México accelerograph array: summary of data: January-december, 1989, *Report GAA-11, Instituto de Ingenieria, UNAM.*
- Anderson, J. G., Y. Lei, R. Vázquez, C. Pérez, J. R. Humphrey, R. Quas, D. Almora, J. M. Velásco y G. Castro (1991b). Guerrero, México accelerograph array: summary of data: January-december, 1990, *Report GAA-12, Instituto de Ingenieria, UNAM.*
- Anderson, J. G., R. Quas, S. K. Singh y J. R. Humphrey (1991). Guerrero strong-motion accelerograph array: six years of operation, *Proc. Fourth Int. Conf. on Seismic Zonation, Stanford, California, II, 435-442.*
- Bakun, W. H (1984). Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration for earthquakes in central California, *Bull. Seism. Soc. Am., 74, 439-458.*
- Bakun, W. H. y A. G. Lindh (1977). Local magnitudes, seismic moments, and coda durations for earthquakes near Oroville, California, *Bull. Seism. Soc. Am., 67, 615-629.*
- Bolt, B. A. (1978). The local magnitude M_L of the Kern County earthquake of July 21, 1952, *Bull. Seism. Soc. Am., 68, 513-515.*
- Boore, D. M. (1989). The Richter scale: its development and

use for determining earthquake source parameters, *Tectonophysics*, 166, 1-14.

Bullen, K. E. (1965). *An Introduction to the theory of seismology*, Cambridge at the University Press.

Coyoli, R., C. Gutiérrez, E. Nava, J. Lermo, H. Mijares y M. Rodríguez (1989). Análisis de las réplicas del sismo del 25 de abril de 1989, $M_s = 8.8$. *Proyecto 9729, reporte interno, Instituto de Ingeniería, UNAM*.

Crow, L. E., F. A. Davis y M. W. Maxfield (1960). *Statistics Manual*, Dover Publications, Inc., New York.

Espinosa, A. F. (1989). Determinación de la magnitud local M_L a partir de acelerogramas de movimientos fuertes del suelo, *Física de la Tierra*, 1, 105-129, *Ed. Univ. Compl., Madrid*.

Gutenberg, B. y C. F. Richter (1942). Earthquake magnitude, intensity energy and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 32, 163-191.

Gutenberg, B. y C. F. Richter (1956). Magnitude and energy of earthquakes, *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.

Hanks, T. C. (1979). A moment magnitude scale, *Journal of geophysical research*, 84, 2348-2350.

Havskov, J. y M. Macías (1983). A coda-length magnitude scale for some Mexican stations, *Geofisica Internacional*, 22-3, pp 205-213.

Heaton, T. H. (1990). Earthquake magnitude scales, *Nature*,

International Weekly Journal of Science, 343-6258, 512.

Jennings, C. P. y H. Kanamori (1979). Determination of local magnitude, M_L , from seismoscope records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1267-1288.

Jennings, C. P. y H. Kanamori (1983). Effect of distance on local magnitudes found from strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 265-280.

Kanai, K. (1983). *Engineering seismology*, University of Tokio Press, Japan.

Kanamori, H. y P. C. Jennings (1978). Determination of local magnitude, M_L , from strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 471-485.

Kreyszig, E. (1984). *Matemáticas Avanzadas para Ingeniería*, LIMUSA, 2, México.

Kulhánek, O. (1990). *Anatomy of seismograms*, IASPEI, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.

Lee, W. H. K. y C. M. Valdés (1985). HYPO71PC: A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program, *open-file report 85-749*, Menlo Park, California.

Lee, W. H. K. y S. W. Stewart (1981). *Principles and applications of microearthquake networks*, Academic Press, Inc., New York.

Lee, W. H. K., R. E. Bennett y K. L. Meagher (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes

- from signal duration, *U. S. Geological Survey, Open File Report, Menlo Park, California.*
- Mena, E y C. Carmona (1985). TERRE: Programa para proceso de acelerogramas V. 03. *Informe técnico SIS-3, Instituto de Ingenieria, UNAM, México, D.F.*
- Michaelson, A. C. (1990). Coda duration magnitudes in central California: an empirical approach, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1190-1204.
- Nigam, N. C. y P. C. Jennings (1989). Calculation of response spectra from strong-motion earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 909-922.
- Press, F. y R. Siever (1982). *Earth*, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Real, C. R. and T. Teng (1973). Local Richter magnitude y total signal duration in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1809-1827.
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32.
- Richter, C. F. (1958). *Elementary seismology*, Freeman, San Francisco, California.
- Servicio Sismológico Nacional (1998-1990). *Boletín Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, UNAM.*
- Singh, S. K. y M. Wyss (1976). Source parameters of the Orizaba earthquake of august 28, 1973, *Geofísica Internacional*, 16, 165-184.

Wang, J. H., C. C. Liu y Y. B. Tsai (1989). Local magnitude determined from a simulated Wood-Anderson seismograph, *Tectonophysics*, 166, 15-26.

Zill, D. G. (1988). *Ecuaciones diferenciales con aplicaciones*, Grupo Editorial Iberoamérica, México.

AGRADECIMIENTOS

A todas aquellas personas que de una u otra forma colaboraron para que pudiera finalizar la presente.

A las que me han tenido confianza, me han estimulado y me han apoyado, no sólo dentro de la Universidad, si no en todo el ámbito que me rodea.

Familiares, amigos, profesores... Qué más da poner su nombre ? ! Si ellos saben el apoyo que me brindaron... !

Gracias...


```

/* función que calcula la distancia epicentral */
/* de el epicentro a la estación. */
float distancia(esta2,epidis)

float *epidis; /* Apuntador que guarda la distancia */
/* calculada entre el epicentro y la */
/* estación. */

char esta2[4];

(
FILE *afp;

float dist_x,dist_y,fi_0,fi_1,fi_m,aux,
A,B,seno,sen_c,lambda_0,lambda_1;
char esta1[5],
arch_a[15] = "coordest"; /* Nombre del archivo con las */
/* coordenadas de las estaciones */

printf("\n\n Coord. del epicentro (lat long) ? : ");
scanf("%f %f",&fi_0,&lambda_0);

afp = fopen(arch_a,"r");

if(afp == NULL) {
printf("\n\n Coord. de la estación: %.4s ? ",esta2);
scanf("%f %f",&fi_1,&lambda_1);
}
else
while((fscanf(afp,"%4s %f %f",&esta1,&fi_1,&lambda_1)) != EOF) {
if (strncmp(esta1,esta2,4) == 0)
break;
}

fclose(afp);

if(strncmp(esta1,esta2,4) != 0) {
printf("\n\n Coord. de la estación: %.4s ? ",esta2);
scanf("%f %f",&fi_1,&lambda_1);
}

/* Cálculo de la distancia entre el epicentro y la estación */

fi_m = ((fi_0 + fi_1)/2)*rad;
seno = sin(fi_m);
sen_c = seno*seno;

```

```

A = (1.8553654 + 0.0062792*sen_c + 0.0000319*sen_c*sen_c)*cos(fi_m);
B = 1.8428071 + 0.0187098*sen_c + 0.0001583*sen_c*sen_c;
dist_x = 60*A*(lambda_0 - lambda_1);
dist_y = 60*B*(fi_0 - fi_1);
*epidis = sqrt(dist_x*dist_x + dist_y*dist_y);
/*Regresa el valor de la distancia calculada */

return(*epidis);
}

/* Cálculo de la relación de atenuación de Richter */

double corrdist(epidis, umax, amag)

float epidis;
double umax, /* Valor absoluto del desplazamiento */
           /* máximo */
           *amag; /* Apuntador al valor de Ml */

{
    int i;
    FILE *efp;

    char arch_e[20] = "filtro"; /* Nombre del archivo que presenta la */
                               /* relación de atenuación de Richter */

    float aolog, /* Vector de distancias */
           awa[70], /* Vector de atenuación */
           xwa[70];

    efp = fopen(arch_e, "r");

    if(efp == NULL) {
        printf("\n\n Archivo del filtro ? ");
        scanf("%s", &arch_e);
        efp = fopen(arch_e, "r");
    }

    for(i = 0; i <= 69; i++)
        fscanf(efp, "%f %f", &xwa[i], &awa[i]);
    fclose(efp);

/* Se calcula el valor de Ml */

    umax = umax*28000;

```

```

    for (i = 0; i < 70; i++)
        if (epidis == xwa[i]) {
            aolog = awa[i];
            return(*amag = log10(umax) - aolog);
        }
        else
            if(epidis > xwa[i] && epidis < xwa[i + 1]) {
                aolog = (awa[i] + awa[i + 1])/2;
                return(*amag = log10(umax) - aolog);
            }
    }

main() /* Función principal */
{
    FILE *ifp;
    char c,d,arch_1[40],esta[4],
        arch_d[20] = "local.dat"; /* Nombre del archivo de salida */
    float A[2], /* Vector aceleración */
        du[2], /* Vector velocidad */
        u[2], /* Vector desplazamiento */
        dime,s;
    int i = 0;
    float wn,wnsq,zetasq,sqd,wd,
        wdsin,wdcos,aexp,co,c1,
        a11,a12,a21,a22,b11,b12,
        b21,b22;
    float dt, /* Intervalo de muestreo */
        epidis; /* Distancia epicentral */
    double umax, /* Respuesta máxima del oscilador */
        amag; /* Valor de Ml */

/* Se llama a la función pantalla */

pantalla();

do {
    printf("\n\n\n\n Archivo de entrada ? : ");
    scanf("%s",arch_1);

    if ((ifp = fopen(arch_1,"r")) == NULL) {
        printf("\n\n No puedo abrir el archivo: %s ",arch_1);
        delay(2000);
        clrscr();
        exit(1);
    }
}

```

```

for(i = 0; i < 4; i++)
    esta[i] = arch_l[i];

/* Se llama a la función distancia */

distancia(esta,&epidis);

do {
    printf("\n\n Resultado en archivo (s/n) ? : ");
    d = getch();
} while((d != 's') && (d != 'n') && (d != 'S') && (d != 'N'));
if (d == 'S')
    d = 's';

i = 0;
clrscr();

/* Se lee el encabezado del archivo de datos */

while (i < 158) {
    if ((c =getc(ifp)) == '*')
        i = i++;
    printf("%c",c);
}

/* Se lee el intervalo de tiempo */

dime = 0.0;
for(i = 0; i < 3; i ++){
    fscanf(ifp,"%f",&dime);
    dt = dime;
}

/* Se determina la respuesta del oscilador */

wn = 2.0*pi*frecn;
wnsq = wn*wn;
zetasq = damp*damp;
sqd = sqrt(1.0 - zetasq);
wd = wn*sqd;
wdsin = sin(wd*dt);

```

```

wdcos = cos(wd*dt);
aexp = exp(-damp*wn*dt);
co = (2.0*zetasq - 1.0)/(wnsq*dt);
c1 = 2.0*damp/(wnsq*wn*dt);
a11 = aexp*(damp/sqd*wdsin + wdcos);
a12 = aexp/wd*wdsin;
a21 = -wn/sqd*aexp*wdsin;
a22 = aexp*(wdcos - damp/sqd*wdsin);
b11 = aexp*((co + damp/wn)*wdsin/wd + (c1 + 1.0/wnsq)*wdcos) - c1;
b12 = -aexp*(co*wdsin/wd + c1*wdcos) - 1.0/wnsq + c1;
b21 = aexp*((co + damp/wn)*(wdcos - damp/sqd*wdsin) - (c1 + 1.0/wnsq)
*(wd*wdsin + damp*wn*wdcos)) + 1.0/(wnsq*dt);
b22 = -aexp*(co*(wdcos - damp/sqd*wdsin) - c1*(wd*wdsin +
damp*wn*wdcos)) - 1.0/(wnsq*dt);

```

```

s = 0.0;
u[0] = 0.0;
umax = 0.0;
dime = 0.0;
du[0] = 0.0;

```

/* Se determina el desplazamiento máximo */

```

fscanf(ifp,"%f",&dime);
A[0] = dime;

while((fscanf(ifp,"%f",&dime)) != EOF) {
  A[1] = dime;
  u[1] = a11*u[0] + a12*du[0] + b11*A[0] + b12*A[1];
  du[1] = a21*u[0] + a22*du[0] + b21*A[0] + b22*A[1];
  if (u[1] < 0.0)
    s = -u[1];
  else
    s = u[1];
  if ((double) s > umax)
    umax = (double) s;
  u[0] = 0.0; u[0] = u[1]; u[1] = 0.0;
  du[0] = 0.0; du[0] = du[1]; du[1] = 0.0;
  A[0] = 0.0; A[0] = A[1]; A[1] = 0.0;
}

fclose(ifp);

```

/* Se llama a la función corrdist */
corrdist(epidis,umax,&amag);

```
/* Se imprimen datos: en pantalla o en archivo */
```

```
clrscr();
switch(d) {
  case 's' : printf("El archivo de salida es : %.14s ", arch_d);
             ifp = fopen(arch_d, "a");
             fprintf(ifp, "\n\n H1 = %12.4f"
                    "\n umax = %12.4f"
                    "\n dist = %12.4f"
                    "\nEvento = %.14s", amag, umax*28000, epidis, arch_l);
             fclose(ifp);
             break;
  default : printf("\n\n H1 = %12.4f"
                 "\n umax = %12.4f"
                 "\n dist = %12.4f"
                 "\nEvento = %.14s", amag, umax*28000, epidis, arch_l);
}
}
```

```
/* Pregunta si continua */
```

```
printf("\n\n\n\nContinuo... (s/n) ? ");
do {
  d = getch();
} while ((d != 's') && (d != 'S') && (d != 'n') && (d != 'N'));
} while ((d == 's') || (d == 'S'));
}
```

ANEXO B

AAMDD	T ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RNS	ML-CV	ML-CH	ML-P
880208	13 51 31.10	17.400	101.220	10.00	5.20	0.91	5.915	6.095	6.035
880225	22 12 15.90	17.290	99.840	31.00	4.20	0.69	4.659	4.927	4.838
880226	0 15 16.40	17.060	100.950	15.00	4.40	1.96	4.490	4.757	4.668
880320	17 3 31.60	16.800	99.820	72.00	4.20	0.77	4.069	4.258	4.195
880404	18 38 14.90	16.560	100.090	10.00	4.50	1.92	5.287	5.226	5.246
880503	11 4 52.60	16.330	99.010	20.00	4.30	1.23	4.661	4.898	4.819
880528	21 43 45.50	16.750	100.280	10.00	4.00	1.96	4.505	4.664	4.611
880529	6 11 42.30	18.090	100.070	35.00	4.50	0.49	4.616	4.810	4.745
890309	10 10 40.20	17.170	99.810	31.00	4.80	0.73	4.702	5.034	4.923
890310	5 19 56.00	17.520	100.900	20.00	5.10	0.54	5.439	5.717	5.624
890313	3 25 23.80	16.940	99.110	20.00	4.80	0.79	5.188	5.412	5.337
890313	4 8 42.30	16.950	99.160	29.00	4.90	1.22	5.021	5.232	5.162
890424	13 51 42.80	16.860	100.730	20.00	4.40	1.26	5.245	5.526	5.432
890425	14 29 0.60	16.530	99.460	10.00	6.90	1.43	6.261	6.454	6.389
890502	9 30 18.50	16.640	99.580	20.00	5.20	0.89	5.905	6.067	6.013
890817	0 54 4.90	17.140	99.960	7.00	4.70	0.56	4.479	4.918	4.772
890821	9 33 41.20	16.920	99.590	52.00	4.80	0.85	4.575	4.948	4.823
891008	22 32 42.90	17.160	100.140	34.00	5.00	0.98	5.148	5.325	5.274
891025	3 59 17.70	16.560	99.810	10.00	4.70	0.99	4.912	5.161	5.065
891028	17 1 15.80	16.490	99.920	20.00	5.00	1.55	5.034	5.467	5.322
891109	8 36 41.70	16.740	99.660	10.00	5.10	1.18	4.979	5.285	5.182
900113	2 7 27.60	16.700	99.650	10.00	5.10	1.23	5.369	5.794	5.652
900306	22 58 47.60	16.940	99.960	8.00	4.50	1.28	4.090	4.292	4.225
900321	15 26 25.44	16.710	99.790	10.00	4.20	1.03	4.025	4.299	4.228
900404	16 59 59.00	16.460	99.520	13.00	4.90	0.94	5.320	5.443	5.402
900404	17 8 14.40	16.140	99.740	17.00	5.00	1.41	5.674	5.993	5.887
900511	5 2 57.20	16.920	100.520	27.00	4.30	0.63	5.479	5.612	5.567
900511	23 43 52.70	17.140	100.800	15.00	5.30	0.97	5.396	5.599	5.531
900512	23 29 59.10	16.860	100.220	48.00	4.60	0.86	4.772	5.033	4.946
900531	7 35 30.20	17.140	100.860	27.00	5.50	0.79	5.909	6.114	6.043

AAMDD	: año-mes-día	ML-CV	: magnitud local comp. vert.
T ORIGEN	: hora-minuto-segundo	ML-CH	: magnitud local comp. horiz.
PROF	: kilómetros	ML-P	: magnitud local promedio de
RNS	: error cuadrático medio		: componentes vert. y horiz.

Mc: magnitud de coda (con ecuación 4.2)

TABLA 1. Datos epicentrales reportados por el Servicio Sismológico Nacional.

AÑO-MO	T ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	Mch	RMS	ERH	ERZ	ML-CV	ML-CH	ML-P
880208	13 51 24.96	16.939	101.320	1.60	5.26	5.17	1.88	26.6	21.6	5.881	6.060	6.003
880225	22 12 15.90	17.225	99.824	38.79	4.24	3.82	1.05	13.6	30.7	4.730	4.742	4.738
880226	0 15 13.77	17.165	101.087	2.23	4.36	3.98	1.18	13.1	7.9	4.215	4.482	4.373
880320	17 3 34.75	16.916	99.939	26.13	4.21	3.74	1.60	51.8	69.6	3.852	4.041	3.978
880404	18 38 15.87	16.678	100.080	8.62	4.47	4.09	1.10	14.0	10.5	5.137	5.076	5.096
880503	11 4 52.19	16.321	98.985	20.46	4.32	3.95	2.01	27.7	57.0	4.711	4.968	4.869
880528	21 43 53.14	17.141	100.119	10.00	4.14	3.66	2.76	21.4	22.7	4.130	4.289	4.236
880529	6 11 41.15	18.100	100.054	41.35	4.95	4.21	1.83	13.5	35.2	4.616	4.810	4.745
890309	10 10 39.73	17.130	99.856	40.00	4.83	4.53	1.38	15.5	24.4	4.631	4.963	4.852
890310	5 19 54.81	17.379	100.931	31.97	5.06	4.82	2.19	42.9	220.6	5.343	5.620	5.528
890313	3 25 21.32	16.923	99.061	3.50	4.70	4.37	1.74	11.2	14.7	5.274	5.501	5.425
890313	4 8 40.48	16.910	99.033	7.19	4.79	4.49	2.38	15.2	17.6	5.164	5.375	5.305
890424	13 51 48.28	16.929	99.830	2.03	4.55	4.18	2.08	20.9	18.9	4.012	4.292	4.199
890425	14 29 3.37	16.790	99.377	5.00	3.67	3.64	1.80	28.8	26.0	6.261	6.454	6.389
890502	9 30 19.65	16.584	99.357	7.50	5.22	5.05	1.72	30.7	37.3	5.905	6.067	6.013
890817	0 54 4.48	17.086	99.856	3.60	4.70	4.39	2.75	18.6	16.3	4.499	4.938	4.792
890821	9 33 41.89	16.973	99.559	43.46	4.70	4.33	1.60	74.5	156.3	4.550	4.923	4.798
891008	22 32 41.70	17.313	100.064	4.45	4.95	4.72	0.73	9.3	8.7	5.260	5.425	5.378
891025	3 59 19.43	16.536	99.693	2.40	4.70	4.37	2.86	26.6	14.5	5.012	5.241	5.165
891028	17 1 9.61	15.940	100.420	2.34	4.81	4.54	4.58	113.9	55.9	5.034	5.467	5.322
891109	8 36 40.12	16.788	99.580	4.87	4.97	4.72	1.02	6.1	7.4	4.988	5.325	5.221
900113	2 7 27.46	16.900	99.570	1.58	5.00	4.77	1.03	8.8	6.6	5.469	5.894	5.752
900306	22 58 48.48	16.919	99.892	2.03	4.41	4.01	2.38	22.3	14.4	3.911	4.114	4.046
900321	15 24 27.44	16.855	99.705	2.70	4.14	3.65	2.63	32.6	30.8	3.837	4.111	4.020
900404	17 0 0.49	16.550	99.311	2.25	4.84	4.56	2.40	41.2	37.0	5.377	5.500	5.459
900404	17 8 19.30	16.576	99.218	16.11	4.89	4.62	1.51	28.6	33.0	5.641	5.960	5.853
900511	5 2 57.60	17.178	100.407	5.00	4.40	3.94	2.69	26.1	24.3	5.248	5.380	5.336
900511	23 43 42.43	16.867	101.365	2.10	5.29	5.14	1.19	14.0	74.7	5.471	5.674	5.606
900512	23 30 0.95	17.038	99.887	2.50	4.34	3.91	2.44	29.0	20.1	4.142	4.403	4.316
900531	7 35 27.82	17.506	101.200	18.00	5.51	5.43	3.61	23.6	330.5	6.009	6.129	6.089

AÑO-MO	: año-mes-día	ERH	: error horizontal (km)
T ORIGEN	: hora-minuto-segundo	ML-CV	: magnitud local componente vertical
PROF	: kilómetros	ML-CH	: magnitud local componente horizontal
RMS	: error cuadrático medio	ML-P	: magnitud local promedio de componentes vertical y horizontal
ERZ	: error en profundidad (km)		

Mc: magnitud de coda (con ecuación 4.2) Mch: magnitud de coda (con ecuación 4.1)

TABLA 2. Datos epicentrales calculados por el Instituto de Ingeniería.

AAHHDD	T	ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mc	RMS	ERN	ERZ	ML-CV	ML-CN	ML-P	
880208	13	51	29.93	17.494	101.157	19.20	5.26	0.19	1.3	0.5	5.881	6.060	6.003
880225	22	12	13.84	17.210	99.843	54.00	4.24	0.50	1.9	1.7	4.742	4.754	4.750
880226	0	15	10.06	17.157	101.266	1.50	4.36	1.15	3.6	4.2	4.640	4.907	4.818
880320	17	3	30.45	17.090	100.010	4.70	4.21	0.51	1.1	2.9	4.219	4.408	4.345
880404	18	38	12.61	16.751	100.219	7.20	4.47	1.07	3.0	3.1	5.087	5.026	5.046
880503	11	4	50.55	16.328	98.992	11.60	4.32	0.97	3.5	2.2	4.661	4.898	4.819
880528	21	43	46.70	16.959	100.027	14.00	4.14	0.90	15.1	11.5	4.055	4.214	4.161
880529	6	11	40.70	18.109	100.050	53.50	4.55	0.40	1.2	2.0	4.629	4.822	4.758
890309	10	10	38.27	17.209	99.863	40.00	4.83	0.43	1.0	1.9	4.732	5.084	4.973
890310	5	19	51.04	17.446	101.089	17.60	5.07	0.43	2.1	1.0	5.451	5.728	5.636
890313	3	25	23.52	17.002	99.094	27.00	4.70	0.41	1.4	4.8	5.260	5.486	5.411
890313	4	8	41.17	16.960	99.048	32.30	4.79	0.42	2.2	3.5	5.128	5.339	5.269
890424	13	51	50.51	17.144	100.112	29.10	4.55	0.25	2.0	1.6	4.512	4.792	4.699
890425	14	29	0.36	16.603	99.400	19.00	5.67	0.44	1.4	0.6	6.261	6.454	6.389
890502	9	30	16.72	16.637	99.513	13.40	5.22	0.46	1.6	1.1	5.905	6.067	6.013
890617	0	54	3.21	17.118	100.035	25.60	4.70	0.38	1.0	1.9	4.439	4.878	4.732
890621	9	33	41.26	17.044	99.487	34.50	4.70	0.44	1.3	1.1	4.525	4.898	4.773
891008	22	32	40.57	17.189	100.213	36.00	4.95	0.22	0.5	1.0	5.191	5.305	5.272
891025	3	59	18.69	16.762	99.603	9.70	4.70	0.33	0.9	0.6	4.762	4.991	4.915
891028	17	1	13.35	16.495	99.938	12.60	4.81	0.61	1.6	1.3	5.034	5.467	5.322
891109	8	36	40.85	16.844	99.648	9.90	4.97	0.30	0.8	1.0	4.807	5.137	5.035
900113	2	7	27.59	16.820	99.629	12.20	5.00	0.27	0.4	0.8	5.307	5.231	5.590
900306	22	58	45.76	17.011	99.885	8.05	4.41	0.30	1.1	0.5	4.018	4.221	4.153
900321	15	24	24.66	16.833	99.632	13.20	4.14	0.14	1.7	1.9	4.137	4.411	4.320
900404	16	59	58.90	16.657	99.372	14.50	4.84	0.32	1.2	0.8	5.291	5.414	5.373
900404	17	8	17.13	16.648	99.372	15.04	4.89	0.28	1.0	0.8	5.558	5.876	5.770
900511	5	2	57.75	17.134	100.302	18.30	4.40	0.47	2.5	1.9	5.282	5.415	5.370
900511	23	43	49.12	17.046	100.840	11.70	5.29	0.28	1.2	1.0	5.471	5.674	5.606
900512	23	30	1.93	17.104	99.845	13.00	4.34	0.44	1.4	0.8	4.272	4.533	4.446
900531	7	35	26.93	17.106	100.893	15.80	5.51	0.37	1.3	0.7	6.009	6.129	6.089

AAHHDD	: año-mes-día	ERN	: error horizontal (km)
T ORIGEN	: hora-minuto-segundo	ML-CV	: magnitud local componente vertical
PROF	: Kilómetros	ML-CN	: magnitud local componente horizontal
ERZ	: error en profundidad (km)	ML-P	: magnitud local promedio de componentes vertical y horizontal
RMS	: error cuadrático medio		

Mc: magnitud de coda (con ecuación 4.2)

TABLA 3. Datos epicentrales reportados por la Universidad de Nevada, Reno.

Velocidad [km/s]	Profundidad [km]
6.00	0
7.76	16
7.95	33
8.26	100
8.58	200
8.97	413

TABLA 4. Modelo de capas utilizado por el Servicio Sismológico Nacional.

Velocidad [km/s]	Profundidad [km]
5.00	0
6.10	5
6.95	20
7.60	25
8.10	35

TABLA 5. Modelo de capas usado por el Instituto de Ingeniería.

Velocidad [km/s]	Profundidad [km]
5.0	0
6.1	5
6.8	20
7.4	25
7.9	35

TABLA 6. Modelo de capas usado por la Universidad de Reno, Nevada.

AAMDDO	T ORIGEN	LAT N	LONG W	PROF	Mch	RMS	ERN	ERZ	ML-CV	ML-CN	ML-P
890425	14 28 58.87	16.579	99.462	17.30					6.261	6.454	6.389
890502	9 30 17.26	16.650	99.479	19.92	4.66	0.09	1.9	1.6	5.905	6.067	6.013

AAMDDO	: año-mes-día	ERN	: error horizontal (km)
T ORIGEN	: hora-minuto-segundo	ML-CV	: magnitud local componente vertical
PROF	: Kilómetros	ML-CN	: magnitud local componente horizontal
ERZ	: error en profundidad (km)	ML-P	: magnitud local promedio de componentes vertical y horizontal
RMS	: error cuadrático medio		

Mch: magnitud de coda (con ecuación 4.1)

TABLA 7. Datos epicentrales reportados por Coyoli et al. (1989).

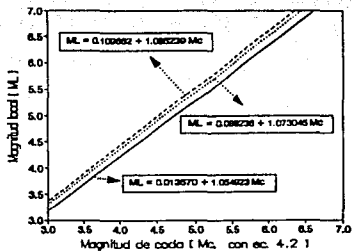


FIGURA 1b. Comparación entre rectas obtenidas con datos del SSN.

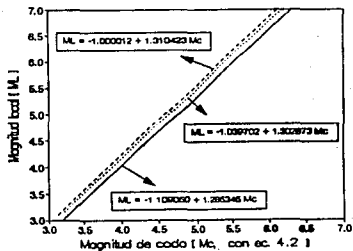


FIGURA 2b. Comparación entre rectas obtenidas a partir de datos de la UNR.

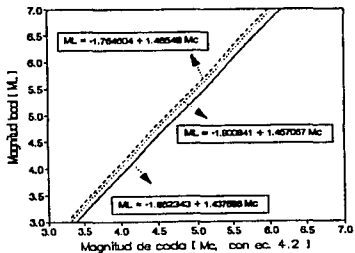


FIGURA 3b. Comparación entre rectas obtenidas con datos del Idel.

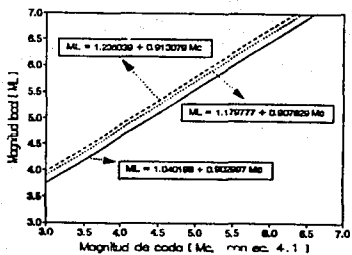


FIGURA 4b. Comparación entre rectas generadas con datos del SSM.

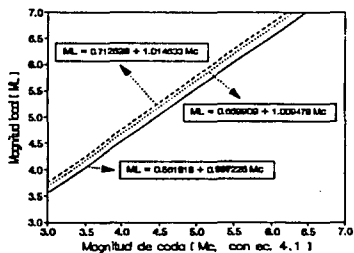


FIGURA 5b. Comparación entre rectas generadas con datos de la UNR.

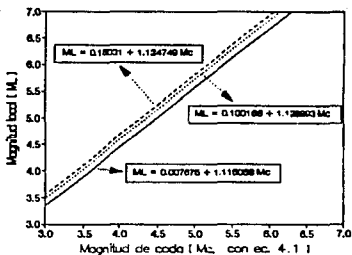


FIGURA 6b. Comparación entre rectas generadas con datos del Idei.

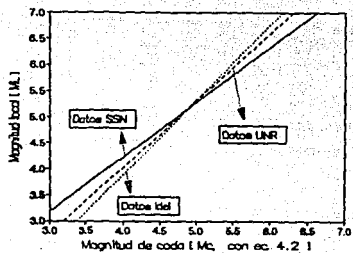


FIGURA 1c. Comparacion entre rectas verticales.

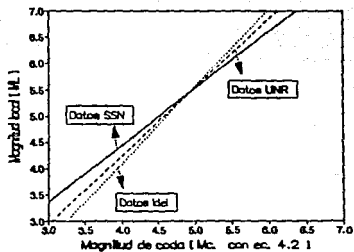


FIGURA 2c. Comparacion entre rectas horizontales.

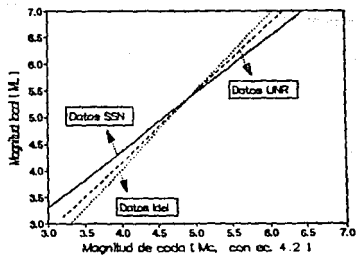


FIGURA 3c. Comparacion entre rectas de las tres componentes promediadas.

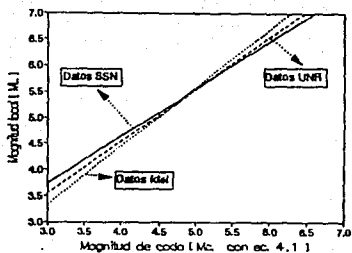


FIGURA 4c. Comparacion entre rectas de datos verticales.

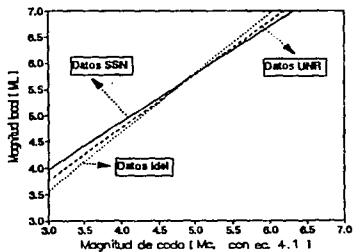


FIGURA 5c. Comparacion entre rectas de datos horizontales.

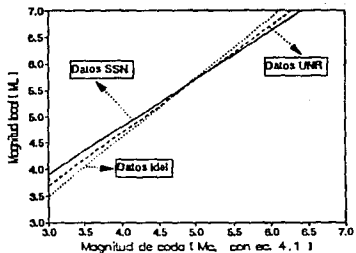


FIGURA 6c. Comparacion entre rectas de datos de componentes promediadas.