

4  
2ej



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

MAGNITUD DE MOMENTO SISMICO ( $M_w$ ) DE  
EVENTOS PEQUEÑOS ( $M_c \leq 3.5$ ) REGISTRADOS  
POR LA RED DE GUERRERO.

T E S I S

Que para obtener el Título de:

INGENIERO GEOFISICO

P r e s e n t a :

DAVID ESCOBEDO ZENIL



México, D. F.

1993

TEJIS 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

|       |   |    |
|-------|---|----|
|       | RESUMEN   | 1  |
| I.-   | INTRODUCCION.                                   | 2  |
| II.-  | LA RED DE GUERERO.                              |    |
|       | II.1 UBICACION.                                 | 3  |
|       | II.2 ESPECIFICACIONES INSTRUMENTALES.           | 4  |
|       | II.3 TECTONICA DE LA ZONA.                      |    |
|       | II.3.1 GEOMETRIA DE LA SUBDUCCION               | 6  |
|       | II.3.2 LA BRECHA DE GUERRERO                    | 7  |
|       | II.4 SISMICIDAD REGISTRADA.                     |    |
|       | II.4.1 LOCALIZACION DE EVENTOS.                 | 7  |
|       | II.4.2 DISTRIBUCION ESPACIAL.                   | 11 |
| III.- | CONCEPTO DE MOMENTO SISMICO (Mo).               |    |
|       | III.1 EL MOMENTO SISMICO Mo.                    | 12 |
|       | III.1.1 TEORIA ESPECTRAL.                       | 14 |
|       | III.1.2 CORRECCIONES A SISMOGRAMAS OBSERVADOS.. | 17 |
|       | III.2 MAGNITUD DE MOMENTO SISMICO.              |    |
|       | III.2.1 CONCEPTO DE MAGNITUD.                   | 19 |
|       | III.2.2 MAGNITUD Mw.                            | 22 |
| IV.-  | CALCULO DE LA MAGNITUD DE MOMENTO SISMICO (Mw). |    |
|       | IV.1 SELECCION DE EVENTOS.                      | 24 |
|       | IV.2 DETERMINACION DE FILTROS.                  | 25 |
|       | IV.3 CALCULO DE MOMENTO SISMICO                 |    |
|       | IV.3.1 DECONVOLUCION DEL INSTRUMENTO.           | 28 |
|       | IV.3.2 DETERMINACION DE ESPECTROS.              | 30 |
|       | IV.3.3 CORRECCIONES A LOS ESPECTROS.            | 31 |
|       | IV.3.4 EVALUACION DEL Mo.                       | 32 |
|       | IV.4 EVALUACION DE MAGNITUDES (Mw y Mc).        | 33 |
| V.-   | ANALISIS DE RESULTADOS                          |    |
|       | V.1 VARIACIONES EN LOS ESPECTROS                | 38 |
|       | V.2 CORRELACION DE MAGNITUDES Mw-Mc.            | 41 |
| VI.-  | CONCLUSIONES.                                   | 45 |
| VII.- | BIBLIOGRAFIA.                                   | 47 |
|       | APENDICE.                                       |    |

## RESUMEN

La red de Guerrero está ubicada sobre una brecha sísmica identificada por varios autores (Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1979; Nishenko y Singh, 1987). Para los eventos registrados por la red, se determina la magnitud  $M_c$  de manera rutinaria. Sin embargo, ésta no es una magnitud representativa de los procesos de liberación de energía de la brecha sísmica. Por esta razón se decidió calcular la magnitud  $M_w$  propuesta por Kanamori (1977). La magnitud  $M_w$  es una magnitud que no tiene el problema de saturación como las magnitudes  $M_s$  y  $m_b$  medidas a partir de ondas superficiales y de volúmen respectivamente. Para el cálculo de esta magnitud se determinaron los efectos de respuesta del instrumento, la atenuación y los efectos de propagación geométrica. Con estos parámetros es posible el procesamiento básico de las señales. Posteriormente se determinó el espectro de aceleraciones de los registros seleccionados. A partir de los espectros de aceleraciones se determina la razón espectral de momento sísmico obteniendo primero el espectro de desplazamientos, el cual es proporcional al momento sísmico escalar (Aki, 1967). De los momentos sísmicos escalares determinados en cada estación, se determinó el momento sísmico medio. Con este parámetro se evaluó la magnitud de momento sísmico  $M_w$  y su desviación standard. Una vez evaluadas todas las magnitudes  $M_w$  se realizó una correlación con la magnitud  $M_c$ . De la correlación realizada, es posible recalcular las magnitudes con el fin de determinar un catálogo homogéneo y representativo para la red telemétrica de Guerrero.

## CAPITULO I. INTRODUCCION

La actividad sísmica registrada por la red telemétrica de Guerrero es de aproximadamente 1400 eventos por año ( $M_c \geq 1.9$ ). Esta alta actividad esta constituida en su mayoría por eventos sísmicos de baja magnitud ( $M_c \leq 4.0$ ). La red funcionó con algunas interrupciones de septiembre de 1987 a marzo de 1990, para después trabajar de manera constante desde esa fecha hasta el momento.

Uno de los objetivos principales de la red es monitorear la brecha de Guerrero. La actividad principal de este monitoreo es la determinación hipocentral de los eventos y su magnitud de coda ( $M_c$ ). Los eventos registrados para la región de la brecha de Guerrero tienen por lo general una buena cobertura de registro y por lo tanto una buena calidad en su localización. Sin embargo, la magnitud  $M_c$  no es una escala de magnitud calculada específicamente para la brecha. Es por esto, y debido a la alta actividad sísmica, que se decidió determinar una correlación entre una magnitud mas representativa de la energía del evento sísmico y la magnitud calculada de manera rutinaria ( $M_c$ ). La magnitud que elegimos es la magnitud de momento sísmico  $M_w$  (Kanamori, 1977). Esta magnitud es función directa del momento sísmico escalar ( $M_0$ ). El momento sísmico es proporcional al desplazamiento en la falla que origina el sismo así como a sus dimensiones.

El proceso para el cálculo de la magnitud  $M_w$  comienza con la deconvolución de la respuesta del instrumento y otros efectos que afectan la señal sísmica a su paso por un medio heterogéneo. Tales efectos son la dispersión geométrica y la atenuación por fricción entre partículas. La respuesta del instrumento se determinó a partir de curvas teóricas proporcionadas por el fabricante y determinadas en el laboratorio electrónico del Instituto de Geofísica. Los parámetros para atenuación utilizados, fueron valores determinados por Singh (comunicación personal).

Posterior a la deconvolución del instrumento, se determinaron los espectros de aceleración de las trazas sísmicas de cada evento y se calcularon espectros promedios. Los espectros de aceleración son proporcionales a la segunda derivada del momento sísmico; esto es, el espectro de desplazamientos es proporcional al momento sísmico en las bajas frecuencias. Es por esto que se determinaron los espectros para la determinación del momento sísmico y la magnitud  $M_w$ .

El espectro final para la determinación de la magnitud de momento sísmico se calculó con el promedio de los espectros de las trazas sísmicas de un mismo evento. En la determinación de los espectros se encontró un efecto en los espectros con forma de pico alrededor de los 20 Hz.

## CAPITULO II. LA RED DE GUERRERO.

La red telemétrica de Guerrero surge como el resultado del programa de cooperación del Instituto de Geofísica de la UNAM con el Institut de Physique du Globe (IPG) de Estrasburgo, Francia. Esta red de nueve estaciones telemétricas con registro digital se instaló en septiembre de 1987. El objetivo de la red es, entre otros, monitorear la actividad sísmica en la brecha de Guerrero y comprender la geometría y estado de esfuerzos de la placa de Cocos, que subduce bajo la placa Norteamericana en esta región.

### II.1. UBICACION DE LA RED.

La Red de Guerrero se encuentra ubicada en la costa grande de Guerrero al NW de Acapulco, entre los  $101.2^{\circ}$  W y  $100.0^{\circ}$  W de longitud y entre los  $17.1^{\circ}$  N y  $17.7^{\circ}$  N de latitud (ver figura 2.1 y tabla 2.1).

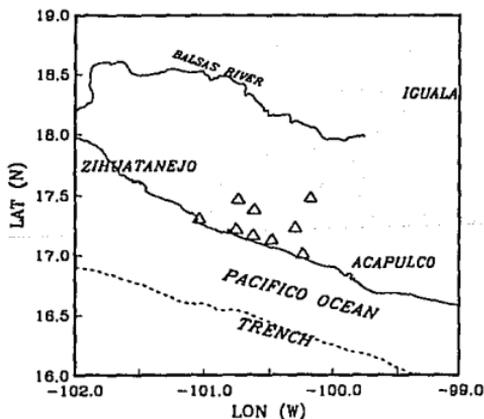


Figura 2.1 Localización de las estaciones de la red de Guerrero, los triángulos invertidos representan las estaciones y los cuadros son algunos de los poblados más importantes de la zona.

**Tabla 2.1**

| ESTACION        | SIMBOLO | LATITUD (W) | LONGITUD (N) |
|-----------------|---------|-------------|--------------|
| Nuxco           | NUX     | 17° 12.6    | 100° 45.2    |
| Papanaoa        | PAP     | 17° 18.3    | 101° 2.27    |
| Punta de Gallo  | PTG     | 17° 28.3    | 100° 10.8    |
| Puerto del Eden | PTE     | 17° 27.7    | 100° 44.4    |
| Progreso        | PRO     | 17° 22.5    | 100° 37.2    |
| San Jeronimo    | SJR     | 17° 8.28    | 100° 28.4    |
| La Florida      | FLO     | 17° 13.5    | 100° 23.5    |
| El Papayo       | PAY     | 17° 1.20    | 100° 14.4    |
| Tetitlan        | TET     | 17° 9.70    | 100° 37.8    |

## II.2. ESPECIFICACIONES INSTRUMENTALES.

El sistema de la red fue fabricado entre el Instituto de Física del Globo de Estrasburgo, Francia, con la colaboración de G. Ball , J. M. Holl , E. Speisser y G. Winttlinger, y S. Solis del Instituto de Geofísica. Esta constituido por ocho estaciones sismológicas telemétricas, una estación local y un conjunto de recepción-registro.

En general, el equipo se puede dividir en dos grupos: el primero lo conforman las estaciones sismológicas telemétricas: Nuxco, Papanaoa, Puerto del Eden, San Jeronimo, La Florida, Papayo, Punta de Gallo, Progreso. El segundo grupo se compone por la estación central y de registro en Tetitlán, Guerrero. Cada estación sismológica se compone de un sismómetro de una componente vertical, un amplificador modulador, un emisor UHF, una antena direccional, un acumulador y un panel solar.

Los sismómetros son de tipo MARK-PRODUCT L-4C con frecuencia natural de 1 Hz. El amplificador modulador y las baterías de litio están colocadas en un cilindro metálico impermeable. Ambas fueron introducidos junto con el sismómetro en un cilindro de aluminio para evitar variaciones de temperatura. Cada estación transmite permanentemente la señal modulada hacia la estación central, donde se recibe, se demodula y se descodifica para ser registrada digitalmente.

La estación central tiene las siguientes componentes: ocho receptores UHF y sus respectivas antenas, un conjunto de demodulación y de detección, un digitizador, una memoria circulante y una estación sismológica de tres componentes (E-W, N-S y vertical). Las señales sísmicas después de ser demoduladas son digitalizadas y se les añade una base de tiempo codificada. La memoria circulante tiene un retardo de 16 s con el fin de no perder los primeros arribos, para los casos en los que el sistema se dispara con el arribo de la onda S. El sistema de registro demodula las señales recibidas de cada estación y un sistema de registro de tiempo. Cuando este sistema se dispara, las señales son codificadas y posteriormente grabadas. En caso de detección, los datos se graban en el disco duro de una PC.

El comando de grabación o "Bus de alarma", es un sistema de circuitos de detección colocados en una tarjeta del comando de grabación, que comparan la suma de las señales seleccionadas con un nivel previamente elegido, de tal manera que, para que el sistema se dispare, la señal debe sobre pasar un voltaje prefijado por medio de un potenciómetro. Desde 1990 se usa un sistema con base en una computadora personal la cual controla todo el sistema de detección.

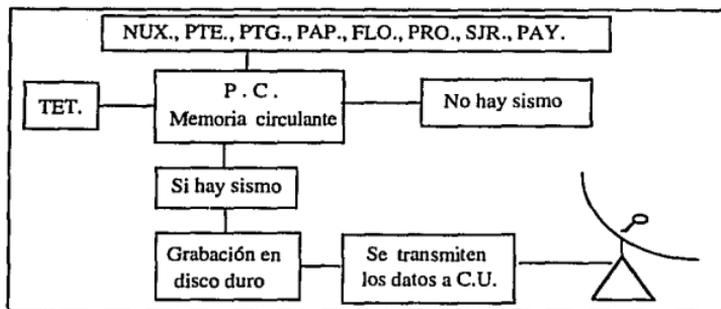


Figura 2.2 Diagrama en bloques del sistema de adquisición de la Red.

## II.3. TECTONICA DE LA ZONA

### II.3.1. Geometría de la subducción.

El régimen tectónico del México central se caracteriza por la subducción de la placa de Cocos bajo la margen oeste de la Placa Norteamericana, ver Fig. 2.3.. El México central pertenece a la región llamada de Mesoamerica, zona altamente activa como resultado de la subducción antes mencionada, (Molnar y Sykes, 1969).

Se han definido diferentes características en la geometría de la subducción a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, que se han relacionado con las características más sobresalientes de la trinchera y el piso oceánico de la placa de Cocos; como por ejemplo, la dorsal de Cocos (Cocos Ridge), la zona de fractura de Tehuantepec y la zona de fractura de Orozco, (Burbach et al, 1984). Basado en datos teleseísmicos, Burbach et al. (1984), dividieron la estructura de la subyacente placa de Cocos y sugieren tres grandes segmentos (Fig. 2.4): El primer segmento se extiende desde la zona de fractura de Panamá la península de Nicoya, con un ángulo de subducción de  $60^{\circ}$ , el segundo segmento se extiende de la península de Nicoya a la zona de fractura de Orozco y, por último, un tercer segmento que abarca desde ese punto hasta la zona de fractura de Rivera.

La división de estos segmentos se fundamenta en los análisis de hipocentros de los sismos registrados por el International Seismological Center (ISC). Algunos autores sugieren que los segmentos están separados por una ruptura por medio de la cual la placa pierde continuidad. Los segmentos subducen, según estos autores, independientemente, con lo que se podrían esperar diferencias en la geometría de la subducción para cada segmento (Burbach et al., 1984).

Estudios mas recientes, no proponen esta división en segmentos de la placa de Cocos (Pardo y Suárez, 1993). Ellos describen que los rasgos más característicos de la geometría de la placa de Cocos es la variación lateral del ángulo de inclinación y el aumento de su edad hacia el sureste. También mencionan el aumento de la velocidad de convergencia relativa a Norte América entre ambas placas, hacia el sureste.

La geometría de la zona de subducción en esta área fue determinada a partir de la sismicidad registrada por la Red de Guerrero (Suárez et al., 1990). Este estudio muestra que la placa de Cocos subduce bajo la placa Norteamericana a un ángulo muy bajo el cual se incrementa progresivamente hasta aproximadamente  $12^{\circ}$ . La máxima profundidad del contacto sismogénico es de 25 Km. Bajo el contacto, la placa subducida se dobla

rápidamente hacia arriba para seguir una trayectoria casi horizontal bajo la placa al sur de México hasta los 150 Km hacia adentro del continente.

### **II.3.2 La brecha de Guerrero.**

Una brecha sísmica es un segmento de la falla que representa el contacto entre placas donde ha transcurrido mucho tiempo sin la presencia de un gran terremoto ( $M_w > 7.5$ ) y donde se acumula a lo largo del tiempo la suficiente energía elástica para producir un gran temblor (Kelleher et al., 1973, McCann et al., 1979, Nishenko y Singh, 1987).

En la parte occidental de Guerrero, en la llamada Costa Grande, la brecha de Guerrero fue definida por varios autores (v.g. Kelleher et al., 1973; McNally et al., 1981; Nishenko y Singh, 1987). Esta brecha sísmica de la placa es delimitada por las zonas de ruptura de los más recientes terremotos ocurridos en las zonas laterales. La brecha de Guerrero se ubica entre las coordenadas  $100^\circ$ - $101^\circ$ W (ver fig. 2.5) a lo largo de la línea de costa, donde no ha tenido lugar a un sismo mayor ( $M_w > 7.5$ ) desde 1908. Por lo tanto, se asume que desde 1908 se ha acumulado la energía sísmica, que eventualmente se manifestará en un gran terremoto (Kelleher et al., 1973).

## **II.4. SISMICIDAD REGISTRADA.**

### **II.4.1. Localización de eventos.**

La Red de Guerrero registra un promedio diario de 4 a 5 eventos con una magnitud  $1 \leq M \leq 4$ , los cuales son localizados utilizando el programa HYPO71 (Lee, 1978). Con este algoritmo se determinan el hipocentro, la magnitud y los parámetros focales para sismos locales. Además, hace estimaciones de error de estos parámetros.

El método de localización que utiliza el programa HYPO71 es el de Geiger (Geiger, 1912), el cual provee un hipocentro solución, a partir de las coordenadas  $x_i, y_i, z_i$  de las estaciones, los tiempos  $T_i$  observados y  $t_i$  calculados, donde estos últimos corresponden a una determinada estructura de velocidad; si definimos el residual de esos dos tiempos tenemos:

$$R_i = T_i - t_i$$

y en una expansión en series de Taylor:

$$R_i = dt + \delta t_i / \delta x \, dx + \delta z_i / \delta y \, dy + \delta t_i / \delta z \, dz + e_i \quad (1)$$

donde  $dt, dx, dy$  y  $dz$  son un vector de ajuste y  $e_i$  es una constante que debe cumplir la siguiente condición de mínimos cuadrados:

$$\text{Si } e_i^2 = \text{un mínimo} \quad (2)$$

Aplicando la condición de (2) en (1) obtenemos:

$$\begin{aligned} ndt + \sum a_i dx + \sum b_i dy + \sum c_i dz &= \sum R_i \\ \sum a_i dt + \sum a_i^2 dx + \sum a_i b_i dy + \sum a_i c_i dz &= \sum a_i R_i \\ \sum b_i dz + \sum a_i b_i dx + \sum b_i^2 dy + \sum b_i c_i dz &= \sum b_i R_i \\ \sum c_i dz + \sum a_i c_i dx + \sum b_i c_i dy + \sum c_i^2 dz &= \sum c_i R_i \end{aligned} \quad (3)$$

donde:

$$a_i = \delta t_i / \delta x \quad b_i = \delta t_i / \delta y \quad c_i = \delta t_i / \delta z \quad (4)$$

Al resolver el sistema de ecuaciones obtenemos una solución de la siguiente forma:

$$x_c = x_0 + dx \quad y_c = y_0 + dy \quad z_c = z_0 + dz \quad t_c = t + dt$$

donde  $x_c, y_c, z_c,$  y  $t_c$  son los valores calculados. Resolviendo nuevamente el sistema, se genera una nueva localización y se minimiza el error, de modo que este proceso se realiza iterativamente hasta que la reducción del error llegue a un límite preestablecido ó llegue al límite fijo de iteraciones.

El programa HYPO71 resuelve el sistema de ecuaciones por el método de inversión de matrices. Para encontrar el vector de ajuste, se realiza una regresión múltiple paso a paso. Por otra parte, este programa requiere de dos archivos de entrada. El primero es un archivo de control que contiene los parámetros necesarios para la ejecución del programa: el número de iteraciones, el valor máximo para terminar las iteraciones, una lista de la localización geográfica de las estaciones, el retraso por efecto topográfico (delay) para cada estación y modelo de velocidades para la zona específica. En este trabajo se utilizó el modelo de velocidad para el estado de Guerrero reportado por Suárez et al. (1992).

El segundo archivo contiene la información obtenida de los sismogramas: nombre de la estación, fecha, polaridad de la onda P, tiempos de llegada de las ondas P y S, el peso asignado a cada fase, amplitudes máximas y duración de la coda. Con estos dos archivos

de entrada, el programa HYPO 71 genera un archivo de salida que contiene: el nombre de las estaciones, la distancia epicentral respecto a cada estación, el azimut respecto a cada estación, así como el ángulo de incidencia, hora y minuto del tiempo de llegada de las ondas P y S, tiempos observados y calculados de las ondas P y S, el modelo de "delays", tiempos residuales de las ondas P y S, los pesos asignados a cada fase, el error cuadrático medio (rms), los errores de la localización para las componentes horizontal y vertical, la cobertura de las estaciones (gap), una calidad de la localización asignada por el programa y el número de fases utilizadas.

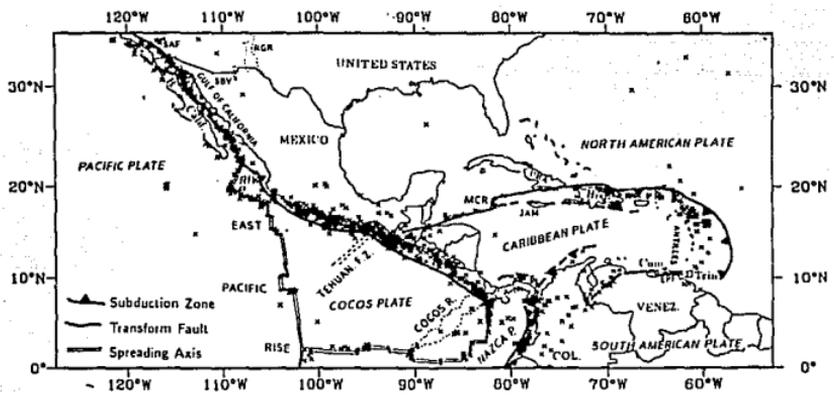


Figura 2.3 Régimen tectónico de la placa de Cocos. Las cruces son epicentros de sismos con una profundidad menor a los 60 Km y con una magnitud mayor a 5. (Tomada de Dewey y Suárez, 1991)

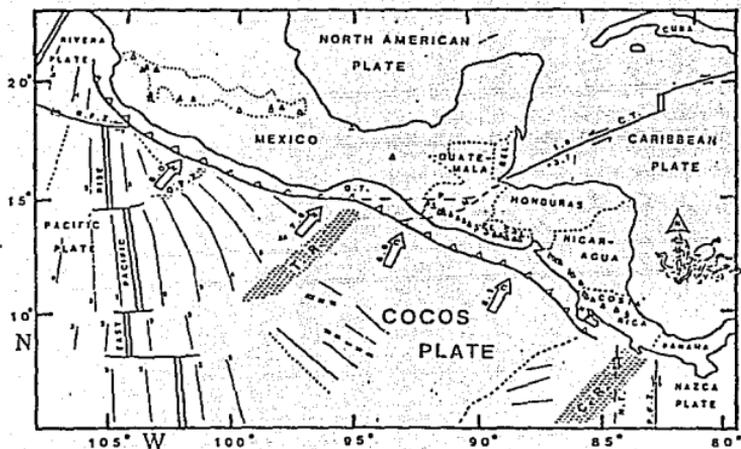


Figura 2.4 División de la placa de Cocos en tres zonas, según Burbach et al. (1984)

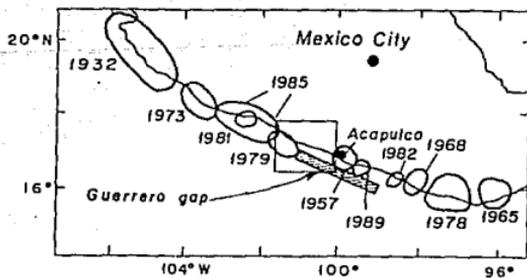


Figura 2.5 Localización del Gap de Guerrero (zona sombreada) y las zonas de ruptura de los eventos mas importantes ocurridos en la zona de subducción. (tomada de Suárez et al., 1990)

## II.4.2. DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA SISMICIDAD REGISTRADA.

La sismicidad registrada por la Red de Guerrero define una inusual distribución a lo largo de dos bandas sísmicamente activas, paralelas a la línea de costa (Suárez et al., 1990). La primera banda se encuentra sobre la costa y tiene un ancho de 35 Km. en donde los hipocentros localizados muestran una profundidad focal de 10 a 25 Km. La segunda banda de sismicidad se encuentra tierra adentro y está claramente separada de la actividad de la costa; las profundidades focales de los hipocentros muestran en esta zona valores de entre 32 a 42 Km (Suárez et. al., 1990). A pesar de que existen algunos eventos entre estas dos bandas, es evidente que la ausencia de sismos entre las dos bandas se da donde la cobertura de la red es mejor. En la zona que esta entre la costa y la trinchera también se observa poca actividad sísmica (Fig. 2.6).

Con base en el análisis de mecanismos focales, se determinaron los tipos de fallas y las direcciones de esfuerzos para los sismos registrados en ambas bandas de sismicidad. En la segunda banda se encuentran predominantemente soluciones a planos de falla correspondientes a fallas normales con ejes tensionales casi horizontales y orientados al NE (Suárez et al., 1990). En la primera banda se determinaron soluciones para fallas inversas de bajo ángulo, buzando hacia el noreste (NE) , que reflejan el estado de esfuerzos de régimen compresivo entre las placas de Cocos y Norte América.

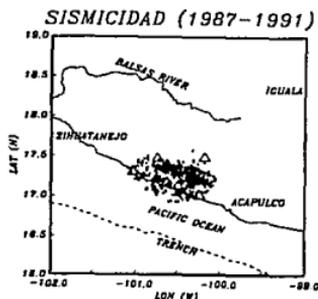


Figura 2.6 Sismicidad registrada por la red de Guerrero para los años de 1987 a diciembre de 1991.

## CAPITULO III

### CONCEPTO DE MOMENTO SISMICO

#### III.1 EL MOMENTO SISMICO $M_0$

El momento sísmico escalar ( $M_0$ ) es un parámetro que permite determinar cuantitativamente y en forma muy general cuan grande es un sismo. Partiendo de la hipótesis de que el modelo de generación de un sismo es una falla que sufre un deslizamiento, el momento sísmico puede ser relacionado a las dimensiones y cantidad de deslizamiento en la superficie de la falla es (Aki, 1966).

Si se considera una zona muy delgada en forma de una placa, la cual representa el plano de falla, el resultado de un cambio de esfuerzos de corte a lo largo de la superficie de la falla es un corrimiento de una cara con respecto a la otra. Esto también puede entenderse como el resultado de un mecanismo que se activa hacia dentro de la zona de falla, en donde se ejercen esfuerzos tangenciales sobre las paredes de la placa. Este esfuerzo tangencial se resume en un par de fuerzas. Sin embargo, para que el sistema esté en equilibrio, es necesario otro par de esfuerzos de igual magnitud pero que actúe en la superficie ortogonal al plano de falla.

Aki (1966) hace un análisis para cada sección de la superficie de un área ( $dA$ ) donde una fuerza de corte ( $f$ ) es aplicada en un punto  $p$  (Figura 3.1), y para el interior de esta placa de espesor ( $h$ ), el desplazamiento ( $u$ ) está relacionado a la fuerza  $f$  y a la rigidez del medio  $\mu$  con la siguiente ecuación:

$$u\mu = hf/dA$$

Pero dado que el material está "soldado", el efecto sobre toda la placa es equivalente a una distribución de fuerzas de cuerpo en un medio continuo. Por lo tanto el momento ejercido por la suma de fuerzas está dado por la integración de todas las superficies ( $dA$ ) de la falla (Aki, 1966):

$$M_0 = \int hf \, dA/dA = \int \mu u \, dA = \mu u \int dA = \mu Au$$

Por lo tanto:

$$M_0 = \mu Au \quad (1)$$

donde:  $\mu$  = modulo de rigidez del medio  
 $A$  = área de la falla  
 $u$  = desplazamiento medio de la falla.

Para determinar el momento sísmico utilizando las dimensiones de la falla se requieren eventos en los cuales sea posible registrar sus réplicas o bien poder medir la extensión de la falla sobre el terreno, cuando se trata de un sismo superficial.

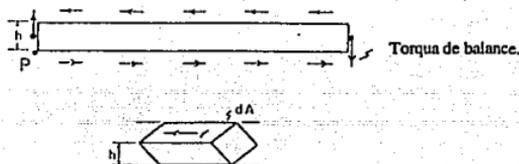


Figura 3.1 Momento sobre el punto de una placa de espesor infinitesimal.

### III.1.1. TEORIA ESPECTRAL.

Dado que generalmente solo contamos con datos de campo lejano y no con la información que nos permita determinar directamente las dimensiones de la falla, es necesario evaluar el  $M_0$  por otros medios, tomando en cuenta todas las consideraciones que van implícitas en la propagación de las ondas en un medio real.

La radiación de las ondas elásticas en el interior de la tierra es complicada y depende de la geometría de la fuente y la influencia de las características del medio circundante a la fuente. Mediante el análisis de fuentes sencillas es posible entender mejor los factores que influyen en las fuentes más complejas. Esto lleva a considerar fuentes puntuales en sólidos infinitos. A partir de estos modelos geoméricamente simples pero

matemáticamente complejos, Love (1944) desarrolla las siguientes expresiones de desplazamiento ( $u_i$ ), considerado para un medio homogéneo e isotrópico:

$$u_x = G/4\pi\rho \left\{ \delta^2 r^{-1} / \delta x^2 \int_{r/\alpha}^{r/\beta} t' g(t-t') dt' + 1/r (\delta r / \delta x)^2 (1/\alpha^2 g(t-r/\alpha) - r/\beta^2 g(t-r/\beta)) + 1/\beta^2 g(t-r/\beta) \right\} \quad (2)$$

$$u_y = G/4\pi\rho \left\{ \delta^2 r^{-1} / \delta y^2 \int_{r/\alpha}^{r/\beta} t' g(t-t') dt' + 1/r (\delta r / \delta x) (\delta r / \delta y) (1/\alpha^2 g(t-r/\alpha) - r/\beta^2 g(t-r/\beta)) \right\} \quad (3)$$

$$u_z = G/4\pi\rho \left\{ \delta^2 r^{-1} / \delta z^2 \int_{r/\alpha}^{r/\beta} t' g(t-t') dt' + 1/r (\delta r / \delta x) (\delta r / \delta z) (1/\alpha^2 g(t-r/\alpha) - r/\beta^2 g(t-r/\beta)) \right\} \quad (4)$$

donde:  $G$  = magnitud de una fuerza  
 $g(t-t')$  = función de tiempo que controla la aplicación de la fuerza  $G$   
 $\alpha$  = velocidad compresional  
 $\beta$  = velocidad de corte  
 $r$  =  $(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$

Si consideramos una combinación de fuentes o fuerzas puntuales, se llega a la representación de una fuente por un doble par de fuerzas sin par neto resultante. A partir de esto Love determinó los desplazamientos en términos angulares para pares de fuerzas, según la fig(3.2):

$$u_r = \left\{ 2hG \operatorname{sen}\vartheta \operatorname{cos}\vartheta \operatorname{sen}^2\phi / 2\pi\rho\alpha^3 r \right\} g'(t-r/\alpha) \quad (5)$$

$$u_\vartheta = \left\{ 2hG (\operatorname{cos}^2\vartheta - \operatorname{sen}^2\vartheta) \operatorname{sen}\phi / 2\pi\rho\beta^3 r \right\} g'(t-r/\beta) \quad (6)$$

$$u_\phi = \left\{ 2hG \operatorname{sen}\vartheta \operatorname{cos}\vartheta \operatorname{sen}\phi \operatorname{cos}\phi / 2\pi\rho\beta^3 r \right\} g'(t-r/\beta) \quad (7)$$

donde :  $2h$  es la separación de las fuerzas y es muy pequeña.

$u_r$   $u_\theta$   $u_\phi$  se asocian con los desplazamientos de ondas P, SV y SH respectivamente.

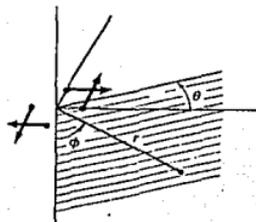


Figura 3.2 Sistema de referencia de un doble par de fuerzas en un mismo plano.

Otra forma simplificada de escribir las relaciones anteriores, únicamente las asociadas a  $u_\phi$  y  $u_r$ , es:

$$u_r = Mo(t) R_p(\vartheta, \phi) / 4\pi \rho \alpha^3 r \quad (8)$$

$$u_\phi = Mo(t) R_s(\vartheta, \phi) / 4\pi \rho \beta^3 r \quad (9)$$

donde:

$$Mo(t) = 4 h G (t - t/\alpha)$$

$\rho$  = densidad del medio

$Mo(t)$  = derivada del momento sísmico en función del tiempo.

$\alpha, \beta$  = velocidades de onda P y S respectivamente

$r$  = distancia del punto de dislocación al punto de observación

$R_p, R_s(\vartheta, \phi)$  = factor del patrón de radiación para ondas P y SH

referidas a coordenadas polares, y donde:

$$R_p(\vartheta, \phi) = (\sin 2\vartheta \sin \phi, 0, 0)$$

$$R_s(\vartheta, \phi) = (0, \cos 2\vartheta \sin \phi, \cos 2\vartheta \cos \phi)$$

La función de tiempo  $g(t - t/\alpha)$ , se ha modelado por varios autores como la convolución de dos series de tiempo correspondientes a los tiempos de dislocación y

ruptura de la falla ( v. g. Keilis-Barok, et al., 1960). Estas funciones de tiempo tienen la forma de caja con período  $T_R$  y  $T_D$  asociados a la ruptura y dislocación de la fuente respectivamente.

Al aplicar la transformada de Fourier y encontrar el espectro de amplitudes a las ecuaciones (5) y (6) se encuentra la siguiente expresión para desplazamientos de ondas P y SH ((Mikumo, 1969; Hirasama y Stauder, 1965):

$$\Omega_p(\omega) = \{ Mo R_p(\vartheta, \phi) / 4\pi r \rho \alpha^3 \} | \text{sinc}(\omega T_R/2) | | \text{sinc}(\omega T_D/2) | \quad (10)$$

$$\Omega_s(\omega) = \{ Mo R_s(\vartheta, \phi) / 4\pi r \rho \beta^3 \} | \text{sinc}(\omega T_R/2) | | \text{sinc}(\omega T_D/2) | \quad (11)$$

Analizando las propiedades de la función :  $\text{sinc}(x) = \text{sen}(x) / x$

Para la cual, si  $x < 1$  entonces  $\text{sinc}(x) \cong 1$ .

Como  $T_R > T_D$  se tiene que si:

$$\omega T_R/2 < 1 \text{ entonces } \omega T_D/2 < 1$$

Por lo que para  $\omega T_R/2 < 1$ , ( $\omega < 2/T_R$ ):

$$\text{sinc}(\omega T_R/2) \cong \text{sinc}(\omega T_D/2) \cong 1$$

Por lo tanto:

$$\Omega_p(\omega) = Mo R_p(\vartheta, \phi) / 4\pi r \rho \alpha^3 \quad (12)$$

$$\Omega_s(\omega) = Mo R_s(\vartheta, \phi) / 4\pi r \rho \beta^3 \quad (13)$$

Es decir que, para bajas frecuencias el momento sísmico (Mo) es proporcional a la amplitud espectral de las funciones de tiempo (8) y (9) que representan a los desplazamientos de la fuente.

Las relaciones (10) y (11) son válidas únicamente en el campo lejano. Es decir, para longitudes de onda y distancias grandes comparadas con la dimensión de la fuente; los desplazamientos (relaciones (8) y (9)), son vistos como una dislocación de corte en un punto.

La función de la dislocación de corte que actúa en un punto es un escalón y se relaciona equivalentemente a un par de fuerzas en una fuente puntual sin un par resultante (Singh y Wyss, 1973).

### III.1.2. CORRECCIONES A SISMOGRAMAS OBSERVADOS.

La teoría de Aki (1967) propone un momento sísmico y desplazamientos relacionados a un medio infinito, homogéneo, isotrópico y elástico. Sin embargo, para poder relacionar el espectro de amplitudes de los desplazamientos de ondas de cuerpo a la señal registrada por un sismógrafo, es necesario realizar diferentes correcciones asociadas a cada uno de los efectos que van implícitos en la serie de tiempo registrada. Estos efectos son: el del instrumento, la dispersión geométrica y la atenuación inelástica del medio.

El sismograma puede ser tratado como la salida de un sistema lineal (Figura 3.3) en el que se convolucionan los efectos del instrumento  $i(t)$ , la propagación geométrica  $r(t)$  y la atenuación del medio  $a(t)$ , así como la función de la fuente  $f(t)$ . Esta operación da por resultado el sismograma observado que expresado matemáticamente resulta en:

$$s(t) = f(t) * a(t) * r(t) * i(t)$$

El objetivo es, por tanto, eliminar los efectos  $i(t)$ ,  $a(t)$  y  $r(t)$  para obtener  $f(t)$ . Por tanto, es necesario deconvolucionar los efectos  $a(t)$ ,  $r(t)$  e  $i(t)$  de  $s(t)$ , lo cual es fácil expresar en el dominio de las frecuencias como:

$$F(f) = S(f) / [ A(f) R(f) I(f) ] \quad (14)$$

que puede expresarse también como:

$$F(f) = S(f) [ 1/A(f) ] [ 1/R(f) ] [ 1/I(f) ] \quad (15)$$

Las ondas sísmicas que se propagan en el interior de la tierra encuentran a su paso varias discontinuidades. Las ondas sísmicas se atenúan debido a la fricción interna y son modificadas en su paso a través de la corteza. Es por esto que es necesario tomar en cuenta estos efectos para calcular la respuesta mas aproximada de la fuente.

Es necesario, por tanto, definir en tiempo o frecuencia los efectos de atenuación, del instrumento y de la dispersión geométrica, para poder deconvolucionarlos de la señal registrada y así obtener la función de la fuente.

Para el efecto del instrumento fue necesario realizar un modelo a partir de curvas teóricas proporcionadas por el fabricante y de curvas experimentales. Las curvas experimentales fueron obtenidas a partir de pruebas electrónicas en los instrumentos de

recepción y grabación de las señales (J. A. Estrada, comunicación personal). El diseño del filtro se tratará con detenimiento en el siguiente capítulo.

Para realizar las correcciones a las señales registradas se trabajó con los espectros de amplitud de las señales ya que así es más sencillo el procesamiento de los datos. Ordaz y Singh (1992) determinan a partir del espectro de desplazamientos formulado por Keilis-Borok, et al. (1960), la siguiente relación para definir el espectro de aceleraciones:

$$A(f,R) = C S(f) G(R) e^{-\pi f R / \beta Q(f)} \quad (16)$$

donde:

$$C = R(\theta, \phi) F_p P (2\pi)^2 / 4\pi \rho \beta^3$$

$$S(f) = f^2 M_0(f) = f^2 (f c^2 M_0 / f + f c)$$

$$G(R) = 1/R \quad \text{para } R \leq 100 \text{ Km}$$

$$(1/R)^{1/2} \quad \text{para } R > 100 \text{ Km}$$

$$Q(f) = Q_0 f^n$$

Integrando todos los factores y  $G(R)$  para menos de 100 Km tendremos la siguiente expresión válida para las bajas frecuencias y desplazamientos debidos a ondas SH :

$$A(f,R) = \{ R(\varphi, \phi) F P 4\pi^2 / 4\pi \rho \beta^3 \} \{ f^2 [f c^2 M_0 / (f^2 + f c^2)] \} \{ (1/R) e^{-\pi f R / \beta Q_0 f^n} \}$$

donde:  $F$  = amplificación de la superficie libre  
 $R$  = distancia hipocentral  
 $P$  = factor de igual partición de energía en dos componentes horizontales,  $(1/2)^{1/2}$   
 $f c$  = Frecuencia de esquina.

En estas expresiones van implícitas las correcciones por efecto geométrico ( $G(R) = 1/R$ ) y de atenuación ( $e^{-\pi f R / \beta Q_0 f^n}$ ). Es importante mencionar que para poder aplicar las expresiones anteriores a cualquier señal sísmica registrada, es necesario deconvolucionar primero el efecto del instrumento. Después de deconvolucionar por el efecto del instrumento se obtienen velocidades, entonces hay que obtener  $A(f,R)$  para efectuar las correcciones por efecto geométrico y de atenuación a las trazas. Posteriormente se integra numéricamente la serie de tiempo corregida para regresar al espectro de desplazamientos. De ahí podemos calcular el momento sísmico, que se relaciona con el espectro de desplazamientos por medio de la siguiente expresión:

$$M_0 = \Omega_s(\omega) 4\pi \rho \beta^3 / R_s(\varphi, \phi)$$

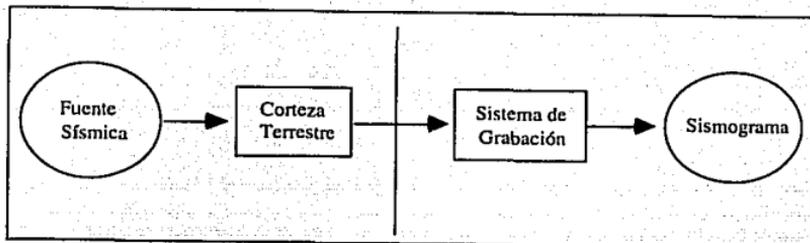


Figura 3.3 Sistema lineal relacionado a la función de respuesta de la Tierra.

## III.2. MAGNITUD DE MOMENTO SISMICO.

### III.2.1. Concepto de magnitud.

El concepto de magnitud fue creado originalmente para proporcionar una medida del tamaño de los sismos utilizando mediciones del movimiento de la tierra y considerando la distancia epicentral y la profundidad focal del sismo. Existen diversas escalas de magnitud y para cada una se definen en términos de la amplitud y tipo de onda a cierto período. Las escalas de magnitud usadas con mayor frecuencia son:

- $M_L$  (Magnitud local): Introducida por Richter (1935) y desarrollada para temblores del Sur de California. Se define por medio de la expresión:

$$M_L = \text{Log } A + f(A)$$

donde:  $A$  = amplitud máxima

$f(A)$  = función de atenuación.

- $M_S$  (Magnitud de ondas superficiales): Introducida por Gutenberg (1945) y desarrollada para temblores superficiales. Se define con la siguiente expresión:

$$M_S = \text{Log } A + 1.656 \log \Delta + 1.818 + S$$

donde:  $A$  = Amplitud máxima

$\Delta$  = distancia en grados

S = constante que depende de la estación.

- $m_B$  (magnitud de ondas de cuerpo): Desarrollada por Gutenberg en (1945). En ésta escala se mide la amplitud máxima de grupos de ondas P, PP y S y se usa para sismos superficiales, intermedios y profundos. Se desarrolla después de la instalación de la red mundial de sismógrafos estándar (WWSSN) y se calcula a partir de la máxima amplitud de la onda P en los primeros ciclos de registro con un instrumento de período natural de un segundo de componente vertical.

- $m_b$ : Formulada por Houston y Kanamori (1986). Es una extensión de  $m_B$ , sólo que en esta se mide la amplitud máxima del grupo de ondas P:

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

donde: T = período

$Q(\Delta)$  = función de atenuación

$\Delta$  = máxima amplitud

- $M_c$  (Escala de magnitud coda): Se basa en la duración (t) del sismograma de un evento dado. Fue propuesta por Bisztricsány (1959). Su expresión matemática es:

$$M_c = c_1 \log t + c_2 \Delta + c_3$$

donde: t = duración del sismo

$\Delta$  = distancia en grados

$c_1, c_2, c_3$  = constantes que dependen de la región y de la estación.

En general, la mayoría de las definiciones de la magnitud de un temblor se pueden definir en términos del logaritmo de la amplitud de alguna fase de la onda (A) medida a cierto período, (Singh y Ordaz, preprint), y tiene una expresión de la siguiente forma:

$$M = \log A + f(\Delta) + C + S$$

donde: M = magnitud

$\Delta$  = distancia epicentral

$f(\Delta)$  = función de corrección por distancia

S = corrección que depende de la estación de registro

C = constante

La corrección por distancia  $f(\Delta)$  permite obtener una magnitud aproximada del mismo evento registrado en varias estaciones, de modo que el valor de la magnitud es el promedio de las magnitudes determinadas para cada evento. Sin embargo, condiciones

locales, como por ejemplo la geología, pueden amplificar o atenuar las ondas sísmicas. En ciertas estaciones, este efecto puede resultar en magnitudes muy diferentes del promedio. Así también la magnitud puede cambiar si se comparan magnitudes de diferentes tipos de instrumentos.

El hecho de que se manejen varias escalas de magnitud se basa en el análisis de la fuente sísmica en la cual se generan ondas longitudinales (P) y ondas transversales (S). La energía de las ondas S es mucho mayor que la de las ondas P (Singh y Ordaz, preprint). Dado que en sus trayectorias las ondas interactúan con la compleja estructura de la tierra que es heterogénea, finita y anisotrópica, éstas sufren efectos de difracción, reflexión y refracción, produciendo formas de onda que incluyen ondas superficiales. Es claro ver que dependiendo de la distancia, varía el tipo de ondas que predominan en el medio. Por lo tanto, el usar una sola relación para evaluar las magnitudes provocaría muchas discrepancias en los resultados.

En teoría, las magnitudes  $M_L$ ,  $M_S$  y  $m_b$ , no tienen un límite superior. Sin embargo, dado la dependencia de las magnitudes con la frecuencia de esquina, es entendible que éstas dependan del ancho de banda del instrumento. Entonces las magnitudes  $M_L$ ,  $M_S$  y  $m_b$  ( que son las más comúnmente reportadas), se saturan para las grandes magnitudes. Como se observa en la figura 3.4, para magnitudes  $M_S$  mayores de 7.5 hay una subestimación de la magnitud, y para magnitudes  $m_b > 4.3$  sucede lo mismo. También se puede apreciar la diferencia en el espectro de fuente para las fases de onda superficiales y ondas de cuerpo, que tienen diferentes frecuencias de esquina.

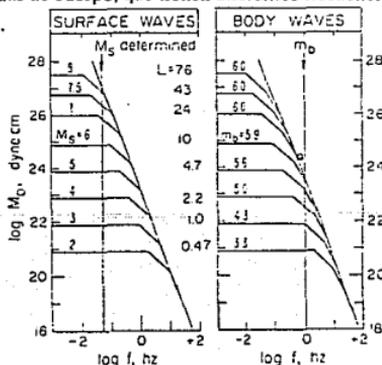


Figura 3.4 Curvas de espectros teóricas, en donde se observa que la magnitud  $m_b$  se satura para sismos mayores a  $m_b > 6$  debido a la forma del espectro. (tomada de Geller, 1976).

### III.2.2. MAGNITUD $M_w$ .

Kanamori (1977) introduce una nueva magnitud ( $M_w$ ) que se basa en la estimación de la caída de energía de deformación mínima (minimum strain energy drop). Esta escala de magnitud supera el problema de saturación que ocurre en  $M_S$ , y está basada en el momento sísmico  $M_o$ . El  $M_o$  mide el comportamiento del temblor a período largo, teóricamente a período infinito; por lo tanto no se satura como las magnitudes  $m_b$  y  $M_S$ . (Hanks y Kanamori, 1979).

La magnitud  $M_w$  se obtiene apartir de la relación de energía - magnitud de Gutenberg - Richter:

$$\log E_S = 1.5 M_S + 11.8 \quad (1)$$

y la relación propuesta por Kanamori (1977) para la estimación de la energía radiada es:

$$E_S = \Delta\sigma/2\mu \cdot M_o \quad (2)$$

donde:

$\Delta\sigma$  = la caída de esfuerzos del sismo.

$\mu$  = el módulo de rigidez del medio.

De (1) y (2) se obtiene:

$$\log (\Delta\sigma/2\mu) \cdot M_o = 1.5 M_S + 11.8 \quad (3)$$

Desarrollando la ecuación (3) además de sustituir  $M_S$  por  $M_w$  y tomando en cuenta que el valor de la caída de esfuerzos es en promedio constante ( $\Delta\sigma = 100 \text{ b}$ ) para los sismos poco profundos, (Aki, 1972; Hanks, 1977; Hanks et. al, 1979; Kanamori y Anderson, 1975; Thatcher y Hanks, 1973) y siendo este valor  $\Delta\sigma/\mu$  proporcional a  $10^{-4}$ , se obtiene la siguiente relación para  $M_w$ :

$$\log M_o = 1.5 M_w + 16.1$$

lo cual se transforma en:

$$M_w = 2/3 \log M_o - 10.73$$

Es importante mencionar que se han desarrollado magnitudes  $M_w$  para diferente tipos de eventos: Eventos interplaca y eventos intraplaca. De manera que según la clasificación del evento se aplica una expresión diferente, como son las publicadas por Singh y Havskov (1980):

$M_w = 2/3 \log M_o - 10.73$  para eventos interplaca.

$M_w = 2/3 \log M_o - 10.46$  para eventos intraplaca.

Se observa que  $M_w$  no depende de la distancia epicentral ni de una constante por corrección de la estación. Esto significa que  $M_w$  sólo depende del  $M_o$  y se relaciona directamente con la fuente sísmica. Por esta razón,  $M_w$  es una magnitud más confiable y representativa de qué tan grande es un sismo.

## CAPITULO IV

### IV.1. SELECCION DE EVENTOS

La red de Guerrero registra una gran cantidad de eventos que tienen diferente calidad de grabación debido a su ubicación y a su tamaño. En general, la calidad de la localización de un evento depende en gran parte de la cobertura de las estaciones de registro, del tamaño del evento y de su profundidad. Esto se manifiesta en los parámetros calculados en el programa de localización HYPO71. Es por esto que la selección de eventos se basó en el condicionamiento relativo de varios parámetros de salida de este programa, (ver figura 4.1). Los eventos seleccionados, son aquellos que cumplen las siguientes condiciones:

- RMS  $\leq$  0.15      Error cuadrático medio del residual de tiempo en segundos:  
$$RMS = (\sum Ri / NO)^{1/2}$$
donde Ri es el residual de tiempo para la i-ésima estación y No es el número de estaciones.
- ERH  $\leq$  2.0      Error estándar del epicentro en KM.  
$$ERH = (\sum DX^2 + \sum DY^2)^{1/2}$$
donde  $\sum DX$  y  $\sum DY$  son los errores estándar de la latitud y la longitud del epicentro respectivamente.
- ERZ  $\leq$  2.0      Error estándar de la profundidad del foco en Km.
- NO = 5.0      Número de estaciones por evento.
- GAP  $\leq$  200      Mayor separación azimutal entre las estaciones en grados.

Con este criterio de selección se obtuvo una lista de eventos que fueron revisados uno por uno, discriminando los eventos que no tenían una buena definición, ya sea por ser muy pequeños, por estar saturados, o por tener una relación señal-ruido menor a dos.

También se tomó en cuenta el año, dado que la red de Guerrero tuvo cambios de sistema. De 1987 a febrero de 1990 funcionó con un sistema de grabación en cinta, el cual tenía una distribución de ganancias diferente a la actual para cada estación, de febrero de 1990 a la actualidad se utiliza un sistema de grabación digital. Además se modificaron las ganancias de los instrumentos. En este trabajo se utilizaron los eventos de la "segunda etapa" por la facilidad de automatización de los procesos y por la dificultad que implica la



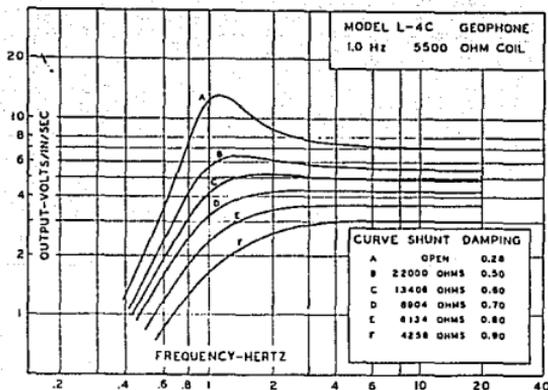


Figura 4.2 Graficas teóricas de la respuesta de los simometros. Las diferentes curvas A,B,...F representan la respuesta del instrumento asignada a una resistencia externa de los instrumentos. La utilizada por los instrumentos de la red es la curva A.

La teoría para el diseño de los filtros a partir de los diagramas de polos y ceros, fué tomada del curso práctico de principios de procesamiento de señales digitales, (Sherbaum, 1992). La teoría parte del análisis de un circuito simple para determinar la función de transferencia de un sistema lineal, mediante la cual se determina el modulo y la fase de la función de respuesta del sistema en frecuencias, que se define como:

$$T(i\omega) = |T(i\omega)| \exp(i\phi)$$

En general el valor de la amplitud de la función de respuesta en frecuencia, para una frecuencia  $\omega$  dada es igual al recíproco de la longitud  $|P(\omega)|$  desde el lugar del polo a la frecuencia sobre el eje imaginario  $i\omega$ .

A partir de un filtro RC, se encuentra la función de transferencia por la aplicación de la transformada de Laplace a la ecuación diferencial que representa al sistema lineal. La función de respuesta en frecuencias, se determina por medio de un análisis gráfico en el plano S de Laplace, relacionando los vectores que forman los polos y ceros con el eje imaginario  $i\omega$ .

La amplitud de la función de respuesta en frecuencias de cualquier sistema lineal e invariante en el tiempo, se puede determinar gráficamente por la multiplicación de los

vectores generados por la posición de los polos y los ceros con el eje de las frecuencias en el eje imaginario (Sherbaum, 1992). De manera análoga, se determina la fase de la función de respuesta en frecuencias. Las ecuaciones que relacionan a los polos y ceros con los espectros de amplitud y fase son:

$$T(i\omega) = \left[ |P_o(\omega)_1| |P_o(\omega)_2| \dots |P_o(\omega)_L| \right] \left[ |P_o(\omega)_1| |P_o(\omega)_2| \dots |P_o(\omega)_N| \right]^{-1}$$

$$e^{i\phi} = \exp \left( i \left( \sum_{L=1}^L \phi_{oL} - \sum_{N=1}^N \phi_{pN} \right) \right)$$

Posterior a la determinación de los polos y ceros, con lo cual se determina la función de transferencia, se calcula la función de respuesta en frecuencias, que es la transformada de Fourier de la respuesta al impulso unitario de la función de transferencia. Por lo tanto, se pueden calcular directamente los espectros de amplitud y de fase de la función de transferencia definida por los polos y ceros.

Las condiciones de estabilidad del sistema, establecen que los polos de la función de transferencia tienen que estar localizados en la parte izquierda del plano complejo de Laplace (s), ya que si el polo está localizado en la mitad izquierda del plano S, entonces la respuesta al impulso de la función de transferencia decaerá exponencialmente. Sin embargo, si el polo está localizado dentro de la mitad derecha, la respuesta al impulso puede hacerse inestable.

Un polo simple en la función de transferencia proporciona una pendiente en la amplitud de la función de respuesta en frecuencias, por lo que en una gráfica log-log, hay un decremento de la pendiente en 20 dB por década. Entonces, tanto para un polo como para un cero, la transición en las amplitudes toman lugar en una frecuencia  $\omega_c$  que es igual al módulo de la posición del polo o del cero respectivamente.

Con la técnica anteriormente descrita y por medio del análisis de ensayo y error se determinarán los polos y ceros para modelar los filtros deseados. Los polos determinados son:  $P_o=(-1.1,6.5)$  y  $P_1=(-1.1,-6.5)$ . Y los ceros determinados son:  $Z_o=(0.0,3.5)$  y  $Z_1=(0.0,-1.1)$ , en el plano de Laplace.

El procedimiento en el paquete de programación PITSA, consiste en reconstruir por medio de los polos y ceros la función de respuesta en frecuencias y convolucionarla con un impulso unitario para obtener así la respuesta al impulso unitario del sistema modelado.

En la figura 4.3 se observa una reconstrucción de las respuestas al impulso unitario de las funciones de transferencia generadas con los polos y ceros anteriores, para el filtro que representa la estación de Tetitlán.

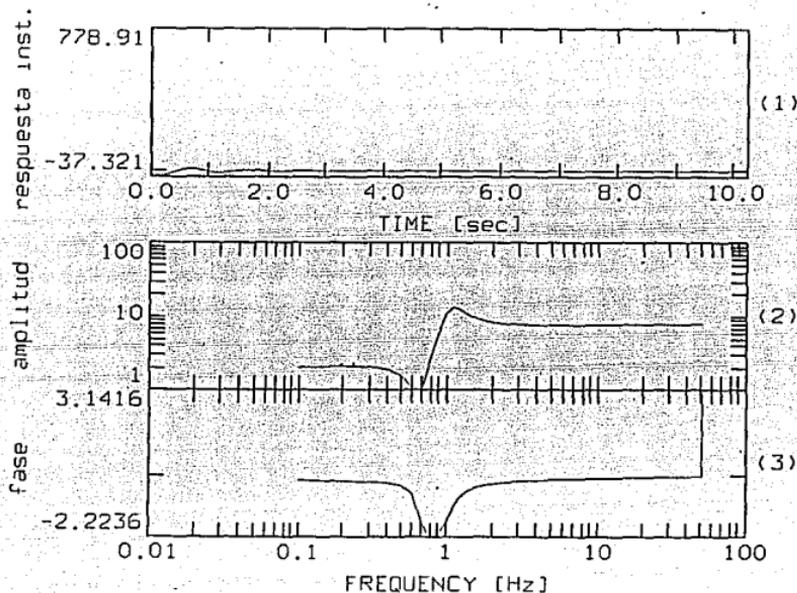


Figura 4.3 Función de respuesta al impulso unitario del instrumento, serie de tiempo, espectro de amplitudes y espectro de fase.

## IV.3 CALCULO DEL MOMENTO SISMICO

### IV.3.1 Deconvolución del instrumento.

La deconvolución se realizó con el paquete de procesamiento PITSA, el cual realiza la deconvolución por el método de corrección al "nivel de agua". El método de deconvolución por corrección al "nivel del agua", opera mediante el cálculo de las transformadas de Fourier de las señales, aplicando una corrección a la señal del denominador. La corrección consiste en fijar un determinado valor en decibelios, al cual se

igualan todos los valores del espectro de amplitudes que se encuentren por debajo del mismo. Una vez efectuada la corrección por "nivel de agua" se procede a realizar la división espectral.

El objetivo de esta corrección es evitar que la señal que resulta de la deconvolución no se dispare para los valores muy pequeños de la señal del denominador. En este trabajo se utilizó un "nivel de agua" de 60 dB para todas las señales. En la figura 4.4 se observa el ejemplo de una señal original y una señal deconvolucionada.

Una vez reconstruida la respuesta al impulso del sistema deseado, se deconvoluciona con la señal sísmica, para posteriormente grabar el archivo en código de máquina para procesarlo posteriormente.

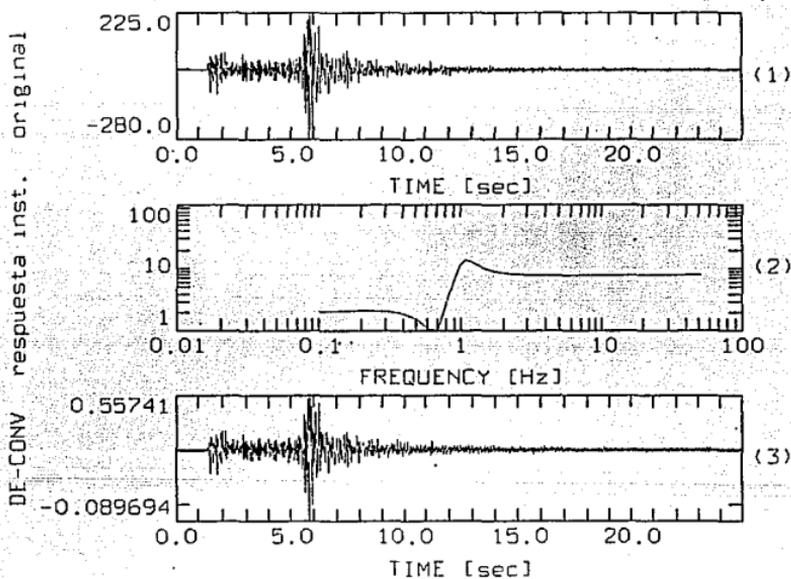


Figura 4.4 Trazo original (arriba), función de respuesta del instrumento (centro) y señal deconvolucionada (abajo).

### IV.3.2 Determinación de espectros.

Una vez deconvolucionadas las trazas debido al efecto del instrumento, se procede a la determinación del espectro de aceleraciones. Los espectros de aceleraciones fueron determinados con la ayuda del programa de procesamiento de señales DEGTRA6 (Ordaz y Montoya, 1991). Se utilizó este programa por la facilidad de manejar los archivos de los espectros determinados, ya que el programa PITSA no permite la grabación de los espectros en archivos ASCII.

El procedimiento en el programa DEGTRA6 consiste en realizar un ajuste por línea base (remover la media) a la traza sísmica. Posteriormente se realiza un escalamiento para pasar de cuentas a cm/seg. El factor determinado para tal hecho fue de  $3.100586E-5$ , que resulta de tomar en cuenta las unidades de salida del instrumento, la ganancia dada por el sistema de grabación y la conversión de unidades al sistema internacional.

Una vez escalada la señal se procede a delimitar la ventana de tiempo a la cual se le determinará el espectro. Esta ventana se delimita en forma aproximada, del arribo de onda S y hasta abarcar al tren de ondas superficiales. (ver figura 4.5).

El cálculo del espectro se realiza rutinariamente por un algoritmo de transformada rápida de Fourier. Posteriormente para el cálculo del espectro de aceleraciones se multiplica por el factor de  $w$ . Una vez calculado el espectro de aceleraciones, este se graba en un archivo ASCII para realizarle las correcciones necesarias, que se describen a continuación.

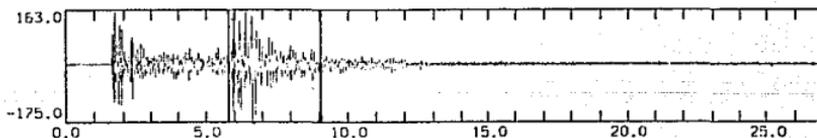


Figura 4.5 Ejemplo de la delimitación de la ventana de tiempo para el cálculo del espectro de aceleraciones.

### IV.3.3 Correcciones a los espectros.

Como se vió en el capítulo 3, el espectro de aceleraciones es proporcional al momento sísmico (ver ecuación 16 del capítulo 3). Por lo tanto, es necesario convolucionar en frecuencia el espectro de aceleraciones con los factores necesarios para igualar al momento sísmico, como se observa en la siguiente ecuación:

$$Mo(f) = A(f,R) / \left\{ \frac{FP 4\pi^2}{4\pi\rho\beta^3} \right\} \left\{ f^2 \right\} \left\{ (1/R) e^{-\pi f R / \beta Q_0^n} \right\}$$

Reduciendo:

$$Mo(f) = A(f,R) f \beta^3 R / \left\{ FP \pi f^2 e^{-\pi f R / \beta Q_0^n} \right\} \quad (1)$$

Las definiciones de cada parametro se dieron en el capítulo anterior. Algunos de los valores utilizados para los parametros anteriores fueron determinados por investigadores del Instituto de Geofísica en investigaciones sismológicas en el área, otros como F y P, fueron tomados de Singh y Ordaz (1991).

Los valores utilizados para la ecuación (1) son:  $F=100$ ,  $P=1/(20)^{1/2}$ ,  $\beta=3500$  m/s<sup>2</sup>,  $Q_0=273$ ,  $n=.6667$ ,  $\rho=3500$  kg/m<sup>3</sup>. La aplicación de estos parametros se realizo por medio del programa de computación SAS2, realizado por M. Ordaz del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Este programa nos permitio introducir los factores arriba mencionados para cada traza de un solo evento. En promedio, se utilizaron de 9 a 12 trazas por evento.

El programa SAS2 requiere de un archivo de datos que contenga el número de trazas, la densidad del medio, la velocidad de las ondas de corte en el medio, las frecuencias limites (mínima y máxima) el número de muestras, el valor de  $Q_0$  y de  $n$ , así como la distancia hipocentral para cada estación.

El procesamiento de este programa implica la multiplicación de los factores necesarios para obtener una razón del momento sísmico medio ( $Mo(f)$ ). Esto es, que realiza un promedio de los espectros de cada estación para el mismo evento, calculando tambien las desviaciones standard.

### IV.3.3 Correcciones a los espectros.

Como se vió en el capítulo 3, el espectro de aceleraciones es proporcional al momento sísmico (ver ecuación 16 del capítulo 3). Por lo tanto, es necesario convolucionar en frecuencia el espectro de aceleraciones con los factores necesarios para igualar al momento sísmico, como se observa en la siguiente ecuación:

$$Mo(f) = A(f,R) / \left\{ FP \frac{4\pi^2}{4\pi\rho\beta^3} \right\} \{f^2\} \left\{ (1/R) e^{-\pi f R / \beta Qo^m} \right\}$$

Reduciendo:

$$Mo(f) = A(f,R) r \beta^3 R / \left\{ FP \pi f^2 e^{-\pi f R / \beta Qo^m} \right\} \quad (1)$$

Las definiciones de cada parametro se dieron en el capítulo anterior. Algunos de los valores utilizados para los parametros anteriores fueron determinados por investigadores del Instituto de Geofísica en investigaciones sismológicas en el área, otros como F y P, fueron tomados de Singh y Ordaz (1991).

Los valores utilizados para la ecuación (1) son: F=100, P=1/ (20)<sup>1/2</sup>, β= 3500 m/s<sup>2</sup>, Qo=273, n=.6667, ρ = 3500 kg/m<sup>3</sup>. La aplicación de estos parametros se realizo por medio del programa de computación SAS2, realizado por M. Ordaz del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) . Este programa nos permitio introducir los factores arriba mencionados para cada traza de un solo evento. En promedio, se utilizaron de 9 a 12 trazas por evento.

El programa SAS2 requiere de un archivo de datos que contenga el número de trazas, la densidad del medio, la velocidad de las ondas de corte en el medio, las frecuencias limites (mínima y máxima) el número de muestras, el valor de Qo y de n., así como la distancia hipocentral para cada estación.

El procesamiento de este programa implica la multiplicación de los factores necesarios para obtener una razón del momento sísmico medio (Mo(f)). Esto es, que realiza un promedio de los espectros de cada estación para el mismo evento, calculando también las desviaciones standard.

#### IV.3.4 EVALUACION DEL MOMENTO, $M_0$ .

El archivo de salida del programa SAS2 contiene un archivo con los datos de las estaciones utilizadas y los datos de frecuencia, razón de momento sísmico medio y sus desviaciones standard.

El método para calcular el  $M_0$  es muy sencillo y se basa en la teoría descrita en el capítulo anterior. El procedimiento consiste en graficar la razón de momento sísmico y su desviación standard, obtenidas con el programa SAS2. En este gráfico se observa un nivel plano para las bajas frecuencias, la intersección de este nivel con el eje de las abscisas es proporcional al valor de  $M_0(f)$ . Las gráficas obtenidas de los eventos seleccionados se encuentran en el apéndice, un ejemplo de la evaluación de  $M_0(f)$  se ve en la figura 4.6.

En todos los espectros evaluados fue muy notorio un efecto alrededor de los 10Hz. Este efecto es un pico que sobrepasa a un nivel cuasiplano que va de 1Hz a 9Hz aproximadamente (ver figuras del apéndice). Es por esto que fue necesario homogeneizar un criterio para medir el  $M_0(f)$ .

El criterio que se utilizó fue medir el  $M_0$  para las frecuencias en el rango de uno a cinco Hz., dado que es en esta banda espectral donde se tiene un mayor grado de confiabilidad en la respuesta del instrumento. Además se midieron las desviaciones standard para el mismo rango de frecuencias. Por lo que se obtuvieron tres valores del momento sísmico, la media y sus desviaciones standard (ver tabla 4.2 al final de este capítulo).

Por otro lado, se tiene que las ondas SH solo pueden ser medidas por instrumentos de componente horizontal. Sin embargo las estaciones de la red están constituidas en su mayoría por componentes verticales únicamente. Esta limitación, se manifiesta en una subestimación de  $M_0(f)$ . Esto es, la razón de momento sísmico medida para ondas S en componentes verticales es menor que si fuesen mediciones en componente horizontal.

Dado que para cada evento se tienen las tres componentes de la estación Tetitlán además de otras componentes verticales de las demás estaciones, se probó graficando los promedios de los espectros en los siguientes casos:

- a)-para todas las componentes
- b)-para las componentes verticales, y
- c)-para las componentes horizontales.

En cada evento se calculó el espectro para cada uno de los tres casos y se obtuvo el valor de  $M_0$ . En la tabla 4.2 se observan los valores de  $M_0$  para los tres casos y sus desviaciones standard correspondientes; las unidades de  $M_0$  son dinas por centímetro.

#### IV. 4 EVALUACION DE MAGNITUDES ( $M_w$ y $M_c$ ).

A partir de los valores obtenidos de  $M_0$ , se calculó de manera rutinaria la magnitud  $M_w$ , utilizando para ello, la ecuación (4) del capítulo III.2.2.:

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1$$

dado que las mediciones comprendieron valores de media y desviación standard de  $M_0$ ,  $M_w$  también se calculó con las mismas características. Los valores obtenidos se encuentran en la tabla 4.3.

Para las magnitudes  $M_c$  se utilizó la siguiente expresión, propuesta por Lee y Lahr (1975) y utilizada para todos los eventos localizados de la red de Guerrero:

$$M_c = -0.87 + 2.0 \log ( T ) + 0.0035 \Delta$$

donde:  $T$  = duración del evento (coda)  
 $\Delta$  = distancia epicentral

Las magnitudes  $M_c$  que se reportan en este trabajo son el promedio numérico de la magnitud  $M_c$  calculada para cada traza de un evento, esta es la que se obtiene en el archivo de salida del programa HYPO71 (ver figura 4.1). Las magnitudes  $M_c$  se encuentran en la tabla 4.1,

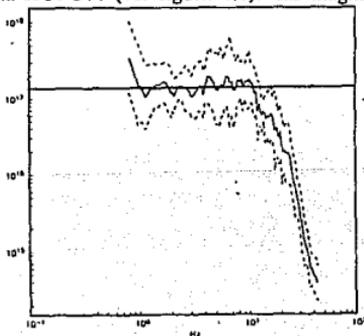


Figura 4.6 Ejemplo de la evaluación de  $M_0(f)$ , con la determinación del nivel plano en las bajas frecuencias.

Tabla 4.1

| Evento   | Lat (N) | Long (W) | prof. (Km) | Mc   | gap | rms |
|----------|---------|----------|------------|------|-----|-----|
| 91010314 | 17.136  | 100.615  | 22.54      | 1.62 | 184 | .07 |
| 91011616 | 17.291  | 100.610  | 34.03      | 1.89 | 82  | .09 |
| 91012019 | 17.211  | 100.663  | 20.69      | 1.94 | 123 | .09 |
| 91012022 | 19.343  | 100.576  | 40.17      | 2.07 | 125 | .09 |
| 91012109 | 17.153  | 100.576  | 24.05      | 1.98 | 167 | .09 |
| 91012714 | 17.210  | 100.198  | 38.00      | 2.30 | 189 | .08 |
| 91021802 | 17.251  | 100.872  | 22.31      | 2.32 | 176 | .06 |
| 91040917 | 17.249  | 100.390  | 34.84      | 2.01 | 106 | .08 |
| 91041207 | 17.188  | 100.326  | 33.46      | 2.27 | 127 | .04 |
| 91041414 | 17.129  | 100.623  | 23.02      | 1.98 | 187 | .08 |
| 91041709 | 17.252  | 100.443  | 42.14      | 1.76 | 102 | .08 |
| 91041812 | 17.244  | 100.209  | 39.09      | 2.06 | 181 | .10 |
| 91041818 | 17.175  | 100.369  | 37.56      | 2.04 | 110 | .07 |
| 91042107 | 17.222  | 100.785  | 23.02      | 2.08 | 175 | .05 |
| 91052105 | 17.150  | 100.610  | 22.43      | 2.11 | 195 | .08 |
| 91053010 | 17.218  | 100.785  | 23.51      | 1.98 | 178 | .06 |
| 91082912 | 17.316  | 100.649  | 36.25      | 1.76 | 117 | .09 |
| 91100403 | 17.277  | 100.382  | 40.76      | 1.88 | 112 | .08 |
| 91100708 | 17.387  | 100.839  | 41.27      | 1.82 | 197 | .12 |
| 91112003 | 17.357  | 100.457  | 38.72      | 1.92 | 150 | .10 |
| 91112204 | 17.207  | 100.743  | 23.98      | 1.99 | 175 | .07 |
| 91112810 | 17.360  | 100.858  | 33.71      | 2.03 | 189 | .09 |
| 91121610 | 17.321  | 100.307  | 40.20      | 2.10 | 129 | .06 |
| 91121922 | 17.298  | 100.631  | 38.34      | 2.09 | 133 | .13 |

Tabla 4.2

| Evento   | Componente       | Mo (+s)    | Mo (media) | Mo (-s)    |
|----------|------------------|------------|------------|------------|
| 91010314 | todas (t)        | 10 E 16.47 | 10 E 16.13 | 10 E 15.85 |
|          | verticales (z)   | 10 E 16.23 | 10 E 16.00 | 10 E 15.87 |
|          | horizontales (h) | 10 E 16.57 | 10 E 16.52 | 10 E 16.47 |
| 91011616 | t                | 10 E 17.09 | 10 E 16.57 | 10 E 16.00 |
|          | z                | 10 E 16.77 | 10 E 16.50 | 10 E 16.00 |
|          | h                | 10 E 17.14 | 10 E 17.05 | 10 E 16.86 |
| 91012019 | t                | 10 E 17.56 | 10 E 16.81 | 10 E 16.33 |
|          | z                | 10 E 17.34 | 10 E 16.72 | 10 E 16.19 |
|          | h                | 10 E 17.54 | 10 E 17.27 | 10 E 17.11 |
| 91012022 | t                | 10 E 17.87 | 10 E 17.38 | 10 E 16.72 |
|          | z                | 10 E 17.83 | 10 E 17.22 | 10 E 16.66 |
|          | h                | 10 E 17.77 | 10 E 17.60 | 10 E 17.50 |
| 91012109 | t                | 10 E 17.61 | 10 E 16.97 | 10 E 16.51 |
|          | z                | 10 E 17.47 | 10 E 16.90 | 10 E 16.43 |
|          | h                | 10 E 17.72 | 10 E 17.35 | 10 E 16.90 |
| 91012714 | t                | 10 E 17.56 | 10 E 17.32 | 10 E 17.12 |
|          | z                | 10 E 17.62 | 10 E 17.30 | 10 E 17.09 |
|          | h                | 10 E 17.54 | 10 E 17.32 | 10 E 17.24 |
| 91021802 | t                | 10 E 17.89 | 10 E 17.61 | 10 E 17.40 |
|          | z                | 10 E 17.90 | 10 E 17.62 | 10 E 17.44 |
|          | h                | 10 E 17.60 | 10 E 17.47 | 10 E 17.34 |
| 91040917 | t                | 10 E 17.57 | 10 E 17.19 | 10 E 16.90 |
|          | z                | 10 E 17.49 | 10 E 17.13 | 10 E 16.86 |
|          | h                | 10 E 17.60 | 10 E 17.45 | 10 E 17.35 |
| 91041207 | t                | 10 E 17.91 | 10 E 17.52 | 10 E 17.31 |
|          | z                | 10 E 17.96 | 10 E 17.58 | 10 E 17.39 |
|          | h                | 10 E 17.55 | 10 E 17.36 | 10 E 17.31 |
| 91041414 | t                | 10 E 17.48 | 10 E 17.11 | 10 E 16.82 |
|          | z                | 10 E 17.36 | 10 E 17.04 | 10 E 16.75 |
|          | h                | 10 E 17.61 | 10 E 17.50 | 10 E 17.42 |
| 91041709 | t                | 10 E 16.98 | 10 E 16.57 | 10 E 16.32 |
|          | z                | 10 E 16.97 | 10 E 16.57 | 10 E 16.31 |
|          | h                | 10 E 17.03 | 10 E 16.94 | 10 E 16.92 |
| 91041812 | t                | 10 E 17.34 | 10 E 16.91 | 10 E 16.56 |
|          | z                | 10 E 17.41 | 10 E 16.91 | 10 E 16.62 |
|          | h                | 10 E 16.91 | 10 E 16.77 | 10 E 16.71 |

| evento   | componente | Mo (+)     | Mo(media)  | Mo (-)     |
|----------|------------|------------|------------|------------|
| 91041818 | t          | 10 E 17.46 | 10 E 17.21 | 10 E 16.92 |
|          | z          | 10 E 17.50 | 10 E 17.12 | 10 E 16.85 |
|          | h          | 10 E 17.63 | 10 E 17.47 | 10 E 17.32 |
| 91042107 | t          | 10 E 17.87 | 10 E 17.56 | 10 E 17.33 |
|          | z          | 10 E 17.82 | 10 E 17.55 | 10 E 17.32 |
|          | h          | 10 E 18.00 | 10 E 17.72 | 10 E 17.61 |
| 91052105 | t          | 10 E 17.74 | 10 E 17.39 | 10 E 17.00 |
|          | z          | 10 E 17.65 | 10 E 17.25 | 10 E 17.00 |
|          | h          | 10 E 17.81 | 10 E 17.61 | 10 E 17.31 |
| 91053010 | t          | 10 E 16.94 | 10 E 16.77 | 10 E 16.50 |
|          | z          | 10 E 16.94 | 10 E 16.61 | 10 E 16.50 |
|          | h          | 10 E 17.09 | 10 E 16.82 | 10 E 16.79 |
| 91082912 | t          | 10 E 17.11 | 10 E 16.81 | 10 E 16.61 |
|          | z          | 10 E 17.12 | 10 E 16.85 | 10 E 16.60 |
|          | h          | 10 E 17.16 | 10 E 16.91 | 10 E 16.71 |
| 91100403 | t          | 10 E 17.45 | 10 E 16.96 | 10 E 16.52 |
|          | z          | 10 E 17.43 | 10 E 16.89 | 10 E 16.49 |
|          | h          | 10 E 17.36 | 10 E 17.25 | 10 E 17.18 |
| 91100708 | t          | 10 E 17.37 | 10 E 16.92 | 10 E 16.62 |
|          | z          | 10 E 17.46 | 10 E 17.00 | 10 E 16.70 |
|          | h          | 10 E 16.93 | 10 E 16.78 | 10 E 16.59 |
| 91112003 | t          | 10 E 17.11 | 10 E 16.80 | 10 E 16.50 |
|          | z          | 10 E 17.14 | 10 E 16.76 | 10 E 16.49 |
|          | h          | 10 E 17.00 | 10 E 16.91 | 10 E 16.74 |
| 91112204 | t          | 10 E 17.41 | 10 E 17.16 | 10 E 16.85 |
|          | z          | 10 E 17.45 | 10 E 17.16 | 10 E 16.84 |
|          | h          | 10 E 17.29 | 10 E 17.21 | 10 E 17.16 |
| 91112810 | t          | 10 E 17.53 | 10 E 17.31 | 10 E 17.04 |
|          | z          | 10 E 17.61 | 10 E 17.36 | 10 E 17.04 |
|          | h          | 10 E 17.34 | 10 E 17.25 | 10 E 17.16 |
| 91121610 | t          | 10 E 17.70 | 10 E 17.40 | 10 E 17.11 |
|          | z          | 10 E 17.71 | 10 E 17.37 | 10 E 17.09 |
|          | h          | 10 E 17.93 | 10 E 17.72 | 10 E 17.44 |
| 91121922 | t          | 10 E 17.66 | 10 E 17.27 | 10 E 16.86 |
|          | z          | 10 E 17.55 | 10 E 17.26 | 10 E 16.76 |
|          | h          | 10 E 17.73 | 10 E 17.51 | 10 E 17.27 |

**Tabla 4.3**

| Evento   | Todas las componentes |          | Componentes verticales |          | Componentes horizontales |          |
|----------|-----------------------|----------|------------------------|----------|--------------------------|----------|
|          | Mw                    | $\sigma$ | Mw                     | $\sigma$ | Mw                       | $\sigma$ |
| 91010314 | 0.750                 | .2070    | .6600                  | .1200    | 1.013                    | .0330    |
| 91011616 | 1.076                 | .0350    | 1.000                  | .2570    | 1.240                    | .0930    |
| 91012019 | 1.206                 | .4100    | 1.146                  | .3835    | 1.513                    | .1940    |
| 91012022 | 1.587                 | .3835    | 1.480                  | .3870    | 1.733                    | .0930    |
| 91012109 | 1.313                 | .3670    | 1.266                  | .3435    | 1.566                    | .2735    |
| 91012714 | 1.547                 | .1470    | 1.533                  | .3570    | 1.546                    | .2010    |
| 91021802 | 1.170                 | .1630    | 1.746                  | .1535    | 1.806                    | .1270    |
| 91040917 | 1.460                 | .2235    | 1.420                  | .2100    | 1.633                    | .0835    |
| 91041207 | 1.680                 | .2000    | 1.720                  | .1900    | 1.573                    | .0800    |
| 91041414 | 1.406                 | .2200    | 1.533                  | .2065    | 1.666                    | .0635    |
| 91041709 | 1.046                 | .2200    | 1.073                  | .0350    | 1.046                    | .2200    |
| 91041812 | 1.273                 | .3065    | 1.273                  | .2630    | 1.300                    | .0320    |
| 91041818 | 1.473                 | .1800    | 1.416                  | .2165    | 1.546                    | .1035    |
| 91042107 | 1.706                 | .1800    | 1.700                  | .1670    | 1.810                    | .1300    |
| 91052105 | 1.593                 | .2480    | 1.500                  | .2185    | 1.740                    | .1665    |
| 91053010 | 1.180                 | .1465    | 1.073                  | .1465    | 1.213                    | .1000    |
| 91082912 | 1.206                 | .1665    | 1.320                  | .1735    | 1.230                    | .1300    |
| 91100403 | 1.307                 | .3100    | 1.260                  | .3150    | 1.500                    | .0600    |
| 91100708 | 1.280                 | .2500    | 1.333                  | .1550    | 1.186                    | .0880    |
| 91112003 | 1.200                 | .2030    | 1.173                  | .2180    | 1.160                    | .0865    |
| 91112204 | 1.440                 | .1865    | 1.553                  | .4070    | 1.473                    | .0430    |
| 91112810 | 1.540                 | .1630    | 1.573                  | .1900    | 1.440                    | .0600    |
| 91121610 | 1.600                 | .1970    | 1.580                  | .2065    | 1.813                    | .1635    |
| 91121922 | 1.513                 | .2665    | 1.506                  | .2635    | 1.513                    | .1535    |

## CAPITULO V.

### ANALISIS DE RESULTADOS.

El cálculo de la magnitud  $M_w$  implicó varias etapas. Como discutimos arriba, la primera fue la selección de eventos cuyos hipocentros cumplieran con ciertas condiciones de confiabilidad. Además de que los registros no debían estar saturados. Esto implicó un filtro en el rango de magnitudes  $M_c$ , que fue de 1.3 a 2.5 y no el original que se planteó para  $M_c \leq 3.5$ .

Posterior a la selección de eventos fue la determinación del filtro pasa altas, el cual se diseñó con dos polos en el plano de Laplace y con una fase cercana a cero. Sin embargo, esta característica del filtro no produjo problemas, pues solo producía un defasamiento en un corto rango de frecuencias, alrededor de 0.7 Hz, en donde no se midió la razón de momento sísmico.

En el proceso de deconvolución de la respuesta del instrumento se eliminaron varios eventos de la lista original, debido a su mala respuesta al filtro o a su exceso de ruido. Terminado con un total de veinticuatro eventos, esto es un total de 253 trazas sísmicas o series de tiempo que fueron deconvolucionadas con la respuesta del instrumento.

El cálculo de los espectros de aceleraciones no representa una alteración en el proceso de la determinación de la razón de momento sísmico. El procedimiento completo implica la aplicación de la transformada de Fourier a la señal de desplazamientos para obtener su espectro de amplitudes. Posteriormente, se multiplica por  $\omega^2$  para obtener el espectro de aceleraciones. En el paso siguiente se obtiene la razón de momento sísmico a partir de la ecuación 3.6, la cual es función del espectro de aceleraciones. Al final, para obtener la razón de momento sísmico, que es función del espectro de desplazamientos se multiplica el de aceleraciones por  $\omega^{-2}$ .

#### V.2 VARIACIONES EN LOS ESPECTROS.

En la graficación de la razón de momento sísmico se observó un efecto muy característico en la mayoría de los eventos (ver apéndice). Este efecto es un "pico" en las amplitudes, que se encuentra en un rango aproximado de los 10 a los 20 Hz.

Este efecto no se observa en algunos eventos, Figura 5.1. Sin embargo no se encontró la razón de esta anomalía espectral. Dado que la respuesta teórica del filtro es plana para esas frecuencias, se descarta la presencia de un efecto secundario debido a la

deconvolucion. Por lo tanto, se puede pensar en un efecto local que este contribuyendo a tal anomalía. Sin embargo, al determinar individualmente los espectros de aceleraciones se encontró que todos los espectros para diferentes estaciones presentaban el mismo patrón en su forma gráfica. Es por esto que podría tratarse de un efecto regional de la zona de estudio.

También se pueden observar, en figura 5.1, las desviaciones standard de los espectros calculados. Sobre estas líneas punteadas se determino un nivel plano para la medición de la desviación standard del momento sísmico y la magnitud  $M_w$ , en el mismo rango discutido en el capítulo anterior. (Figura 4.6). Al analizar las desviaciones standard resultantes del cálculo de la magnitud  $M_w$ , (tabla 4.3), se observa que para los casos de las magnitudes determinadas para todas las componentes y para el caso de las componentes verticales, las desviaciones standard son muy parecidas. Mientras que para el caso del cálculo de  $M_w$  con las trazas de componente horizontal se tienen desviaciones standard de menor tamaño.

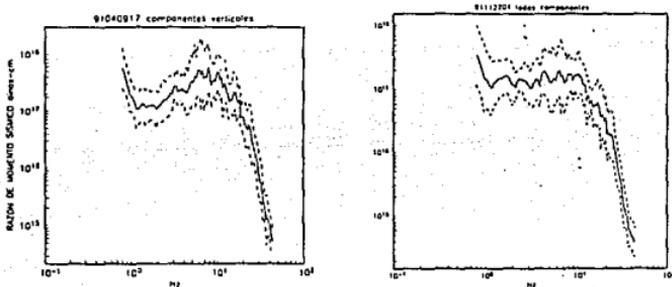


Figura 5.1. Razón espectral de momento sísmico, para dos eventos, con efecto "regional" y sin efecto. Las líneas punteadas representan las desviaciones standard.

Analizando más detalladamente las desviaciones standard de las magnitudes de momento sísmico calculadas, utilizamos un método estadístico. Se determinaron las curvas que representa a una distribución normal de  $n$  muestras (Figura 5.2). Utilizando como muestras las desviaciones standard de las magnitudes  $M_w$  calculadas (tabla 4.3). En la figura 5.2 se pueden observar las curvas correspondientes a los tres casos manejados anteriormente para el cálculo de  $M_w$ , además de un gráfico en donde se comparan las tres curvas.

De las distribuciones normales determinadas, se puede observar que la correspondiente a las componentes horizontales presenta una forma más leptocúrtica con respecto a las otras dos. De esto se entiende que existe un rango de variación menor para las desviaciones standard para las magnitudes calculadas con las componentes horizontales.

Esto es, tenemos menos dispersión en las magnitudes determinadas con las componentes horizontales únicamente. En el caso de las determinaciones de  $M_w$  con componentes verticales únicamente, tenemos un rango mayor de variación en las desviaciones standard, y por lo tanto menor confiabilidad en las magnitudes. Para el caso donde se utilizan todas las componentes se tiene un rango de variación ligeramente menor cercano al de las componentes verticales.

Con esto podemos decir, que el rango de confiabilidad más recomendable para el cálculo de la magnitud  $M_w$ , es la media de las desviaciones standard para las componentes horizontales ( $\sigma=0.224145$ ).

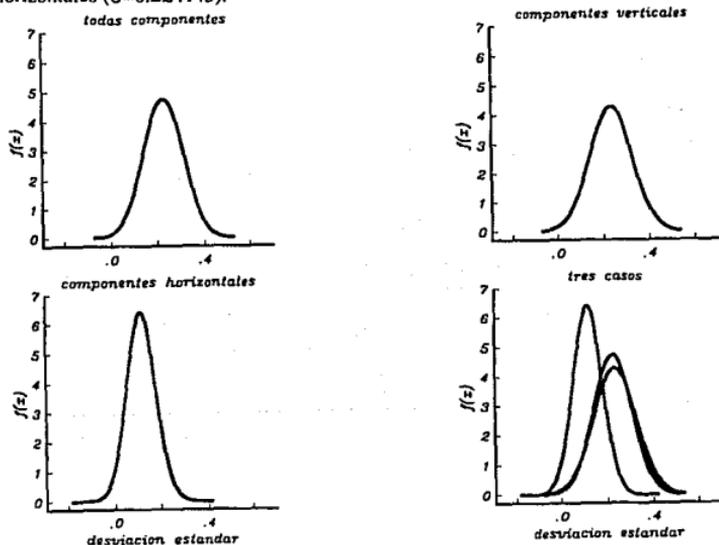


Figura 5.2 Distribuciones normales o gaussianas, para las desviaciones standard de las magnitudes calculadas para: a) todas las componentes, b) componentes verticales, c) componentes horizontales. Y d) gráfico donde se comparan las tres curvas.

Sin embargo, hay que tomar muy en cuenta que apesar de que el cálculo de  $M_w$ , utilizando componentes verticales, tiene una mayor desviación standard, se están utilizando más datos que en el caso de componentes horizontales.. Además, estos datos se encuentran distribuidos alrededor de la fuente, mientras que las componentes horizontales, pertenecen unicamente a la estación de Tetitlán.

## V.1 CORRELACION DE MAGNITUDES $M_w$ - $M_c$ .

Los espectros de momento sísmico medio o la razón espectral de momento sísmico medio son el promedio de los espectros de las trazas de un mismo evento sísmico. A partir de estos espectros se determinó el momento sísmico medio y su desviación standard. (tabla 4.2), para todas las componentes, para las componentes verticales y para las componentes horizontales (apendice). Esto se hizo con el fin de determinar un escalamiento en la magnitud  $M_w$  debido a la limitación de los instrumentos para registrar las ondas SH en todas las estaciones. Por lo tanto se determinó la magnitud de momento sísmico con una desviación standard para cada caso.

Para poder determinar cual es el factor de escalamiento de las magnitud  $M_w$  se determinaron las regresiones lineales con la magnitud  $M_c$  de cada evento (Figuras 5.3, 5.4 y 5.5).

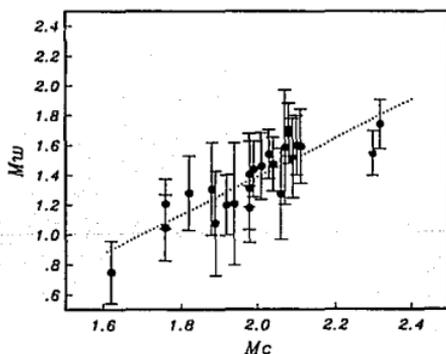


figura 5.3 Regresión lineal entre  $M_c$  y  $M_w$  para todas las componentes.

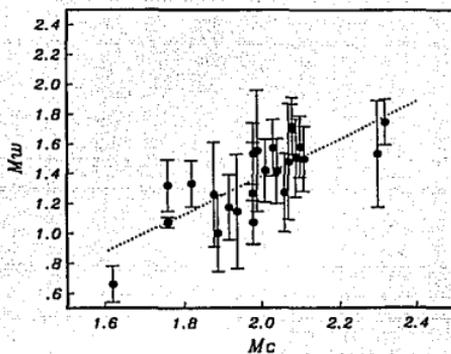


Figura 5.4 Regresión lineal entre  $M_C$  y  $M_w$  para componentes verticales.

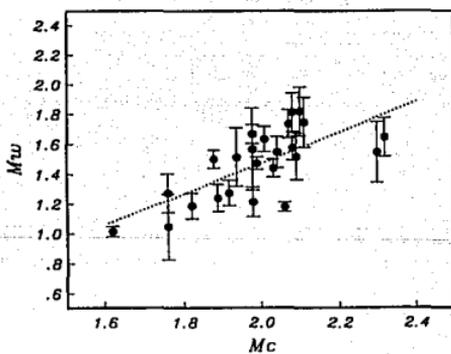


figura 5.5 regresión lineal entre  $M_C$  y  $M_w$  para las componentes horizontales.

Dado que las mediciones se realizaron en ondas S registradas por instrumentos de componente vertical, se tiene una subestimación de la magnitud  $M_w$ . Por esta razón se realizaron las correlaciones para los tres diferentes casos con el fin de determinar un escalamiento de la magnitud  $M_w$ . las correlaciones determinadas fueron:

- a)  $M_w = 1.288746 M_c - 1.1872060$  para todas las componentes..  
 b)  $M_w = 1.264622 M_c - 1.1510240$  para las componentes verticales.  
 c)  $M_w = 1.033466 M_c - 0.5947919$  para las componentes horizontales.

Los parámetros estadísticos determinados en la correlación a partir de una regresión lineal, se encuentran en la Tabla 5.1

Tabla 5.1.

| Componente   | Desviación Standard ( $M_w$ ) | Desviación Standard ( $M_c$ ) | Coefficiente de Correlación. |
|--------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------|
| todas        | 0.234351                      | 0.1547573                     | 0.8510441                    |
| verticales   | 0.253257                      | 0.1547573                     | 0.7727689                    |
| horizontales | 0.228877                      | 0.1547573                     | 0.6987870                    |

Como era de esperarse, las gráficas y los valores obtenidos es claro que existe una subvaloración de la magnitud  $M_w$  medida unicamente con base en las componentes verticales. Por otro lado, el hecho de que el factor de correlación para las componentes horizontales sea menor, puede deberse a que solo se utilizaron dos componentes horizontales.

A partir de estas correlaciones se determinaron dos factores que modifican la pendiente y la abscisa. de manera que los factores se definen en las siguientes expresiones:

a)  $M_w$  (horizontal) = f  $M_w$  (vertical)

esto es:

$$M_w(\text{horizontal}) = f_1 \cdot 1.264622 M_c - f_2 \cdot 1.151024$$

donde  $f_1 = 0.8172133$  y  $f_2 = 0.51675021$

b)  $M_w$  (horizontal) = f  $M_w$  (todas componentes)

esto es:

$$M_w(\text{horizontal}) = f_1 \cdot 1.288760 M_c - f_2 \cdot 1.187206$$

donde  $f_1 = 0.8019072$  y  $f_2 = 0.501001426$

Es claro que hay mas similitud entre las regresiones de  $M_w$  (horizontal) y  $M_w$  (vertical) que entre las regresiones de  $M_w$  (horizontal) y  $M_w$  (todas componentes). Esto se puede observar en los valores de los factores  $f_1$  y  $f_2$  determinados. Esto es, si el valor del factor se acerca a uno, entonces, las regresiones son más similares (tienen la misma pendiente o la misma abscisa), mientras que si el valor del factor se acerca a cero, las rectas difieren de pendiente y de abscisa al origen. por esto, se puede decir que la magnitud  $M_w$  determinada con las componentes verticales, esta menos escalada o subvaluada, que la magnitud  $M_w$  evaluada con todas las componentes.

También se tendría que considerar que las regresiones estimadas no toman en cuenta las desviaciones standard del cálculo de las magnitudes  $M_w$ . Esto es, las regresiones no están ponderadas con ningún peso. Entonces este procedimiento arrastra varios errores estadísticos sobre los cuales no se tiene control. Por lo tanto, la regresión lineal determinada en este trabajo puede aplicarse con el riesgo de estar subvaluando la magnitud  $M_w$ .

## CAPITULO VI CONCLUSIONES

Como resultado de este trabajo se pueden hacer las siguientes conclusiones:

1. El rango de magnitudes  $M_c$  para la determinación de las razones espectrales del momento sísmico es de  $M_c < 2.5$ , y no el originalmente planteado ( $M_c < 3.5$ ), esto se debe a que para eventos mayores el registro se satura y no es posible medir la amplitud real del sismo. Sin embargo, con el acelerómetro recién instalado en la red sería posible extender el rango hasta  $M_c \leq 5$ .

2. Las mediciones de la razón de momento sísmico medio son más confiables para el rango de 1.0 a 5.0 Hz.

3. Los espectros presentan un efecto en forma de pico para frecuencias entre 10 y 40 Hz aproximadamente. Es probable que dicho efecto se deba a un efecto regional de la zona, dado que la mayoría de los registros presentan dicho efecto.

4. La magnitud de momento sísmico determinada es una magnitud subvaluada, debido a la limitación de los instrumentos para registrar las ondas SH. Las dos componentes horizontales existentes en la estación Tetitlán son insuficientes para la determinación de un escalamiento de la magnitud  $M_w$ .

5.- Para una estimación más segura de un factor que determine el escalamiento de la magnitud  $M_w$ , es recomendable utilizar un método de división espectral. Con esto se evitaría el acarreo de errores estadísticos que se dan al calcular  $M_w$  por la razón espectral media del momento sísmico y su correlación con la magnitud  $M_c$ .

6.- La técnica aplicada en este trabajo y los valores determinados para las correlaciones, son aplicables para demás periodos de funcionamiento de la red (1987-1990), siempre que los eventos se encuentren en los de magnitudes determinados en este trabajo ( $M_c \leq 2.5$ ) y que no se encuentren saturados.

7.- Con este trabajo fue posible definir una magnitud  $M_w$  homogénea para los eventos registrados por la red telemétrica de Guerrero. Esto es importante ya que el

catálogo de la red telemétrica de Guerrero es probablemente el más completo para eventos pequeños en la zona de subducción de México.

9.- Es recomendable replantear la magnitud  $M_c$  determinada para los eventos de la red. Dado que las constantes de la ecuación que la definen son las propuestas por Lee y Lahr para el estado de California. Con esto se tendría una magnitud  $M_c$  más representativa para la zona de subducción de Guerrero, en donde se encuentra ubicada la red telemétrica.

## BIBLIOGRAFIA

Aki, K., EARTHQUAKE MECHANISM. Tectonophysics, 13, pp 426-446, 1972.

Aki, K., GENERATION AND PROPAGATION OF G WAVES FROM THE NIAGATA EARTHQUAKE OF JUNE 16, 1964, 2. ESTIMATION OF EARTHQUAKE MOMENT, RELEASE ENERGY, AND STRESS STRAIN DROP FROM G WAVE SPECTRUM. Bull. Earthquake Res. Inst., Vol. 44, pp 23-72, 1966.

Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W.D., y Matumoto, T. SEISMICITY AND TECTONICS OF THE SUBDUCTED COCOS PLATE. Journal of Geophysical Research, Vol. 89, pp 7719-7735, 1984

Dewey, J. y Suárez, G. SEISMOTECTONICS OF MIDDLE AMERICA. The Geology of North America Decade Map, Vol. I, chapter 17, 1991.

Domínguez, J., GEOMETRIA DE LA PLACA DE COCOS EN LA REGION DEL RIO BALSAS, GUERRERO, MEXICO. Tesis profesional, Facultad de Ciencias, UNAM, 1991.

Geiger, L., PROBABILITY METHOD FOR DETERMINATION OF EARTHQUAKE EPICENTERS FROM ARRIVAL TIME ONLY, (traducción del alemán del artículo geiger, 1910.), Bulletin of St. Louis University, Vol 8, pp 65-71, 1912.

Geller, R.J., SCALING RELATION FOR EARTHQUAKE SOURCE PARAMETERS AND MAGNITUDES. Bull of the seism. Soc. of Am. Vol. 66, No 5, pp 1501-1523, 1976.

Hanks, C. Thomas and Wyss, M., THE USE OF BODY-WAVE SPECTRA IN THE DETERMINATION OF SEISMIC-SOURCE PARAMETERS. Bull. Seism. Soc. of Am., Vol. 62, pp 561-589, 1972.

Hanks, C. Thomas and Kanamori, H., A MOMENT MAGNITUDE SCALE. J. Geophys. Res., Vol. 84, B5, pp 2348-2350, 1979.

Kanamori, H., THE ENERGY RELEASE IN GREAT EARTHQUAKES J. Geophys. Res., Vol 82, NO. 20, pp 2981-2987, 1977

Keller, J., Sykes, L. y Oliver, J., POSSIBLE CRITERIA FOR PREDICTING EARTHQUAKE LOCATIONS AND THEIR APLICATION TO MAJOR PLATES BOUNDARIES IN THE PACIFIC AND THE CARIBBEAN. J. Geophys. Res. Vol. 78, pp 2547-2585, 1973

Lee, W.H.K. and Lahr, J.C. A COMPUTER PROGRAM FOR DEREMINING HIPOCENTER MAGNITUDE, AND FIRST MOTION PATTERN OF LOCAL EARTHQUAKES. Open file report, pP 75 -311. U.S. Geological Survey, 1975.

McNally, K. C. y J. Minster, NONUNIFORM SEISMIC SLIP RATES ALONG THE MIDDLE AMERICA TRENCH. J. Gephyysi. Res., Vol 86, pp 4949-4959, 1981.

Molnar, P. and Sykes, L.R. TECTONICS OF THE CARIBBEAN AND MIDDLE MERICA REGION FROM FOCAL MECHANISM AND SEISMICITY. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 80, pp 1639-1684, 1969.

Nishenko y Singh, S. K., CONDITIONAL PROBABILITIES FOR THE RECURRENCE OF LARGE AND GREAT INTERPLATE EARTHQUAKES ALONG THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 77, pp 2095-2114, 1987.

Ordaz, M. and S. K. Singh. SOURCE SPECTRA AND SPECTRAL ATTENUATION OF SEISMIC WAVES FROM MEXICAN EARTHQUAKES AND EVIDENCE OF AMPLIFICATION IN THE HILL ZONE OF MEXICO CITY. Bull. of seism. Soc. of Am., Vol. 82, 1, pp 24-43, 1992.

Pardo, M. y Suárez G., GEOMETRIA DE LA SUBDUCCION DE LAS PLACAS DE RIVERA Y COCOS BAKO EL SUR DE MEXICO. IMPLICACIONES SISMICAS Y TECTONICAS. Preprint, 1993.

Scherbaum, F., SHORT COURSE ON FIRST PRINCIPLES OF DIGITAL SIGNAL PRODESSING FOR SEISMOLOGISTS. Institut Fur allgemeine und Angewandte Geophysik der ludwig Maximilians Universitat Munchen, 1992.

Stein, S. INTRODUCTION TO SEISMOLOGY EARTHQUAKE AND EARTH STRUCTURE, 1991, (preprint).

Singh, S. and Havskov, J. LETTERS TO THE EDITOR ON MOMENT-MAGNITUDE SCALE. Bull. Seism. Soc. of Am. Vol. 70, 1, pp 379-383, 1980.

Singh, S. and Ordaz, M. LA MEDIDA DE LOS TEMBLORES. (preprint).

Singh, S. and Wyss, M. SOURCE PARAMETERS OF THE ORIZABA EARTHQUAKE OF AUGUST 28, 1973, Geofís Int., 165-184. 1976.

Solís, S. FABRICACION E INSTALACION DE UNA RED TELEMETRICA SISMOLOGICA Tesis Profesional. UNAM, Facultad de Ingenierfa. 1987.

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., & David, C. GEOMETRY OF SUBDUCTION AND DEPTH OF THE SEISMOGENETIC ZONE IN THE GUERRERO GAP, MEXICO. Nature. Vol. 345, 6273, pp 336-338, 1990.

White, J. SEISMIC WAVES, RADIATION TRANSMISSION AND ATTENUATION. International Series in the Earth Sciences, Mc Graw, Hill, 1965.

## APENDICE

