



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**CARACTERÍSTICAS ESPECTRALES DE LA
SISMICIDAD DEL VALLE DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

P R E S E N T A:

DELIA IRESINE BELLO SEGURA



**DIRECTOR DE TESIS:
Dr. LUIS QUINTANAR ROBLES
2009**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de Datos del Jurado

1. Datos del alumno

Bello
Segura
Delia Iresine
56 17 29 28
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física
097001465

2. Datos del tutor

Dr.
Luis
Quintanar
Robles

3. Datos del sinodal 1

Dr.
Jaime
Yamamoto
Victorio

4. Datos del sinodal 2

M. en C.
Manuel René
Garduño
López

5. Datos del sinodal 3

M. en C.
Mirna
Villavicencio
Torres

6. Datos del sinodal 4

Dra.
Jazmín
Carranza
Gallardo

7. Datos del trabajo escrito

Características espectrales de la sismicidad del Valle de México
95p
2009

AGRADECIMIENTOS

A mi asesor el Dr. Luis Quintanar Robles que me ha ayudado sinceramente, apoyándome y dándome su consejo honesto, es un gran profesor, le agradezco sobretodo su valiosa dirección, aportación, y paciencia mostrada en la realización de este trabajo.

Al Dr. Jaime Yamamoto Victorio, por su valiosa revisión, el tiempo dedicado y por sus enseñanzas cuando fui su alumna.

Al M. en C. Manuel René Garduño López, por sus atinados comentarios y por su tiempo.

A la M. en C. Mirna Villavicencio Torres, por su amabilidad, su valiosa revisión, su tiempo.

A la Dra. Jazmín Carranza Gallardo, por su amabilidad, y por los conocimientos transmitidos en clase.

A la Facultad de Ciencias y al Instituto de Geofísica por abrirme las puertas asimismo por las facilidades y apoyos brindados.

Finalmente pero no menos importante gracias a mi alma máter la UNAM que me ha instruido desde Iniciación Universitaria en la Escuela Nacional Preparatoria plantel 2.

DEDICATORIAS

A mi mamá, quien ha estado ahí en todo momento y sin importar la hora o el día, por quién yo vivo; ha sido mi maestra, mi amiga, mi psicóloga y antes que todo mi madre y padre. Me ha enseñado que en esta vida no hay puerta que no se abra, gracias Margarita por creer en mí. Gracias por todo.

A Manue mi segunda madre, quién me ha enseñado a ser una mujer fuerte y a no dejarme vencer ante los obstáculos, gracias por enseñarme a luchar y nunca dejar de luchar.

A Iván le agradezco su ayuda con el manejo de Origin y la información proporcionada, antes que nada le agradezco su afecto, compañía y apoyo. Gracias por ser mi mejor amigo y por haber aparecido en mi vida. Gracias por todo.

A mi hermana Valeria por sus comentarios, su ayuda, su compañía, por comprenderme y por soportarme.

A mi hermano Iván por soportarme y por siempre estar en el momento adecuado.

A mi papá Francisco, a Rebeca y a mi tía Elsa por su estímulo, su afecto y sus palabras de aliento.

A las Pléyades: Margarita, Ericka, Ana y Laura por brindarme su amistad y apoyo. A Ericka especialmente por sus palabras estimulantes en la culminación de este trabajo.

A mis amistades de la facultad: Briseida, Cecilia, Flor, Cipactli y Adriana, por su compañía, ayuda y apoyo en el trascurso de la carrera.

A mis amigos que me falta mencionar de la facultad y a mis amigos de geofísica, por sus comentarios y palabras de estímulo.

A Siria por su compañía.

A Padre Jesús por cuidarme todo el tiempo.

Niquitoa

Niquitoa ni Netzahualcóyotl:
¿Cuix oc nelli nemohua in tlalticpac?

An nochipa tlalticpac:
zan achica ya nican.

Tel ca chalchihuitl no xamani,
no teocuitlatl in tlapani,
no quetzalli poztequi.

An nochipa tlalticpac:
zan achica ye nican.

Netzahualcóyotl

Lo pregunto

Yo Netzahualcóyotl lo pregunto:
¿Acaso de veras se vive con raíz en la tierra?

Nada es para siempre en la tierra:
Sólo un poco aquí.

Aunque sea de jade se quiebra,
aunque sea de oro se rompe,
Aunque sea plumaje de quetzal se desgarrá.

No para siempre en la tierra:
Sólo un poco aquí.

Netzahualcóyotl

ÍNDICE

1 RESUMEN.....	1
2 INTRODUCCIÓN.....	2
3 ANTECEDENTES.....	4
3.1 <i>Desarrollo histórico.....</i>	4
3.2 <i>Sismología, ingeniería sísmica y prospección sísmica.....</i>	5
3.3 <i>Estructura interna de la Tierra.....</i>	7
3.4 <i>¿Cuáles son las fuerzas que producen el movimiento de las placas?.....</i>	9
3.5 <i>Mecanismo de los terremotos.....</i>	12
3.6 <i>Definición de parámetros focales básicos.....</i>	19
3.7 <i>La República Mexicana y la Ciudad de México ante los sismos</i>	20
4 ANTECEDENTES FÍSICOS Y MATEMÁTICOS.....	24
4.1 <i>Conceptos matemáticos.....</i>	24
4.1.1 <i>Transformada de Fourier.....</i>	24
4.1.2 <i>Transformada integral de Fourier.....</i>	25
4.1.3 <i>Transformada de Fourier obtenida a partir de la forma compleja de la integral de Fourier.....</i>	27
4.2 <i>Interpretación física: Espectro de Fourier.....</i>	28
4.3 <i>Determinación del momento sísmico, caída de esfuerzo y frecuencia de esquina a partir del espectro de Fourier.....</i>	30
4.3.1 <i>Parámetros que definen un foco sísmico de dimensiones finitas.....</i>	31

4.3.2	Relación entre el espectro de amplitudes y el momento sísmico.....	32
4.3.3	Espectro de amplitudes de la onda S.....	35
5	DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	37
5.1	<i>La República Mexicana ante los sismos.....</i>	37
5.2	<i>La Ciudad de México: características sismotectónicas.....</i>	38
5.3	<i>Redes sísmicas en la zona de estudio.....</i>	46
5.4	<i>Descripción de los datos utilizados.....</i>	48
6	METODOLOGÍA Y RESULTADOS.....	52
6.1	<i>Descripción del análisis de los datos.....</i>	52
6.1.1	<i>Análisis de espectros.....</i>	54
6.2	<i>Resultados obtenidos.....</i>	57
7	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	60
8	CONCLUSIONES.....	64
9	BIBLIOGRAFÍA.....	66
10	ANEXO I.....	68

1 RESUMEN

En el presente trabajo se hace un análisis espectral de las señales sísmicas obtenidas con la Red Nacional de Observatorios Sismológicos (RNOS) de Banda Ancha, a través de los cuales se recaba la información de los sismos originados en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana. Una de estas regiones es el Valle de México, no es una región que presente sismos de gran magnitud, como es el caso de los sismos originados en los estados costeros del sur del País; sin embargo, los 11 años estudiados en este trabajo muestran la gran actividad sísmica que presenta el Valle de México.

Se analizaron los 28 eventos más representativos del año 1996 al 2007, todos ellos con origen en el Valle de México; localizados en dos zonas, la primer zona entre las delegaciones situadas al norte del Distrito Federal y la segunda zona entre las delegaciones Tláhuac, Milpa Alta y los municipios Chalco y Juchitepec del Estado de México. Los eventos se estudiaron mediante la técnica de análisis espectral, y se emplearon las señales provenientes de las estaciones más cercanas al origen de los sismos registrados. De tal manera que mediante el análisis, se determinó el momento sísmico (M_0), la caída de esfuerzo (σ) y la magnitud del momento sísmico de cada evento.

Finalmente, comparando la caída de esfuerzos de las zonas, en las cuales se concentraron los eventos ocurridos, se observó que los eventos con caída de esfuerzos mayores se agruparon en la zona Sureste del Valle de México.

2 INTRODUCCIÓN

La Sismología es la ciencia que se encarga de estudiar los aspectos relacionados con la ocurrencia de temblores, estudio que sin el uso de las herramientas físicas y matemáticas no sería posible.

Estos procesos acaecidos en la corteza terrestre, se distribuyen según el acoplamiento de las placas que conforman la corteza terrestre. Uno de estos lugares que muestra gran actividad sísmica se encuentra entre las placas de Cocos y de Norte América, en la costa sur de México. Históricamente los eventos sísmicos que han dejado huella por la destrucción ocasionada, se han originado en las costas de México, como ejemplo tenemos el sismo ocurrido el jueves 19 de septiembre de 1985 a las 7:19 a.m (LT), de magnitud 8.1 en la escala Richter, con epicentro en las costas de Michoacán. Como este evento, otros han afectado las construcciones del Valle de México ocasionando la pérdida de muchas vidas humanas; debido a la geología de esta región y a la magnitud del sismo, pero es importante señalar que ninguno de esos sismos tuvo su epicentro dentro del Valle de México; sin embargo, sí presenta gran actividad sísmica.

“El estudio de la sismicidad en el Valle de México es de gran importancia, ya que proporciona información sobre los procesos de deformación de la corteza continental que están teniendo efecto en la parte

central del Eje Neovolcánico y así poder reconstruir el tamaño que tiene este campo de esfuerzos local” (Huesca, 2008)

El estudio de la sismicidad tanto en el Valle de México como en otras partes de la República Mexicana, ha sido posible analizando las señales registradas en la Red Nacional de Observatorios Sismológicos (RNOS), de banda ancha. La red está compuesta por estaciones sismológicas ubicadas en las regiones con mayor actividad sísmica del país.

En cuanto al estudio de las señales se refiere se debe conocer el concepto de ecuación de onda y Transformada de Fourier. Para obtener las características de las señales sísmicas como es la caída de esfuerzo o el momento sísmico es necesario aplicar la técnica de análisis espectral, la cual emplea básicamente la Transformada de Fourier. A partir de estos conceptos Físicos es posible obtener las características de la falla tras haber obtenido la caída de esfuerzo de la falla y su momento sísmico. Finalmente, es posible agrupar por zonas el Valle de México de acuerdo a las caídas de esfuerzo encontradas.

3 ANTECEDENTES

3.1 Desarrollo histórico

El término sismología proviene de dos palabras griegas *seismos* (agitación o movimiento rápido), y *logos* (ciencia o tratado). El fenómeno de los terremotos designaba en griego por *o seismos tes ges*, que se tradujo al latín por *terrae motus*, de donde se deriva la palabra española. Sismología significa, por tanto, la ciencia de la agitación o ciencia de terremotos (Udías, et al., 1997).

En la antigüedad una de las primeras sistematizaciones del estudio de los terremotos y sus causas se debe a Aristóteles, quien propuso, siguiendo las ideas de sus antecesores griegos, que la causa de los terremotos es la agitación del suelo, debida a vapores o a vientos subterráneos atrapados en su interior que tratan de salir de ella. En esta explicación influyó la relación entre terremotos y volcanes. En la *Tabla 3-1* se muestra la evolución cronológica de la sismología.

Autor	Año	Teoría
Séneca y Plino (Romanos) Alberto Magno y Tomás de Aquino (filósofos medievales)	Hasta el siglo XVII	Prevalece la teoría Aristotélica
M. Listes y N. Lesmery (proponen) Newton y Bofon (de acuerdo)	Finales siglo XVII- Principios siglo XVIII	Explicaron que los terremotos son debidos a explosiones producidas por la acumulación de material inflamable en el interior de la Tierra.
J. Zahn	1696	Realizó uno de los primeros catálogos.

J.J Moreira de Mendonça	1758	Realizó otro de los primeros catálogos.
J. Michell	1760	Primero en asociar la agitación de los terremotos con la propagación de ondas elásticas en la Tierra.
T. Bung y J. Milne	1807 y 1841 respectivamente	Desarrollaron la teoría anterior.
R. Mallet y A. Perrey	1850	Inician los catálogos modernos.
R. Mallet	1857	Asentó las bases de la sismología moderna. Desarrollo la teoría del foco sísmico y abandono la teoría explosiva.
C. Lyell y E. Suess	1833	Relacionaron los terremotos con las fallas.
J. Mil y F. Omori	1894	Instrumentación sísmica con péndulo inclinado
F. Montessus de Ballore y A. Sieberg	Principios del siglo XX	Asignaron la causa de los terremotos a los procesos tectónicos.
R.D. Oldham, K. Zöppritz y E. Wiechert	Siglo XX	Comienzan los primeros estudios en el interior de la Tierra. Basados en datos sísmicos propuestos por Gutenberg en 1914.
E. Wiechert	1909	Instrumentación sísmica con péndulo invertido.
B. Galitzin	1926	Sismógrafo electromagnético
H. Jeffreys y K Bullen	1930	Desarrollaron los primeros instrumentos de observación de las ondas sísmicas, basados en la oscilación de un péndulo.
J. Macelwane	1939	

Tabla 3-1.- Historia de la sismología

3.2 Sismología, ingeniería sísmica y prospección sísmica.

Existen tres campos de estudio de los temblores:

*La *Sismología* estudia la representación física de los procesos que generan terremotos en el interior de la Tierra. Estos procesos incluyen la

acumulación de esfuerzos tectónicos y el proceso de ruptura, estos procesos son de interés en este trabajo.

La instrumentación sísmica, la cual estudia los fundamentos de los diversos tipos de instrumentos utilizados para observar los movimientos de la tierra, es también de interés en sismología.

*La *ingeniería sísmica* trata los aspectos del movimiento de la tierra producidos por los terremotos que afectan las edificaciones y estructuras construidas sobre su superficie. Su aspecto más relevante es la caracterización de los desplazamientos, las velocidades y las aceleraciones en la superficie de la tierra.

*La *prospección sísmica* trata de la aplicación de métodos sísmicos para la búsqueda de recursos naturales y en especial de yacimientos de petróleo.

En la sismología podemos distinguir sus aspectos teóricos y de observación. El estudio de los primeros se basa en la teoría de medios continuos que consideran a la Tierra formada por un material imperfectamente elástico, en el cual se propagan las ondas producidas por los terremotos. La generación de estas ondas es causada por los procesos que se producen en el foco sísmico. Su estudio constituye la teoría del mecanismo de los terremotos.

La propagación de las ondas sísmicas en la tierra se estudia aplicando la teoría de la propagación de ondas en un medio elástico. Se procede proponiendo modelos para el comportamiento elástico de la Tierra. Un primer modelo

considera la Tierra como un medio perfectamente elástico, isótropo, homogéneo e infinito.

3.3 Estructura interna de la Tierra

Para saber donde se producen y almacenan los esfuerzos que deforman las rocas y causan los sismos es necesario estudiar la constitución de la Tierra y los procesos que se llevan a cabo en su interior. Básicamente la Tierra tiene la estructura interna mostrada en la *Figura 3.3.1*.

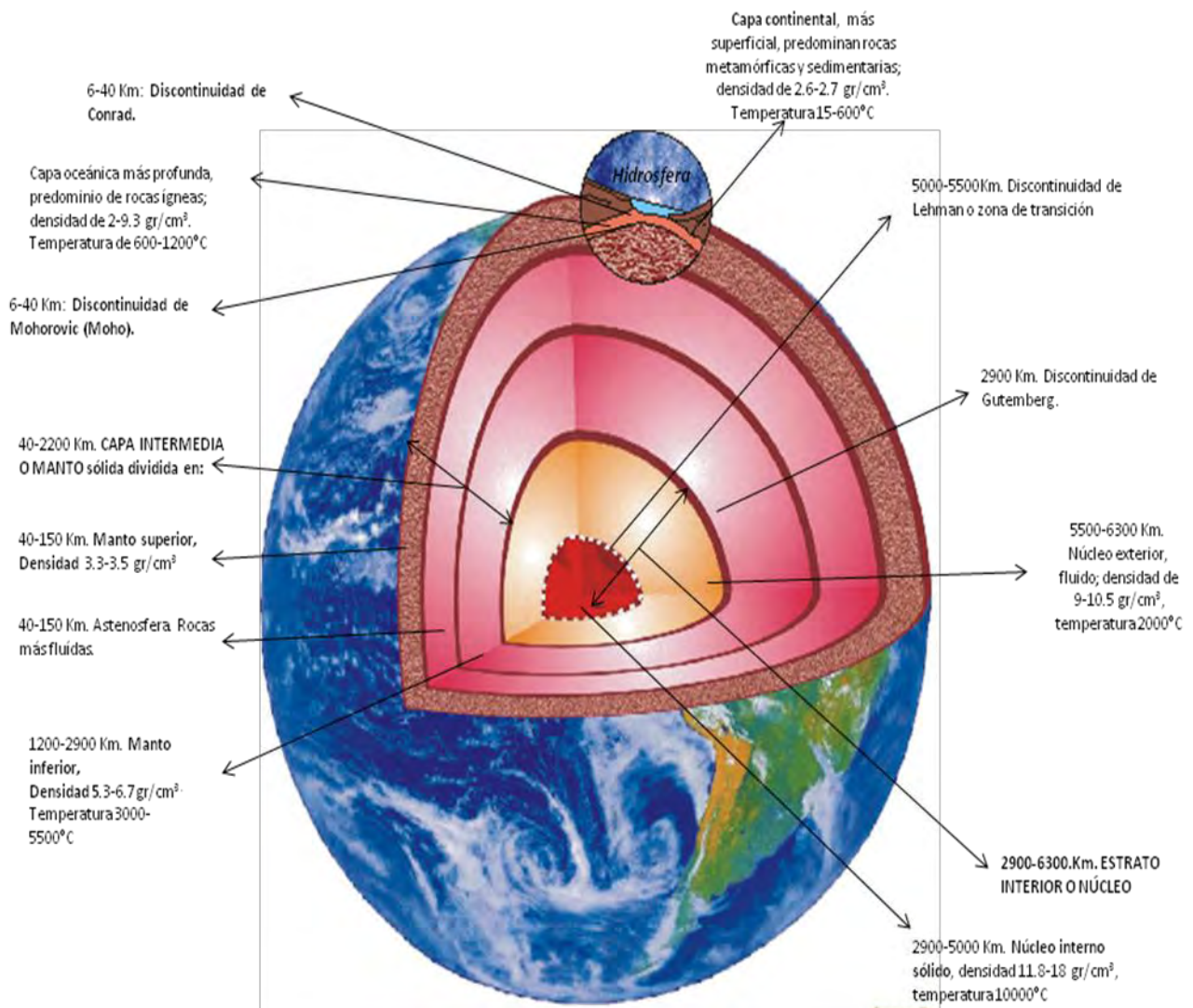


Figura 3.3.1.- Modelo del interior de la Tierra.

De la *Figura 3.3.1* podemos observar que en las últimas capas se tienen la corteza (dividida en continental y oceánica) y el manto superior. Tanto la corteza como parte del manto superior forman la **litosfera**, la cual se encuentra dividida en placas, formando una especie de rompecabezas. Su división es la siguiente: Africana, Sudamericana, Norteamericana, Euroasiática, Pacífica y Antártica, estas placas litosféricas poseen dimensiones variadas; las placas de Cocos, Nazca, Caribe, Árabe, de Filipinas, Escocesa y de la India poseen tamaño subcontinental. Como se muestra en la *Figura 3.3.2*.

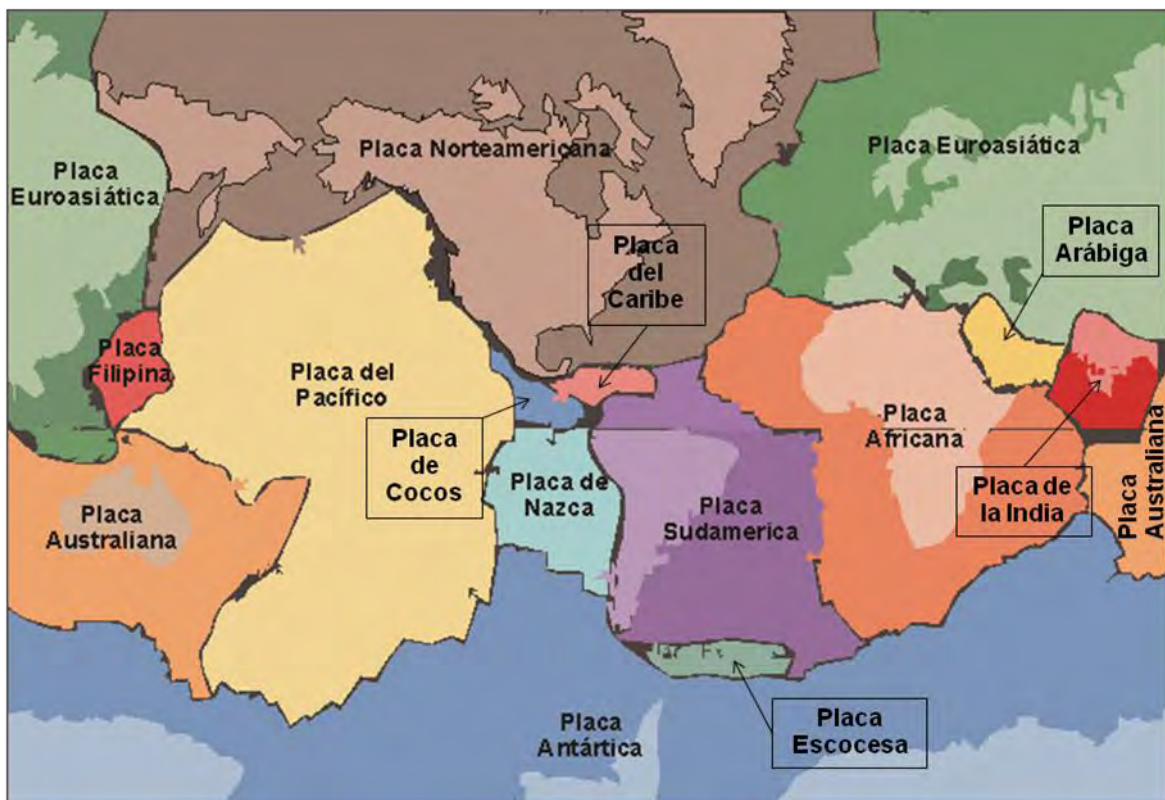


Figura 3.3.2.- Placas que componen la Tierra.

Las placas continentales están constituidas tanto de corteza oceánica como de corteza continental, a diferencia de las placas oceánicas que en su mayoría están constituidas por corteza oceánica. Este hecho es importante, ya que la composición, el espesor y la densidad de las placas oceánicas las hacen

menos rígidas y fluctuantes que las continentales. A esto se debe que la corteza continental "resista" a la subducción y a su destrucción futura en el manto.

3.4 ¿Cuáles son las fuerzas que producen el movimiento de las placas?

Existen varias teorías que pretenden explicarlo, posiblemente no sea un sólo mecanismo como se pensaba. Inicialmente se imaginaba que una gran célula de convección del manto era la responsable del mecanismo de movimiento de la corteza; sin embargo, ahora se sabe que debido a la estructura de la Tierra esto no es posible. También se propuso la idea de que las placas litosféricas podrían ser transportadas por una serie de pequeñas células de convección; éstas, sin embargo, no serían suficientes para explicar la complejidad de los movimientos de las placas litosféricas. Lo más probable es que no sea sólo un mecanismo sino varios los que intervengan en el movimiento de las placas.

Las teorías más recientes sugieren que las placas representan la superficie superior de los movimientos del flujo convectivo del manto. Esos movimientos no se deben a simples células, sino a un patrón más irregular del flujo. Conforme el material de la astenosfera asciende en las dorsales meso-oceánicas, se enfría y se solidifica por consiguiente los bordes de las placas se hacen más densos a medida que se enfrían su peso contribuye a que se hundan y se reabsorban en el manto, promoviendo un mecanismo adicional de

movimiento. A continuación se muestran los modelos propuestos para explicar los mecanismos de movimiento de las placas litosféricas Figura 3.4.1.

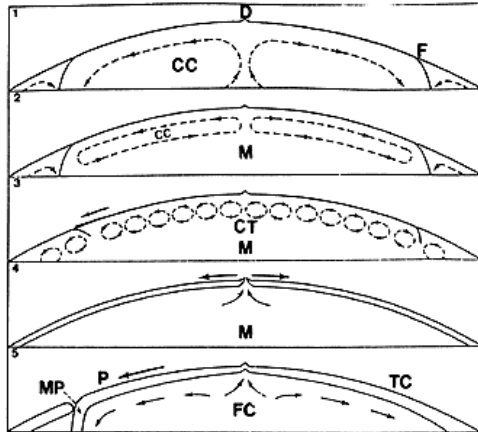


Figura 3.4.1.- D: dorsal. F: fosa. CC: célula de convección. M: manto. CT: capa turbulenta. P: placa que se hace más densa con el enfriamiento. TC: tope del flujo convectivo que se enfría para formar una nueva placa. MP: inmersión de la placa en el manto. FC: flujo convectivo. <imagen tomada de (Llorente, et al., 1996)>

Ya se mencionó que la Tierra está compuesta por diversas placas, a continuación se muestran los tipos de contacto que existen entre ellas, básicamente tres:

1. *Fractura de deslizamiento horizontal o de transformación*: Las placas se desplazan horizontalmente, una con respecto a la otra. A diferencia de las otras dos, no hay creación ni destrucción de litosfera.



Figura 3.4.2.- Deslizamiento horizontal

2. *Divergencia o extensión*: Las placas se separan una de la otra, se crea nueva litosfera de tipo oceánico en el espacio resultante.

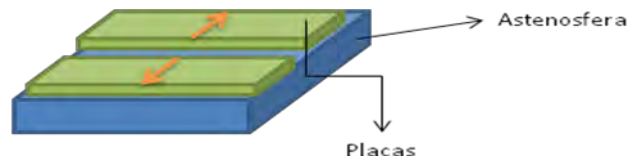


Figura 3.4.3.- Divergencia

3. *Convergencia o subducción*: La litosfera de una placa se introduce en el manto por debajo de la otra, el resultado es la destrucción de litosfera en la zona de contacto. La *Figura 3.4.4* muestra un ejemplo de subducción entre placas.

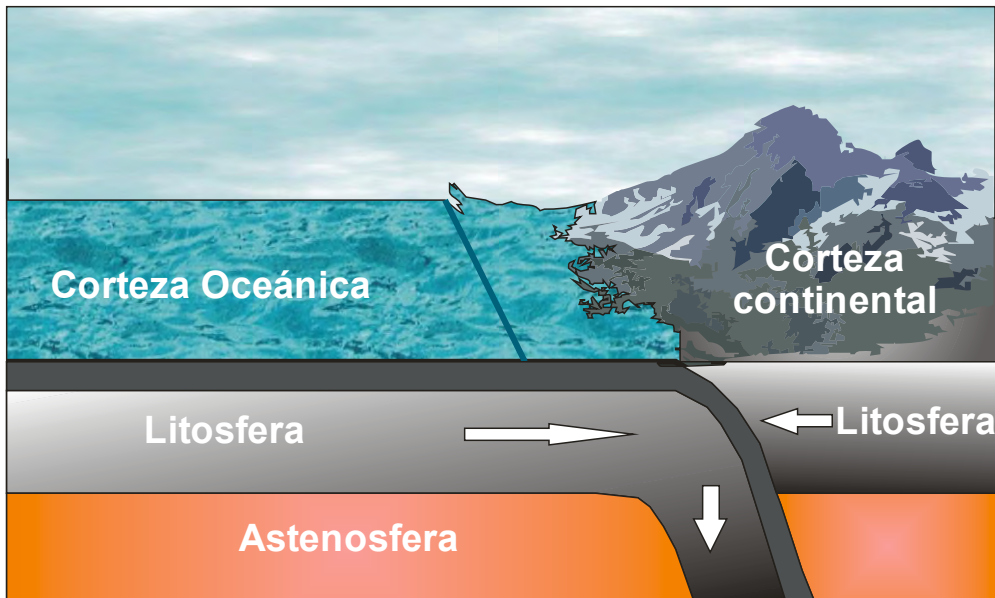


Figura 3.4.4.- Subducción

Las principales zonas sísmicas del mundo coinciden con los límites de contacto entre las placas tectónicas y con la posición de los volcanes activos de la Tierra. Esto se debe al hecho de que la causa de los terremotos y de las erupciones volcánicas son manifestaciones de los procesos tectónicos del planeta.

3.5 Mecanismo de los terremotos

El movimiento de placas provoca esfuerzos entre ellas, de forma que cuando las fuerzas que actúan entre las rocas que componen las placas son muy grandes, tanto que no logran soportarlo, se deforman elásticamente provocando que se rompan bruscamente generando ondas elásticas y desplazamiento a lo largo de la falla.

Los parámetros que definen la orientación, dimensiones y la dirección y magnitud de su deslizamiento de las fallas se describen en la *Figura 3.5. 1*.

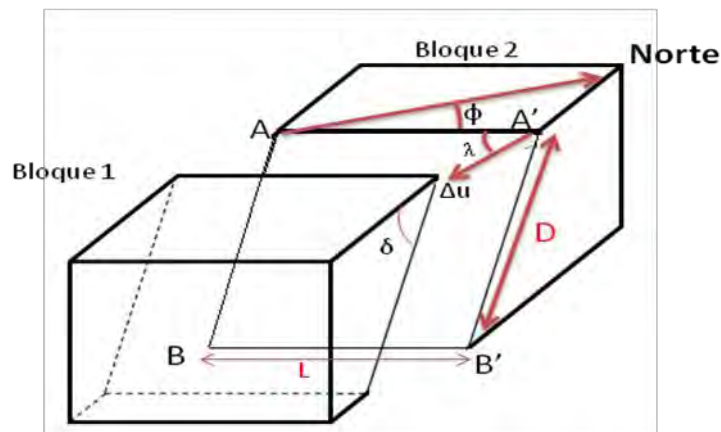


Figura 3.5. 1 Parámetros que describen las fallas

La línea AA' , intersección del plano de falla ($AA'BB'$) con el plano horizontal, es la traza de la falla. El ángulo Φ ($0^\circ \leq \Phi \leq 360^\circ$) que forma la traza con el Norte geográfico se le denomina el acimut de la falla. El ángulo que forma el plano de la falla con el plano horizontal es el buzamiento δ ($0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$). Las dimensiones del plano de falla son su longitud L y su anchura D , su área (suponiendo una forma rectangular) es $S=LD$. El desplazamiento del bloque 1 con respecto al bloque 2 se conoce como Δu y se le llama *deslizamiento* o

dislocación. La dirección del desplazamiento viene dada por el ángulo λ ($-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$) entre la dirección de Δu y la horizontal, medido sobre el plano de falla.

Así pues, para definir el movimiento de la falla es necesario tomar en cuenta los parámetros que describen la falla los cuales se encuentran en la *Tabla 3.5.1.*

L	Longitud de la falla
D	Anchura de la falla
Φ	Acimut de la traza
δ	Buzamiento del plano A de la falla
λ	Ángulo de desplazamiento
Δu	Dislocación

Tabla 3.5. 1.- Parámetros que describen el desplazamiento sobre la falla.

El esfuerzo es la fuerza externa que actúa sobre un cuerpo por unidad de área de sección transversal. Los tipos de esfuerzos son los siguientes:

- Esfuerzo tensional: Por ejemplo una barra de área A y longitud inicial L_i sujeta de un extremo. Cuando una fuerza externa se aplica perpendicularmente a la sección transversal, fuerzas internas en la barra se resisten a la distorsión (“estiramiento”), pero la barra alcanza una situación de equilibrio en la que la longitud final L_f es mayor que L_i , y en

la que la fuerza externa está equilibrada exactamente por fuerzas internas, ante esta situación se señala que la barra está sometida a **esfuerzo tensional**.

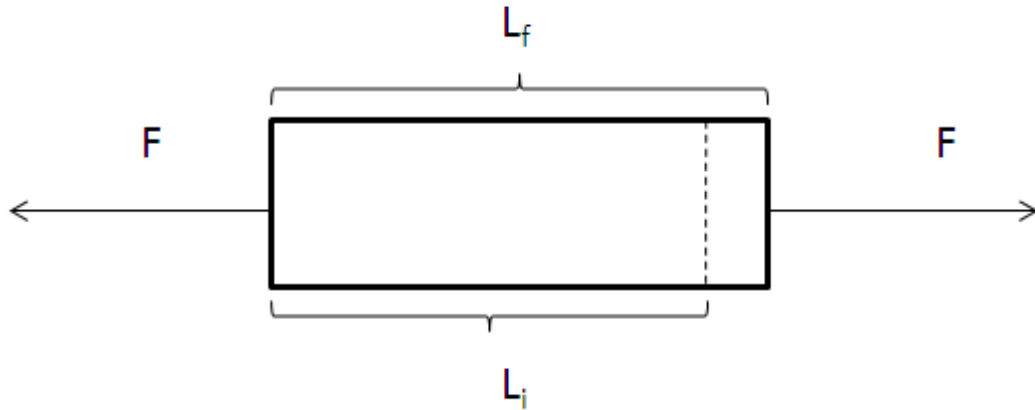


Figura 3.5.2.- Barra sometido a un esfuerzo tensional

- Esfuerzo de corte: Cuando un cuerpo se somete a una fuerza paralela a una de sus caras, mientras que la cara opuesta es mantenida fija por otra fuerza. El esfuerzo en este caso se denomina **esfuerzo cortante**. Definido como la razón entre la fuerza tangencial y el área A de la cara que se somete al esfuerzo cortante (F/A). *Figura 3.5.3*

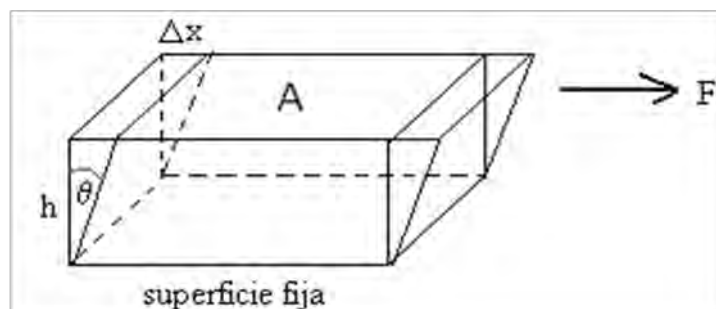


Figura 3.5.3.- Ejemplo de esfuerzo cortante

- Esfuerzo de compresión: Cuando un sólido está bajo presión uniforme, experimenta un cambio de volumen, pero no cambia en forma. Presenta un esfuerzo tipo compresional (*Figura 3.5.4*).

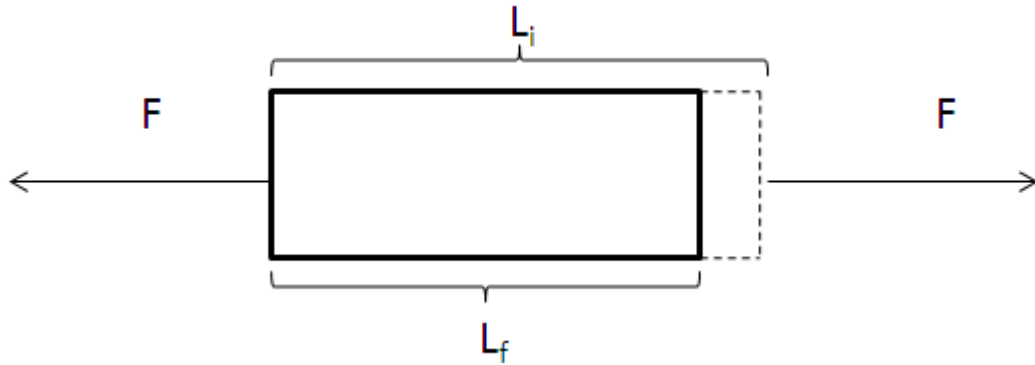


Figura 3.5.4.- Esfuerzo de compresión

De acuerdo a los parámetros de la

Tabla 3.5. 1, las fallas se pueden clasificar como:

- i. *Falla inversa o de cabalgadura*: este tipo de falla se produce cuando los esfuerzos son compresionales; (*Figura 3.5.5,i*)
- ii. *Falla normal o de deslizamiento*: Es una consecuencia provocada por los esfuerzos de tensión; en la figura $\delta=45^\circ$, $\lambda=-90^\circ$. (*Figura 3.5.,ii*)
- iii. *Mixta*: Debida a una combinación de esfuerzos de tipo corte con compresión. (*Figura 3.5.,iii*)
- iv. *Falla transcurrente o de rumbo*: Producida cuando los esfuerzos son cortantes sin componente vertical, es decir el corrimiento es horizontal; en la figura $\delta=90^\circ$, $\lambda=90^\circ$. (*Figura 3.5.,iv*)



Figura 3.5.5.- Tipos de fallas < imagen tomada de la pág. www.icarito.c/medio/lamina>

Durante el proceso de ruptura parte de la energía elástica que estaba almacenada en la roca deformada (como la que se almacena en un resorte comprimido) se gasta en crear la falla, *i. e.*, romper la roca y vencer la fricción entre ambas caras de la fractura, que trata de frenar el movimiento; otra parte puede permanecer en las rocas y el resto se libera en forma de ondas sísmicas. Esta energía liberada, llamada *energía sísmica*, es la que viaja a través de la tierra (Nava, 1993).

Al lugar en donde existe una gran concentración de esfuerzos y se produce una ruptura se le llama *hipocentro* o *foco sísmico*. Este lugar no es exactamente un punto, más bien se considera un área limitada sobre una superficie de falla y es el centro de generación de las vibraciones de un sismo.

Al punto que está situado verticalmente encima del foco se le denomina *epicentro*.

Esta liberación de energía produce ondas que se propagan a partir del foco en todas direcciones.

- Las vibraciones en las rocas generan ondas de compresión y expansión que se propagan en todas direcciones. Son ondas que debido a su velocidad superior son las primeras en llegar a puntos distantes del lugar donde se originó el sismo y por eso se les llama ondas primarias u **ondas P**.
- Existen otro tipo de ondas, que se desplazan con menos rapidez que las *ondas P* y son provocadas cuando las partículas de roca entran en oscilación en ángulos rectos a la dirección de transmisión de la onda, estas ondas transversales en un sismo son llamadas generalmente ondas secundarias u **ondas S**. Este tipo de ondas se transmiten únicamente en los materiales sólidos, no en los gases ni líquidos.

Ambas ondas se propagan con un frente generalmente esférico.

- A partir del epicentro, un tercer tipo de ondas elásticas se esparce, las ondas superficiales u ondas L, llamadas así porque tienen mayor longitud de onda y se propagan a velocidades relativamente bajas. Éstas se dividen en:

- **Ondas Rayleigh:** Se forman en la superficie de la Tierra y hacen que las partículas del terreno oscilen según una trayectoria elíptica retrógrada.
- **Ondas Love:** En cambio las ondas Love se originan en la interfase de dos medios con propiedades mecánicas diferentes. En este caso el movimiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la perturbación.

A continuación se muestra un ejemplo de sismograma en el cual se puede observar la llegada de la onda P y S.

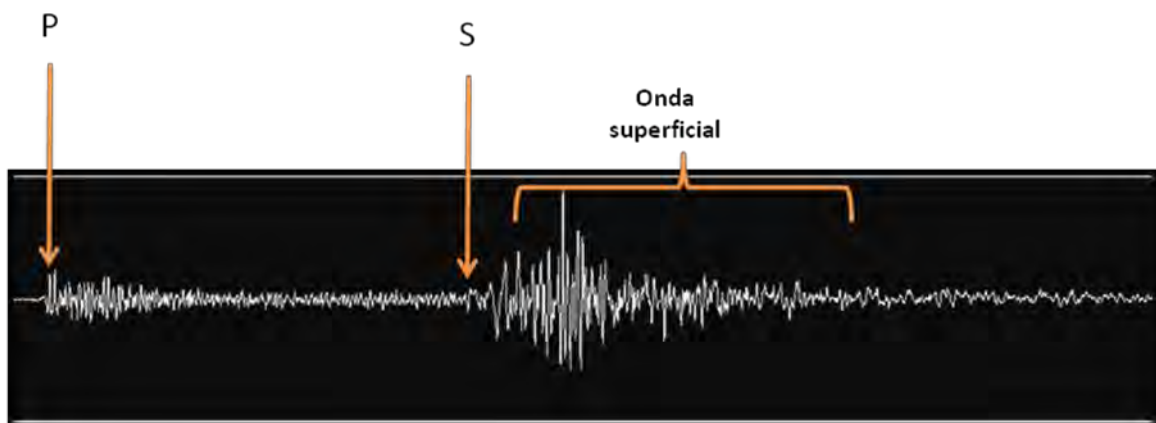


Figura 3.5. 6.- Sismograma típico de un temblor del valle de México 9/05/2002, registrado en la estación PLIG

3.6 Definición de parámetros focales básicos

Para entender la física del proceso de ruptura es necesario definir ciertos parámetros a partir de los cuales es posible determinar las dimensiones de la falla, utilizando un modelo circular propuesto por Brune (1970).

- *Frecuencia de Esquina:* A partir del modelo de falla circular dado por Brune (1970) predice que el espectro de amplitudes está formado por dos partes, una parte plana o constante a bajas frecuencias, que proporciona el momento sísmico y la otra en la que las amplitudes decrecen a partir de una cierta frecuencia. Esta frecuencia, llamada *frecuencia de esquina* y es inversamente proporcional al radio de la falla (Udías, et al., 1985).
- *Momento sísmico:* Se determina a partir del espectro de amplitudes para bajas frecuencias o por la observación sobre el terreno del área de falla y su desplazamiento (Udías, 1997). Los procesos mecánicos que intervienen en las fallas pueden ser caracterizados por una torca, momento sísmico (Hough, 2002)
- *Caída de esfuerzos:* Con la cual los sismólogos cuantifican la naturaleza de la fuente de los terremotos. Describe las diferencias en las rupturas de los terremotos, diferencias son fundamentales para la naturaleza de los movimientos de tierra generados por un terremoto. (Hough, 2002).

- *Magnitud del momento sísmico:* Combinando forma y función en 1979 los sismólogos Tom Hanks y Hiroo Kanamori presentaron una escala de magnitud basada en el momento sísmico (Hough, 2002).

La relación matemática entre estos parámetros y el espectro de Fourier de la señal sísmica forma parte del segundo capítulo.

3.7 La República Mexicana y la Ciudad de México ante los sismos.

La República Mexicana por su situación geográfica, registra alta sismicidad en ciertas regiones, ya que en ella convergen cuatro placas tectónicas: placa de Cocos, de Norte América, de Rivera y del Pacífico.

La República Mexicana se ha dividido en cuatro regiones (*Figura 3.7.1*) éstas reflejan que tan frecuentes son los sismos y la máxima aceleración del suelo a esperar durante un siglo.

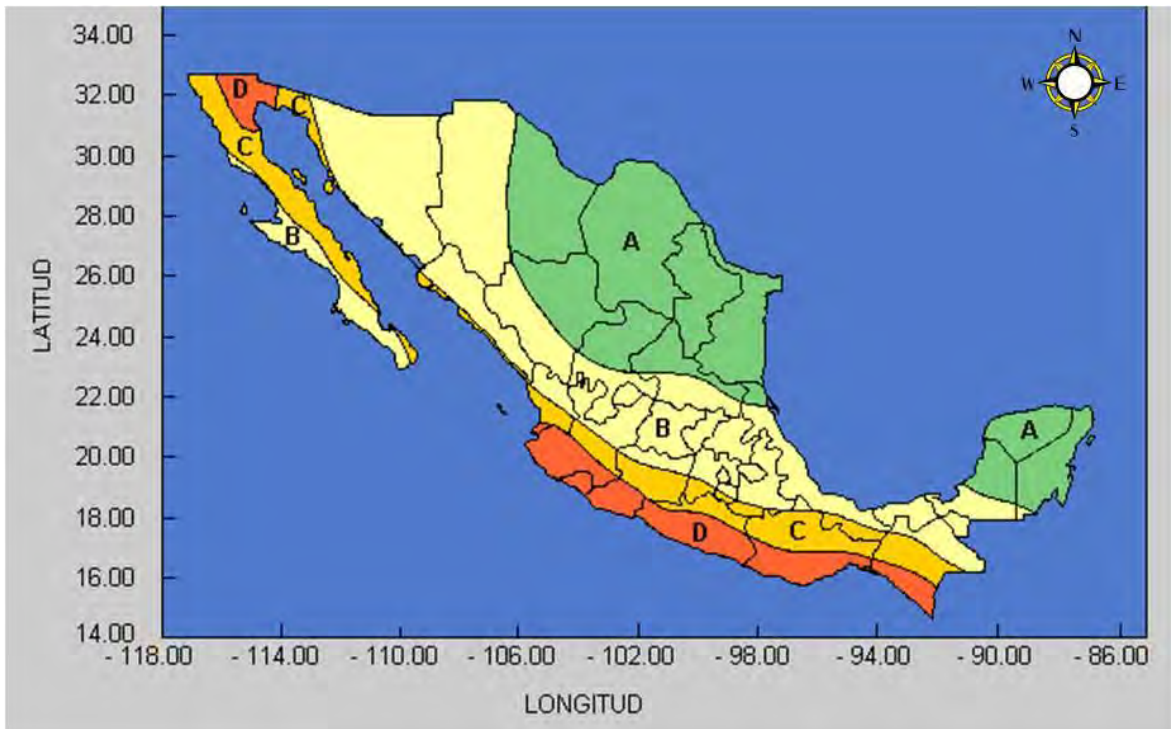


Figura 3.7.1 Mapa regionalización sísmica de la República Mexicana <imagen tomada de la pág. <http://www.ssn.unam.mx> [Consulta: 10 de diciembre de 2009]>

Región A: es una zona donde no se tienen registros históricos de sismos, no se han reportado sismos en los últimos 80 años y no se esperan aceleraciones del suelo mayores a un 10% de la aceleración de la gravedad $[9.8^m/seg^2]$ a causa de sismos.

Regiones B y C: son zonas intermedias, donde se registran sismos no tan frecuentemente o son zonas afectadas por altas aceleraciones, pero que no sobrepasan el 70% de la aceleración de la gravedad.

Región D: es una zona donde se han reportado grandes sismos históricos, donde la ocurrencia de sismos es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad.

Zonificación del Valle de México

Aunque la Ciudad de México se encuentra ubicada en la zona B, debido a las condiciones del subsuelo que tienden a incrementar las aceleraciones del valle de México pueden esperarse altas aceleraciones.

En la zonificación de la Ciudad de México se distinguen tres zonas de acuerdo al tipo de suelo (*Figura 3.6.2*):

- Zona I, firme o de lomas: localizada en las partes más altas de la cuenca del valle, está formada por suelos de alta resistencia y poco compresibles.
- Zona II o de transición: presenta características intermedias entre la Zonas I y III.
- Zona III o de Lago: localizada en las regiones donde antiguamente se encontraban lagos (lago de Texcoco, Lago de Xochimilco). El tipo de suelo consiste en depósitos lacustres muy blandos y compresibles con altos contenidos de agua, lo que favorece la amplificación de las ondas sísmicas.

Zonificación de suelos del Valle de México

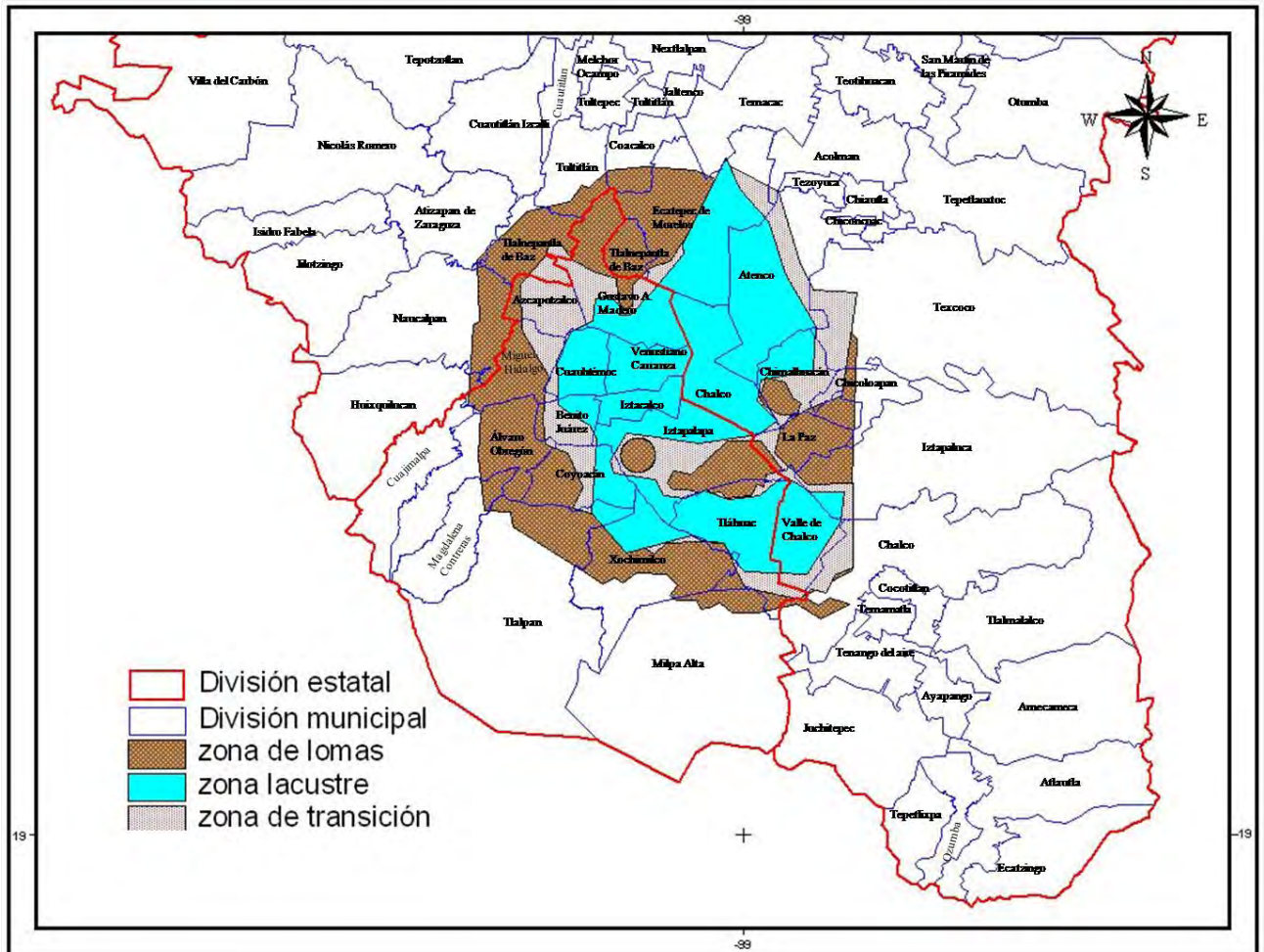


Figura 3.6.2.- Zonificación de las regiones del Valle de México por tipo de suelo

4 ANTECEDENTES FÍSICOS Y MATEMÁTICOS

4.1 Conceptos matemáticos

4.1.1 Transformada de Fourier

Las series de Fourier pueden definirse como la expansión o representación de una función como una serie de cosenos y senos, surgen de la importante tarea práctica de representar funciones periódicas generales. Constituyen una herramienta muy importante en la solución de problemas en los que intervienen ecuaciones diferenciales ordinarias y parciales.

Tanto las series como las transformadas de Fourier se utilizan frecuentemente para analizar ondas y extraer información de ellas. La transformada de Fourier generaliza las ideas y técnicas de las series de Fourier a funciones no periódicas definidas para toda x . La ecuación (1) es la serie de Fourier expresada en términos de senos y cosenos.

$$f(x) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(nx) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(nx) \quad (1)$$

Las series de Fourier se utilizan para representar una función periódica $f(x)$ dada, en término de funciones coseno y seno. Estas series son trigonométricas cuyos coeficientes se determinan a partir de $f(x)$ mediante las fórmulas de Euler ecuación (2):

$$\begin{aligned} \text{a) } a_0 &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(x) dx \\ \text{b) } a_n &= \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \cos nx dx & n=1,2, \dots \\ \text{c) } b_n &= \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \text{senn}x dx & n=1,2, \dots \end{aligned} \quad (2)$$

4.1.2 Transformada integral de Fourier.

Una **transformada integral** es una transformación que a partir de funciones dadas produce nuevas funciones que dependen de una variable diferente y aparecen en la forma de una integral. Se tienen dos tipos de transformadas: las reales (senos y cosenos) y las complejas.

Una transformada integral general de una función $f(t)$ se expresa a través de la siguiente *ecuación (3)*.

$$g(s) = \int_a^b f(t)K(s, t)dt \quad (3)$$

donde $g(s)$ es conocida como la transformada integral de $f(t)$ con respecto al kernel $K(s,t)$ el cual es una función de ambas variable s y t . Dependiendo de la expresión para $K(s,t)$ y los límites de la integral se tienen las siguientes transformadas de las integrales:

(i)	$g(s) = \int_0^{\infty} f(t) e^{-st} dt$	Transformada de Laplace
(ii)	$g(s) = \int_0^{\infty} f(t)tJ_n(st) dt$	Transformada de Hankel
(iii)	$g(s) = \int_0^{\infty} f(t) t^{s-1} dt$	Transformada de Mellin
(iv)	$g(s) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{ist} dt$	Transformada de Fourier

- *La transformada de Fourier del coseno.*

De la serie de Fourier dada por en la ecuación (1) y los coeficientes en (2), cuando se presenta el caso de función $f(x)$ **par** es decir $f(-x)=f(x)$, se tiene la *ecuación (4)* que es una expansión de serie de Fourier del coseno.

$$f(x) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(nx) \quad (4)$$

La transformada de Fourier del coseno se obtiene de acuerdo a la relación general de transformada de Fourier es decir a partir de la ecuación (3).

$$g_c(s) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos(st) dt = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} f(t) \cos(st) dt \quad (5)$$

donde $g_c(s)$ es la **transformada de Fourier del coseno** y $f(t)$ es la transformada inversa de Fourier

- *Transformada de Fourier de seno*

De la serie de Fourier dada por en la ecuación (1) y los coeficientes en (2), cuando se presenta el caso de función $f(x)$ **impar** es decir $f(-x)=-f(x)$, se tiene la siguiente expansión de serie de Fourier del coseno.

$$f(x) = \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin(nx) \quad (6)$$

La transformada de Fourier del coseno se obtiene mediante la relación general de transformada de Fourier es decir mediante la ecuación (3)

$$g_s(s) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin(st) dt = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} f(t) \sin(st) dt \quad (7)$$

donde $g_c(s)$ es la **transformada de Fourier del coseno** y $f(t)$ es la transformada inversa de Fourier

4.1.3 Transformada de Fourier obtenida a partir de la forma compleja de la integral de Fourier.

A la siguiente ecuación se le conoce como **la integral compleja de Fourier**.

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{is(t-x)} dt ds \quad (8)$$

Al escribir la función exponencial como un producto de funciones exponenciales se tiene

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{ist} dt \right] e^{-isx} ds \quad (9)$$

La expresión entre corchetes es una función de w , se denota por $g(s)$ y se llama la **transformada de Fourier**.

$$g(s) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{ist} dt \quad (10)$$

A partir de esta expresión se tiene

$$f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} g(s) e^{-ist} ds \quad (11)$$

A esta ecuación se le llama la **transformada inversa de Fourier** de $g(s)$

Son necesarias las siguientes condiciones para la existencia de la transformada de Fourier de una función $f(x)$ definida sobre el eje x .

1. $f(x)$ debe ser continua por secciones en todo intervalo finito
2. $f(x)$ es absolutamente integrable sobre el eje x .

4.2 Interpretación física: Espectro de Fourier

La naturaleza de la representación de la ecuación (11) se pone de manifiesto, si se le piensa como una superposición de oscilaciones senoidales de todas las frecuencias posibles llamadas **representación espectral**. El nombre se origina en óptica, donde la luz es una superposición de colores (frecuencias). En la ecuación (11), la “**densidad espectral**” $\hat{f}(w)$ mide la intensidad de $f(x)$ en el intervalo de frecuencias entre w y $w+\Delta w$ (Δw pequeño, fijo). Se afirma que en relación con oscilaciones, la integral.

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\hat{f}(w)|^2 dw \quad (12)$$

Puede interpretarse como la **energía total** del sistema físico; en consecuencia, una integral de $|\hat{f}(w)|^2$ de a a b da la contribución a la energía total de las frecuencias w entre a y b .

Para entender lo anterior, analizaremos un sistema mecánico que da una sola frecuencia, el oscilador armónico que puede ser por ejemplo una masa atada a un resorte. La ecuación diferencial que describe a este sistema es:

$$my'' + ky = 0 \quad (13)$$

donde m =masa, k =constante de restitución y y el desplazamiento de la masa con respecto al punto de equilibrio.

Al multiplicar por y' e integrar se obtiene

$$\frac{1}{2}mv^2 + \frac{1}{2}ky^2 = E_0 = \text{constante} \quad (14)$$

El primer término corresponde a la energía cinética, el segundo la energía a la potencial y E_0 es la energía total del sistema, lo cual como vemos es constante durante todo el movimiento.

Se tiene una solución general a partir de:

$$y = a_1 \cos w_0 x + b_1 \operatorname{sen} w_0 x \quad (15)$$

Usando las expresiones de Euler, sustituyéndolas en la ecuación anterior y agrupando términos:

$$\cos(w_0 x) = \frac{1}{2} (e^{iw_0 x} + e^{-iw_0 x}) \quad (16)$$

$$\operatorname{sen}(w_0 x) = \frac{1}{2i} (e^{iw_0 x} - e^{-iw_0 x}) \quad (17)$$

se llega a:

$$y = \frac{1}{2} \left(a_1 + \frac{b_1}{i} \right) e^{-iw_0 x} + \frac{1}{2} \left(a_1 - \frac{b_1}{i} \right) e^{iw_0 x} \quad (18)$$

donde

$$c_1 = (a_1 - ib_1)/2, c_{-1} = (a_1 + ib_1)/2 \quad (19)$$

$$y = c_1 e^{iw_0 x} + c_{-1} e^{-iw_0 x}, w_0^2 = k/m \quad (20)$$

sí proponemos:

$$y(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-iwt} \tilde{y}(w) dw \quad (21)$$

la ecuación diferencial nos lleva a:

$$-mw^2 + k = 0 \Rightarrow w_0^2 = k/m \quad (22)$$

puesto que $mw_0^2 = ke(iw_0)^2 = -w_0^2$. Ahora $v=y'$ es la velocidad entonces derivando la ecuación (...) se obtienen v , finalmente se sustituye y y v en E_0 .

$$E_0 = \frac{1}{2} m(c_1 i w_0 e^{i w_0 x} - c_{-1} i w_0 e^{-i w_0 x})^2 + \frac{1}{2} k(c_1 e^{i w_0 x} - c_{-1} e^{-i w_0 x})^2 \quad (23)$$

$$E_0 = 2k c_1 c_{-1} = 2k |c_1|^2 \quad (24)$$

Por tanto la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud de $|c_1|$.

Si un sistema más complicado tiene una solución periódica de $y=f(x)$ que puede representarse por una serie de Fourier, entonces en lugar del término de energía $|c_1|^2$ único se obtiene una serie de cuadrados $|c_n|^2$ de coeficientes de Fourier c_n dada por:

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n e^{inx} \quad (25)$$

$$c_n = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} f(x) e^{-inx} dx \quad (26)$$

En este caso se tiene un “**espectro discreto**” que consta de un conjunto numerable de frecuencias aisladas. Siendo las $|c_n|^2$ correspondientes las contribuciones a la energía total.

4.3 Determinación del momento sísmico, caída de esfuerzo y frecuencia de esquina a partir del espectro de Fourier.

Uno de los trabajos importantes para la determinación del momento sísmico es el propuesto por J. Brune en 1970 que asume un modelo para fallas circulares con caída instantánea de esfuerzos.

4.3.1 Parámetros que definen un foco sísmico de dimensiones finitas.

Aunque el modelo de foco puntual aporta información sobre el foco sísmico, no es adecuado para representar la fuente de un terremoto toda vez que toma en cuenta las dimensiones de la falla. Es evidente que el foco tiene dimensiones, tanto en el espacio como en el tiempo. Las dimensiones de la fuente para terremotos de magnitud moderada ($m < 5$) se pueden aproximar considerando una fractura circular de un cierto radio (Brune, 1969). Para terremotos mayores es más apropiado hacerlo por una falla rectangular de longitud L y anchura D (Haskell, 1964). En este segundo caso, un modelo utilizado es el de una fractura que se propaga en una dirección a lo largo de L , con velocidad uniforme de fractura (Ben Menahen, 1961).

Debido a que el promedio de magnitudes de los sismos generados en el Valle de México es de 2 a 4, el modelo más conveniente es el modelo de fractura circular.

El primer modelo de fractura de la fuente sísmica fue propuesto por Keilis-Borok (1959) quien estudió un modelo de falla circular muy simple y estableció la primera relación entre la caída de esfuerzo en el interior de la falla y la dislocación media en la misma.

Aki (1967) observó que el espectro de los sismogramas en el campo lejano tiene en general una forma muy simple, lo que se llama actualmente el modelo

ω^{-2} . Demostró además que, al menos para terremotos de magnitud inferior a 8, estos espectros dependen de un solo parámetro de escala: la dimensión característica o longitud de la ruptura del terremoto. Poco después Brune (1970) propuso un modelo de falla circular para explicar el modelo ω^{-2} . Aunque el modelo de Brune es una aproximación semiempírica, Madariaga (1976) demostró que este espectro se podía explicar con un modelo muy simple de una falla circular que crece a partir de su punto de nucleación a velocidad constante.

Este modelo es principalmente definido por los siguientes parámetros: Momento sísmico (M_0), frecuencia de esquina (ω_c) y la caída de esfuerzos (σ). Uno de los métodos de obtención de estos parámetros está basado en las características del espectro de amplitudes o módulo de la transformada de Fourier, obtenidos a partir del registro sísmico.

4.3.2 Relación entre el espectro de amplitudes y el momento sísmico

La radiación de un terremoto en el campo lejano a partir de una dislocación o falla plana se puede escribir en la forma siguiente:

Ondas P:
$$u^P(t) = \frac{1}{4\pi\rho_0\alpha_0^3} \sqrt{\frac{\rho_0\alpha_0}{\rho\alpha}} R^P(\gamma) \dot{M}(t - T_\alpha)$$
 (27)

Ondas S:
$$u^S(t) = \frac{1}{4\pi\rho_0\beta_0^3} \sqrt{\frac{\rho_0\beta_0}{\rho\beta}} R^S(\gamma) \dot{M}(t - T_\beta)$$

De las ecuaciones anteriores $u^P(t)$ es la componente radial del desplazamiento de la onda P y $u^S(t)$ es la componente transversal de las ondas S. Además ρ representa la densidad de la tierra; α y β es la velocidad de las ondas P y S respectivamente en la tierra. El 0 indica el origen, J es la divergencia geométrica que mide la variación de amplitudes debida exclusivamente a la dilatación espacial de los frente de onda y $R^P(\gamma)$ igual que $R^S(\gamma)$ representan los patrones de radiación cuadrupolar de las ondas P y S; γ es un vector unitario en la dirección de radicación del rayo en la fuente.

El término $\dot{M}(t - T_\beta)$ de la ecuación (27) es la derivada con respecto al momento sísmico. Ya que el espectro o transformada de Fourier de u^P o u^S es directamente proporcional al espectro de \dot{M} , es decir:

$$\dot{M}(\omega) = \Omega(\omega) = i\omega M(\omega) \quad (28)$$

donde

$\Omega(\omega)$ - Es la transformada de Fourier de la derivada del momento sísmico

$|\Omega(\omega)|$ – **Espectro de la fuente del terremoto.**

A continuación se encuentra representado el modelo de Brune, mediante la gráfica mostrada en la *Figura 4.3.2.1*.

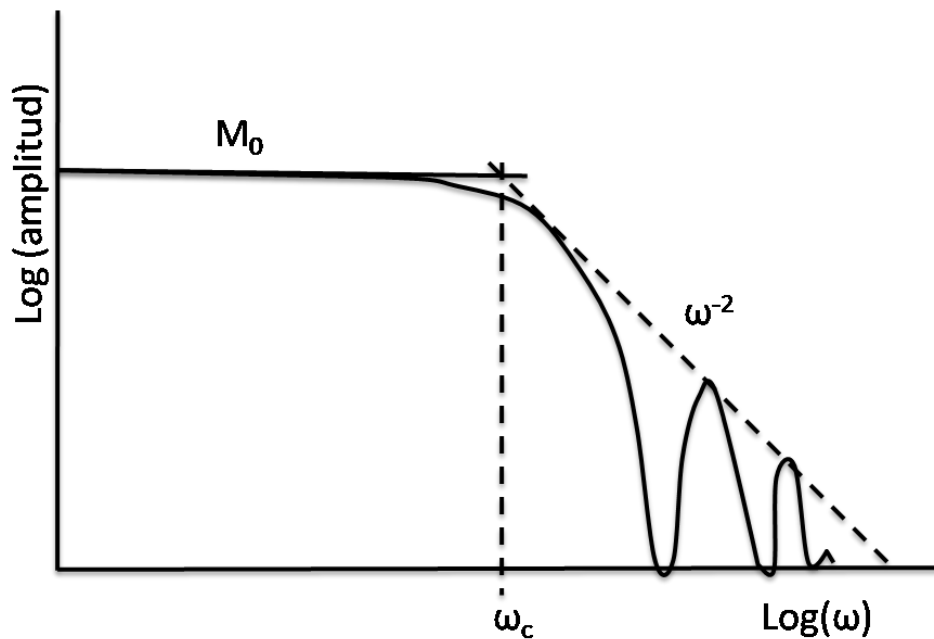


Figura 4.3.2. 1 Espectro de Amplitudes <imagen tomada de (Udías, et al., 1997)>

En la *Figura 4.3.2.1*, la parte plana del espectro de amplitudes corresponde al *momento sísmico* (M_0) escalar de la falla, es constante a baja frecuencia y directamente proporcional a $M_0 = M(\omega \rightarrow 0)$. En la misma figura a altas frecuencias (ω), el espectro decae de manera inversamente proporcional a ω^2 . Las dos asíntotas se cortan en una frecuencia característica o *frecuencia de esquina* (ω_c) medida en Hz.

La *frecuencia de esquina*, se presenta cuando a bajas frecuencias la fuente se comporta como una dislocación puntual, ya que las ondas no diferencian que la falla es finita. A altas frecuencias, al ser las longitudes de onda más cortas que la dimensión de la fuente, la radiación es fuertemente afectada por la difracción alrededor de los bordes de la falla, lo que explica el decaimiento espectral en ω^2 . Esto es: $\omega_0 = 2\pi f_0$ con dimensiones $[T^{-1}]$, es decir es inversamente

proporcional a la duración de la fuente o a las dimensiones características de la falla:

$$\omega_0 = N \frac{\beta}{L} \quad (29)$$

N: Es un factor numérico alrededor de 2.3

β : Es la velocidad de las ondas S

L: Es la dimensión característica de la falla

Si se desea obtener el espectro de aceleración en el campo lejano se debe multiplicar el espectro de Brune por ω^2 .

4.3.3 Espectro de amplitudes de la onda S

El módulo del espectro de amplitudes de la onda S, registrada a distancia r, en un medio homogéneo viene dado por:

$$|u(\omega, r)| = M_0 \frac{\text{sen} X}{X} \frac{R(\theta, \varphi)}{4\pi\beta^3 r \omega} \exp\left(-\frac{\omega r}{2\beta Q}\right) \quad (30)$$

donde

$$X = \frac{\omega L}{2\beta} \left(\cos\varphi - \frac{\beta}{v} \right) \quad (31)$$

$\frac{\text{sen} X}{X}$ representa el efecto de las dimensiones de la falla y M_0 el momento sísmico.

El ángulo θ está medido desde la vertical, el ángulo φ desde la traza de falla.

Finalmente el exponencial representa la atenuación anelástica.

Ya que es un modelo circular (Brune, 1979), es posible determinar el radio de fractura a partir de la frecuencia de esquina. Para las ondas S se define como:

$$r = \frac{2.34\beta}{\omega_c} \quad (32)$$

Para el caso rectangular se tendría.

$$\sqrt{LD} = \frac{3.83\beta}{\omega_c} \quad (33)$$

L: longitud de la falla

D: anchura de la falla

ω_c : frecuencia de esquina

r: radio de la falla, caso de un modelo de fractura circular.

β : velocidad de las ondas S.

Estas relaciones son necesarias para poder calcular el valor de la caída de esfuerzos. Ya que conociendo el *momento sísmico* (M_0) y en nuestro caso el radio, se puede encontrar la *caída de esfuerzos* ($\Delta\sigma$). Tenemos en función del momento sísmico:

$$\Delta\sigma = c \frac{M_0}{S^{3/2}} \quad (34)$$

S: Área de la falla que se puede obtener usando L y D.

c: Es una constante, con valor entre 2.4 y 5, que depende de la geometría de la falla.

Existe una ecuación más a partir de la cual es posible relacionar el momento sísmico con la magnitud del momento sísmico.

$$\log M_0 = 1.5M_w + 16.1 \quad (35)$$

En la cual el momento sísmico está dado en Ergios y M_w es la *magnitud del momento sísmico*.

5 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

5.1 Sismicidad de la República Mexicana

La configuración tectónica de México tiene como resultado alta sismicidad provocada por la interacción del bloque continental con la placa oceánica de Cocos y de Rivera (localizadas al Sur y Sureste de México), las cuales subducen a la placa Norteamericana. Tal subducción ocurre a lo largo de una fosa oceánica a la que se conoce como *Trinchera de Acapulco* o *Mesoamericana*.

Así en zona costera del Pacífico se acumulan grandes cantidades de energía que al liberarse provocan los grandes sismos que afectan a nuestro país. De ello se desprende que el conocimiento de esta zona de subducción es fundamental para determinar las características de la sismicidad en México.

En la región del Golfo de México la placa del Caribe con la de Norteamérica producen esfuerzos tectónicos de separación cortical, identificados también como zonas de tensión o distensivas, que están actuando en los márgenes continentales; que a su vez avanzan sobre los fondos más profundos de las cuencas oceánicas, como consecuencia del desplazamiento de la placa tectónica continental de Norteamérica hacia el poniente, y de la del Caribe hacia el oriente.



Figura 5.1.1.- Mapa de la distribución de placas en la República Mexicana.

5.2 La ciudad de México: características sismotectónicas.

La ciudad de México es centro cultural, político y económico de la República Mexicana, ésta es la gran urbe del país que ha albergado importantes asentamientos humanos desde hace más de dos mil años ya que cuyos primeros asentamientos datan del 2000 a.c.

La ciudad de México está ubicada en el Cinturón Volcánico Transversal Mexicano (CVTM), cuyas coordenadas geográficas extremas son al Norte 19°36', al Sur 19°03' de latitud Norte; al Este 98°57', al Oeste 99°22' de longitud Oeste.

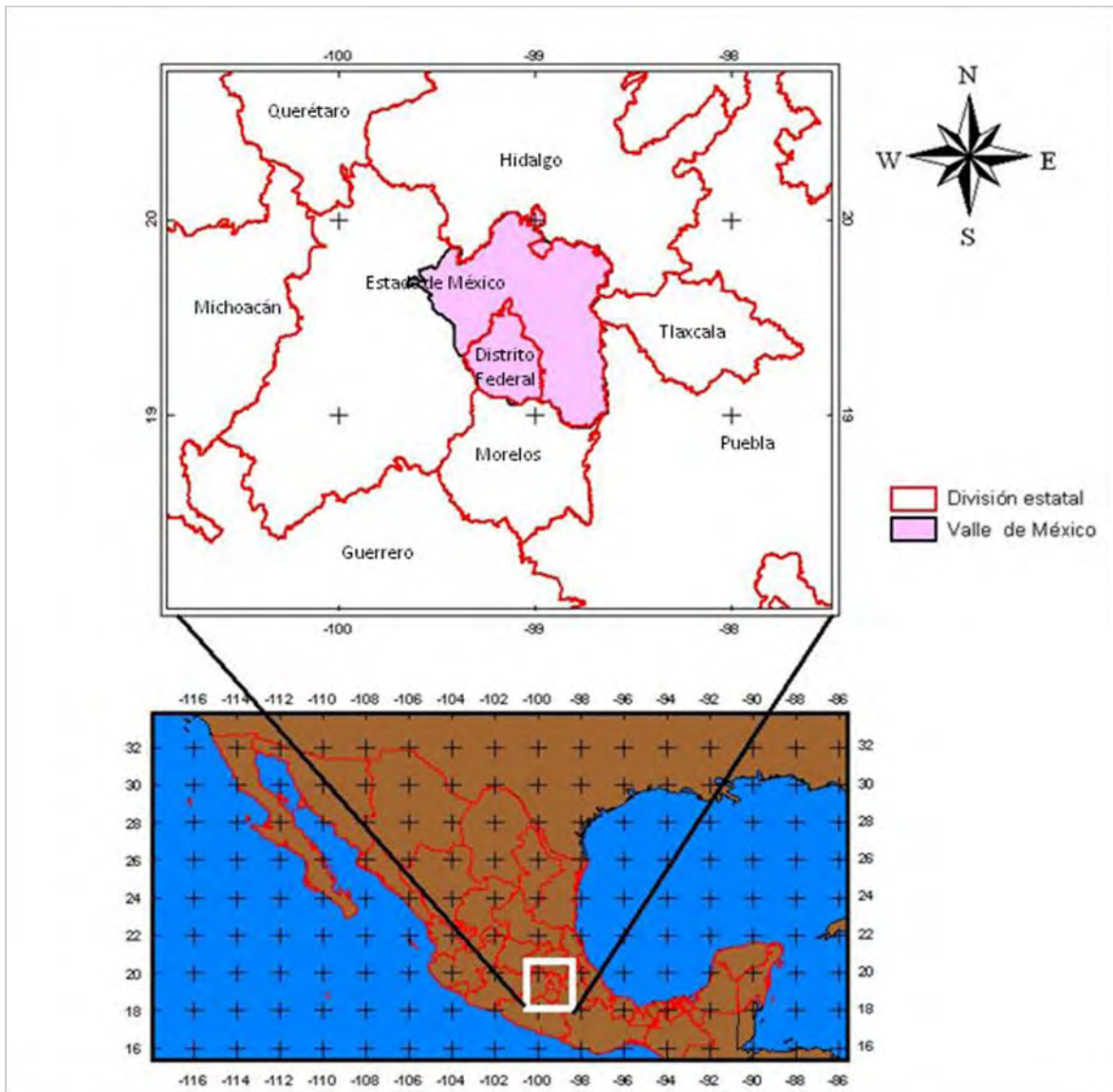


Figura 5.2.1.- Localización del Valle de México

La ciudad de México representa el 0.1% de la superficie total del país, se encuentra localizada dentro de la Cuenca de México, considerada como una cuenca lacustre endorreica con una altitud promedio de 2,240 m.s.n.m., bordeada por una serie de cadenas montañosas de diferente edad.

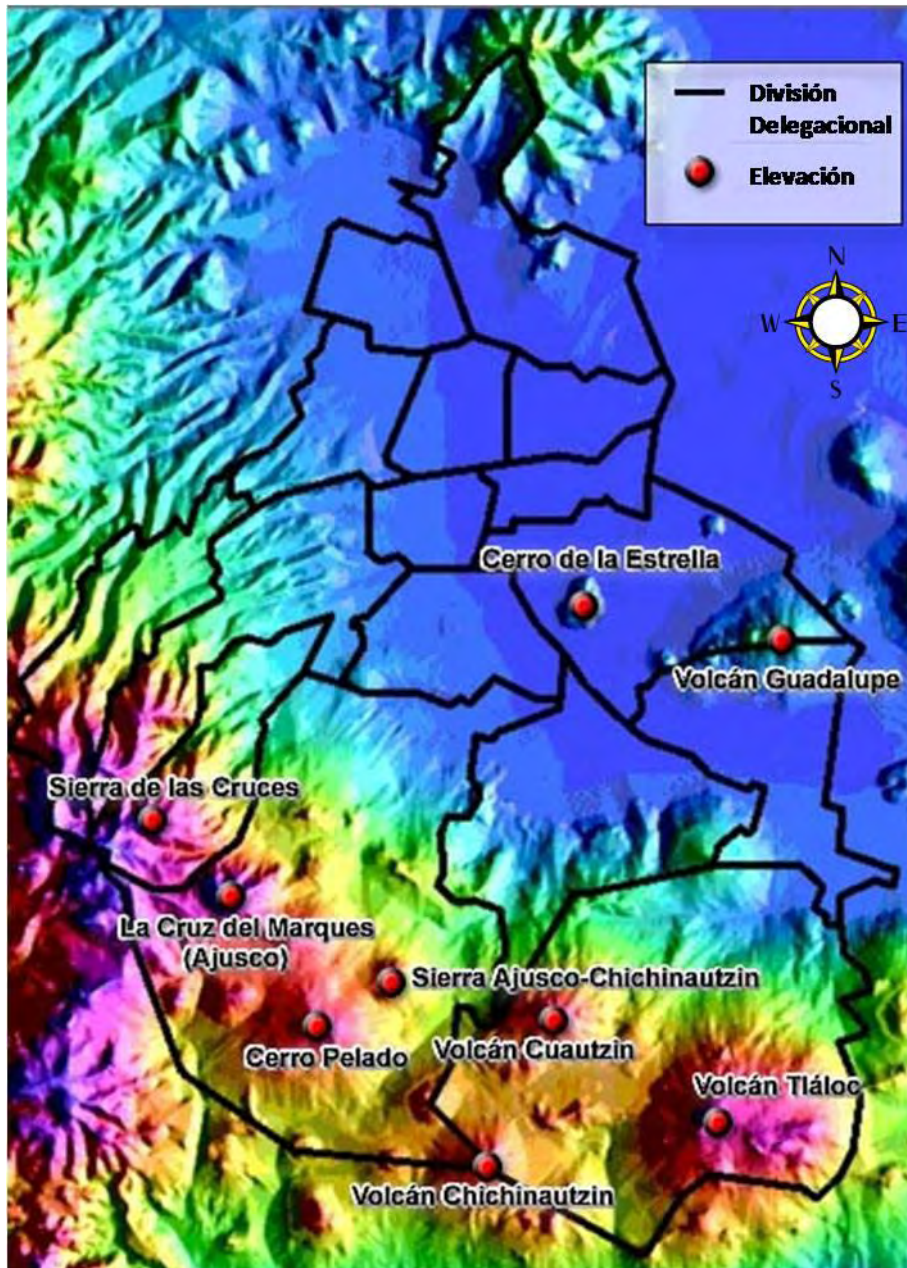


Figura 5.2.2.- Elevaciones de la Cuenca de México <imagen tomada de la pág. <http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados>>

En la *Figura 5.2.2* se observan las elevaciones de la cuenca de México. Al oeste la cuenca está delimitada por la Sierra de Las Cruces, con una orientación general Norte-Sur, conformada por edificios volcánicos rodeados por extensos abanicos constituidos por flujos piroclásticos, depósitos de caída, depósitos de avalancha y de lahar, con una edad que va del Plioceno al Pleistoceno Medio (5.3-0.39 millones de años). El límite oriental de la Cuenca de México es la Sierra

Nevada, constituida por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y el volcán activo Popocatepetl, con una edad del Plio-pleistoceno al reciente (>1.8 M.a - actual) . La parte norte de la cuenca es delimitada por la zona volcánica de Pachuca con una edad del Oligoceno y por último, al sur de la cuenca se encuentra el Campo Volcánico de Chichinautzin, aún activo, constituido por volcanes monogenéticos. Existen dentro de la Cuenca de México algunas otras prominencias topográficas importantes como: Volcán de Guadalupe, La Cruz del Marques, Cerro Pelado, Volcán Tláloc y Volcán Cuautzin (*Figura 5.2.2*).

La geología de la ciudad de México se originó en el Cenozoico (era geológica que comprende desde hace 65 millones de años aproximadamente hasta nuestros días, dividida a su vez en cuaternario y terciario). En el cuaternario su composición era principalmente de roca ígnea intrusiva en un 24.35% y suelo en 38.08%, en cambio el terciario su composición es de roca ígnea extrusiva en 16.75% y volcanoclástica en 20.86% de la superficie estatal (INEGI, 2009).

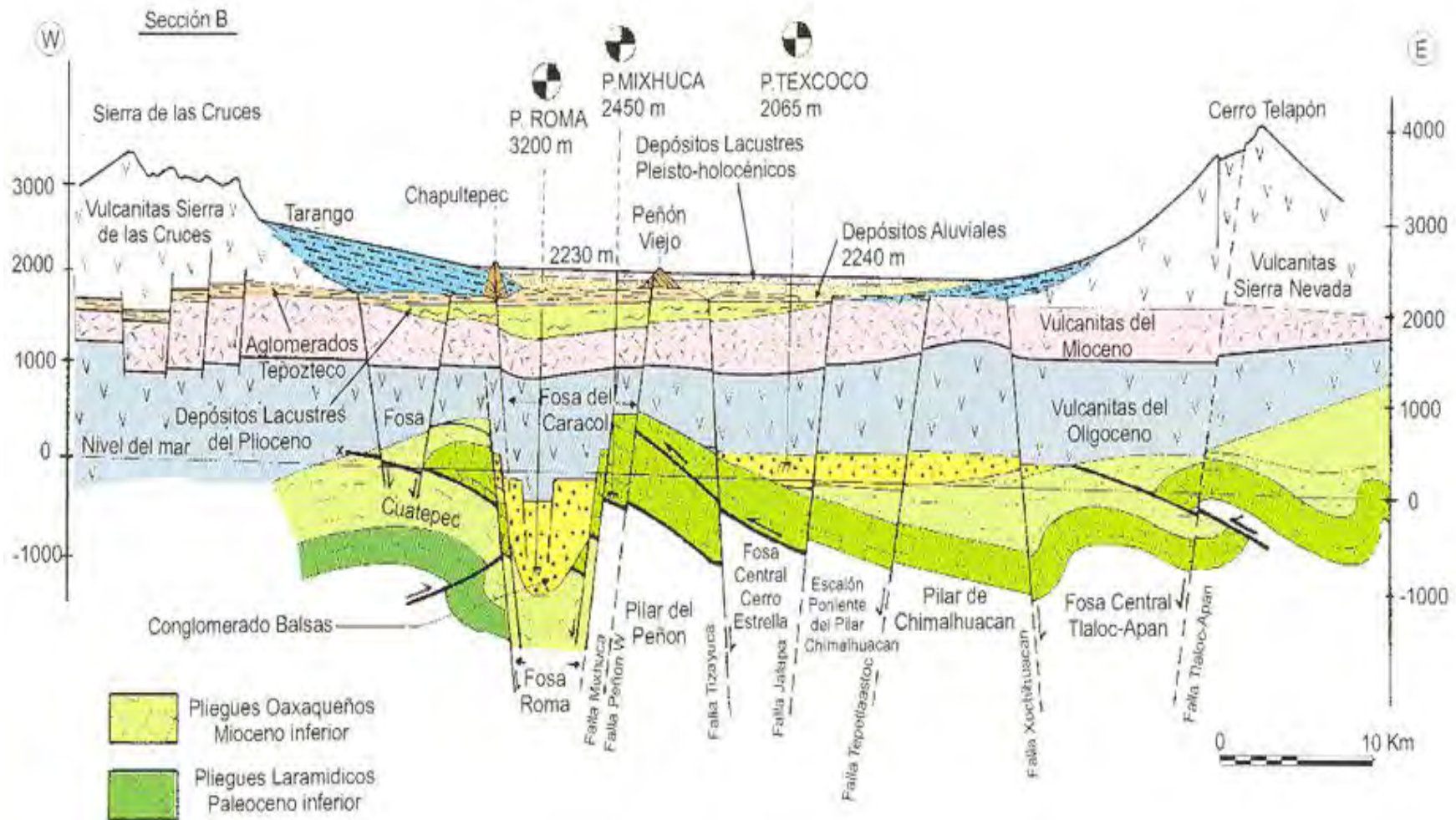


Figura 5.2.3.- Elevaciones cuenca del Valle de México <imagen tomada de (Santoyo-Villa, et al., 2005)>

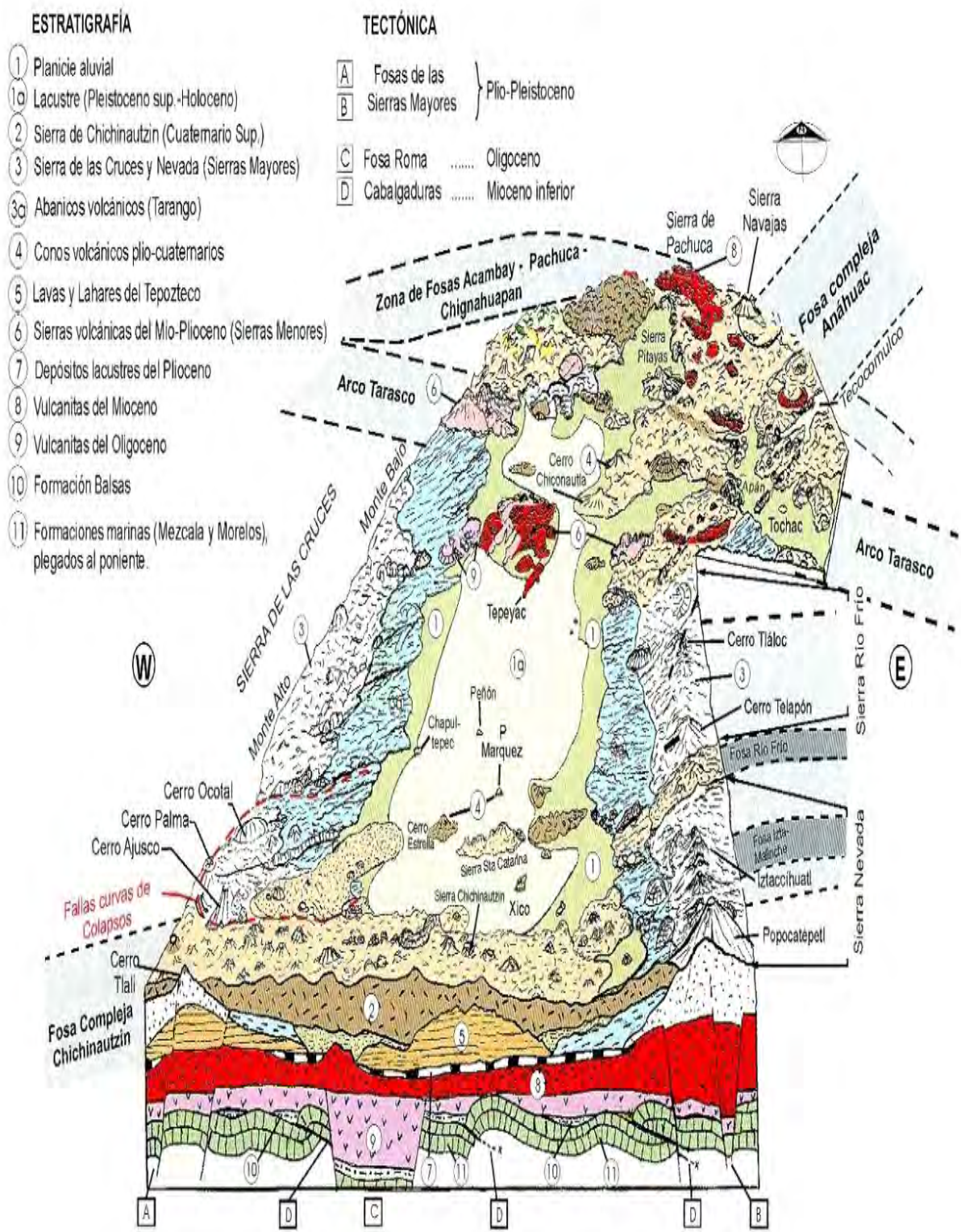


Figura 5.2.4.- Estratigrafía y tectónica del Valle de México < imagen tomada de (Santoyo-Villa, et al., 2005)>

Por encontrarse la cuenca de México sobre el Eje Volcánico Transversal, presenta rasgos tectónicos que incluyen fallas y fracturas a nivel de corteza que influyen de manera importante en la estimación de los peligros geológicos y geofísicos en la Cuenca de México.

Debido a que la cuenca de México se encuentra situada en la zona donde la placa de cocos subduce por debajo de la placa de Norte América, hay un potencial riesgo sísmico.

A lo largo de la zona de subducción entre la placa de cocos y de Norte América principalmente en las costas de Chiapas, Guerrero, Oaxaca y Michoacán se originan la mayoría de los sismos de magnitud mayor a 6 que han afectado a la ciudad de México. El ejemplo más conocido y que ha conmovido al mundo es el sismo ocurrido el 19 de Septiembre de 1985, hora origen 07:17:48.5 (LT), magnitud de 7.8 (Ms) o de 8.1 (Mw) y cuyo epicentro se encontró en el municipio de Lázaro Cárdenas, Michoacán. Otro sismo que causó impacto en la ciudad de México fue el ocurrido el 28 de julio de 1957, de 7 grados en la escala Richter, con epicentro en las costas de Acapulco, Gro. Desde hace 60 años estos dos sismos son los que principalmente han afectado a la ciudad de México, pero ninguno de los dos tuvo su epicentro en el Valle de México.

En el Valle de México también se originan sismos, aunque la mayoría son imperceptibles para la población, ya que son de magnitudes iguales o menores a 4 grados en la escala Richter. Aunque no llegan a causar daños de gran impacto;

dependiendo de las condiciones del suelo y de las construcciones, sí podrían eventualmente llegar a ocasionar daños moderados.

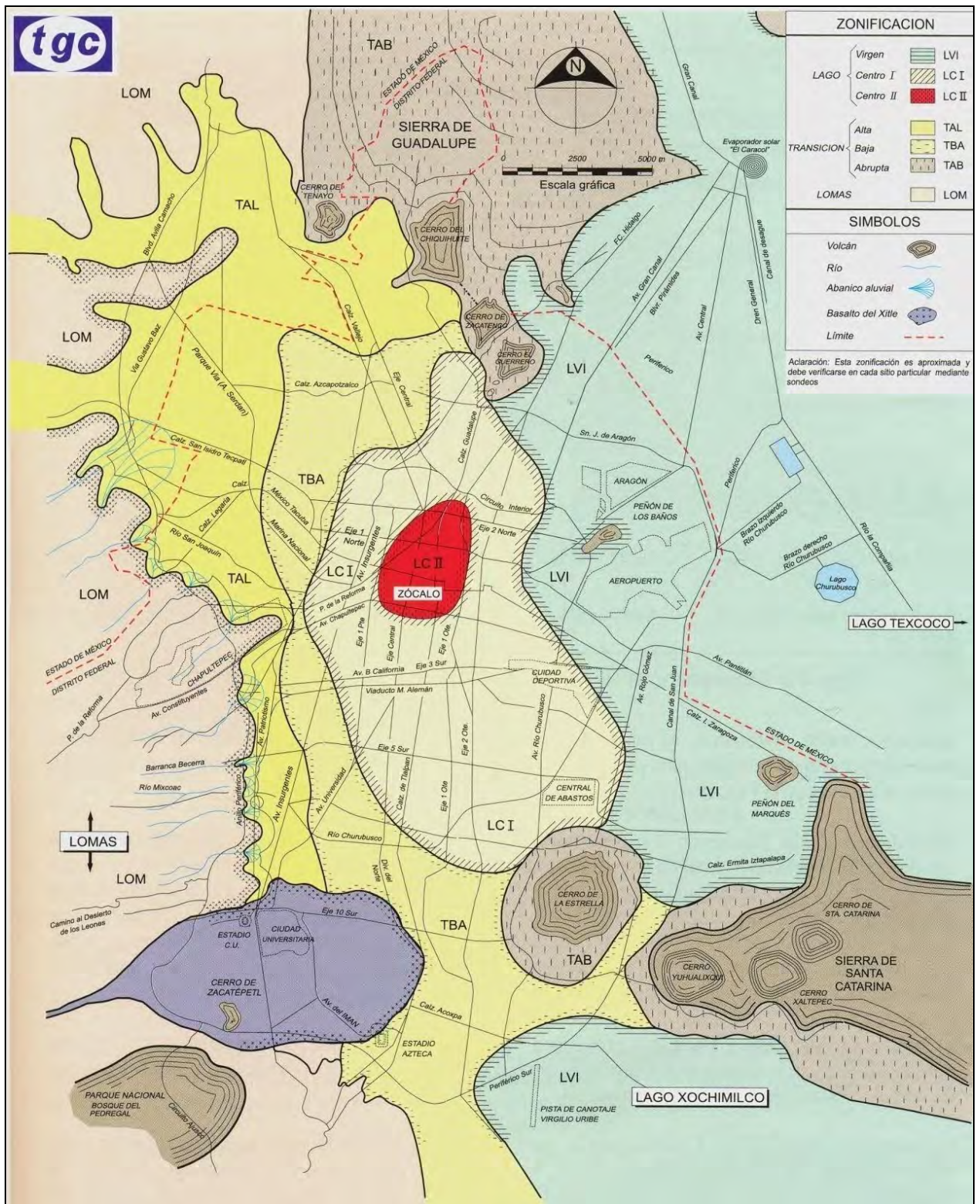


Figura 5.2.5.- Mapa de zonificación del Valle de México < imagen tomada de (Santoyo-Villa, et al., 2005)>

5.3 Redes sísmicas en la zona de estudio

Debido a la alta sismicidad que presenta la República Mexicana y que afecta sobre todo regiones como la ciudad de México, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) instaló la Red Sismológica de Banda Ancha, la cual está configurada para monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana. Las estaciones se localizan, en su mayoría, a lo largo de las costas del Océano Pacífico así como en el eje neovolcánico. La red consiste actualmente de 36 estaciones en operación.



Figura 5.3.1.- Ubicación de las diferentes estaciones de banda ancha en la República Mexicana <imagen tomada de la pág. www.ssn.unam.mx>.

En la ciudad de México desde hace algunos años se instaló una red de sismógrafos de banda ancha para monitorear específicamente la actividad sísmica en el Valle de México, en este trabajo únicamente fueron analizados los

datos registrados en la Red Sismológica de Banda Ancha del país. No se usó la red del Valle, porque no se contaba con la suficiente información, correspondiente al periodo de interés.

En la *Figura 5.3.2* se muestra la ubicación de las cuatro estaciones más cercanas a la zona de estudio, razón por la cual fueron los registros de éstas los que resultaron ser de mayor utilidad.

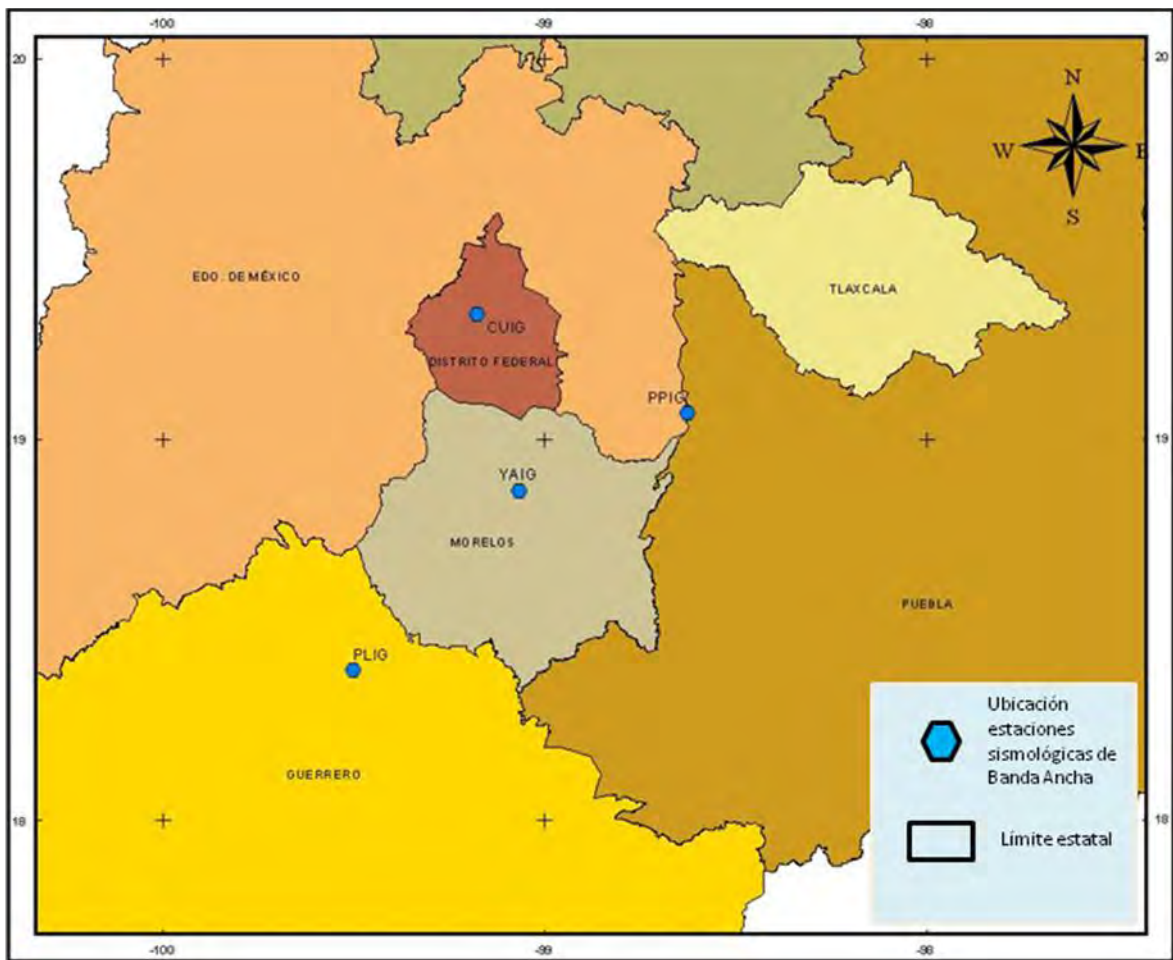


Figura 5.3.2.- Localización de las 4 estaciones cuyos registros sísmicos fueron los de mayor utilidad: YAIG, PPIG, CUIG y PLIG.

5.4 Descripción de los datos utilizados

La ciudad de México es punto de origen de un gran número de sismos, la mayoría $m \leq 4$ grados en la escala Richter. En general no son causa de grandes daños.

En este trabajo a partir de una lista de 344 eventos (con fecha de origen entre el año 1996 y 2007), se formó un catálogo en el cuál sólo se consideraron aquellos eventos cuyo registro se encontrará en las estaciones de banda ancha. Con esta consideración el catálogo se redujo a tan sólo 106 eventos.

Con una nueva condición el catálogo se redujo aún más, ya que al localizar los 106 eventos en el mapa la mitad de estos no correspondían al Valle de México. A continuación se muestra la *Tabla 5.4.1* con los datos utilizados, mostrando su fecha y hora origen, ubicación y las estaciones que los registraron.

No. Evento	Fecha [dd/mm/aaaa]	Hora Origen (GMT)	Epicentro		Profundidad [km]	Magnitud SSN	Estaciones registraron evento.
			Longitud [°W]	Latitud [°N]			
1	17/04/1996	11:19	-98.97	19.16	10.3	2.9	PLIG, CUIG
2	18/08/1998	18:51	-98.93	19.16	12.5	2.4	YAIG
3	26/10/1998	07:49	-99.18	19.08	11.5	2.8	CUIG, PLIG, PPIG, YAIG
4	06/04/1999	12:20	-99.1	19.36	11.9	2.7	CUIG, YAIG
5	19/05/1999	20:23	-98.94	19.19	6	2.7	CUIG, PPIG, YAIG
6	22/05/1999	06:57	-98.98	19.18	5	2.8	YAIG
7	07/06/1999	00:00	-98.96	19.17	5	2.7	CUIG, PLIG, PPIG, YAIG
8	07/08/1999	13:49	-98.95	19.16	12	2.4	YAIG
9	16/12/1999	04:26	-99.15	19.35	6.5	2.6	CUIG, YAIG
10	14/09/2001	17:13	-99.18	19.29	2.2	2.6	CUIG
11	15/11/2001	22:18	-99.15	19.49	2.2	2.6	CUIG, YAIG
12	08/01/2003	21:27	-98.97	19.18	12.9	2.1	YAIG
13	12/04/2003	14:28	-99.13	19.11	4.8	3	CUIG, PPIG
14	26/09/2003	01:53	-99.1	19.47	5.8	2.4	CUIG
15	11/11/2003	04:52	-98.98	19.18	5.2	2.6	YAIG
16	16/11/2003	03:16	-98.95	19.18	5.4	3.5	CUIG, PPIG, YAIG, CAIG, DHIG
17	22/11/2003	05:53	-99.1	19.46	7	2.3	CUIG
18	26/11/2003	05:03	-98.95	19.18	9.4	2.9	CUIG, PLIG, PPIG, YAIG

No. Evento	Fecha [dd/mm/aaaa]	Hora Origen (GMT)	Epicentro		Profundidad [km]	Magnitud SSN	Estaciones Registradas
			Longitud [°W]	Latitud [°N]			
19	08/01/2004	02:28	-98.96	19.16	20.9	2.5	YAIG
20	13/06/2004	10:30	-99.24	19.35	6	2.4	CUIG
21	08/07/2004	22:27	-98.96	19.22	7	2.4	CUIG
22	11/12/2004	06:18	-99.23	19.41	2.1	2.4	CUIG
23	14/12/2004	17:47	-98.93	19.19	7	2.9	CUIG, PLIG, PPIG, YAIG
24	20/12/2004	03:01	-98.94	19.19	8	2.5	YAIG
25	07/02/2005	16:46	-98.95	19.23	26.6	2.9	PLIG, PPIG, YAIG
26	23/08/2005	07:20	-99.14	19.39	7	2.5	CUIG
27	16/10/2005	14:11	-99.18	19.29	5.3	2.6	CUIG, PPIG, YAIG
28	05/05/2006	15:24	-98.95	19.18	3.4	3.1	PLIG, PPIG, YAIG, MEIG

Tabla 5.4.1.- Localización de los eventos estudiados.

A partir de la Tabla se ubicaron geográficamente los eventos en el mapa mostrado en la Figura 5.4. 1.

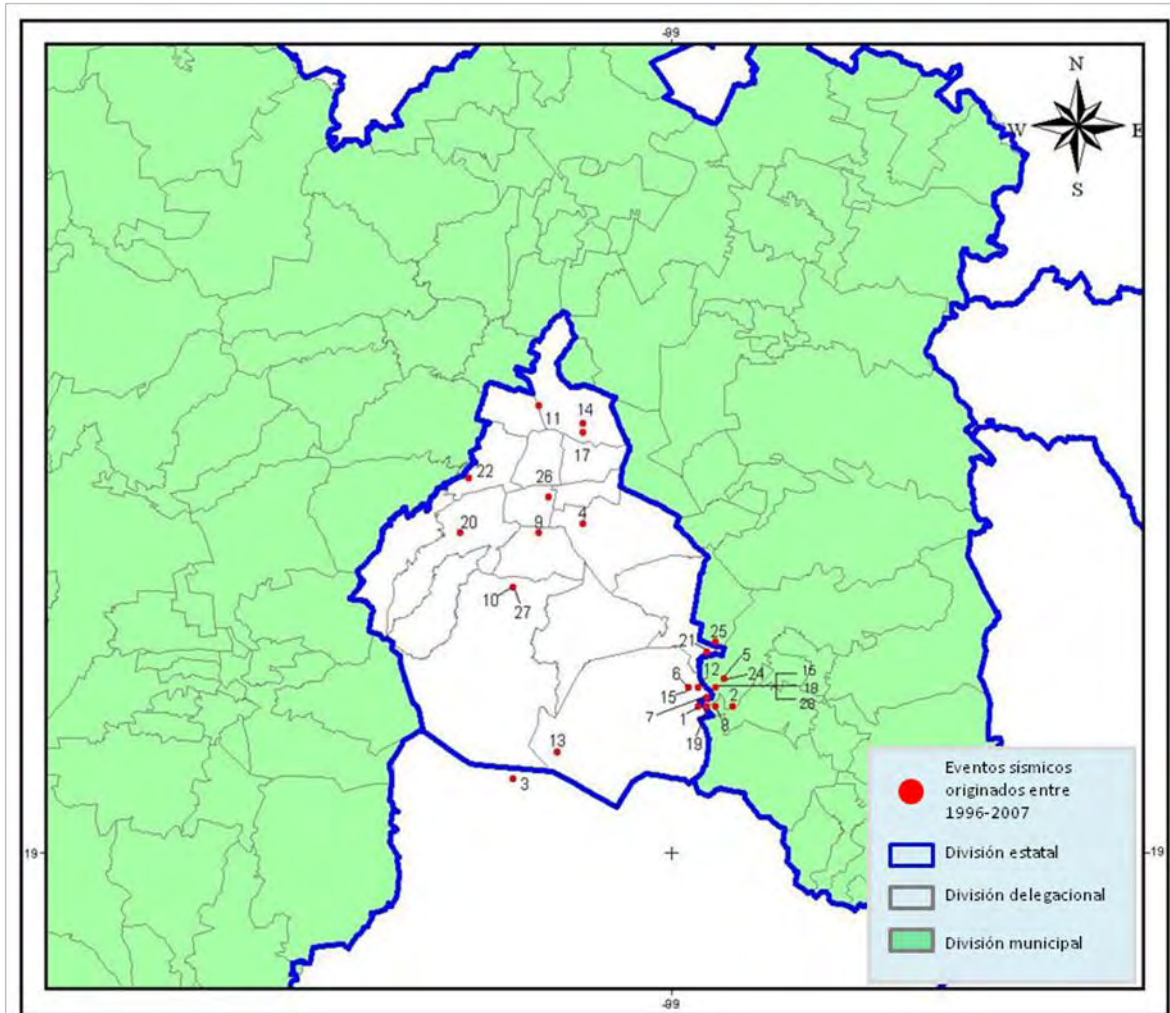


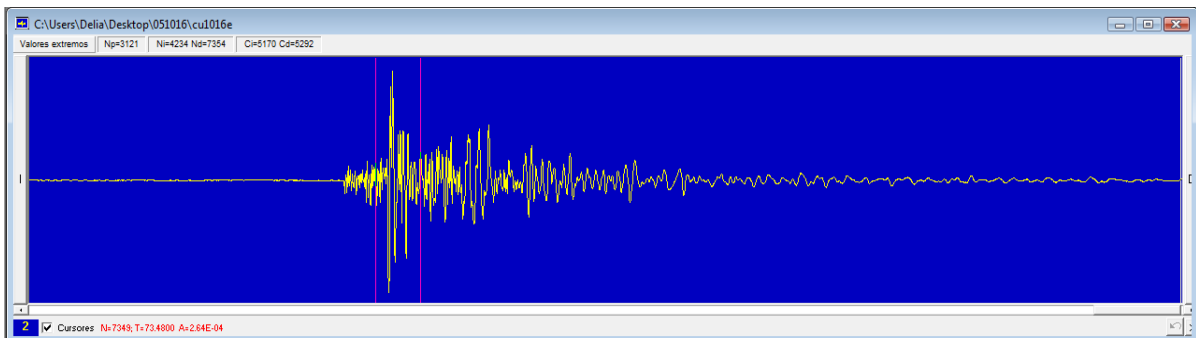
Figura 5.4. 1 Localización de los eventos estudiados en el Valle de México.

En la *Figura 5.4. 1* se puede observar que la mayor concentración de eventos ocurridos se encuentra en el Sureste del Valle de México, entre las Delegaciones Milpa Alta, Tiáhuac y el Estado de México. La segunda concentración más dispersa se encuentra ubicada en el Norte del Valle de México. El análisis de estos eventos se encuentra detallado en el siguiente capítulo.

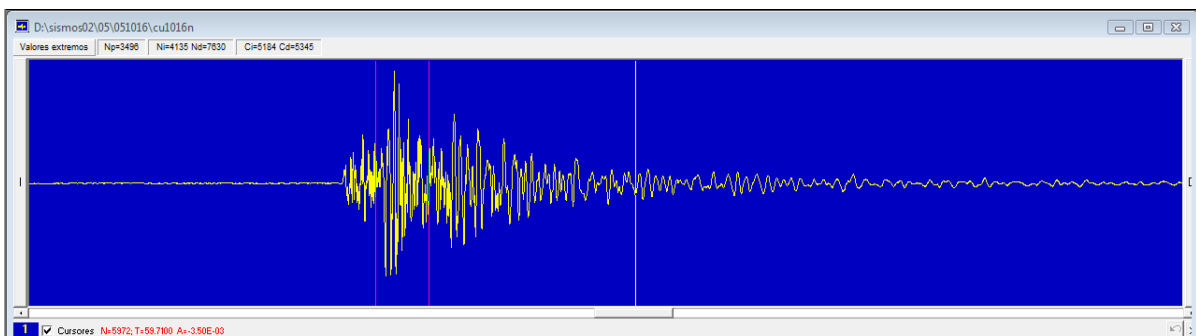
6 METODOLOGÍA Y RESULTADOS

6.1 Descripción del análisis de los datos

Los eventos registrados en las estaciones de banda ancha, están compuestos por tres componentes: la componente vertical Z, las componentes Norte-Sur y Este-Oeste. Para los fines de este trabajo sólo se emplearon las componentes horizontales (NS-EW). En las Figuras 6.1.1 y 6.1.2 se muestran las dos componentes de la señal del evento sísmico originado el 16 de octubre del 2005 con hora origen: 14:11 (GMT); registrada en las estaciones CUIG, PPIG y YAIG.

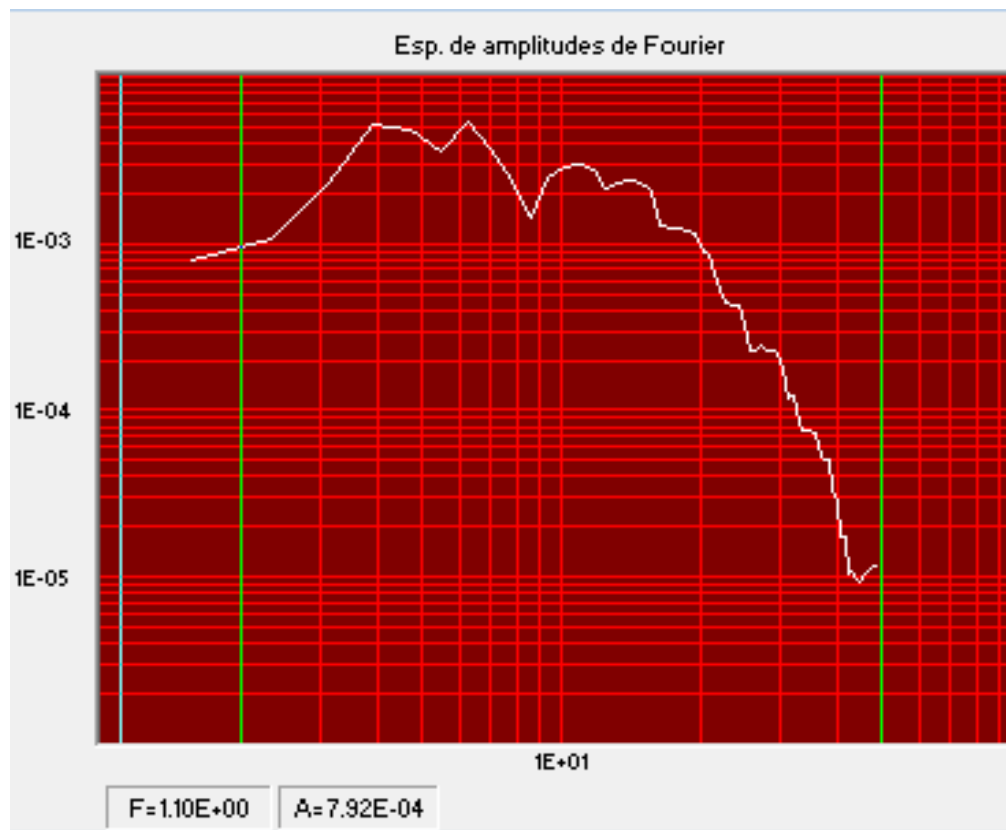


**Figura 6.1.1.- Evento sísmico Fecha: 2005-10-16 Hora origen: 14:11 (GMT).
Registrado en la estación CUIG, componente E-W.**



**Figura 6.1.2.- Evento sísmico Fecha: 2005-10-16 Hora origen: 14:11 (GMT).
Registrado en la estación CUIG, componente N-S.**

Una vez localizada la llegada de las ondas S, se encontró el espectro de amplitudes de Fourier para esa fase. El ancho de la señal utilizada fue de 8 segundos. En las Figuras 6.1.3 y 6.1.4 se muestran los espectros de amplitudes de las señales mostradas en las Figuras 6.1.1 y 6.1.2 obtenidos con el programa Degtra A4 mediante Transformada rápida de Fourier.



**Figura 6.1.3.- Ejemplo del espectro de amplitudes de Fourier del evento sísmico
Fecha: 2005-10-16 Hora origen: 14:11 (GMT). Registrado en la estación CUIG,
componente E-W.**

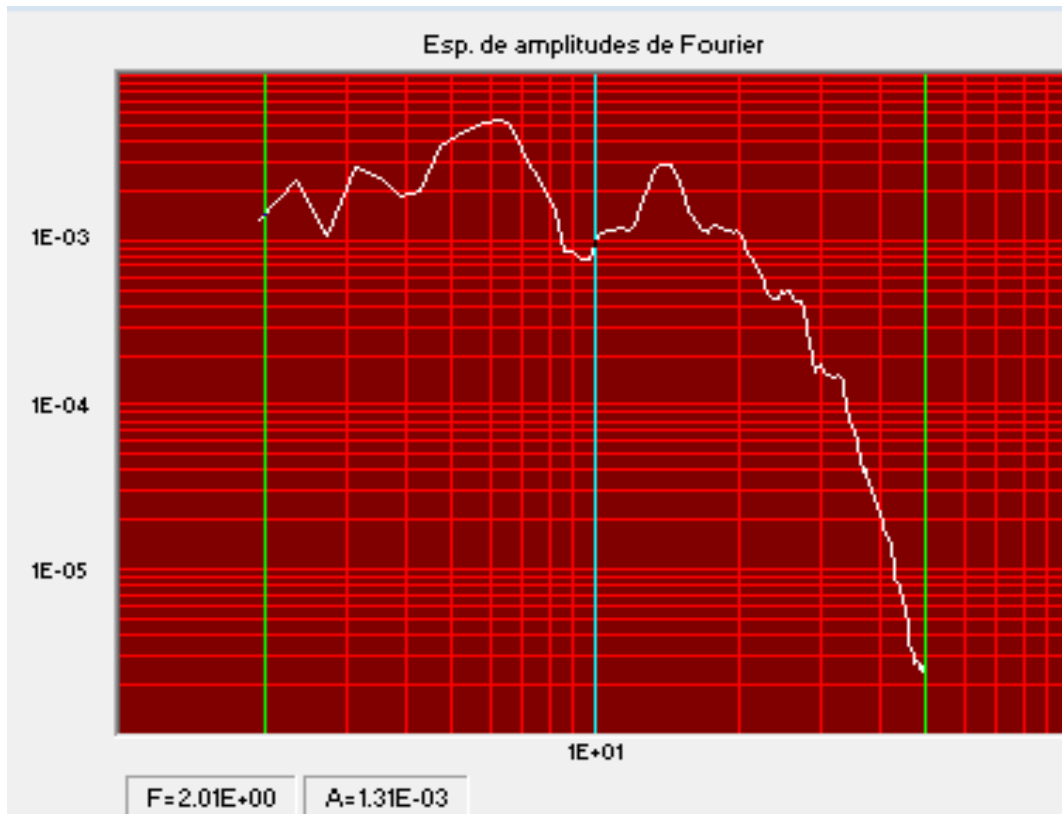


Figura 6.1.3.- Ejemplo del espectro de amplitudes de Fourier del evento sísmico Fecha: 2005-10-16 Hora origen: 14:11 (GMT). Registrado en la estación CUIG, componente N-S.

A partir del espectro de amplitudes de Fourier obtenido con el programa DegtraX4, se realizó el análisis con los programas Source y SASQRX con los cuales fue posible obtener los parámetros que definen el foco sísmico, como son frecuencia de esquina, momento sísmico y caída de esfuerzo.

6.1.1 Análisis de espectros

Con la ayuda de los programas SASQRX y SOURCE se realizó el análisis de los espectros obtenidos, con el fin de obtener la gráfica en la cual es posible identificar la frecuencia de esquina, y calcular el momento sísmico, caída de esfuerzo.

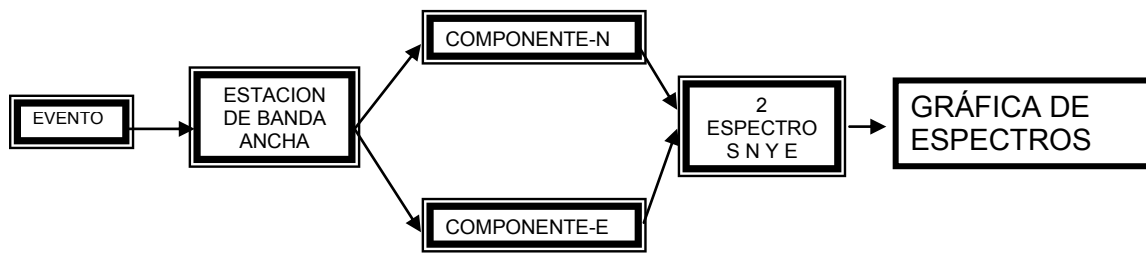


Figura 6.1.1.1.- Proceso realizado en cada evento

Los programas trabajan con la técnica de análisis espectral descrita ampliamente en la sección 4.3

La técnica de análisis espectral se basa en el cálculo del registro de aceleración sísmico, mediante el cual fue posible encontrar el momento sísmico.

$$|u(\omega, r)| = M_0 \frac{\text{sen}X}{X} \frac{R(\theta, \varphi)}{4\pi\beta^3 r \omega} \exp\left(-\frac{\omega r}{2\beta Q}\right) \quad (1)$$

La ecuación (36) relaciona el módulo del espectro de amplitudes de la onda S, con el momento sísmico (M_0). En esta ecuación se basan los programas Source y SASQRX.

$$\Delta\sigma = c \frac{M_0}{S^{3/2}} \quad (2)$$

Y a partir del momento sísmico usando la ecuación (37), se encuentra la caída de esfuerzos.

Para emplear estas ecuaciones son necesarios los siguientes datos, los cuales en su momento el programa SASQRX los solicitará:

Para todos los eventos se maneja la velocidad de las ondas S (β) = 3[km/s], densidad del medio $R_0 = 2.65$ [gr/cm³], R_x distancia en que cambia la atenuación aproximadamente 100 km y finalmente se añadió la distancia del hipocentro a cada estación. Estas cantidades son las que el primer programa (SASQRX) requiere para procesar los espectros.

```

C:\DOCUME-1\delia\MISDOC-1\ESPECT-1\SASQRX.EXE
Programa SASQ para corrección y promedio de espectros
Enero 1994
Nmax=32000

Versión interactiva.
Para leer datos de un archivo ejecute: SASQ Archivo

De el número de registros          ? 2
De No. de tramos para Q(f)        ? 1
Tramo 1. De Fmin, Fmax, Qo y e    ? 0,100,100,0.72
De el valor de Kappa              ? 0
De el valor de beta (km/sec)      ? 3
De el valor de Ro (gr/cm^3)       ? 2.65
De Fmin, Fmax, Nf                 ? 0,20,100
De el valor de Rx (km)            ? 100
De archivo de resultados           ? 0111115ya.res

Registro # 1 (Espectros de aceleraciones)
De el archivo del espectro         ? 011115ya.eae
De la distancia hipocentral (km)  ? _

```

Figura 6.1.1.2.- Pantalla del programa SASQRX mediante el cual se leyeron los espectros

El programa SASQRX genera un archivo el cual contiene la frecuencia de esquina, aceleración espectral y el desplazamiento con incertidumbres, a partir de estos archivos el programa SOURCE muestra la gráfica de aceleración espectral vs frecuencia y desplazamiento espectral vs frecuencia, el gráfico obtenido se muestra a continuación.

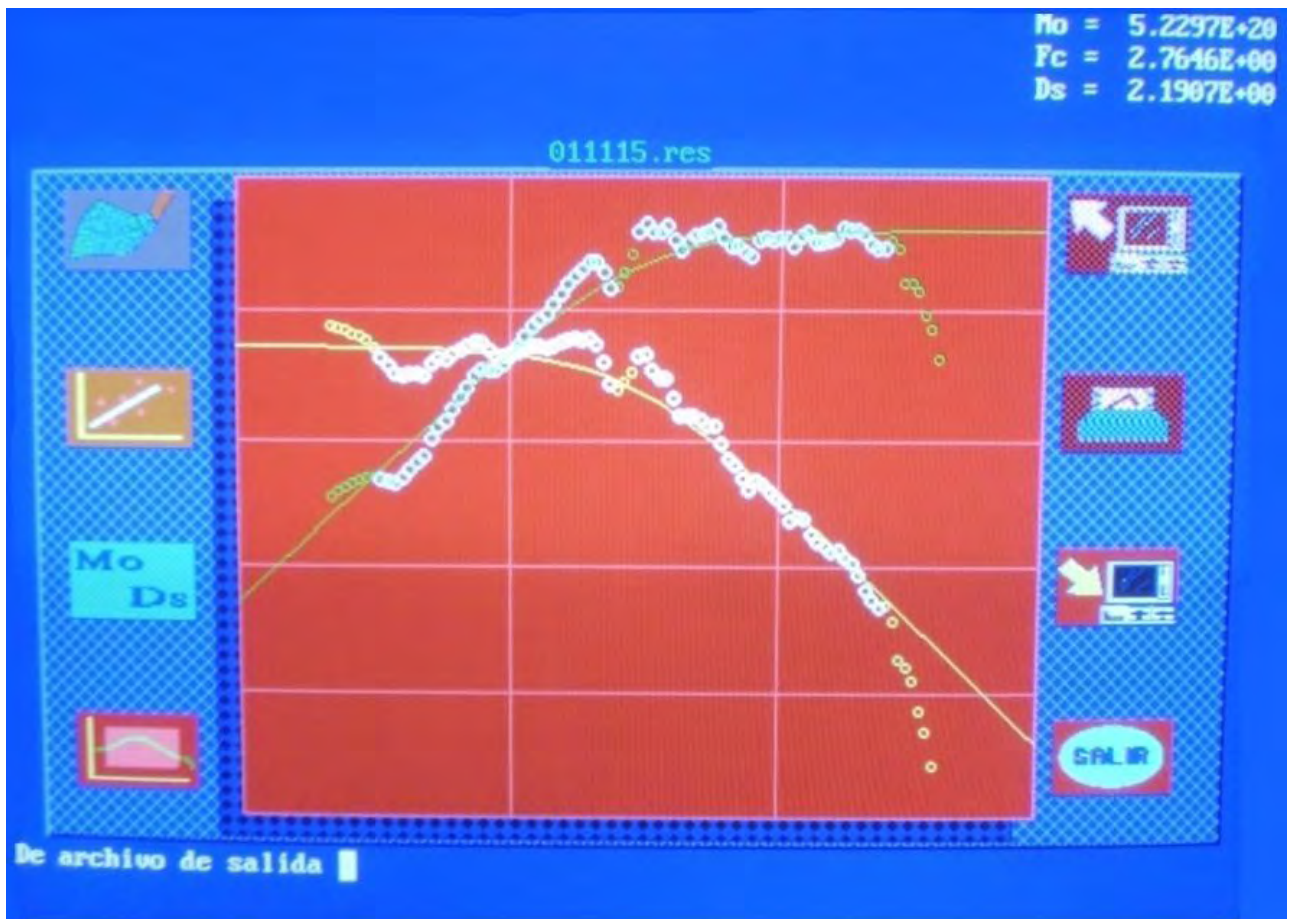


Figura 6.1.1.3.- Programa Source, mediante el cual se obtuvieron el momento sísmico, la caída de esfuerzos y la frecuencia de esquina.

El programa SOURCE permite que el usuario ajuste manualmente la gráfica, a partir de ese ajuste se obtienen los parámetros focales: Momento sísmico, caída de esfuerzo y frecuencia de esquina. Los cuales se muestran en la esquina superior derecha de la pantalla *Figura 6.1.1.3.*

6.2 Resultados obtenidos .

A continuación se presenta la *Tabla 6.2.1*, que muestra los parámetros focales obtenidos como resultado de la técnica de análisis espectral. En el anexo I se encuentran todas las gráficas de los eventos.

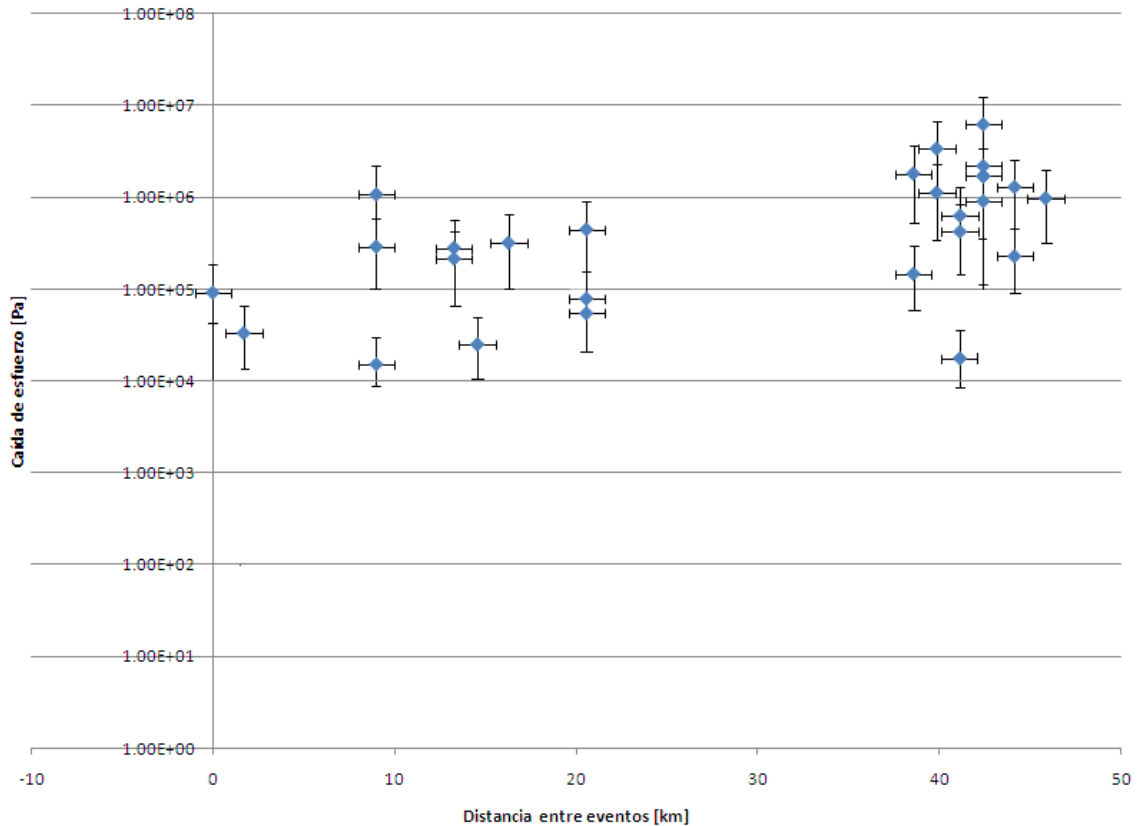
No. Evento	Fecha	Hora Origen (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]±%	Caída de esfuerzo [Pa] ±%	Magnitud momento sísmico
1	17/04/1996	11:19	-98.97±4.2	19.16±3.5	10.3±6.7	1.08E+01	4.48E+12±1.0	1.13E+06±3.0	2.4
2	18/08/1998	18:51	-98.93±3.4	19.16±2.2	12.5±0	1.18E+01	3E+12±0.1	9.82E+05±0.3	2.3
3	26/10/1998	7:49	-99.18±2.8	19.08±2.1	11.5±0	6.72E+00	1.8E+13±0.6	1.08E+06±2.0	2.8
4	06/04/1999	12:20	-99.10±2	19.36±1.8	11.9±5.3	9.20E+00	2.91E+12±0.3	4.48E+05±1.2	2.2
5	19/05/1999	20:23	-98.94±2.8	19.19±2.4	6±0	4.21E+00	1.54E+13±0.6	2.28E+05±2.0	2.7
6	22/05/1999	6:57	-98.98±3.5	19.18±2.6	5±0	5.86E+00	3.68E+12±0.1	1.47E+05±0.3	2.3
7	07/06/1999	0:00	-98.96±1.6	19.17±1.7	5±0	5.29E+00	2.16E+13±0.5	6.33E+05±1.5	2.8
8	07/08/1999	13:49	-98.95±1.5	19.16±1.6	12±1.7	1.50E+01	1.36E+12±0.1	9.11E+05±0.3	2
9	16/12/1999	4:26	-99.15±3.7	19.35±2.9	6.5±0	8.89E+00	2.03E+12±0.06	2.82E+05±0.2	2.1
10	14/09/2001	17:13	-99.18±4.1	19.29±2.9	2.2±0	1.62E+00	1.8E+13±0.1	1.52E+04±0.3	2.8
11	15/11/2001	22:18	-99.15±1.7	19.49±1.6	2.2±1.2	2.74E+00	5.27E+13±0.03	2.15E+05±0.09	3.1
12	08/01/2003	21:27	-98.97±2.5	19.18±2.6	12.9±6.5	2.25E+01	1.51E+12±0.1	3.40E+06±0.3	2.1
13	12/04/2003	14:28	-99.13±9.3	19.11±9.7	4.8±8.9	3.74E+00	3.09E+13±0.3	3.21E+05±1.2	2.9
14	26/09/2003	1:53	-99.10±1.7	19.47±1.5	5.8±2.3	3.42E+00	9.93E+12±0.1	7.88E+04±0.3	2.6
15	11/11/2003	4:52	-98.98±3.1	19.18±2.9	5.2±0	1.74E+01	1.75E+12±0.1	1.82E+06±0.3	2.1
16	16/11/2003	3:16	-98.95±2.9	19.18±2.6	5.4±7.6	2.53E+00	6.84E+14±1.0	2.20E+06±3.0	3.8
17	22/11/2003	5:53	-99.10±2.1	19.46±1.7	7±3.4	3.68E+00	5.55E+12±0.1	5.46E+04±0.3	2.4
18	26/11/2003	5:03	-98.95±2.4	19.18±2.3	9.4±4	6.08E+00	3.85E+13±0.6	1.71E+06±2.0	3
19	08/01/2004	2:28	-98.96±3.2	19.16±3	20.9±10.8	8.43E+00	3.57E+12±0.1	4.24E+05±0.3	2.3
20	13/06/2004	10:30	-99.24±2.6	19.35±1.3	6±3.7	6.77E+00	1.49E+12±0.1	9.18E+04±0.3	2
21	08/07/2004	22:27	-98.96±2.5	19.22±3.8	7±5.3	9.79E-01	9.46E+13±0.1	1.76E+04±0.3	3.3
22	11/12/2004	6:18	-99.23±1.4	19.41±0.7	2.1±2	2.13E+00	1.73E+13±0.1	3.32E+04±0.3	2.8
23	14/12/2004	17:47	-98.93±7.1	19.19±7.9	7±1.7	6.96E+00	2.21E+13±0.5	1.48E+06±1.5	2.8

No. Evento	Fecha	Hora Origen (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m] ±%	Caída de esfuerzo [Pa]	Magnitud momento sísmico
24	20/12/2004	3:01	-98.94±1.5	19.19±2	8±4.4	1.19E+01	3.93E+12±0.1	1.30E+06± 0.3	2.3
25	07/02/2005	16:46	-98.95±5	19.23±4.5	26.6±11.8	7.16E+00	2.34E+13±1.0	1.70E+06± 3.0	2.8
26	23/08/2005	7:20	-99.14±3	19.39±0.7	7±3.3	3.03E+00	4.51E+12±0.1	2.50E+04± 0.3	2.4
27	16/10/2005	14:11	-99.18±4	19.29±1.4	5.3±2.8	4.45E+00	1.67E+13±1.0	2.91E+05± 3.0	2.7
28	05/05/2006	15:24	-98.95±1.1	19.18±1.3	3.4±1.9	1.05E+01	2.71E+13±0.9	6.25E+06± 1.8	2.9

Tabla 6.2.1.- Resultados finales.

7 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Tomando en cuenta los resultados de la *Tabla 6.2.1* se realizó la *gráfica 7.1* en la cual se relacionaron las distancias [km] entre los eventos y las caídas de esfuerzo con sus errores obtenidos para cada evento.



Analizando las barras de error de las diferentes caídas de esfuerzo se observa que todas entran dentro del intervalo de error, por lo que no existe diferencia resaltable entre ellas, de tal manera que las caídas de esfuerzo en el Valle de México se encuentran en el mismo rango de magnitud.

En la *Tabla 6.2.1*, también se encuentra registrado el cálculo de la magnitud del Momento Sísmico (M_w), el cual se obtuvo con la *ecuación (35)*. A partir del cual se puede observar que los eventos ocurridos en el Valle de México son de

magnitud $M_w \leq 4$. Por tratarse de eventos tan pequeños no existen otros estudios a partir de los cuales comparar los resultados obtenidos. Con excepción del evento originado el día 16 de octubre de 2005 con hora origen (GMT) 14:11 (Huesca, 2008) cuyo momento sísmico fue de 1.48×10^{20} [dyn•cm] con magnitud de momento sísmico $M_w = 2.7$, en la Tabla 6.2.1 se observan los resultados obtenidos en este trabajo para dicho evento, donde el momento sísmico fue de 1.67×10^{20} [dyn•cm] y $M_w = 2.7$. Por lo tanto la magnitud del momento sísmico es la misma y el momento sísmico es del mismo orden 10^{20} ; sin embargo, no se obtiene el mismo resultado por que el método para calcularlo fue diferente, pero se encuentra dentro del rango de error.

En la *Figura 7.* se muestra la relación entre la Caída de esfuerzos y el Momento sísmico. Como comparación en la *Figura 7.2* se muestra la relación entre la Caída de esfuerzos y el momento sísmico de microsismos originados en Parkfield CA (Imanishi, 2008).

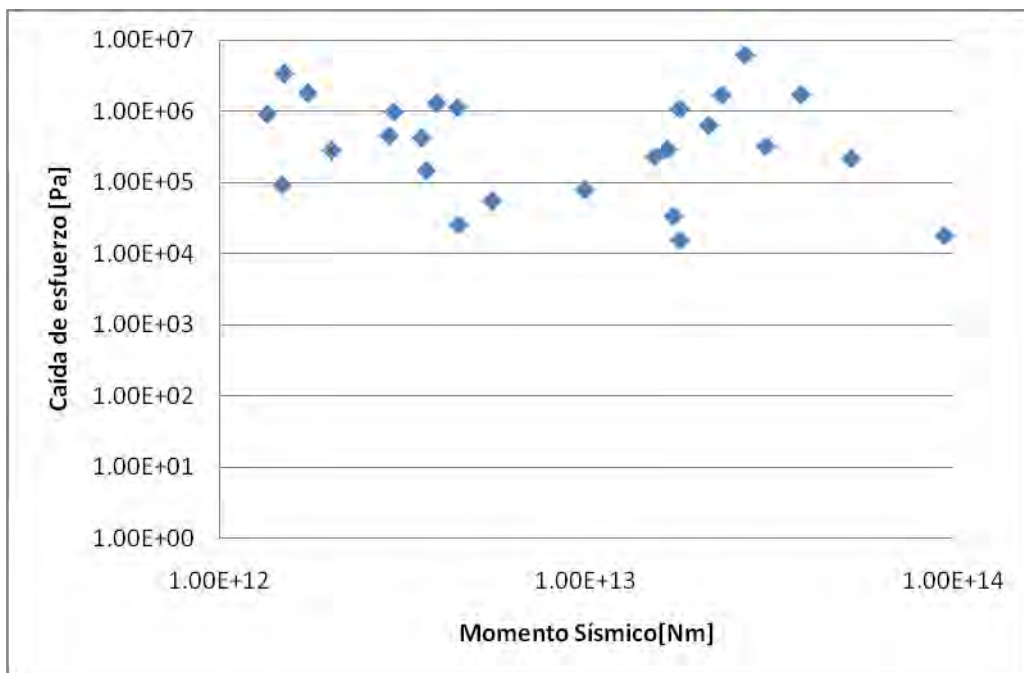


Figura 7. 1.- Relación entre la Caída de Esfuerzos y el Momento sísmico, microsismos del Valle de México.

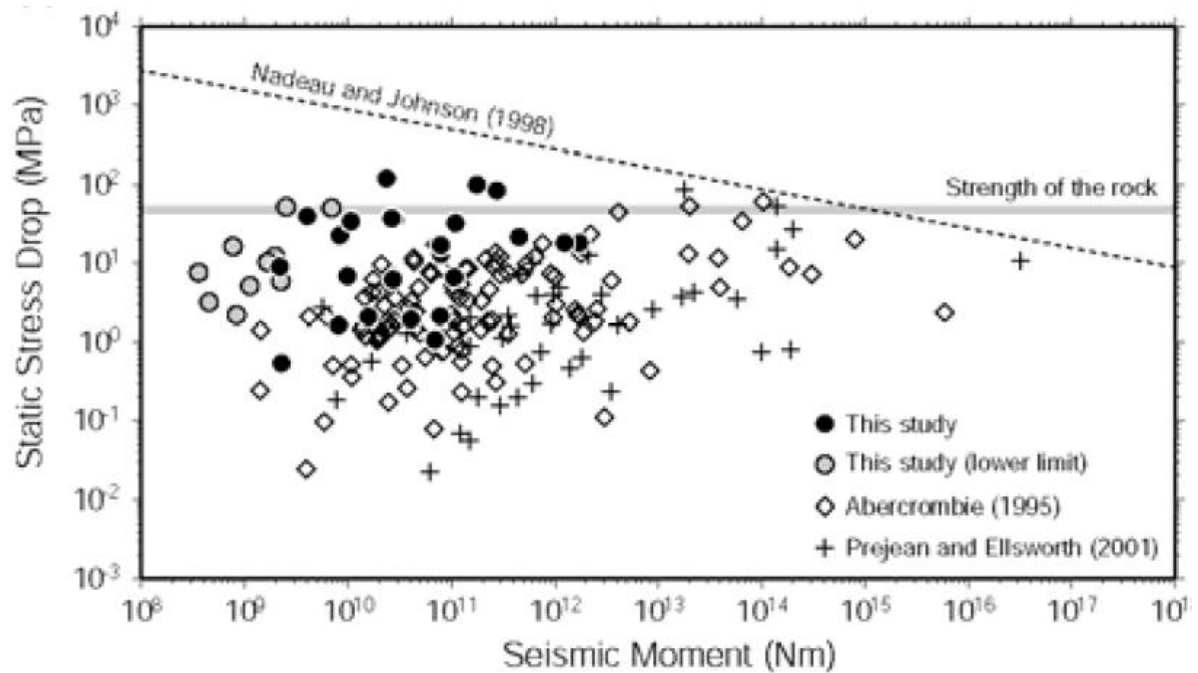


Figura 7. 1. Relación entre la caída de esfuerzos y el momento sísmico, microsismos originados en Parkfield, CA.<imagen tomada de (Imanishi, 2008)>

La *Figura 7.4* se muestra el mapa geológico que contiene las fallas presentes en el Distrito Federal, al cual se la superpusieron los eventos estudiados. Los eventos que se encuentran dispersos coinciden con las fallas cartografiadas en el mapa geológico. En cambio los eventos que se encuentran concentrados en la zona sureste del Valle de México, en el mapa no se aprecia alguna falla cartografiada, eso no significa que no exista un sistema de fallas en esa zona, puede existir a mayor profundidad, sin embargo, aún no se encuentra representada en los mapas.

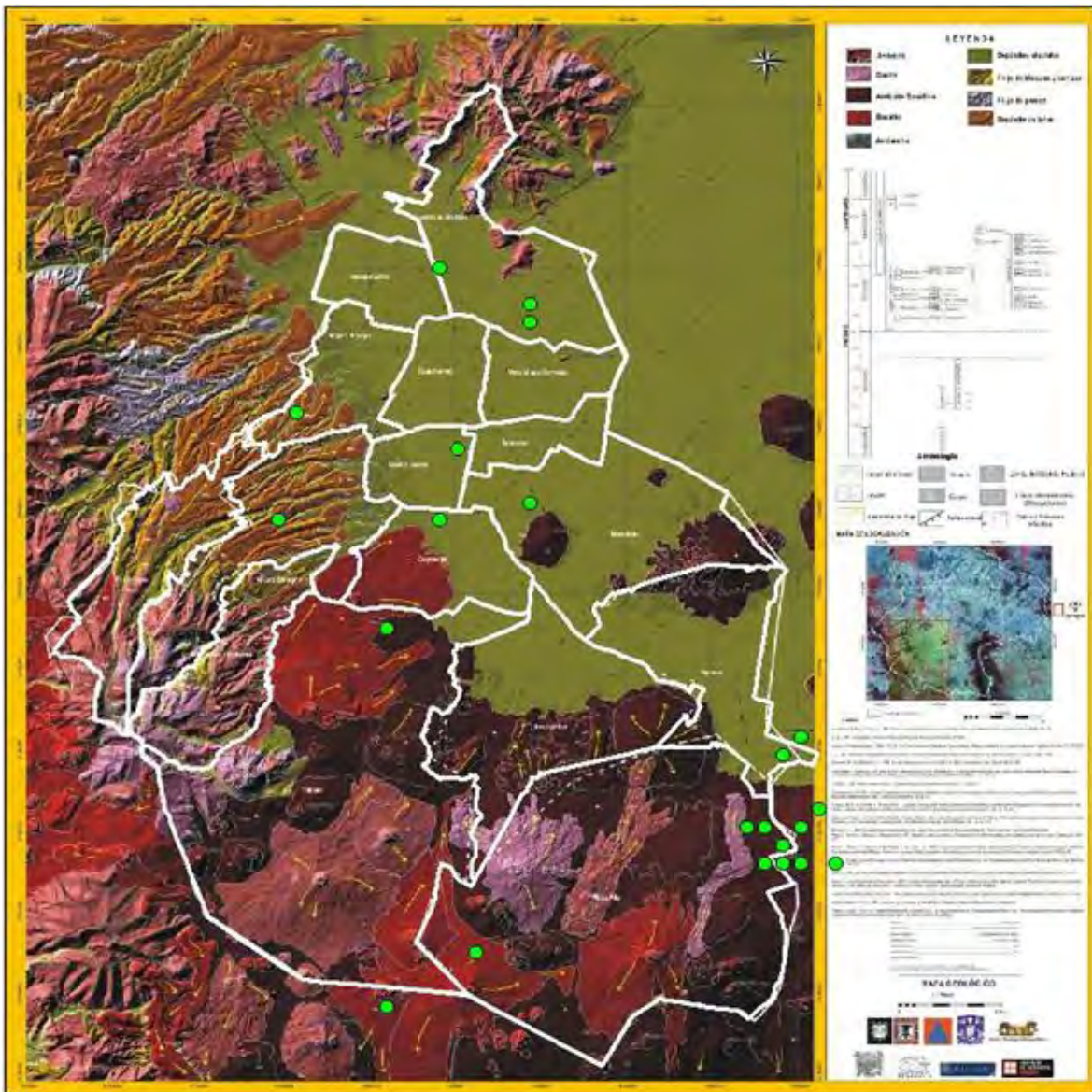


Figura 7.4.- Mapa geológico del D.F <imagen tomada de la pág. (www.proteccioncivil.df.gob.mx), con la superposición de la localización de los eventos analizados.

8 CONCLUSIONES

El análisis de los 28 eventos registrados en el Valle de México, concluye que se presentan caídas de esfuerzo bajas y semejantes todas ellas en promedio son del orden de $10^6 [Pa]$.

Se atribuyen los valores bajos de las caídas de esfuerzo obtenidos a los altos valores de velocidades de las ondas S en los cálculos del espectro teórico. Un valor alto de la velocidad de corte implica que las dimensiones de la ruptura aumentan, y de acuerdo a la *ecuación 34* del Capítulo 2, esto nos llevaría a tener bajos valores de la caída de esfuerzos.

En el caso del Valle de México, otro factor que pudiera contribuir a las bajas caídas de esfuerzo debe estar asociado con la litología de las diferentes zonas de estudio. En el caso de la zona sureste del Valle, ésta se encuentra sobre depósitos lacustres y aluviales. En el caso de la zona Norte-Centro, ésta se encuentra entre la región de transición y de lago, lo que quiere decir que en algunos puntos presenta regiones de alta resistencia y poco compresibles y en otras es simplemente un suelo lacustre.

Asimismo la concentración de eventos sísmicos en algunas zonas del Valle de México se debe a la presencia de fallas geológicas.

Como comentario final, podemos decir que, a pesar de no contar con muchos datos se logró obtener los parámetros de la fuente los cuales hasta el presente trabajo no se habían estudiado y obtenido. Ahora se pueden conocer las caídas de esfuerzo y el momento sísmico para los eventos con epicentro en el Valle de

México los cuales serán de utilidad para futuras estimaciones de las aceleraciones máximas de sismos originados en ésta.

Sin embargo, aún es necesario realizar un mejor análisis del Valle de México, el cual se logrará contando con más datos proveniente de estaciones cercanas o situadas en el Valle, a partir de los cuales se podrá tener un estudio más detallado y de esta manera se llegará a comprender el comportamiento del Valle de México ante los sismos.

9 BIBLIOGRAFÍA

1. Arfken, G. y Weber, H.J., *Mathematical Methods for Physicists*. Boston, MA. Academic Press, 1995.
2. Brune, J. N., Henyey, T. L. y Roy R. F., *Heat flow, stress, and rate of slip along the San Andreas Fault*, California, J. Geophys, 1970.
3. Catalán, A., Roca, A., Goula, X., *Predicción espectral de la acción sísmica a partir del modelo de Brune modificado*. 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Murcia 1999, 177-189.
4. Enciclopedia virtual. [En línea].
http://www.icarito.cl/medio/lamina/0,0,38035857__147593316,00.html.
(Consultada 10 de Diciembre de 2009)
5. García, D., Singh, D., Herráiz, M., Pacheco, J., y Ordaz, M., *Inslab Earthquakes of Central Mexico: Q, Source Spectra, and Stress Drop*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 3, pp. 789–802, June 2004.
6. Hough, S. E. *Earthshaking science*. Princeton University Press, USA, 2002. pp. 24-39.
7. Horiuchi, S. y Iio, Y. *Stress drop distribution of micro-earthquakes at Ootaki, Nagano Prefecture, Japan, obtained from waveform data by Borehole Station*. TERRAPUB, Tokio, 2002, pp. 383-391.
8. Huesca, E. *Sismicidad y el campo de esfuerzos en la Cuenca de México*. Tesis Maestría en Ciencias, Instituto de Geofísica, UNAM, México, 2008.
9. Imanishi, K. y Ellsworth, W., *Earthquake Source Parameters of Microearthquakes at Parkfield, CA, Determined Using the SAFOD Pilot Hole Seismic Array*.
10. INEGI. [En línea] [Consultada 4 de Mayo de 2009]
http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados/df/DFEleva_.jpg.
11. Jaramillo, J., *Modelo para la rama descendente de espectros de diseño sísmico y aplicaciones al caso de la ciudad de Medellín*. Revista de Ingeniería Sísmica No. 68, pp. 1-20, 2003
12. Kreyszig, E., *Advanced Engineering Mathematics*. John Wiley & Sons, 1998

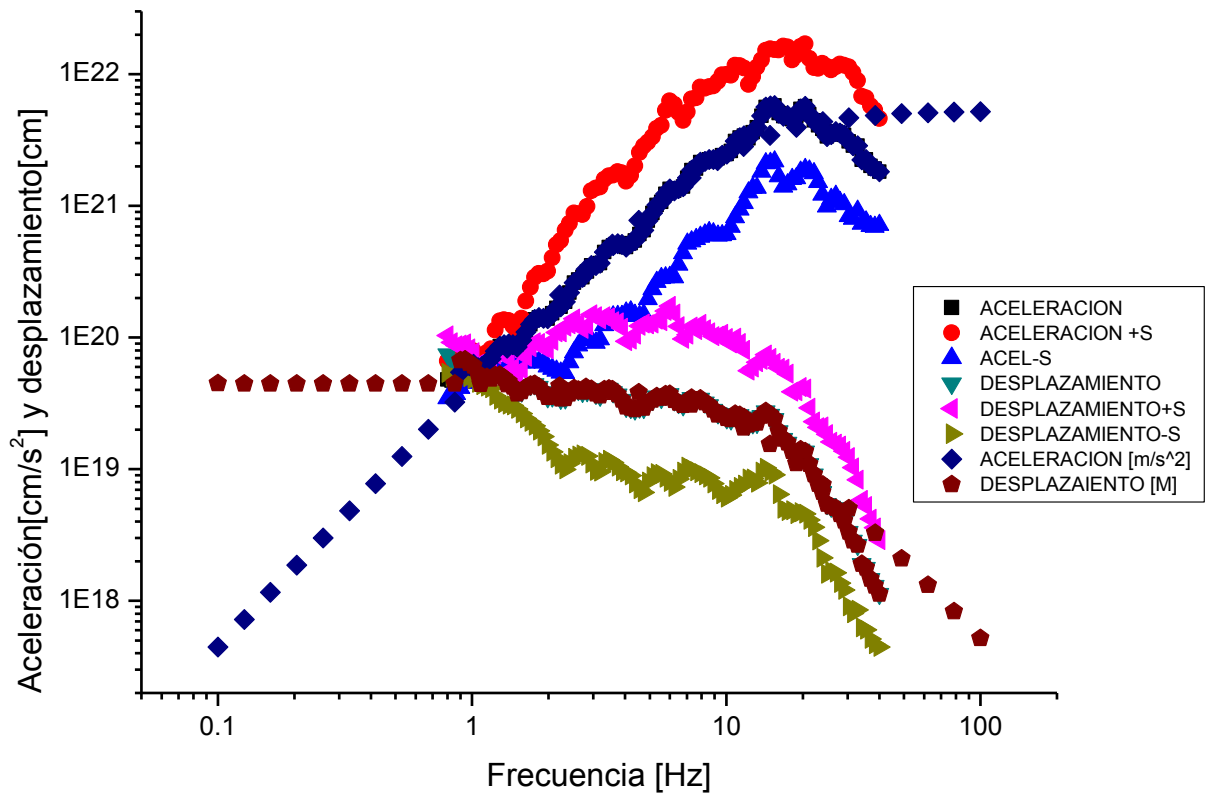
13. Llorente, J., Papavero, N., Simoes, M. *La distribución de los seres vivos y la historia de la Tierra*. Primera edición, Fondo de Cultura Económica, México, 1996.
14. Nava, A. *La inquietante superficie terrestre*. , Fondo de Cultura Económica, México, 1993.
15. Protección civil D.F. [En línea]. www.proteccioncivil.df.gob.mx, (Consultada: 15 de Agosto de 2009)
16. Rydeleck, P. et al. *Spatial and temporal characteristics of low-magnitude seismicity from a dense array in western Nagano Prefecture, Japan*, *Earth Planets Space*, 2002
17. Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F., León, E., 2005, *Síntesis Geotécnica de la cuenca del Valle de México*, México, D.F., TGC geotecnia S.A. de C.V
18. Singh, K. et al. *Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 2, pp. 468–482, 2000.
19. *Servicio Sismológico Nacional*. [En línea] www.ssn.unam.mx/website/jsp/tectonica.jsp (Consultada el: 21 de Abril de 2009)
20. Stein, S., Wysession, M. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing, England, 2003.
21. Tapia, G. López, J. *Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 19, núm. 1, p. 50-65
22. Udías A., Muñoz D., et al. *Física de la Tierra, movimientos fuertes del Suelo y riesgo de terremotos*, No. 1, Departamento de física de la Tierra, astronomía y astrofísica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España, 1989. pp. 11-79.
23. Udías, A. y Mezcua, J. *Fundamentos de sismología*, 2ª edición, UCA editores, El Salvador, 1997.
24. Reyes, T. *Sismicidad en el poniente de la ciudad de México resultados en la parte norte de la delegación Álvaro Obregón*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 2009.

ANEXO I

Año 1996

Evento No. 1

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
17-04	11:19	-98.97	19.16	10.3	Milpa Alta	PLIG, CUIG



Gráfica 1 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 17-04-1996. Hora origen(GMT) 11:19.

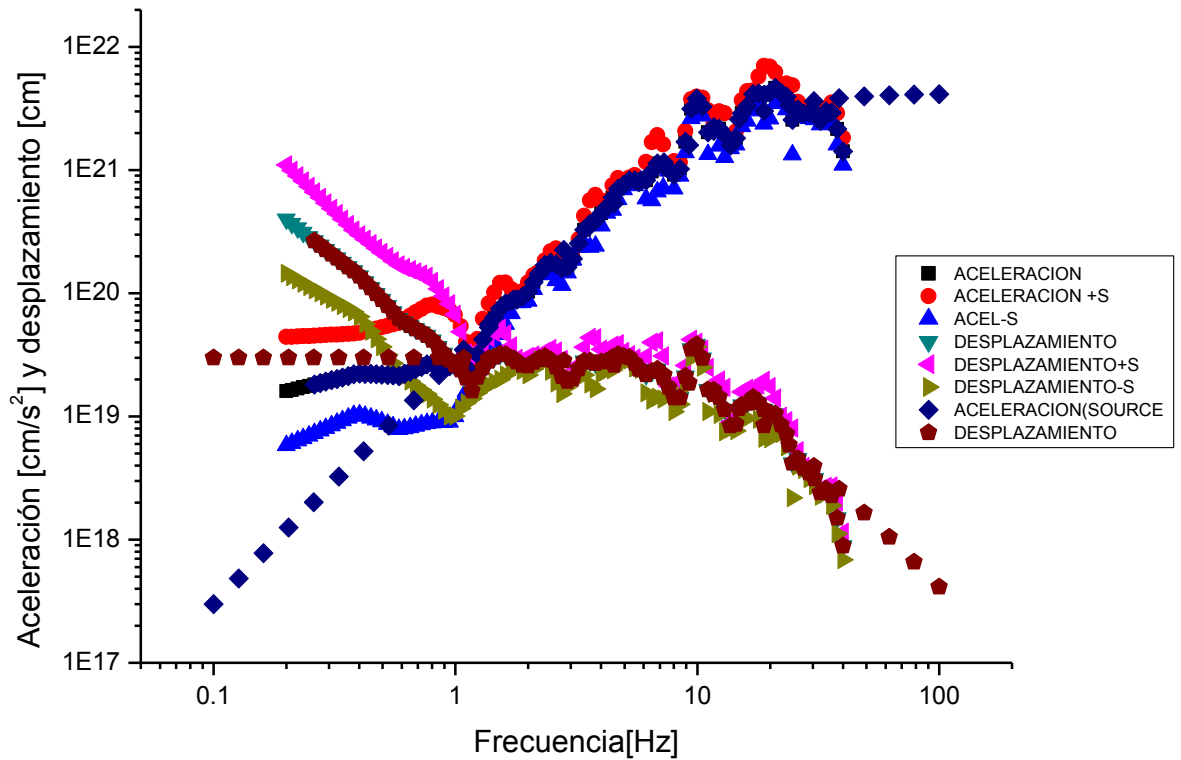
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.08E+01	4.48E+12	1.13E+06

Año 1998

Evento No. 2

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
18-08	18:51	-98.93	19.16	12.5	Chalco	YAIG



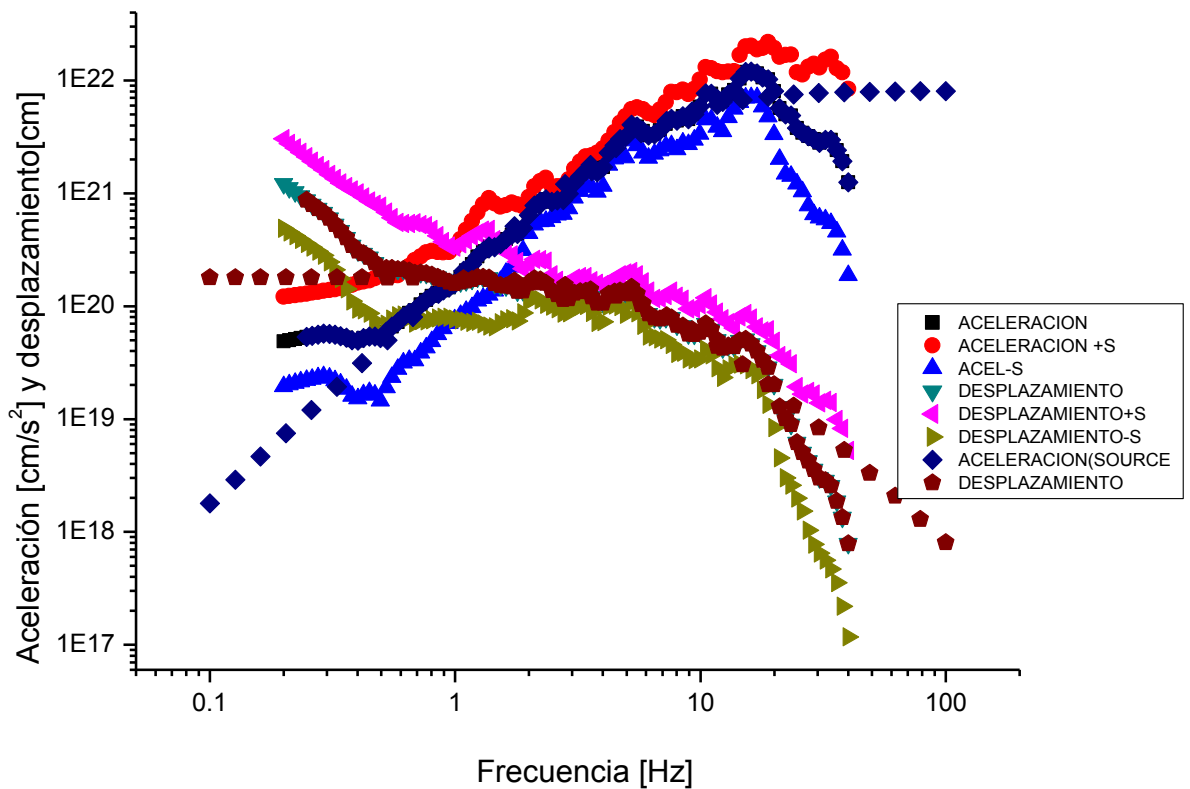
Gráfica 2 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 18-08-1998. Hora origen(GMT) 18:51.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.18E+01	3.00E+12	9.82E+05

Evento No. 3

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
26-10	07:49	-99.18	19.08	10.05	Huitzilac	PLIG, CUIG, PPIG, YAIG



Gráfica 3 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 26-10-1998. Hora origen(GMT) 07:49.

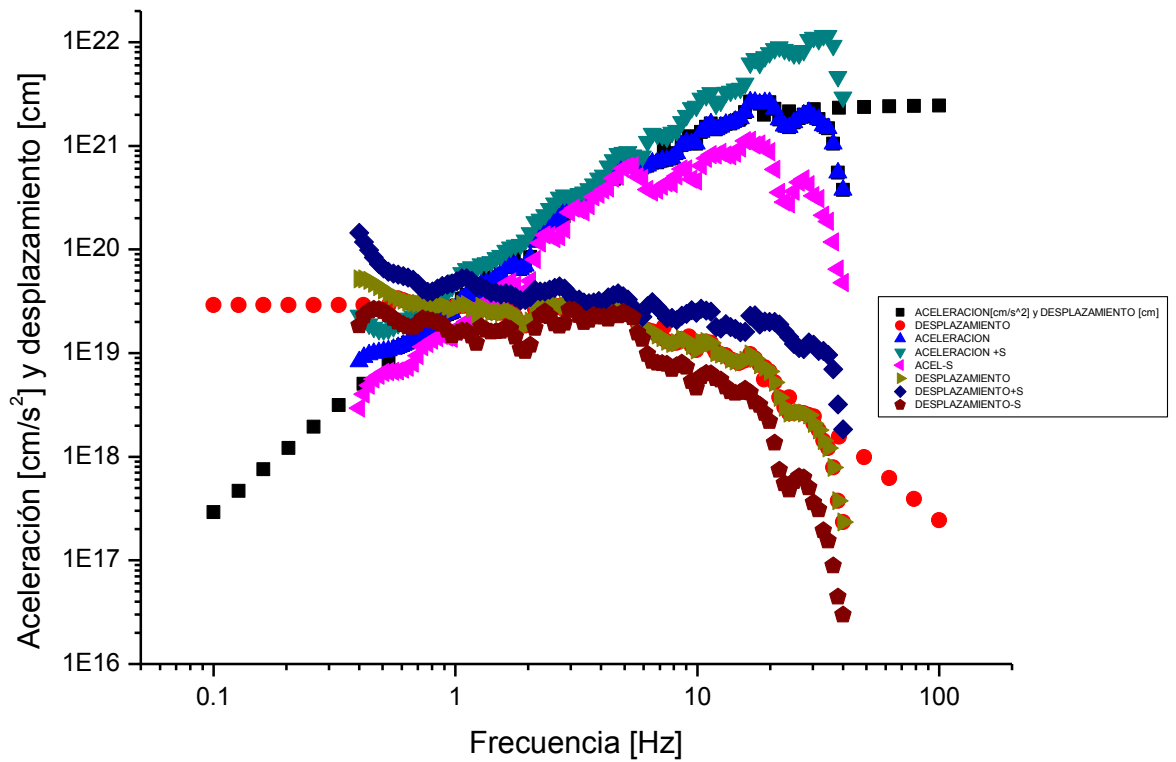
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
6.72E+00	1.80E+13	1.08E+06

Año 1999

Evento No. 4

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
06-04	12:20	-99.1	19.36	11.9	Iztapalapa	YAIG, CUIG



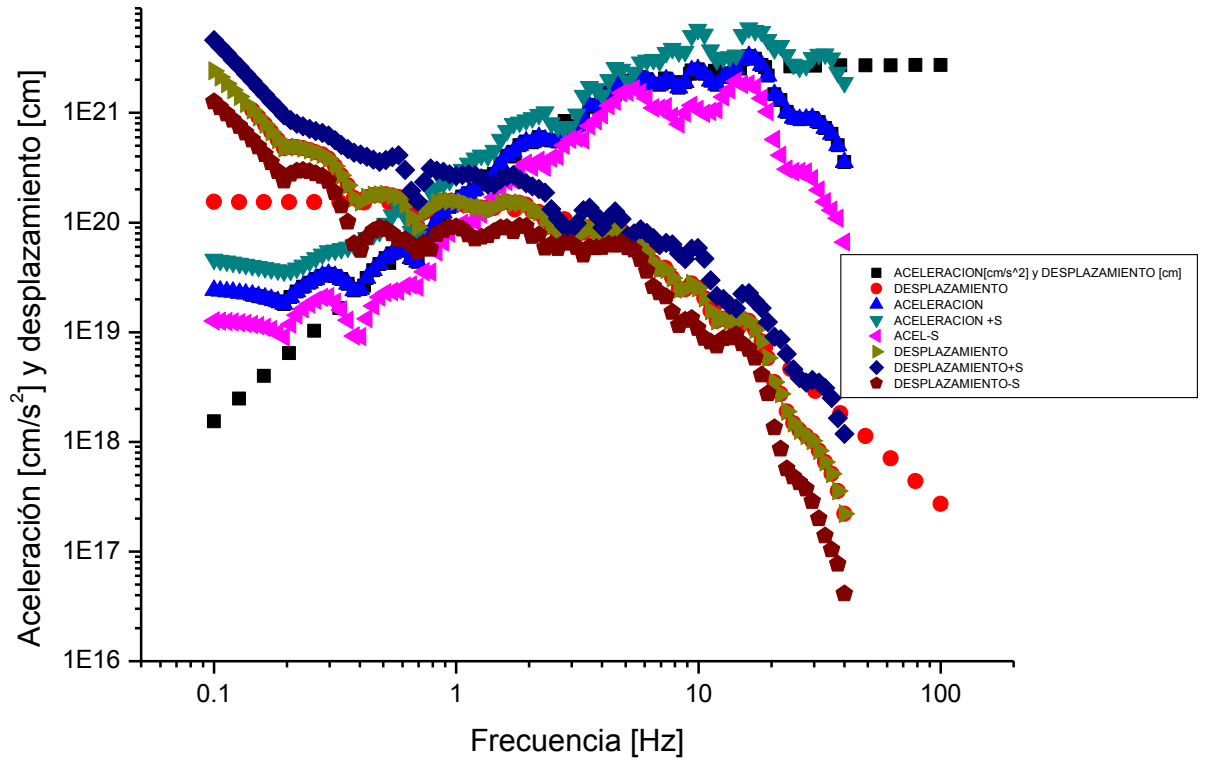
Gráfica 4 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 06-04-1999. Hora origen(GMT) 12:20.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
9.20E+00	2.91E+12	4.48E+05

Evento No. 5

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
19-05	20:23	-98.94	19.19	6	Chalco	PLIG, CUIG, YAIG



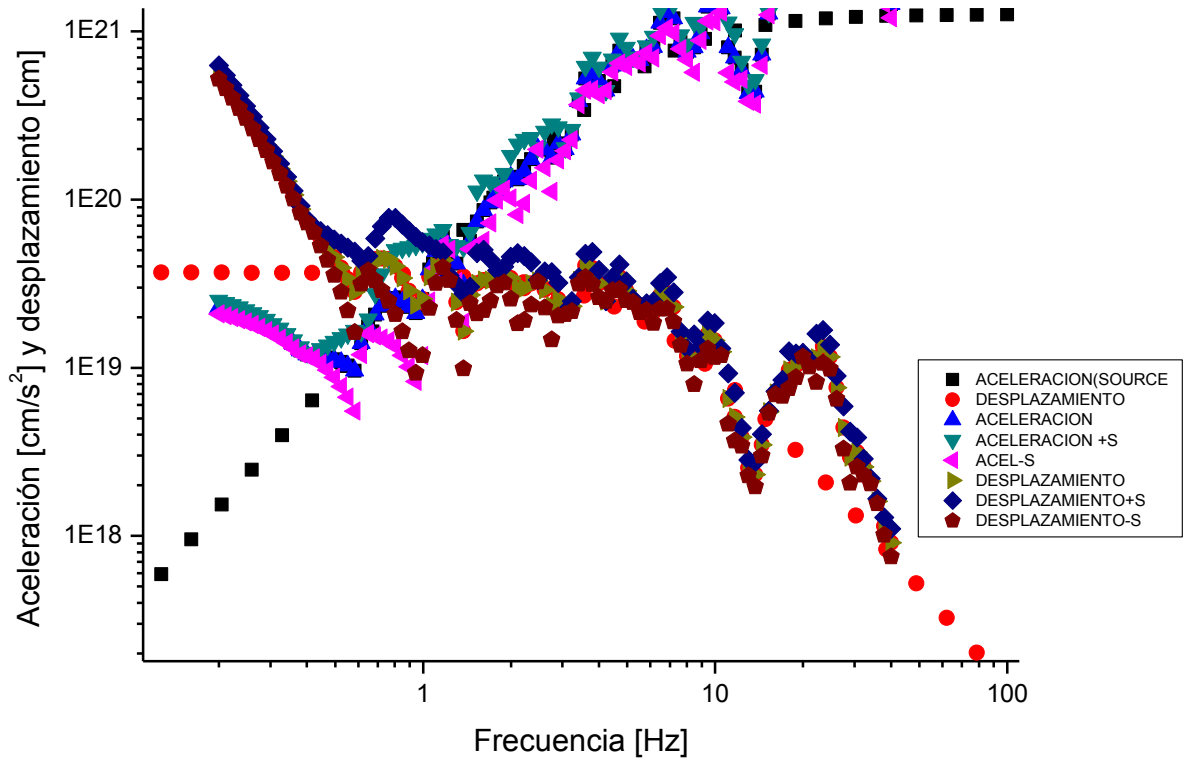
Gráfica 5 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 19-05-1999. Hora origen(GMT) 20:23.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
4.21E+00	1.54E+13	2.28E+05

Evento No. 6

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
22-05	06:57	-98.98	19.18	5	Milpa Alta	YAIG



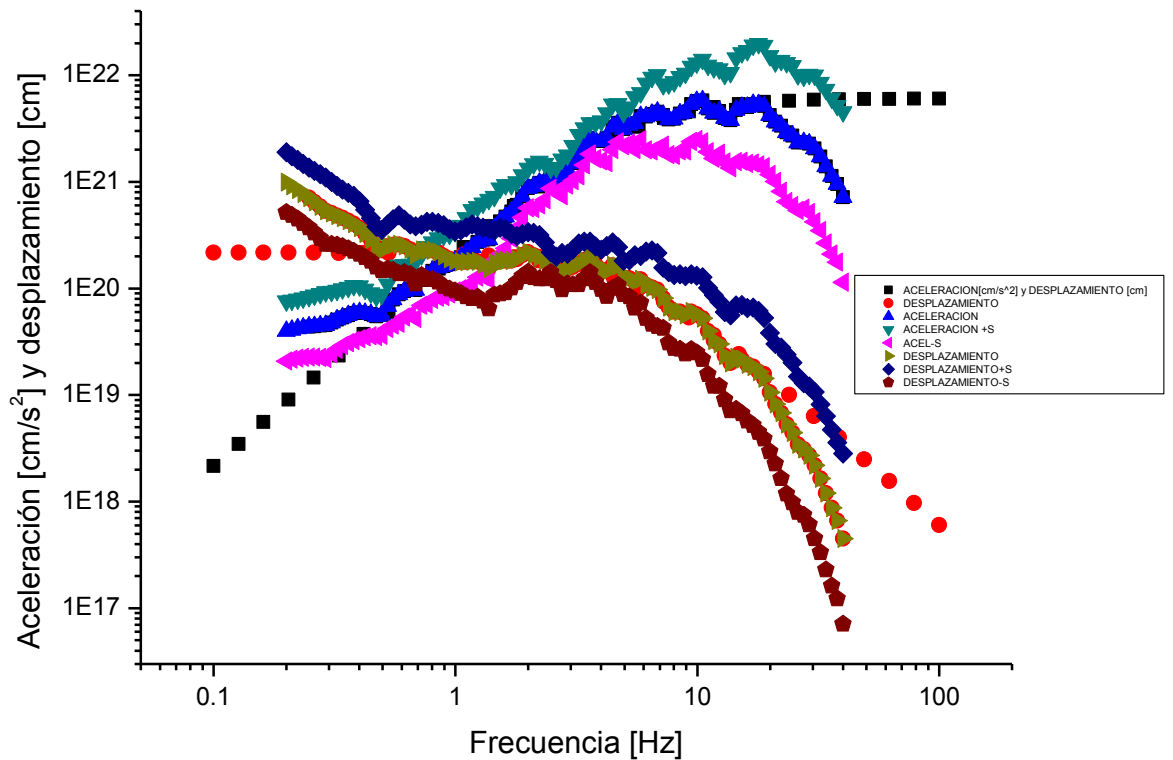
Gráfica 6 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 22-05-1999. Hora origen(GMT) 06:57.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
5.86E+00	3.68E+12	1.47E+05

Evento No. 7

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
07-06	00:00	-98.96	19.17	5	Milpa Alta	PLIG, CUIG, YAIG, PPIG



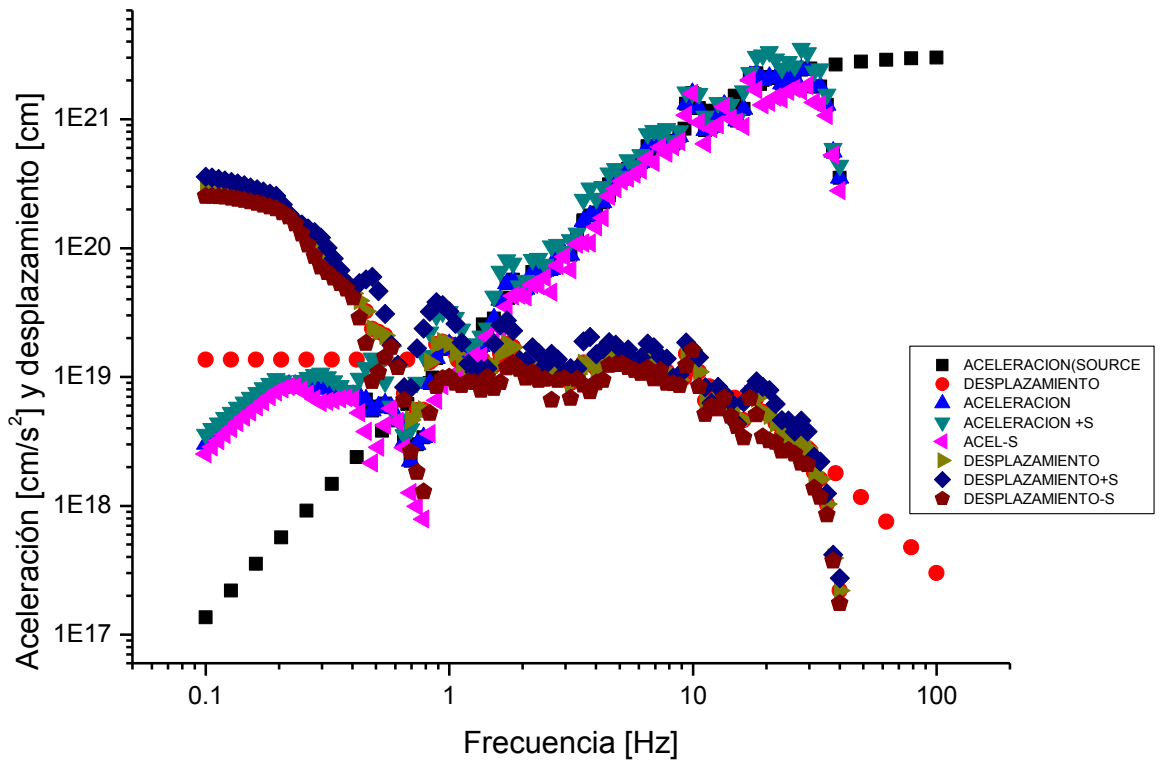
Gráfica 7 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 07-06-1999. Hora origen(GMT) 00:00.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
5.29E+00	2.16E+13	6.33E+05

Evento No. 8

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
07-08	13:49	-98.95	19.16	12	Juchitepec	YAIG



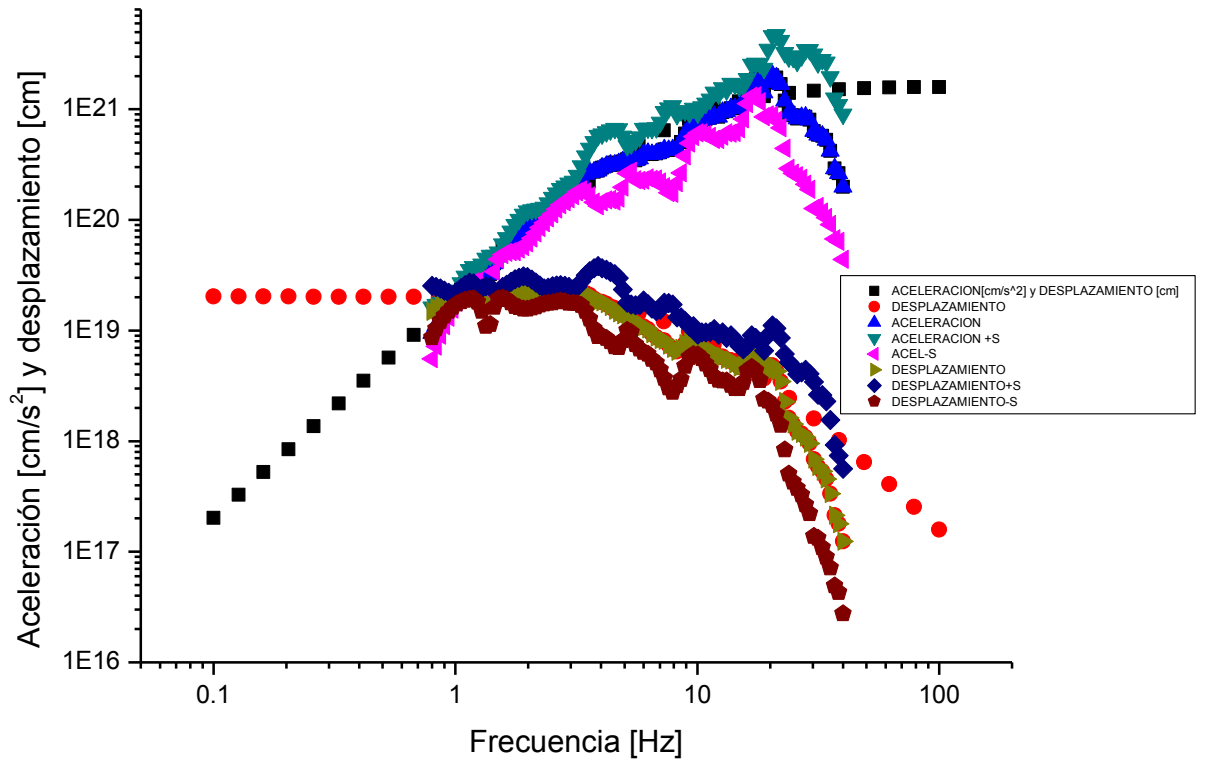
Gráfica 8 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 07-08-1999. Hora origen(GMT) 20:23.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.50E+01	1.36E+12	9.11E+05

Evento No. 9

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
16-12	04:26	-99.15	19.35	6.5	Coyoacán	YAIG, CUIG



Gráfica 9 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 16-12-1999. Hora origen(GMT) 20:23.

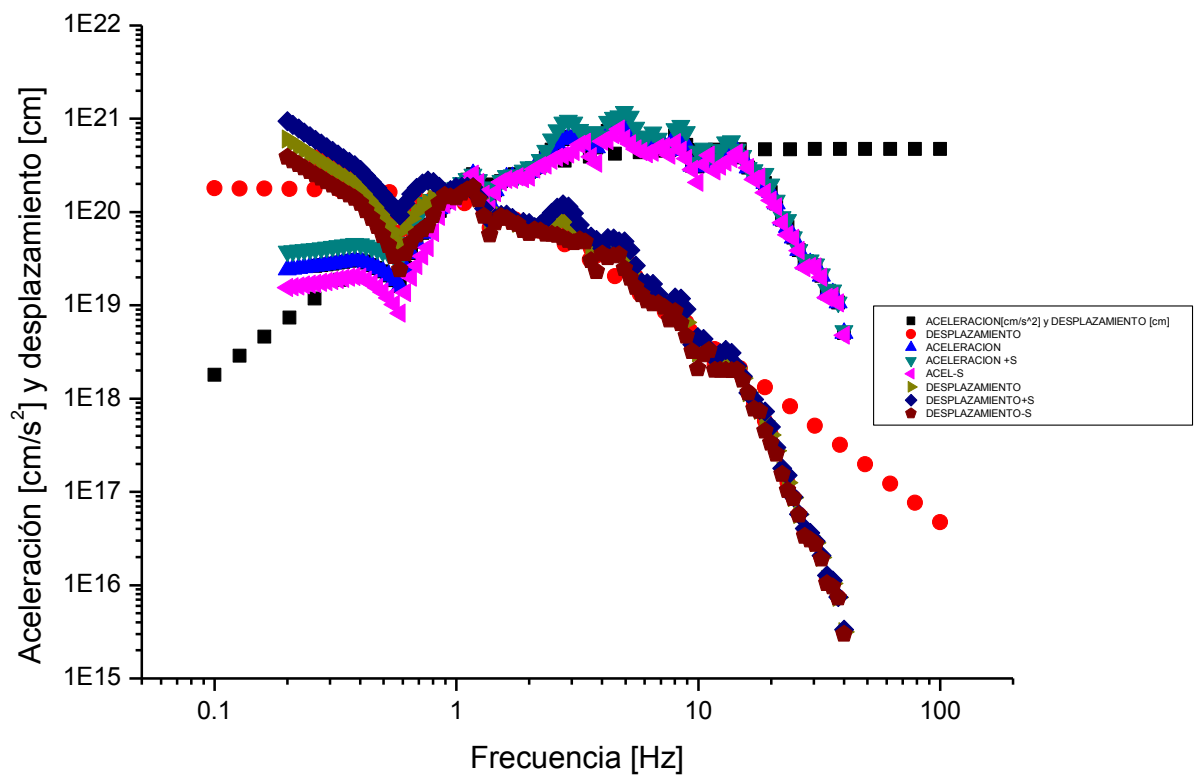
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
8.89E+00	2.03E+12	2.82E+05

Año 2001

Evento No. 10

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
14-09	17:13	-99.18	19.29	2.2	Tlalpan	CUIG



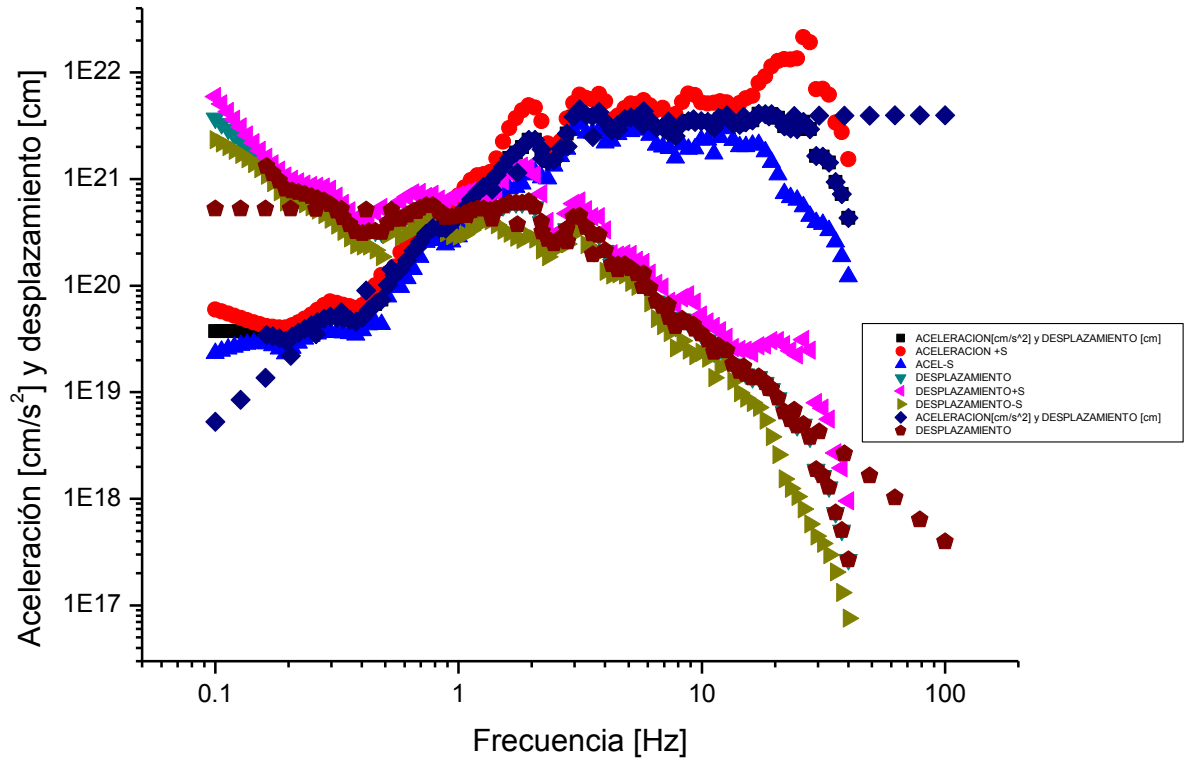
Gráfica 10 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 14-09-2001. Hora origen(GMT) 22:18.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.62E+00	1.80E+13	1.52E+04

Evento No. 11

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
15-11	22:18	-99.15	19.49	2.2	Gustavo A. Madero	CUIG, YAIG



Gráfica 11. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 15-11-2001. Hora origen(GMT) 22:18.

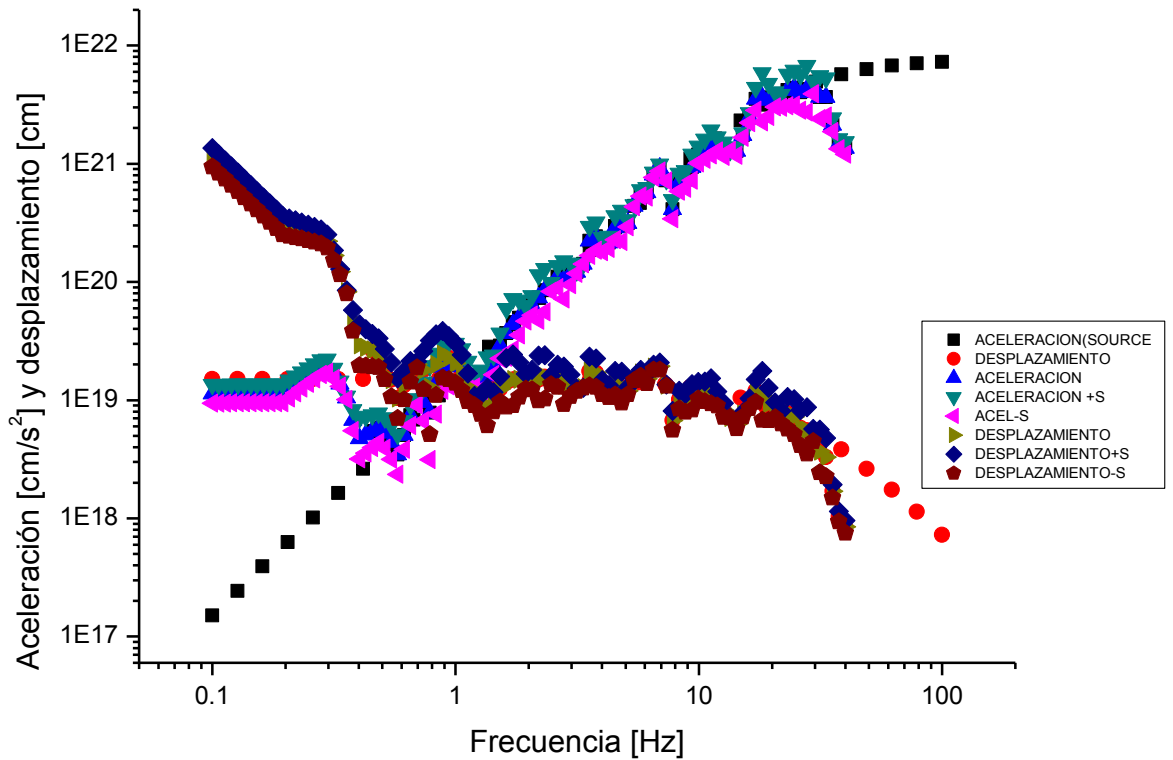
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
2.74E+00	5.27E+13	2.15E+05

Año 2003

Evento No. 12

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
08-01	21:27	-98.97	19.18	12.9	Milpa Alta	YAIG



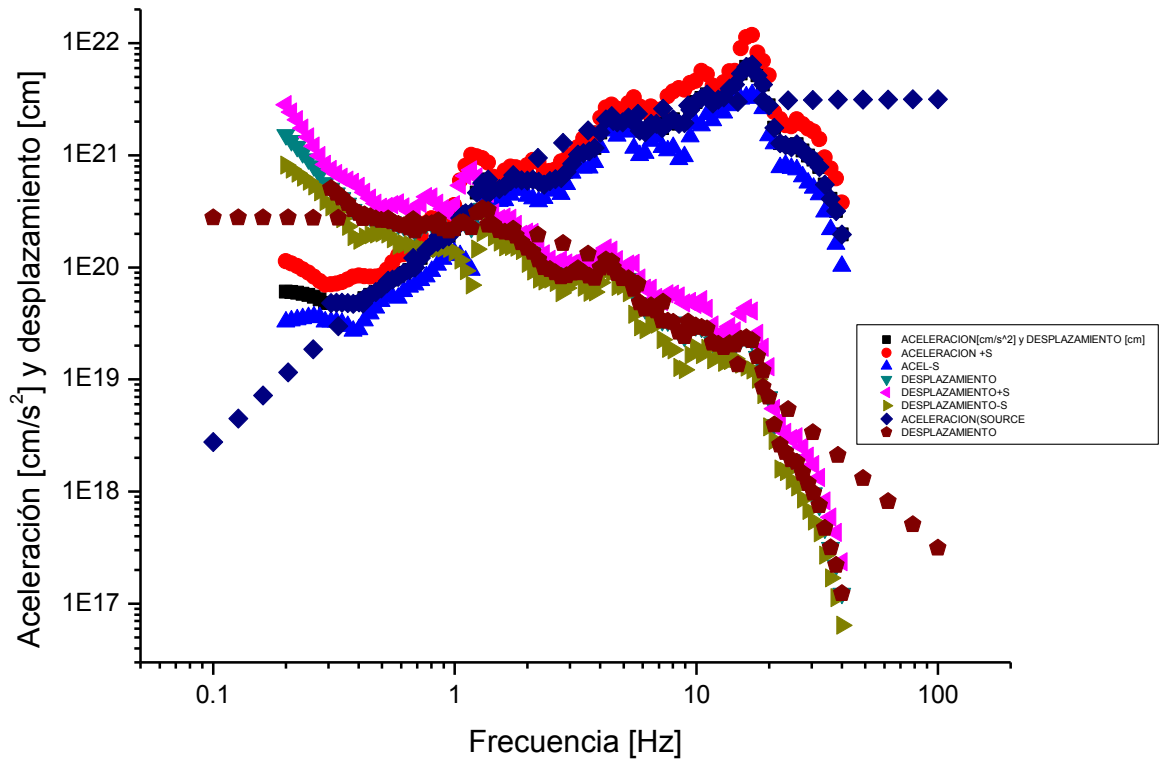
Gráfica 12 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 08-01-2003. Hora origen(GMT) 21:27.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
2.25E+01	1.51E+12	3.40E+06

Evento No. 13

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
12-04	14:28	-99.13	19.11	4.8	Milpa Alta	CUIG, PPIG



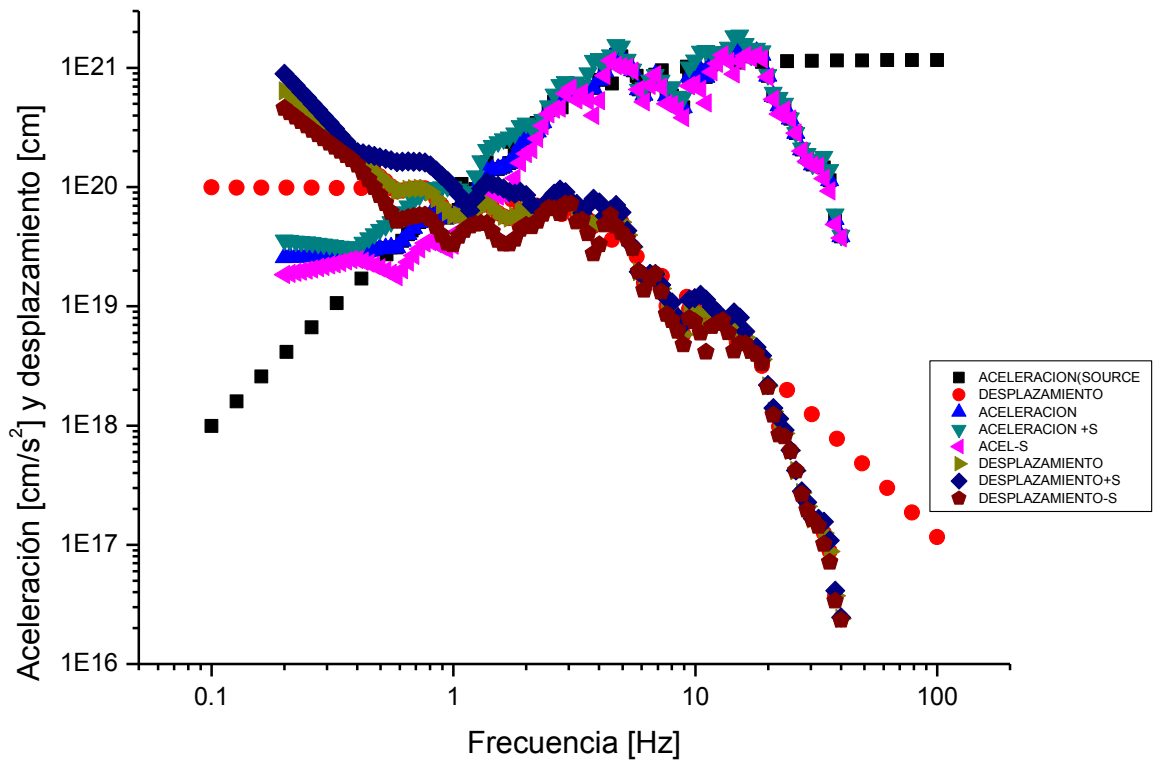
Gráfica 13. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 12-04-2003. Hora origen(GMT) 14:28.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
3.74E+00	3.09E+13	3.21E+05

Evento No. 14

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
26-09	01:53	-99.1	19.47	5.8	Gustavo A. Madero	CUIG



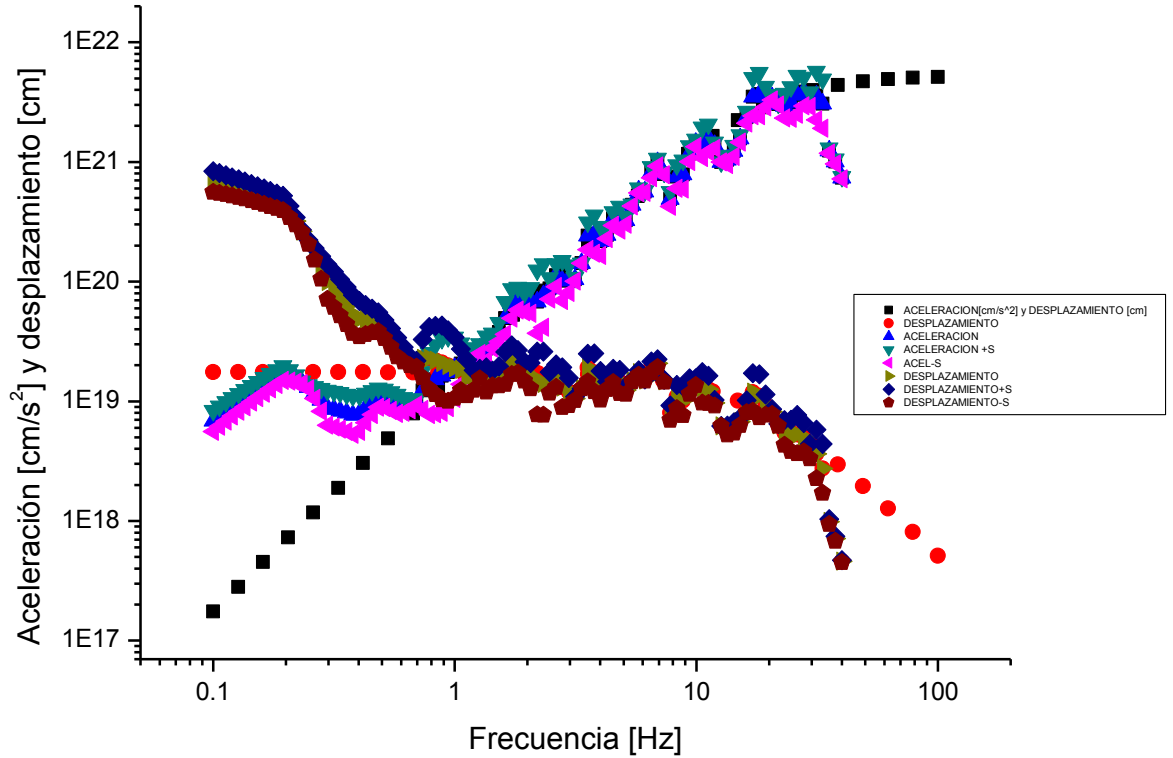
Gráfica 14. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 26-09-2009. Hora origen(GMT) 01:53.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
3.42E+00	9.93E+12	7.88E+04

Evento No. 15

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
11-11	04:52	-98.98	19.18	5.2	Milpa Alta	YAIG



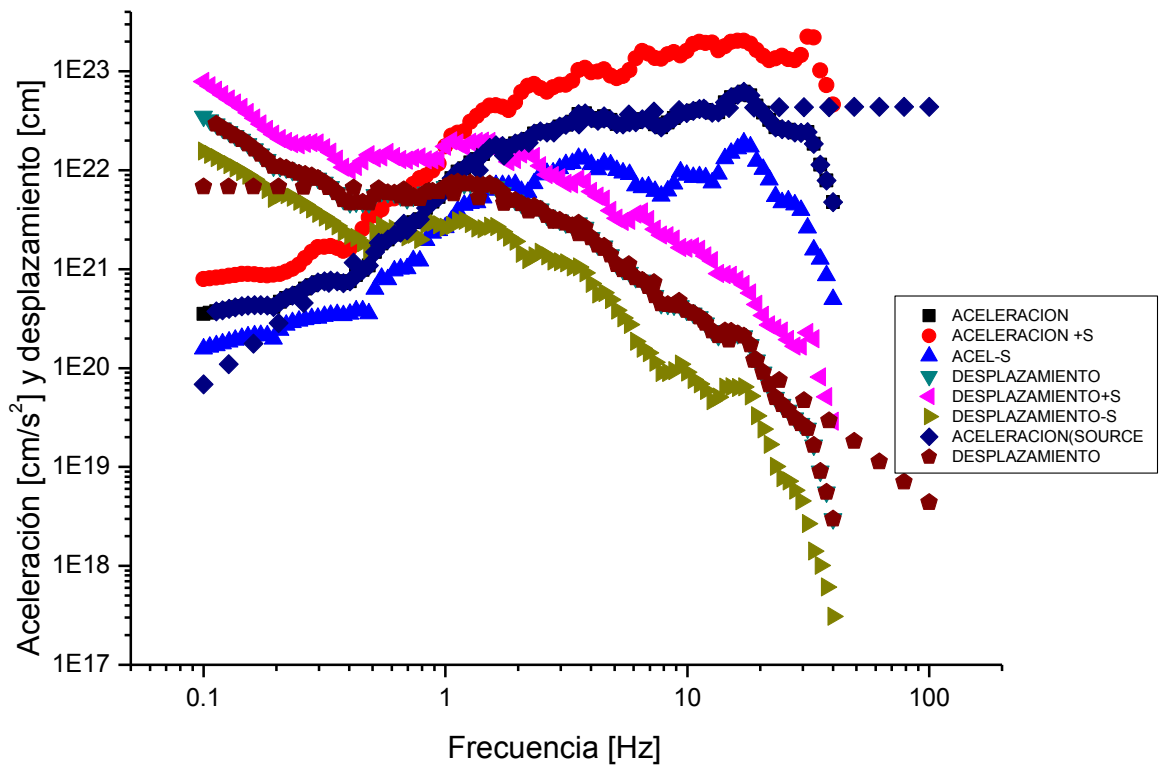
Gráfica 15. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 11-11-2003. Hora origen(GMT) 04:52.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.74E+01	1.75E+12	1.82E+06

Evento No. 16

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
16-11	03:16	-98.95	19.18	5.4	Chalco	PLIG, CUIG, PPIG, YAIG, DHIG



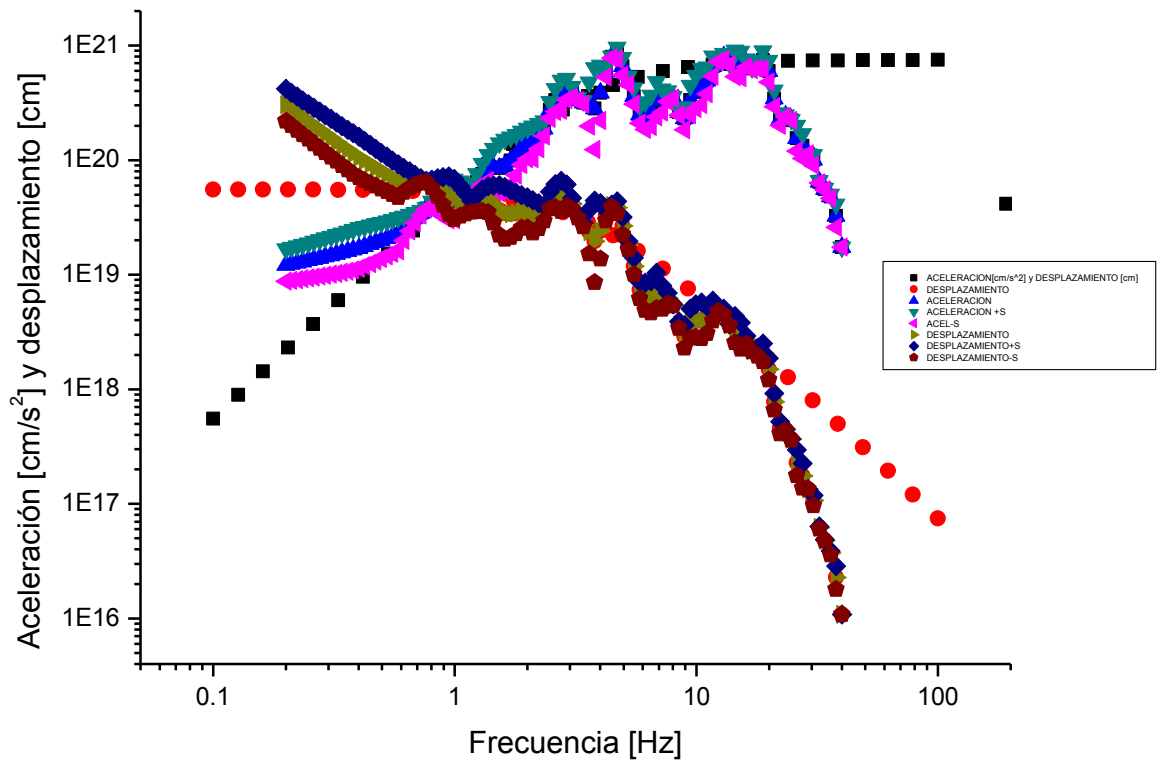
Gráfica 16. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 16-11-2003. Hora origen(GMT) 03:16.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
2.53E+00	6.84E+14	2.20E+06

Evento No. 17

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
22-11	05:53	-99.1	19.46	7	Venustiano Carranza	CUIG



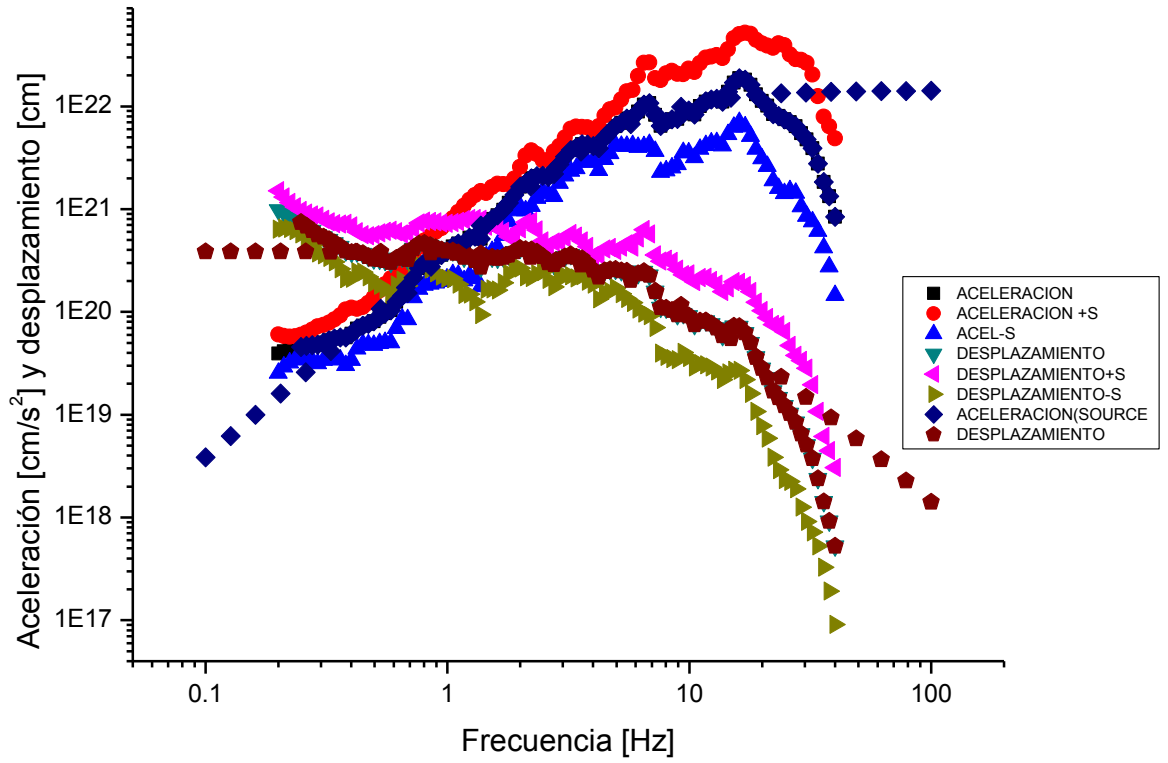
Gráfica 17 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 22-11-2003. Hora origen (GMT) 05:53.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
3.68E+00	5.55E+12	5.46E+04

Evento No. 18

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
26-11	05:03	-98.95	19.18	9.4	Chalco	PLIG, CUIG, PPIG, YAIG



Gráfica 18. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 26-11-2003. Hora origen(GMT) 05:03.

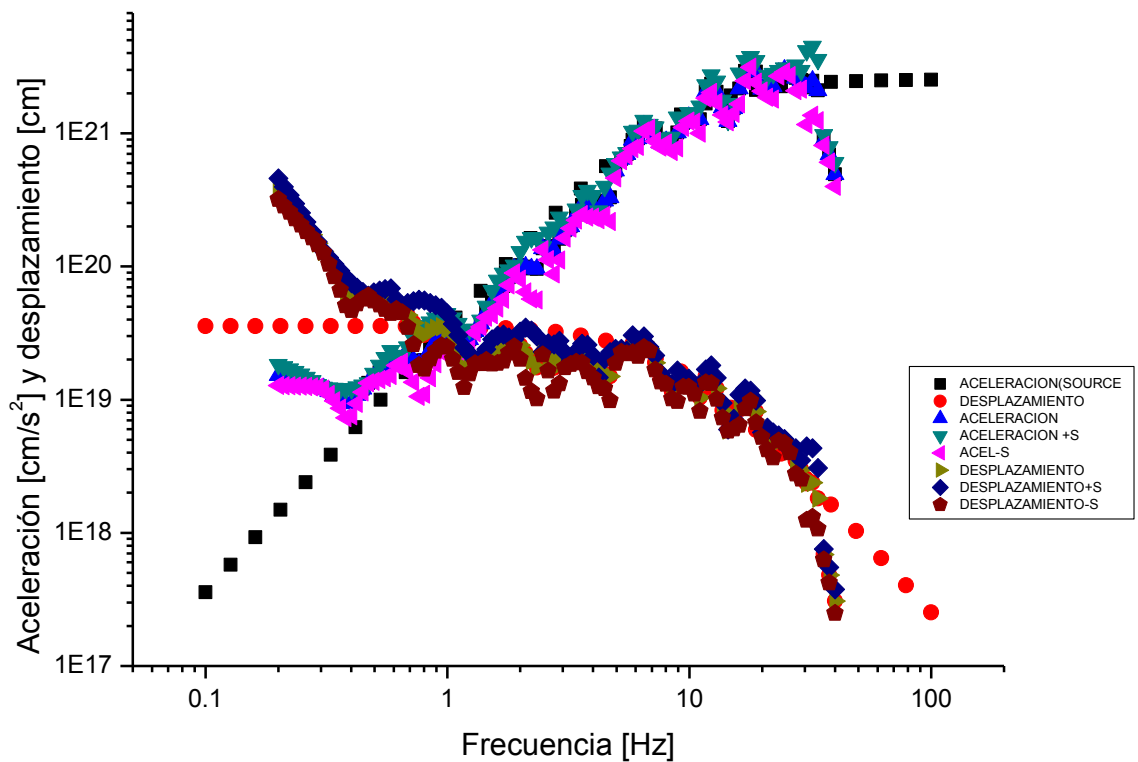
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
6.08E+00	3.85E+13	1.71E+06

Año 2004

Evento No. 19

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
08-01	02:28	-98.96	19.16	20.9	Juchitepec	YAIG



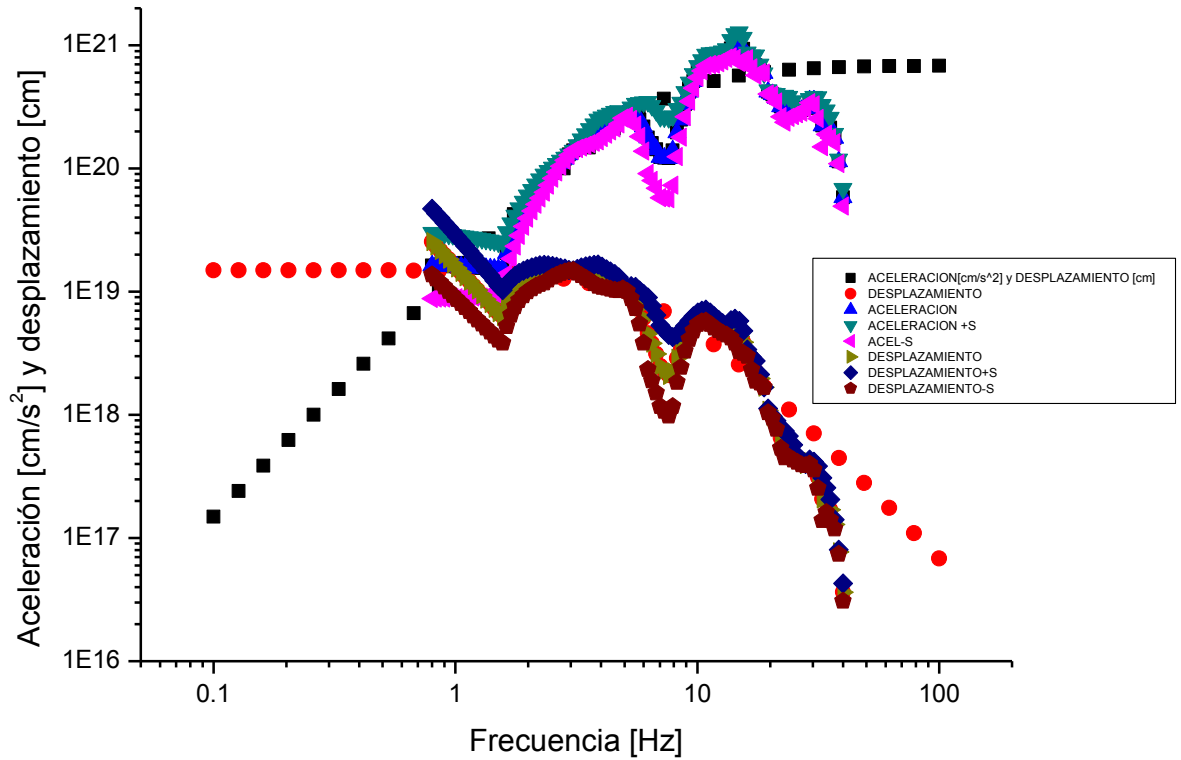
Gráfica 19. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 08-01-2004. Hora origen(GMT) 02:28.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
8.43E+00	3.57E+12	4.24E+05

Evento No. 20

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
13-06	10:30	-99.24	19.35	6	Álvaro Obregón	CUIG



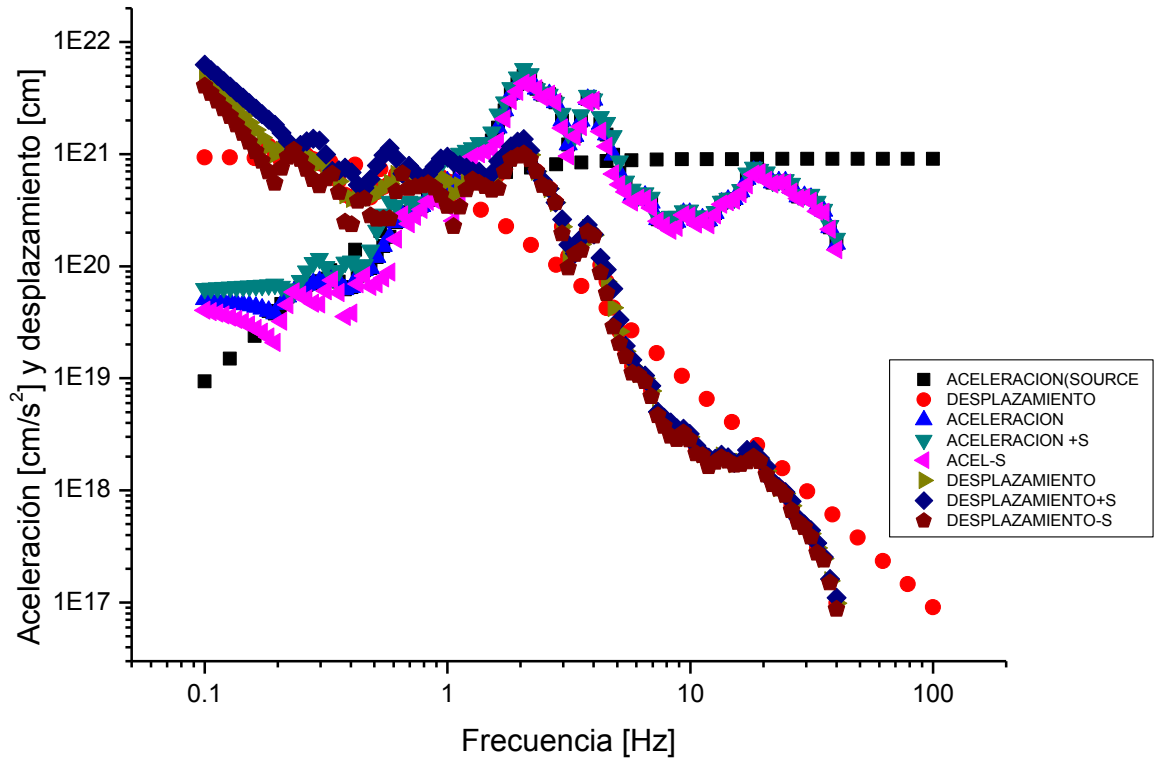
Gráfica 20 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 13-06-2004. Hora origen(GMT) 10:30.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
6.77E+00	1.49E+12	9.18E+04

Evento No. 21

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
08-07	22:27	-98.96	19.22	7	Tláhuac	CUIG



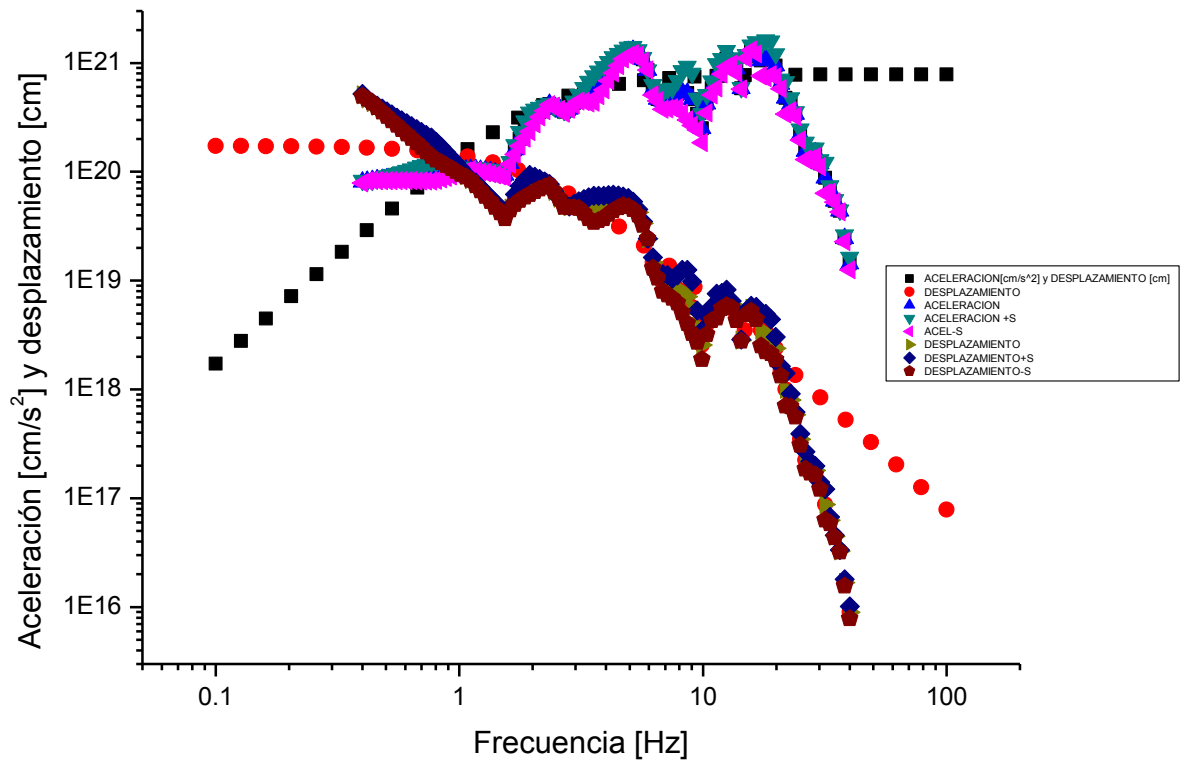
Gráfica 21 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 08-07-2004. Hora origen(GMT) 22:27.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
9.79E-01	9.46E+13	1.76E+04

Evento No. 22

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
11-12	06:18	-99.23	19.41	2.1	Miguel Hidalgo	CUIG



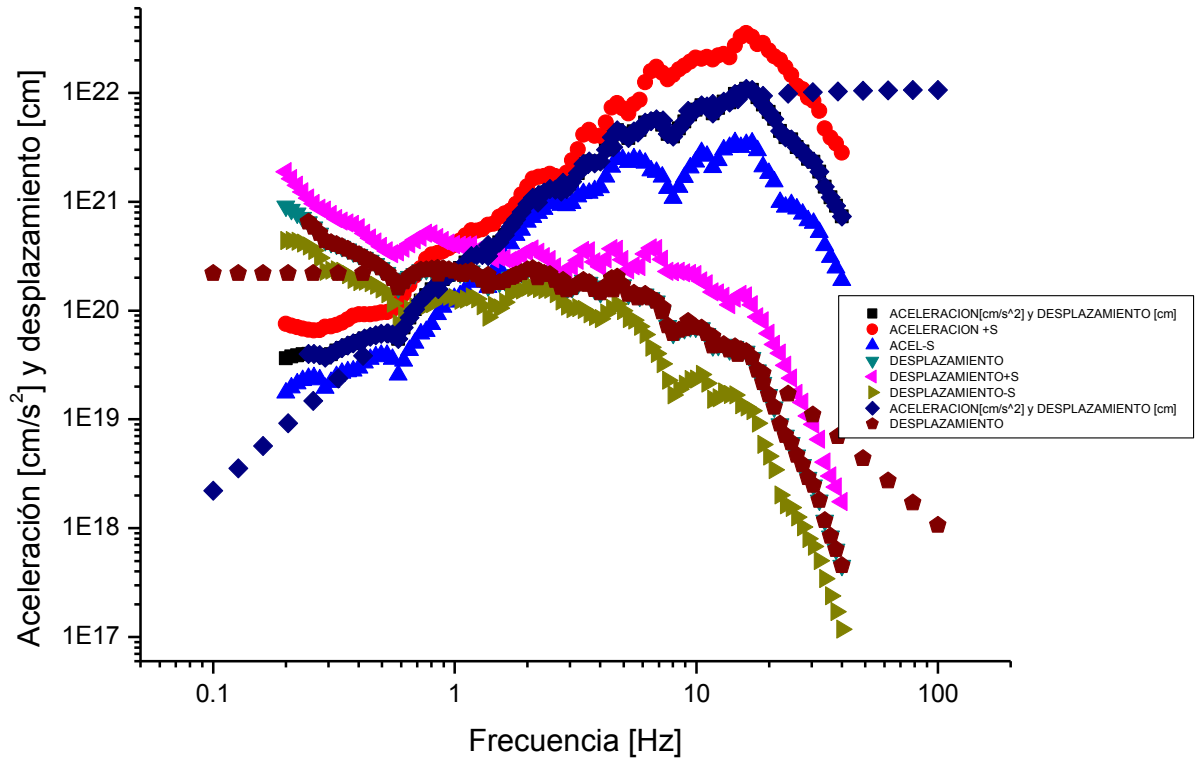
Gráfica 22. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 11-12-2004. Hora origen(GMT) 06:18.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
2.12E+01	3.63E+15	6.84E+09

Evento No. 23

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
14-12	17:47	-98.93	19.19	7	Chalco	PLIG, CUIG, PPIG, YAIG



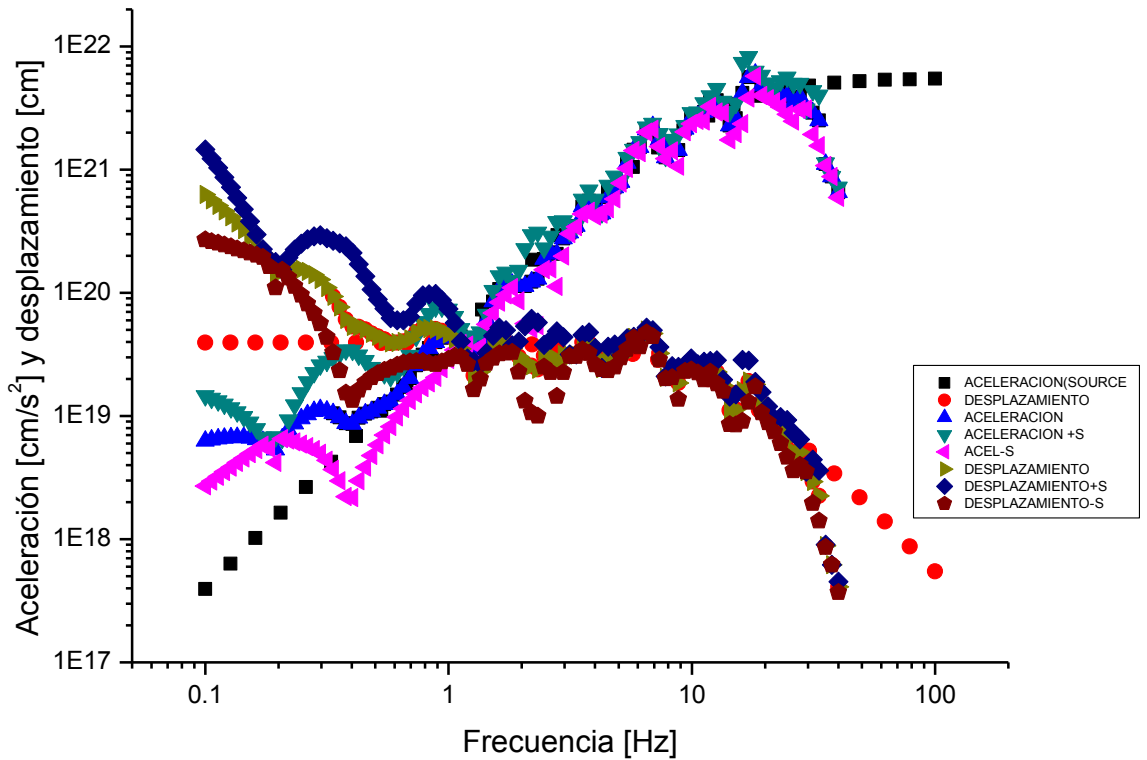
Gráfica 23 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 14-12-2004. Hora origen(GMT) 17:47.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
2.13E+00	1.73E+13	3.32E+04

Evento No. 24

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
20-12	03:01	-98.94	19.19	8	Chalco	YAIG



Gráfica 24 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 20-12-2004. Hora origen(GMT) 03:01.

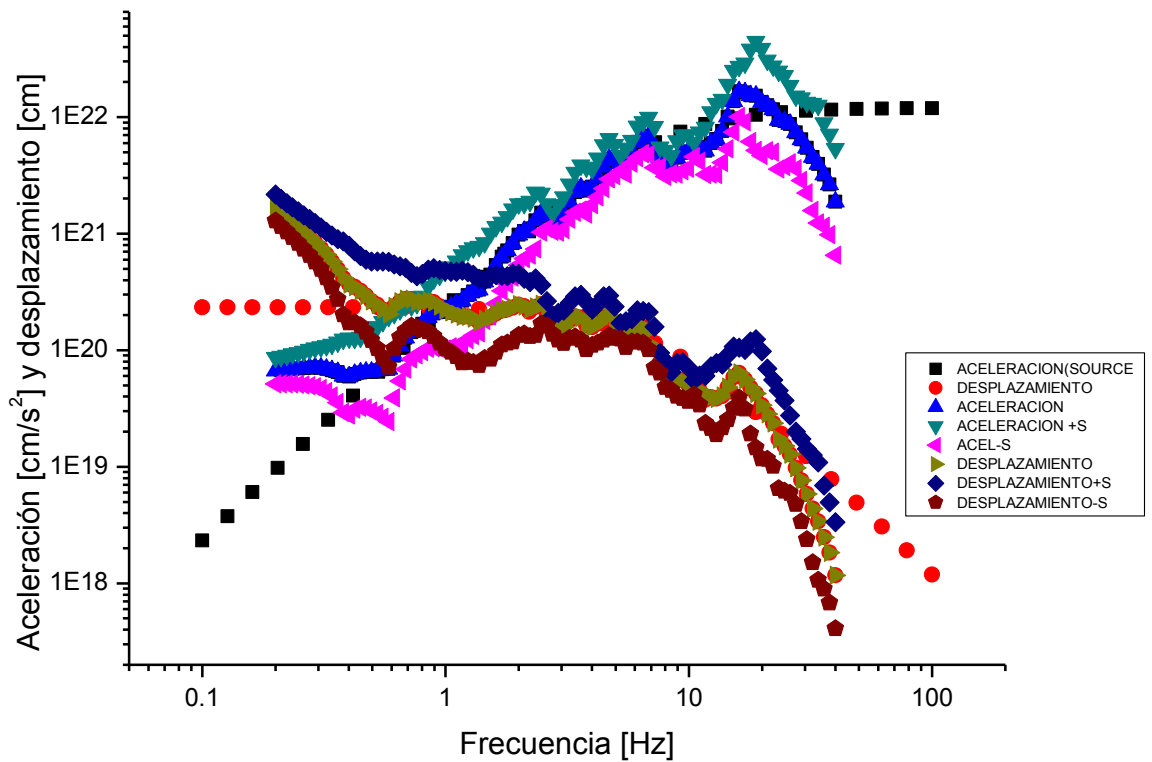
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.19E+01	3.93E+12	1.30E+06

Año 2005

Evento No. 25

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
07-02	16:46	-98.95	19.23	26.6	Valle de Chalco	PLIG, PPIG, YAIG



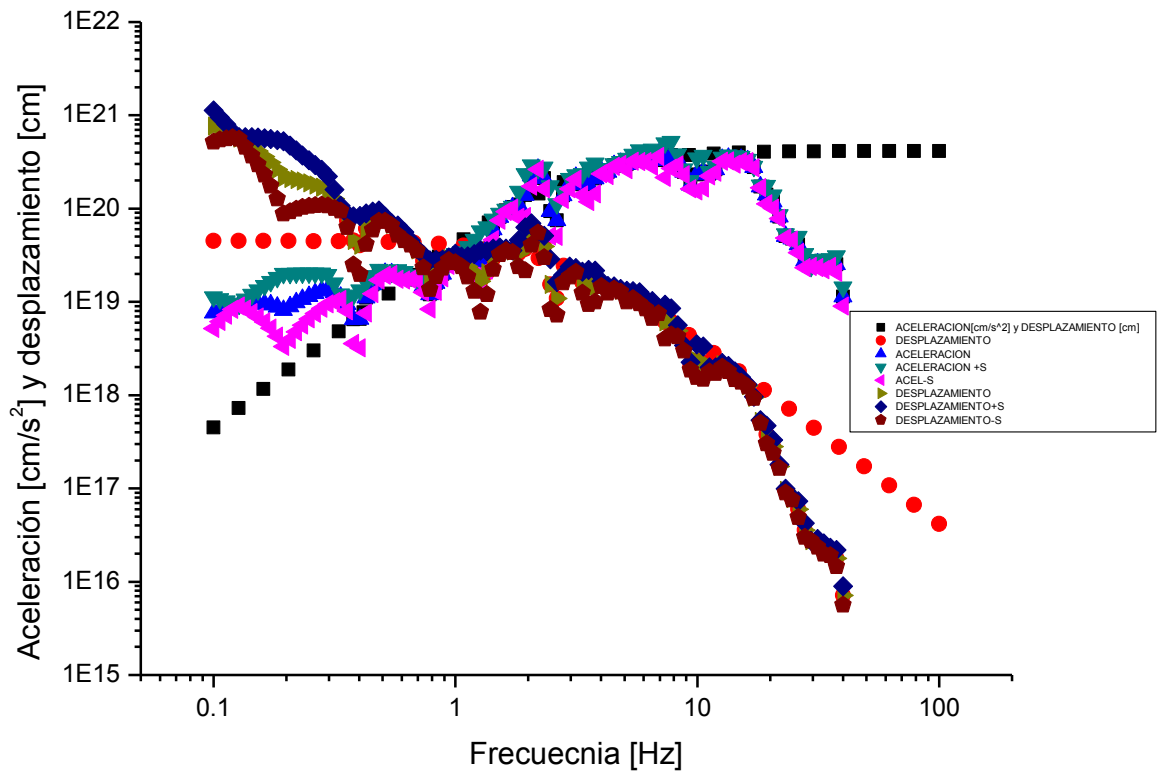
Gráfica 25. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 07-02-2005. Hora origen(GMT) 19:46.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
7.16E+00	2.34E+13	1.70E+06

Evento No. 26

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
23-08	07:20	-99.14	19.39	7	Benito Juárez	CUIG



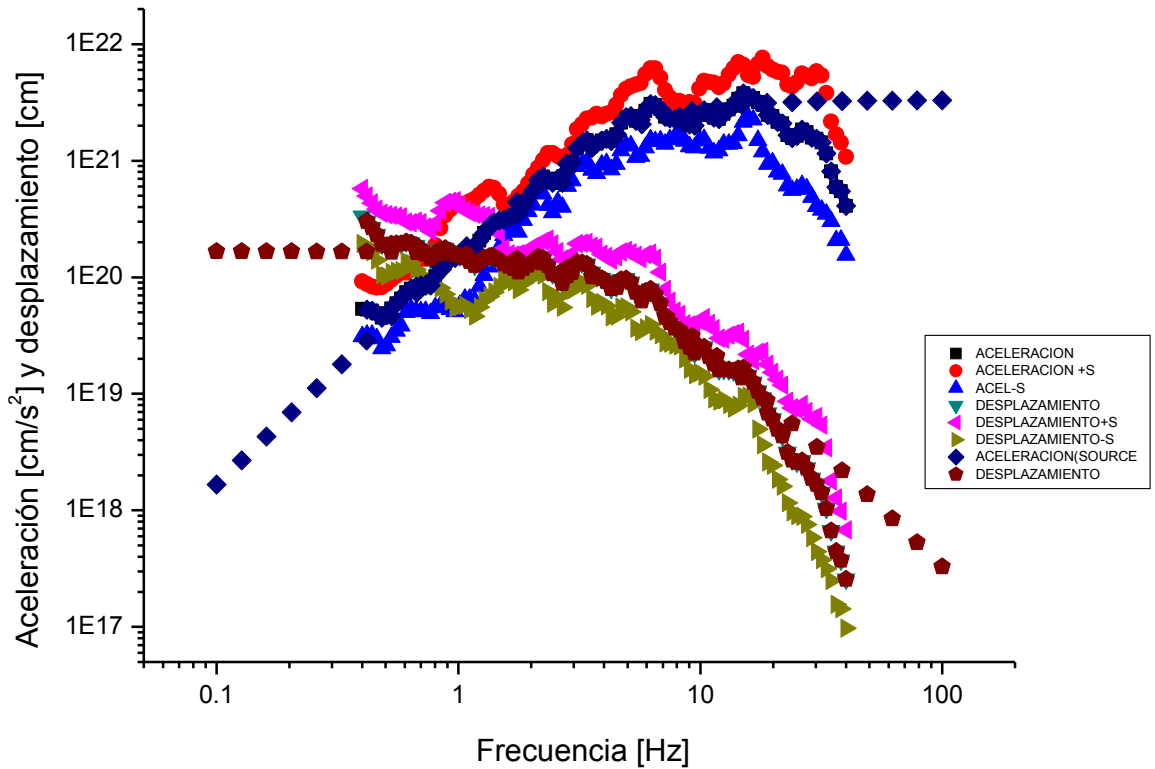
Gráfica 26. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 23-08-2005. Hora origen(GMT) 07:20.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
3.03E+00	4.51E+12	2.50E+04

Evento No. 27

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
16-10	14:11	-99.18	19.29	5.3	Tlalpan	CUIG, PPIG, YAIG



Gráfica 27 Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 16-10-205. Hora origen(GMT) 14:11.

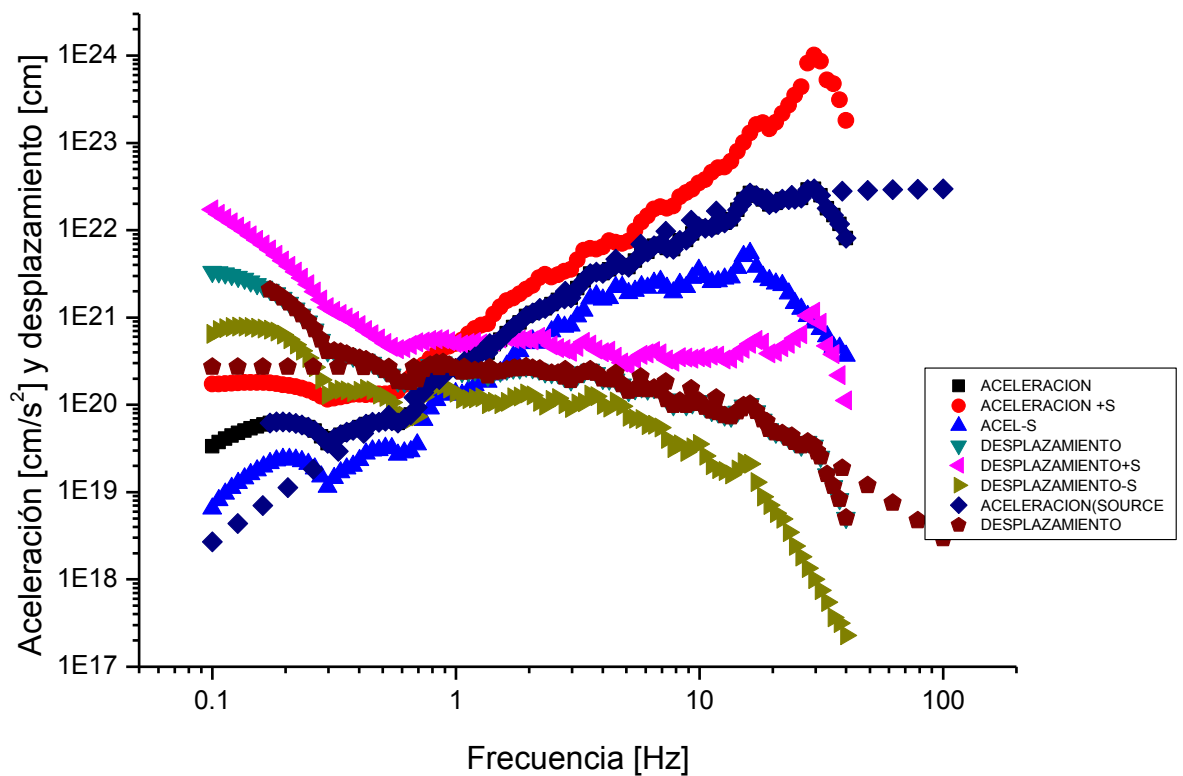
Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
4.45E+00	1.67E+13	2.91E+05

Año 2006

Evento No. 28

Fecha (dd-mm)	Hora (GMT)	Longitud [°W]	Latitud [°N]	Profundidad [km]	Delegación o Municipio	Estaciones Sismológicas
05-05	15:24	-98.95	19.18	3.4	Chalco	PLIG, CUIG, PPIG, YAIG



Gráfica 28. Espectro de amplitudes de aceleración y desplazamiento, del evento con Fecha 05-05-2006. Hora origen(GMT) 15:24.

Se obtuvieron los siguientes resultados:

Frecuencia de esquina [Hz]	Momento sísmico [N·m]	Caída de esfuerzo [Pa]
1.05E+01	2.71E+13	6.25E+06