

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN  
CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

**ESTUDIO DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS  
EN EL NOROESTE DE BAJA CALIFORNIA.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

AVELINA IDALMIS FERNÁNDEZ HEREDIA

Ensenada, Baja California a 16 de Junio de 2005.

TESIS DEFENDIDA POR  
**AVELINA IDALMIS FERNÁNDEZ HEREDIA**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

---

M.C. JOSÉ GUADALUPE ACOSTA CHANG  
*Director del Comité*

---

M.C. JOSÉ DOUGLAS FREZ CÁRDENAS  
*Miembro del Comité*

---

M.C. FRANCISCO SUÁREZ VIDAL  
*Miembro del Comité*

---

M.C. MOISÉS CASTRO DELGADO  
*Miembro del Comité*

---

DR. VICTOR MANUEL WONG ORTEGA  
*Coordinador del Posgrado en  
Ciencias de la Tierra*

---

DR. FEDERICO GRAEF ZIEHL  
*Director de Estudios de Posgrado*

16 de junio de 2005

**RESUMEN** de la tesis de **AVELINA IDALMIS FERNÁNDEZ HEREDIA**, presentada como requisito parcial, para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en SISMOLOGÍA**.

Ensenada, Baja California, México. Junio de 2005.

## **ESTUDIO DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN EL NOROESTE DE BAJA CALIFORNIA.**

Resumen aprobado por:

---

**M.C. José Guadalupe Acosta Chang**  
**Director de Tesis**

Se presenta un estudio de atenuación de las ondas sísmicas en la región noroeste de Baja California. El objetivo es obtener valores numéricos del factor de calidad ( $Q$ ) para el valle de Ojos Negros y el segmento norte-centro de la falla San Miguel, para las ondas P y S, en función de la frecuencia; así como estimar posibles variaciones en el comportamiento de la atenuación de las ondas sísmicas dentro del Valle de Ojos Negros. La región noroeste de Baja California se encuentra amenazada por la existencia de varios sistemas de fallas, a los que se asocia la ocurrencia de numerosos sismos de moderada y gran magnitud; esta actividad, puede afectar directamente a las zonas urbanas de Ensenada, Tijuana y los poblados del Valle de Ojos Negros. La base de datos utilizada consiste de 482 sismogramas digitales de velocidad triaxial del movimiento del suelo, de terremotos ocurridos en la zona de estudio durante los años 1997 y 1999.

La atenuación es expresada a través del factor de calidad ( $Q$ ) de las ondas internas P y S como función de la frecuencia, calculado mediante el método de razones espectrales multi-estaciones, el cual consiste en la eliminación de los factores de fuente y sitio por medio de cocientes espectrales originados en combinaciones adecuadas de fuentes sísmicas y estaciones registradoras. La aplicación del método origina un sistema matricial para cada una de las frecuencias consideradas, el cual es invertido para la obtención de los parámetros  $\eta$  (coeficiente de expansión geométrica) y  $Q$  (factor de calidad) con la técnica de mínimos cuadrados acotados.

Las leyes empíricas de atenuación obtenidas para la región de estudio son:  $Q_s = (84.77 \pm 1.05) f^{(0.60 \pm 0.02)}$  para ondas S y  $Q_p = (40.34 \pm 1.04) f^{(0.62 \pm 0.02)}$  para ondas P. No se observó variación significativa para la atenuación dentro del valle de Ojos Negros. El valor de  $\eta$  persistentemente adquirió el valor de la cota superior en el proceso de inversión (1.0). Los resultados obtenidos complementarán los estudios de atenuación realizados en la región y servirán de base para estudios posteriores; también podrán ser utilizados para realizar estimaciones más precisas de los efectos de fuente y sitio.

**Palabras claves:** atenuación, factor de calidad, trayectoria.

**ABSTRACT** of the thesis of **AVELINA IDALMIS FERNÁNDEZ HEREDIA**, presented in partial satisfaction of the requirements for the **MASTER OF SCIENCES** degree in **EARTH SCIENCES**, with orientation in **SEISMOLOGY**. Ensenada, Baja California, México. June 2005.

## **AN ATTENUATION STUDY OF SEISMIC WAVES IN NORTHWESTERN BAJA CALIFORNIA.**

Our purpose is the study of the seismic wave attenuation laws in the Peninsular Ranges of northwestern Baja California, by determining values of the quality factor  $Q$  for both, P and S, internal waves and as a function of frequency. More specifically, variations of these parameters are determined inside the Ojos Negros Valley.

Data base consists of a number of digital, short period, three-component seismograms corresponding to a number of earthquakes that occurred during 1997 and 1999 and recorded by temporal networks.

$Q$ -quality factors are obtained by a spectral ratio method; therefore, source and site effects are cancelled out. The frequency reduced data produces a linear algebraic system of equations for each frequency; unknowns (i.e.,  $\eta$ : the geometrical spreading coefficients and  $Q$ : the quality factors) are obtained by a bounded least squares method.

The estimated empirical attenuation laws are:  $Q_p = (40.34 \pm 1.04)f^{(0.62 \pm 0.02)}$  (P-waves) and  $Q_s = (84.77 \pm 1.05)f^{(0.60 \pm 0.02)}$  (S-waves). Predicted variations of  $Q$  relative values are about 10 %.

Spatial variations of these laws were not detected inside de Ojos Negros Valley. The  $\eta$ -values consistently are very near the upper limit of the bounds given by the physics of the problem ( $\sim 1.0$ ).

**Key words:** Attenuation, Quality factor, Trajectory.

## **DEDICATORIA**

### **A mis hijos:**

Dayana Segura Fernández  
Omar Luis Segura Fernández

Se que el mayor sacrificio para que yo lograra este título, lo han hecho ustedes. Quiero que sepan que sin su amor, comprensión, paciencia y confianza, nunca lo hubiera logrado.

Reciban de su mamá el beso más grande del mundo.

### **A la memoria de mis padres:**

Francisca Antonia Heredia  
Angel Fernández Román

Siento, que desde donde se encuentran me han apoyado una vez más y que están orgullosos de que aún continúe estudiando.

## **AGRADECIMIENTOS**

*En México:*

A mi asesor, MC. José G. Acosta Chang por haberme dado la oportunidad de superarme y de poder ayudar mejor a mi país, por asesorarme científicamente durante todo el trabajo, por su apoyo económico y por su gran paciencia.

A mi sinodal MC. José D. Frez Cárdenas, por su apoyo científico, moral y económico; por su persistencia y paciencia. A mis sinodales: el MC. Francisco Suárez Vidal y el MC. Moisés Castro Delgado, cuyas recomendaciones y comentarios oportunos fueron de gran ayuda para la culminación exitosa de este trabajo.

A Gustavo Arellano y Susana Álvarez, muchas gracias por su amistad y por toda la ayuda que me brindaron durante mi estancia en CICESE.

Al MC. Javier González y familia, por la gran amistad que me ofrecieron y que espero mantengamos por siempre.

A mi maestro el Dr. José Manuel Romo Jones, le agradezco su atención y dedicación en cada momento que necesité de su ayuda.

A la Dra. Ewa Glowacka, le doy las gracias por ayudarme a obtener esta beca.

A mi maestro, el Dr. Raúl Castro Escamilla, por todo el apoyo brindado.

A todos los investigadores que a través de los cursos y consultas personales, contribuyeron a mi superación.

Al Dr. Carlos Isidro Huerta López y al MC. Luis H. Mendoza Garcilazo quiero agradecerle además por su gran apoyo económico.

A todas las secretarías de la División, especialmente a mis amigas Ruth, Dolores y Maricarmen, así como a Enith, Ana Rosa y Lupita. Muy especialmente a la Sra. Martha.

A todos los técnicos que me dieron su apoyo durante mi estancia y me brindaron su amistad, especialmente a Humberto, Famoza, Miguel y Brasea.

Al personal de la biblioteca siempre tan cordiales, especialmente a Cecilia por la amistad que me brindó.

A todo el personal administrativo por su apoyo y solidaridad, especialmente Ivón Best, Dolores Sarracino, Citlali Romero y Pilar Ensaldo.

A mi compatriota, el Dr. Eugenio Díaz Iglesias por su gran amistad y todo el apoyo brindado.

A mis amigos de siempre Rosa María Marín y René Lorente.

A la Sra. Lucila Fernández y familia, quienes me acogieron en su casa como si fuera parte de su familia.

A Teresa, Quina y Chacho por todo el apoyo que me dieron durante mi estancia.

A mi amiga Alba Gloria Tinney y familia por todos los detalles que tuvieron conmigo.

A Claudia y Tere que me acogieron y apoyaron a mi llegada.

A mis mejores amigas Selene Solorza y Dulce Vargas, así como Gema y Almendra.

A mis compañeros de cubo Euclides Ruíz y Miguel Alberto Camarena, le doy las gracias por todo el apoyo que me brindaron. Miguel también te doy las gracias por ser mi amigo.

A mi amigo Manuel Aragón, por sus consejos. A Sebastián y familia, gracias por confiar en mi. A Daniel, Alfredo, Armando, Abel, Polo, Pedro, Camacho, Aimeé, Ricardo y Diana quienes me apoyaron mucho en la última etapa.

Al resto de mis compañeros de estudio, gracias por compartir conmigo y estar siempre pendientes de mi y de mi familia.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.

Al Consejo de Ciencia y Tecnología.

*En Cuba:*

A la Sra. Lourdes Pérez Griñán y al Sr. Raúl Segura Rodríguez quienes se quedaron al cuidado de mis hijos para que yo pudiera llevar a cabo esta tarea. Se que para ambos han sido muy difíciles estos años, por este gran favor, les estaré eternamente agradecida.

A Arelis Segura y familia, pues se que han estado todo el tiempo pendientes de mis hijos y han apoyado en todo a los abuelos. Arelis, aprecio muchísimo lo que has hecho por mi y tus sobrinos.

A Omar Segura, gracias por atender a los niños durante mi estancia en México.

Al resto de la familia Segura por su gran preocupación y apoyo.

A mi hermana Maura, pues sin su apoyo con mi menuda familia no hubiera podido terminar exitosamente mi trabajo. A mis hermanos Moisés y Angelito.

A Rider Matos Rizo, sabes Rider?, me animaste desde el inicio, cuando nada estaba decidido todavía, luego me apoyaste en la decisión y en todo lo que siguió, cuidaste de mi aún a distancia, no te imaginas cuanto te agradezco todo lo que haces por mi, pero lo que más te agradezco y sobre todo lo que nunca olvidaré, fue la atención que le diste a mis hijos, mejor dicho, a nuestros hijos.

A mis tías Malú, Esther, Carmen, Dulce y María, y a mi tío Miguel, gracias por darme ánimo y estar pendientes de mis hijos.

Muchas gracias a todas mis primas y primos, especialmente a Eva que siempre me mantuvo al tanto y a Pilar por su gran apoyo. Gracias “mipris”.

A mis amigas Griselda Despaigne, Graciela Panadeiros, Olga Expósito y Carmen Reyes, gracias por el apoyo brindado.

A la familia Matos Rizo, gracias por todo el apoyo brindado.

A la familia Rufino Méndez. A Migdalia y a Elba.

En la Habana quiero agradecerle a la tía María, a Santiago (Pipo) y Alina, así como a sus hijos Alex y Yan. A Silvia y Amoros. A Reyna, Daniel y el Niche.

A todos mis compañeros de trabajo por su preocupación en todo momento. A la dirección del CENAIIS por apoyarme siempre y preocuparse por mi familia.

Agradezco de todo corazón, la amistad que me brindaron Lucía, Maria del Carmen y Elena, en el Capitolio.



## CONTENIDO

	Página
<b>I. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
I.1.Justificación.....	1
I.2.Antecedentes.....	4
I.3.Objetivos.....	8
<b>II. MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>9</b>
II.1Breve descripción geológica y tectónica del área de estudio.....	9
II.2.Métodos.....	14
II.2.1.Definición de atenuación.....	14
II.2.2El uso del factor de calidad $Q$ como medida de la atenuación.....	18
II.2.3.Método de razones espectrales multiestacionales.....	21
II.2.4. Método de mínimos cuadrados acotados.....	26
<b>III. ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE DATOS.....</b>	<b>27</b>
III.1.Bases de datos.....	27
III.2.Selección de las combinaciones.....	33
III.3.Cálculo de los espectros.....	35
III.4.Cocientes espectrales.....	38
III.5.Inversión de $\eta$ y $Q$ .....	39
III.6.Análisis de error.....	44
<b>IV. RESULTADOS.....</b>	<b>54</b>
IV.1.Valores regionales.....	54
IV.2.Valle de Ojos Negros.....	66
<b>V. CONCLUSIONES.....</b>	<b>72</b>
<b>VI. RECOMENDACIONES.....</b>	<b>74</b>
<b>VII. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>75</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1	Partes que componen el fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio.....	1
2	Actividad sismotectónica en el norte de Baja California. Las abreviaturas significan: FLS – Falla Laguna Salada. FQ – Falla Cucapá. FCP – Falla Cerro Prieto. FLN – Falla La Nación. FRC – Falla Rose Canyon. FSS – Falla Silver Strand. FLB – Falla Los Buenos. FAC – Falla Agua Caliente. FTH – Falla Tres Hermanos. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas tectónicas Pacífico y Norteamericana.....	11
3	Sistema de fallas activas San Miguel-Vallecitos, formado por cuatro fallas: Calabazas, Vallecitos, San Miguel y Tres Hermanos. El área delimitada por las fallas San Miguel, Tres Hermanos y Ojos Negros, corresponde a la zona estudiada que contiene al valle de Ojos Negros. Se muestra además la falla Agua Blanca.....	12
4	Esquema que corresponde a la geometría de una combinación, el cual consta de dos fuentes o sismos (S1 y S2), con registros en las mismas dos estaciones (Z1 y Z2). $r_{11}$ es la distancia hipocentral desde al sismo S1 a la estación Z1, $A_{11}$ es la amplitud espectral en el sitio Z1, inducida por el sismo S1, $Az_{11}$ es el acimut desde la fuente S1 hacia la estación Z1. De igual manera se definen ( $r_{12}$ , $A_{12}$ , $Az_{12}$ para la fuente S1 y la estación Z2; $r_{21}$ , $A_{21}$ , $Az_{21}$ para la fuente S2 y la estación Z1 y $r_{22}$ , $A_{22}$ , $Az_{22}$ para la fuente S2 y la estación Z2).....	25
5	Epicentros (círculos) de terremotos ocurridos durante el período del 20 de mayo al 23 de junio de 1997, así como sus estaciones de registro (triángulos).....	30
6	Epicentros (círculos) de terremotos ocurridos durante el período del 12 de octubre al 16 de noviembre de 1999, así como sus estaciones de registro (triángulos).....	31
7	Histograma que muestra la distribución en profundidad de los sismos que conforman la base de datos. Nótese que la mayor concentración de los mismos está entre los 12 y 15 km aproximadamente. Existe una concentración de eventos menos significativa, a una profundidad cercana a los 5 km.....	32

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
8	Histograma donde se muestra la distribución de los eventos de la base de datos, según su distancia hipocentral a cada una de las estaciones de registro. Según esta distribución, la mayoría de los sismos utilizados tienen una distancia fuente – estación entre los 10 y 30 km y ninguno de ellos sobrepasa la distancia hipocentral de 60 km.....	33
9	Comparación entre las versiones sin suavizar y suavizada del espectro de Fourier, correspondiente a la componente vertical de un sismo registrado el 21 de mayo de 1997 en la estación KM62, con una profundidad focal de 17.82 km.....	38
10	Representación gráfica que muestra la geometría para los casos en que se producen los valores de $D_m$ cercanos a 1, y de $E_m$ cercanos a cero: (a) las dos fuentes de una combinación se encuentran situadas en las intercepciones de dos circunferencias centradas en cada una de las dos estaciones; (b) las dos estaciones de una combinación se encuentran situadas en las intercepciones de dos circunferencias centradas en cada una de las dos fuentes. En ambos casos ( $r_{11} \approx r_{21}$ y $r_{22} \approx r_{12}$ ).....	40
11	Representación gráfica que muestra la geometría para el caso de que los acimutes estación-evento de las cuatro combinaciones sean similares (eventos y estaciones alineados). Los valores de $D_m \approx 1$ y $E_m \approx 0$ se produce cuando: (a) los dos eventos están próximos entre sí ( $r_{11} \approx r_{21}$ y $r_{22} \approx r_{12}$ ); (b) las dos estaciones están próximas entre sí ( $r_{11} \approx r_{12}$ y $r_{22} \approx r_{21}$ ).....	41
12	Efectos de la eliminación de los valores de $D_m$ cercanos a 1.0. En el eje vertical se presenta el término $\log A_m(f) + \eta(f) \log D_m$ , pues la ecuación (22) se ha reacomodado para hacerla depender solamente de $E_m$ . Como se puede observar, la disminución del número de combinaciones no es homogénea dentro de todo el rango de valores de $E_m$ , sino que se van eliminando más bien aquellas combinaciones alrededor de cero y hacia los valores positivos de $E_m$ . .....	43

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
13	Ventana de onda P de una serie de tiempo correspondiente a la componente vertical de un sismo registrado en la estación LOSC el 8 de junio de 1997, a una profundidad de 13.49 km. La duración de la ventana es de 1.0 s.....	48
14	Ventana de ruido pre-evento de la serie de tiempo mostrada en la figura 13. La duración de la ventana es también de 1.0 s. Note las escalas de ambas figuras.....	49
15	Diagrama de flujo, que muestra los pasos en que se divide el proceso general de inversión.....	53
16	Mapa que muestra la distribución de epicentros y estaciones registradoras empleadas en la obtención de los valores regionales de los parámetros de inversión.....	55
17	Factor de calidad de la onda S ( $Q_s$ ), en función de la frecuencia, calculada a partir de los componentes horizontales. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.....	57
18	Factor de calidad de la onda P ( $Q_p$ ), en función de la frecuencia, calculada a partir de los cocientes espectrales del componente vertical. . Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.....	58
19	Ajuste para la onda P. Los círculos son los valores puntuales obtenidos de la inversión para cada una de las frecuencias consideradas, la línea continua representa el ajuste calculado por mínimos cuadrados.....	61
20	Ajuste para la onda S. Los círculos son los valores puntuales obtenidos de la inversión para cada una de las frecuencias consideradas, la línea continua representa el ajuste calculado por mínimos cuadrados.....	62
21	Comparación de los valores de $Q_s$ obtenidos por otros autores con el obtenido en este estudio.....	64
22	Distribución de epicentros y estaciones dentro del valle de Ojos Negros. Esta selección de combinaciones o pares fuente-estación, garantiza que todas las trayectorias estén contenidas dentro del valle.....	67

## LISTA DE FIGURAS (Continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
23	Distribución de epicentros y estaciones fuera del valle de Ojos Negros. Se pretende encontrar particularidades de las leyes de atenuación fuera del valle.....	68
24	Factor de calidad de la onda S ( $Q_s$ ), en función de la frecuencia, calculada fuera del valle de Ojos Negros. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.....	69
25	Factor de calidad de la onda S ( $Q_s$ ), en función de la frecuencia, calculada dentro del valle de Ojos Negros. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.....	70
26	Comparación entre los valores de Q calculados para toda la región (círculos), fuera de valle de Ojos Negros (triángulos) y dentro del valle de Ojos Negros (rombos). Las líneas rojas marcan la región de confianza del 95 %.....	71

## LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Coordenadas de las estaciones sismológicas que operaron durante las dos campañas de mediciones: del 20 de mayo al 23 de junio de 1997 y del 12 de octubre al 16 de noviembre de 1999. Los códigos de las estaciones hacen referencia a sus sitios de ubicación.....	28
II	Cantidad de combinaciones formadas para cada uno de los canales de registro, a partir de las series de tiempo disponibles. ....	34
III	Ejemplo para el canal vertical, que muestra la disminución del número de combinaciones a medida que se aumenta el umbral para la eliminación de los valores de $D_m$ alrededor de 1.....	42
IV	Número de sismogramas dentro de cada rango de valores de la razón señal/ruido ( $RSR$ ).....	51
V	Rango de variación de la amplitud espectral, resultado de la contaminación de las series de tiempo (sismogramas) con ruido aleatorio dependiente de la $RSR$ .....	52
VI	Valores numéricos de los resultados obtenidos para las ondas P. $f$ es la frecuencia, $Q_p$ es el factor de calidad y $\alpha_p$ es el coeficiente de atenuación. ....	59
VII	Valores numéricos de los resultados obtenidos para las ondas S. $f$ es la frecuencia, $Q_s$ es el factor de calidad y $\alpha_s$ es el coeficiente de atenuación.....	59
VIII	$Q_p/Q_s$ reportada por estudios previos de diferentes localidades. Esta tabla ha sido tomada y modificada de Hough y Anderson, 1988.....	66

## I. INTRODUCCIÓN.

### I.1. JUSTIFICACIÓN.

En general, el fenómeno sísmico observado sobre la superficie del planeta se compone de los efectos producidos por la fuente, la trayectoria y el sitio local (figura 1). Las complejidades de la fuente pueden provocar diferentes efectos sobre los suelos y estructuras; la intensidad y naturaleza de estos efectos dependen del tamaño, de la geometría y de la posición relativa de las áreas o estructuras civiles estudiadas con respecto a la fuente.

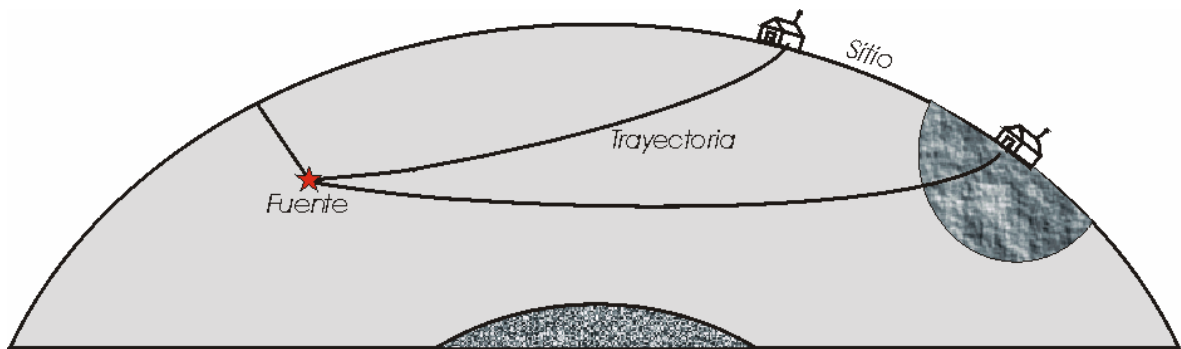


Figura 1. Partes que componen el fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio.

La combinación de diferentes factores físicos y geotécnicos de los suelos de una región puede producir fuertes variaciones en la respuesta sísmica, aún cuando los demás factores que afectan la respuesta no varíen. Existe una estrecha relación entre algunas características de los suelos y la intensidad de los daños producidos por los terremotos. El espesor de los estratos, sus propiedades físico-mecánicas, el nivel de yacencia de las aguas subterráneas,

así como los contrastes de impedancia en la discontinuidad roca/sedimento, pueden influir en las variaciones de la respuesta sísmica sobre la superficie de la tierra,

El otro factor, la trayectoria, está relacionado con la transmisión de las ondas sísmicas desde la fuente hasta el sitio de observación, y puede manifestarse como variaciones en la amplitud y el contenido espectral del movimiento del suelo inducido por terremotos.

Los factores de fuente, trayectoria y sitio se encuentran intrincadamente mezclados en la composición del movimiento del suelo en cualquier sitio de observación, de tal manera que la determinación empírica de uno de ellos requiere del conocimiento de los otros dos, o al menos la eliminación eficaz de sus efectos.

Este trabajo se centra en el estudio del efecto de trayectoria. La trayectoria se puede caracterizar a través de los diferentes mecanismos de transmisión y atenuación de la energía sísmica dentro del medio por el que se propagan las ondas sísmicas.

La atenuación es la pérdida de energía de un frente de onda que no corresponde a la expansión geométrica ( $\eta$ ). Las pérdidas atenuativas son de dos clases: a) por atenuación intrínseca, es decir, la pérdida de energía causada por conversión de energía elasto-mecánica en calórica; movimientos de fluidos y deformaciones permanentes b) por esparcimiento (scattering) de los rayos sísmicos debido a la reflexión y refracción en heterogeneidades del material en muchas escalas. Ambos tipos de atenuaciones, en la aproximación lineal, se describen matemáticamente del mismo modo y su separación es, por lo tanto, difícil.

Uno de los parámetros con que se puede expresar la atenuación es el factor de calidad  $Q$ , el cual contiene tanto los efectos de esparcimiento, como la absorción intrínseca del medio. Pujades *et al.*, (1997) concluyen que el factor de calidad intrínseco es más sensible a las



características geológicas del medio y a su edad, mientras que el dispersivo está más influido por la frecuencia o longitud de la onda y constituye una medida del grado de fracturación del medio.

El conocimiento de las leyes empíricas de atenuación de las ondas sísmicas, a su paso por las diferentes estructuras geológicas de una región, permite estimar parámetros de gran importancia para el diseño sismo-resistente de obras civiles, tales como la amplitud y el contenido espectral del movimiento del suelo en función de la distancia recorrida, para una fuente sísmica dada. El conocimiento estricto de la dependencia de la atenuación de la frecuencia incide directamente en el análisis del efecto de sitio. Por otro lado, al conocer las particularidades del proceso de atenuación de las ondas sísmicas en una región dada, estaremos en condiciones de poder caracterizar mejor la fuente donde se originó el sismo, ya sea por medio de la estimación del espectro de fuente, o de estimaciones más confiables de la magnitud (Vidal Villegas, 2000).

El fenómeno de la atenuación es muy complejo, puesto que implica comportamientos inelásticos de los materiales, debido a cambios permanentes en su estado físico. El proceso total de atenuación observado en los materiales terrestres puede ser ocasionado por diferentes mecanismos (Toksöz y Johnston, 1981); la importancia relativa de cada mecanismo es una función de las condiciones físicas impuestas sobre las rocas. Cada mecanismo depende del tipo de roca, su grado de saturación, presión y otras propiedades. Un sólo mecanismo no puede ser el responsable de todo el proceso ni tampoco uno sólo puede ser eliminado de la interpretación. Numerosos mecanismos han sido propuestos y cada uno de ellos puede ser considerado eficiente bajo las condiciones físicas definidas; por lo tanto, son necesarios todos los esfuerzos por desentrañar las características de la

propagación de las ondas sísmicas, usando variados datos relacionados con el proceso y por medio de diferentes métodos.

## **I.2. ANTECEDENTES.**

En el norte de Baja California diversos autores han realizado investigaciones relacionadas a la atenuación de ondas sísmicas. Majer *et al.* (1978) hicieron estudios de sismicidad y de propagación de ondas sísmicas en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Por medio del análisis espectral de ondas P de un evento regional registrado en varias estaciones, los autores sugirieron la existencia de anomalías en la atenuación de esas ondas asociadas a la zona de producción.

Albores y Rodríguez (1979) realizaron un análisis preliminar de  $Q^{-1}$  de ondas de coda usando datos de un enjambre sísmico localizado a 25 km al SE del volcán Cerro Prieto; en la banda de frecuencias de 4 a 32 Hz obtuvieron la ley  $Q = 17.75 f^{0.97}$ . En ese estudio, los autores recomiendan análisis posteriores de atenuación de ondas S y su correlación con estudios similares en otras áreas dentro de la región.

Una aproximación de la atenuación intrínseca, la obtuvieron Domínguez *et al.* (1997) a través de la  $Q$  de coda, para el campo geotérmico de Cerro Prieto. Calculando el promedio del valor de la  $Q$  de coda obtenido para una frecuencia dada en cada una de las estaciones, observaron una clara dependencia de  $Q$  de la frecuencia en todas las estaciones. La  $Q$  obtenida para 6 Hz tomó valores entre 200 y 260; mientras que para 24 Hz los valores de  $Q$  variaron entre 350 y 490.

Rebollar (1984), utilizó el método de la razón espectral para determinar el valor de  $Q$  independiente de la frecuencia, para la región peninsular del norte de Baja California,

usando ondas S; los valores obtenidos oscilan entre 240 y 350, en el rango de frecuencias de 1 a 13 Hz. Esta estimación de la atenuación se vio parcialmente afectada por el efecto de sitio. Posteriormente, Rebollar *et al.* (1985) aplica el método de la razón espectral y la teoría de ondas de coda y determina los factores de calidad de ondas P y S ( $Q_\alpha$  y  $Q_\beta$  respectivamente), independientes de la frecuencia, en el rango de 3 a 25 Hz. A distancias cortas ( $\sim 16$  km),  $Q_\beta$  es aproximadamente 65, a distancias más largas ( $\sim 83$  km),  $Q_\beta$  incrementa hasta 700. Obtuvieron tres relaciones  $Q_\beta/Q_\alpha$ : 1.11, 1.47 y 0.87. Los factores de calidad de ondas de coda ( $Q_c$ ) y  $Q_\beta$ , como función de la frecuencia, se calcularon para eventos registrados alrededor de la falla San Miguel, a distancias no mayores de 30 km y profundidades focales entre 5 y 15 km, obteniendo  $Q_c(f) = (37 \pm 13) f^{(0.87 \pm 0.04)}$  en el rango de frecuencias de 3 a 24 Hz. El valor de  $Q_\beta$  ( $f$ ) para tiempos de recorridos cortos (10 s) incrementa de 43 a 3 Hz hasta 392 a 24 Hz siguiendo la ley  $Q_\beta(f) = 13 f^{1.03}$ . Para tiempos de recorridos más largos (16 s),  $Q_\beta(f)$  incrementa de 147 a 3 Hz hasta 625 a 24 Hz, según la ley  $Q_\beta(f) = 70 f^{0.74}$ .

A pesar de que estos resultados no evidenciaron la posible variación de  $Q$  desde la falla San Miguel hacia el oeste, los autores no descartan la posible variación de la atenuación hacia la costa.

Castro *et al.* (1997) utilizaron arribos de ondas directas P y S, registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM), para estimar el factor de calidad  $Q$  en la región Peninsular de Baja California. En el rango de frecuencias de 0.3 a 12.6 Hz obtuvieron  $Q_p = 14.4 f^{0.9}$ , para las ondas P y  $Q_s = 28.3 f^{1.0}$  para las ondas S, y una razón  $Q_p/Q_s \approx 0.5$ .

Hutton y Boore (1987) plantean que en el sur de California las magnitudes locales calculadas usando la función de atenuación dada por Richter (Richter, 1958) resultan subestimadas para distancias menores de 50 km y sobrestimadas para distancias mayores de 200 km. Vidal y Munguía (1991), para hacer la corrección por el efecto de atenuación, utilizan una  $Q = 300$ , calculada promediando las obtenidas por Thatcher (1972), Castro (1983) y Rebollar (1984), para el norte de Baja California y la región sur de California; de esta manera obtienen una mejor aproximación entre sus magnitudes estimadas y las reportadas por las estaciones del CIT/USGS (California Institute of Technology/ U.S. Geological Survey), para eventos registrados a distancias entre 40 y 160 km. Análisis posteriores de Vidal y Munguía (1999), obtienen una atenuación baja para la zona granítica y montañosa de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC), representado por un valor de  $Q = 236 f$ , en comparación con una atenuación alta, es decir, bajo valor de  $Q$ , para el ambiente sedimentario de la región del Valle Mexicali-Imperial (VMI), descrito por una  $Q = 161 f$ .

A partir de la comparación entre las funciones de atenuación obtenidas por Vidal y Munguía (1999), y las funciones propuestas para el sur de California por Richter (1958) y Hutton y Boore (1987), Vidal Villegas (2000) llega a las siguientes conclusiones: en primer lugar, tanto para la subregión del VMI, como para la subregión de las SPBC, a distancias cercanas a la fuente, el uso de la función de atenuación de Richter para determinar la magnitud local produce valores subestimados de magnitud. En segundo lugar, para intervalos de distancias entre 50 y 200 km, las funciones de atenuación para ambas subregiones son muy similares a las del sur de California. A distancias entre 200 y 450 km, las funciones de atenuación para las SPBC y el VMI son diferentes, siendo mayor la

atenuación para este último. Por último, se pone de manifiesto una fuerte semejanza entre la función del VMI y la de Richter para distancias entre 50 y 450 km. De igual manera para los rangos de distancias entre 10 y 450 km, así como de profundidades entre 0 y 15 km, las funciones de atenuación calculada para las SPBC y la dada por Hutton y Boore (1987) son prácticamente idénticas.

Otras investigaciones de las variaciones regionales de la atenuación sísmica de ondas de coda y ondas de tipo Lg (Domínguez y Rebolgar, 1997) también muestran diferencias entre las dos estructuras geológicas existentes en el norte de Baja California y asocian estas diferencias con el espesor de los sedimentos, el contenido de fluido en las rocas y otras características de los suelos. Para tiempos de recorridos cortos (<10s) y en el rango de frecuencia de 1 a 12 Hz, los mismos autores calcularon un factor de calidad en la corteza dependiente de la frecuencia, de la forma  $Q_0 f^k$ , y que varía en  $Q_0$  de 53 en la provincia del Borde Continental (BC) a 115 en la Región Peninsular (RP), hasta 144 en la Depresión del Golfo de California (DGC). El rango de valores de  $k$  varía de 0.70 y 0.85 para eventos en el BC y RP, hasta 0.44 en la región de la DGC. Para tiempos de recorrido largos (>70s), y eventos localizados en la RP  $Q_0$  varía de 49 en estaciones dentro del BC, hasta 101 en estaciones situadas en la DGC. Para frecuencias entre 1 y 6 Hz estimaron una ecuación para el factor de calidad de ondas Lg igual a:  $Q_{Lg}(f) = (288 \pm 20) f^{(0.32 \pm 0.02)}$ , mediante el empleo de eventos locales del sur de California con distancias fuente-estación de hasta 420 km.

### **I.3. OBJETIVOS.**

El objetivo general de este trabajo es investigar las posibles variaciones de las leyes empíricas de atenuación en términos de la distancia, profundidad y acimut de las trayectorias, en la zona de interés, la parte noroeste de Baja California, donde se localizan varios sistemas de fallas que afectan la región, específicamente las del sistema San Miguel – Vallecitos.

Los objetivos específicos son:

- Obtener valores numéricos del factor de calidad  $Q$  para el valle de Ojos Negros y el segmento norte-centro de la falla San Miguel, en el noroeste de Baja California, para las ondas P y S, en función de la frecuencia.
- Estimar posibles variaciones en el comportamiento de la atenuación de las ondas sísmicas dentro del Valle de Ojos Negros.

Los resultados esperados son leyes empíricas de atenuación para ondas internas (P y S), en términos del factor de calidad ( $Q$ ), como función de la frecuencia.

## **II. MATERIALES Y MÉTODOS.**

### **II.1. BREVE DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.**

El norte de Baja California se extiende en dirección NW desde los 28° hasta los 33° de latitud norte, aproximadamente unos 550 km (Gastil *et al.*, 1975). En anchura varía desde 200 km a lo largo de la frontera internacional con los E.U.A. hasta menos de 100 km en San Luis Gonzaga. Formado por dos subregiones geológicamente diferentes: en la parte oeste, las Sierras Peninsulares caracterizadas por rocas graníticas, volcánicas y metamórficas. Algunas zonas se destacan por tener una altura de hasta 3100 metros sobre el nivel del mar (el Picacho del Diablo). Al este se ubican los valles (cuencas) de la Laguna Salada, San Felipe y el Valle Mexicali-Imperial; este último se caracteriza por ser una cuenca rellena de sedimentos de origen marino y continental. Dentro del Valle se localiza el volcán Cerro Prieto (Gastil *et al.*, 1975).

La actividad sismotectónica en el norte de Baja California (figura 2) se correlaciona con tres grupos de fallas activas (Suárez-Vidal *et al.*, 1991). El primer grupo lo forman las fallas Imperial, Cerro Prieto, Cucapá y Laguna Salada, localizadas en el Valle Mexicali-Imperial. El segundo grupo, relacionado con el escarpe principal del golfo, lo conforman la falla San Pedro Mártir, el lineamiento San Felipe y las fallas asociadas con el escarpe de Sierra Juárez. El tercer grupo, lo integran fallas que atraviesan las Sierras Peninsulares, tales como Agua Blanca y San Miguel-Vallecitos. Existen otros tres grupos de fallas que aunque están localizados en la periferia, están relacionadas con el marco estructural del norte de Baja California, éstos incluyen al área extensional sureste del escarpe de San Pedro Mártir en el área de Puertecitos, fallas submarinas del Borde Continental y del Golfo de

California. Suárez-Vidal *et al.* (1991) formulan un modelo neotectónico basándose en mediciones recientes de los desplazamientos asociados con las fallas activas del norte de Baja California; ese modelo define la existencia de dos provincias estructurales principales, la península estable norte-central a lo largo del Escarpe Principal del Golfo y la Depresión del Golfo de California.

El sistema de fallas activas que tiene un interés especial en nuestro estudio es el de San Miguel-Vallecitos, cuya actividad puede afectar directamente las zonas urbanas de Ensenada, Tijuana (Cymet, 1979) y los poblados del valle Ojos Negros (figura 3).



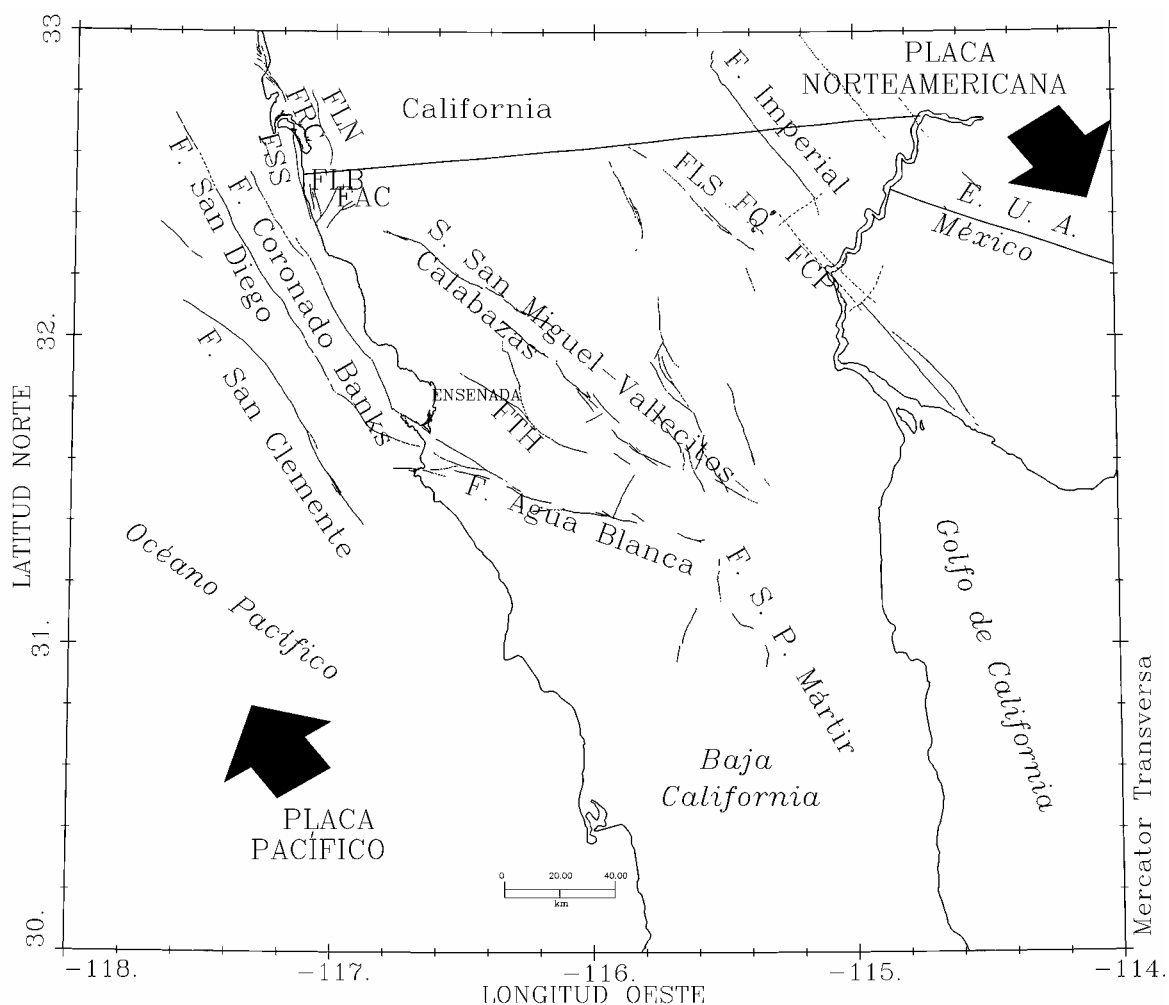


Figura 2. Actividad sismotectónica en el norte de Baja California. Las abreviaturas significan: FLS – Falla Laguna Salada. FQ – Falla Cucapá. FCP – Falla Cerro Prieto. FLN – Falla La Nación. FRC – Falla Rose Canyon. FSS – Falla Silver Strand. FLB – Falla Los Buenos. FAC – Falla Agua Caliente. FTH – Falla Tres Hermanos. Las flechas indican el movimiento relativo de las placas tectónicas Pacífico y Norteamericana.

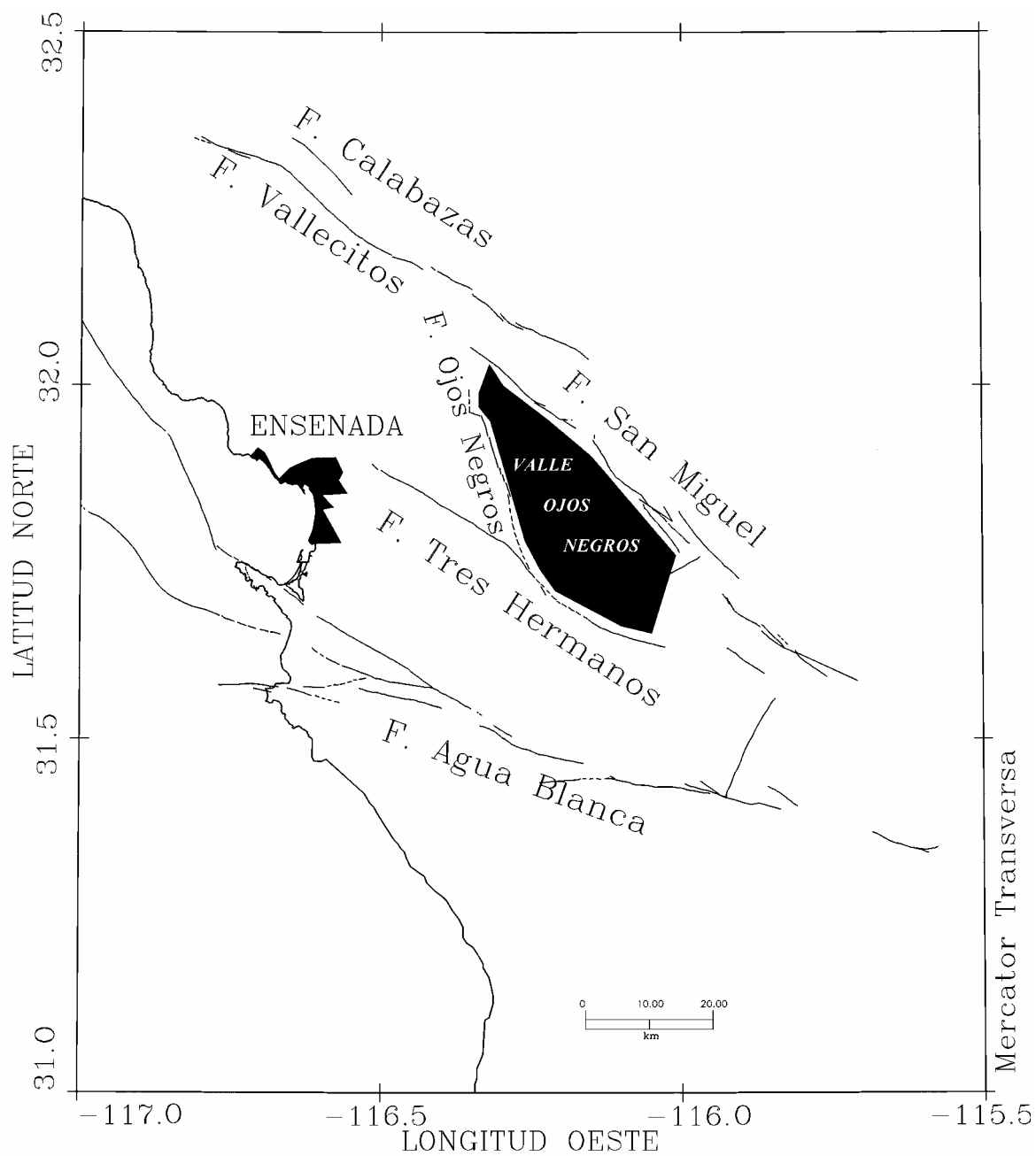


Figura 3. Sistema de fallas activas San Miguel-Vallecitos, formado por cuatro fallas: Calabazas, Vallecitos, San Miguel y Tres Hermanos. El área delimitada por las fallas San Miguel, Tres Hermanos y Ojos Negros, corresponde a la zona estudiada que contiene al valle de Ojos Negros. Se muestra además la falla Agua Blanca.

*Sistema San Miguel – Vallecitos.* Está formado por cuatro fallas: Calabazas, Vallecitos, San Miguel y Tres Hermanos (Suárez-Vidal *et al.*, 1991). Es un sistema muy activo (Reyes *et al.*, 1975), al que se asocia la ocurrencia de los terremotos de Guadalupe de magnitud 5.7 en 1949 (falla Vallecitos) y los de San Miguel de magnitudes 6.8 y 6.6 en 1954 y 1956 respectivamente (en el sector SE de la falla San Miguel).

La falla San Miguel tiene una gran actividad sísmica; la falla Vallecitos no tiene una actividad sísmica significativa, excepto en su contacto con la falla San Miguel, donde se aprecia una alta microsismicidad (Frez y Frias-Camacho, 1998). Por su parte la falla Tres Hermanos tiene actividad sísmica baja y la falla Ojos Negros es altamente sísmica. Gran parte de la sismicidad asociada al sistema de fallas San Miguel se encuentra en el valle de Ojos Negros y en la unión San Miguel – Vallecitos - Ojos Negros (Frez *et al.*, 2000).

*Sistema Agua Blanca.* No existen registros de terremotos fuertes asociados a la falla Agua Blanca y a pesar de que su microsismicidad ha sido promediada a menos de 2 eventos por día, se pueden definir 3 sectores principales (Frez y Frias-Camacho, 1998): el extremo NW, en el cual hay varias ramificaciones que cubren la península de Punta Banda; el extremo SE, que es el límite norte del Valle Trinidad; ambos segmentos presentan cierta actividad. Por último, el sector central, el cual no muestra actividad sísmica significativa.

La bahía de Ensenada, presenta una actividad sísmica esporádica en forma de enjambres (González y Suárez, 1984; Frez y Frias-Camacho, 1998; Suárez-Vidal *et al.*, 1991); dicha actividad está asociada a la rama norte de la falla Agua Blanca.

## II.2. MÉTODOS.

### II.2.1. DEFINICIÓN DE ATENUACIÓN.

La Tierra no es perfectamente elástica y las ondas sísmicas que se propagan a través de ella se atenúan con el tiempo debido a diferentes mecanismos de pérdida de la energía, tales como el esparcimiento (scattering) y la absorción intrínseca del medio (Lay y Wallace, 1995).

Para describir la atenuación se considera la solución de la ecuación de una onda

$$\frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 U}{\partial x^2}, \text{ en términos de una onda plana,}$$

$$U(x, t) = U_0 e^{i(kx - \omega t)} \quad (1)$$

que representa una perturbación propagándose en una dirección  $x$  (dirección de propagación), como un plano perpendicular a  $x$ ;  $k$  es el vector de onda y  $\omega$  es la frecuencia angular.

La atenuación se introduce mediante el uso de la constante compleja de propagación  $k(\omega) = k(\omega) + i\alpha(\omega)$ , donde  $\alpha(\omega)$  es el coeficiente de atenuación. Entonces la solución de la ecuación de onda queda expresada por:

$$U(x, t) = U_0 e^{-\alpha(\omega)x} e^{i(kx - \omega t)} \quad (2)$$

Esta es una perturbación que se propaga en la dirección  $x$  y decae exponencialmente con el tiempo.

Existen diferentes parámetros para expresar la atenuación (Toksöz y Johnston, 1981):

- El coeficiente de atenuación  $\alpha$ , expresa el decaimiento exponencial de la amplitud de una onda plana viajando por un medio homogéneo, con la distancia o el tiempo.

Según Santamarina (2001), si la pérdida intrínseca de energía dentro de un medio material es modelada como un decaimiento exponencial, entonces la amplitud en el punto 2 situado a una distancia  $r_2$  de la fuente, relativa a la amplitud en un punto 1 situado a una distancia  $r_1$  de la fuente, estará dada como:

$$A_2 = A_1 e^{-\alpha(r_2-r_1)} \quad (3)$$

donde  $\alpha$  es el coeficiente de atenuación, el cual representa el decaimiento de la amplitud con la distancia.

- El decremento logarítmico  $\delta$ , definido como el logaritmo de la relación entre las amplitudes de dos ciclos consecutivos.

La técnica del decremento aleatorio, permite determinar *in situ* algunos parámetros de suelos con depósitos sometidos a diferentes niveles de esfuerzos, entre los que se encuentra el amortiguamiento o la razón de amortiguamiento crítico. Según este método (Cole, 1973 en Huerta *et al.*, 1994) la respuesta dinámica de los suelos consta de dos partes: una componente determinística formada por los diferentes tipos de ondas, y otra componente aleatoria, que aunque también es producida por un fenómeno físico, su representación a través de ecuaciones resulta muy difícil. El objetivo de esta técnica es eliminar la componente aleatoria y obtener a partir de la componente determinística, la curva de decaimiento típico de las vibraciones libres, de donde puede ser estimado el valor del amortiguamiento. Para ello se debe fijar un nivel inicial de desplazamiento a partir del cual se seleccionarán y promediarán suficientes muestras de igual duración en la respuesta. La fracción de amortiguamiento crítico podrá entonces ser estimada del decremento logarítmico como:

$$\frac{D}{\sqrt{1-D^2}} = \frac{1}{\pi} \ln \left( \frac{|A_n|}{|A_{n+1}|} \right) \cong D \quad (4)$$

para valores pequeños de  $D$ , donde  $|A_n|$  y  $|A_{n+1}|$  son los valores absolutos de las amplitudes a los tiempos  $(n)\frac{T}{2}$  y  $(n+1)\frac{T}{2}$  y  $T$  es el período amortiguado del sistema.

La principal ventaja de este método, es que se puede usar fácilmente y sólo requiere de registros de movimientos del suelo en una estación. Sin embargo tiene algunas limitaciones como son que los parámetros dinámicos determinados son sólo un promedio de las propiedades sobre toda el área investigada. Por otro lado el valor del amortiguamiento obtenido de esta manera puede cambiar sustancialmente dependiendo del número de ciclos usados y del valor inicial de desplazamiento seleccionado, por lo que deben realizarse estudios adicionales para determinar cual de estos valores iniciales da una idea más realista del amortiguamiento.

- El factor de calidad  $Q$  o su inverso  $Q^{-1}$ , a veces llamado factor de fricción interna o factor de disipación.

El factor de calidad  $Q$  se define como la fracción de energía disipada por ciclo de oscilación:

$$\frac{2\pi}{Q} = -\frac{\Delta E}{E} \quad (5)$$

donde  $E$  es la energía del oscilador y  $\Delta E$  es la fracción de la energía perdida en un ciclo debido a la atenuación.

Sea una onda monocromática plana o una oscilación en un medio lineal, si  $T$  es el período y

$\omega = \frac{2\pi}{T}$  es la frecuencia angular,

$$\Delta E = T \frac{dE}{dt} = \left( \frac{2\pi}{\omega} \right) \frac{dE}{dt} \quad (6)$$

Por tanto,

$$\frac{2\pi}{Q} = -\frac{1}{E} \left( \frac{2\pi}{\omega} \right) \frac{dE}{dt}, \quad (7)$$

si se reacomoda los términos

$$\frac{dE}{E} = -\frac{\omega}{Q} dt \quad (8)$$

e integramos:

$$\int \frac{dE}{E} = -\frac{\omega}{Q} \int dt \quad (9)$$

$$\ln E = -\frac{\omega t}{Q} \quad (10)$$

$$E = E_0 e^{-\omega t/Q}, \quad (11)$$

o bien, ya que la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud:

$$\ln E = 2 \ln A \quad (12)$$

$$\ln A = -\frac{\omega t}{2Q} \quad (13)$$

$$A = A_0 e^{-\omega t/2Q} \quad (14)$$

Con el uso de estas relaciones se llega a una expresión de la amplitud en función de la distancia recorrida; ya que  $\omega = 2\pi f$ ,  $t = u/v$  ( $u$  es la distancia,  $t$  es el tiempo de viaje de la onda y  $v$  es su velocidad):

$$A(u) = A_0 e^{-f\pi u/Qv} \quad (15)$$

Debido a que  $Q$  es inversamente proporcional a la atenuación, mientras menor sea el valor de  $Q$ , más grande será la atenuación y viceversa.

$Q$  tiene en cuenta ambos mecanismos de disipación, es decir, tanto el esparcimiento (scattering) de las ondas como la absorción intrínseca del medio y la contribución de ambos a la atenuación total se considera como un proceso aditivo (Dainty, 1981, en Gao *et al.*, 1983):

$$\frac{1}{Q_t} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_d} \quad (16)$$

donde  $\frac{1}{Q_t}$ ,  $\frac{1}{Q_i}$ ,  $\frac{1}{Q_d}$  son la atenuación total, la intrínseca y la debida al esparcimiento, respectivamente. Lo anterior implica a) que la descripción matemática de ambos procesos es la misma y b) que no pueden separarse ambos efectos.

## **II.2.2. EL USO DEL FACTOR DE CALIDAD $Q$ COMO MEDIDA DE LA ATENUACIÓN.**

El factor de calidad es el parámetro más utilizado en la literatura para estimar la pérdida de energía. Desde hace varias décadas, son muchos los investigadores que tratan de explicar los mecanismos de pérdida de energía de las ondas sísmicas y utilizan  $Q$  como medida. Debido a que  $Q$  ha resultado ser diferente para diferentes tipos de ondas (Lay y



Wallace, 1995), son numerosos los estudios que tratan de obtener  $Q$  a partir del análisis de los diferentes tipos de ondas. Las ondas de coda, por ejemplo, pueden estudiarse mediante un modelo simple de generación que implica que su forma y contenido espectral son independientes de factores tales como el patrón de radiación, la magnitud del sismo, la distancia epicentral y la naturaleza de su trayectoria (Aki y Chouet, 1975). A pesar de que en los sismogramas las ondas directas muestran una gran variabilidad, un estudio simultáneo de espectros de ondas S y de coda, sirve para separar los efectos de scattering y fuente en ondas sísmicas de alta frecuencia (Aki, 1981). El autor parte de la hipótesis de que la atenuación de ondas S de alta frecuencia (1 a 25 Hz), es debida primeramente al proceso de esparcimiento, por lo que las ondas de coda están en primera instancia compuestas de ondas S esparcidas hacia atrás (back-scattering). La fórmula para recobrar el espectro de la fuente de las ondas de coda observadas, es la dada en Aki y Chouet (1975).

En general, se sabe que  $Q$  aumenta con la densidad y la velocidad del material (Lay y Wallace, 1995). Por otro lado, para ondas sísmicas,  $Q$  es aproximadamente independiente de la frecuencia en el rango de 0.001 a 1.0 Hz; a frecuencias más altas,  $Q$  depende de la frecuencia y en general se incrementa con ella. La primera sugerencia sobre la posible dependencia de  $Q$  con la frecuencia fue dada por Gutenberg (1958), quien notó que las altas frecuencias eran más atenuadas que las bajas frecuencias. Esto llevó a los investigadores a buscar otras variantes que explicaran mejor el contenido de frecuencias observados en los modelos de atenuación basados en ondas superficiales (Asada y Takano, 1963; Archambeau *et al.*, 1969; Takano, 1971 en Vernon, 1982).

Otros trabajos utilizan métodos basados en el análisis de las ondas de coda para realizar estudios cuantitativos de las heterogeneidades a pequeña escala (Aki, 1982) y demuestran, a

través de estudios espectrales y en el dominio del tiempo, que la atenuación de las ondas P y S, dependen de la frecuencia y varían regionalmente, y que en el manto la  $Q$  de esparramiento no puede ser separada de la  $Q$  intrínseca (Vernon, 1982).

Posteriormente Lee *et al.* (1986) inician en California y Nevada un estudio sistemático del comportamiento de las ondas de coda usando datos digitales obtenidos por la red regional operada por la USGS y la Universidad de Nevada, sus resultados preliminares indican la posibilidad de usar  $Q$  de coda en las investigaciones de predicción sísmica, si se logra que los datos tengan una buena cobertura del área investigada, pero cabe destacar que en este sentido no se llegó a ningún resultado definitivo.

A partir de una base de datos de 558 trayectorias registradas en estaciones sísmicas de banda ancha y período corto en la región de América Central, Ottemöller (2002) estudió la variación lateral del factor de calidad  $Q$  para ondas de tipo Lg, utilizando inversión tomográfica; el principal resultado de este estudio, es el bajo valor de  $Q_{Lg}$  (atenuación alta) obtenido para Nicaragua, en contraste con la baja atenuación, similar al promedio para América Central, obtenida para el noroeste de Honduras y el sur de Costa Rica. Bianco *et al.* (2002) utilizaron el método Multiple Lapse Time Window Analysis, basado en el análisis de la energía integrada con la distancia y calculada en tres ventanas de tiempo, para separar la atenuación por scattering y por atenuación intrínseca en una región de Italia, partiendo del análisis de la  $Q$  de coda. La dependencia en la frecuencia de la atenuación de las ondas sísmicas en el manto superior en Australia fue estudiada por Cheng y Kennett (2002) a través de la estimación de  $Q$ .

### II.2.3. MÉTODO DE RAZONES ESPECTRALES MULTIESTACIONALES.

El método empleado en el presente trabajo para la determinación de la atenuación es el descrito en Chun *et al.* (1987), Blakeslee *et al.* (1989) y Zhu *et al.* (1991) y aplicado en varias regiones del mundo, (por ejemplo, en Baja California por Castro y Munguía, 1993). Las amplitudes espectrales a una frecuencia  $f$ , registradas a una distancia hipocentral dada  $r_{ij}$  (desde la fuente  $i$  a la estación  $j$ ), pueden ser aproximadas mediante el siguiente modelo:

$$A_{ij}(f) = S_i(f)Z_j(f)P_{ij} \frac{1}{r_{ij}^{\eta(f)}} \exp\left(\frac{-\pi t_{ij} f}{Q(f)}\right) \quad (17)$$

Donde:

$A_{ij}(f)$  es la amplitud espectral a la frecuencia  $f$ , observada en el sitio  $j$ , inducida por la fuente  $i$ ,

$S_i(f)$  es la contribución de la fuente del evento  $i$ ,

$Z_j(f)$  es la respuesta de sitio en la estación  $j$ ,

$P_{ij}$  es el efecto del patrón de radiación de la fuente  $i$ , en el sitio  $j$ ,

$\eta(f)$  es el coeficiente de expansión geométrica,

$Q(f)$  es el factor de calidad,

$t_{ij}$  es el tiempo de viaje de la onda P o S, desde la fuente  $i$  al sitio  $j$ , y

$r_{ij}$  es la distancia hipocentral desde la fuente  $i$  al sitio  $j$ .

En este método, los efectos de las funciones de fuente y sitio son eliminados mediante un esquema de cocientes espectrales que utiliza cuatro series de tiempo provenientes de las combinaciones de dos fuentes y dos sitios de registro. En la figura 4, se muestra el esquema que corresponde a esta geometría, a la cual denominamos combinación. Si se considera a las fuentes  $S1$  y  $S2$  que producen registros en las estaciones  $Z1$  y  $Z2$ , entonces se puede

eliminar la función de la fuente  $S1$  al realizar el cociente entre los espectros de amplitud en los sitios  $Z1$  y  $Z2$ .

$$\frac{A_{11}}{A_{12}} = \frac{Z_1}{Z_2} \bullet \frac{P_{11}}{P_{12}} \left( \frac{r_{11}}{r_{12}} \right)^{-\eta(f)} \exp((- \pi f / Q(f))(t_{11} - t_{12})) \quad (18)$$

De manera similar el término de fuente  $S2$  se cancela cuando se toma la razón entre las amplitudes espectrales de ese evento en las estaciones  $Z2$  y  $Z1$ .

$$\frac{A_{22}}{A_{21}} = \frac{Z_2}{Z_1} \bullet \frac{P_{22}}{P_{21}} \left( \frac{r_{22}}{r_{21}} \right)^{-\eta(f)} \exp((- \pi f / Q(f))(t_{22} - t_{21})) \quad (19)$$

Al multiplicar las ecuaciones obtenidas en estos dos casos se obtiene

$$\frac{A_{11}A_{22}}{A_{12}A_{21}} = \frac{P_{11}P_{22}}{P_{12}P_{21}} \bullet \left( \frac{r_{11}r_{22}}{r_{12}r_{21}} \right)^{-\eta(f)} \exp\left( \frac{\pi f}{Q(f)} (t_{12} - t_{11} - t_{22} + t_{21}) \right) \quad (20)$$

Si se aplica logaritmo sobre la ecuación (20):

$$\log\left( \frac{A_{11}A_{22}}{A_{12}A_{21}} \right) = \log\left( \frac{P_{11}P_{22}}{P_{12}P_{21}} \right) - \eta(f) \bullet \log\left( \frac{r_{11}r_{22}}{r_{12}r_{21}} \right) + \frac{\pi f}{Q(f)} (t_{12} - t_{11} - t_{22} + t_{21}) \log(e) \quad (21)$$

El término  $\left( \frac{P_{11}P_{22}}{P_{12}P_{21}} \right)$ , sintetiza los efectos de los patrones de radiación del par de fuentes

sísmicas consideradas. En la bibliografía que se toma como base del método (Castro y

Munguía, 1993), el término  $\log\left( \frac{P_{11}P_{22}}{P_{12}P_{21}} \right)$ , es interpretado como un término de error

asociado con la inexactitud del modelo. En esta tesis se propone que es posible disminuir o

eliminar su efecto mediante un control adecuado de los acimutes fuente-estación

involucrados en las combinaciones utilizadas.

El conjunto de combinaciones fuente-estación forma un sistema de  $K$  ecuaciones, con dos incógnitas:

$$\log A_m(f) = -\eta(f) \log D_m + \frac{\pi f \log(e)}{Q(f)} E_m \quad (22)$$

con  $m = 1, \dots, K$  combinaciones,

$$A_m(f) = \left( \frac{A_{11} A_{22}}{A_{12} A_{21}} \right) \text{son los cocientes entre las amplitudes espectrales según las}$$

combinaciones utilizadas,

$f$  es la frecuencia en Hz,

$\eta(f)$  es el coeficiente de expansión geométrica,

$Q(f)$  es el factor de calidad,

$e$  es la base de los logaritmos naturales (2.718281828),

$D_m$  involucra las distancias hipocentrales de los eventos analizados para las estaciones de registro correspondientes y se calcula mediante la expresión:

$$D_m = \left( \frac{r_{11} r_{22}}{r_{12} r_{21}} \right) \quad (23)$$

$E_m$  queda determinada a partir de los tiempos de viajes de las ondas P o S, según el caso que se analice, a través de la expresión:

$$E_m = (t_{12} - t_{11} - t_{22} + t_{21}) \quad (24)$$

La ecuación (22) la expresamos matricialmente:

$$A x = b, \quad (25)$$

donde

$x$  es el vector incógnita que contiene  $\eta(f)$  y  $Q(f)$ ,

$b$  es el vector de datos que contiene las razones espectrales (  $\log A_m(f)$  ),

$A$  es la matriz de sensibilidad cuyas columnas están representadas por los parámetros

$-\log D_m$  y  $E_m$ .

Para el cálculo de las incógnitas, usamos el método de mínimos cuadrados acotados, el cual se describe a continuación.

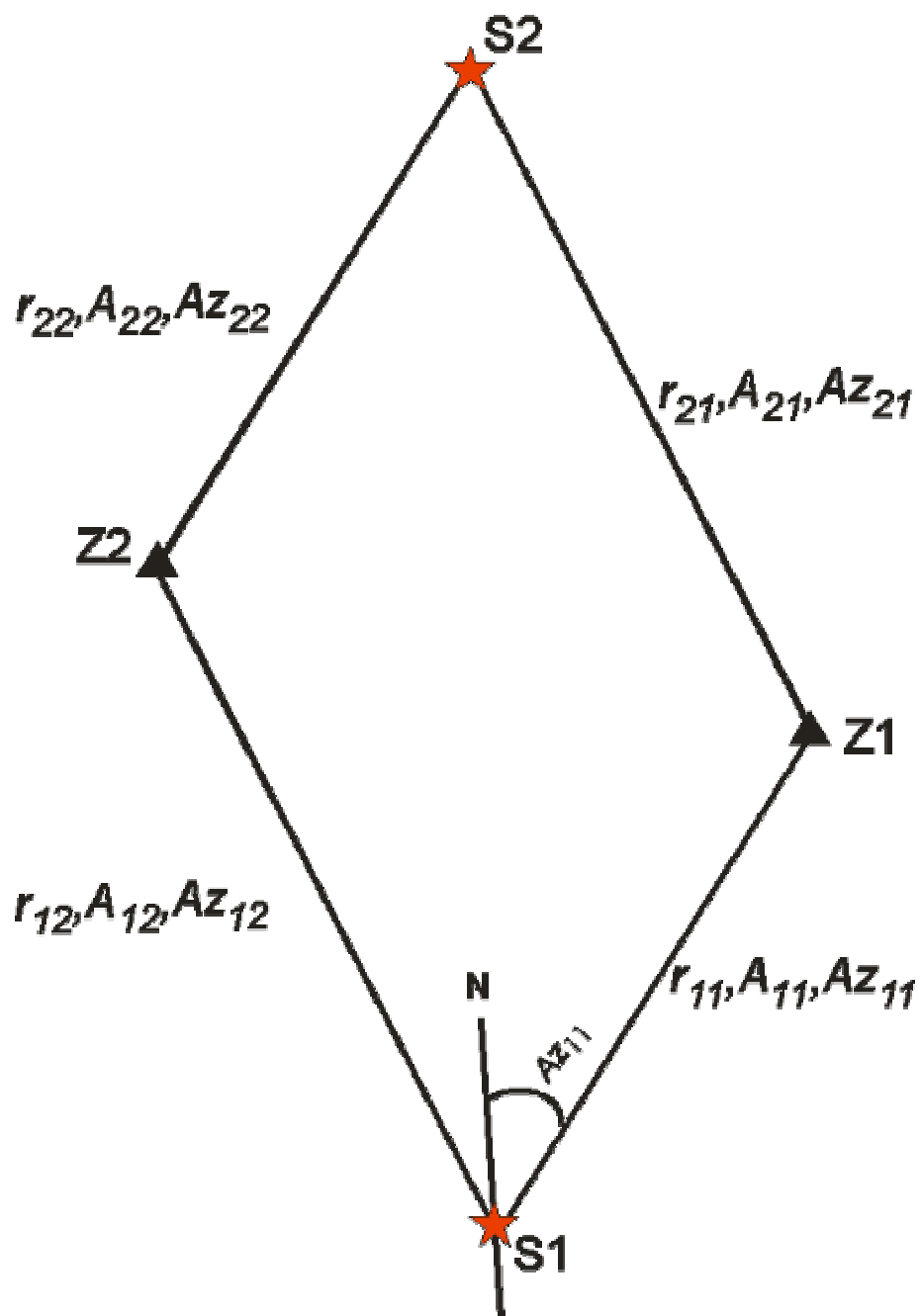


Figura 4. Esquema que corresponde a la geometría de una combinación, el cual consta de dos fuentes o sismos (S1 y S2), con registros en las mismas dos estaciones (Z1 y Z2).  $r_{11}$  es la distancia hipocentral desde el sismo S1 a la estación Z1,  $A_{11}$  es la amplitud espectral en el sitio Z1, inducida por el sismo S1,  $AZ_{11}$  es el acimut desde la fuente S1 hacia la estación Z1. De igual manera se definen ( $r_{12}$ ,  $A_{12}$ ,  $AZ_{12}$  para la fuente S1 y la estación Z2;  $r_{21}$ ,  $A_{21}$ ,  $AZ_{21}$  para la fuente S2 y la estación Z1 y  $r_{22}$ ,  $A_{22}$ ,  $AZ_{22}$  para la fuente S2 y la estación Z2).

#### II.2.4. MÉTODO DE MÍNIMOS CUADRADOS ACOTADOS.

La inversión se realizó usando el método de mínimos cuadrados acotados (Lawson y Hanson, 1974), con dos incógnitas ( $\eta$  y  $Q$ ), este método consiste en lo siguiente:

Dada una matriz  $A$  (dimensión  $m \times n$ ) y un vector  $b$  (dimensión  $m$ ), se calcula un vector  $x$  (dimensión  $n$ ) que representa la solución del sistema  $Ax=b$  en el sentido de los mínimos cuadrados, sujeto a que el elemento  $k$  del vector  $x$ ,  $x(k)$  satisface  $L(1,k) \leq x(k) \leq L(2,k)$ ; donde,  $L(1,k)$  y  $L(2,k)$  son las cotas mínima y máxima especificadas para  $x(k)$ , respectivamente. El algoritmo utilizado es una generalización del de Mínimos Cuadrados No Negativos, descrito por Lawson y Hanson (1974) y que se basa en la técnica de descomposición QR, la cual consiste en que dada una matriz  $A$ , ésta se puede reproducir como el producto de dos matrices:  $Q$  y  $R$ , del mismo tamaño que  $A$  y tales que  $Q$  sea ortogonal y  $R$  sea triangular superior. Esta descomposición puede servir para resolver sistemas de ecuaciones dado que si  $Ax=b$ , o sea  $QRx=b$ , entonces  $Rx=Q^{-1}b$ , pero por ser  $Q$  ortogonal,  $Q^{-1} = Q^T$ , de modo que  $Rx=Q^T b$ , que es un sistema triangular superior más fácil de resolver. Esta factorización es útil tanto para matrices cuadradas como rectangulares.

Este método de inversión se implanta en el programa WACOTA, al cual se le proporciona la matriz de coeficientes  $A$ , cuyos elementos dependen de las variables  $D_m$  y  $E_m$  (ecuación 23 y 24); el vector de datos  $b$ , con los cocientes espectrales (ecuación 25) y las cotas  $L(1,j)$  y  $L(2,j)$ . Las cotas para la dispersión geométrica  $\eta$  se definieron teniendo en cuenta los valores comunes en la literatura (Chin y Aki, 1991; Castro y Murguía, 1993; entre otros):  $\eta=0.5$ , para distancias epicentrales mayores de 100 km y  $\eta=1.0$  para distancias epicentrales menores de 100 km. Los valores negativos de  $Q$  no pueden ser explicados físicamente por lo que se tomaron las cotas de 1 a 5000.



### **III. ANALISIS Y PROCESAMIENTO DE DATOS.**

#### **III.1. BASES DE DATOS.**

Las bases de datos utilizadas fueron capturadas por redes sismológicas temporales y locales, desplegadas durante los años 1997 y 1999 en el Valle de Ojos Negros, Baja California y sus alrededores; las mismas consisten en registros digitales de la velocidad del movimiento del suelo, medidos para terremotos ocurridos en el área de estudio.

Del 20 de mayo al 23 de junio de 1997, operó un arreglo de 20 estaciones, consistentes en sismógrafos digitales Reftek 72A-07, con GPS 111A y sismómetros triaxiales de período corto MARK L-22. Los eventos son registrados usando un convertidor analógico a digital de 24 bits y una frecuencia de muestreo de 200 muestras/s.

Las determinaciones hipocentrales de los eventos registrados durante 1997 tienen una gran confiabilidad (Frez *et al.*, 2000), los hipocentros fueron determinados usando como mínimo 6 estaciones y considerando una o más estaciones a distancia epicentral menor que la profundidad focal, excepto para unos pocos sismos superficiales con profundidades focales menores de 5 km. El 9% de los eventos presenta calidad A, el 55% calidad B y el 36% calidad C. El error de localización reportado por el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) fue menor de 1 km para el 90% de los casos y nunca excedió los 1.5 km para los casos restantes; además el 80% de las localizaciones tiene un error cuadrático medio menor de 0.07 seg.

Durante el período del 12 de octubre al 16 de noviembre de 1999, operó una red con características similares a la de 1997, el total de estaciones en este año fue de 16, igualmente con registros digitales de velocidad; en este año se midió con una frecuencia de

muestreo de 125 muestras/s. En la tabla I, se presentan las coordenadas de las estaciones que operaron durante ambas campañas de mediciones.

Tabla I. Coordenadas de las estaciones sismológicas que operaron durante las dos campañas de mediciones: del 20 de mayo al 23 de junio de 1997 y del 12 de octubre al 16 de noviembre de 1999. Los códigos de las estaciones hacen referencia a sus sitios de ubicación.

No	1997			1999		
	Longitud oeste	Latitud norte	Código	Longitud oeste	Latitud norte	Código
1	116.18083	31.70617	3HER	116.48333	31.89167	CON9
2	116.00767	31.82700	ACJI	116.25117	31.92217	ELA9
3	116.00767	31.75300	CCOL	116.35717	31.92383	ELO9
4	116.04600	31.83133	KM62	116.14017	32.01633	EWA9
5	116.25617	31.90267	LOSC	116.47500	32.19167	IZA9
6	116.14633	31.88017	SDEC	116.72133	32.22650	LMT9
7	116.30267	32.02317	SIE1	116.36250	32.19583	LVI9
8	116.35433	32.05600	PAPO	116.38150	32.07967	PIA9
9	116.13900	32.01633	EWAG	116.78417	32.08783	RES9
10	116.12133	32.08283	MIRA	116.66417	32.02033	RSM9
11	116.14033	31.95833	ADBS	116.62783	32.12550	RVI9
12	116.23183	31.75550	SUEM	116.47500	32.02500	SBL9
13	116.35717	31.92383	ELOA	116.55583	32.29367	SDV9
14	116.03600	31.89767	GONG	116.30267	32.02317	SIE9
15	116.23083	31.97517	AGDC	116.16667	32.13750	SJD9
16	116.20317	31.92433	RDEF	116.51250	32.11667	VGU9
17	116.26033	31.82200	CDEM			
18	116.12350	31.91767	MARI			
19	116.26200	31.99950	ELCA			
20	116.35600	32.05567	APOD			

Para los datos de 1999, las determinaciones hipocentrales no tienen la misma calidad que las de los eventos de 1997, sino que sólo el 5.7 % tiene calidad A, el 24.9 % calidad B y el 69.4 % calidad C.

Se seleccionó un total de 255 sismos para el año 1997 y 227 para el 1999. En las figuras 5 y 6, se presentan los mapas de epicentros correspondientes a cada etapa, así como las estaciones de registro. En la figura 7, se muestra la distribución en profundidad de los

sismos registrados durante ambas campañas de mediciones. Como se puede observar, la profundidad es menor a los 25 km, observándose un máximo principal de concentración de dichos eventos entre los 12 y 15 km aproximadamente y un máximo secundario, menos significativo, alrededor de los 5 km.

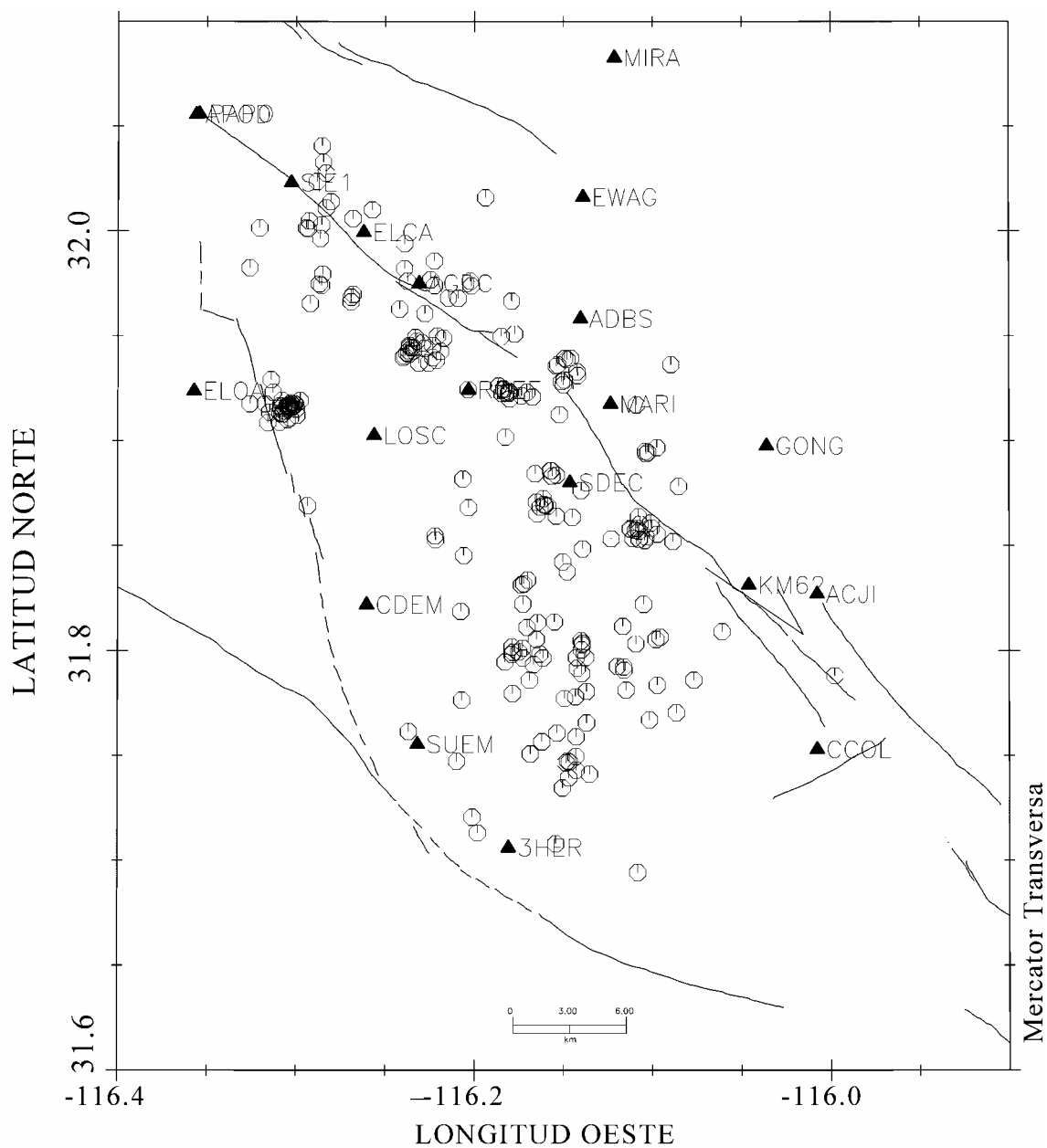


Figura 5. Epicentros (círculos) de terremotos ocurridos durante el período del 20 de mayo al 23 de junio de 1997, así como sus estaciones de registro (triángulos).

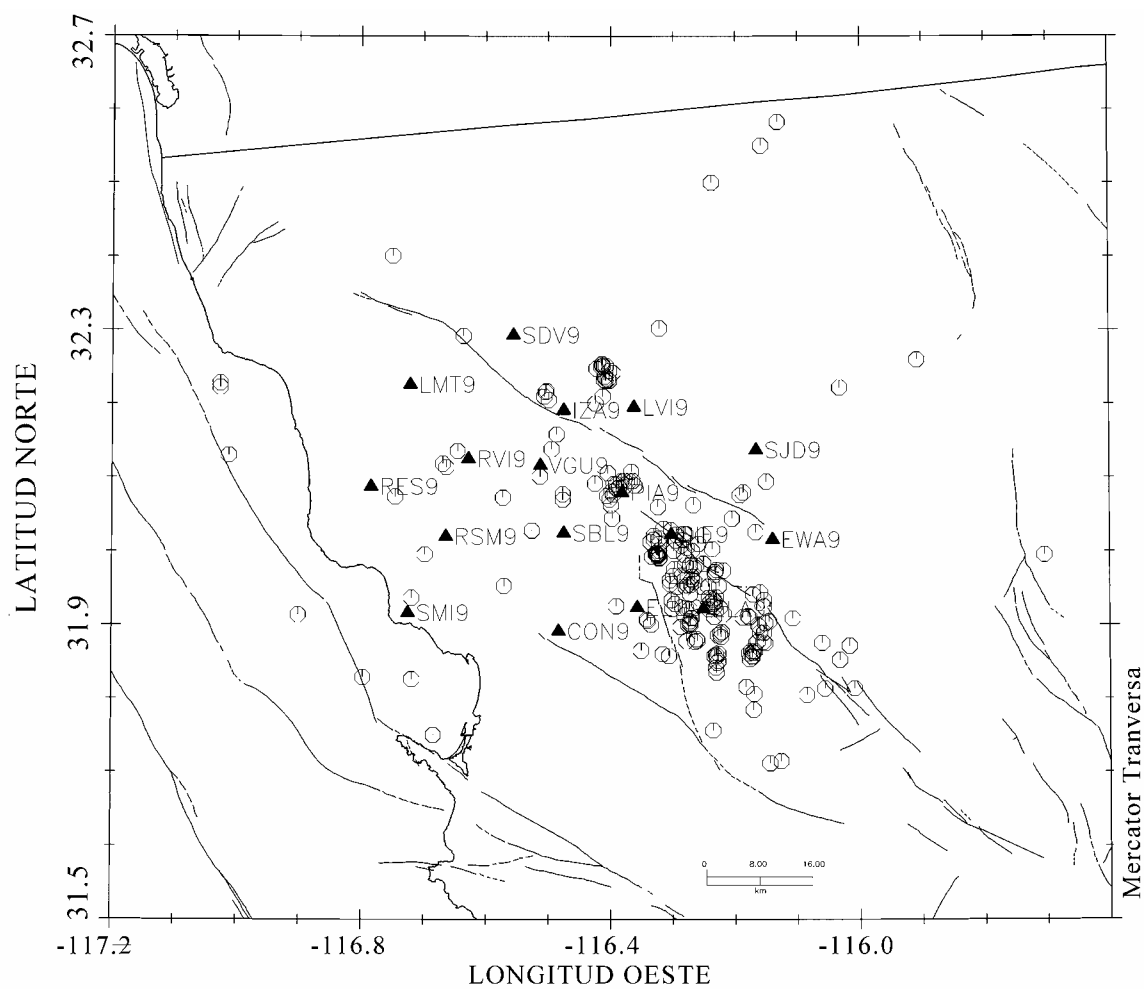


Figura 6. Epicentros (círculos) de terremotos ocurridos durante el período del 12 de octubre al 16 de noviembre de 1999, así como sus estaciones de registro (triángulos).

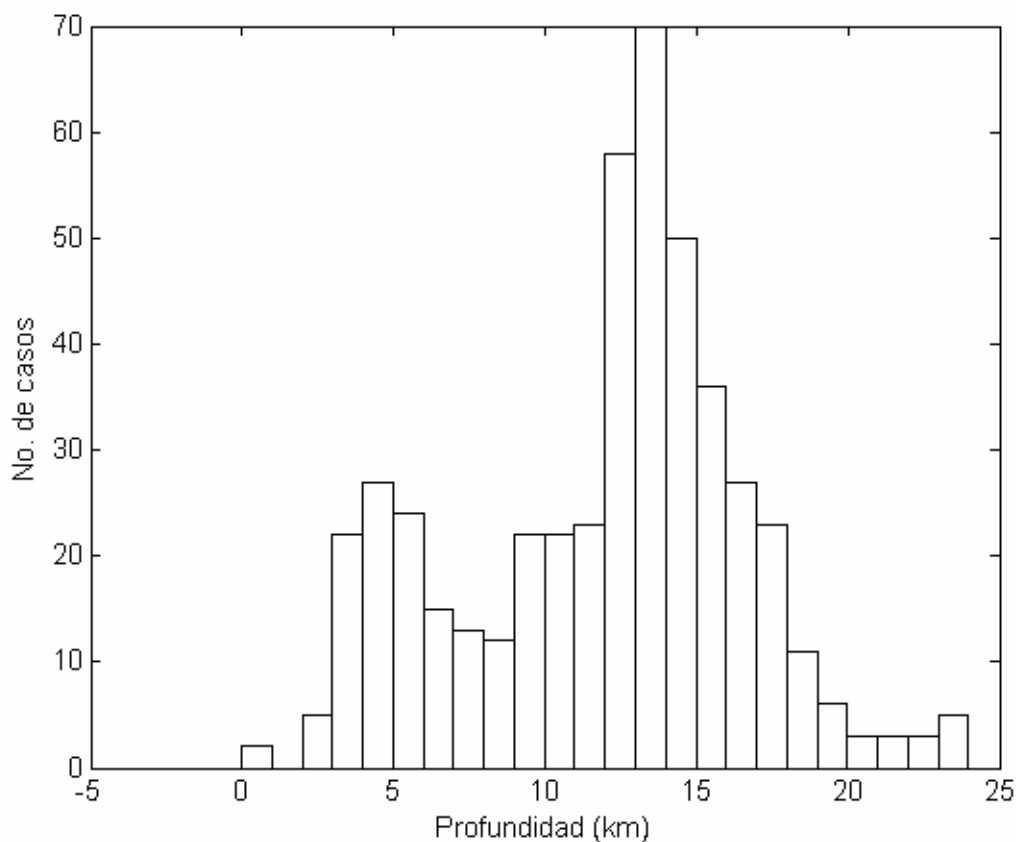


Figura 7. Histograma que muestra la distribución en profundidad de los sismos que conforman la base de datos. Nótese que la mayor concentración de los mismos está entre los 12 y 15 km aproximadamente. Existe una concentración de eventos menos significativa, a una profundidad cercana a los 5 km.

La distribución de los eventos según su distancia hipocentral a cada una de sus estaciones registradoras, se presenta en la figura 8; se puede notar que todos los epicentros están ubicados a menos de 60 km de distancia hipocentral, por lo que todos los sismos de la base de datos son locales y someros.

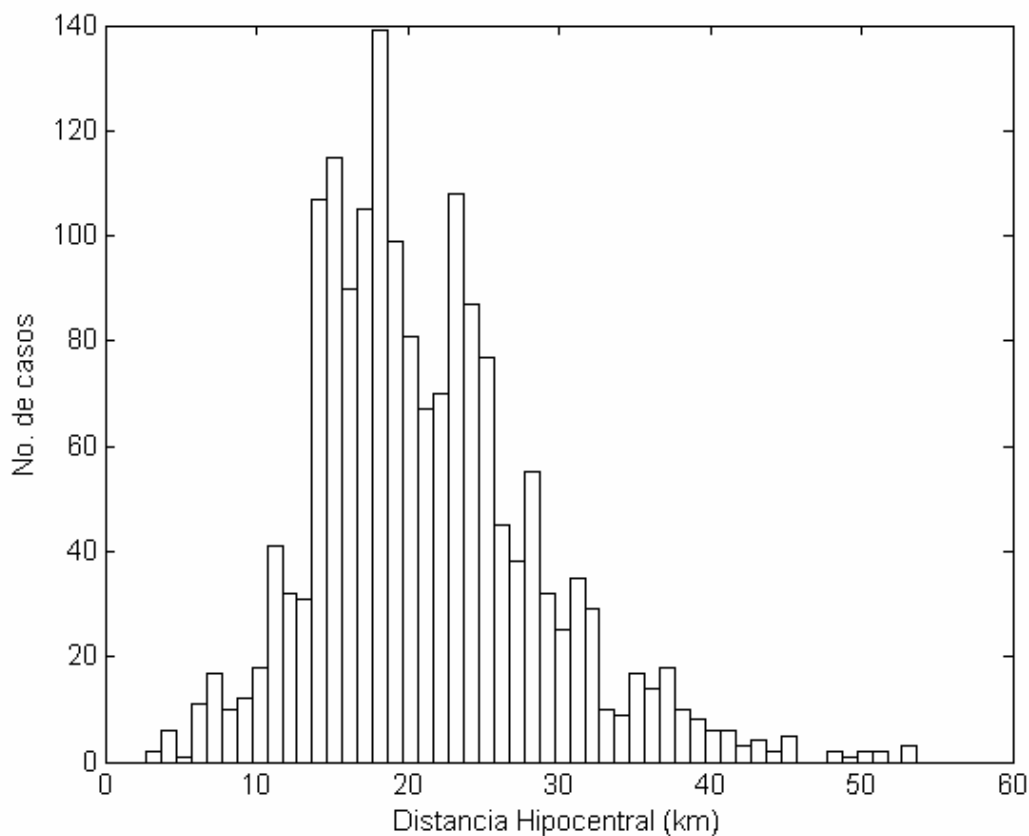


Figura 8. Histograma donde se muestra la distribución de los eventos de la base de datos, según su distancia hipocentral a cada una de las estaciones de registro. Según esta distribución, la mayoría de los sismos utilizados tienen una distancia fuente – estación entre los 10 y 30 km y ninguno de ellos sobrepasa la distancia hipocentral de 60 km.

### III.2. SELECCIÓN DE LAS COMBINACIONES.

Para formar las combinaciones, es decir, los pares fuente-estación con los cuales se realizará la inversión, se emplea el programa WCOMBINA, el cual lee del listado largo que produce el programa HYPO83 (Frez, 1983) los valores de acimutes, distancias, tiempos de viaje y tiempos de arribo; calcula los parámetros  $D_m$  y  $E_m$  usando las expresiones (23) y

(24). Una vez especificado el rango de acimutes dentro del cual se consideran similares los efectos del patrón de radiación de cada sismo en cada par de estaciones, WCOMBINA forma un archivo de salida donde se encuentran todas las combinaciones posibles. En la tabla II se muestra el total de combinaciones formadas para cada canal de registro.

Tabla II. Cantidad de combinaciones formadas para cada uno de los canales de registro, a partir de las series de tiempo disponibles.

Canal	No. de Combinaciones
Vertical	12610
Norte-Sur	24975
Este-Oeste	25254

Con la especificación del rango de acimutes se pretende formar combinaciones de fuente-estación tales que el término  $\left( \frac{P_{11}P_{22}}{P_{12}P_{21}} \right)$  correspondiente al efecto de los patrones de radiación en la ecuación (20) se desvanezca. Esto se consigue cuando  $P_{11} \approx P_{12}$  y  $P_{22} \approx P_{21}$ , lo que significa que el acimut entre la fuente 1 y la estación 1 es aproximadamente igual al acimut entre la fuente 1 y la estación 2; e igualmente, desde la fuente 2 las dos estaciones (1 y 2) quedan con acimutes aproximadamente iguales. Al programa WCOMBINA se le proporciona el valor de la diferencia máxima entre acimutes para considerarlos *iguales* entre sí. Se probaron diferencias desde  $10^\circ$  hasta  $90^\circ$  pero no se apreció diferencia significativa en los valores de las incógnitas del sistema de la ecuación (25), así es que se empleó este último valor para disponer de un mayor número de datos (combinaciones).



### III.3. CÁLCULO DE LOS ESPECTROS.

Los cuatro términos  $A_{11}$ ,  $A_{22}$ ,  $A_{12}$  y  $A_{21}$ , de la ecuación (20) representan los espectros de Fourier de las cuatro señales involucradas en cada combinación de dos terremotos registrados en dos estaciones. El cálculo de los espectros de Fourier se llevó a cabo con el programa ESPECTRO (Acosta Chang, 1991), cuyo algoritmo para la estimación de la transformada discreta, está implementado con el método de la Transformada Rápida de Fourier (TRF) modificado para series de tiempo reales. El espectro de amplitud se calcula por medio de la ecuación

$$E(\omega) = |F(\omega)| = [R^2(\omega) + X^2(\omega)]^{1/2} \quad (26)$$

donde

$$F(\omega) = \int_0^T f(t) e^{-i\omega t} dt \quad (27)$$

$R(\omega)$  y  $X(\omega)$  son las partes real e imaginaria, respectivamente, y  $T$  es la duración de la ventana de la serie de tiempo a transformar.

Conjuntamente con el cálculo de la TRF, fueron utilizados los siguientes procesos:

- Remoción de media, donde se elimina la media aritmética de la serie de tiempo para eliminar la componente de frecuencia cero de la TRF.
- Aplicación de desvanecedor o taper cosenoidal que se aplica sobre ambos extremos del segmento de la serie de tiempo analizada, para eliminar las discontinuidades. Los desvanecedores son aplicados sobre el 10% del total de puntos en cada extremo.

- Suavizamiento del espectro a través de un promediado pesado de sus amplitudes, haciendo uso de la ventana de Hannig movible y formada por tres coeficientes (0.25,0.50, 0.25). El número de pasadas de suavizamiento fue de 40.

Se analizaron separadamente las amplitudes de las ondas P y S a partir de los componentes vertical y horizontales, respectivamente. Para aislar adecuadamente la información de cada una de estas fases sísmicas se hicieron pruebas numéricas para la elección de la longitud de las ventanas para el cálculo de los espectros. La duración de dichas ventanas debe garantizar que las máximas amplitudes de ambos paquetes de ondas estén comprendidas en las mismas y que a su vez se evite la superposición de otros tipos de ondas. Se tomó una muestra de 439 series de tiempo para el canal vertical y 878 para las componentes horizontales lo cual representa poco más del 25 % del total de las series. Se calcularon 10 espectros de onda P a partir de ventanas con longitudes desde 0.5 hasta 3.0 s; se observa una estabilidad en la forma espectral a partir de una longitud de ventana igual a 1.0 s, y esa estabilidad comienza a romperse alrededor de 2.0 s, seguramente debido a que empiezan a involucrarse otros tipos de ondas. Esta característica se observa en todos los ejemplos analizados. Finalmente, fue seleccionada una duración de ventana para las ondas P de 1.0 s, por lo que todos los sismos cuya diferencia entre los tiempos de arribo de las ondas P y S ( $t_s - t_p$ ) es menor de 1.0 s fueron eliminados para garantizar que en ninguno de los espectros de ondas P exista superposición de ondas S.

Un análisis similar se realizó para la onda S, con longitudes de ventana entre 0.5 y 5.0 s; la estabilidad se observa a partir de una duración de ventana de 2.0 s y se mantiene al menos hasta los 5.0 s, en este caso no se establece límite superior, pero inferimos que las muestras tomadas fueron suficientes para establecer el momento a partir del cual se

comienza a estabilizar la forma espectral. La longitud de ventana seleccionada para las ondas S fue de 2.0 s.

A partir de las series de tiempos disponibles, se calcularon 4969 espectros: 1631 para el canal vertical y 3338 para los horizontales. Para las series de 1997 fueron procesadas 128 armónicas para los registros verticales, en el rango de frecuencias de 0.78 a 100 Hz; para los canales horizontales 256 armónicas en el intervalo entre 0.39 y 100 Hz. Para las series de 1999 debido a que la frecuencia de muestreo fue menor, sólo se procesaron 64 armónicas para la componente vertical dentro del intervalo de 0.97 a 62.5 Hz, para los canales horizontales y 128 armónicas entre 0.48 y 62.5 Hz. Para la inversión conjunta de todos los datos, se seleccionaron armónicas equivalentes en ambas bases de datos.

Para ilustrar la forma en que se realizó el suavizado de los espectros se muestra la figura 9, donde se pueden comparar las dos versiones de un espectro sin suavizar y otro suavizado; nótese que se han eliminado las variaciones fuertes de las amplitudes, conservándose sin embargo las tendencias generales del espectro.

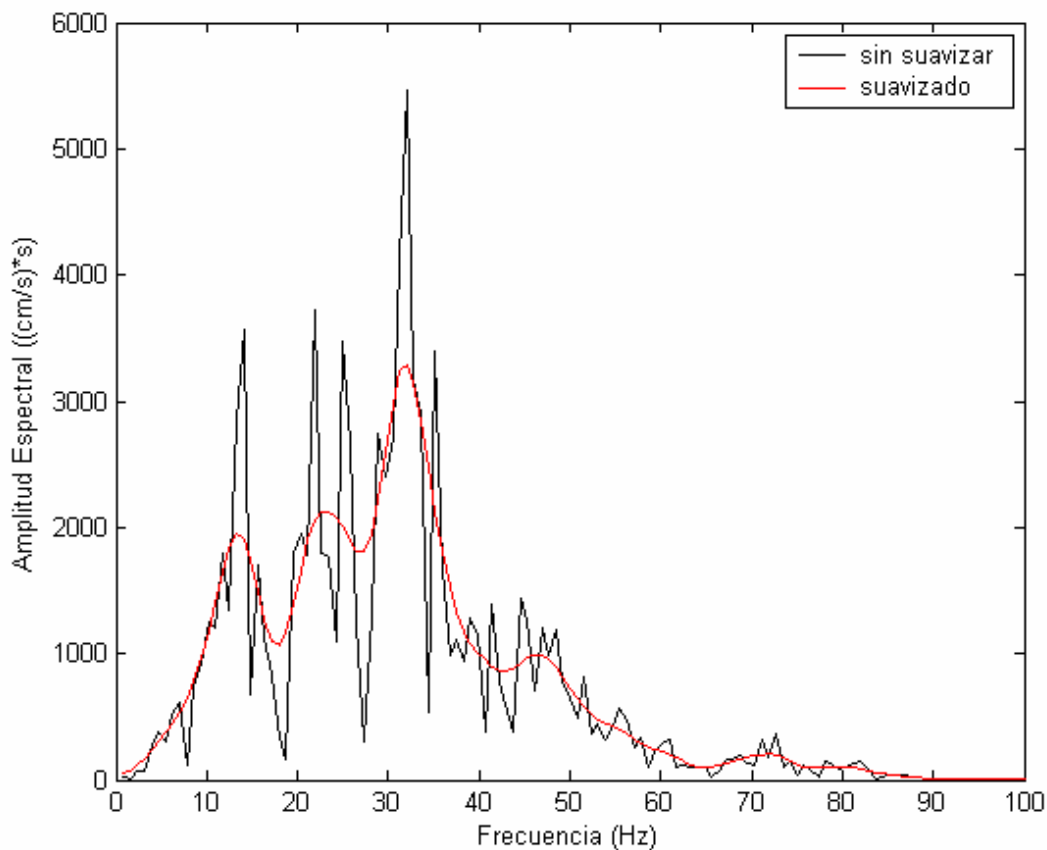


Figura 9. Comparación entre las versiones sin suavizar y suavizada del espectro de Fourier, correspondiente a la componente vertical de un sismo registrado el 21 de mayo de 1997 en la estación KM62, con una profundidad focal de 17.82 km.

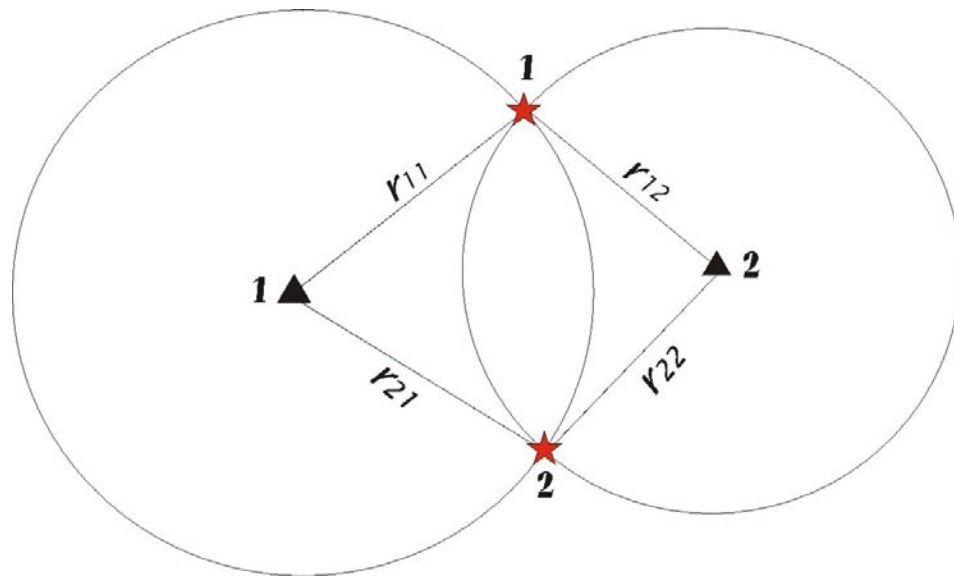
#### III.4. COCIENTES ESPECTRALES.

El vector de datos ( $b$ ) del sistema expresado en la ecuación (25) es calculado a partir de los espectros de Fourier involucrados en cada combinación; esto se hace con el programa WQCOC, el cual verifica que los espectros tengan las mismas armónicas. La longitud del vector  $b$  es igual al número de combinaciones de eventos y estaciones con los acimutes requeridos.

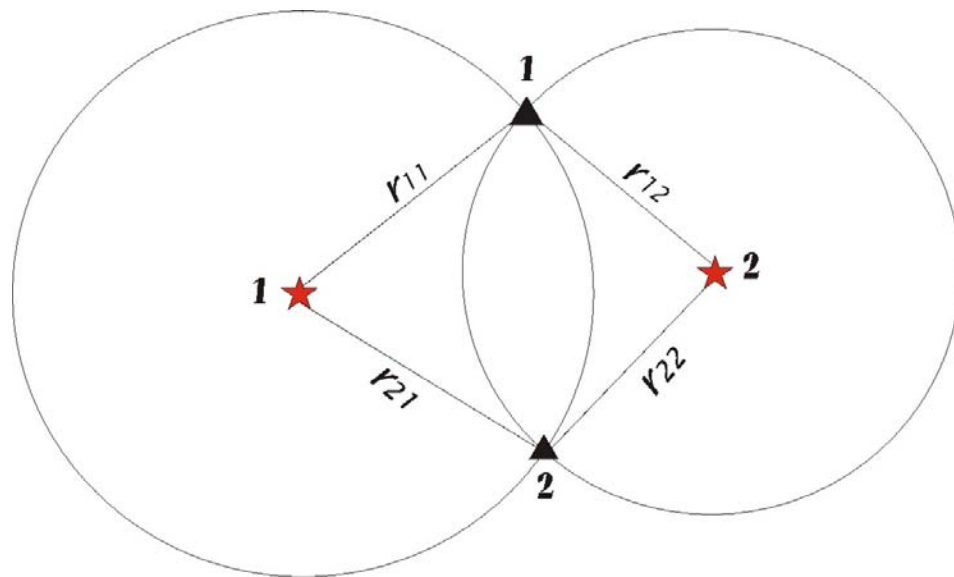
Los elementos de la matriz de coeficientes ( $A$ ) del sistema (25) son calculados con los valores de  $D_m$  y  $E_m$  correspondientes a cada combinación, éstos están contenidos en los archivos de salida del programa WCOMBINA. El archivo de salida de WQCOC es llamado posteriormente por el programa WTABLA2, donde se forma el archivo final que servirá de entrada al programa de inversión. WTABLA2 reacomoda los datos y permite seleccionar las armónicas con las cuales queremos trabajar durante la inversión.

### III.5. INVERSIÓN de $\eta$ y $Q$ .

Existen combinaciones para las cuales los términos de la derecha de la ecuación (22)  $\log D_m$  y  $E_m$  se hacen iguales, o muy cercanos a 0. Los valores de  $D_m$  cercanos a 1 y de  $E_m$  cercanos a cero, se producen cuando las dos fuentes de una combinación se encuentran situados en las intercepciones de dos circunferencias centradas en cada una de las dos estaciones; esto es, cuando  $r_{11} \approx r_{21}$  y  $r_{22} \approx r_{12}$ . También se producen cuando se intercambian las posiciones de eventos y estaciones (figura 10). En el caso de que los acimutes estación-evento de las cuatro combinaciones sean similares (eventos y estaciones alineados) entonces,  $D_m \approx 1$  y  $E_m \approx 0$  se produce cuando los dos eventos o las dos estaciones están próximos entre sí (figura 11).



(a)



(b)

Figura 10. Representación gráfica que muestra la geometría para los casos en que se producen los valores de  $D_m$  cercanos a 1, y de  $E_m$  cercanos a cero: (a) las dos fuentes de una combinación se encuentran situadas en las intersecciones de dos circunferencias centradas en cada una de las dos estaciones; (b) las dos estaciones de una combinación se encuentran situadas en las intersecciones de dos circunferencias centradas en cada una de las dos fuentes. En ambos casos ( $r_{11} \approx r_{21}$  y  $r_{22} \approx r_{12}$ ).

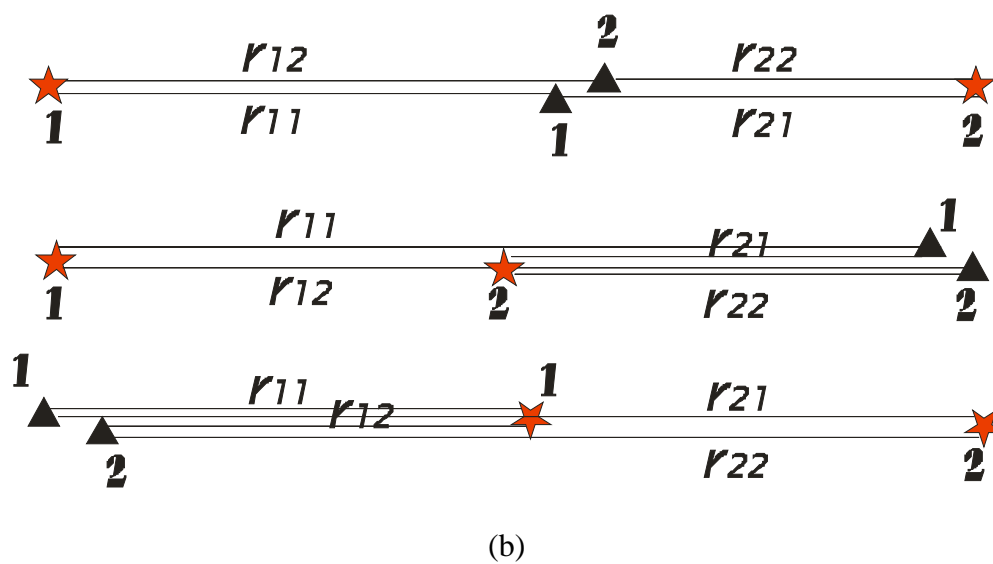
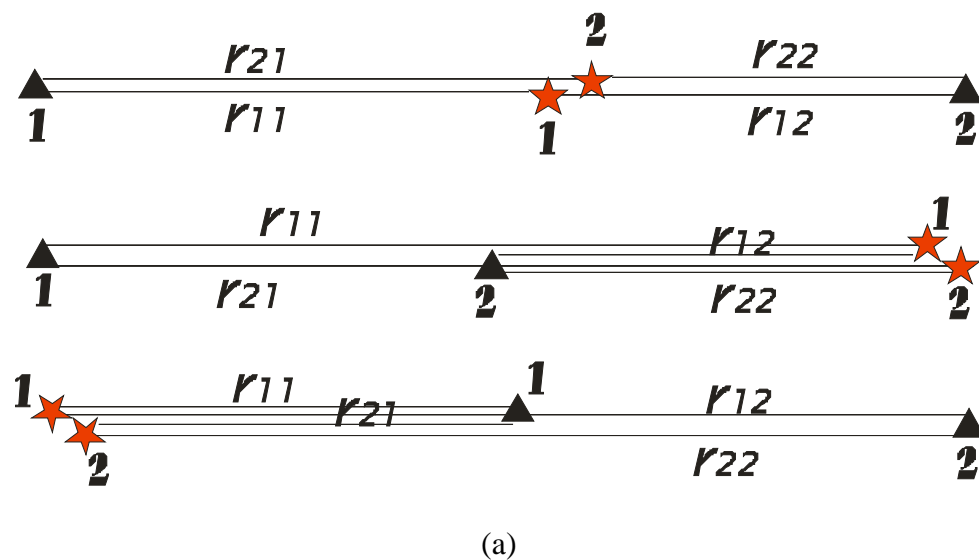


Figura 11. Representación gráfica que muestra la geometría para el caso de que los acimutes estación-evento de las cuatro combinaciones sean similares (eventos y estaciones alineados). Los valores de  $D_m \approx 1$  y  $E_m \approx 0$  se produce cuando: (a) los dos eventos están próximos entre sí ( $r_{11} \approx r_{21}$  y  $r_{22} \approx r_{12}$ ); (b) las dos estaciones están próximas entre sí ( $r_{11} \approx r_{12}$  y  $r_{22} \approx r_{21}$ ).

Estos valores particulares de  $D_m$  y  $E_m$  producirán inestabilidad en el proceso de inversión del sistema (22); por lo que deberán eliminarse todas aquellas combinaciones que los contengan. Es necesario determinar cuál es el umbral de eliminación; esto es, qué tan cercano a 1.0 se permite el valor de  $D_m$  y qué tan cercano a cero el valor de  $E_m$ . Por supuesto, es deseable eliminar el menor número posible de combinaciones.

Para el caso del parámetro  $D_m$  se probaron diferentes umbrales de eliminación alrededor del valor 1: 0.1, 0.2, 0.5 y 1.0, lo que corresponde a los intervalos  $(0.9 \leq D_m \leq 1.1)$ ,  $(0.8 \leq D_m \leq 1.2)$ ,  $(0.5 \leq D_m \leq 1.5)$  y  $(0.0 \leq D_m \leq 2.0)$ , respectivamente. El número de combinaciones disminuye considerablemente al pasar de un umbral a otro, a pesar de que los pasos en el cambio son pequeños. Un ejemplo de la afirmación anterior se puede ver para el canal vertical, en la Tabla III. Para un total de 12610 combinaciones procesadas, la cantidad de ellas disminuye desde 80 % con el primer umbral de eliminación, hasta el 8 % con el cuarto umbral.

Tabla III. Ejemplo para el canal vertical que muestra la disminución del número de combinaciones a medida que se aumenta el umbral para la eliminación de los valores de  $D_m$  alrededor de 1.

Umbral de eliminación de $D_m$ alrededor del valor 1	No. de combinaciones que quedan	% del total de combinaciones procesadas
$(0.9 \leq D_m \leq 1.1)$	10068	80
$(0.8 \leq D_m \leq 1.2)$	7857	62
$(0.5 \leq D_m \leq 1.5)$	3291	26
$(0.0 \leq D_m \leq 2.0)$	940	8

En la figura 12 se muestra el efecto de la eliminación de los valores indeseables de  $E_m$  en la distribución de los datos; para propósitos de visualización, se ha eliminado una de las



variables de la ecuación 22, haciendo  $\eta = 1.0$ ; como se puede observar, la eliminación de datos no es homogénea dentro de todo el rango de valores de  $E_m$ , lo cual es muy evidente en las gráficas correspondientes a los dos umbrales más amplios, por lo que se descarta su empleo. Para mantenernos lo más alejados posibles de los valores de  $D_m$  cercanos a 1, escogimos un ancho de umbral de 0.2.

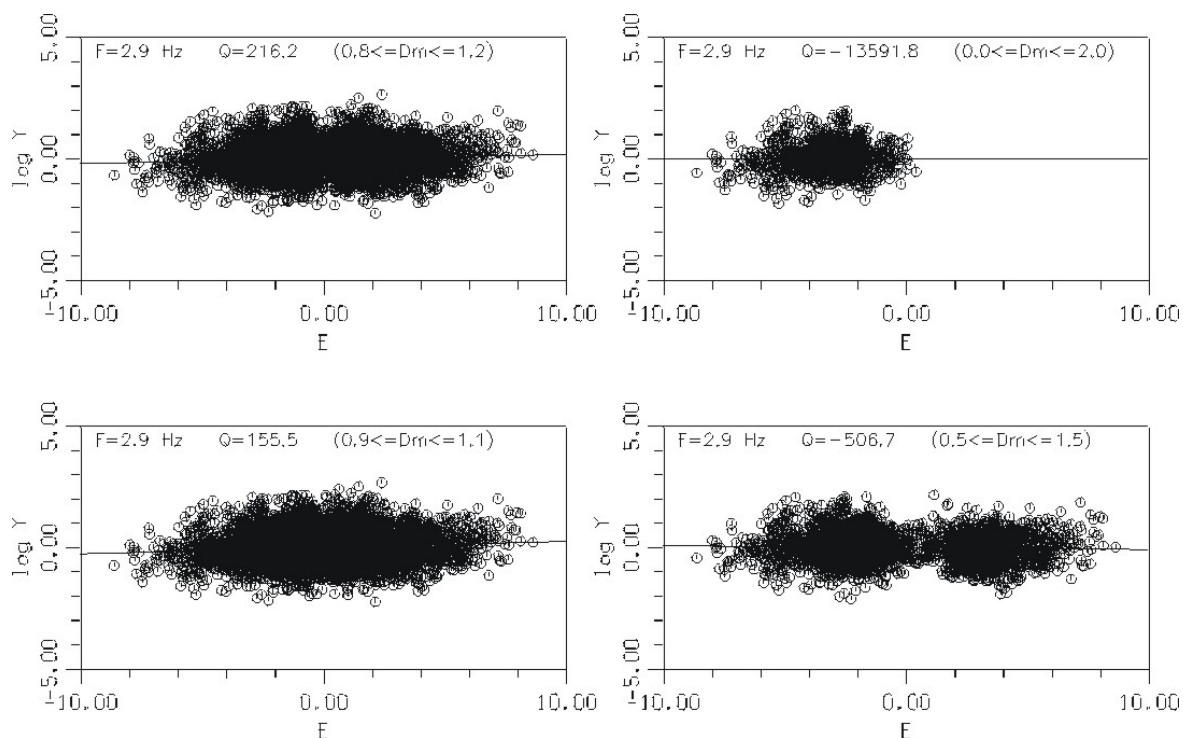


Figura 12. Efectos de la eliminación de los valores de  $D_m$  cercanos a 1.0. En el eje vertical se presenta el término  $\log A_m(f) + \eta(f) \log D_m$ , pues la ecuación (22) se ha reacomodado para hacerla depender solamente de  $E_m$ . Como se puede observar, la disminución del número de combinaciones no es homogénea dentro de todo el rango de valores de  $E_m$ , sino que se van eliminando más bien aquellas combinaciones alrededor de cero y hacia los valores positivos de  $E_m$ . Estos datos corresponden al canal vertical, frecuencia de 2.9 Hz

En cuanto a los valores de  $E_m$  cercanos a cero éstos, en la mayoría de los casos están ligados a los valores de  $D_m$  eliminados, lo que se puede observar en la figura 12. A medida que aumentamos el umbral de eliminación de  $D_m$  también se eliminan combinaciones con  $E_m$  alrededor de cero y hacia los valores positivos de  $E_m$ . No obstante, se hicieron pruebas independientes de eliminación de estas combinaciones usando umbrales similares a los empleados para  $D_m$ , pero no se encontraron criterios suficientes para seleccionar uno u otro rango; por lo que se decidió utilizar como único criterio de eliminación el valor de  $(0.8 \leq D_m \leq 1.2)$ , alrededor de  $D_m = 1$ .

### **III.6. ANÁLISIS DE ERROR.**

Toda medición está acompañada de un cierto grado de incertidumbre, generalmente desconocido. No obstante, es esencial tratar de estimar esta incertidumbre; primero porque el conocimiento de ella aumenta la información que proporciona la medida, segundo porque permite utilizar las medidas con la prudencia requerida, y tercero porque las incertidumbres asociadas a los parámetros del modelo al cual se trata de ajustar esos datos dependen del error de los datos observados. En nuestro caso los datos están constituidos por mediciones del movimiento del suelo (sismogramas), los cuales en condiciones ideales son señales básicamente determinísticas; sin embargo, en la práctica todos los sismogramas están contaminados por ruido proveniente de muy diversas fuentes (viento, ruido civil, mareas terrestres, disturbios atmosféricos, ruido electrónico, etc); la combinación de las diversas fuentes de ruido le confieren a éste un carácter prácticamente aleatorio. De esta manera, los sismogramas presentan un componente estocástico que en ocasiones es

significativamente mayor que el componente determinístico, y que generalmente es variable con el tiempo; como resultado de esto último, podemos considerar al sismograma como una realización de un proceso estocástico.

Durante el procesamiento de datos las observaciones (sismogramas) son sometidos a un proceso numérico antes de convertirse en el vector de datos  $b$ , del sistema de ecuaciones (25); en particular, es necesario estimar los espectros de amplitud de Fourier. La estimación espectral basada en una observación única de una señal no ofrece buenos resultados; sin embargo, existen métodos que permiten obtener una estimación bastante aproximada de la energía espectral de una señal, cuando se cuenta con una sola observación; éstos son los métodos de estimación espectral no paramétrica o de estimación probabilística-frecuencial, entre los que se encuentra el método de Welch. El mismo consiste en subdividir la secuencia de la serie de tiempo en varios segmentos, los cuales pueden traslaparse o no, calcular el espectro de cada segmento (Brillinger, 1981); y por último calcular el espectro promedio de todos los segmentos. A pesar de que este método es comúnmente usado, en nuestro caso los resultados no fueron favorables debido fundamentalmente a que nuestras series son de hecho pequeñas ventanas de tiempo de 1 y 2 segundos de duración, por tanto sólo fue posible subdividir estas pequeñas series en 4 segmentos como máximo. Para las frecuencias menores de 4 Hz en el caso de las ondas P y 8 Hz en las ondas S, el error se hacía demasiado grande comparado con las amplitudes espectrales. Se utilizaron variantes con el objetivo de mejorar este inconveniente (Otnes and Enochson, 1972): se traslaparon los segmentos desde 0 hasta el 50% con el objetivo de aumentar la cantidad de segmentos; se tomaron diferentes intervalos de confianza, también se vio la posibilidad de usar diferentes tipos de ventanas. Pero en realidad no se pudo salvar el escollo del tamaño corto

de las series (ventanas de 1 s de duración para las ondas P y de 2 s de duración para las ondas S); por tal motivo, se decidió finalmente emplear la serie completa para el cálculo del espectro de amplitud de Fourier y evaluar las incertidumbres en las amplitudes espectrales mediante el método de simulación de Monte Carlo (SMC).

La premisa básica de la SMC es la consideración de que los datos representan una realización del fenómeno que se está midiendo. Se puede entonces someter a la muestra conocida de datos a perturbaciones que se comportan de acuerdo a la distribución estadística asumida para el fenómeno estocástico; esto permite obtener tantas “realizaciones” de los datos como se quiera. Esto es, a partir de la perturbación de la serie de datos conocidos se obtienen N series “perturbadas”, las cuales se procesan de la misma manera que la serie original; se obtienen N versiones de soluciones y sobre ellas se realiza el análisis estadístico necesario para la determinación de la incertidumbre en la solución.

El vector de datos del sistema que se invierte (ecuación 25) está constituido por los logaritmos de los cocientes espectrales indicados por la ecuación (21), los cuales son calculados a partir de las amplitudes de los cuatro espectros involucrados en cada una de las combinaciones. Sin embargo, no se conoce a priori la naturaleza del ruido presente en dichos cocientes, como tampoco se tiene idea clara sobre el ruido presente en cada uno de los cuatro espectros que intervienen en cada cociente. En cambio, si se tiene manera de cuantificar el ruido presente en las series de tiempo (sismogramas) a partir de las cuales se calculan los espectros de amplitud. Así pues, serán estos sismogramas los que se someterán a perturbaciones para aplicar la SMC. Como medida de la incertidumbre en las amplitudes de los sismogramas se consideró la razón señal/ruido de los mismos, calculada como el

cociente de la raíz cuadrática media (RMS) de las amplitudes de la ventana de onda P o S y la de una ventana de ruido pre-evento, de igual longitud.

Como señal, se conoce a todo estímulo que lleva una información significativa para construir un mensaje y como ruido a cualquier otro estímulo que acompaña a la señal dificultando la adecuada transmisión, almacenamiento y comprensión de la misma. A la relación, o proporción entre la intensidad de la señal y la intensidad del ruido que la acompaña, se le denomina razón señal/ruido (*RSR*).

Las figuras 13 y 14, muestran un ejemplo del cálculo de la relación señal/ruido; allí se presenta para una serie de tiempo correspondiente a un componente vertical, las ventanas de onda P y de ruido pre-evento utilizadas. En este ejemplo, el valor calculado de la *RSR* fue de 65.41. De esta manera se calculó la *RSR* para cada una de las series de tiempos.

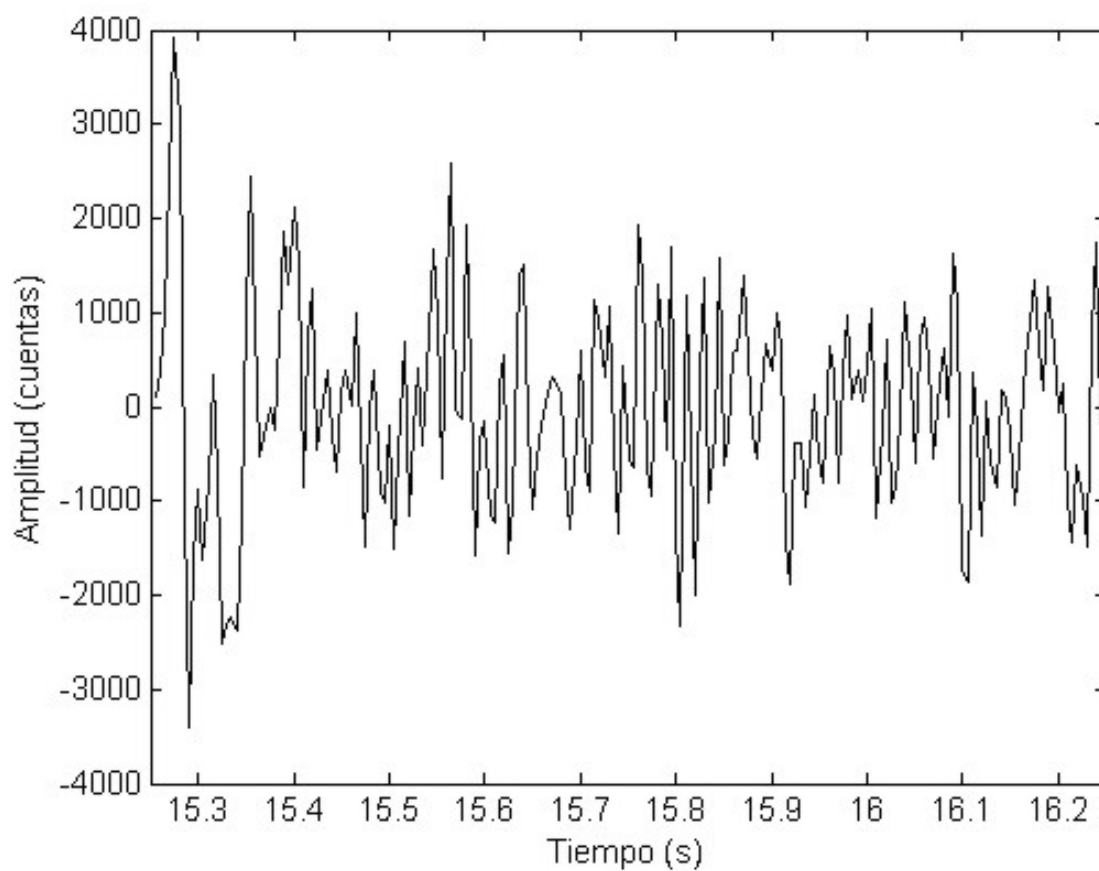


Figura 13. Ventana de onda P de una serie de tiempo correspondiente a la componente vertical de un sismo registrado en la estación LOSC el 8 de junio de 1997, a una profundidad de 13.49 km. La duración de la ventana es de 1.0 s.

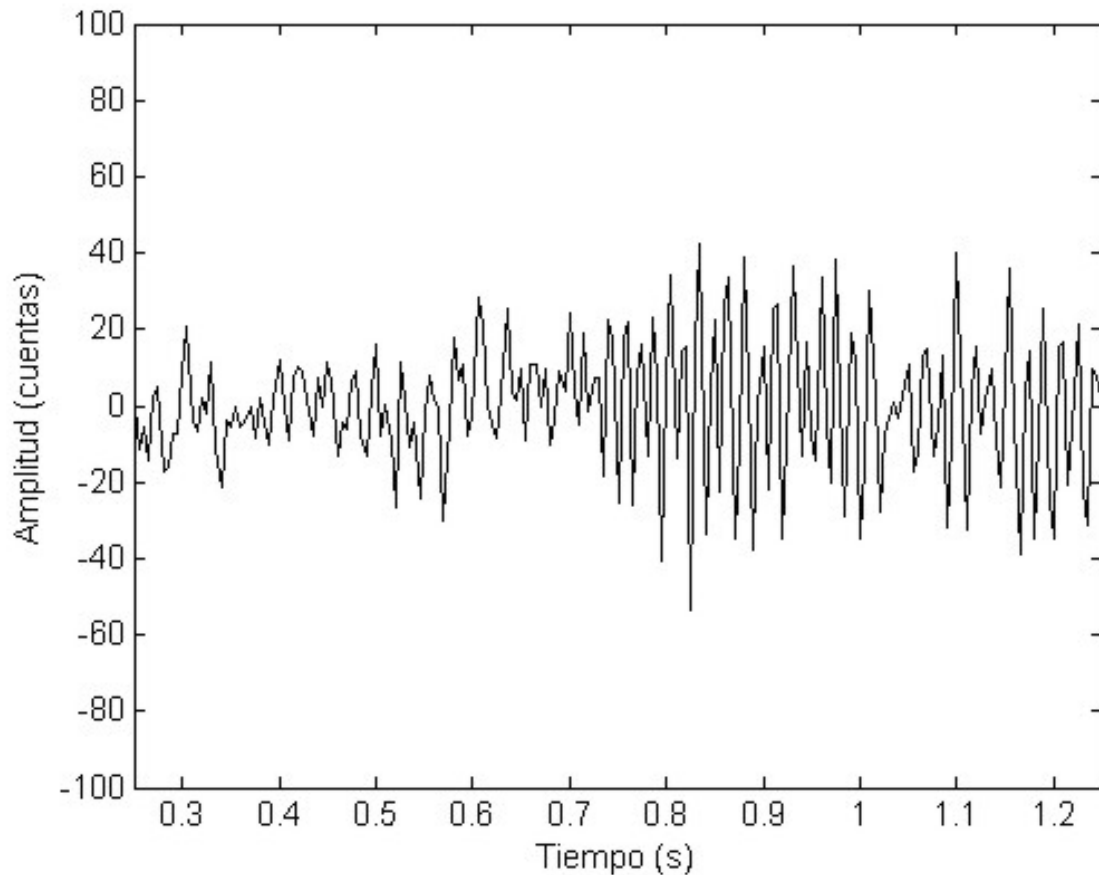


Figura 14. Ventana de ruido pre-evento de la serie de tiempo mostrada en la figura 13. La duración de la ventana es también de 1.0 s. Note las escalas de ambas figuras.

En cada realización del proceso de la SMC se produce la perturbación, o contaminación con ruido aleatorio, de 4969 series de tiempo, el cálculo de 4969 espectros de Fourier y de 62839 cocientes espectrales. Por cuestión de tiempo, se trató de reducir esta cantidad de trabajo mediante la suposición de que se puede asignar un rango de variación de la amplitud espectral en términos del valor de la razón señal/ruido de la serie de tiempo de la cual procede; con lo cual, no será necesario repetir el cálculo de los espectros, sino solamente perturbar cada espectro aleatoriamente dentro del rango de variación correspondiente a la *RSR*.

Para la determinación de los rangos de variación de los espectros se tomaron muestras de sismogramas con diferentes valores de la *RSR*, se generaron versiones perturbadas de los mismos, con amplitudes dadas por:  $Sp = (1 + r) * So$ , donde  $So$  y  $Sp$  son las series original y perturbada respectivamente;  $r$  es la componente aleatoria, cuya variación está acotada por la razón señal/ruido de la siguiente manera:  $r = \frac{na}{RSR}$ , donde *RSR* es la razón señal/ruido y  $na$  es un número aleatorio con distribución uniforme y rango de variación entre -1 y +1. Nótese que para una *RSR* aproximadamente igual a 1, las amplitudes en la serie de tiempo perturbada pueden variar desde cero (mismo valor que la serie original) hasta el doble del valor de la serie original, ya sean amplitudes positivas o negativas y eso puede ocurrir aleatoriamente en cualquiera de las armónicas. Se estimaron los espectros de Fourier de cada una de las realizaciones y se obtuvo la variación de las amplitudes espectrales, mediante el cociente entre la amplitud espectral obtenida a partir de la serie de tiempo original, y la obtenida a partir de la serie perturbada.

Primeramente, las muestras de sismogramas utilizadas para calcular los rangos de variación de los espectros, fueron seleccionadas teniendo en cuenta el rango de valores de la *RSR*, el cual varía desde 1 (en registros muy ruidosos), hasta 1000 (en registros muy limpios), en algunos casos la *RSR* alcanzó valores mayores. Se tomaron ejemplos de sismogramas con *RSR* de 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 y 100. Al comparar las variaciones de amplitudes, que provocan las perturbaciones, en las series originales y en los espectros, así como los cocientes entre los espectros original y perturbado, observamos que para registros con valor de la *RSR* mayor que 20, estas variaciones son similares y muy pequeñas comparadas con las que se observan para registros con *RSR* de 10. Esto parece ser



lógico, puesto que a medida que el valor de la *RSR* se hace mayor, el término  $(1 + r)$  de la ecuación de perturbación que estamos utilizando se hace más cercano a 1 y, por ende, la serie perturbada (*Sp*) se asemeja más a la serie original (*So*); esto, a su vez, produce cambios cada vez menos perceptibles en los espectros. Debido a que, para registros con *RSR* mayor que 20 las variaciones observadas en las amplitudes de las series, los espectros y los cocientes son similares y no permitieron hacer una diferenciación entre ellos, se realizaron otras pruebas, tomando muestras con valores de *RSR* de 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 15 y 20. Nuevamente se compararon, las variaciones en las series, en los espectros y en los cocientes entre las amplitudes espectrales, esto permitió hacer una clasificación de todas las series de tiempo en 5 grupos con valores de *RSR* característicos, los cuales se muestran en la tabla IV. Se considera que el rango de variación en la amplitud espectral sólo es función de la *RSR* de las series de tiempo, por tanto, se espera que todas las series incluidas en un mismo grupo de la tabla IV, produzcan variaciones espectrales del mismo orden. Por ello, se adjudica a cada grupo un rango de variación espectral de acuerdo a los valores obtenidos en las muestras analizadas dentro de cada uno de ellos; estos se muestran en la tabla V.

Tabla IV. Número de sismogramas dentro de cada rango de valores de la razón señal/ruido (*RSR*).

Grupo	Rango <i>RSR</i>	Canal vertical	Canales horizontales
Grupo 1	< 5	190	79
Grupo 2	5 – 10	347	223
Grupo 3	10 – 15	244	340
Grupo 4	15 – 20	159	321
Grupo 5	> 20	691	2375

Tabla V. Rango de variación de la amplitud espectral, resultado de la contaminación de las series de tiempo (sismogramas) con ruido aleatorio dependiente de la *RSR*.

	CANAL	VERTICAL	CANALES	HORIZONTALES
GRUPO	Cota mínima	Cota máxima	Cota mínima	Cota máxima
1	0.6951	1.3050	0.8116	1.1885
2	0.8246	1.1755	0.8518	1.1483
3	0.9013	1.0988	0.9237	1.0774
4	0.9151	1.0849	0.9241	1.0760
5	0.9503	1.0498	0.9763	1.0237

De esta manera se genera para cada uno de los cuatro espectros que intervienen en el cociente espectral de la ecuación (21), un espectro perturbado a través de la expresión:  $E_p = e * E_o$  donde  $E_o$  y  $E_p$  son los espectros original y perturbado respectivamente, y  $e$  es un número aleatorio cuyo valor oscila entre las cotas mínimas y máximas declaradas en la tabla V, según el grupo y el canal de que se trate. Posteriormente, se realizó la inversión hasta obtener los parámetros objeto de nuestro estudio, es decir, la expansión geométrica  $\eta$  y el factor de calidad  $Q$ , así como la media y la desviación estándar para cada parámetro.

El proceso general de inversión se muestra en el diagrama de flujo mostrado en la figura 15.

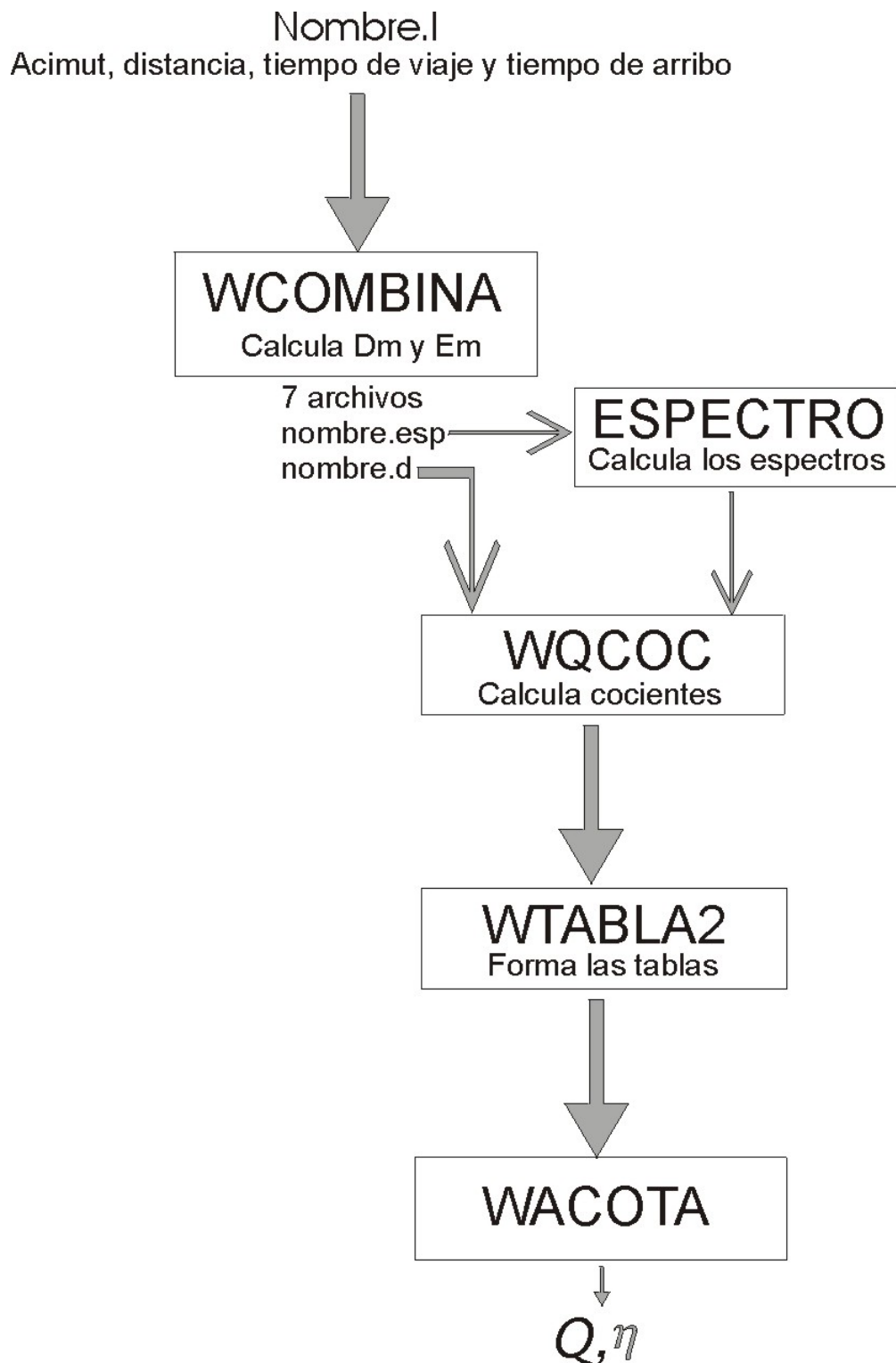


Figura 15. Diagrama de flujo, que muestra los pasos en que se divide el proceso general de inversión.

## **IV. RESULTADOS.**

### **IV.1. VALORES REGIONALES.**

Se hizo un análisis de inversión basado en todo el conjunto de terremotos y estaciones disponibles en el área de estudio, El volumen que se estudia es aquel cruzado por las trayectorias de todas las combinaciones de sismos y estaciones, que en este caso fueron 50229 para la onda S y 16210 para la onda P. El mapa de la figura 16 muestra la distribución de los epicentros y estaciones registradoras empleadas en la obtención de estos valores regionales.

El modelo matemático propuesto en la ecuación (22) para la variación de la amplitud espectral de las ondas sísmicas tiene dos incógnitas: el coeficiente de expansión geométrica ( $\eta$ ) y el factor de calidad ( $Q$ ). Los métodos numéricos para la inversión simultánea de los dos parámetros suelen presentar problemas para desacoplar adecuadamente la contribución de los mecanismos de expansión geométrica y atenuación, de tal manera que el incremento en la contribución de uno de ellos es compensado numéricamente mediante un correspondiente cambio en el otro, y viceversa, aún cuando se mantiene prácticamente invariable la optimización del criterio de “buen ajuste”. Ante este problema, en la mayoría de los estudios de atenuación se prefiere fijar el valor de  $\eta$  de acuerdo a los valores de 1.0 para distancias epicentrales menores a 100 km y de 0.5 para distancias mayores (Chin y Aki, 1991; Castro y Munguía, 1993; entre otros).

En el presente trabajo, los eventos utilizados son locales y no sobrepasan la distancia epicentral ( $r$ ) de 100 km, por lo que se puede suponer que la expansión geométrica disminuye la amplitud como  $1/r$ . Sin embargo, se realizaron algunas pruebas para tratar de

corroborar esos supuestos y además para esclarecer una posible variación de  $\eta$  con la frecuencia.

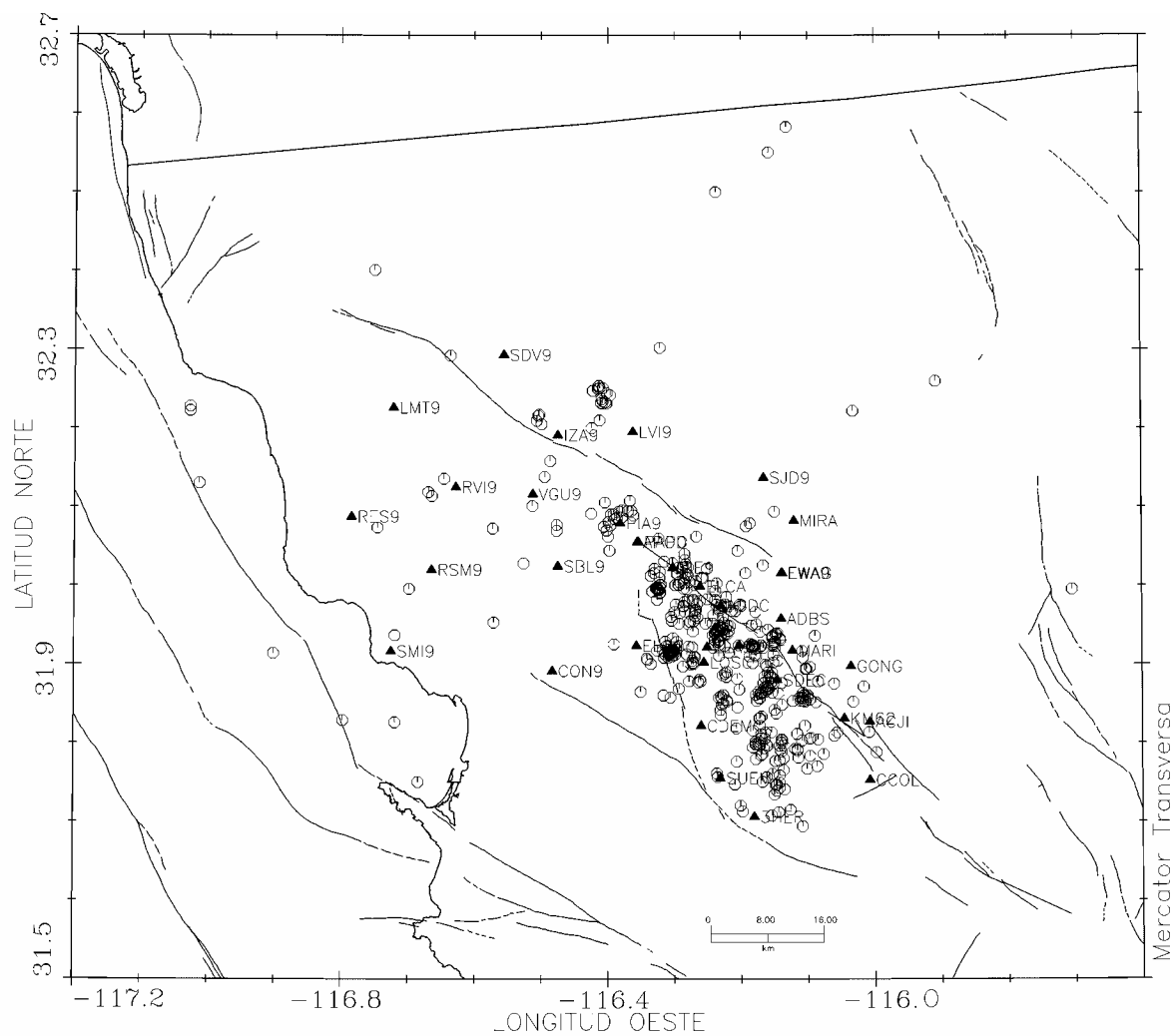


Figura 16. Mapa que muestra la distribución de epicentros y estaciones registradoras empleadas en la obtención de los valores regionales de los parámetros de inversión.

Se realizaron inversiones simultáneas de  $\eta$  y  $Q$  para ambos canales de registro, pero el valor de la expansión geométrica no fue posible determinarlo, puesto que su valor se desvía hacia el extremo superior durante la inversión con el método de mínimos cuadrados acotados. Este comportamiento tiene dos significados; numéricamente significa que la inversión tiene menor sensibilidad para la  $\eta$  que para la  $Q$ , ya que posee un valor característico (eigenvalor) hasta de tres ordenes de magnitud más pequeño que el de la segunda incógnita. Por otro lado, físicamente esperaríamos un valor de  $\eta=1.0$  para trayectorias de sismos locales. Cuando el proceso de inversión sistemáticamente lleva el valor de  $\eta$  hasta la cota superior, es equivalente a fijar de antemano ese valor e invertir únicamente la variable  $Q$ .

En la figura 17 se muestran los valores del factor de calidad de la onda S ( $Q_S$ ) en función de la frecuencia ( $f$ ), obtenidos de la inversión conjunta de los datos de ambos canales horizontales; los puntos en la figura son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo, según se describió en el epígrafe III.6. Las barras de error corresponden a dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas. En la figura 18 se presentan los valores del factor de calidad de la onda P ( $Q_P$ ) en función de la frecuencia, calculados a partir de los cocientes espectrales del componente vertical. Para los dos tipos de ondas se aprecia una clara dependencia directa de  $Q$  en la frecuencia, en el rango de 0.4 a 20.0 Hz. Es necesario recordar que los sensores empleados en la adquisición de datos (MARK L-22) tienen una frecuencia natural de 2.5 Hz, por lo que no se puede asegurar la validez de los resultados para frecuencias menores, aún cuando el cómputo de los cocientes espectrales tiende a eliminar ese efecto instrumental.

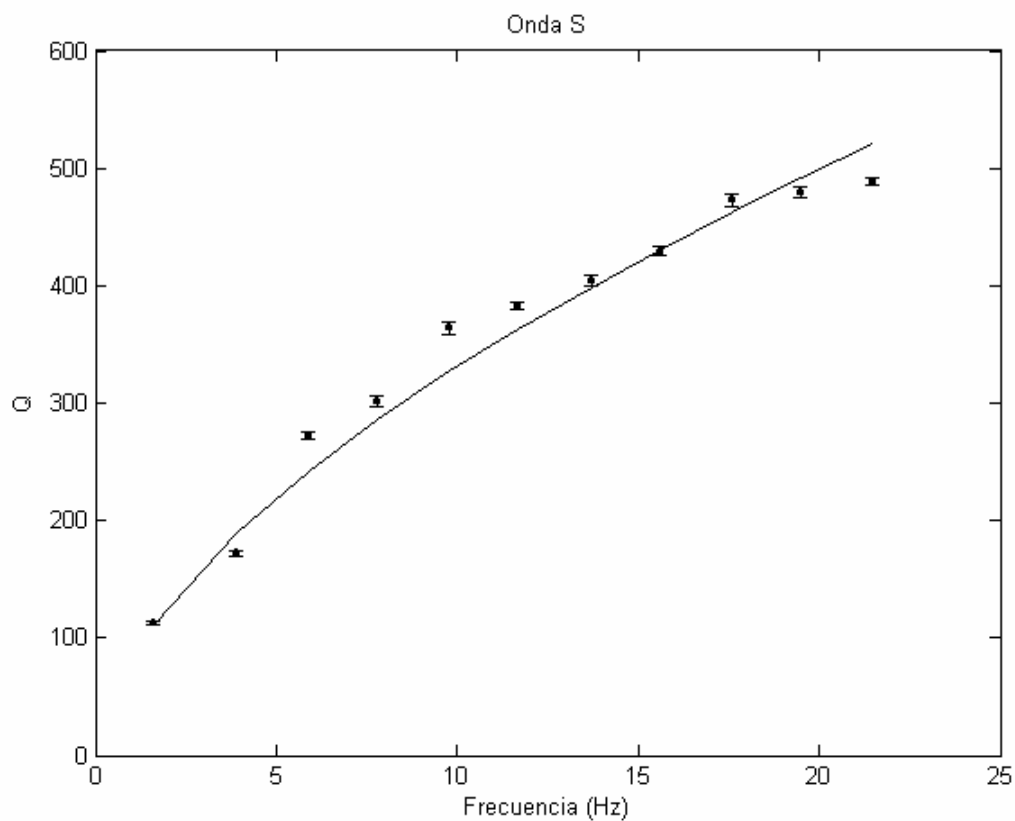


Figura 17. Factor de calidad de la onda S ( $Q_s$ ), en función de la frecuencia, calculada a partir de los componentes horizontales. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden a dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.

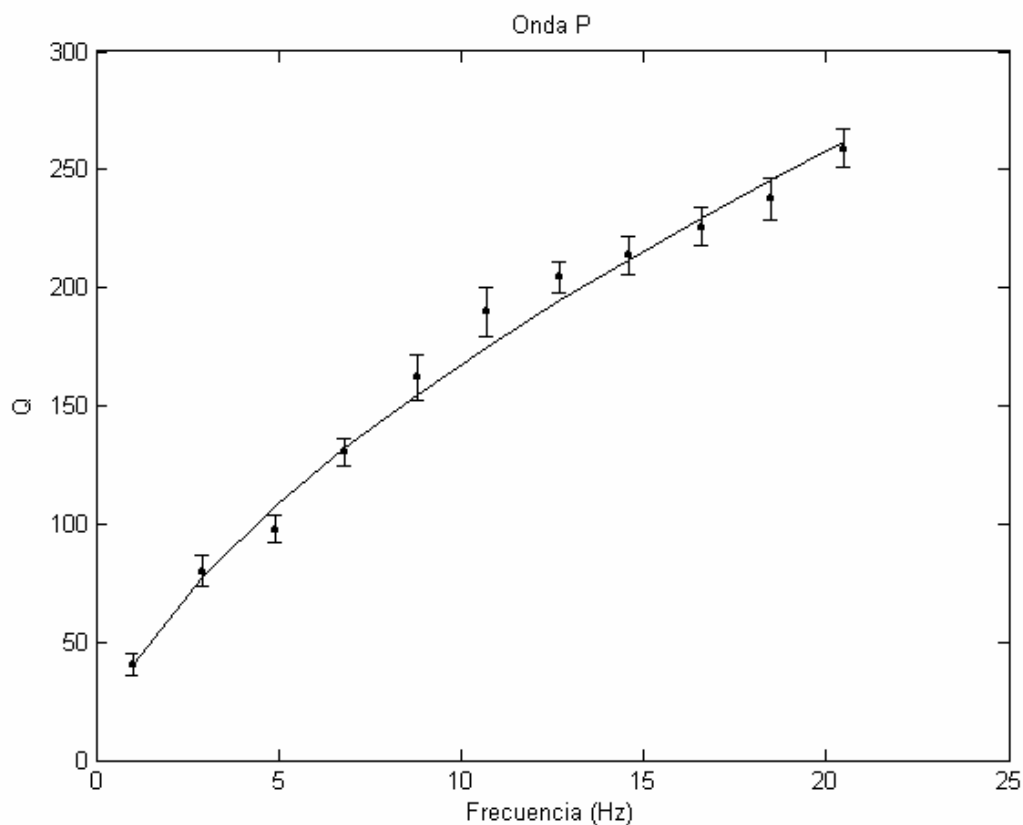


Figura 18. Factor de calidad de la onda P ( $Q_p$ ), en función de la frecuencia, calculada a partir de los cocientes espectrales del componente vertical. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.

El coeficiente de atenuación  $\alpha$  representa el decaimiento de la amplitud con la distancia.

Si comparamos las ecuaciones (3) y (14) (epígrafe II.2.1) se puede expresar este coeficiente

como  $\alpha = \pi f / Q$ .



En la tabla VI se muestran los valores numéricos de todos resultados para el caso de la onda P, de la siguiente manera: frecuencia, factor de calidad y coeficiente de atenuación ( $f$ ,  $Q_p$ ,  $\alpha_p$ ); en la tabla VII, se presenta lo mismo para la onda S ( $f$ ,  $Q_s$ ,  $\alpha_s$ ).

Tabla VI. Valores numéricos de los resultados obtenidos para las ondas P.  $f$  es la frecuencia,  $Q_p$  es el factor de calidad y  $\alpha_p$  es el coeficiente de atenuación.

$f$ (Hz)	$Q_p$	2 desv. st	$\alpha_p$	2 desv. st
1.0	40.59	4.382	0.08	0.0082
2.9	80.01	6.433	0.12	0.0095
4.9	97.87	5.567	0.16	0.0090
6.8	130.61	5.865	0.17	0.0072
8.8	162.16	9.537	0.17	0.0099
10.7	189.74	10.347	0.18	0.0097
12.7	204.51	6.516	0.20	0.0062
14.6	213.91	8.099	0.22	0.0083
16.6	225.76	7.985	0.23	0.0084
18.5	237.83	8.932	0.25	0.0093
20.5	259.06	8.356	0.25	0.0078

Tabla VII. Valores numéricos de los resultados obtenidos para las ondas S.  $f$  es la frecuencia,  $Q_s$  es el factor de calidad y  $\alpha_s$  es el coeficiente de atenuación.

F (Hz)	$Q_s$	2 desv. st.	$\alpha_s$	2 desv. st.
1.6	112.65	1.706	0.04	0.0007
2.0	123.36	2.872	0.05	0.0012
3.9	171.96	2.750	0.07	0.0011
5.9	272.32	3.557	0.07	0.0009
7.8	301.50	4.654	0.08	0.0013
9.8	364.13	5.688	0.08	0.0013
11.7	383.06	2.981	0.10	0.0008
13.7	404.63	4.607	0.11	0.0012
15.6	429.31	3.589	0.12	0.0010
17.6	473.00	5.013	0.12	0.0012
19.5	479.64	4.297	0.13	0.0011
21.5	488.84	3.448	0.14	0.0010

En las figuras 17 y 18 se puede apreciar que la dependencia de  $Q_P$  y  $Q_S$  en la frecuencia no es precisamente lineal, sino que pareciera tener una cierta componente exponencial. Se realizó un ajuste con una ecuación del tipo  $Q(f) = af^b$ , donde  $a$  y  $b$  son los parámetros a determinar en el sentido de los mínimos cuadrados. Las figuras 19 y 20 muestran esos ajustes con líneas continuas y los valores puntuales con símbolos de círculos.

Las ecuaciones que resultaron de los ajustes son:

$$Q_P = (40.34 \pm 1.04) f^{(0.62 \pm 0.02)} \quad (28)$$

$$Q_S = (84.77 \pm 1.05) f^{(0.60 \pm 0.02)} \quad (29)$$

en ambos casos el coeficiente de correlación lineal entre los dos coeficientes estimados es 0.99.

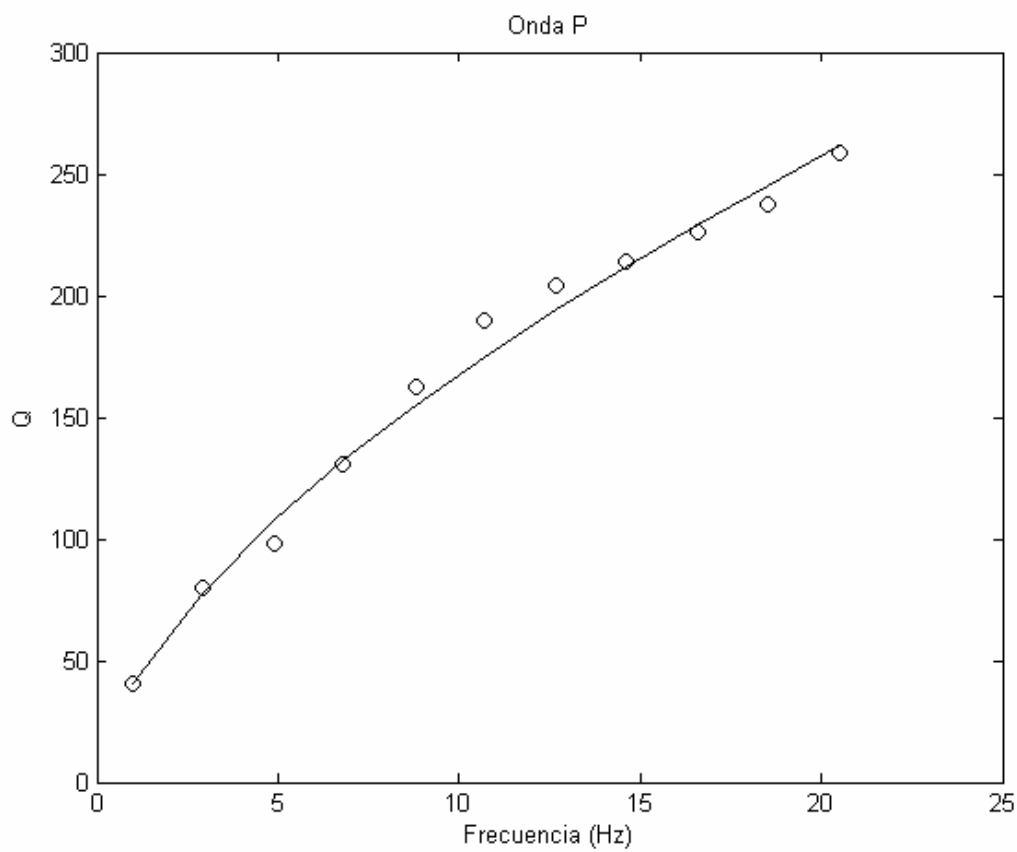


Figura 19. Ajuste para la onda P. Los círculos son los valores puntuales obtenidos de la inversión para cada una de las frecuencias consideradas, la línea continua representa el ajuste calculado por mínimos cuadrados.

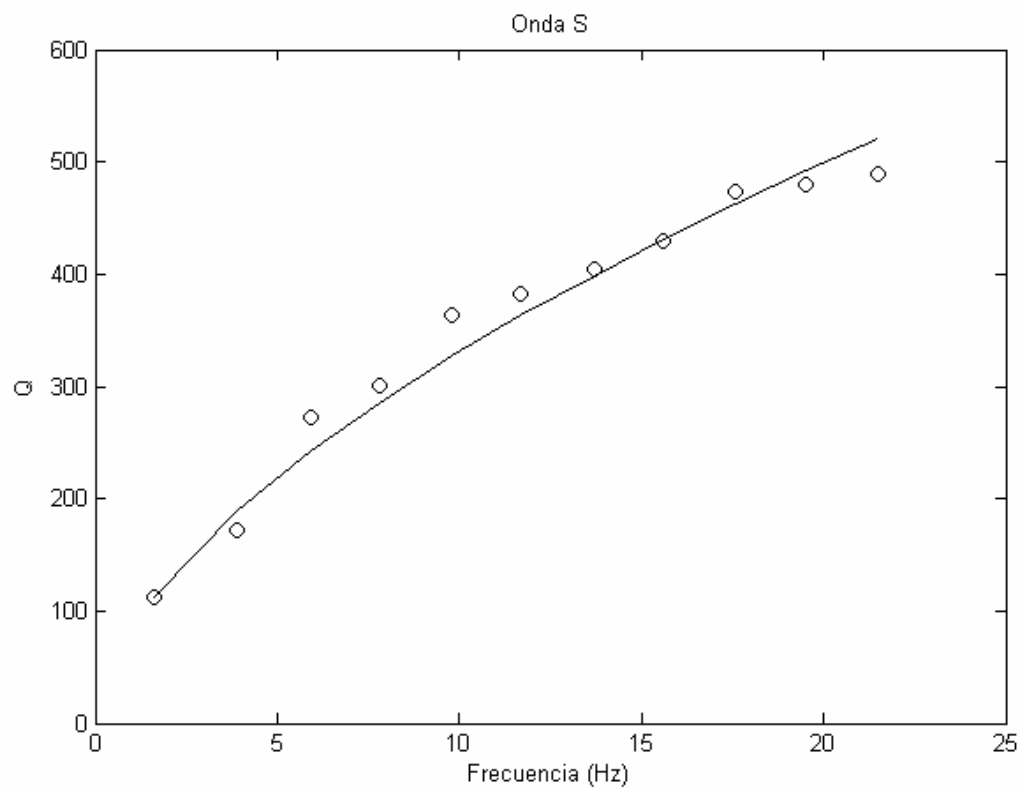


Figura 20. Ajuste para la onda S. Los círculos son los valores puntuales obtenidos de la inversión para cada una de las frecuencias consideradas, la línea continua representa el ajuste calculado por mínimos cuadrados.

Dadas las funciones anteriores, los coeficientes de atenuación quedan con las siguientes dependencias en la frecuencia:

$$\alpha_p = (0.08 \pm 0.01) f^{(0.37 \pm 0.02)} \quad (30)$$

$$\alpha_s = (0.04 \pm 0.02) f^{(0.43 \pm 0.03)} \quad (31)$$

con correlaciones de 0.98 y 0.97 respectivamente.

Este tipo de ecuaciones de ajustes de  $Q$  y  $\alpha$ , han sido utilizadas comúnmente en la literatura para expresar la dependencia de ambos parámetros con la frecuencia. En la figura 21 se muestran algunos ajustes para  $Q_s$ , reportados por otros autores. Se observa una semejanza entre el ajuste obtenido en este trabajo ( $Q_s = (84.77 \pm 1.05) f^{(0.60 \pm 0.02)}$ ) y el obtenido por Rebollar *et al.* (1985), con sismos registrados alrededor de la falla San Miguel a distancias no mayores de 30 km y profundidades entre 5 y 15 km, ( $Q_s = 70 f^{0.74}$ ), este ajuste se obtuvo en el rango de frecuencias de 3 a 24 Hz.

Cabe destacar que la región de validez de estos resultados, está enmarcada por el área o región que cubren nuestros datos, es decir, por la distribución de epicentros y estaciones, así como por el rango de profundidad muestreado por las trayectorias de los rayos sísmicos.

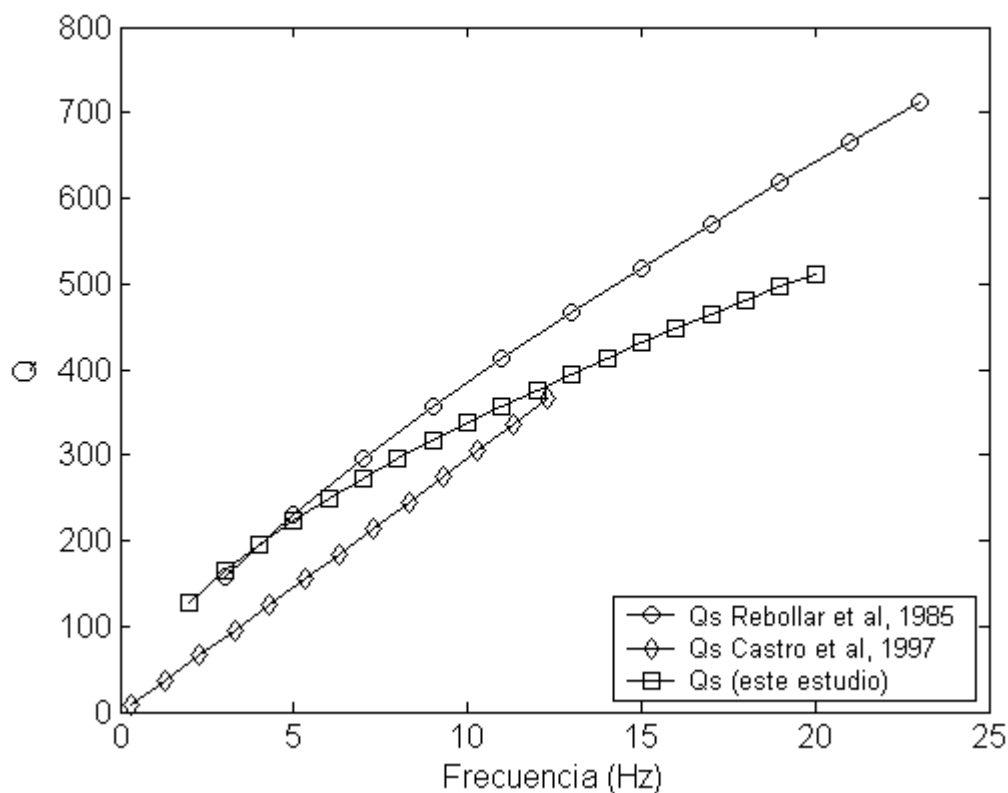


Figura 21. Comparación de los valores de  $Q_s$  obtenidos por otros autores con el obtenido en este estudio.

El valor promedio para el cociente  $Q_p/Q_s$  obtenido en este trabajo, es de  $0.5 \pm 0.06$ . Este cociente es comparable con los obtenidos en el norte de Baja California por Castro *et al.* (1997) con datos de RESNOM ( $Q_p/Q_s \approx 0.5$ ), así como el obtenido por Hough *et al.* (1988) y Hough y Anderson (1988) para el Batolito del Sur de California ( $Q_p/Q_s = 0.54$ ). Igualmente, en otras regiones del mundo han sido obtenidos valores  $Q_p/Q_s$  menores que 1.0, tales como Taylor *et al.* (1986) en Norte América ( $Q_p/Q_s \sim 0.5$ ) y Rautian *et al.* (1978) para Asia central ( $Q_p/Q_s = 0.58$ ). Este comportamiento del cociente puede parecer anómalo cuando se le contempla desde el punto de vista de la atenuación intrínseca, dentro de la cual

pareciera ser dominante el término llamado atenuación de corte, y bajo esa condición el cociente  $Q_p/Q_s$  debiera ser mayor que la unidad.

Las atenuaciones de ondas P y S, espresadas en términos de los factores de calidad,  $Q_p$  y  $Q_s$ , respectivamente, están relacionadas con la atenuación por compresión (en términos de  $Q_k$ ) y la atenuación por corte ( $Q_\mu$ ) (Shearer, 1999) a través de las relaciones:

$$Q_p^{-1} = LQ_\mu^{-1} + (1-L)Q_k^{-1} \quad \text{y} \quad Q_s = Q_\mu, \quad (32)$$

donde  $L = \left(\frac{4}{3}\right)\left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2$ ;  $V_p$  y  $V_s$  son las velocidades de las ondas P y S respectivamente. Si

la atenuación por compresión es nula,  $Q_s/Q_p$  es igual a  $L$ ; esto resultaría en una razón  $Q_p/Q_s \approx 2.2$ .

Pareciera entonces que los mecanismos de atenuación intrínseca por si solos no pueden explicar los valores  $Q_p/Q_s < 1.0$ ; algunos autores (Taylor *et al.*, 1986) han mostrado que el decremento en el valor del cociente si puede ser producido por los efectos de esparcimiento (scattering); Hough y Anderson (1988) sugieren que  $Q_p/Q_s < 1.0$  puede ser esperado para la mayoría de los procesos de esparcimiento, mientras que el valor teórico del cociente para la atenuación intrínseca es incierto.

En la tabla VIII tomada y modificada de Hough y Anderson (1988) se muestran los valores del cociente  $Q_p/Q_s$  para diversas regiones.

Tabla VIII  $Q_p/Q_s$  reportada por estudios previos en diferentes localidades. Esta tabla ha sido tomada y modificada de Hough y Anderson (1988).

$Q_s/Q_p$	$Q_p/Q_s$	Frecuencia (Hz)	Área	Referencia
0.6	1.66	10-35	San Andreas	Bakun <i>et al</i> , 1976
1.73	0.58	1-20	Asia Central	Rautian <i>et al</i> , 1978
1.0	1.0	5-20	Caribe	Frankel, 1982
1.6	0.62	20-50	Pirineos	Mediano and Hatzfeld, 1982
0.85-1.85	0.54-1.17	20-40	Alemania Occidental	Hoang-Trong, 1983
0.9-1.5	0.6-1.1	3-25	Baja California	Rebollar <i>et al</i> , 1985

#### IV.2. VALLE DE OJOS NEGROS.

Con la intención de conocer el comportamiento del paso de las ondas a través del valle de Ojos Negros, se realizaron inversiones de sistemas matriciales que contienen combinaciones tanto dentro como fuera del mismo.

El Valle de Ojos Negros es una depresión Cuaternaria con extensión de unos 113 km<sup>2</sup>, limitada por el sistema de fallas San Miguel – Vallecito y las fallas Tres Hermanos y Ojos Negros. Está localizado entre las coordenadas 31° 30' y 32° 06' de latitud norte y 116° 00' y 116° 27' de longitud oeste, a unos 40 km al este de Ensenada. Dentro del valle, los suelos tienen diferentes orígenes (Ponce *et al*, 2001): coluvial, lacustre, eólico y aluvial, destacándose la presencia de este último tipo, el cual se ha ido formando por los sedimentos que provienen fundamentalmente del arroyo El Barbón y que son constantemente rejuvenecidos por los aportes de sedimentos originados en la Sierra Juárez. El valle está totalmente contenido en la cuenca del arroyo Ojos Negros y sus características contrastan con el tipo de rocas graníticas que caracterizan las Sierras Peninsulares.



Se seleccionaron combinaciones de pares fuente - estación con trayectorias en el interior del Valle de Ojos Negros (Figura 22) y otro conjunto de combinaciones con trayectorias fuera del mismo (Figura 23).

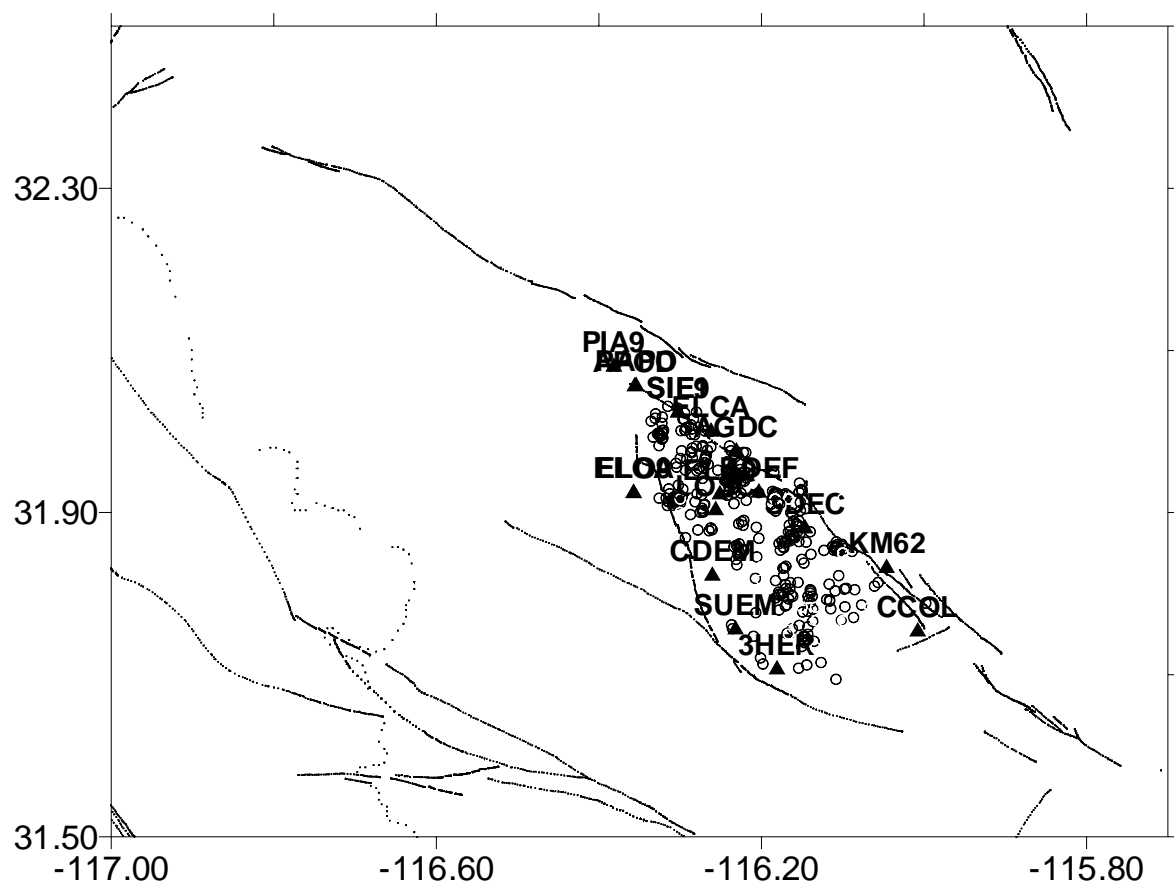


Figura 22. Distribución de epicentros y estaciones dentro del valle de Ojos Negros. Esta selección de combinaciones o pares fuente-estación, garantiza que todas las trayectorias estén contenidas dentro del valle.

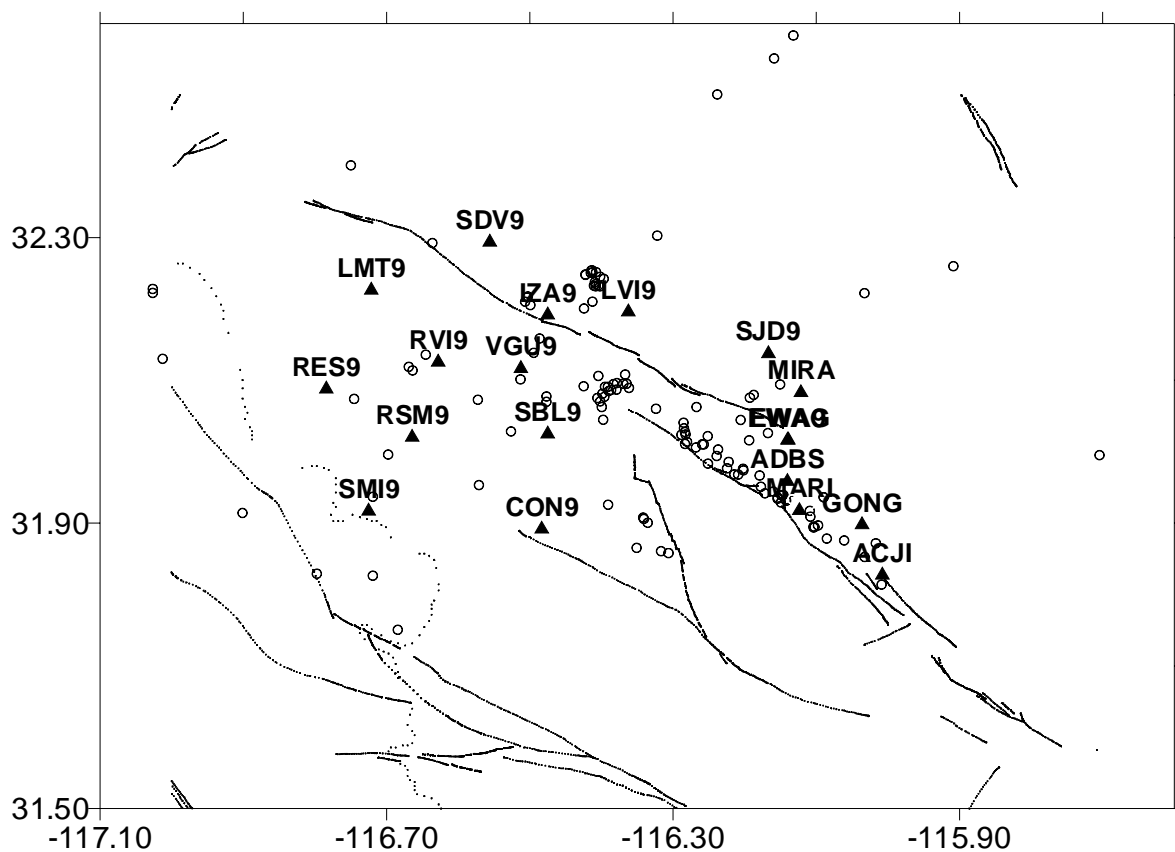


Figura 23. Distribución de epicentros y estaciones fuera del valle de Ojos Negros. Se pretende encontrar particularidades de las leyes de atenuación fuera del valle.

Fuera del Valle de Ojos Negros, para los canales horizontales, la ley estimada para  $Q$  en función de la frecuencia corresponde a  $Q_s = (77.19 \pm 1.06) f^{(0.61 \pm 0.03)}$  (figura 24) con una correlación de 0.98, que se asemeja a la obtenida para toda la región ( $Q_s = (84.77 \pm 1.05) f^{(0.60 \pm 0.02)}$ ).

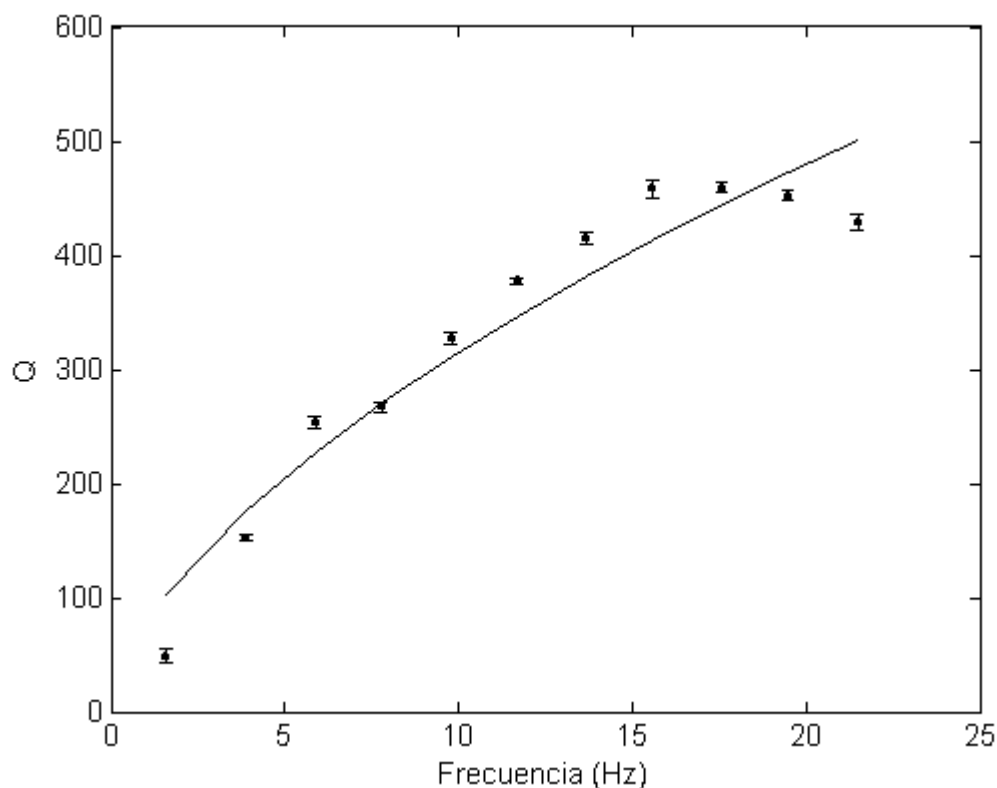


Figura 24. Factor de calidad de la onda S ( $Q_s$ ), en función de la frecuencia, calculada fuera del valle de Ojos Negros. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.

Por su parte, en la zona dentro del Valle Ojos Negros la ley de atenuación toma valores de  $(Q_s = (89.99 \pm 1.12)f^{(0.60 \pm 0.04)})$ , con correlación de 0.95 (Figura 25). Esta ley también se asemeja a la obtenida para toda la zona y para la estimación fuera del valle, lo cual expresa que no existe una diferencia significativa entre las tres estimaciones, esto se puede observar en la figura 26, donde se muestran las curvas calculadas para los tres casos. Los rombos

corresponden al valle, los círculos a toda la región y los triángulos al cálculo que se realizó fuera del valle de Ojos Negros.

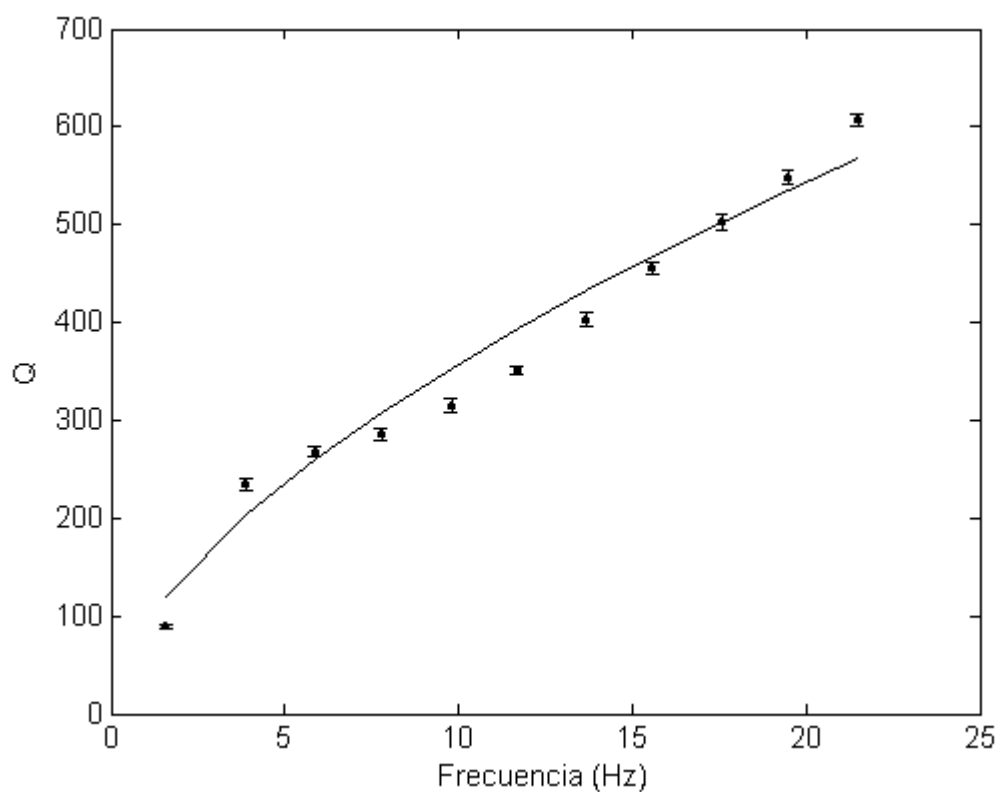


Figura 25. Factor de calidad de la onda S ( $Q_s$ ), en función de la frecuencia, calculada dentro del valle de Ojos Negros. Los puntos en la figura, son los valores medios obtenidos a partir de los datos originales y 20 generaciones de Monte Carlo. Las barras de error corresponden con dos desviaciones estándares calculadas para cada una de las frecuencias analizadas.

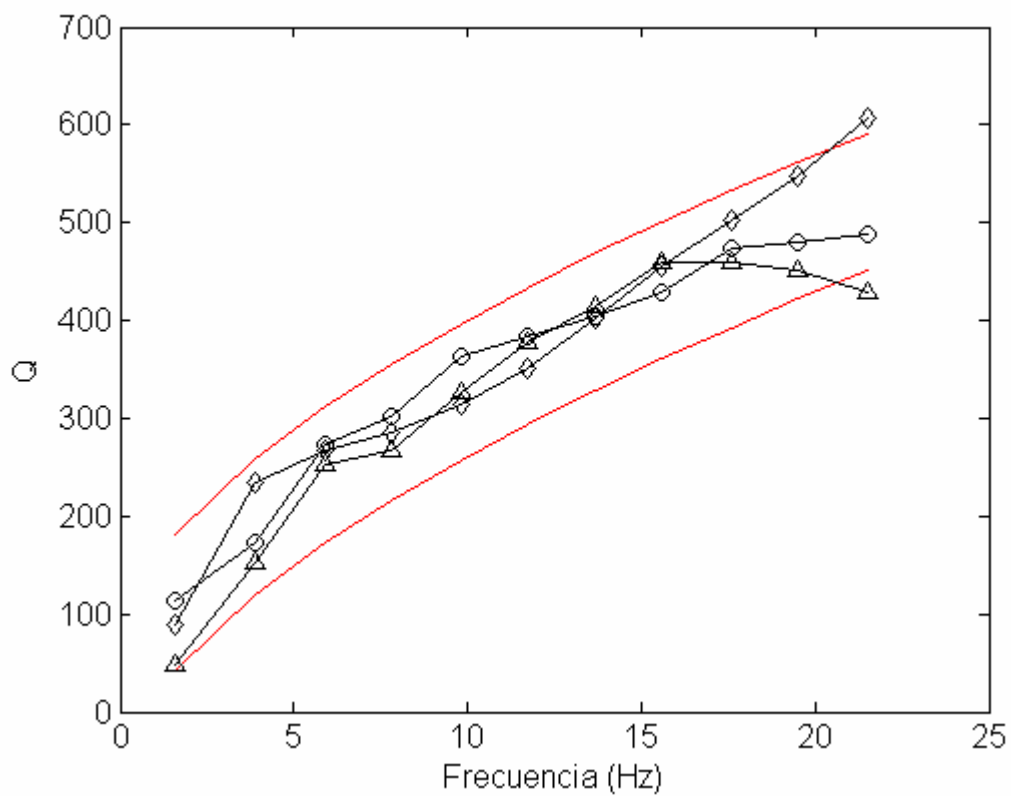


Figura 26. Comparación entre los valores de  $Q$  calculados para toda la región (círculos), fuera de valle de Ojos Negros (triángulos) y dentro del valle de Ojos negros (rombos). Las líneas rojas marcan la región de confianza del 95%.

Para la onda P se presentaron problemas con la inversión de  $Q_p$  ya que no fue posible obtener una convergencia hacia valores creíbles de ese parámetro.

## V. CONCLUSIONES.

1. Se obtuvo el factor de calidad  $Q$  de ondas P y S, en función de la frecuencia, para el valle de Ojos Negros y el segmento norte-centro de la falla San Miguel, en el norte de Baja California. Se empleó un método de cocientes espectrales para la eliminación de los factores de fuente y sitio. Se usaron sismogramas digitales grabados en campañas de mediciones de los años 1997 y 1999. En el rango de 2.5 a 20 Hz, la dependencia de  $Q$  con la frecuencia queda expresada a través de las relaciones:

$$Q_p = (40.34 \pm 1.04) f^{(0.62 \pm 0.02)}$$

$$Q_s = (84.77 \pm 1.05) f^{(0.60 \pm 0.02)}$$

2. Los coeficientes de atenuación obtenidos tienen las siguientes dependencias con la frecuencia:

$$\alpha_p = (0.08 \pm 0.01) f^{(0.37 \pm 0.02)}$$

$$\alpha_s = (0.04 \pm 0.02) f^{(0.43 \pm 0.03)}$$

3. El valor promedio para el cociente  $Q_p/Q_s$  obtenido en este trabajo, fue de  $0.5 \pm 0.06$ . Este cociente es comparable con los obtenidos en el norte de Baja California por Castro *et al.* (1997) con datos de la Red Sísmica de Noroeste de México (RESNOM), ( $Q_p/Q_s \approx 0.5$ ), así como el obtenido por Hough *et al.* (1988) para el Batolito del Sur de California ( $Q_p/Q_s = 0.54$ ). Un valor del cociente menor a 1.0 parece indicar que en la región la atenuación se produce principalmente por mecanismos de esparcimiento (Taylor *et al.*, 1986; Hough y Anderson, 1988)

4. No se encontraron diferencias entre los valores de  $Q$  regionales y los obtenidos para trayectorias exclusivamente dentro del valle de Ojos Negros y exclusivamente fuera del

valle. Fuera del valle, la ley estimada para  $Q$  de ondas S en función de la frecuencia es  $Q_s = (77.19 \pm 1.06) f^{(0.61 \pm 0.03)}$ ; mientras que dentro del valle la ley de atenuación toma los valores de  $Q_s = (89.99 \pm 1.12) f^{(0.60 \pm 0.04)}$ .

## **VI. RECOMENDACIONES.**

Se recomienda que la metodología implantada en este trabajo, se utilice:

1. Para estudiar la atenuación en diferentes direcciones preferenciales en relación con la falla San Miguel.
2. Para investigar las variaciones de  $Q$  con la profundidad y con el acimut, a través de diferentes selecciones de las combinaciones y diferentes conjuntos de datos.
3. Dentro del programa de integración de redes, para estudiar la atenuación en otras fallas del Sistema San Miguel y en toda la región norte de Baja California.
4. Que se utilicen otros métodos para tratar de observar variaciones en la atenuación sísmica dentro del valle de Ojos Negros, que no se observaron con el utilizado en este trabajo.



## VII. BIBLIOGRAFIA.

- Acosta Chang, J. G. 1990. Manual de aplicación del paquete de procesamiento estandar de acelerogramas (Versión 5.0). CICESE. Documento Interno. 390 pp.
- Aki K. y B. Chouet. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80 (23): 3322-3342 p.
- Aki K. 1981. Source and Scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71 (6): 1687-1700 p.
- Aki K. 1982. Scattering and Attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72 (6): S319-S330 p.
- Albores A. y M. Rodríguez. 1979. Estudios preliminares de atenuación en Cerro Prieto, B. C. Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. *Proceedings. San Diego, California*: 390-404 p.
- Archanbeau, C. B., E. A. Flinn y D. H. Lambert. 1969. Fine structure of the upper mantle, *J. Geophys. Res.* 74: 5825-5865 p.
- Asada T. y K. Takano. 1963. Attenuation of short-period P waves in the mantle. *J. Phys. Earth.* 11: 25-34 p.
- Bianco F., E. Del Pezzo, M. Castellano, J. Ibanez y F. Di Luccio. 2002. Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the southern Apennine zone, Italy. *Geophys. J. Int.* 150 (1): 10-20 p.
- Blakeslee, S., P. Malin y M. Alvarez. 1989. Fault-zone attenuation of high-frequency seismic waves. *Geophys. Res. Lett.* 16: 1321-1324 p.
- Brillinger, D. R.. 1981. *Time Series. Data Analysis and Theory.* Holden-Day, Inc.. Expanded Edition. San Francisco. 540 p.
- Castro, R. 1983. Source parameters and propagation-path effects for earthquakes in the Baja California and Imperial Valley regions. M. Sc. Thesis, University of California San Diego; La Jolla, California, 78 p.
- Castro R. y L. Munguía. 1993. Attenuation of P and S waves in the Oaxaca, Mexico, subduction zone. *Phys. Earth Planet. Int.* 76: 179-187 p.
- Castro R., C.J. Rebolgar, L. Inzunza, L. Orozco, J. Sánchez, O. Gálvez, F.J. Farfán y I. Méndez. 1997. Direct body-wave Q estimates in northern Baja California, Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.* 103: 33-138 p.
- Cheng H. -X. y B. L. N. Kennett. 2002. Frequency dependence of seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Australian region. *Geophys. J. Int.* 150 (1): 45-57 p.
- Chin, B. y K. Aki. 1991. Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81: 1859-1884 p.

- Chun, K.-Y., G. F. West, R. J. Kokoski y C. Samson. 1987. A novel technique for measuring Lg attenuation: results from eastern Canada between 1 to 10 Hz. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77: 398-419 p.
- Cole, M. A. 1973. On – Line Failure Detection and Damping Measurements of Aerospace structures by Random Decrement Signature. NASA CR 2205.
- Cyment D. 1979. Riesgo Sismico de los Asentamientos Humanos en la Zona Fronteriza de la Baja California y la Planeacion de la seguridad. Simposium “The Human Settlements on THE SAN ANDREAS FAULT”.
- Dainty, A. M. 1981. A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.* 8: 1126-1128 p.
- Dominguez T., C. J. Rebollar y H. Fabriol. 1997. Attenuation of Coda Waves at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 87 (5): 1368-1374 p.
- Dominguez T. y C. J. Rebollar. 1997. Regional variations of seismic attenuation from coda and Lg waves in northern Baja California. *J. Geophys. Res.* 102 (B7): 15, 259-15,268 p.
- Frez J.. 1983. Versión Modificada de HYPO71, para el estudio de parámetros en la zona de San Miguel, que permiten una salida de archivos específica. Comunicación Personal.
- Frez J. y V. M. Frías-Camacho. 1998. Mapas anuales de sismicidad para la región fronteriza de ambas Californias. *GEOS.* 18 (2): 112 – 130 p.
- Frez J., González J.G., Acosta J.G., Nava F.A., Méndez I., Carlos J., García-Arthur R.E., y Alvarez M. 2000. A detailed Microseismicity Study and Current Stress Regime in the Peninsular Ranges of Northern Baja California, Mexico: The Ojos Negros Region. *Bull. Seism. Soc. Am.* 90 (5): 1133-1142 p.
- Gao L. S., L. C. Lee, N. N. Biswas and K. Aki. 1983. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73 (2): 377-389 p.
- Gastil, R. G.; R. P. Phillips y E. C. Allison. 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am. Menoir* 140. 170 pp.
- González J.J. y F. Suarez. 1984. Geological and seismic evidence of a new branch of the Agua Blanca fault. *Geophys. Res. Lett.* V (11): 42 – 45 p.
- Gutenberg, B. 1958. Attenuation of seismic waves in the Earth's mantle. *Bull. Seism. Soc. Am.* 48: 269-282 p.
- Hough, S. E., J. G. Anderson, J. N. Brune, F. Vernon, J. Berger, J. Fletcher, L. Haar, T. Hanks y L. Baker. 1988. Attenuation near Anza, California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78: 672-691 p.

- Hough, S. E., J. G. Anderson. 1988. High-Frequency Spectra Observed at Anza, California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78: 692-707 p.
- Huerta C. I., J. Acosta, J. M. Roesset y K. H. Stokoe. 1994. In situ determination of soil damping from earthquake records. *Earthquake resistant Construcción & Design*, Savidis (ed.) © 1994 Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5410 392.
- Hutton, K. L. y D. M. Boore. 1987. The  $M_L$  scale in southern California. *Bull. Seism. Am.* 77: 2074-2094 p.
- Lawson, C. L. y R. J. Hanson. 1974. *Solving Least Squares Problems*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey. 340 pp.
- Lay T. H. y T. C. Wallace. 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego. 521 pp
- Lee W. H. K. y J.C. Lahr. 1975. HYPO71 (revised). A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Department of the Interior Geological Survey. National Center for Earthquake Research. Open-File Report 75-311. Menlo Park, California.
- Lee W. H. K., K. Aki, B. Chouet, P. Johnson, S. Marks, J. T. Newberry, A. S. Ryall, S. W. Stewart y D. M. Tottingham. 1986. A preliminary study of coda Q in California and Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76 (4): 1143-1150 p.
- Majer, E. L., T. V. McEvilly, A. Albores y S. Díaz. 1978. Seismological studies at Cerro Prieto. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Proceedings. San Diego, California.
- Otnes, R. K. y L. Enochson. 1972. *Digital Time Series Analysis*. John Wiley & Sons, Inc.. New York. 467p.
- Ottmöller L. 2002. Lg wave Q tomography in Central America. *Geophys. J. Int.* 150 (1): 295-302 p.
- Ponce, V. M., W.R. Zúñiga, R. Venegas, T. Gaona, O. R. García, J. I. Sepúlveda, G. Arámburo, S. Ercan, A. Pineda, H. López y A. Vipinchandra. 2001. *Manejo Sustentable del Agua en el Valle de Ojos Negros, Baja California, México*. San Diego State University. Universidad Autónoma de Baja California. Instituto Nacional de Investigaciones Agrícolas, Forestales y Pecuarias.
- Pujades L. G., A. Ugalde, J.A. Canas, M. Navarro, F. J. Badal y V. Corchete. 1997. Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in the Almeria Basin (southeastern Iberian Peninsula). *Geophys. J. Int.* 129: 281-291 p.
- Rautian T. C.; V. I. Khalturin; V. G. Martynov y P. Molnar. 1978. Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tadjikistan Region. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68: 949-971 p.
- Rebollar C. J. 1984. Calculation of  $Q_\beta$  using the spectral ratio method in northern Baja California, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74 (1): 91-96 p.

- Rebollar C. J., C. Traslosheros y R. Alvarez. 1985. Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 75 (5): 1371-1382 p.
- Reyes A., J. Brune, T. Barker, L. Canales, J. Madrid, J. Rebollar y L. Munguía. 1975. A Microearthquake Survey of the San Miguel Zone, Baja California, México. *Geophys. Res. Lett.* 2 (2): 56-59 p.
- Richter, C. F. 1958. *Elementary seismology*. W.H. Freeman, San Francisco. 768 pp.
- Santamarina J. C. 2001. *Soils and Waves. Particulate materials behavior, characterization and process monitoring. "Elastic waves in the continuum"*.
- Shearer P. 1999. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge. 260 p.
- Stewart, G. W.. 1973. *Introduction to Matrix Computations*. Academic Press, Inc.. New York. 441p.
- Suarez-Vidal F., R. Armijo, G. Morgan, P. Bodin y R. G. Gastil. 1991. Framework of Recent and Active Faulting in Northern Baja California. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A. *Memoir* 47: 285-300 p.
- Takano, K. 1971. A note on the attenuation of short-period P and S waves in the mantle. *J. Phys. Earth.* 19: 155-163.
- Taylor, S.R., B.P. Bonner, G. Zandt. 1986. Attenuation and scattering of broadband P and S waves across North America. *J. Geophys. Res.* 91, 7309-7325.
- Thatcher, W. 1972. Regional variation of seismic source parameters in the northern Baja California area. *J. Geophys. Res.* 77: 1549-1565 p.
- Toksöz M. Nafi y David H. Johnston (Editors). 1981. *Seismic Wave Attenuation*. Society of Exploration Geophysicists. Edited by Series Editor Franklyn K. Levin. Geophysics reprint series. No. 2.
- Vernon F. C. 1982. The effect of attenuation on seismic body waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* 72 (6): S169-S200 p.
- Vidal A. y L. Munguía. 1991. Local magnitud and source parameters for earthquakes in the peninsular ranges of Baja California, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81(6): 2254-2267 p.
- Vidal A. y L. Munguía. 1999. The  $M_L$  Scale in northern Baja California, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89 (3): 750-763 p.
- Vidal Villegas J.A. 2000. Atenuación, sitio y características de fuente: efectos en señales sísmicas registradas en la región norte de Baja California con aplicaciones al cálculo de magnitud y momento sísmico. Tesis de doctorado. CICESE. 147 pp.
- Zhu, T., K. Chun y G. F. West. 1991. Geometrical spreading and Q of Pn waves: An investigative study in eastern Canada. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81: 882-896 p.