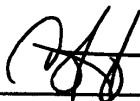
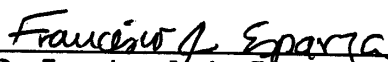


TESIS DEFENDIDA POR
Luis Manuel Reyes González
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



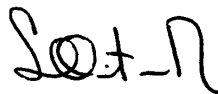
Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante

Director del Comité



Dr. Francisco Javier Esparza-Hernández

Miembro del Comité



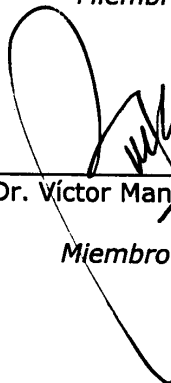
Dr. Luis Quintanar Robles

Miembro del Comité



Dr. Donald Homero Galván Martínez

Miembro del Comité



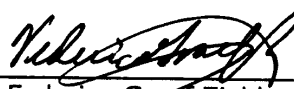
Dr. Víctor Manuel Wong Ortega

Miembro del Comité



Dr. Victor Manuel Wong Ortega

*Coordinador del Programa de
Posgrado en Ciencias de la Tierra*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

13 de agosto del 2004

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



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIO DE ESTRUCTURA Y ATENUACIÓN SÍSMICA EN BAJA CALIFORNIA.

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

LUIS MANUEL REYES GONZÁLEZ

Ensenada, Baja California a Agosto del 2004.

RESUMEN de la tesis presentada por **Luis Manuel Reyes González**, como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA. Ensenada, Baja California, México. Agosto de 2004.

ESTUDIO DE ESTRUCTURA Y ATENUACIÓN SÍSMICA EN BAJA CALIFORNIA.

Resumen aprobado por:

Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante
Director de tesis

Se calculó la variación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en el norte de Baja California usando diferencias de tiempos de viaje P_n-P_g . La estimación del espesor de la corteza usando ondas refractadas me permitió determinar espesores con una aproximación de $\pm 10\%$. Al centro de la península, entre las latitudes 31.3° y 31.7° N, el espesor de la corteza es de 42 km, disminuyendo hacia los litorales del Océano Pacífico con un espesor de corteza de 31 km y hacia el Golfo de California con un espesor de corteza de 20 km.

Se estimó el factor de calidad regional usando las ondas de cuerpo P (Q_p) y S (Q_s) en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). Se estimó Q_p y Q_s con un método propuesto en esta tesis. Con este método se utilizan pares de eventos distintos, registrados en dos estaciones. Esta técnica para estimar Q con dos sismos cercanos, es una variante del método de cocientes espectrales. Esta técnica tiene el potencial de proporcionar valores de Q en pequeños volúmenes. Los resultados indican una estructura somera atenuante en la zona del CGCP con valores de Q_p y Q_s de 87 y 225 respectivamente.

Se estimó la estructura de velocidades en tres dimensiones de V_p y del factor de calidad Q_p utilizando el programa SIMUL2000 y los registros sísmicos registrados en una red de 21 estaciones portátiles instaladas en el CGCP. El programa SIMUL2000 se compiló para usarse en una computadora personal y se comprobaron los resultados en una estación de trabajo. Se utilizó un modelo inicial del factor de calidad calculado con el método de cocientes espectral, para realizar la inversión, utilizando mínimos cuadrados amortiguados.

En la inversión se utilizaron 83 eventos registrados en un mínimo de 9 estaciones. Esto permitió realizar la inversión para estimar Q_p , V_p y Q_s , que en conjunto permiten interpretar sus variaciones y correlacionarlas con los resultados de otros estudios y comprobar que los valores calculados concuerdan con las características físicas del CGCP. Se comprobó que los valores encontrados de Q_p y Q_s concuerdan con los resultados de estudios geofísicos previos.

Se encontró que el cociente Q_p/Q_s en general es ~ 0.5 en las capas intermedias y aún en capas profundas donde hay saturación con fluidos, mientras ésta relación presenta

un cociente de Q_p/Q_s de 2.0 en zonas donde se alcanza el basamento, lo cual sugiere que estas rocas están secas. Los valores de Q_p en las zonas intermedias son de 76 el mas bajo y 90 el mas alto producido por la saturación de fluidos del material.

Palabras clave: Atenuación y Velocidad de Ondas Sísmicas, Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Discontinuidad de Mohorovičić, Programa Simul2000.

ABSTRACT of the thesis presented by **Luis Manuel Reyes González** as a partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCES degree in EARTH SCIENCES. Ensenada, Baja California, México. August 2004.

STUDY OF STRUCTURE AND SEISMIC ATTENUATION IN BAJA CALIFORNIA.

I estimated the variation of the Mohorovičić discontinuity in the north of Baja California using P_n - P_g travel time differences. The use of refracted waves allow me to estimate of the thickness of the crust with errors of the order of 10%. Around the back bone of the Northern Peninsular Ranges between the 31.3° y 31.7° Latitudes North the thickness of the crust lie in the range of 42 km, decreasing to 31 km toward the Pacific ocean and 20 km toward the Gulf of California.

I estimated regional values of the quality factor Q_p and Q_s using P and S waves in the Geothermal Field of Cerro Prieto (GFCP). I estimated Q_p y Q_s with a new method that I proposed in this thesis that is a variant of the spectral ratio method. With this method, I used two different events recorded in two seismic stations. This technique allow me to estimate Q in small volumes within the reservoir of the geothermal field. The result indicate a shallow attenuating structure in the GFCP with values of Q_p y Q_s of the order of 87 and 225 respectively.

I estimated the three dimension V_p and Q_p structure with the SIMUL2000 code (Eberhart-Phillips,1986) using seismic events recorded in a local network of 21 seismic stations. The SIMUL2000 code was compiled in a personal computer and the results of the inversion were compared with the results obtained with a SUN workstation. A model of the quality model obtained with the spectral ratio method was used as an starting model in the inversion with the SIMUL2000 code that use in the inversion the damped least square method.

Eighty three events recorded at least in 9 seismic stations were used in the inversion. The results of the inversion in three dimensions of Q_p , V_p y Q_s were compared and interpreted with the results of different Geophysical studies that has been carried out in the GFCP. Our results agree with the previous geophysical studies.

I found that the ratio of Q_p/Q_s is about ~ 0.5 in the upper sedimentary layers were the medium is saturated, while at greater depths, mainly in the basement, the ratio of Q_p/Q_s is 2.0, which suggest that the rock matrix is dry. Q_p in the intermediate layers lie in the range from 76 to 90 were the medium is saturated with fluids.

Keywords: Attenuation and Wave velocity, Cerro Prieto Geothermal Field, discontinuity of Mohorovicic, Simul2000 code.

DEDICATORIA

A mi padre de quien aprendí a arrostrar los peligros, que gracias a su ejemplo de honradez, perseverancia y decisión logré alcanzar la meta que desde pequeño me fijé.

A mi madre de quien aprendí a ser paciente, honesto y con prudencia acometer resueltamente grandes empresas.

A Mirissa, mi amorcito, mi novia y esposa, que con su amor incondicional me ha apoyado siempre a seguir mi camino. A ella quien a podido sobrellevar mis continuas ausencias con gran paciencia y mucho cariño.

A mis tres queridos hijos; Luis Manuel, Marissa y Rodrigo que con su cariño y amor fortalecieron mi espíritu y a quienes espero dejar en ellos algo de mí, para la posteridad a través de sus hijos, como mi padre dejó algo de él en mí.

A Doña Berta por habernos acompañado tanto tiempo en esta empresa y por su cariño.

AGRADECIMIENTO

A mi director de tesis Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante por haberme apoyado y guiado en la realización de este trabajo y durante toda mi estancia en el CICESE.

A los miembros del comité de tesis por sus atinados comentarios y correcciones.

A todos mis amigos, profesores, secretarias y todo el personal de la institución que con su apoyo de alguna u otra forma hicieron posible el presente trabajo, especialmente a Martha Barrera, Dolores Carvajal, Ana Rosa Soto, María Auxilio Esparza, Antonio Mendoza, Arturo Perez-Vertti y a mis compañeros, futuros doctores.

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

Al pueblo de México porque gracias a su apoyo, recibido a través del Consejo de Ciencia y Tecnología y la Secretaría de Educación Pública, pude alcanzar esta meta.

CONTENIDO

ESTUDIOS DE ESTRUCTURA Y ATENUACIÓN SÍSMICA EN BAJA CALIFORNIA.

I.	INTRODUCCIÓN GENERAL	1
1.1	REGIÓN DE ESTUDIOS	4
1.2	MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL	4
1.3	ESTUDIOS GEOFÍSICOS	9
1.4	JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS	14
II.	PROFUNDIDAD DEL MOHO USANDO TIEMPOS DE VIAJE (Pn-Pg).....	17
2.1	RESUMEN	17
2.2	INTRODUCCIÓN	18
2.3	MARCO GEOLÓGICO	18
2.4	DATOS Y METODOLOGÍA	20
2.5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	23
2.6	CONCLUSIONES	26
III.	DETERMINACIÓN DE Q_p Y Q_s POR MEDIO DE COCIENTES ESPECTRALES EN LA ZONA DE PRODUCCIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO.....	36
3.1	RESUMEN	36
3.2	INTRODUCCIÓN	36
3.3	DATOS.....	38
3.4	MÉTODO DE ANÁLISIS	43
3.4.1	Determinación de Q_p y Q_s	45
3.5	RESULTADOS	47
3.6	DISCUSIÓN	48
3.7	CONCLUSIONES	49
IV.	ESTIMACIÓN DE LA ATENUACIÓN DIFERENCIAL EN LA ZONA DE PRODUCCIÓN DEL CGCP DEBAJO DE LA ESTACIÓN GEOTERMIA	53
4.1	RESUMEN	53
4.2	INTRODUCCIÓN	54
4.3	DATOS.....	56
4.4	MÉTODO DE ANÁLISIS	60
4.4.1	Determinación de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1}	65

CONTENIDO Continuación

	Página
4.5 RESULTADOS	67
4.6 DISCUSIÓN	68
4.7 CONCLUSIONES	71
V. DETERMINACIÓN DE Q_s Y Q_p EN LAS CAPAS SOMERAS DEL CGCP POR COCIENTES ESPECTRALES, UTILIZANDO PARES DE EVENTOS REGISTRADOS EN DOS ESTACIONES	77
5.1 RESUMEN	77
5.2 INTRODUCCIÓN.....	77
5.3 DATOS.....	79
5.4 MÉTODO DE ANÁLISIS	83
5.4.1 Determinación de Q_p y Q_s	85
5.5 RESULTADOS.....	90
5.6 DISCUSIÓN	92
5.7 CONCLUSIONES	93
VI. CÁLCULO EN DOS DIMENSIONES DE Q_s Y Q_p EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO UTILIZANDO COCIENTES ESPECTRALES EN VARIAS ESTACIONES	94
6.1 RESUMEN	94
6.2 INTRODUCCIÓN.....	95
6.3 DATOS.....	96
6.4 MÉTODO DE ANÁLISIS	102
6.4.1 Determinación de Q_p y Q_s	104
6.5 RESULTADOS.....	106
6.6 DISCUSIÓN	110
6.7 CONCLUSIONES	115
VII. CÁLCULO EN TRES DIMENSIONES DE VP Y QP EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO UTILIZANDO SIMUL2000.	129
7.1 RESUMEN	129
7.2 INTRODUCCIÓN.....	130
7.3 DATOS.....	133
7.4 MÉTODO DE ANÁLISIS	138
7.4.1 Determinación de V_p y Q_p	143
7.5 RESULTADOS.....	145
7.6 DISCUSIÓN	148
7.7 CONCLUSIONES	152
VIII. CONCLUSIONES GENERALES.....	172
IX. LITERATURA CITADA	176

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
1. Localización del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.	06
2. Localización de estaciones NBT.	21
3. Sismogramas correspondientes a las estaciones de NBT.	27
4. Sismogramas correspondientes a las estaciones de NBT	27
5. Gráfica del modelo de velocidades propuesto por Nava y Brune (1982)	28
6. Trayectorias utilizadas en el estudio	29
7. Variación del RMS para la estación San Telmo	30
8. Variación del RMS para la estación San Felipe	30
9. Variación del RMS para la estación El Alamito	31
10. Variación del RMS para la estación Observatorio	31
11. Gráfica de isolíneas del rms, correspondiente a la tabla II,	32
12. Representación grafica de la topografía del Moho	33
13. Gráfica 3D de los hipocentros de los sismos utilizados en la est. GEO	39
14. Sismograma correspondiente a l evento GEO95260.	40
15. Localización de hipocentros de la estación GEO.	41
16. Localización de hipocentros de la estación GEO.	42
17. Ejemplo de los espectros calculados	51
18. Cálculo gráfico de la frecuencia de esquina.	52
19. Ubicación de epicentros bajo la estación GEO.	57
20. Corte E-W de la ubicación de hipocentros bajo la estación GEO.	58
21. Corte N-S de la ubicación de hipocentros bajo la estación GEO.	59
22. Respuesta del modelo en la estación GEO para ondas P.	73
23. Respuesta del modelo en la estación GEO para ondas S.	73
24. Localización de los epicentros del capítulo 5.	80
25. Corte E-W para conocer la ubicación de los hipocentros	81
26. Corte S-N para conocer la ubicación de los hipocentros	82
27. Croquis explicativo del método utilizando pares de eventos y estaciones	85
28. Ejemplo de los espectros utilizados en el capítulo 5.	87
29. Ejemplo de los espectros utilizados en el capítulo 5.	88
30. Ejemplo de los espectros utilizados en el capítulo 5.	89
31. Modelo 1-D de velocidades de ondas P utilizado en la localización	99
32. Localización de los epicentros y las estaciones utilizados en el capítulo VI	100
33. Valores de Q_p . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 0.0 y 0.5 Km	118
34. Valores de Q_p . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 0.5 y 2 Km	118
35. Valores de Q_p . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 2 y 3 Km	118
36. Valores de Q_p . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 3 y 4 Km	118

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura	Página
37. Valores de Q_p . Correspondientes a los resultados de la inversión con profundidad > 4 Km	118
38. Valores de Q_s . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 0.0 y 0.5 Km	119
39. Valores de Q_s . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 0.5 y 2 Km	119
40. Valores de Q_s . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 2 y 3 Km	119
41. Valores de Q_s . Correspondientes a los resultados de la inversión entre 3 y 4 Km	119
42. Valores de Q_s . Correspondientes a los resultados de la inversión con profundidad > 4 Km	119
43. Valores de los factores de calidad Q_p y Q_s , basados en los resultados de las inversiones en este capítulo. Para roca seca se tomó $Q_p=9/4 Q_s$	120
44 a 66. Datos que se utilizados en la inversión (dt^*) comparados con los datos obtenidos con la respuesta del modelo.	121 a 128
67. Ventana de un registro, donde se anota el arribo de la onda P	134
68. Trayectoria de rayos sísmicos de evento a estación sísmica. Usados en el SIMUL2000.	136
69. Nodos utilizados en la rejilla horizontal del SIMUL2000	137
70. Variaciones de $V_p=0.85$ km/seg, para la capa entre 0.0 y 1.00 Km	154
71. Variaciones de $V_p=2.38$ km/seg, para la capa entre 1.00 y 1.50 Km	154
72. Variaciones de $V_p=2.53$ km/seg, para la capa entre 1.50 y 2.00 Km	155
73. Variaciones de $V_p=2.68$ km/seg, para la capa entre 2.00 y 2.50 Km	155
74. Variaciones de $V_p=2.84$ km/seg, para la capa entre 2.50 y 3.00 Km	156
75. Variaciones de $V_p=3.00$ km/seg, para la capa entre 3.00 y 4.00 Km	156
76. Variaciones de $V_p=3.60$ km/seg, para la capa entre 4.00 y 8.00 Km	157
77. Variaciones de $V_p=6.30$ km/seg, a profundidad mayor a 8.00 Km	157
78. Variaciones de $Q_p =11$, para la capa entre 0.0 y 1.00 Km	158
79. Variaciones de $Q_p =86$, para la capa entre 1.00 y 1.50 Km	158
80. Variaciones de $Q_p =86$, para la capa entre 1.50 y 2.00 Km	159
81. Variaciones de $Q_p =87$, para la capa entre 2.00 y 2.50 Km	159
82. Variaciones de $Q_p =88$, para la capa entre 2.50 y 3.00 Km	160
83. Variaciones de $Q_p =87$, para la capa entre 3.00 y 4.00 Km	160
84. Variaciones de $Q_p =268$, para la capa entre 4.00 y 8.00 Km	161
85. Variaciones de $Q_p =1422$ a profundidad mayor a 8.00 Km	161
86. Variaciones de $Q_s =31$, para la capa entre 0.0 y 1.00 Km	162
87. Variaciones de $Q_s =145$, para la capa entre 1.0 y 1.5 Km	162
88. Variaciones de $Q_s =255$, para la capa entre 1.5 y 2.0 Km	163
89. Variaciones de $Q_s =240$, para la capa entre 2.0 y 2.5 Km	163
90. Variaciones de $Q_s =220$, para la capa entre 2.5 y 3.0 Km	164

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura	Página
91 . Variaciones de $Q_s = 224$ para la capa entre 3.0 y 4.0 Km	164
92 . Variaciones de $Q_s = 550$ para la capa entre 4.0 y 8.0 Km	165
93. Cote S-N de velocidades normalizadas de las ondas P, sobre la longitud -115.25 y muestra un esquema del flujo hidráulico desde el acuífero superficial, hasta el yacimiento geotérmico.	165
94. Residuales de los datos t^* - respuesta del modelo, factor de calidad Q_s .	171
95. Residuales de los datos t^* - respuesta del modelo, factor de calidad Q_s .	171

LISTA DE TABLAS

Tabla.	Página
I. Sismos usados en los cálculos de la profundidad del Moho	34
II. Variación del rms para valores de la profundidad del Moho	35
III. Parámetros hipocentrales de los eventos analizados.	50
IV. Valores de Qp y Qs estimados bajo la estación GEO.	50
V. Parámetros hipocentrales de los eventos analizados.	74
VI. Valores de los operadores de atenuación diferencial de P.	74
VII. Valores de los operadores de atenuación diferencial de S.	75
VIII. Valores de δQ_p-1 y δQ_s-1 estimados bajo la estación GEO.	76
IX. Parámetros epicentrales de los pares de sismos utilizados.	79
X. Contiene los resultados de la ecuación 31 y 32	91
XI. Lista de sismos utilizados para la inversión en 2-D y sus parámetros	101
XII. Resultados de la inversión en 2-D para las ondas P	108
XIII. Resultados de la inversión en 2-D para las ondas S	109
XIV. Parámetros hipocentrales iniciales de los eventos utilizados	166
XV. Matriz de resolución de las velocidades en los nudos	169

ESTUDIOS DE ESTRUCTURA Y ATENUACIÓN SÍSMICA EN BAJA CALIFORNIA

I INTRODUCCIÓN GENERAL

En esta introducción describo las características generales del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). En el capítulo dos se describe el Batolito Peninsular de Baja California, ya que versa sobre el cálculo de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en el norte de la península de Baja California. Los objetivos de este trabajo son: (1) determinar la profundidad del Moho en el norte de Baja California, (2) la variación de las velocidades V_p en tres dimensiones y la atenuación sísmica en la zona de producción del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.

En las últimas décadas se ha manifestado que las reservas petroleras son limitadas y como resultado se han buscado fuentes alternas de energía, destacando la geotérmica. Motivo por el cual el CGCP ha adquirido gran importancia.

México es un país que posee grandes recursos geotérmicos: ocupa el tercer lugar internacional en la producción de energía eléctrica con dichos recursos. Por lo cual la geotermia adquiere una importancia fundamental como fuente alterna de energía. Varias instituciones han desarrollado proyectos de investigación al respecto, entre las que se encuentran: el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Instituto Politécnico Nacional (IPN), UABC, UCSDA y UANL, entre otras.

En este trabajo calcularemos la atenuación y la velocidad de las ondas sísmicas en el campo geotérmico de Cerro Prieto y de esta forma se contribuirá al conocimiento de las características de éste. Los recientes avances en los métodos geofísicos para estimar la estructura terrestre, delinear las placas tectónicas, riesgo sísmico y la exploración geotérmica, demandan un constante incremento del conocimiento de la estructura del interior de la tierra en tercera dimensión.

Para determinar la estructura interna de la tierra se utiliza la tomografía sísmica, en forma similar que en la medicina, se trata de hacer una descripción de una rebanada de la tierra usando datos sísmicos (la palabra tomografía es derivada del Griego $\tau\omicron\mu\omicron\varsigma$ la cual significa sección o rebanada). Las técnicas sísmicas han sido utilizadas para crear imágenes bajo la superficie. La comunidad médica ha contado con la gran asistencia de la tomografía computarizada por algún tiempo. Aunque, ha sido solo recientemente cuando la tomografía sísmica se ha desarrollado, principalmente para la explotación de hidrocarburos. Aunque algunos de los métodos usados en exploración geofísica por muchos años pueden ser clasificados como tomografía, la tomografía sísmica provee un concepto general unificado de estimación de parámetros geofísicos e imagen.

La tomografía es un tipo de problema inverso. Esto es, primero son hechas mediciones de energía, que se ha propagado a través de un medio. Las características de esta energía (amplitud, tiempo de viaje, etc.) son usadas para inferir las propiedades del medio a través del cual se ha propagado. En muchos casos la propagación de la energía a través de un medio puede ser descrita por una integración o suma en la que intervienen los

parámetros del medio. Entonces el problema de tomografía consiste en encontrar el integrando de estas integrales (Stewart, 1991).

Uno de los propósitos de esta tesis es estudiar la variación de la atenuación sísmica y la velocidad de las ondas de cuerpo P y S. Esto se llevará a cabo utilizando las técnicas de cocientes espectrales, atenuación diferencial y utilizando el programa SIMUL2000 de Eberhart-Phillips y Thurber (2000). Determinaré los valores de la atenuación diferencial y a partir de ellos calcularé los valores de los factores de calidad para las ondas de cuerpo Q_s y Q_p . En este método es necesario conocer las trayectorias y el tiempo de viaje fuente-receptor de todos los eventos. Estos tiempos de viaje son calculados con el programa SIMUL2000. Existe una correlación entre la variación de las velocidades y la atenuación de las ondas sísmicas P y S en zonas saturadas de agua o vapor, parcialmente saturadas o con altas temperaturas arrojando una imagen en tres dimensiones que represente las citadas características. Además, puesto que sabemos que el Campo Geotérmico de Cerro Prieto está en una cuenca sedimentaria y la zona de producción está dominada por vapor de agua, el calcular la atenuación nos servirá para correlacionar Q_s y Q_p con las características físicas del campo geotérmico, en contraste con los valores de Q obtenidos en laboratorio, los cuales no necesariamente representan con fidelidad las propiedades físicas *insitu* del medio que tratan de representar.

1.1 REGIÓN DE ESTUDIOS.

La planta de Cerro Prieto no es solo la instalación más grande de este tipo en México, sino además la más importante de Latinoamérica. Esta planta es operada por la Comisión Federal de Electricidad de México (CFE) y ha sido estudiada desde 1950, cuando fue perforado el primer pozo exploratorio alcanzando profundidades del orden de 1000 metros. La producción de energía eléctrica inició en 1973. Desde entonces la producción se ha incrementado debido a un creciente número de plantas generadoras y perforaciones.

La región geotérmica de Cerro Prieto se localiza a 30 km al sureste de la ciudad de Mexicali entre las longitudes 115° 10' y 115° 17' W y entre las latitudes 32° 22' y 32° 26' N dentro del delta del Río Colorado. El campo geotérmico de Cerro Prieto se encuentra entre el extremo sureste de la Falla Imperial y el extremo noroeste de la Falla Cerro Prieto. Atribuyéndose a estas fallas y al adelgazamiento de la corteza, la intensa actividad sísmica que existe en la zona. El volcán de Cerro Prieto se encuentra a 6 km al noroeste del campo geotérmico, con una altura de 225 metros (Figura 1, Pelayo *et al.*, 1991).

1.2 MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

Las variaciones de las velocidades de la corteza en la cuenca de Cerro Prieto son el resultado de la tectónica de placas y la historia del movimiento de las placas del Pacífico y de Norte América durante el Mesozoico tardío Terciario temprano. Al final del Mioceno el área del moderno Golfo de California fue un sistema de arco volcánico, o proto-Golfo,

detrás de una trinchera oceánica que fue creada por la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norte América. La antigua localización de esta trinchera es la zona de fallas San Benito y Tosco-Abrejos localizadas fuera de la costa a lo largo del margen oeste de la Península de Baja California. Como la placa Farallón fue consumida la migración hacia el sur de un punto triple de unión extendió la desembocadura del proto-Golfo hace alrededor de 5.5 Ma. Durante esta migración el movimiento transforme fue progresivamente transferido 250 km tierra adentro hasta el eje del arco volcánico, formándose una serie de fallas en escalón en el Golfo, conectando el sistema de fallas San Andrés a la Cordillera Pacífico Este. Debido a esto la nueva dirección de movimientos de la placa, con velocidad relativa de 5 cm/año (Bennett *et al.*, 1996), cambió en 15° al nuevo sistema activo de fallas cortante, por lo que el Golfo de California ha sido sujeto a fallamiento extensional oblicuo desde ese tiempo.

Durante los últimos 5 Ma, este régimen trans-tensional oblicuo ha creado una serie de depresiones tensionales o “pull-apart basins” en los extremos de las fallas lateral derecha y en escalón. Estas cuencas se han desarrollado adelgazando la corteza donde continuas intrusiones ígneas generan sistemas hidrotermales con altas temperatura. Por ejemplo, en la Cuenca de Guaymas, la más estudiada de las cuencas “pull-apart” en el Golfo de California, la profundidad promedio es de 2 km, más de 500 m de la profundidad típica en el centro del Golfo. Localizados en la parte sur, dentro de esta depresión, están los “hot springs” con temperaturas entre 270 y 314 °C, los cuales han sido registrados por el submarino Alvin. A dos y medio kilómetros de estos “hot springs” en el Deep Sea Drilling Project (DSDP sitio

477) se obtuvo un núcleo de diabase, típico de centros de dispersión oceánica, a una profundidad de solo 270m bajo la interfase agua-sedimento (Elders *et al.*, 1997).

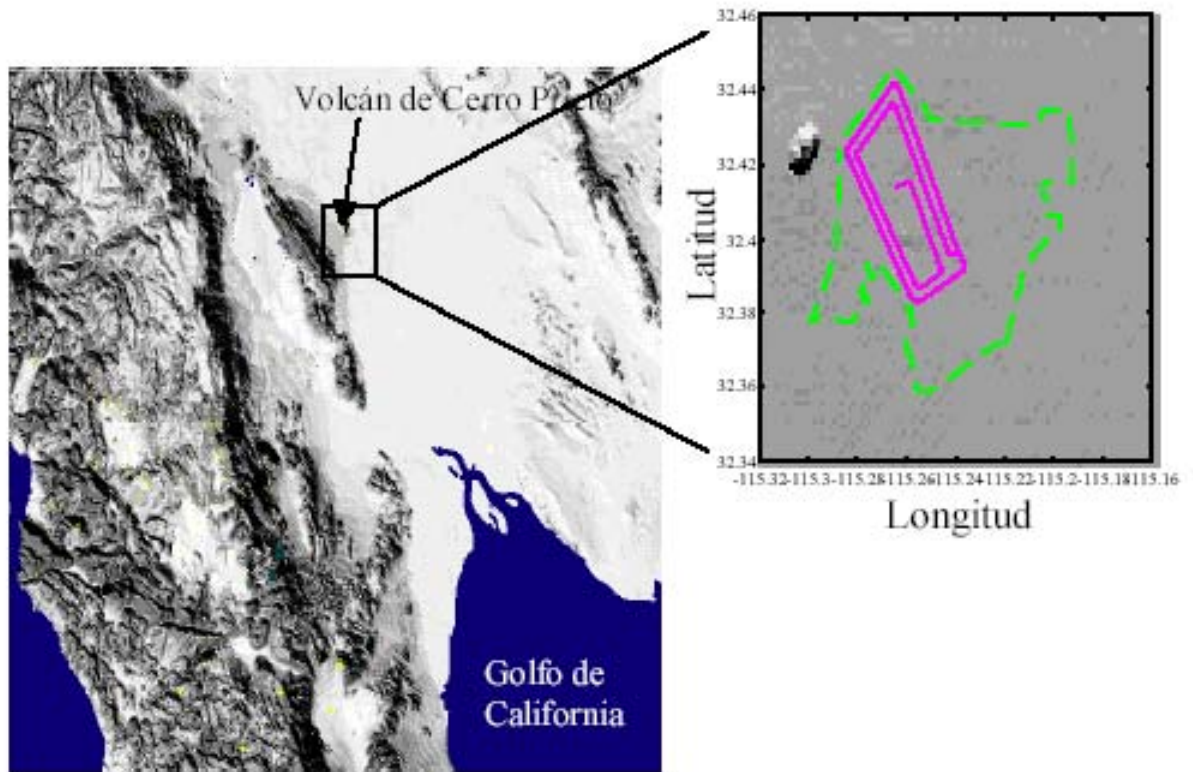


Figura 1. Localización del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Se muestran los linderos de la CFE con línea cortada y la Laguna de Evaporación con línea continua.

La Depresión Salton es estructuralmente parte del régimen tras-tensional del Golfo de California y ha sido aislado de las aguas del Golfo por los depósitos deltáicos del Río Colorado durante los últimos millones de años. El sistema geotérmico de Cerro Prieto, por ejemplo, yace dentro de las estructuras “pull-apart” situado entre las fallas Cerro Prieto e Imperial (Elders *et al.*, 1997).

Desde un aspecto regional, en el Valle de Mexicali las alineaciones topográficas (La Pinta, El Centinela, Los Cucapá, El Mayor, las Sierras Juárez y San Pedro Mártir) tienen sentido NNW-SSE. Las pendientes del este de los cuatro primeros son abruptas; al oeste son suaves. Las Sierras Juárez y San Pedro Mártir muestran altiplanos extensos con flancos esculpidos por la erosión. La elevación máxima, Cerro La Encantada en la Sierra Juárez, es sobre los 3,000 metros de altura.

El clima extremoso de la región ha intemperizado y erosionado las rocas, de tal forma que geológicamente en el valle de Mexicali destacan principalmente, tanto sedimentos de las montañas como depósitos del río Colorado. El valle drena el agua subyacente hacia el Golfo de California, al sureste del valle de Mexicali. El drenaje fluye también hacia el noroeste de Salton Sea, solo al norte de Cerro Prieto y está limitado por el canal de ese nombre.

La región se encuentra dentro de una gran planicie de sedimentos principalmente del Río Colorado, representando un delta extensivo donde él río fluye hacia el Golfo de California. El depósito de sedimentos ha tenido un promedio de 81 a 100 mm/año durante los últimos 20 a 30 años (Pelayo *et al.*, 1991).

El campo geotérmico de Cerro Prieto es una depresión tectónica cuya formación se inició en el Mioceno y está rellena de sedimentos deltáicos Plio-Pleistocénicos del Río Colorado y de los abanicos aluviales provenientes de la Sierra Cucapá. Subyaciendo a los sedimentos se encuentra el basamento granítico del Cretácico Superior.

La litología del subsuelo obtenida de las perforaciones de los pozos geotérmicos consiste de tres unidades principales. La primera con espesor del orden de 1000 a 2000 metros, llamada unidad A, consiste en depósitos deltáicos cuaternarios que se presentan

desde la superficie constituida por gravas, arenas, limos y arcillas no consolidadas, dispuestos en forma lenticular, sobre-yaciendo capas de lutitas semi-consolidadas. La segunda unidad B, se compone de lutitas grises con intercalaciones laminares de areniscas alternadas irregularmente con estratos de limolitas y pizarras. Recubriendo a la secuencia de lutitas, areniscas y limolitas, se encuentra una capa de lodolitas de distribución irregular, esta unidad cuenta con un espesor de 2000 a 3000 metros. La tercera unidad C, corresponde a las rocas graníticas del basamento las cuales afloran en la Sierra Cucapá, que en la zona de estudio tiene profundidades de 3000 hasta 5000 metros aproximadamente (González López, 1999). En los sedimentos no consolidados se tiene un cuerpo de agua denominado acuífero superficial o somero que se considera libre, y sobreyace a una zona con fluidos hidrotermales (yacimiento geotérmico) emplazados dentro de la unidad de sedimentos consolidados. Dichos cuerpos de agua están separados por una zona de muy baja permeabilidad, consistente en una capa de lodolitas sobreyaciendo a lutitas de color café (Vázquez-González, 1999).

Los fluidos geotérmicos, con temperaturas de 250° a 350°C, son extraídos desde las lutitas grises y areniscas de la unidad B. La fuente de energía en el campo geotérmico es un cuerpo magmático a una profundidad entre 5 y 6 km de la superficie (Glowacka et al., 1999). El campo geotérmico se caracteriza por tener fronteras filtrantes donde los fluidos geotérmicos calientes existen en equilibrio dinámico con aguas frías. Es aceptado generalmente que el campo es recargado por agua caliente desde el este. Los acuíferos superficiales de la cuenca fluvial del Río Colorado suministran agua más fría desde el este, oeste, sur y desde arriba por los acuíferos superficiales (Glowacka et al., 1999).

1.3 ESTUDIOS GEOFÍSICOS

La Comisión Federal de Electricidad ha realizado y contratado una gran cantidad de estudios. También existen los realizados por otras instituciones de investigación, desde mediados del siglo pasado. Los estudios han sido en diferentes disciplinas como; Sísmicos, Geológicos, Geoquímicos, Geohidrológicos, Deformación Superficial, Geotérmicos, Gravimétricos, Magnetometría, Magnetotélúricos y Resistividad. Con respecto a estudios de sismicidad, existen varios trabajos realizados en el campo geotérmico en los años 70 (Reyes et al., 1979). Aunque, sus alcances son limitados debido a los registros análogos y el pequeño número de estaciones sísmicas utilizadas. Por ejemplo, Reyes A. (1979) reportó dispersión en la actividad y enjambres sísmicos en la cuenca “pull-apart”, así como un grupo de eventos en el extremo noroeste de la falla Cerro Prieto con profundidades en el rango de 2 a 6 km. Él reporta mecanismos focales compuestos con fallas lateral derecho en la falla Cerro Prieto y fallas normales en la cuenca. Mas recientemente, Fabriol (1995) con una combinación de estaciones locales y regionales encontró que la sismicidad estaba concentrada en el extremo noroeste de la falla Cerro Prieto y al sureste del campo geotérmico. También encontró que la profundidad de los eventos se intensifica de oeste a este. El rango de magnitudes de duración de los eventos analizados fue de 1 a 4.6 . Fabriol y Munguia (1997) localizaron eventos durante 1993 y 1995 en rangos de magnitud de 1.0 a 4.1, usando registros de estaciones analógica locales, datos de movimientos fuertes, datos digitales de la Red Sismológica del Noroeste (RESNOM) y datos de la Southern California Seismic Network (SCSN). Aún cuando los eventos superficiales locales son localizados con estaciones regionales y locales, los errores de localización se incrementan

substancialmente debido a las heterogeneidades laterales de la corteza. Los eventos reportados fueron localizados al sureste y oeste del campo geotérmico. La actividad se concentró entre los 2 y 6 km de profundidad. Los mecanismos focales de los eventos en el extremo noroeste de la falla Cerro Prieto presentan fallamiento con movimiento lateral derecho y normal. Los mecanismos dentro del campo geotérmico son normales y normal-oblicuos.

Un estudio mas detallado de la sismicidad y la distribución de los esfuerzos en el CGCP fue presentada por Rebollar et al. (2003). Ellos estudiaron micro-sismos de dos enjambres ocurridos en noviembre de 2000 y febrero de 2001, de magnitud entre -0.3 y 3.5 localizados a profundidades entre 3 y 12 km. Así mismo estudiaron dos sismos de M_w 4.7 y 5.1 ocurridos el 1 de junio y el 2 de septiembre de 1999, respectivamente. Estos eventos también fueron analizados por González et al. (2001). En este estudio se utilizaron 21 estaciones digitales desplantadas sobre sedimentos. Se calculó una relación V_p/V_s de 1.91 debajo del volcán de Cerro Prieto que es característico de un medio saturado de agua o parcialmente fundido. Se encontró en el estudio que la falla Cerro Prieto continúa hacia el noroeste del volcán de Cerro Prieto. Se calcularon 76 mecanismos focales encontrándose que los ejes P y T inferidos de los mecanismos focales no corresponden con los esfuerzos esperados en la región. Es muy probable que la heterogeneidad de los esfuerzos sea debido al adelgazamiento continuo de la corteza en la cuenca.

Diferentes estudios se han llevado a cabo para estimar el factor de calidad Q con técnicas diferentes en esta región. Puedo mencionar entre los más relevantes, para esta tesis, el cálculo de la atenuación de ondas de coda en el CGCP (Domínguez *et al.*, 1997), en el cual reportan valores de Q de coda de la forma $Q_c(f) = Q_0 f^n$ donde $Q_0 = 111.5 \pm 23$ con

una dependencia de la frecuencia n de 0.41 ± 0.10 . El trabajo lo desarrolló utilizando las ondas de coda de 22 eventos locales, cercanos a la zona de producción del campo geotérmico, registrados por una red de estaciones portátiles temporales. Domínguez *et al.* (1997) estimaron la atenuación de ondas de coda en el rango de frecuencias de 6 a 24 Hz, encontrando valores de $Q_c = 490$ en la frecuencia de 24 Hz. Reyes *et al.* (1982) obtuvo $Q_c = 250$ independiente de la frecuencia entre 5 y 12 Hz al sureste del campo geotérmico, usando la técnica de cocientes espectrales con réplicas del sismo Victoria de 1980. Singh *et al.* (1982) encontró valores de $Q_s = 20f$ en un rango de frecuencias de 3 a 25 Hz, para la región que se encuentra al noreste del campo geotérmico, a lo largo de la falla Imperial, usando una aproximación espectral de las ondas SH de 6 réplicas del sismo de Valle Imperial de 1979, registradas en 14 estaciones.

En regiones con condiciones similares se han utilizado telesismos para obtener el valor de Q . Se puede mencionar el trabajo realizado por Ronald W. Ward y Chi-Yuh Young (1980) en el que relacionan la temperatura y gravimetría con los valores de Q calculados a partir de ondas P de eventos telúricos utilizando la técnica de cocientes espectrales.

Otro estudio es el realizado en el campo geotérmico de Geysers-Clear Lake, localizado a 110 km al norte de San Francisco, California. Encontraron una zona de alta atenuación, con valores bajos de $Q \sim 100$ en el centro medio de la corteza al sureste de Mount Hannah y rodeando a ésta zona se calcularon valores de $Q \sim 500$, que concuerda con otros estudios geofísicos (Ward y Chi-Yuh, 1980.)

Con la finalidad de lograr imágenes tridimensionales del sistema magmático y geotérmico, en la caldera de Long Valley, California, Ponko y Sanders (1994) estimaron

las diferencias espaciales de las propiedades (Q y V) en las ondas sísmicas P y S, en un rango de frecuencias de 10 a 20 Hz. Ellos utilizaron datos de sismos locales y la técnica de cocientes espectrales, la cual minimiza los efectos de sitio, obteniendo valores de la atenuación diferencial ∂Q^{-1} . La inversión la realizaron a través del algoritmo LSQR. Observaron zonas de alta atenuación, con valores positivos de ∂Q^{-1} , las cuales atribuyeron a la presencia de fluidos y a una cámara magmática. Bajo el volcán Medicine Lake en el norte de California se obtuvo una tomografía sísmica de alta resolución a partir de la correlación de la velocidad de las ondas P y su atenuación (Evans y Zucca, 1988). Las ondas P_g de ocho explosiones y una densa red de 140 sismómetros se utilizaron para calcular los valores de ∂Q^{-1} y V_p utilizando un algoritmo de inversión amortiguada. Encontrándose zonas con valores de V_p altos y Q bajos en la parte este de la caldera, atribuidos posiblemente a agua en ebullición localizada entre una cámara magmática y las riolitas del este del lago. Zonas con valores normales de V_p y Q altas, sugieren una zona de intrusión magmática en el borde norte de la parte superior de la caldera. Haberland y Rietbrock (2001) suponiendo valores de Q_p^{-1} independientes de la frecuencia en un rango de 1 a 30 Hz calcularon la atenuación a lo largo de la trayectoria (t^*) de las ondas P utilizando cocientes espectrales e inversión espectral, para obtener una tomografía sísmica del arco magmático en los Andes del oeste central. Ellos encontraron una compleja estructura de atenuación, encontrando valores altos $Q_p > 1000$ (baja atenuación) bajo el reciente arco magmático. La corteza y el manto superior muestran elevada atenuación con valores de $Q_p < 100$. En la parte norte de la zona estudiada se observó que la anomalía de alta atenuación penetra en el manto del post-arco bajo la placa subducida, así como en la parte sur arriba de la placa

subducida. Esta alta atenuación en la corteza se interpreta como una zona debilitada termalmente con fusión parcial y está correlacionada con las zonas de enjambres sísmicos.

El cálculo de Q utilizando eventos telesísmicos registrados en la zona de subducción del Pacífico Noroeste fue realizado por Sharrock *et al.*(1995). Ellos utilizaron veintisiete sismos localizados en el Pacífico noroeste con magnitudes $m_b \geq 5.4$ para estimar la atenuación del manto superior. La respuesta del instrumento fue eliminada y se supuso un decaimiento espectral en el campo lejano de ω^{-2} . El decaimiento remanente en el espectro arriba de 1 Hz (arriba de la frecuencia de esquina) se supuso que era debido a la atenuación. Estimaciones conservadoras de la atenuación promedio de las ondas de cuerpo se obtuvieron del decaimiento espectral, que son usualmente medidas usando el parámetro t^* definido como el cociente entre el tiempo de viaje T y el factor de calidad promedio Q_{AV} a lo largo de la trayectoria total. El termino Q^{-1} lo mencionan como factor de dispersión del medio. A pesar del imperfecto conocimiento del espectro de la fuente con que contaban, la alta sensibilidad de las amplitudes espectrales a la atenuación en altas frecuencias produjo estimaciones de atenuación bastante confiables y estables. La dispersión de los datos fue pequeña, reportando estimaciones de t^* promedio (t^*_{AV}) con un error estándar de solo 21% en promedio. Todas las estimaciones de t^*_{AV} y Q_{AV} fueron debido a la atenuación de las ondas P . Los resultados de t^*_{AV} de la zona de subducción del Pacífico noroeste no fueron explicadas simplemente por la tradicional Q alta en la placa de subducción y una Q baja en el manto superior. Una región con Q bajo en los primeros 100 km (aproximadamente) de la zona de subducción fue identificada. Corregido t^*_{AV} por efectos de la fuente produce estimaciones de Q_{AV} cercanas a 1200 para trayectorias predominantemente oceánicas

(Australia e India) y de 1500 para trayectorias oceánicas y continentales combinadas (Canadá y Escocia).

1.4 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS

En el presente estudio se analizará la actividad sísmica registrada en una red de periodo corto de 5 estaciones digitales de la CFE y trece estaciones portátiles del CICESE, dos hidrófonos y un sismómetro de banda ancha, instaladas en la Planta Geotérmica de Cerro Prieto. Nuestro interés es conocer la atenuación y las velocidades de las ondas P en la zona de producción. Una vez conocidas las variaciones de las velocidades y la atenuación se correlacionarán con los estudios geofísicos mencionados anteriormente con el objetivo de conocer los factores de calidad en los estratos del campo geotérmico de Cerro Prieto. Como sabemos el campo geotérmico de Cerro Prieto está en una cuenca sedimentaria y la zona de producción esta dominada por vapor y agua, por lo tanto calcular la atenuación y las velocidades de las ondas sísmicas nos permitirá correlacionar Q con las características físicas del campo geotérmico y compararlas con las obtenidas en otros estudios. Esto nos permitirá hacer una comparación con los valores de Q obtenidos en laboratorios, los cuales no necesariamente representan con fidelidad las propiedades físicas del medio que tratan de representar.

Se han realizado estudios de laboratorio en rocas para determinar su atenuación, encontrando que el contraste en el comportamiento de la atenuación cortante y volumétrica es muy claro (Winkler y Nur 1979). Cuando se añade agua a los espacios porosos de la roca, la pérdida de energía compresional se aproxima a dos veces la pérdida de energía

cortante, y ambos se incrementan con el grado de saturación. El mecanismo de pérdida puede ser por el flujo del fluido, termoelasticidad, o ambos. La atenuación cortante se incrementa continuamente hasta el 100% de saturación. Sin embargo, la atenuación compresional alcanza un máximo aproximadamente al 95% de saturación y entonces decrece con mayor grado de saturación. Los datos además muestran que en rocas parcialmente saturadas (y para pérdida de cortante en rocas totalmente saturadas) el mecanismo de atenuación en el fluido de los poros domina claramente sobre todos los mecanismos en la roca seca. Winkler y Nur (1979) descubrieron que en roca seca la pérdida de cortante es mayor que la pérdida volumétrica ($Q_p > Q_s$), implicando que el mecanismo de saturación parcial no puede explicarse completamente, debido a la combinación gas-líquido. La atenuación en campos geotérmicos, particularmente aquellos con vapor, puede servir como una herramienta de susceptibilidad para la saturación parcial.

Resultados experimentales muestran que la atenuación decrece con el incremento de presión de confinamiento. Para el módulo de cortante es mínima en roca seca, es más grande en roca parcialmente saturada, y es máximo en totalmente saturada. Sin embargo, mientras la pérdida en movimientos compresionales, es también mínima en roca seca y grande en roca parcialmente saturada, la pérdida de energía por movimiento compresional es significativamente reducida con la saturación total. También en ambas rocas, seca y completamente saturada, la pérdida de energía de cortante es mayor que la pérdida de energía por deformación volumétrica. En roca parcialmente saturada, sin embargo, la pérdida de energía de cortante es menor que la volumétrica ($Q_s > Q_p$). Por lo que trataremos de determinar si esto sucede en el campo geotérmico de Cerro Prieto.

Otros trabajos en los que podemos apoyarnos para comparar los resultados de la atenuación es el de Abercrombie (1998), donde menciona que todos los estudios a la fecha han encontrado que Q es muy bajo cerca de la superficie ($Q \sim 10$ arriba de los 100 m) y se incrementa rápidamente con la profundidad. Sitios con diferente amplificación o atenuación a poca profundidad muestran pequeña dependencia con el tipo de roca. Estas observaciones son consistentes con la apertura de fracturas al disminuir la presión litostática; siendo esta la principal causa de la severa atenuación superficial. Estudios que han utilizado ondas de cuerpo y de coda, haciendo un muestreo hasta 2 km de profundidad determinaron que los valores de Q son altos (~ 1000) y a profundidades sismogénicas en California, incrementándose solo débilmente en el rango de frecuencias de 10 a 100 Hz. La atenuación intrínseca parece ser el mecanismo dominante. Valores típicos de Q para ambas ondas P y S en los primeros 100 m son muy bajos, alrededor de 10 en el rango de frecuencias de algunos Hz hasta algunas decenas de Hz. Además, parece ser casi independiente del tipo de roca. En los primeros 500 m los valores típicos de Q son $Q_p < 50$ y $Q_s < 30$.

Lees y Lindley (1994) encuentran grandes relaciones de Q_p/Q_s en la zona de fallas del sismo de Loma Prieta. Sugieren que si la Q observada en el estudio es debida a saturación de poros, especulan que la roca a lo largo de la zona de falla esta completamente saturada ya que a lo largo de la parte profunda de la zona de falla la relación $Q_p/Q_s > 1$. Concluyen que valores altos de Q_p y valores de Q_s bajos son observados en la zona de falla a profundidades de 10 a 18 km, delineado por la actividad posterior al evento. Esto sugiere que los poros están completamente saturados en la zona de falla a profundidades entre 15 y 18 km.

II. PROFUNDIDAD DEL MOHO EN EL BATOLITO PENINSULAR DE BAJA CALIFORNIA USANDO TIEMPOS DE VIAJE (Pg-Pn)

2.1 RESUMEN

Calculamos la variación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en el norte de Baja California usando ondas refractadas de eventos localizados con ayuda de la red sismológica de periodo corto RESNOM y registrados en nueve estaciones de banda ancha instaladas en un arreglo este – oeste a lo largo de la latitud 31° N. Utilizamos 35 eventos localizados con rms (raíz del cuadrado medio del error) menor que 0.20 y profundidades que varían aproximadamente entre 3.0 y 15.0 km. Los errores en la profundidad de los eventos utilizados son del orden de ± 2.0 km. Calculamos los tiempos de viaje de las ondas P_g directas y refractadas P_n para cada sismo, variando la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić y considerando fijas las velocidades y espesores del modelo de Nava y Brune (1982). Calculamos el rms de las diferencias entre éstos tiempos calculados y los observados para determinar la profundidad más probable de la discontinuidad de Mohorovičić entre la localización de los epicentros y cada estación. Estimamos que el espesor de la corteza al centro de la península entre las latitudes 31.3° y 31.7° N es aproximadamente de 42 km, disminuyendo hacia los litorales del Océano Pacífico a un espesor de 31 km y hacia el Golfo de California a un espesor de 20 km.

2.2 INTRODUCCIÓN

Hay escasos estudios realizados en el Batolito Peninsular de Baja California para estimar las variaciones de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho). El único trabajo de que tenemos conocimiento de una estimación de la profundidad del Moho es el realizado por Nava y Brune (1982). En este trabajo analizaron fases refractadas de sismos y de una explosión realizada en el sur de California estimando una profundidad del Moho de 40 km al centro del Batolito Peninsular. En este trabajo utilizamos ondas refractadas en el Moho de sismos localizados en las fallas Vallecitos, Sierra Juárez, Laguna Salada, Cerro Prieto y otras fallas del sur de California, registradas en un arreglo lineal de nueve estaciones de banda ancha distribuidas a lo largo de la latitud 31°N. Con esta información estimamos la profundidad del Moho en el norte de Baja California entre las latitudes 31.3° y 31.7° N. Con esta base de datos Lewis et al. (2000) también estimaron una profundidad del Moho de 44 km en San Pedro Mártir, 35 km hacia el Pacífico y 17 km hacia el Golfo de California en la latitud 31°N, mediante funciones de transferencia. Nuestros resultados dentro de los errores concuerdan con los reportados por Lewis et al., (2000).

2.3 MARCO GEOLÓGICO

La corteza en la Península de Baja California está compuesta por el Complejo Batolítico Peninsular que expone afloramientos continuos de roca intrusiva desde el sur de

Los Ángeles, California, hasta la latitud 28° N, donde se ven interrumpidos por una extensa cubierta de rocas volcánicas del límite sur de Baja California hasta prácticamente La Paz, Baja California Sur y extendiéndose nuevamente hasta Cabo San Lucas (Romero-Espejel y Delgado-Argote, 1998). El Complejo Batolítico Peninsular esta dividido por la frontera *magnetita-ilmenita* (Gastil et al., 1991), que separa a los Batolitos Oeste y Este (Gastil *et al.*, 1975; 1984; Ichinose *et al.*, 1996). El Batolito Oeste se localiza en una franja de 60 a 70 km de ancho paralela a la costa del Océano Pacífico. Este batolito está constituido por rocas cuya composición varia de gabro a leucogranito con edades entre 140 y 105 Ma, deformados e intrusionados por rocas volcánicas de arco de 125 a 118 Ma. El Batolito Este está constituido por rocas cuya composición varía de tonalita a granito y edades entre 105 y 80 Ma. Estas rocas no están deformadas y pertenecen a un arco magmático transgresivo más joven (Silver y Chappell, 1988). Silver y Chappell (1988), Baird y Miesch (1984) definen una frontera entre estos batolitos y posteriormente, Magistrale y Sanders (1995) e Ichinose et al. (1996) la confirmaron con la inversión de arribos de ondas P y funciones de transferencia a la cual llamaron frontera composicional del Batolito Peninsular. Los espesores de la corteza en la Sierra Peninsular probablemente reflejan los eventos tectónicos del Terciario así como la extensión del Mioceno y la extensión asociada con la apertura del Golfo de California.

2.4 DATOS Y METODOLOGÍA

Nueve estaciones de banda ancha consistieron de sismómetros Guralp (CMG-40T y CMG-3ESP) conectados a sistemas de adquisición de datos REFTEK 72A. Estos instrumentos registraron en forma continua, a 80 muestras por segundo, desde Octubre de 1997 a Junio de 1998. El arreglo temporal de estaciones de banda ancha se instaló aproximadamente en la latitud 31°N , cruzando perpendicularmente la Sierra de San Pedro Mártir, desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de California (Figura 2). El análisis de los datos consistió en identificar en los sismogramas registrados por las estaciones de banda ancha las fases P_n y P_g de eventos localizados por RESNOM (Red Sismológica del Noroeste de México) en el norte de Baja California. El ruido de baja frecuencia fue eliminado aplicando un filtro pasa-altos Butterworth con una frecuencia de esquina de 2 Hz, en algunos casos fue necesario aplicar un filtro pasa bandas Butterworth con frecuencias de esquina de 4 y 14 Hz para poder identificar claramente el inicio de la fase P_n (ver Figuras 3 y 4). Los sismos seleccionados fueron eventos cuya localización presenta un $\text{rms} \approx 0.20$ y con errores en la profundidad del orden de 2.0 km. Seleccionamos 35 eventos con estas características (Tabla I) de un total de 201 y con fases P_n y P_g claramente visibles, para minimizar, en lo posible, el error de lectura. En la selección revisamos que la profundidad del hipocentro correspondiera aproximadamente con el cálculo directo del tiempo de viaje de la fase P_g , para garantizar una profundidad correspondiente con la capa donde se ubica el hipocentro. El modelo de velocidades de la corteza que utilizamos para el cálculo teórico de los tiempos de viaje de las fases P_g y P_n en el macizo peninsular fue el

propuesto por Nava y Brune (1982). La figura 5 muestra el modelo unidimensional de velocidades. La localización de los eventos se realizó con el programa HYPO71 y el modelo de velocidades que RESNOM utiliza rutinariamente en sus localizaciones. Este modelo es esencialmente el de Nava y Brune (1982) con ligeras modificaciones.

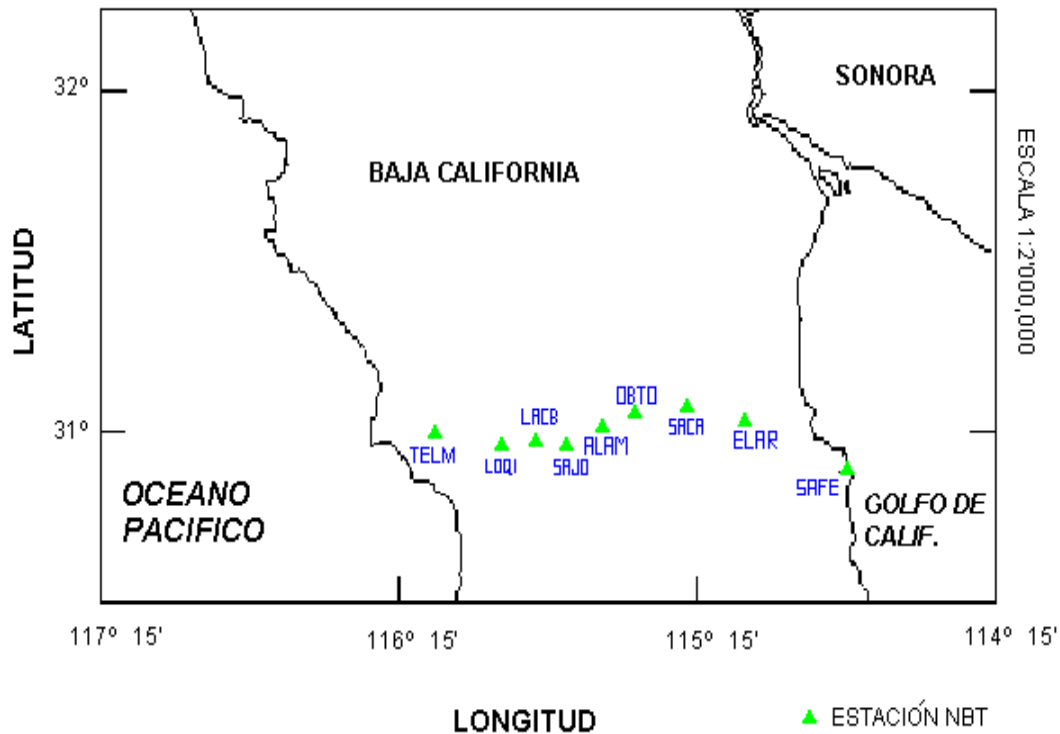


Figura 2. Localización del arreglo temporal de nueve estaciones de banda ancha de tres componentes instaladas cruzando linealmente la Sierra de San Pedro Mártir en dirección de la extensión norte del Golfo de California aproximadamente a 31° N.

Las trayectorias de los rayos que intervienen en el cálculo, tienen una misma dirección, es decir, NW-SE, paralela al litoral del Océano Pacífico para las 3 estaciones del oeste, para las 4 estaciones centrales consideramos la dirección del desarrollo del Batolito Peninsular, y en el este, paralela al litoral del Golfo de California, las 2 estaciones restantes,

como se muestra en la figura 6. Utilizando estas trayectorias eliminamos buzamientos del Moho y variaciones laterales que afecten la estimación del tiempo de viaje de las ondas. Por lo cual, consideramos un modelo de velocidades unidimensional de tres capas planas y un semiespacio, sin considerar posibles buzamientos del Moho o discontinuidades horizontales.

Magistrale y Sanders (1995) al invertir tiempos de arribo para calcular un modelo en tres dimensiones en el sur de California, encontraron que los modelos de velocidades tienden a ser más homogéneos con la profundidad, no así las capas más superficiales. Esta conclusión nos motivó a fijar las velocidades de las capas superficiales y variar en el modelado la profundidad del Moho.

Se desarrolló un programa que calcula los tiempos de viaje de las fases P_n y P_g y su diferencia $P_g - P_n$ considerando fijas las velocidades, las profundidades de las dos primeras capas y variando, solamente, la profundidad del Moho. Este programa resuelve un problema directo, tomando un rango de profundidades del Moho, variando solamente el espesor de la tercera capa. El programa lee de un archivo los tiempos observados ($P_g - P_n$), las distancias epicentrales y la profundidad del hipocentro. Con estos datos calcula los tiempos de viaje para las fases P_n y P_g , utilizando la ecuación general para n capas;

$$t = (x/V_n) + \sum (2h(d)_i/V_i) \cos\theta_i \quad (1)$$

donde $\theta_i = \sin^{-1}(V_i/V_n)$, $h(d)_i$ es el espesor de la i -ésima capa en función de la profundidad del hipocentro d . Una vez calculados los tiempos de viaje para cada fase, el programa

encuentra la diferencia entre los tiempos de viaje calculados y los observados para cada evento en una misma estación. Estas diferencias las utiliza para calcular el mínimo cuadrado medio de los residuales y la profundidad del Moho correspondiente. Este proceso se repitió para cada fuente-receptor, con su correspondiente trayectoria. Para considerar el efecto del cambio de altitud entre las estaciones hicimos una corrección, aumentando el espesor de la capa superficial en una cantidad igual a la altura de la estación sobre el nivel del mar y solo para las estaciones El Álamo y San Pedro Mártir por tener las diferencias más significativas, afectando en más de 1 km la estimación de la profundidad del Moho.

2.5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La identificación de las fases P_g y P_n en los sismogramas digitales es muy sencilla debido a la gran diferencia de amplitud entre ellas (Figuras 3 y 4). Un error aproximado en la lectura es de ± 0.05 segundos por este concepto.

Al utilizar diferencias P_g-P_n el error en los tiempos de origen no afecta el cálculo, ya que se elimina sistemáticamente. Las figuras 7, 8, 9 y 10 muestran las variaciones del rms con la profundidad para las estaciones TELM, SAFE, ALAM y OBTO. Claramente se ven los valores mínimos de los rms, correspondientes a las diferencias de tiempo de viaje (P_g-P_n) observadas y calculadas, indicando la profundidad del Moho.

Se puede pensar que un pequeño error en la profundidad de la fuente se propagará produciendo un gran error en el cálculo de la profundidad del Moho. Investigamos este punto eligiendo un evento que ocurrió en la segunda capa de nuestro modelo y con una

profundidad del Moho de 20 km. La elección de este evento corresponde al mayor error propagado, comparado con otros eventos. Un factor importante en la zona de estudio es que los eventos no se originan normalmente a profundidades mayores de 15 km por lo que la profundidad del foco es limitada, permitiendo que el error posible por este concepto no sea tan significativo como se pudiera pensar. Para analizar el problema debemos considerar que existen solo dos posibilidades: 1) El sismo ocurre en la primera capa de velocidad constante, entre 0 y 5 km 2) El sismo ocurre en la segunda capa, pero no a una profundidad mayor de 15 km. La figura 11 es una gráfica de isolíneas que muestra, la variación del rms de las diferencias de tiempo de viaje ($P_g - P_n$) observadas y calculadas, para diferentes profundidades de la fuente y el cálculo correspondiente de la profundidad del Moho, del evento seleccionado, originado en la segunda capa. El foco de este evento tiene una profundidad de 10 km, calculada por RESNOM. Para esta profundidad de la fuente, la profundidad calculada del Moho corresponde a 20 km. Si variamos la profundidad de la fuente entre 6 y 15 km, la profundidad calculada del Moho cambiará de 18 a 24 km y por lo tanto el error sería, la diferencia entre la profundidad inicial de 20 km y el valor más alejado de ésta, 24 km, la diferencia de ± 4 km. Este sería el error aplicable si solo conociéramos la capa en que el evento se originó, sin conocer la profundidad del foco. Con estos argumentos, podemos estimar que la incertidumbre en el cálculo de la profundidad del Moho es de $\pm 20\%$, en el caso de no contar con la profundidad del foco y conociendo la capa en que se origina la fuente.

Con esta metodología estimamos la capa refractora del manto dentro de una franja de aproximadamente 50 km de ancho entre las latitudes 31.3°N y 31.7°N desde el litoral del

Océano Pacífico hasta el litoral del Golfo de California. Encontramos que para el litoral del Océano Pacífico el Moho se encuentra a 31 ± 3 km para las trayectorias correspondientes a la estación San Telmo (TELM), aumentando a 32 ± 3 km hacia el oeste para las trayectorias correspondientes a la estación Los Quintos (LOQI), en la trayectoria de la estación Las Cabras (LACB) 34 ± 3 km, para las trayectorias de la estación San José (SAJO) 36 ± 4 km, 37 ± 4 km para El Alamito (ALAM) y para el eje de la sierra peninsular, en las trayectorias correspondientes a la estación Observatorio (OBTO) encontramos la máxima profundidad del Moho de 42 ± 4 km. Continuando 10 km al este del escarpe de la Sierra San Pedro Mártir la profundidad del Moho disminuye a 27 ± 3 km en las trayectorias de la estación Santa Clara (SACA), disminuyendo a 21 ± 2 km para El Arrollo (ELAR) y llegando a un espesor mínimo de 20 ± 2 km de corteza para las trayectorias hacia la estación San Felipe (SAFE). El error en la profundidad del Moho se calculó arrastrando un error de 0.05 seg en la lectura de los arribos y el error en la localización de los hipocentros, dado por el programa HYPO71. La figura 12 muestra un croquis de un corte vertical de la profundidad del Moho (se excluye la escala horizontal), en donde se muestra la variación de la corteza en el norte de la península de Baja California. Confirmamos estos resultados realizando el mismo proceso con sismos localizados en el sur de California. Los resultados son congruentes a los obtenidos con eventos en el norte de Baja California con trayectorias similares. La tabla II muestra los resultados de estos cálculos.

2.6 CONCLUSIONES

La topografía del Moho estimada en este trabajo corrobora los resultados de publicaciones anteriores de zonas cercanas a la de este estudio, como la propuesta por Ichinose et al. (1996) en la frontera México Estados Unidos y más recientemente en el trabajo de Lewis et al. (2000) en la Sierra de San Pedro Mártir. Estos resultados nos permitirán en el futuro estimar un modelo de velocidades en tres dimensiones para el norte de Baja California.

El método utilizado es muy sencillo, aplicable a regiones donde se tiene un modelo de velocidades y una red sismológica cercana a las fuentes, un número considerable de registros, así como distancias hipocentrales adecuadas y con la precisión deseada. La ventaja del método es que no buscamos un modelo de velocidades, sino solamente estimar las variaciones de la profundidad del Moho, suponiendo que los espesores y velocidades de las capas más superficiales son adecuados.

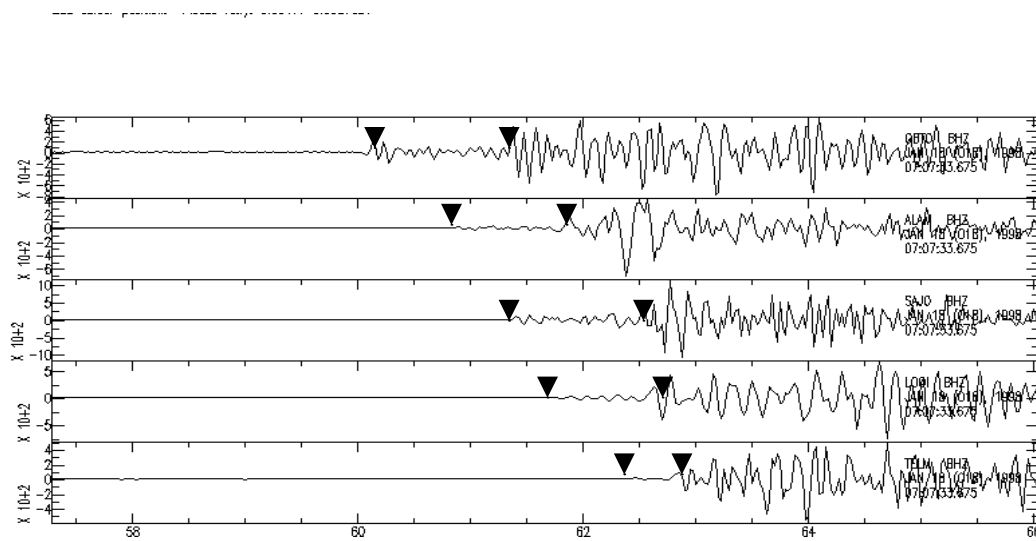


Figura 3. Sismogramas con filtro pasa-altos de 2Hz, correspondientes a las estaciones Observatorio (OBTO), El Alamito (ALAM), San José (SAJO), Los quintos (LOQI) y San Telmo (TELM) con filtro pasa bandas de 4 a 14 Hz. Componente vertical.

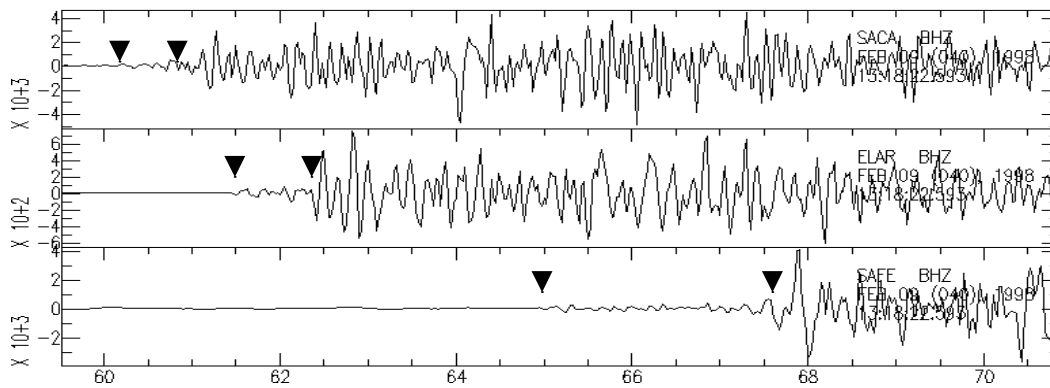


Figura 4. Sismogramas con filtro pasa-altos de 2Hz, correspondientes a las estaciones Santa Clara (SACA), El Arroyo (ELAR) y San Felipe (SAFE). Componente vertical.

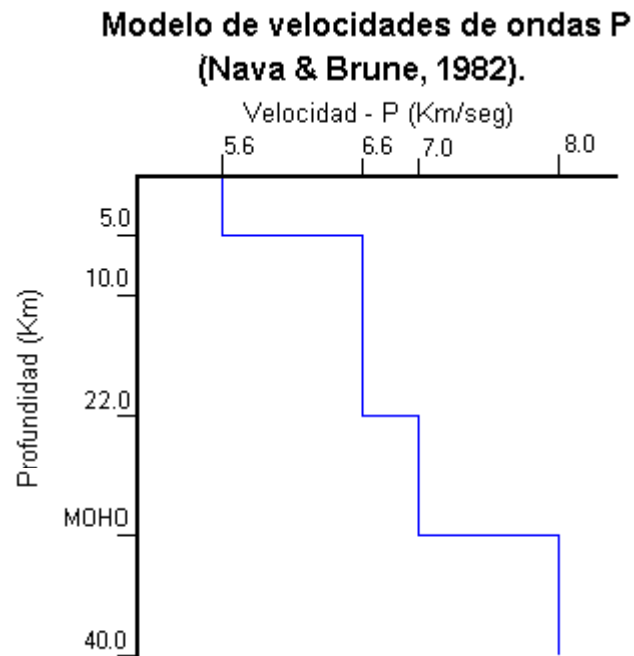


Figura 5. Gráfica del modelo de velocidades propuesto por Nava y Brune (1982) para la sierra peninsular en Baja California y utilizado para el cálculo teórico de los tiempos de viaje de las fases P_g y P_n .

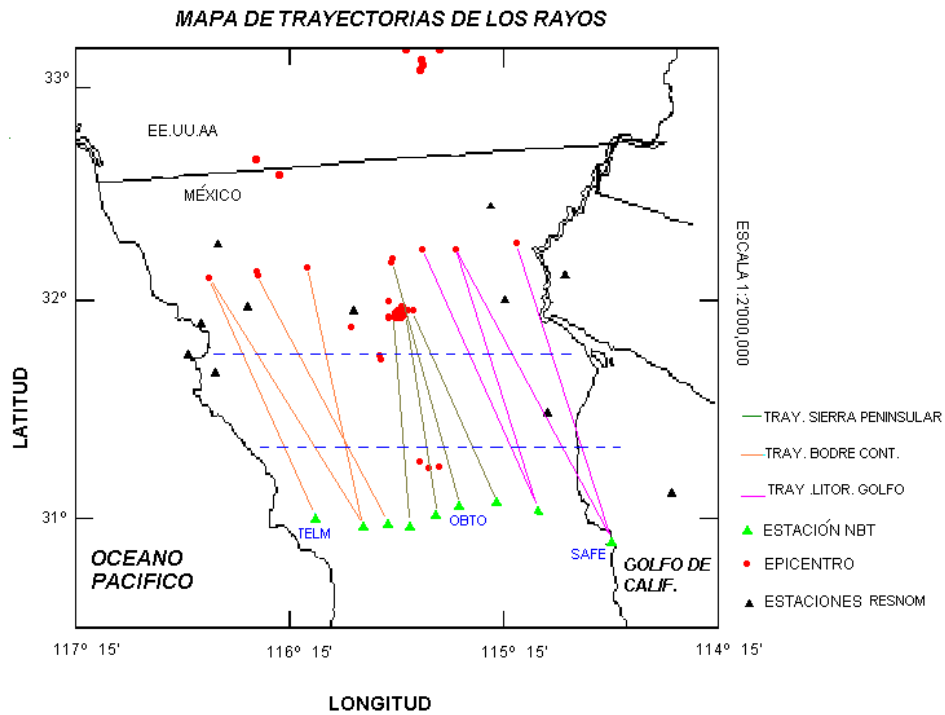


Figura 6. Trayectorias utilizadas en el estudio. De izquierda a derecha: trayectoria del Borde Continental Interno, Sierra Peninsular y Litoral del Golfo de California. Las trayectorias más alejadas, del sur de California, se utilizaron para confirmar los resultados. Entre líneas punteadas se tiene a la zona donde se determinó la profundidad promedio del Moho.

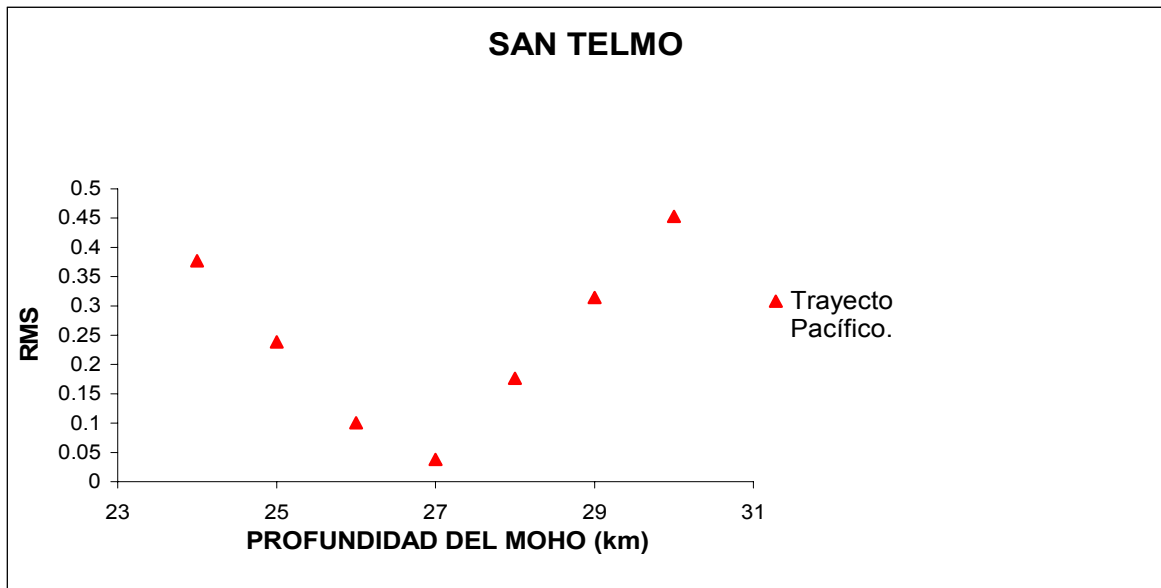


Figura 7. Variación del RMS para la estación San Telmo utilizando eventos regionales.

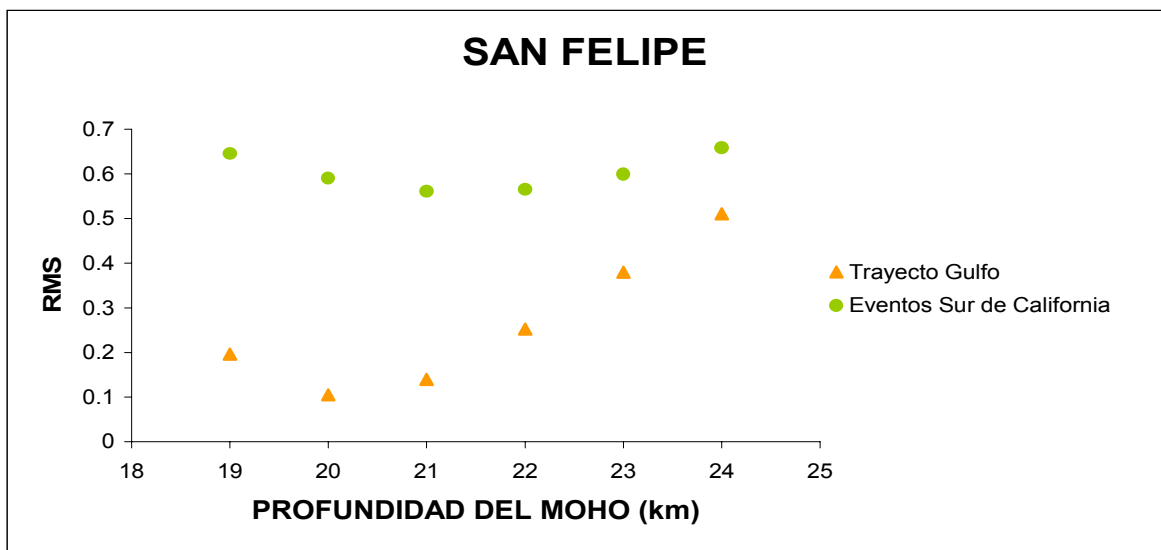


Figura 8. Variación del RMS para la estación San Felipe utilizando eventos regionales y del sur de California para confirma los resultados.

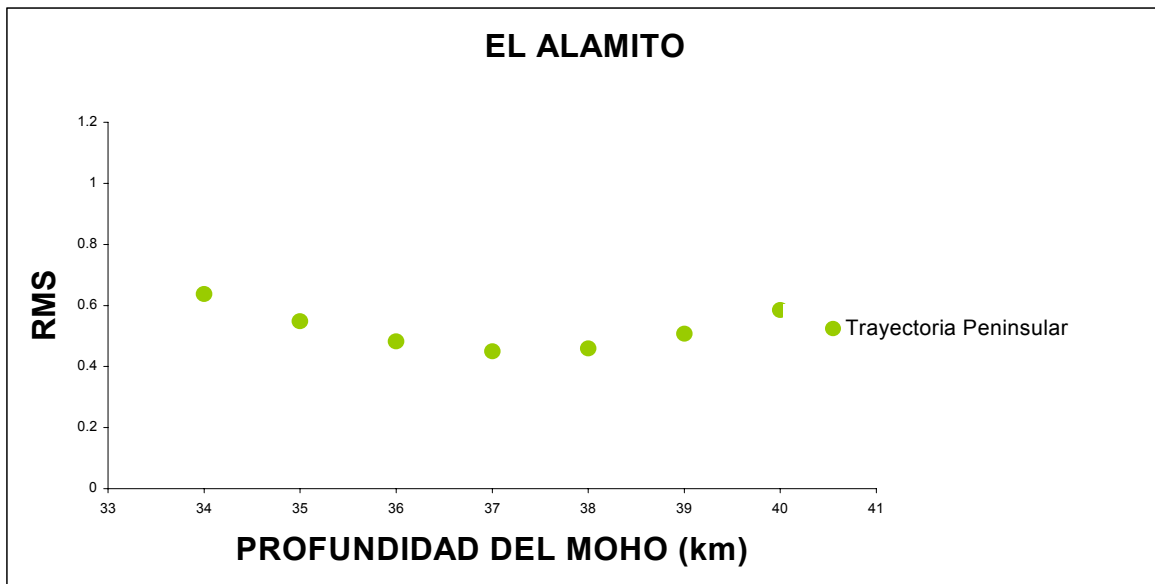


Figura 9. Variación del RMS para la estación El Alamito utilizando eventos regionales.

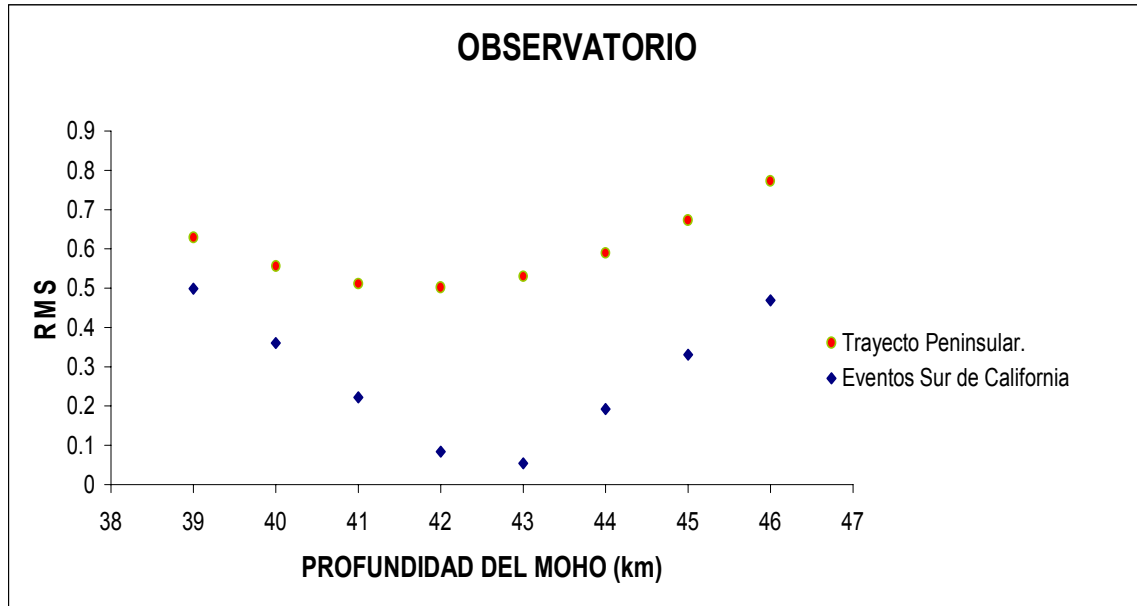


Figura 10. Variación del RMS para la estación Observatorio utilizando eventos regionales y del sur de California para confirmar los resultados.

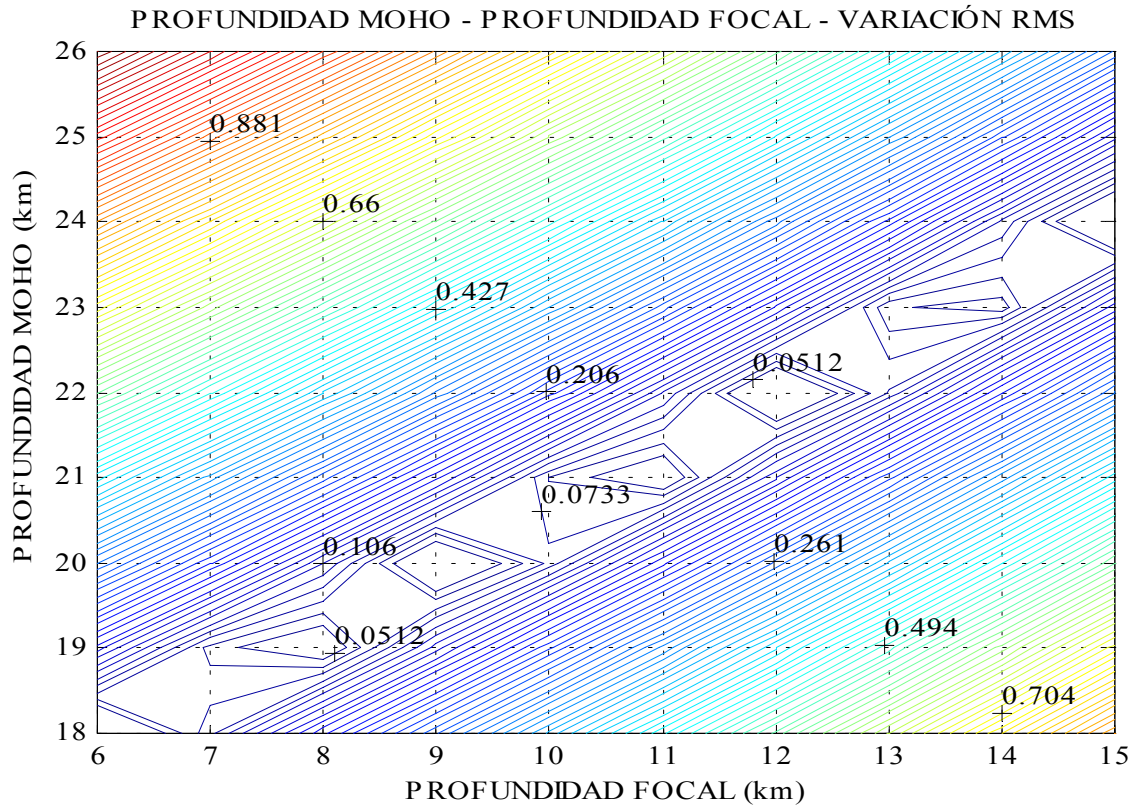


Figura 11. Gráfica de isolíneas del rms, correspondiente a la tabla II, donde se muestra que el error máximo en la profundidad del Moho, por incertidumbre en la profundidad del foco, es de $\pm 15\%$. La profundidad del foco se aplica entre 6 y 15 km. La profundidad calculada correspondiente a este evento (L-4) es de 10 km, correlacionándose con una profundidad del Moho de 20 km, (Estación San Felipe). La variación en la profundidad del Moho es entre 18 y 23 km.

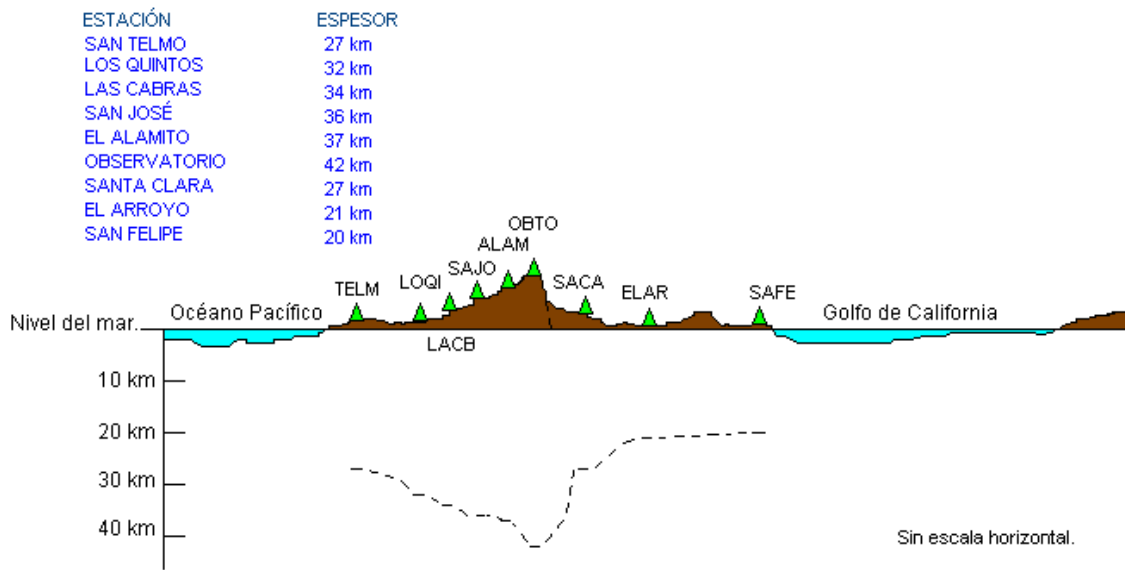


Figura 12. Representación gráfica de la topografía del Moho en los 31.5°N , correlacionada con las estaciones del transecto. La escala vertical de la superficie terrestre esta alterada para mejor apreciación del esquema

Tabla I. Sismos usados en los cálculos del modelo directo. Los parámetros de las fuentes fueron obtenidos de RESNOM.

No.	FECHA	HORA	COORD.	GEOGRAF.	PROF.	MAGNIT.	RMS
Ref.	A-M-D	H-M-S	LAT.	LONG.	Km.	Mb	
L1	98-01-01	15-03-26.12	31-59.26N	115-47.06W	3.99	2.34	0.11
L2	98-01-07	03-16-08.82	32-07.22N	116-38.65W	9.99	2.22	0.16
L3	98-01-07	08-59-26.26	31-55.51N	115-45.02W	3.25	2.27	0.10
L4	98-01-12	19-49-54.10	31-55.12N	115-45.70W	9.82	2.16	0.18
L5	98-01-14	06-33-29.69	32-09.84N	116-10.97W	19.81	2.87	0.09
L6	98-01-14	06-52-54.70	31-57.62N	115-43.58W	9.08	2.58	0.09
L7	98-01-18	07-08-13.94	32-14.51N	115-37.79W	14.99	3.41	0.16
L8	98-01-19	18-31-44.65	31-56.83N	115-40.55W	12.68	2.12	0.16
L10	98-02-06	05-23-53.56	32-08.08N	116-24.67W	14.92	2.39	0.15
L11	98-02-06	13-36-43.13	31-56.83N	115-42.52W	10.37	2.24	0.09
L12	98-02-09	13-19-06.72	31-56.83N	115-45.22W	10.89	3.51	0.14
L13	98-02-11	21-57-30.34	31-56.83N	115-43.22W	11.58	2.56	0.11
L14	98-02-13	21-52-04.31	32-11.48N	115-47.15W	4.85	2.35	0.18
L15	98-02-18	11-47-21.03	32-08.54N	116-24.87W	17.80	2.55	0.12
L16	98-02-18	14-29-34.49	31-54.74N	115-44.75W	5.66	4.35	0.17
L17	98-02-18	14-43-40.25	31-55.30N	115-43.37W	4.53	2.4	0.10
L18	98-02-18	15-07-39.88	31-55.42N	115-44.06W	2.12	2.21	0.09
L19	98-02-18	18-39-36.46	31-56.19N	115-44.33W	4.92	2.18	0.03
L20	98-02-19	00-38-21.31	31-55.66N	115-44.22W	3.13	3.47	0.13
L23	98-02-19	08-25-10.20	31-57.27N	115-43.78W	11.65	2.55	0.09
L24	98-02-19	09-28-05.62	31-55.82N	115-41.92W	4.78	2.36	0.09
L25	98-02-19	11-34-38.39	31-55.98N	115-42.39W	6.89	3.13	0.06
L26	98-02-20	09-14-43.59	31-55.55N	115-43.02W	2.25	2.53	0.08
L27	98-02-20	16-47-05.38	32-12.10N	115-46.52W	4.99	2.61	0.06
L28	98-02-21	06-00-23.38	31-55.94N	115-43.93W	2.99	2.56	0.10
L30	98-02-23	14-45-05.27	31-57.24N	115-43.66W	9.50	2.38	0.05
L33	98-02-26	04-32-39.71	31-55.56N	115-45.56W	3.89	3.09	0.21
L34	98-02-26	06-15-25.19	31-55.60N	115-44.00W	2.29	3.18	0.10
L37	98-03-21	14-04-47.57	31-55.34N	115-47.40W	13.41	2.59	0.18
R4	97-12-31	12-22-45.00	33.192 N	115.608 W	10.00	4.10	0.12
R7	98-01-07	07-19-12.7	32.390 N	115.230 W	15.00	3.90	0.10
R8	98-01-13	01-09-34.9	33.242 N	115.569 W	4.00	3.80	0.06
R9	98-01-20	22-11-35.56	32.256 N	115.547 W	13.00	3.10	0.09
R10	98-01-23	07-50-17.00	32.975 N	116.449 W	13.00	3.20	0.16
R12	98-01-27	00-03-29.60	32.650 N	116.226 W	11.00	3.20	0.11

Tabla II. Variación del rms para valores de la profundidad del Moho de 18 a 26 km y una profundidad del foco entre 6 y 15 km.

MOHO (km)	PROFUNDIDAD DEL FOCO (km).									
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
18	0.0289	0.0589	0.1482	0.239	0.3312	0.425	0.5203	0.617	0.7152	0.8149
19	0.2002	0.1124	0.0099	0.1007	0.1929	0.2867	0.3819	0.4787	0.5769	0.6766
20	0.3714	0.2836	0.1943	0.1035	0.0113	0.0825	0.1778	0.2745	0.3727	0.4724
21	0.5097	0.4219	0.3326	0.2419	0.1496	0.0558	0.0394	0.1362	0.2344	0.3341
22	0.6481	0.5603	0.471	0.3802	0.2879	0.1941	0.0989	0.0021	0.0961	0.1958
23	0.7864	0.6986	0.6093	0.5185	0.4262	0.3325	0.2372	0.1404	0.0422	0.0575
24	0.9247	0.8369	0.7476	0.6568	0.5645	0.4708	0.3755	0.2787	0.1806	0.0809
25	1.063	0.9752	0.8859	0.7951	0.7029	0.6091	0.5139	0.4171	0.3189	0.2192
26	1.2014	1.1135	1.0242	0.9335	0.8412	0.7474	0.6522	0.5554	0.4572	0.3575

III. DETERMINACIÓN DE Q_p Y Q_s POR MEDIO DE COCIENTES ESPECTRALES EN LA ZONA DE PRODUCCIÓN DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO

3.1 RESUMEN

Se estimó el factor de calidad usando las ondas de cuerpo P (Q_p) y S (Q_s) en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). Utilizando ocho sismos relativamente bien localizados y registrados en la estación sísmica permanente GEO. Los factores de calidad Q_p y Q_s se estimaron con el método de cocientes espectrales en el rango de frecuencias de 15 a 25 Hz. Este método supone que los valores del factor de calidad es independientes de la frecuencia. Los resultados del análisis indican una estructura somera atenuante con pequeños valores de Q_p y Q_s en la banda de frecuencias analizada. La atenuación de las ondas P fue mayor que la atenuación de las ondas S, sugiriendo que la zona muestreada está parcialmente saturada con fluidos. Se estimó una relación $Q_p / Q_s \sim 2^{-1}$, apoyando las observaciones de que los depósitos sedimentarios de la región de estudios se encuentra parcialmente saturada con fluidos.

3.2 INTRODUCCIÓN

El problema principal que enfrentan los métodos para estimar la atenuación de las ondas sísmicas, es separar los efectos de la trayectoria, ya sea cuantificándolos, eliminándolos o separándolos de los efectos de la fuente sísmica y del sitio de registro.

Entre los diferentes métodos que utilizan sismos locales destacan los que se basan en el análisis de cocientes espectrales (con más resolución en volúmenes pequeños) y los que se basan en el análisis de las ondas de coda. En este último la zona muestreada abarca la corteza y parte del manto (Domínguez et al., 1997). En este estudio utilicé el método de cocientes espectrales de las ondas P y S. Las ondas directas P y S de sismos locales son ondas de cuerpo que van desde la fuente hasta el receptor, sin sufrir ningún cambio de fase a lo largo de la trayectoria. La onda Primaria (P) viaja a mayor velocidad, por lo que se registra primero en la estación, seguida por la onda Secundaria (S), de menor velocidad y a estas le siguen las ondas de coda, las cuales dominan la parte final del sismograma.

Para estimar la atenuación sísmica por el método de cocientes espectrales utilicé datos de eventos bien localizados. Este método es muy robusto siempre y cuando los eventos estén bien localizados y el cociente de la amplitud de las ondas P ó S con el ruido sea mayor que cuatro. Muchos estudios tomográficos de atenuación en la corteza han usando datos obtenidos con este método, para determinar un valor aproximado de la atenuación regional. Estos resultados pueden ayudar en el problema mas general de realizar una estimación de Q como función de la profundidad. Por lo tanto, los valores de Q obtenidos con los cocientes espectrales serán los datos que utilizaré como valores iniciales para la inversión de velocidades y Q en tres dimensiones (Evans *et al.* 1994). Esperamos que con los datos regionales de Q que obtendremos en el presente capítulo podremos obtener resultados mas confiables en la estimación tridimensional de Q en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto.

3.3 DATOS

Los datos que utilicé consisten en ocho eventos bien localizados y registrados en la estación permanente GEO. La localización de los eventos y de la estación GEO se muestran en la figura 13. La tabla III muestra los parámetros de localización de los eventos. Los datos fueron seleccionados basándome en la claridad de las fases y la distancia hipocentral de la estación GEO, con respecto a la zona de producción.

Los 8 registros utilizados datan de 1995, 1997 y 1999, en los cuales el ruido generado en el CGCP no impidió determinar claramente el inicio de las fases y su duración. La profundidad estimada de los eventos oscila entre los 4.6 y 6.8 km y la distancia epicentral se calculó entre 1.8 y 10.7 km (ver Figuras 14, 15 y 16).

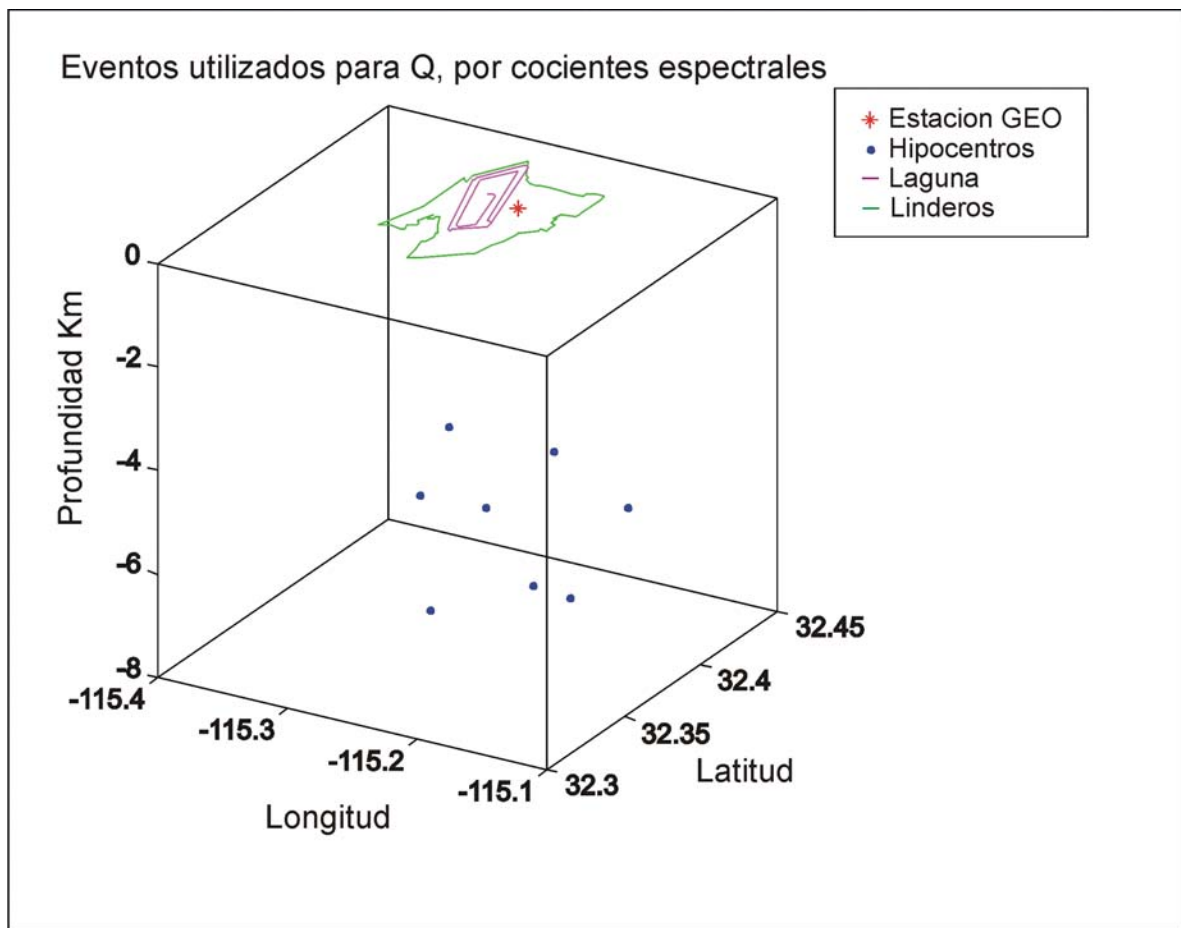


Figura 13. Gráfica 3D en la que se muestran los hipocentros de los 8 sismos utilizados para el cálculo de Q_p y Q_s por el método de Cocientes Espectrales.

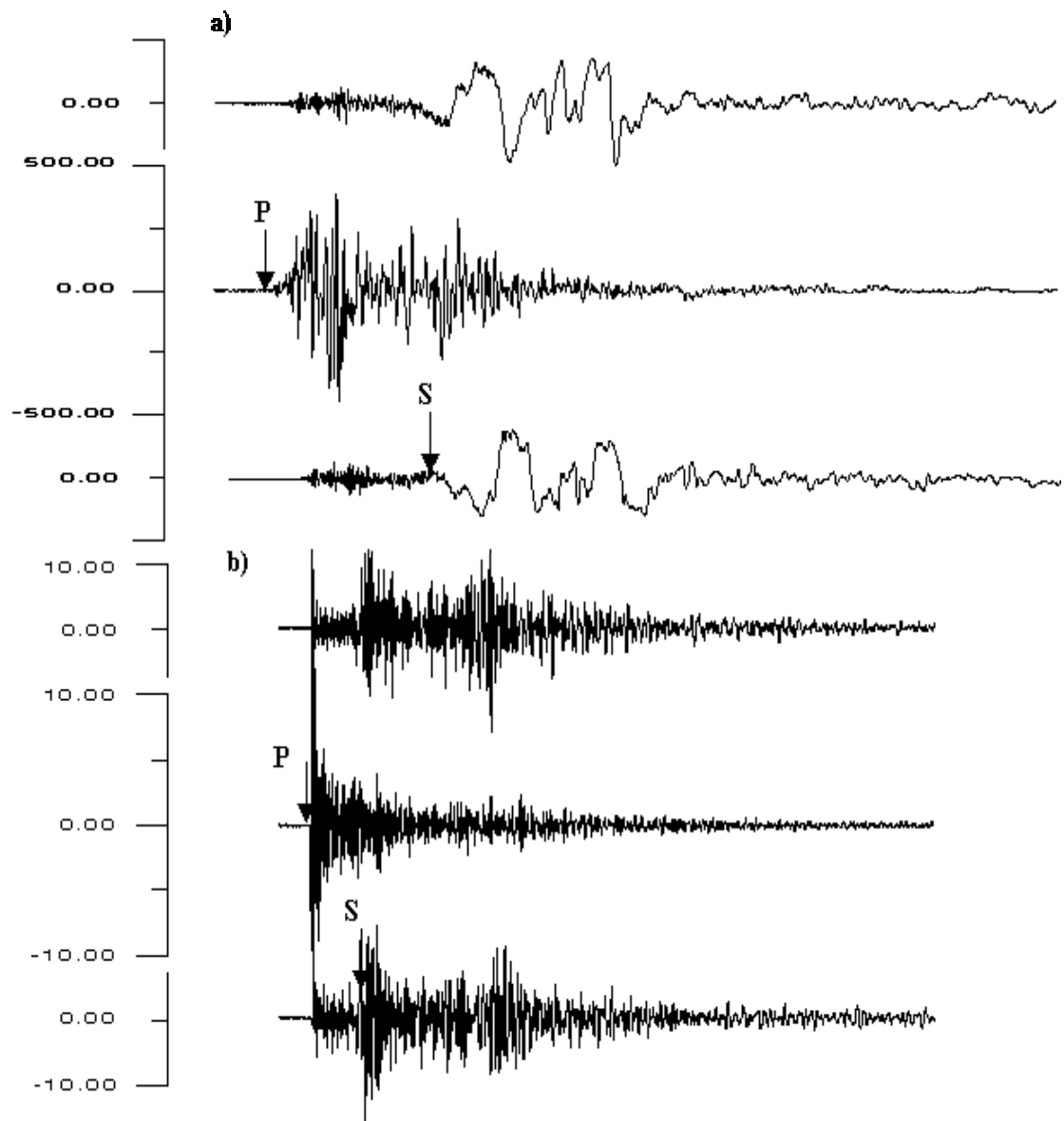


Figura 14 a) Sismograma correspondiente al evento GEO99253 ($M_D=4.8$). b) Sismograma correspondiente al evento GEO95260 ($M_D=3.0$). El orden de las componente es EW, Vertical y NS. La escala vertical es aceleración en gals. Se indica además el inicio de las fases.

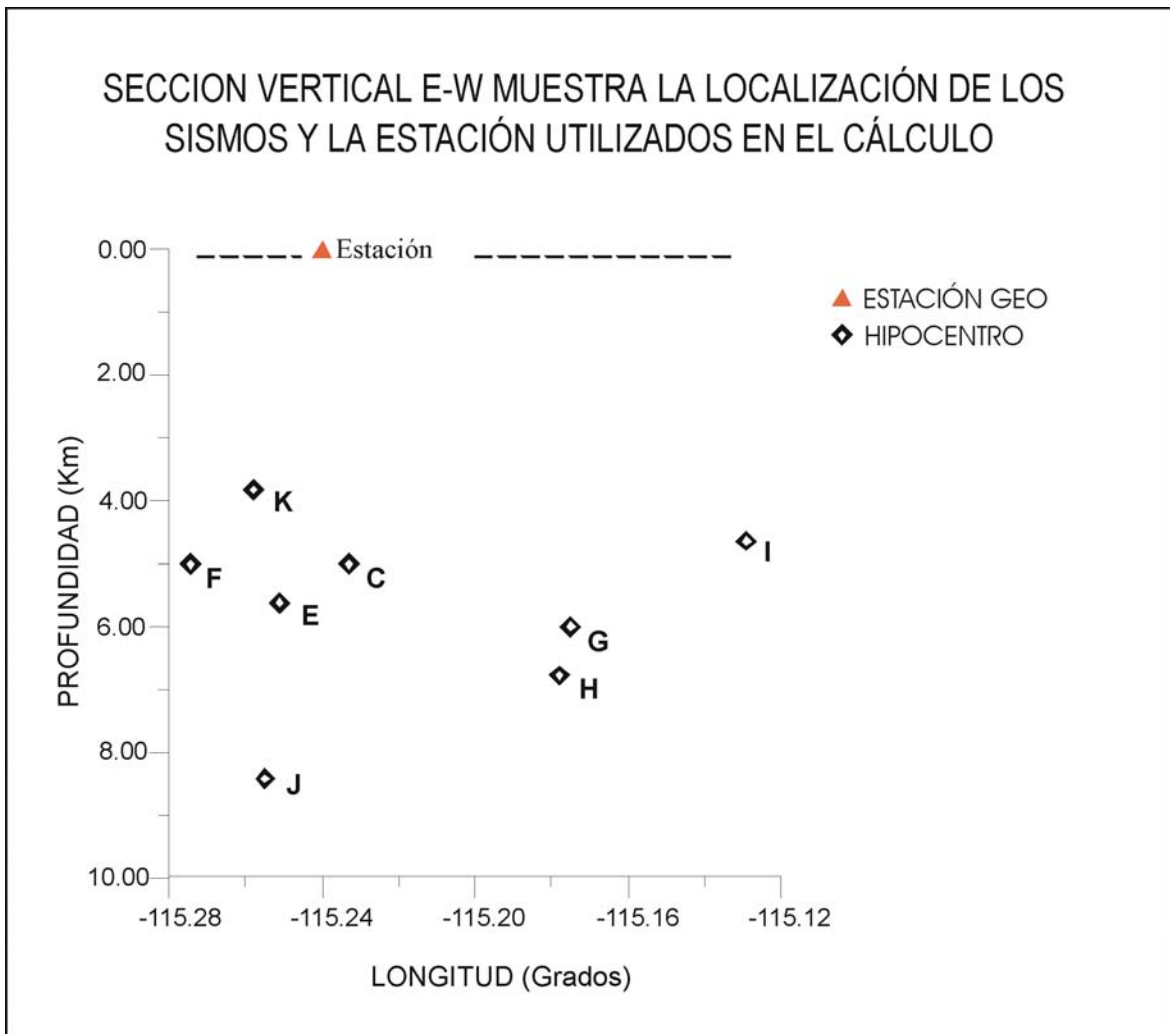


Figura 15. Localización de los hipocentros utilizados y la estación GEO. Las distancias hipocentrales varían entre 5.35 y 11.7 km.

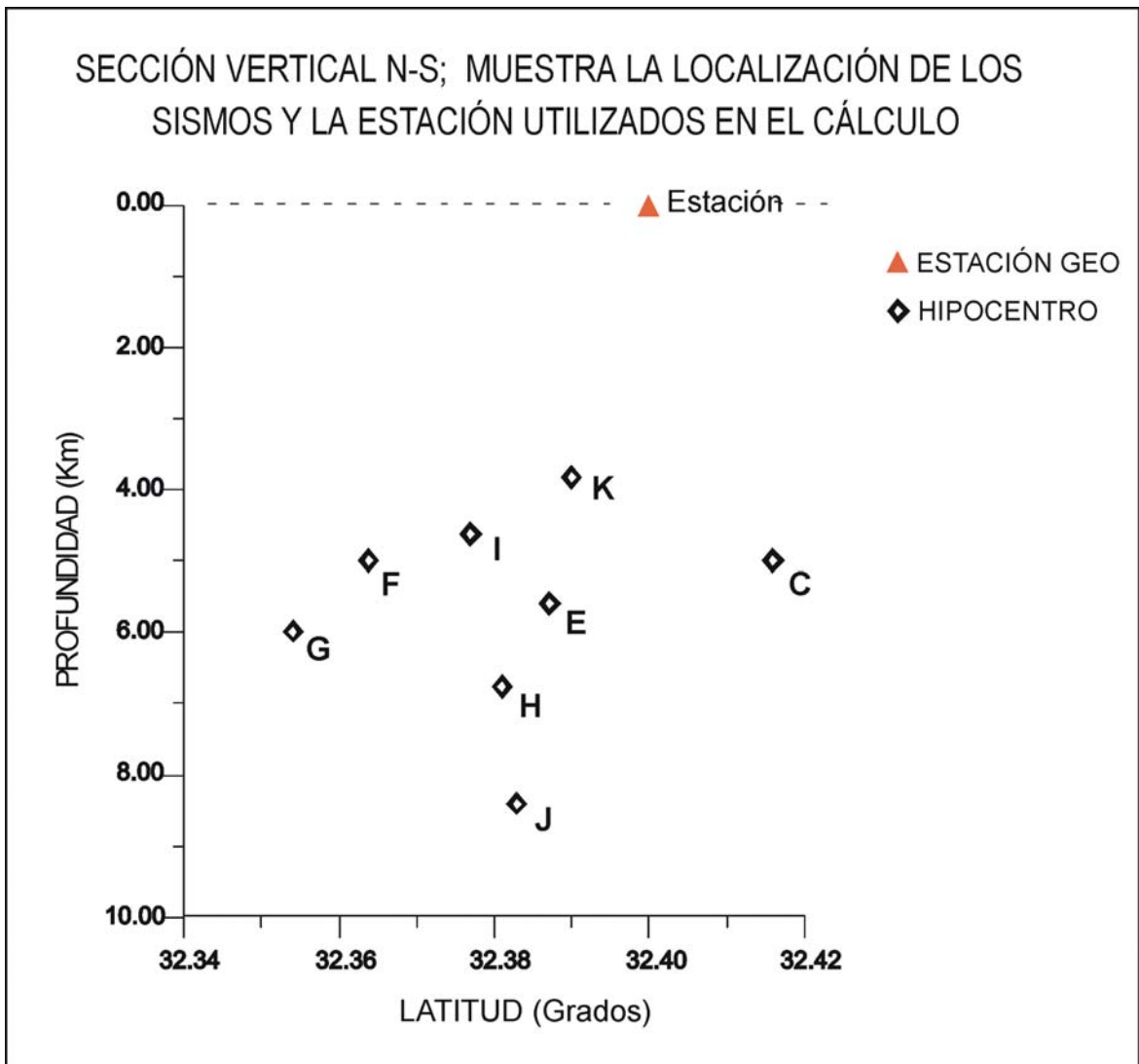


Figura 16. Localización de los hipocentros utilizados y la estación GEO. Las distancias hipocentrales varían entre 5.35 y 11.7 km.

3.4 MÉTODO DE ANÁLISIS

El método de cocientes espectrales ha sido descrito por Teng (1968) y Solomon y Toksöz (1970) y fue aplicado en Baja California por Rebollar (1984) y Rebollar *et al.*, (1985). Suponemos que el espectro de Fourier de amplitudes esta dado por la siguiente expresión:

$$A_{ij}(f) = A_{0j}(f, \phi, \theta) I(f)_i G(r)_{ij} \exp(-f\pi t_{ij}^*). \quad (2)$$

Donde $A_{ij}(f)$ es el espectro de Fourier de amplitudes observado en la estación i debido al sismo j , $A_{0j}(f, \theta, \phi)$ es el espectro de Fourier en la fuente del evento j , $G_{ij}(r)$ es la dispersión geométrica, $I(f)$ es la respuesta del instrumento y $\exp(-f\pi t_{ij}^*)$ es el término de la atenuación. De acuerdo a Solomon y Toksoz (1970) el término de atenuación lo podemos escribir como $\exp(-\pi f(t_{ij}^* + \partial t_{ij}^*))$,

donde

$$\pi t_{ij}^* = \pi \int_r \frac{dr}{Q(r)V(r)} \quad (3)$$

y

$$\pi \partial t_{ij}^* = \pi \int_r \frac{dr}{\partial Q(r)V(r)}. \quad (4)$$

Donde t_{ij}^* y ∂t_{ij}^* representan los operadores de la atenuación y la atenuación diferencial respectivamente. Q representa el factor de calidad independiente de la frecuencia y V es la velocidad de fase. ∂Q_i representa pequeñas variaciones del factor de calidad a lo largo de la trayectoria.

Consideremos las amplitudes espectrales de un sismo registrado en dos estaciones (A_{1j} y A_{2j}) con sismómetros similares. Al calcular el cociente se elimina el efecto del instrumento $I(f)_i$ y sobrevive el término de la atenuación a lo largo de la trayectoria que no es común. Dividiendo las amplitudes espectrales, omitiendo el subíndice j por tratarse de un mismo evento, se obtiene (Allen et al. 1999):

$$\frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \frac{G_1(r) \exp(-\pi t_1^* f)}{G_2(r) \exp(-\pi t_2^* f)} \quad (5)$$

Calculando el logaritmo natural podemos linealizar la ecuación 5, es decir:

$$\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \ln \frac{G_1(r)}{G_2(r)} - \pi f (t_1^* - t_2^*) \quad (6)$$

donde $t_i^* = \frac{r_i}{v_i Q_i}$. Puesto que el medio es el mismo tendremos que $v_1 = v_2$ $Q_1 = Q_2$

Así, por medio de un ajuste lineal de $\ln \left[\frac{A_1}{A_2} \right]$ versus f se puede calcular la pendiente (m)

de la ecuación 6 que esta dada por

$$m = \pi (t_1^* - t_2^*) = \pi \left(\frac{r_2 - r_1}{vQ} \right) \quad (7)$$

Esta pendiente se puede calcular mediante un ajuste de mínimos cuadrados y una vez conocida, se calcula el valor de Q por medio de la siguiente expresión

$$Q = \pi \left(\frac{r_2 - r_1}{vm} \right) \quad (8)$$

Las suposiciones más importantes que se hacen en este método son: (1) Q es constante entre las frecuencias analizadas y (2) el espectro de la fuente es el mismo para todos los eventos analizados. Esto último es válido cuando se consideran sismos que tienen

una dimensión de la fuente pequeña y están agrupados en un intervalo de magnitudes pequeño. En nuestro caso, todos los eventos analizados ocurrieron individualmente y están asociados a fuentes sísmicas pequeñas con magnitudes M_D en el rango entre 3.0 y 4.8. Ninguno de los eventos analizados se asocia a un evento mayor o como réplica de un evento más grande. Así mismo, se considera que el promedio del patrón de radiación es isotrópico y con un efecto mínimo en las estimaciones promedio de Q , debido a que la fuente sísmica es pequeña y los eventos se localizan prácticamente debajo de la estación GEO.

3.4.1 Determinación de Q_p y Q_s .

El objetivo de esta sección es calcular los valores de Q_p y Q_s con el método de los cocientes espectrales en la zona de producción del CGCP. Por lo que la estación seleccionada para calcular los cocientes fue la estación GEO, ya que se encuentra arriba de la zona de producción de vapor. Para su análisis, las series de tiempo se acondicionaron para el proceso del cálculo de su espectro de amplitudes de acuerdo a los procedimientos estándares utilizados en cualquier análisis espectral (ver por ejemplo Bath, 1974). Primero corregí la línea base para remover las tendencias lineales o periodos largos que pudiera distorsionar la señal. Restando a la serie de tiempo el promedio aritmético de todos los puntos. Calculé la transformada de Fourier de la serie de tiempo mediante la transformada rápida de Fourier (Domínguez *et al.*, 1997) con ventanas de 1 y 2 segundos para las ondas P y S respectivamente. La razón de muestreo de la estación GEO es de 200 muestras por segundo. El programa aumenta automáticamente ceros a las series de tiempo hasta una

potencia de 2. Obtuve las ventanas seleccionando visualmente el inicio a partir del tiempo de arribo de la fase (P o S) y el fin pocos ciclos después, cuidando que no se contaminaran con mucha coda o con pulsos secundarios (reflexiones, fases convertidas, etc.). La selección de la amplitud de las ventanas se basa en la observación de los sismogramas, procurando que por lo menos el 80% de área de la fase sea cubierta para obtener un espectro confiable.

Debido a que todas los registros se hicieron en la misma estación, éstos tendrán las mismas características instrumentales y el efecto del instrumento se elimina al obtener el cociente espectral. Los espectros son suavizados con el objeto de reducir la varianza de las estimaciones espectrales. En la figura 17 se muestra un ejemplo de los espectros estimados de las ondas P y S.

Para estimar los factores de calidad Q_p y Q_s se utilizaron las amplitudes espectrales de las componentes verticales y horizontales respectivamente. El análisis de los datos se hizo en un ancho de banda de 15 a 25 Hz para eliminar el efecto de la fuente ya que la frecuencia de esquina se encuentra a frecuencias menores de 15 Hz. Las frecuencias de esquina se estimaron en forma visual como se muestra en la figura 18 y se comprobaron con la siguiente relación empírica (Lee y Stewart, 1981)

$$\log f_c = 2.1 - 0.5M_D. \quad (9)$$

Obteniendo valores de la frecuencia de esquina f_c entre 0.5 y 4 Hz para el rango de magnitudes de los sismos utilizados, y que concuerdan aproximadamente con las frecuencias de esquina observadas.

De la gráfica de la función $\ln[A_1(f)/A_2(f)]$ contra la frecuencia f , obtuvimos por medio de una regresión lineal una línea recta con pendiente m . De esta pendiente se obtiene el valor de Q por medio de la ecuación 8. El ajuste de la línea recta lo obtuve con el programa Grapher V1.29. Este programa calcula automáticamente por el método de mínimos cuadrados el ajuste de las rectas, así como el índice de determinación y por medio de su raíz cuadrada obtuve el coeficiente de correlación.

Las condiciones geológicas del sitio de registro, los errores sistemáticos y aleatorios, propios de la medición y adquisición de los datos, en conjunto, originan una desviación de la línea de ajuste. Por esta razón, solo se consideraron los resultados con un coeficiente de correlación mayor a 0.80. También se desecharon los resultados por las causas antes mencionadas que arrojaron valores negativos de Q .

El modelo de velocidades utilizado para el cálculo de los tiempos de viaje que se utilizaron en este capítulo corresponde a un promedio pesado en proporción al espesor de las capas de la estructura de velocidades y usando una relación para V_p/V_s de 1.73 para calcular la velocidad de las ondas S (Rebollar *et al.* 2003.)

3.5 RESULTADOS

Los resultados obtenidos representan una muy buena aproximación de los valores de Q_p y Q_s en la zona de producción. El número de eventos utilizados en los cocientes espectrales es reducido debido al alto contenido de ruido en los registros. En la Tabla IV se agrupan los valores calculados en este análisis cuyo coeficiente de correlación es mayor a

0.80. En la banda de frecuencias analizada se encontraron valores de $Q_p < Q_s$, lo cual indica que en la zona de producción hay una mayor atenuación de las ondas P que de las ondas S.

La mayoría de los eventos analizados tienen profundidades someras (< 6 km) y la trayectoria de las ondas directas se propaga en la parte somera de la corteza, esto implica que los valores estimados de Q_p y Q_s están asociados a la estructura donde las trayectorias de los rayos no son comunes. Los valores de Q_p y Q_s son representativos de la parte más profunda de yacimiento del CGCP y se deben a la heterogeneidad del medio y al contenido de fluidos hidrotermales.

3.6 DISCUSIÓN

Las ondas sísmicas se atenúan en función de la distancia y por la pérdida de energía debida a la fricción interna (atenuación intrínseca). La fricción interna y los mecanismos que la producen son complejos, dependientes de la estructura molecular de los cristales en los minerales, las pequeñas grietas y fracturas, así como la presencia de agua en la roca. Esta atenuación se conoce como intrínseca porque depende de los materiales por los que viajan las ondas sísmicas.

El valor de la relación $Q_p / Q_s = 0.49$ obtenida de los promedios reportados en la Tabla IV se explica en función de la saturación parcial y vapor en los sedimentos. Winkler y Nur, (1979) encontraron que cuando se añade agua a los espacios porosos de la roca, la pérdida de energía por compresión se aproxima a dos veces la pérdida de energía cortante y ambos se incrementan con el grado de saturación. Como se menciona en el primer capítulo, la atenuación cortante se incrementa continuamente hasta el 100% de saturación. Sin

embrago, la atenuación por compresión alcanza un máximo aproximadamente al 95% de saturación y entonces decrece con mayor grado de saturación. Ellos consideran que la relación Q_p / Q_s es un mejor indicador del contenido de fluidos en la roca que el cociente V_p/V_s . Los resultados obtenidos en este estudio sugieren una estructura parcialmente saturada con fluidos. Diferentes estudios sugieren que un medio parcialmente saturado puede causar diferente atenuación entre las ondas P y S (Mavko y Nur, 1979; Evans y Zucca, 1988; Ponko y Sanders, 1994). Estudios recientes de Q sugieren que un bajo contenido de fluidos en las rocas, es suficiente para producir una relación de $Q_p < Q_s$ (Patane *et al.* 1994).

3.7 CONCLUSIONES

Se calculó la atenuación de las ondas P y S con eventos bien localizados y registrados en la estación GEO que esta encima del yacimiento del CGCP. A pesar de tener una desviación estándar muy próxima al 40% y un número muy reducido de eventos los resultados son congruentes con otros estudios realizados en regiones similares (Abercrobie 1998; Halderman y Davis, 1991; Scherbaum, 1990). Aun cuando los valores pequeños de Q_p y Q_s pueden ser ocasionados por diferentes mecanismos, en este estudio consideramos que se deben a una estructura atenuante en el rango de profundidades entre 3 y 4 km, que se correlacionan con la presencia de fluidos (agua y vapor) del yacimiento. En la banda de frecuencias analizada la atenuación de las ondas P es mayor que la atenuación de las ondas S, sugiriendo una saturación parcial y la presencia de vapor en la región de estudio. La

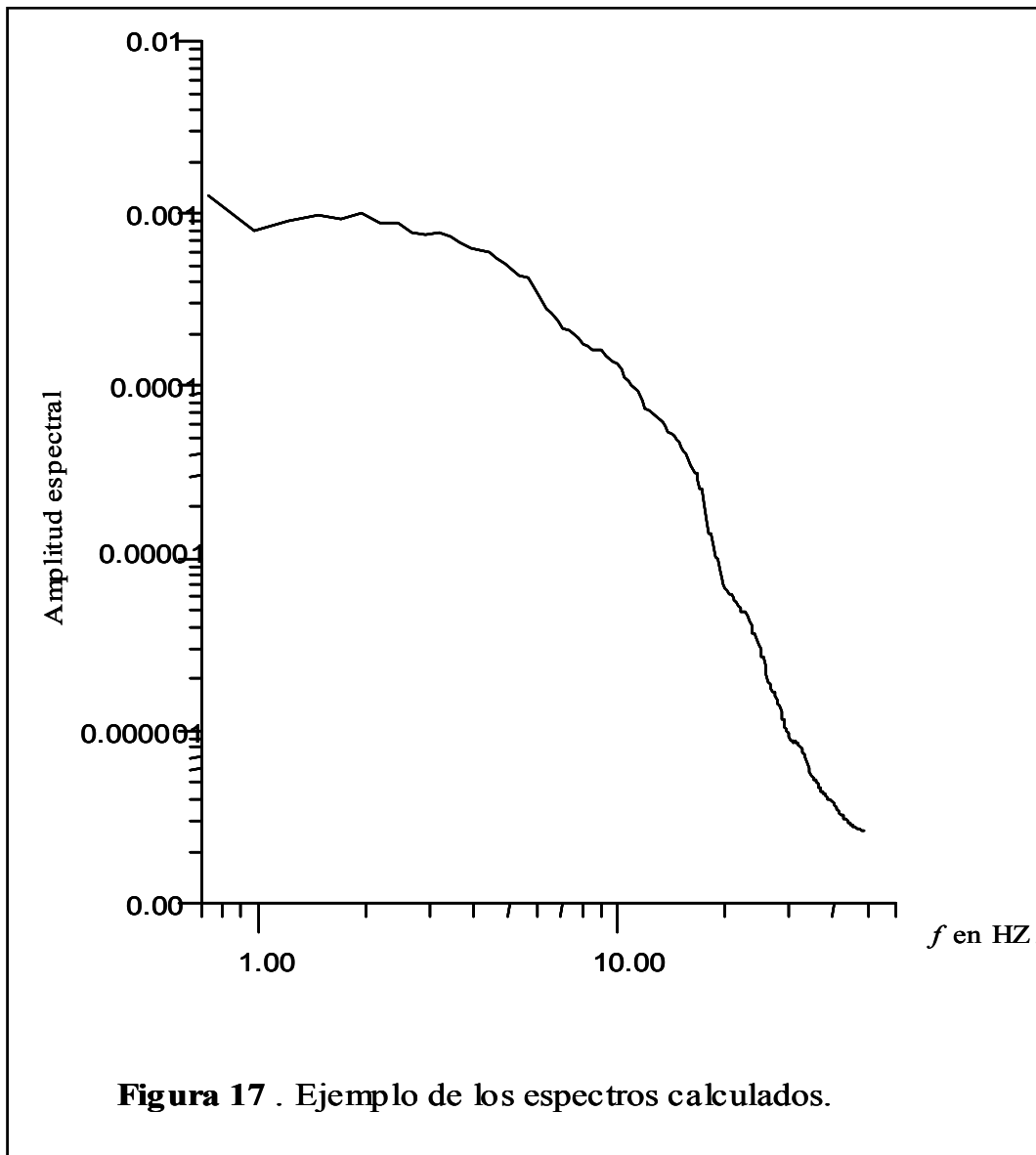
relación de Q_p / Q_s calculada refuerza la hipótesis de una saturación parcial (fluidos y/o vapor) en los estratos en el rango de profundidades entre 3 y 4 km.

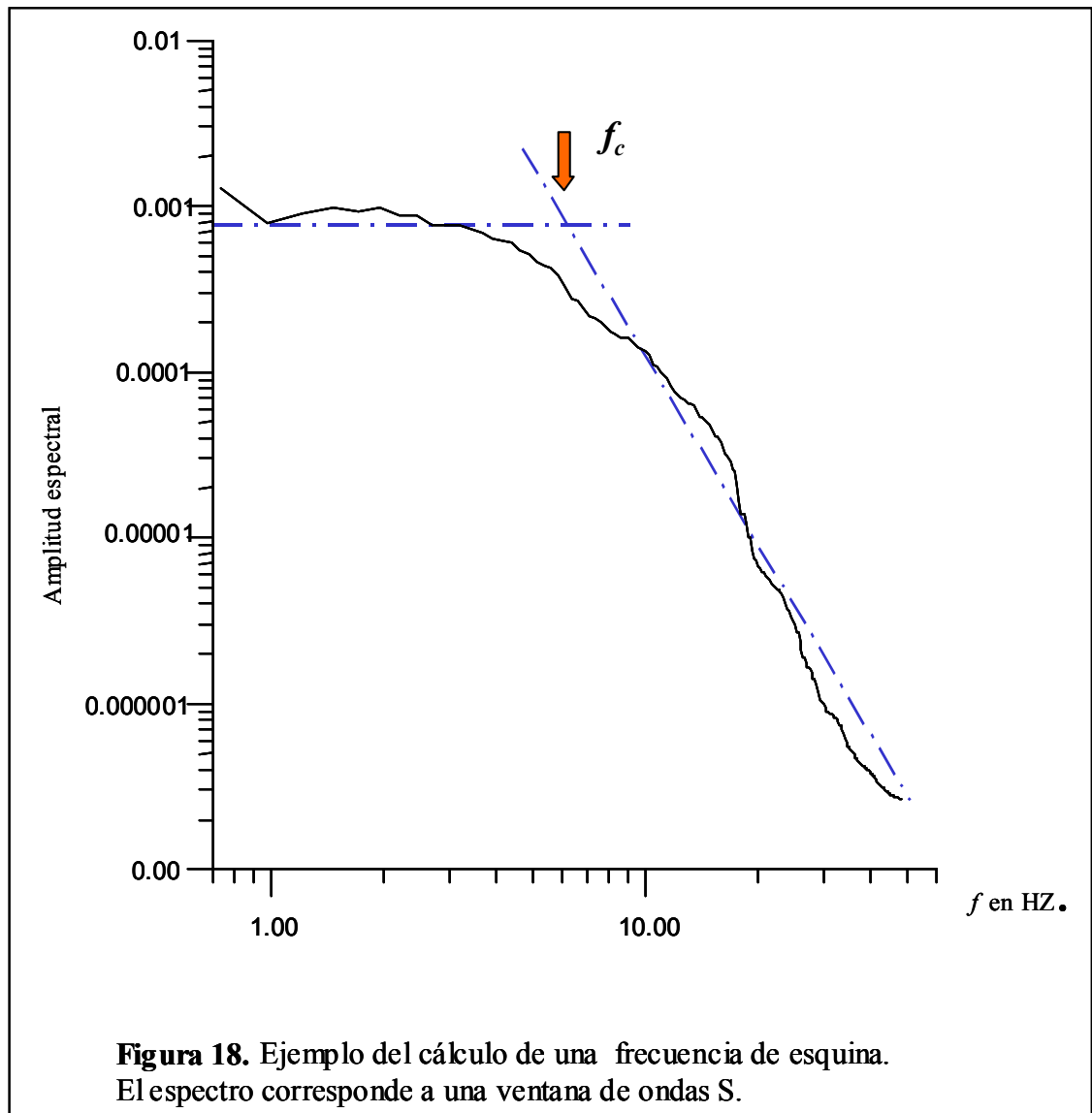
Tabla III. Parametros hipocentrales de los eventos analizados. Simbolo. Clave CFE. Latitud y logitud en grados. Prof. Profundidad focal en Km. MD magnitud de duración. ERH error de localización horizontal en Km. ERZ error de localización vertical en Km

Simbolo	Clave CFE	Latitud	Longitud	Prof.	M_D	ERH	ERZ
C	GEO97343	32.416	-115.233	5.00	4.50	0.7	0.8
E	GEO95260	32.387	-115.251	5.60	3.00	0.7	0.9
F	GEO95267	32.364	-115.275	5.00	3.70	0.6	0.2
G	GEO97212	32.354	-115.175	5.98	3.50	0.9	0.2
H	GEO97212B	32.381	-115.178	6.76	3.70	0.6	0.8
I	GEO97228	32.377	-115.129	4.63	3.20	0.5	0.7
J	GEO98152	32.383	-115.255	8.40	4.80	0.5	0.5
K	GEO98253	32.39	-115.258	3.82	4.80	0.6	0.3

Tabla IV. Valores de Q_p y Q_s estimados entre 15 y 25 Hz bajo la estación GEO. Se presenta además el coeficiente de correlación estimado. El cociente de Q_p a Q_s . Prof. Muest., Profundidad correspondiente a Q , profundidad promedio.

Relación espectral	Ancho de banda.	Q_p	Coef. de Correlació	Q_s	Coef. de Correlació	Q_p/Q_s	Prof. Muest.
C/H	10 a 20 Hz	-	-	68	0.91	-	5.9
F/E	10 a 20 Hz	15	0.88	-	-	-	5.3
G/H	10 a 20 Hz	17	0.85	-	-	-	6.4
I/G	10 a 20 Hz	28	0.94	29	0.85	0.98	5.3
I/H	10 a 20 Hz	35	0.87	-	-	-	5.7
K/J	10 a 20 Hz	-	-	50	0.89	-	5.8
Promedio =		24	0.88	49	0.88	0.49	5.7
Desv. Std. =		9.517	-	19.346	-	-	-
% de Desv. Std. =		39.53	-	39.51	-	-	-





IV. ESTIMACIÓN DE LA ATENUACIÓN DIFERENCIAL EN LA ZONA DE PRODUCCIÓN DEL CGCP DEBAJO DE LA ESTACIÓN GEOTERMIA

4.1 RESUMEN

Desplazamientos de las ondas P y S obtenidos de acelerogramas digitales registrados en una estación permanente fueron utilizados para obtener, por inversión amortiguada, la estructura de atenuación en una dimensión en la zona de producción del CGCP. El ancho de banda de frecuencias analizada fue entre 15 y 25 Hz. Calculé el parámetro de decaimiento espectral κ (Anderson y Hough, 1984) usando eventos con magnitudes entre 3.0 y 4.8. Con los valores de κ calculé los valores de la atenuación diferencial (∂Q^{-1}) usando la técnica de cocientes espectrales. Los cocientes espectrales son invertidos para obtener ∂Q^{-1} usando mínimos cuadrados amortiguados. La capa con valores positivos de ∂Q^{-1} de las ondas P y S (mas atenuación de la ondas P y S) corresponde a una profundidad entre 3.0 y 4.0 km. Detectándose una capa entre las profundidades de 2 y 3 km con valores negativos de ∂Q^{-1} de las ondas de cuerpo (menor atenuación de la ondas P y S). Además observamos que en el rango de profundidades de 0.0 y 2.0 km, así como entre 3 y 4 km, las ondas P se atenúan más que las ondas S. Por el contrario entre 2 y 3 km la atenuación es mayor en las ondas S. A mayor profundidad (>4 km) se incrementa la atenuación de las ondas P en proporción de 1.6 a 1.0 con respecto a las ondas S. Esto sugiere la presencia de fluidos entre los 2 y 3 km con una saturación total en este rango de profundidades. La atenuación cortante se incrementa continuamente hasta

el 100% de saturación. Sin embargo, la atenuación por compresión alcanza un máximo aproximadamente al 95% de saturación y después decrece con un mayor grado de saturación. Resultados experimentales muestran que la atenuación decrece con el incremento de presión de confinamiento. La atenuación de cortante es mínima en roca seca, es más grande en roca parcialmente saturada, y es máxima en rocas totalmente saturadas (Winkler y Nur, 1979).

4.2 INTRODUCCIÓN

Muchos mecanismos han sido propuestos para explicar la atenuación de las ondas sísmicas, como por ejemplo, pequeñas zonas de fusión parcial, las cuales son posibles fuentes de atenuación en regiones volcánicas. El contenido de agua y vapor de agua en los poros son probablemente, en profundidades someras, también factores de atenuación (Evans y Zucca, 1988). En este capítulo llevo a cabo la inversión tomográfica en una dimensión para obtener la atenuación diferencial de las ondas P y S en la zona de producción del CGCP con datos registrados de la estación GEO. El propósito de este estudio es conocer como función de la profundidad las zonas con mayor o menor atenuación del yacimiento geotérmico en el área de producción, calculando las diferencias de la atenuación en las capas sedimentarias.

Para determinar la atenuación diferencial ∂Q_i^{-1} es necesario conocer el operador de atenuación t^* , definido en la ec. 3 del capítulo anterior. En este estudio usamos la técnica de parametrización espectral propuesta por Anderson y Hough (1984), basada en la idea de que a altas frecuencias (f mayor que la frecuencia de esquina), el espectro de aceleración

decae exponencialmente con la frecuencia, f , *i.e.*, el espectro de aceleración se puede describir como

$$A(f) = A_o \exp(-\pi\kappa f) \quad f > f_E, \quad (10)$$

donde κ es el parámetro de decaimiento espectral, que consiste principalmente de la atenuación del sitio. A_o depende de las propiedades de la fuente y la distancia epicentral. La frecuencia f_E , indica el punto en que la amplitud espectral decae exponencialmente.

Para él cálculo de la atenuación diferencial utilicé las amplitudes espectrales de los espectros de aceleración de Fourier de las ondas de cuerpo y sus cocientes con la finalidad de eliminar los efectos de sitio e instrumento. Esta técnica nos proporciona información sobre las zonas con mayor o menor atenuación sin conocer directamente los valores del factor de calidad Q . Para calcular la atenuación diferencial es necesario utilizar métodos de inversión que nos proporcionen soluciones estables. Los resultados de la inversión representan las variaciones del inverso de la atenuación diferencial ∂Q_i^{-1} . Cuando se obtienen valores positivos de ∂Q_i^{-1} tendremos zonas con alta atenuación o bajos valores de Q . Por otro lado, valores negativos de ∂Q_i^{-1} representan zonas de baja atenuación o altos valores de Q (Ponko y Sanders, 1994). En este estudio no se contó con información *a priori* de la atenuación (Q_p y Q_s) que nos permitiera constreñir los resultados de la inversión, sin embargo los resultados nos dan información aproximada de las zonas con mayor o menor atenuación. La información obtenida es complementaria a los resultados de la estimación de las velocidades y atenuación (Q_p y Q_s) que obtendré en los siguientes capítulos.

4.3 DATOS

En este estudio se utilizaron 31 registros digitales correspondientes a igual número de sismos locales, registrados en la estación GEO instalada en la zona de producción del CGCP. Los 31 acelerogramas se registraron entre los años de 1994 a 1999. Los eventos entre 1994 y 1997 fueron localizados por Fabriol, (1995) y Fabriol y Munguia (1997). Los restantes fueron localizados por Rebollar *et al.* 2003. Seleccioné los sismogramas en los cuales el ruido de fondo en el CGCP no impidió determinar claramente el inicio de las fases y su duración. En la tabla V se muestran los parámetros hipocentrales de los sismos utilizados. La profundidad estimada de los eventos que se utilizaron, una vez que se depuró la base de datos, oscila entre los 3.8 y 9.1 km y la distancia epicentral varía entre 1.8 y 10.7 km (ver Figuras 19, 20 y 21).

Los datos fueron seleccionados basándose en la claridad de las fases y su ubicación hipocentral con respecto a la estación GEO. Una vez depurada la base de datos se utilizaron 13 registros para determinar la atenuación diferencial de las ondas P y 13 para el estudio de las ondas S. Para disminuir lo más posible los errores se seleccionaron los registros con mejor localización, es decir, errores en la profundidad menores de 2 km.

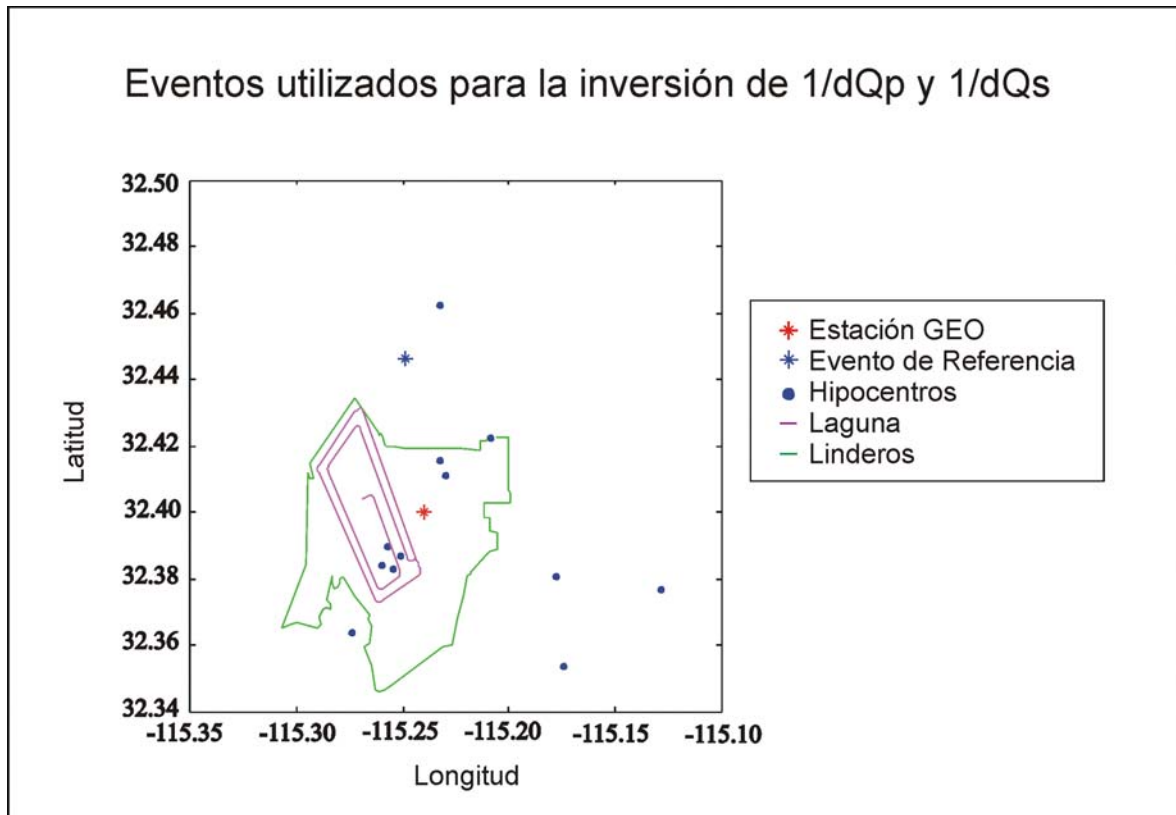


Figura 19. Vista en planta de la ubicación de los epicentros, la estación GEO y el sismo de referencia utilizados.

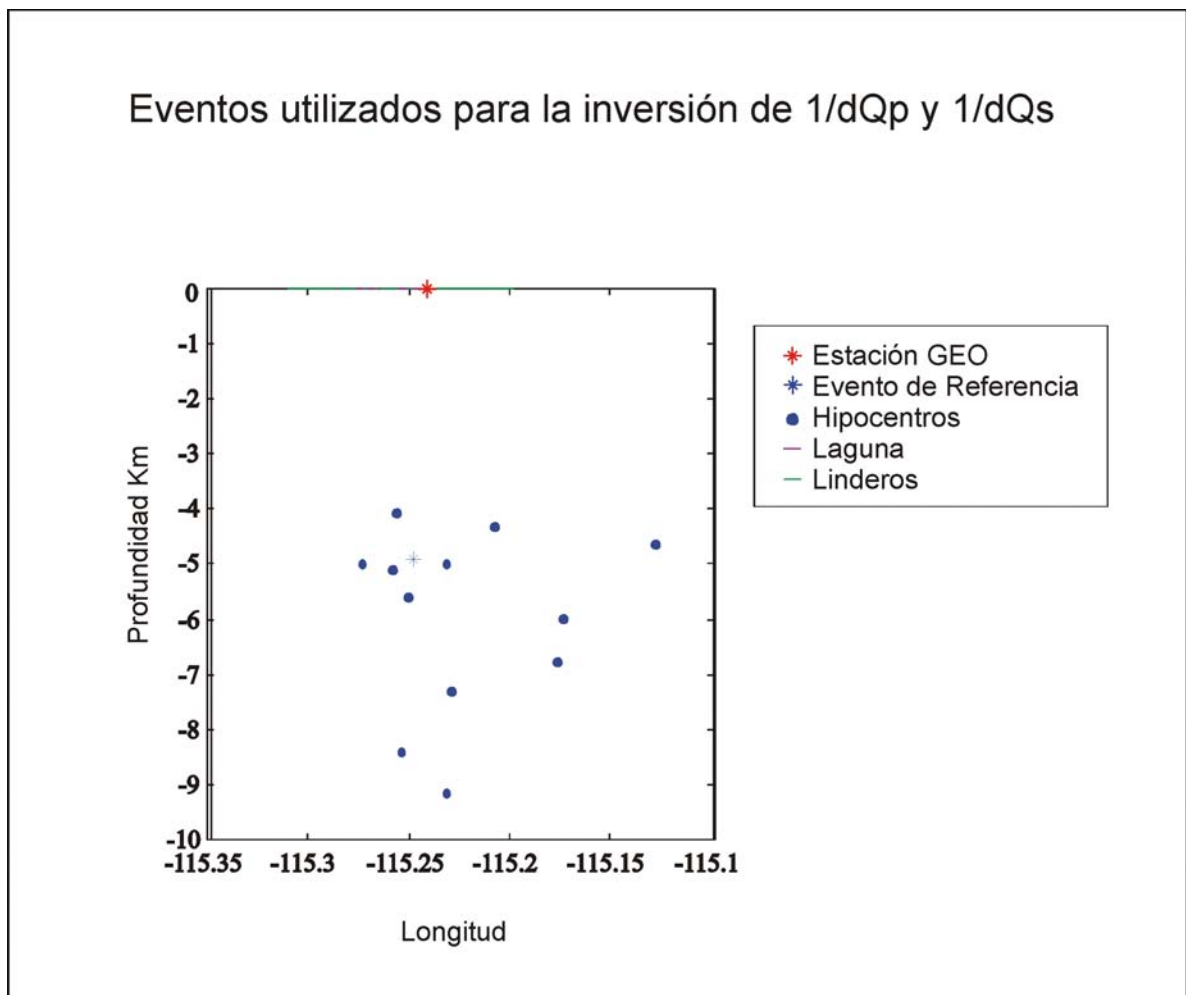


Figura 20. Vista lateral E-W de la ubicación de los epicentros, la estación GEO y el sismo de referencia utilizados.

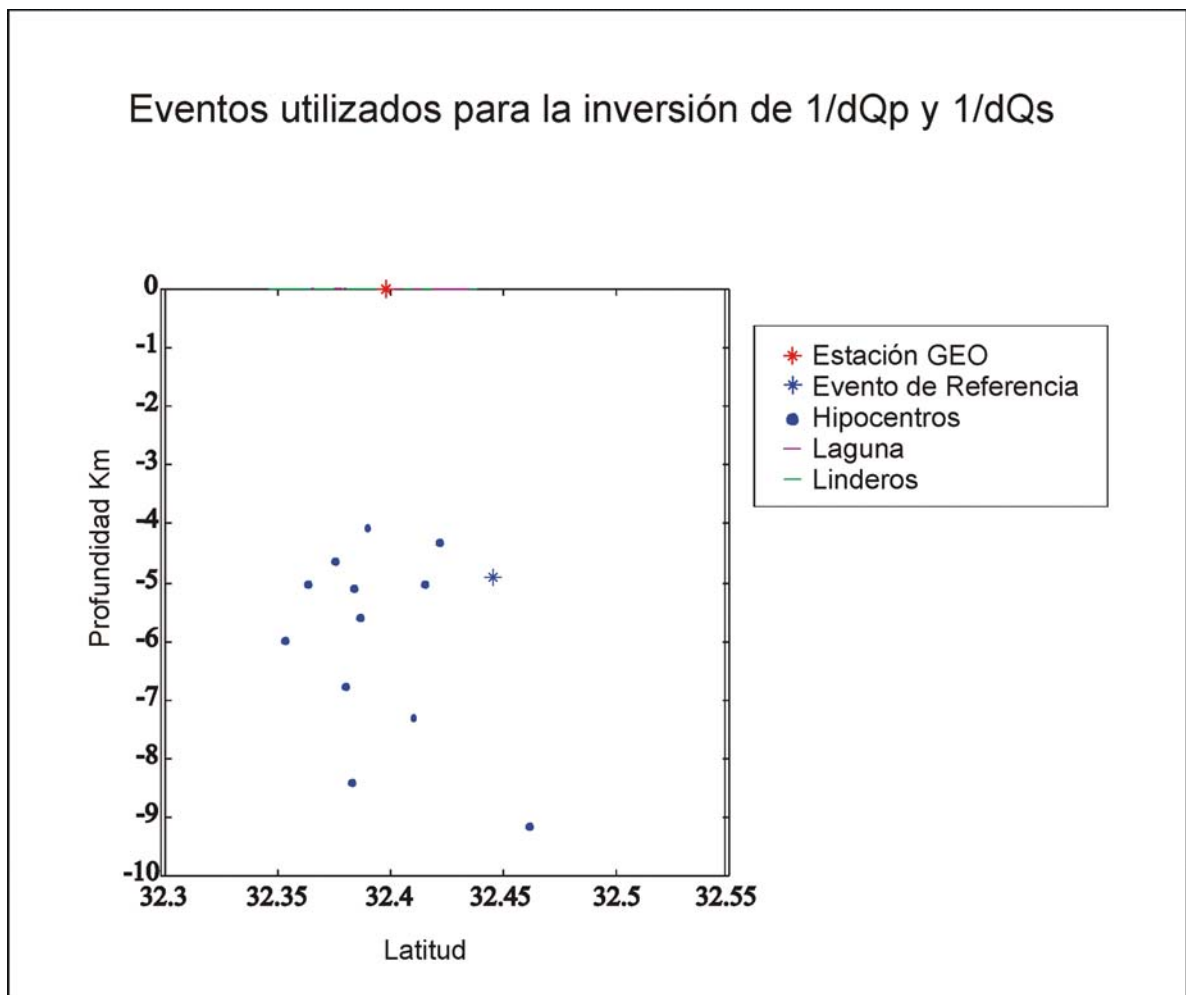


Figura 21. Vista lateral S-N de la ubicación de los hipocentros, la estación GEO y el sismo de referencia utilizados.

4.4 MÉTODO DE ANÁLISIS

Supongamos que el espectro de amplitudes de un evento i registrado en una estación j esta representado por medio de la ecuación (Ponko y Sanders, 1994):

$$A(f)_{ij} = A(f)_i^S A(f)_{ij}^C A(f)_j^L A(f)_j^U . \quad (11)$$

Donde:

- $A(f)_{ij}$ es el espectro de amplitudes como función de la frecuencia.
- $A(f)_i^S$ representa el espectro de amplitudes de la fuente como función de la frecuencia.
- $A(f)_{ij}^C$ representa la función de transferencia de la corteza (sin incluir el efecto de sitio).
- $A(f)_j^L$ representa el efecto de sitio de las capas someras como función de la frecuencia.
- $A(f)_j^U$ representa la respuesta del instrumento como función de la frecuencia.

Calculando el logaritmo natural de la ecuación 11 tenemos:

$$\ln A(f)_{ij} = \ln A_j^S + \ln A_{ij}^C + \ln A_j^L + \ln A_j^U . \quad (12)$$

El método consiste en dividir un espectro registrado en la estación j , con uno de referencia $A(f)_{ir}$ registrados en la misma estación j . El espectro de referencia que se elige es el de menor decaimiento espectral en altas frecuencias, que corresponde a una trayectoria a través de roca firme desde la fuente al receptor. Cuando no se tienen estaciones en roca firme, como es nuestro caso, se utiliza como espectro de referencia el promedio de los

espectros en cada estación. Al calcular el cociente espectral con respecto al espectro de referencia, se elimina el efecto del instrumento así como el efecto de sitio cerca de la superficie, ya que los rayos estarán afectados por la misma función de transferencia. Restando al espectro dado por la ecuación 12 del espectro de referencia tenemos

$$\ln R_{ij}^r = \ln A(f)_{ij} - \ln A(f)_{ir} . \quad (13)$$

Para eliminar el efecto de la fuente es necesario calcular las diferencias espectrales en rangos de frecuencia arriba de la frecuencia de esquina de la fuente, determinada en el capítulo anterior (en nuestro caso frecuencias > 4 Hz). La directividad es despreciable cuando se utilizan micro-sismos (Ponko y Sanders, 1994) y se puede comprobar comparando el decaimiento espectral de los registros de las ondas S de las componentes E-W contra N-S. Las magnitudes de los sismos utilizados en este análisis varían entre 3.0 y 4.8 (M_D).

Una vez eliminados los efectos de sitio, fuente e instrumento de la ecuación 11, la atenuación diferencial $\delta t_{ij}^* = t_{ij}^* - t_{rj}^*$ se puede calcular de (Haberland y Rietbrock, 2001)

$$\ln R_{ij}^r(f) = C - \pi (t_{ij}^* - t_{rj}^*) f \quad (14)$$

Esta ecuación corresponde a la ecuación 6 del capítulo anterior, la diferencia es la introducción del evento de referencia el cual se compara con todos los eventos registrados en la misma estación. Entonces, de la ecuación 13 y 14 podemos deducir que

$$\ln A(f)_{ij} - \ln A(f)_{ir} = C - \pi (t_{ij}^* - t_{rj}^*) f , \quad (15)$$

que corresponde a una ecuación lineal de la cual podemos obtener la pendiente con un ajuste de una línea por mínimos cuadrados. Esta pendiente esta dada por

$$d[\ln A(f)_{ij}]/df = -\pi(t_{ij}^*) \quad (16)$$

y también

$$d[\ln A(f)_{rj}]/df = -\pi(t_{rj}^*) \quad (17)$$

Si consideramos que la ecuación 10 puede escribirse (Castro *et al.*, 2000) como

$$d[\ln A(f)_{ij}]/df = -\pi\kappa_{ij} \quad (18)$$

en la cual κ es la parametrización de t^* y considerando que Q es independiente de la frecuencia en el ancho de banda propuesto, podemos decir que κ es igual a t^* , de esta forma tendremos

$$\kappa_{ij} = d[\ln A(f)_{ij}]/df \left(-\frac{1}{\pi}\right) = -\frac{b_{ij}}{\pi} \quad (19)$$

$$\kappa_{rj} = d[\ln A(f)_{rj}]/df \left(-\frac{1}{\pi}\right) = -\frac{b_{rj}}{\pi} \quad (20)$$

donde b es la pendiente del espectro de aceleración en altas frecuencias ($f > f_c > f_E$), de tal forma que la atenuación diferencial la podemos obtener de las diferencias del parámetro κ del espectro de referencia con los parámetros κ de cada evento registrado en una estación, es decir:

$$\delta t_{ij}^* = \kappa_{ij} - \kappa_{rj} \quad (21)$$

Por otra parte, si consideramos el volumen en el cual se propaga el rayo en un medio estratificado, entonces la atenuación diferencial esta dada por:

$$\partial t_{ij}^* = \pi \sum_{b=1}^B l_b v_b^{-1} \partial Q_b^{-1} \quad (22)$$

Donde:

- B es el número de capas por las cuales pasa el rayo.
- b es el número de la capa donde empieza el rayo.
- l_b es el espesor de la capa b
- v_b es la velocidad de fase en la capa b .
- $1/\partial Q_b$ es la desviación del valor regional $1/Q$ en la capa b .

Con los valores calculados de ∂t^* utilizando la ecuación 21 e invirtiendo la ecuación 22 se obtienen los valores de $1/\partial Q_b$ en cada capa.

Debido a que tenemos múltiples observaciones de la atenuación diferencial, la ecuación 22 se transforma en un sistema de ecuaciones lineales. El vector con los valores de la atenuación diferencial (\mathbf{a}) lo podemos representar como $\mathbf{a} = \mathbf{L}\mathbf{s}$, donde \mathbf{L} es una matriz de dimensiones $i \times b$ de tiempos de viaje, donde i es el número de observaciones y b es el número de capas del medio estratificado. Un vector de longitud b representado por \mathbf{s} contiene los valores inversos de la atenuación diferencial en cada capa del medio estratificado. Si consideramos un escalar de amortiguamiento λ , la solución por mínimos cuadrados amortiguados de $\mathbf{a} = \mathbf{L}\mathbf{s}$ de acuerdo a Meju (1994) es:

$$\mathbf{s} = (\mathbf{L}^T \mathbf{L} + \lambda^2 \mathbf{I}_b)^{-1} \mathbf{L}^T \mathbf{a} \quad (23)$$

La inversión se hizo en MATLAB. La constante de amortiguamiento elegida en la inversión fue 1. La constante de amortiguamiento utilizada para invertir los datos de las

atenuaciones diferenciales de las ondas P y S se eligió de un rango entre 0.01 y 10. Con estos valores del amortiguamiento se minimiza el error dado por la siguiente expresión $((a - Ls)^T(a - Ls))$.

El modelo de velocidades usado para el cálculo de los tiempos de viaje corresponde a la estructura de velocidades utilizada por Rebollar et al. (2003). También utilicé el cociente V_p/V_s de 1.73 para calcular la velocidad de las ondas S propuesta en el mismo artículo.

Para este estudio desconocemos el error experimental, por tal motivo se estimó la bondad de la solución por medio del error cuadrático medio (RMS), por medio de la siguiente ecuación

$$RMS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(a - L_{ij} s_j)^2}{\sigma^2} \quad (24)$$

y

$$\sigma^2 = \frac{(a^T a - s^T L^T L s)}{n - (p + l)}. \quad (25)$$

Donde n es el número de observaciones, p son los parámetros no condicionados y l las ecuaciones independientes condicionadas (Meju, 1994.)

En este método las suposiciones más importantes son las mismas que las descritas en el método de cocientes espectrales descrito en el capítulo anterior. Esto se debe principalmente a que estamos analizando sismogramas de la misma estación (GEO).

4.4.1 Determinación de δQp^{-1} y δQs^{-1}

La determinación de los valores de la atenuación diferencial utilizando los registros de la estación GEO, nos proporcionará información de las variaciones de la atenuación en las capas sedimentarias en la zona de producción del campo geotérmico. La estimación de las variaciones de la atenuación nos ayudarán a proponer un mejor modelo inicial para la inversión de los valores de Q con el programa SIMUL2000 (descrito posteriormente). En este programa es necesario proponer una estructura de atenuación inicial, apoyada en inversiones simples en 1D, para que el programa estime pequeñas variaciones de la atenuación (Evans *et al.* 1994). En los capítulos 3 y 6 calculé la atenuación en volúmenes pequeños a diferentes profundidades y en el capítulo 5 la atenuación regional.

Para estimar la atenuación diferencial δQp^{-1} y δQs^{-1} se utilizaron las amplitudes espectrales de las componentes verticales y horizontales respectivamente. El análisis espectral se realizó en un ancho de banda de 15 a 25 Hz para eliminar el efecto de la fuente. Las frecuencias de esquina se encuentran a frecuencias menores de 15 Hz para los eventos en el rango de magnitudes que se utilizaron.

De las gráficas de las funciones $\ln A(f)_{ij}$ y $\ln A(f)_{ir}$ contra la frecuencia f , obtuvimos por medio de una regresión lineal el ajuste de una línea recta con pendiente b . Esta pendiente nos indica la variación del evento j en la estación i con respecto a r (espectro de referencia). De las pendientes calculamos los valores de κ . El programa utilizado en este análisis fue el Grapher V1.29. Este programa calcula automáticamente el ajuste de las rectas, así como el índice de determinación, por medio del cual obtuve el coeficiente de

correlación. El espectro de referencia utilizado es el promedio del espectro de todos los eventos registrados en la estación GEO. Se tomó como espectro de referencia el promedio de todos los espectros de la estación y se compararon los resultados con los obtenidos tomando como espectro de referencia el espectro de menor decaimiento y los resultados son similares, con variaciones entre 5 y 10%, pero con el mismo comportamiento y mayor confiabilidad en los resultados.

Las variaciones del ajuste con respecto a una recta en algunos casos son grandes, esto probablemente se deba al ruido de fondo en el CGCP. Por tal motivo, solo se utilizaron los resultados con un coeficiente de correlación mayor de 0.9. Ya que el error asociado con la estimación de κ depende de que tan bien la amplitud espectral a altas frecuencias decae con una tendencia lineal (Castro *et al.* 2000). Se revisó visualmente que la amplitud espectral decayera monotónicamente dentro del intervalo de frecuencias seleccionado para estimar κ .

Al realizar la inversión de δQp^{-1} y δQs^{-1} calculé los tiempos de viaje en cada capa del modelo de velocidades propuesto, partiendo de la distancia epicentral y la profundidad. Este programa se desarrolló como una función en MATLAB. Posteriormente, con el mismo MATLAB programé una función para calcular la atenuación amortiguada, invirtiendo para resolver la ecuación 23 y 24. Variando los valores de λ con incrementos de 0.01 se determinaron los valores de la constante de amortiguamiento que proporcionó los resultados más estables.

4.5 RESULTADOS

Las δQp^{-1} y δQs^{-1} nos indican las variaciones de la atenuación en las diferentes capas sedimentarias debajo la estación GEO en el centro de la zona de producción del CGCP. Estas atenuaciones diferenciales se obtuvieron con un reducido número de eventos debido al alto contenido de ruido de fondo en los registros. Los datos de estos eventos se muestran en la Tabla V. En la Tabla VI y VII se agrupan los valores utilizados en este análisis, con coeficiente de correlación mayor a 0.90. Con los eventos analizados determinamos δQp^{-1} y δQs^{-1} a profundidades menores de 4.0 km. Esto se debe a que la mayoría de los eventos analizados tienen profundidades entre 4 y 6 km. Encontré en la primera capa entre la superficie y 0.5 km de profundidad, valores positivos de δQp^{-1} y δQs^{-1} , indicando atenuación de las ondas P y S arriba del promedio en la banda de frecuencias analizada. Calculé la relación entre los valores inversos de la atenuación diferencial ($\delta Qp^{-1}/\delta Qs^{-1}$) obteniendo un valor de 6.39 en esta zona.

En la segunda capa, entre 0.5 y 2.0 km, en su parte inferior inicia la zona de producción y de sedimentos consolidados, Álvarez (1999). En esta capa encontramos valores positivos de δQs^{-1} y δQp^{-1} . Con una relación ($\delta Qp^{-1}/\delta Qs^{-1}$) de 2.01, lo que sugiere una atenuación de las ondas S ligeramente menor que en la capa anterior, mientras que para las ondas P la atenuación disminuye en mayor proporción.

Los valores de δQp^{-1} y δQs^{-1} en la tercera capa a profundidades entre 2.0 y 3.0 km, tienen un comportamiento inverso al de la capa anterior, con un cociente de $\delta Qp^{-1}/\delta Qs^{-1}$ de 0.34, sugiriendo una atenuación de las ondas P menor al promedio, al igual que las ondas S en menor proporción. En este rango de profundidades se ha sugerido una zona de escasa

permeabilidad, que consiste de lodolitas y lutitas cafés (Garcia *et al.*1999; Lippman et al. 1997).

A profundidades entre los 3.0 y 4.0 km, en la cuarta capa, se observa un comportamiento similar al de las primeras capas, es decir, una mayor atenuación de las ondas S y de las ondas P. En esta profundidad el cociente de $\delta Qp^{-1}/\delta Qs^{-1}$ es de 2.17.

A mayores profundidades (> 4 km) se calcularon pequeños valores de la atenuación diferencial, positivos para las ondas P y negativos para las ondas S, por lo que tendremos una atenuación cercana al promedio de las ondas P y S y el cociente $\delta Qp^{-1}/\delta Qs^{-1}$ es de 2.48, indicando una zona de baja atenuación con respecto a la atenuación de referencia como se indica en la tabla VIII.

Para determinar la confiabilidad de los resultados utilicé la ecuación 24 obteniendo un RMS de 0.58 para las ondas P, mientras que para las ondas S el RMS fue de 0.80.

Para estimar el comportamiento del modelo utilizado, se muestran gráficas en las que se comparan los valores de δt_{ij}^* utilizados en la inversión, contra los obtenidos por el modelo invertido. Las figuras 22 y 23 muestran estas gráficas. Podemos observar que el modelo proporciona resultados similares a los datos.

4.6 DISCUSIÓN

Los cocientes $\delta Qp^{-1}/\delta Qs^{-1}$ calculados a diferentes profundidades nos permiten conocer la proporción de la atenuación de las fases P y S. De los resultados de la inversión

de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1} podemos proponer la estructura de las capas, sugerir el grado de porosidad y la presencia de fluidos o vapor de agua.

La relación $\delta Q_p^{-1}/\delta Q_s^{-1}$ nos indica qué tanto se atenúan las ondas S con respecto de las ondas P ya que sus valores son inversos y proporcionales a la atenuación.

Los valores positivos de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1} , observados en la primera capa, indican una atenuación de las ondas P y S ligeramente mayor al valor de referencia en la banda de frecuencias analizada. Debido probablemente a la capa de sedimentos no consolidados superficiales (Álvarez, 1999). Además, podemos sugerir la influencia de múltiples fallas superficiales a poca profundidad, debidas a la subsidencia por la extracción de fluidos la cual fue calculada en 11 cm/año entre 1977-1997 (Glowacka *et al.*, 1999)

En la profundidad de la segunda capa la relación de $\delta Q_p^{-1}/\delta Q_s^{-1}$ es de 2.01. Este valor se debe posiblemente a la saturación parcial del sedimento, con una presencia de vapor casi nula. El suministro a esta profundidad del acuífero superficial, permite que esto suceda al proporcionar fluidos fríos, como se observó en el pozo M-202 del CGCP el cual presenta una disminución instantánea de 50 grados centígrado a 2.4 Km de profundidad (García *et al.*, 1999) y a los patrones de flujo propuestos por Elders *et al.*, (1984), que propone una zona de recarga de agua a esta profundidad.

Como ya se mencionó, los resultados experimentales muestran que cuando se añade agua a los espacios porosos de la roca, la pérdida de energía por compresión se aproxima a dos veces la pérdida de energía cortante, incrementándose con el grado de saturación. La atenuación de cortante es mínima en roca seca, es más grande en roca parcialmente saturada y es máximo en totalmente saturada. (Winkler y Nur, 1979).

En la tercera capa, la atenuación diferencial, tiene el comportamiento inverso a las otras capas, sugiriendo una disminución de la atenuación en las ondas P y de las ondas S. Esto se puede deberse a la presencia de vapor, disminuyendo la saturación. Se observa una mayor disminución de la atenuación en las ondas P con respecto a la atenuación de las ondas S, disminuyendo la atenuación en las dos fases en esta capa. La explicación a este fenómeno puede deberse a que la capa impermeable de lutitas y lodolitas alternadas, con intrusiones de diques y sills que se encuentran a esta profundidad. Otra posibilidad es la mineralización del estrato. Lo cual, además de provocar la existencia de la zona de escasa permeabilidad, compuesta por lodolitas grises y lutita café daría dureza a esta capa (Lippman *et al.*, 1997). Esta unidad litológica se caracteriza por presentar una metamorfosis parcial producida por el sistema geotermal (Pelayo *et al.*, 1991).

En la cuarta capa aumenta la atenuación de las ondas de cuerpo, posiblemente debido al incremento considerable de la temperatura, mayor a 300 grados centígrados (Lippmann *et al.*, 1997), sin embargo, la saturación parcial es otra causa muy probable. El mecanismo de pérdida puede ser por el flujo del fluido, termoelasticidad o ambos, (Mavko y Nur, 1979). El comportamiento de la atenuación sugiere una posible zona de producción geotérmica a esta profundidad. La atenuación diferencial, a esta profundidad, es dos veces menor para las ondas S en comparación con las ondas P, debido probablemente a la presencia de agua. La presencia de fluidos a esta profundidad, posiblemente se deba a la infiltración de agua a gran profundidad desde el noreste, la que fluye debajo de la capa impermeable. En otro estudio se menciona que los pozos geotérmicos explotan el yacimiento bajo el estrato impermeable de relieve irregular que lo divide en dos unidades

hidrológicas, lo que sugiere espesores saturados a más de 2,500 m (Vázquez-González, 1999).

Debajo de la última capa muestreada, la atenuación es ligeramente mayor para P y menor para S, con respecto al valor de referencia. Posiblemente se deba a la consolidación de los estratos con la profundidad. La presencia del basamento a una profundidad aproximada de 4.0 km, en el área de la estación GEO, explica esta disminución en la atenuación (González-López, 1999).

El promedio calculado del cociente $\delta Q_p^{-1} / \delta Q_s^{-1}$ es de 2.68 lo que significa valores de Q_p menores que Q_s . Sin embargo, la presencia de grandes cantidades de agua que saturan parcialmente las capas estudiadas explica el fenómeno. Concordando con otros estudios, en los que se determina que en roca parcialmente saturada la pérdida de energía de cortante es menor que la volumétrica ($Q_s > Q_p$), como se observa en el campo geotérmico de Cerro Prieto (Winkler y Nur, 1979).

Para determinar la confiabilidad de los resultados, utilizando la ecuación 24 encontré valores bajos de $RMS = 0.58$ para las ondas P, mientras que para las ondas S se obtuvieron valores de $RMS = 0.8$. Para disminuir esta incertidumbre se requiere de un mayor número de observaciones. Estos valores de Q se usarán como valores iniciales en la inversión de Q , en tres dimensiones.

4.7 CONCLUSIONES

En la banda de frecuencias analizadas (entre 15 y 25 Hz) y en el rango de profundidades de 0 a 5 km se observan distintos valores de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1} . Estos valores

los podemos asociar con las diferentes capas litológicas que se conocen. Los resultados obtenidos de la atenuación diferencial entre la superficie y 0.5 km de profundidad sugieren una saturación parcial de fluidos. A mayor profundidad los resultados sugieren una disminución de la atenuación, debida a la saturación parcial hasta 2.0 km de profundidad.

En la profundidad donde se encuentra la capa impermeable entre los 2.0 y 3.0 km los resultados negativos de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1} y su cociente sugieren una menor atenuación para las ondas P en comparación con las ondas S. Debajo de la capa impermeable la atenuación de las ondas P aumenta en mayor proporción en comparación con las ondas secundarias S. La atenuación disminuye con la profundidad al llegar al cociente de $\delta Q_p^{-1}/\delta Q_s^{-1}$ es de 2.48, valor aproximado al promedio de las capas con profundidad menor de 4.0 km.

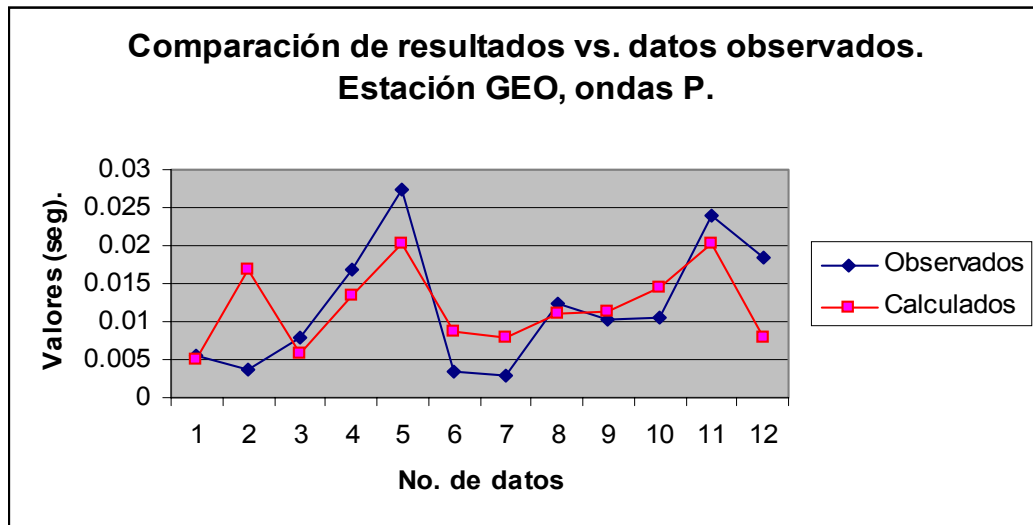


Figura 22. Se muestran los datos que se utilizaron en la inversión (dt^*) comparándolos con los datos obtenidos con la respuesta del modelo en la estación GEO para ondas P.

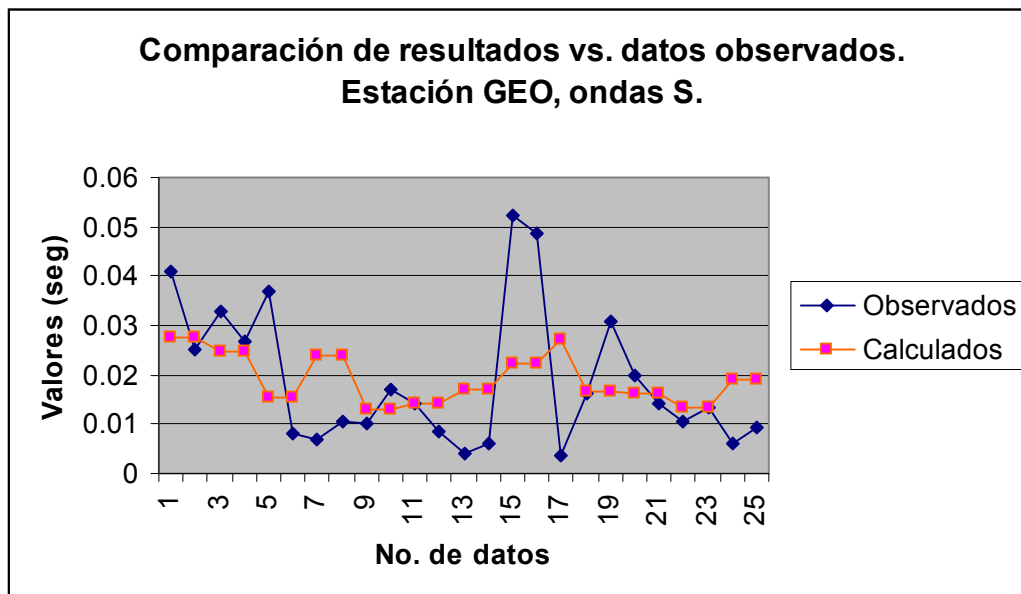


Figura 23. Se muestran los datos que se utilizaron en la inversión (dt^*) comparándolos con los datos obtenidos con la respuesta del modelo en la estación GEO para ondas S.

Tabla V. Parámetros hipocentrales de los eventos analizados. SISMO; Clave CFE. Latitud y Logitud en grados. Prof.; Profundidad focal en Km. MD; magnitud de duración. DISTANC.; Distancia Epicentral. PROFUN.; Profundidad. ERRH, error de localización horizontal. ERRZ, error de localización en la profundidad.

No.	SISMO	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	MD	DISTANC. km	PROFUN. km	ERRH km	ERRZ km
1	geo94150	32.4225	115.2090	3.5	3.8	4.3	0.7	0.8
2	geo95068	32.4460	115.2488	3.3	5.2	4.9	0.2	1.4
3	geo95260	32.3872	115.2512	3.0	1.8	5.6	0.4	1.5
4	geo95267	32.3638	115.2745	3.7	5.2	5.0	0.6	1.0
5	geo95321	32.4625	115.2332	3.1	7.0	9.1	1.2	0.9
6	geo96319	32.4110	115.2300	4.0	1.5	7.3	0.5	1.0
7	geo97212B	32.3810	115.1780	3.7	6.2	6.8	0.9	1.1
8	geo97212	32.3540	115.1750	3.5	8.0	6.0	1.1	0.9
9	geo97228	32.3770	115.1290	3.2	10.7	4.6	0.7	1.4
10	geo94223	32.3840	115.2598	4.6	2.6	5.1	1.0	0.8
11	geo97343	32.4160	115.2330	4.5	1.9	5.0	0.6	1.0
12	geo99152	32.3830	115.2550	4.8	2.4	8.4	0.9	1.0
13	geo99253	32.3900	115.2580	4.8	2.0	3.8	0.7	0.5

Tabla VI. Valores correspondientes a los parámetros de las ondas P, utilizados para el valor de dt^* . Kapa; pendiente del ln del espectro de aceleración/ π . Vector $dt^* = Kapa - Kapa$ de referencia, es el operador de atenuación diferencial.

No.	SISMO	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	Kapa Kapa= m/π	$kap-(kap)_{REF}$ vector dt^*	Coefficiente de Correlación
1	geo94150	32.4225	115.2090	0.02015	0.00549	0.982
2	geo95260	32.3872	115.2512	0.01822	0.00356	0.980
3	geo95267	32.3638	115.2745	0.02251	0.00785	0.994
4	geo95321	32.4625	115.2332	0.03144	0.01678	0.994
5	geo96319	32.4110	115.2300	0.04210	0.02743	0.985
6	geo97212B	32.3810	115.1780	0.01820	0.00353	0.979
7	geo97212	32.3540	115.1750	0.01765	0.00299	0.986
8	geo97228	32.3770	115.1290	0.02711	0.01245	0.993
9	geo94223	32.3840	115.2598	0.02495	0.01029	0.992
10	geo97343	32.4160	115.2330	0.02520	0.01054	0.993
11	geo99152	32.3830	115.2550	0.03849	0.02382	0.973
12	geo99253	32.3900	115.2580	0.03302	0.01836	0.914

Tabla VII. Valores correspondientes a los parámetros de las ondas S, utilizados para el valor de dt^* . $Kapa$; pendiente del \ln del espectro de aceleración/ π . Vector $dt^*=Kapa-Kapa$ de referencia, es el operador de atenuación diferencial.

No.	SISMO	LATITUD NORTE	LONGITUD OESTE	Kapa Kapa= m/π	$kapa-(kapa)_{REF}$ vector dt^*	Coefficiente de Correlación
1	geo94150	32.4225	115.2090	0.06331	0.04111	0.99
2				0.04736	0.02516	0.99
3	geo95068	32.4460	115.2488	0.05507	0.03288	1.00
4				0.04904	0.02684	1.00
5	geo95260	32.3872	115.2512	0.05900	0.03680	0.99
6				0.03014	0.00795	0.99
7	geo95267	32.3638	115.2745	0.02913	0.00693	0.98
8				0.03270	0.01050	1.00
9	geo95321	32.4625	115.2332	0.03245	0.01025	0.99
10				0.03916	0.01696	0.98
11	geo96319	32.4110	115.2300	0.03650	0.01430	0.99
12				0.03091	0.00872	0.99
13	geo97212B	32.3810	115.1780	0.02623	0.00403	0.99
14				0.02832	0.00613	0.99
15	geo97212	32.3540	115.1750	0.07441	0.05221	0.98
16				0.07082	0.04863	1.00
17	geo97228	32.3770	115.1290	0.02574	0.00354	0.98
18	geo94223	32.3840	115.2598	0.03834	0.01614	0.99
19				0.05286	0.03067	1.00
20	geo97343	32.4160	115.2330	0.04225	0.02005	1.00
21				0.03622	0.01402	0.99
22	geo99152	32.383	115.255	0.03284	0.01064	0.98
23				0.03541	0.01321	0.99
24	geo99253	32.3900	115.2580	0.02848	0.00628	0.92
25				0.03151	0.00931	0.86

Tabla VIII. Valores de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1} estimados entre 15 y 25 Hz bajo la estación GEO. Se presenta además $\delta Q_p^{-1}/\delta Q_s^{-1}$ en relación a su valor absoluto. Los promedios de cada columna se anotan abajo. RMS es el resultado de la ec. 24

capa	prof. Km	dQ^{-1}		$dQ^{-1}p/dQ^{-1}s$	Valor absoluto $dQ^{-1}p/dQ^{-1}s$
		P	S		
1	0.0-0.5	0.52200	0.08171	6.39	6.39
2	0.5-2.0	0.13016	0.06474	2.01	2.01
3	2.0-3.0	-1.34811	-0.46314	2.91	0.34
4	3.0-4.0	0.69293	0.31876	2.17	2.17
5	>4.0	0.00302	-0.00204	-1.48	2.48
		promedios =		2.40	2.68
RMS=		0.5833	0.8000		

V. DETERMINACIÓN DE Q_S Y Q_P EN LAS CAPAS SOMERAS DEL CGCP POR COCIENTES ESPECTRALES, UTILIZANDO PARES DE EVENTOS REGISTRADOS EN DOS ESTACIONES

5.1 RESUMEN

Se estimó el factor de calidad Q_p y Q_s con un método en el que se utilizan dos eventos distintos registrados en dos estaciones en el rango de frecuencias de 15 a 25 Hz. Se utilizaron ocho eventos registrados en 4 estaciones sísmicas instaladas en el CGCP para calcular la atenuación regional. Este método supone que los valores del factor de calidad son independientes de la frecuencia. Obtuve una relación de Q_p/Q_s cercana a 0.50 similar a la observada en el capítulo 2. Los resultados de este capítulo indican una estructura somera atenuante en la zona del CGCP con valores de Q_p y Q_s de 87 y 225 respectivamente. La atenuación de las ondas P fue mayor que la atenuación de las ondas S. Estos valores están asociados a la zona que está parcialmente saturada con fluidos y/o vapor. Los resultados obtenidos con este método y los obtenidos en los capítulos anteriores están asociados a la zona de producción del CGCP.

5.2 INTRODUCCIÓN

Una técnica para calcular Q_p o Q_s con dos eventos locales cercanos uno del otro fue descrita por Bakeslee *et al.* (1989). Ellos utilizaron el método de cocientes espectrales para conocer la atenuación en volúmenes pequeños y profundos. Los sismos utilizados fueron

registrados en la red sísmica de Pakfield en California central. Los eventos analizados con estos cocientes espectrales ocurrieron entre 5 y 6 km de profundidad en un área de 1x2 km en el área de la falla. Ellos obtuvieron valores promedio de Q_s del orden de ~ 31 .

El método utilizado para determinar los valores de la atenuación en la corteza bajo la estación geotérmica elimina los efectos de fuente e instrumento, ya que se calcula el cociente de los espectros de Fourier de dos registros de un mismo evento, registrado en dos estaciones con las mismas características. Los espectros corresponden a ventanas de las fases P ó S y en un ancho de banda determinado.

La técnica para estimar Q con dos sismos cercanos, es una variante del método de cocientes espectrales. Esta técnica tiene el potencial de proporcionar valores de Q en pequeños volúmenes. Para que sea posible aplicar este método se requiere una geometría específica entre la fuente y los receptores. Se requiere que dos eventos se hayan registrado en dos estaciones similares. Es necesario seleccionar pares de sismos de un selecto grupo de localizaciones para determinar la diferencia de amplitudes entre dos estaciones y determinar su atenuación (Sanders, 1993). La finalidad es conocer los valores aproximados de la atenuación promedio dentro de la zona de producción del CGCP. Con estos resultados se estimará un modelo bidimensional de atenuación, y con este modelo de Q alimentar el algoritmo del programa SIML2000 para estimar la atenuación en tres dimensiones en la zona de producción del CGCP (Evans *et al.* 1994).

5.3 DATOS

Los datos utilizados en este estudio consisten en 12 registros que corresponden a 6 sismos con magnitudes similares y registrados en las estaciones ii1, pz7, i12, pz10, CPE y CPS (ver Figura 24). Las estaciones CPE y CPS son sismómetros digitales de periodo corto Sprengnether S-6000, con periodo natural de 1 segundo. Las ii1, pz7, i12, pz10 son acelerógrafos digitales Kinematics K2 instalados en 2000 por Rebollar *et al.*, (2003). Todos los eventos se registraron a 200 muestras / segundo. Al calcular las pendientes de los cocientes espectrales utilicé el ancho de banda entre 15 y 25 Hz por las razones ya mencionadas en los capítulos anteriores. En la tabla IX se muestran los parámetros hipocentrales de los sismos utilizados. La profundidad de los eventos oscila entre 4.6 y 6.8 km y la distancia epicentral entre 1.8 y 10.7 km (ver Figuras 24, 25 y 26.)

Tabla IX. Parámetros epicentrales de los sismos utilizados en el análisis. No. Ev., número de evento; lat N, latitud Norte.; long W, longitud oeste; prof. Km, profundidad en kilómetros; err.Z., error de localización en profundidad . M_D , Magnitud de duración.

No. Ev.	Fecha	Hora	lat N	long W	prof. Km.	er.Z.	M_D
1	Sep-09	6:37	32-24.83	115-15.73	5.3	0.2	1.1
2	Sep-09	6:30	32-24.98	115-15.36	4.0	0.3	0.9
3	Sep-23	5:59	32-22.22	115-14.78	4.7	0.5	1.0
4	Sep-23	5:54	32-21.60	115-14.69	5.2	0.2	1.2
5	Oct-18	4:06	32-24.25	115-17.87	5.5	0.4	1.3
6	Oct-20	1:24	32-25.25	115-19.00	5.4	0.2	0.8

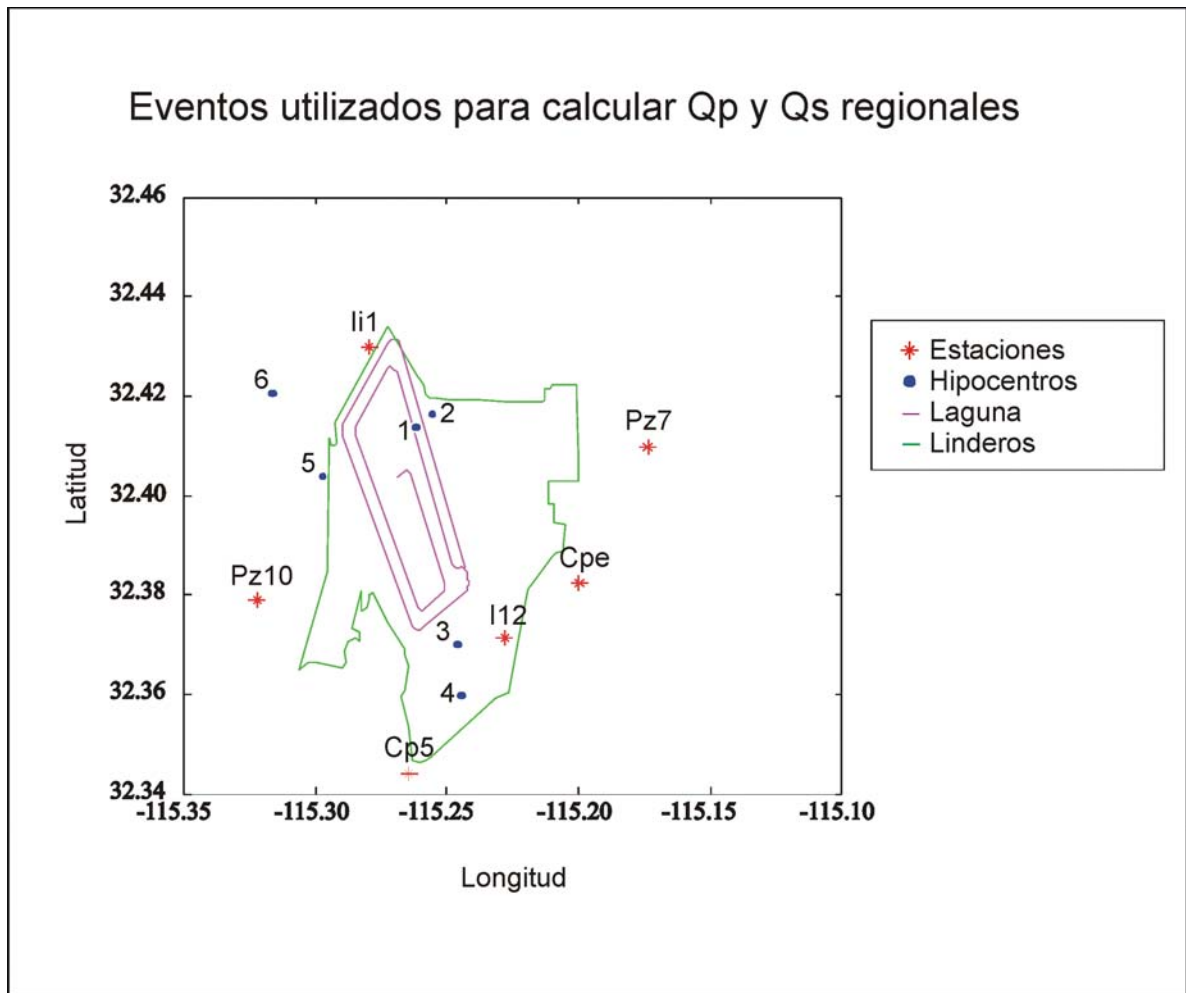


Figura 24. Localización de los epicentros y las estaciones utilizados en este capítulo.

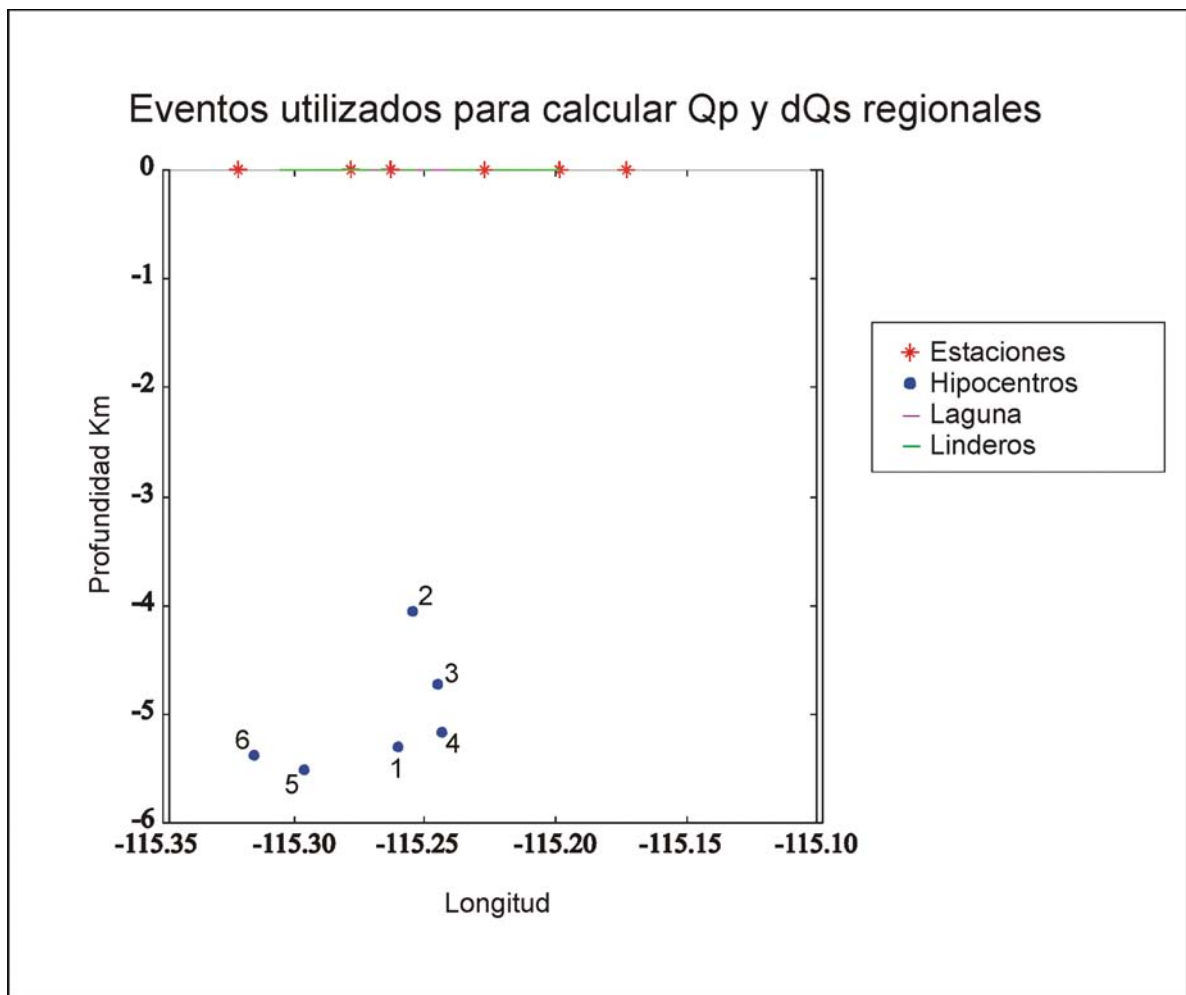


Figura 25. Vista lateral E-W de la ubicación de los hipocentros utilizados en el estudio.

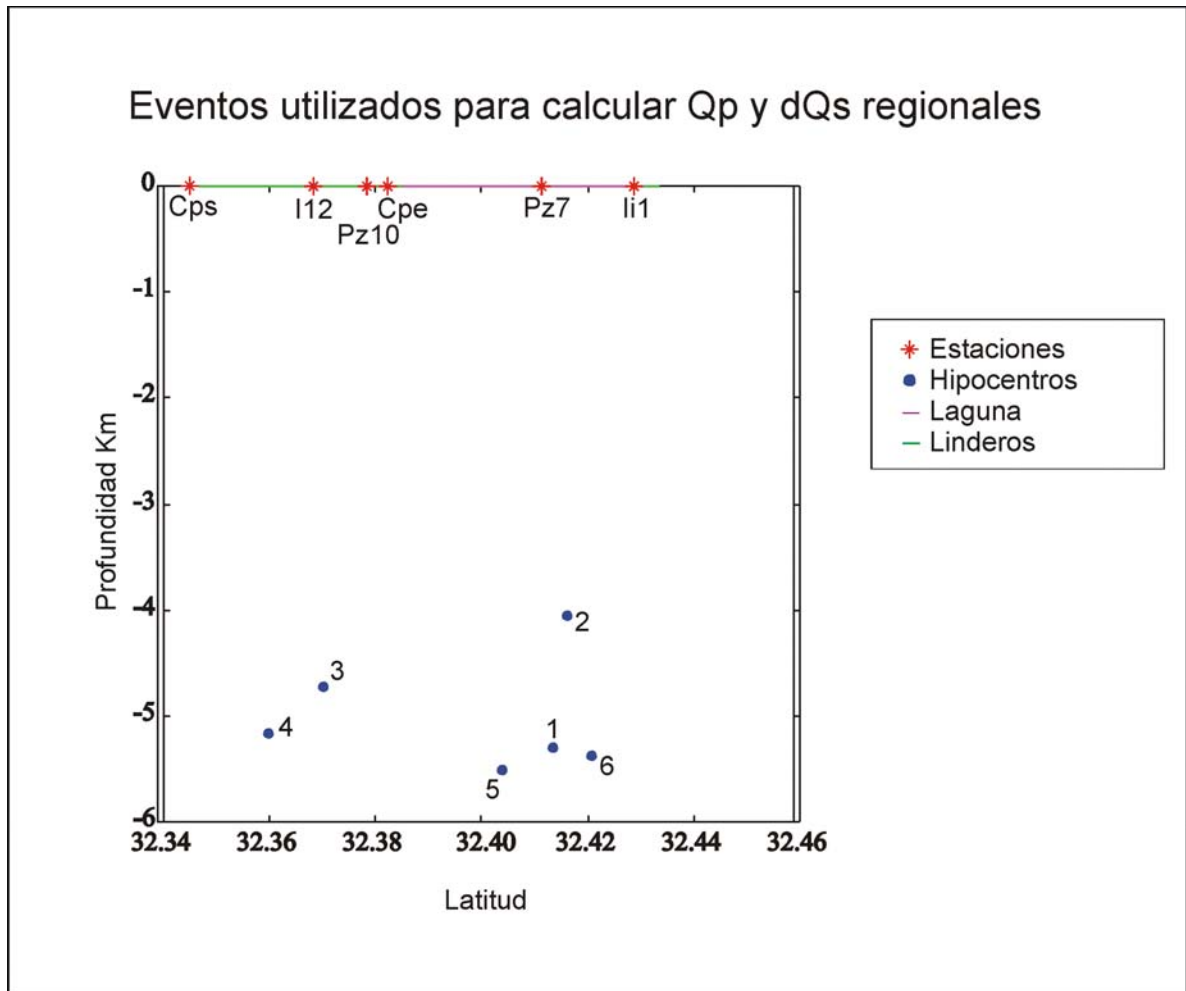


Figura 26. Vista lateral S-N de la ubicación de los hipocentros utilizados en el estudio.

5.4 MÉTODO DE ANÁLISIS

La manera en que se combina la amplitud espectral de un par de eventos registrados en dos estaciones lo describo a continuación.

Sea $A_{aj}(f)$ la amplitud espectral de las ondas de cuerpo de un evento j registrado en el receptor a . Esta amplitud esta relacionado al espectro de la fuente $A_o(f, \theta, \phi)$ y a los efectos de propagación y respuesta del instrumento por:

$$A_{aj}(f, r, \theta) = A_{0j}(f, \theta, \phi)I(f)P(f)_{aj}. \quad (26)$$

Donde $P(f)_{aj}$ es el operador que contiene la dispersión geométrica y el decaimiento espectral debido a la atenuación independiente de la frecuencia e $I(f)$ representa la respuesta del instrumento. El cociente de un mismo evento a registrado en las estaciones i y j con efectos de sitio similares es

$$A_{ai}(f, r, \theta) / A_{aj}(f, r, \theta) = \frac{A_{0i}(f, \theta, \phi)I(f)P(f)_{ai}}{A_{0j}(f, \theta, \phi)I(f)P(f)_{aj}} = \frac{P(f)_{ai}}{P(f)_{aj}} \quad (27)$$

Una vez eliminados los efectos de sitio, fuente e instrumento en la ecuación 27 y considerando que la atenuación se puede expresar por la ecuación 2 (Ponko y Sanders 1994) y aplicando el logaritmo natural a la ecuación 27 y agrupando la dispersión geométrica en una constante C obtenemos:

$$\ln(A_{ai} / A_{aj}) = \ln C_{ij} + \ln \left[\frac{e^{(-\pi f r_i / V_i Q_i)}}{e^{(-\pi f r_j / V_j Q_j)}} \right] \quad (28)$$

Simplificando esta expresión tendremos;

$$\ln(A_{ai} / A_{aj}) = \ln C_{ij} - \pi f \left[\frac{t_i}{Q_i} - \frac{t_j}{Q_j} \right]. \quad (29)$$

Esta ecuación corresponde a una función lineal con pendiente;

$$m_a = -\pi \left[\frac{t_{ai}}{Q_{ai}} - \frac{t_{aj}}{Q_{aj}} \right] \quad (30)$$

Donde i y j son los dos receptores y a representa la fuente. t y Q son el tiempo de viaje y el factor de calidad del medio por el que viajan las ondas de la fuente al receptor. Ahora, si incluimos una segunda fuente b que se registra en los mismos receptores, como se describe en la figura 27 tendremos dos pendientes m_a y m_b de dos eventos registrados en dos receptores. Si elegimos los eventos y las estaciones alineados con las estaciones, entonces podemos considerar $Q_{ai} \sim Q_{bi} = Q_i$ y $Q_{aj} \sim Q_{bj} = Q_j$ y despejando los valores del factor de calidad, tendremos;

$$Q_i = -\pi \left[\frac{t_{ai}t_{bj} - t_{aj}t_{bi}}{m_a t_{bj} - m_b t_{aj}} \right] \quad (31)$$

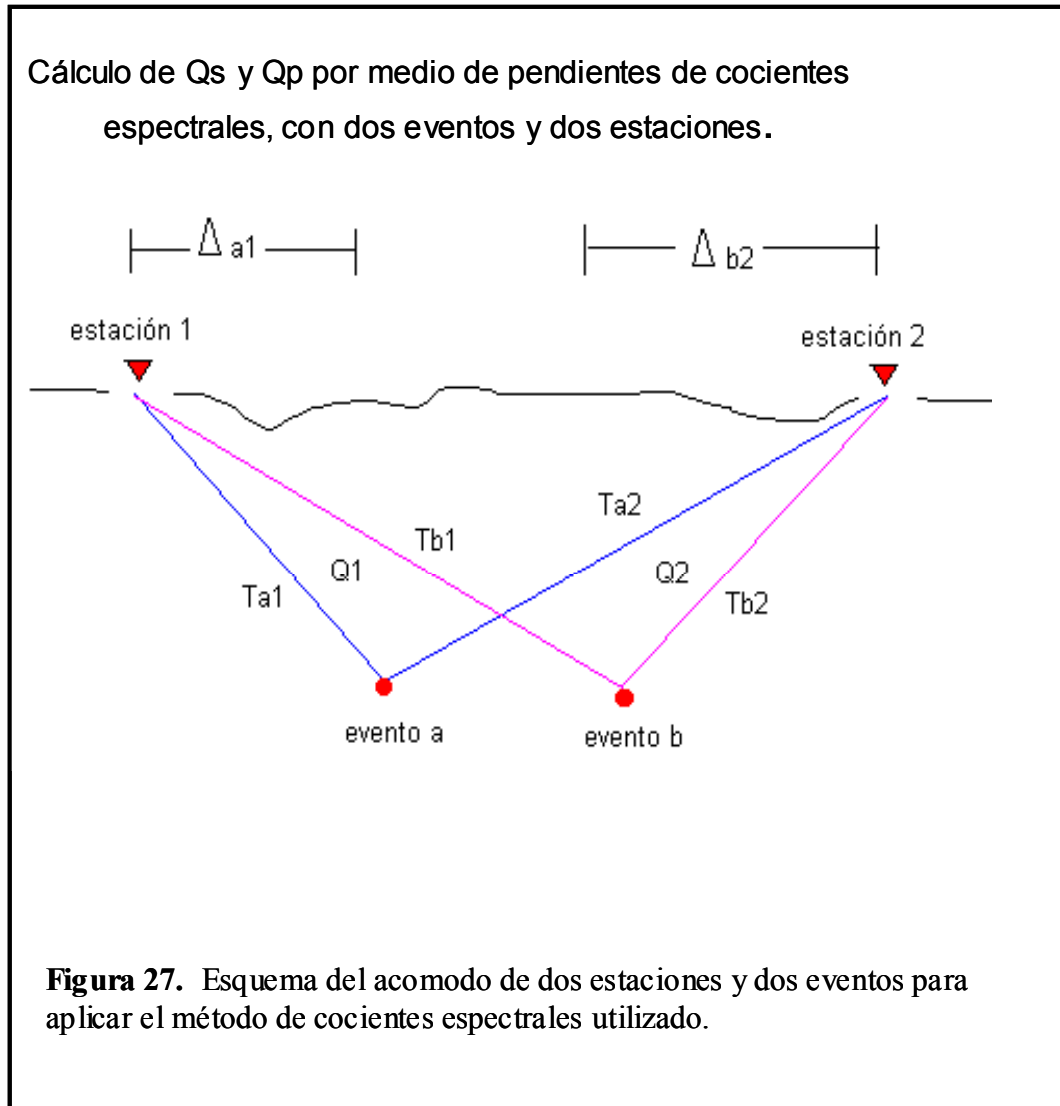
y

$$Q_j = \pi \left[\frac{t_{aj}Q_i}{Q_i m_a + \pi t_{ai}} \right]. \quad (32)$$

Una vez que se obtienen los diferentes valores de Q_i y Q_j estos se promedian para obtener un solo valor de Q .

Las suposiciones más importantes de este método son: (1) los instrumentos son iguales, (2) Q es independiente de la frecuencia en el ancho de banda analizado, (3) el patrón de radiación es isotrópico y con poco efecto en las estimaciones promedio de Q y (4) el par de eventos utilizados tienen las fuentes lo suficientemente cercanas para considerar que sus trayectorias a los receptores son similares. En nuestro caso se utilizaron pares de

eventos de un enjambre lo más cercano posible uno de otro. Las estaciones se eligieron de tal forma que cubren en general todo el CGCP y sus áreas aledañas.



5.4.1 Determinación de Q_p y Q_s

Una vez seleccionados los eventos calculé la transformada de Fourier de la serie de tiempo mediante la transformada rápida de Fourier (Domínguez, *et al.*1997) con ventanas

de 0.9 y 1.5 segundos para las ondas P y S respectivamente. Los espectros son suavizados con el objeto de reducir la varianza de las estimaciones espectrales.

Se obtuvieron las ventanas seleccionando visualmente el inicio a partir del tiempo de arribo de la fase y su final pocos ciclos después, cuidando que no se contaminaran con mucha coda o con pulsos secundarios (reflexiones, fases convertidas, etcétera). La selección de la amplitud de las ventanas se basa en la observación visual de los sismogramas, procurando que por lo menos el 80% de área de la fase sea cubierta para obtener un espectro confiable. En las figuras 28, 29 y 30 se muestran ejemplos de espectros estimados de ondas P y S.

Para estimar los factores de calidad Q_p y Q_s se utilizaron las amplitudes espectrales de las componentes verticales y horizontales respectivamente. De la gráfica de las funciones $\ln(A_{ai} / A_{aj})$ y $\ln(A_{bi} / A_{bj})$ contra la frecuencia f , obtuvimos por medio de una regresión lineal, rectas con pendiente m_a y m_b respectivamente. De las pendientes se obtiene los valores de Q_i y Q_j por medio de las ecuaciones 31 y 32. El ajuste de la línea recta lo realicé con el programa Grapher V1.29. Este programa calcula automáticamente por el método de mínimos cuadrados el ajuste de las rectas, así como el índice de determinación, por medio del cual obtuve el coeficiente de correlación.

El ruido de fondo, los errores sistemáticos y aleatorios debido a las suposiciones del método, originan una desviación de la línea de ajuste. Por esta razón, solo se consideraron los resultados con un coeficiente de correlación mayor a 0.80. En este ejercicio el modelo de velocidades utilizado para el cálculo de los tiempos de viaje utilizados, corresponde al que utilicé en los capítulos anteriores. Es un promedio pesado en proporción al espesor de

las capas de la estructura de velocidades usando una relación para V_p/V_s de 1.73 para calcular la velocidad de las ondas S obtenido de Rebolgar *et al.* (2003).

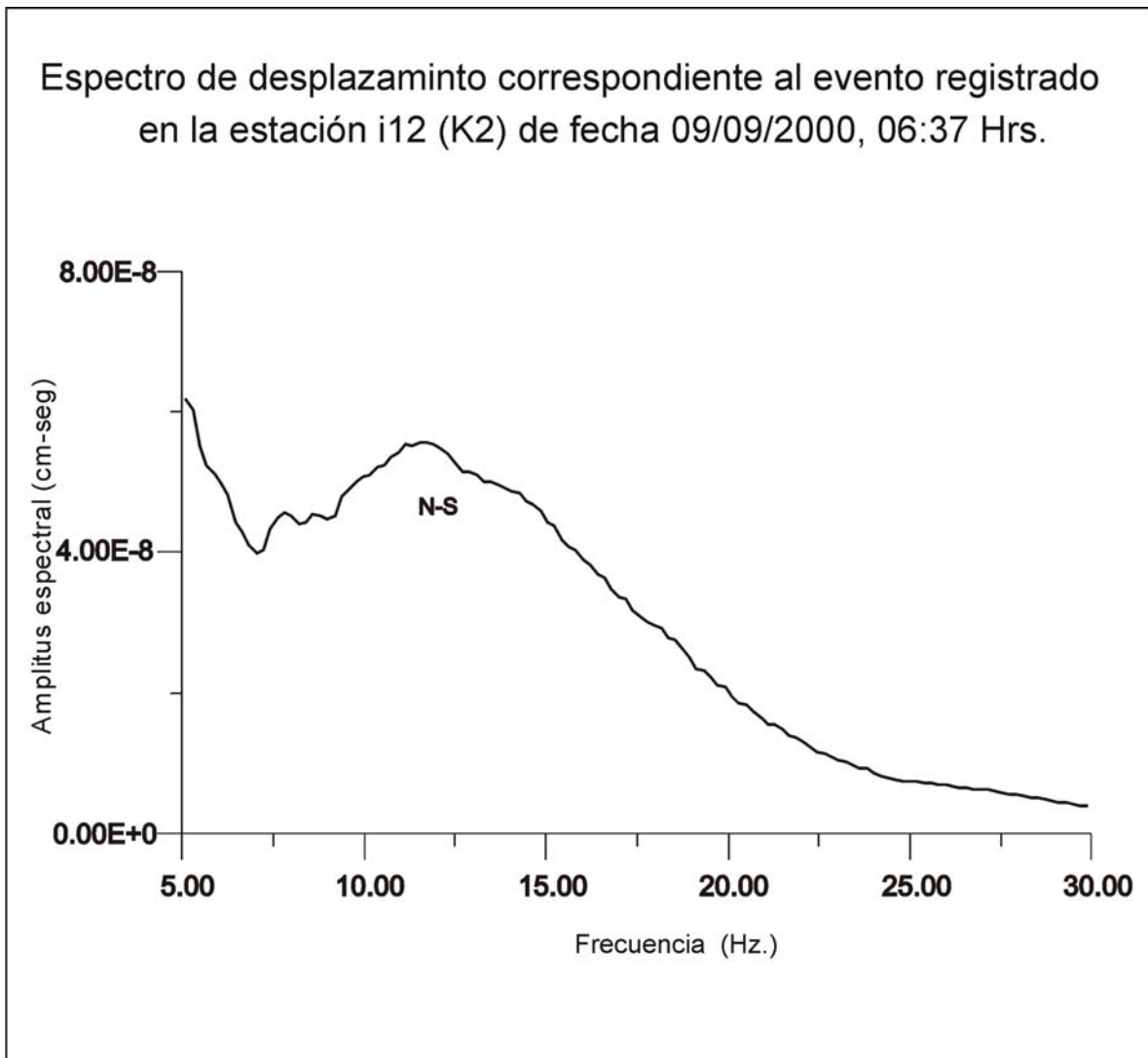


Figura 28. Espectro de desplazamiento correspondiente a la componente horizontal del canal N-S. Los datos del evento se anotan en la parte superior de la figura.

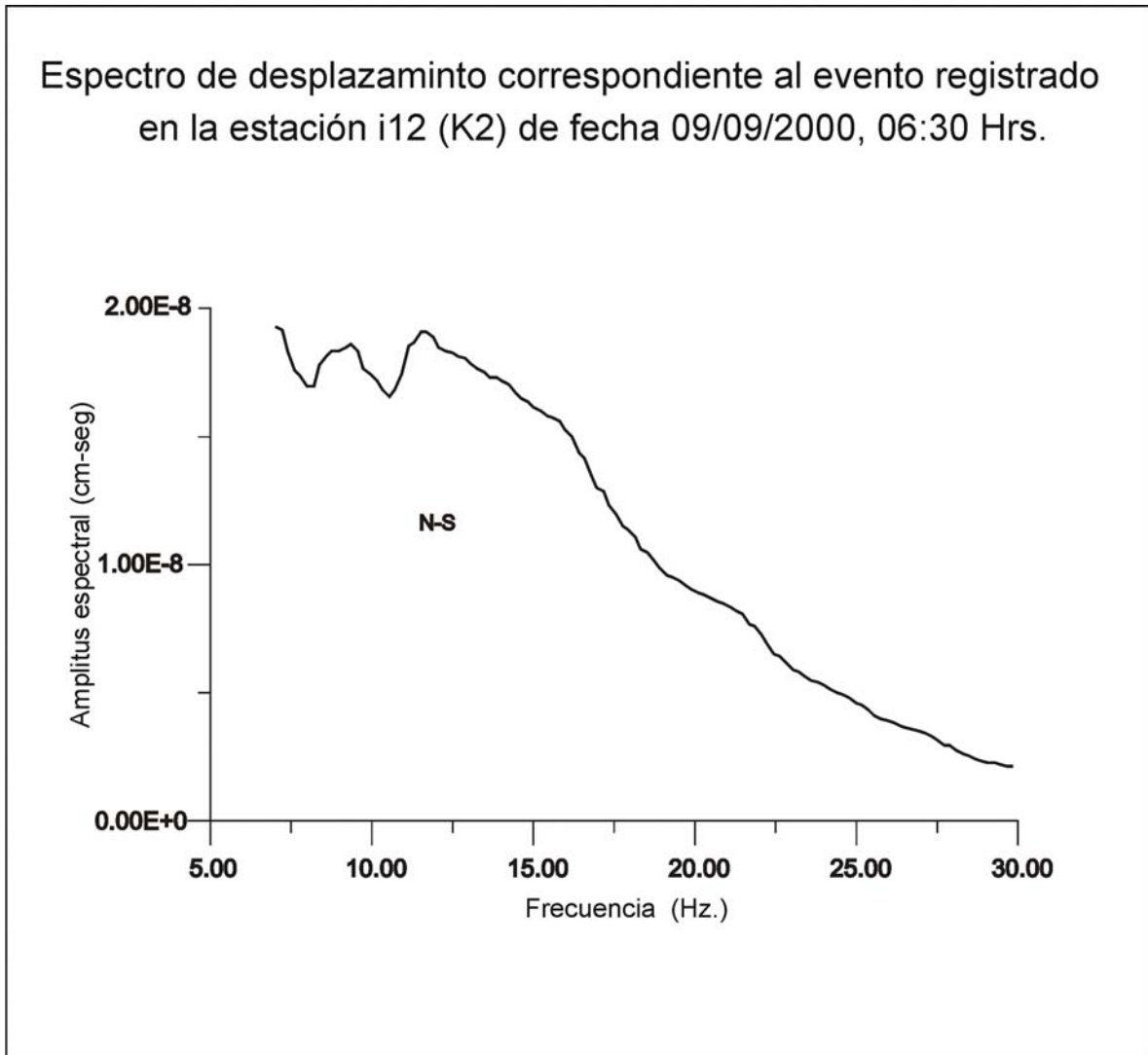


Figura 29. Espectro de desplazamiento correspondiente a la componente horizontal del canal N-S. Los datos del evento se anotan en la parte superior de la figura.

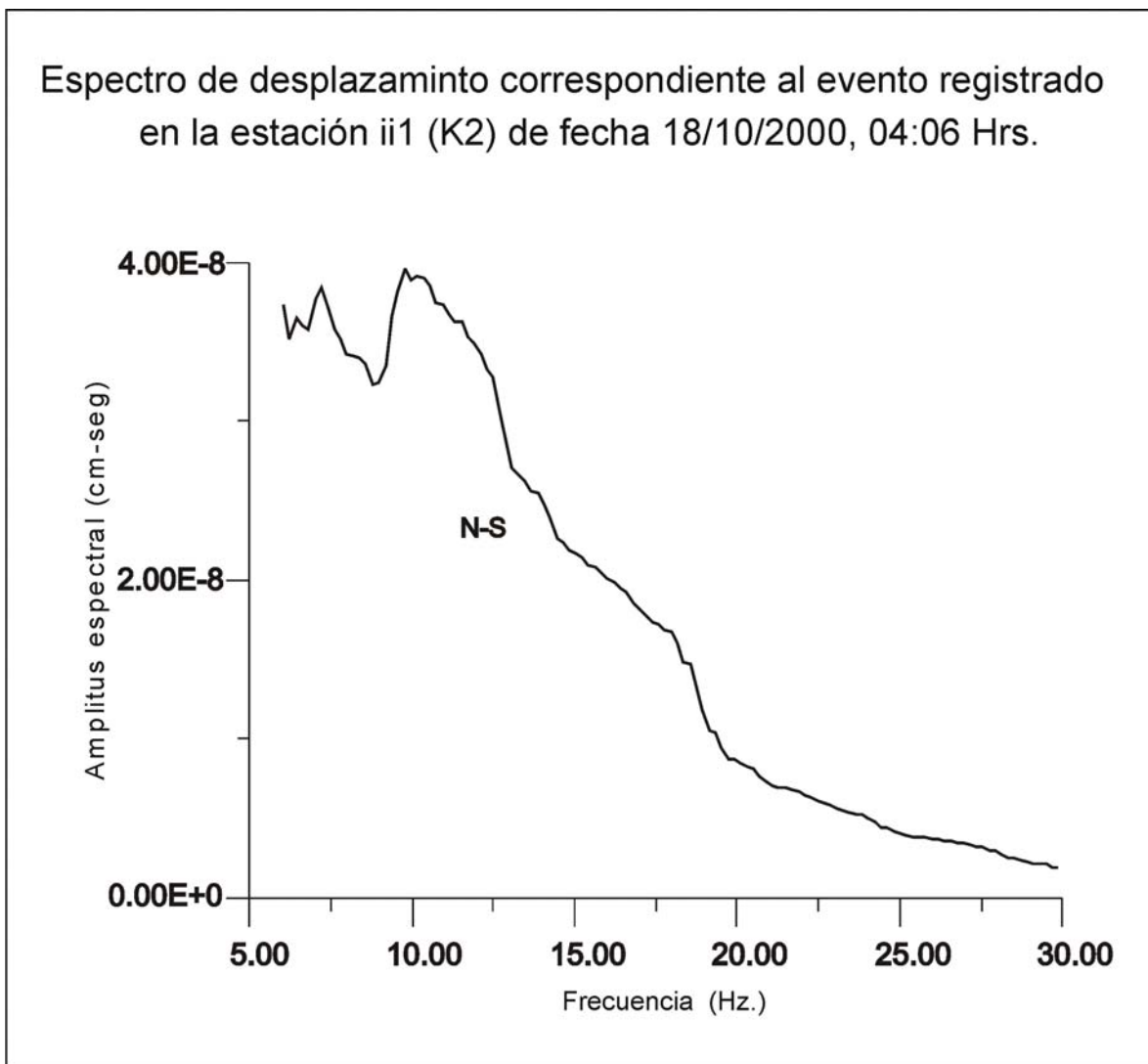


Figura 30. Espectro de desplazamiento correspondiente a la componente horizontal del canal N-S. Los datos del evento se anotan en la parte superior de la figura.

5.5 RESULTADOS

Los resultados obtenidos representan una buena aproximación de los valores de Q_p y Q_s en el CGCP, ya que debido al alto contenido de ruido en los registros solo fue posible utilizar un número reducido de eventos. En la tabla X se agrupan los valores calculados en este análisis. En la banda de frecuencias analizada se observa que $Q_s > Q_p$ lo cual nos indica una mayor atenuación en las ondas P con respecto a las ondas S. Considerando que la mayoría de los eventos analizados tienen profundidades someras (< 6 km) y que la trayectoria de las ondas directas se propagan en la parte somera de la corteza, entonces los valores estimados de Q_p y Q_s están asociados a la estructura superficial. Esta estructura somera esta compuesta principalmente por los depósitos deltáicos cuaternarios, capas de lutitas semi-consolidadas y lutitas grises con intercalaciones laminares de areniscas alternadas irregularmente con estratos de limolitas y pizarras (González-López, 1999). Podemos considerar, con base a estos resultados, que la estructura somera en el CGCP tiene valores bajos de Q causados posiblemente por la heterogeneidad del medio y el alto contenido de fluidos hidrotermales. Debido a la localización de los eventos y de las estaciones, los valores de Q tiene una gran variación, es decir, Q_p varia entre 11 y 373 para las ondas P con un promedio de 87 ± 8.3 , y Q_s varia entre 31 y 1,273 para las ondas S con un promedio de 225 ± 19.6 . Estas estimaciones de Q representan un valor más regional.

Tabla X. Se presentan los resultados de la ec. 31 y 32. El número corresponde a los eventos de la tabla IX y las estaciones de la figura 22. La parte de arriba son resultados para ondas P, abajo para las ondas S.

Estimación del promedio de Qp. El número de evento se relaciona a la tabla 3.								
Pares.	Estaciones	Eventos	ma	mb	Qa	Coef. Det.	Qb	Coef. Det.
1	i12	3	0.132	-0.072	15	0.972	20	0.917
	PZ7	5			11		16	
2	i12	4	0.035	-0.090	53	0.919	70	0.988
	ii1	5			59		78	
3	i12	1	-0.020	-0.114	13	0.934	14	0.942
	ii1	3			15		16	
4	CPE	3	-0.062	-0.139	64	0.831	290	0.984
	CPS	5			69		373	
5	i12	2	-0.084	-0.031	61	0.892	70	0.802
	PZ10	6			61		70	
6	PZ10	1	-0.004	-0.035	179	0.176	264	0.919
	ii1	4			206		309	

Promedio Qp = 87± 8.3

Estimación del promedio de Qs. El número de evento se relaciona a la tabla 3.								
Par	estaciones	eventos	ma	mb	Qa	Coef. Det.	Qb	Coef. Det.
1	i12	3	0.045	-0.012	66	0.92	94	0.96
	PZ7	5	0.034	-0.044	53		83	
2	i12	4	0.054	0.016	605	0.95	280	0.57
	ii1	5	0.091	0.056	2976		215	
3	i12	1	-0.047	-0.054	598	0.90	-608	0.95
	ii1	4	-0.077	-0.091	329		-407	
4	CPE	1	0.152	0.054	60	0.96	43	0.89
	CPS	3	0.054	-0.048	31		31	
5	i12	3	-0.031	-0.069	240	0.80	1273	0.97
	PZ10	5	-0.023	-0.099	136		322	
6	PZ10	2	-0.174	-0.126	84	0.97	249	0.99
	ii1	6	-0.139	-0.117	52		184	

Promedio Qs = 225± 19.6

5.6 DISCUSIÓN

Las ondas sísmicas se atenúan en función de la distancia y el tiempo, por la pérdida de energía debida a la fricción interna. La fricción interna y los mecanismos que la producen son complejos, dependientes de la estructura molecular de los cristales en los minerales, las pequeñas grietas y fracturas, así como la presencia de agua en la roca. Esta atenuación se conoce como intrínseca porque depende de los materiales por los que se propagan las ondas sísmicas.

El valor de la relación $Q_p / Q_s = 0.44$, similar al valor calculado en el capítulo 2 y obtenido de los promedios reportados en la tabla X, se puede explicar en función de la saturación parcial de agua y/o vapor en los sedimentos. Winkler y Nur, (1979) consideran que la relación Q_p / Q_s es un mejor indicador del contenido de fluidos en la roca que el cociente V_p/V_s y encontraron que las diferencias en el comportamiento de la atenuación por cortante y compresión se pueden explicar fácilmente, como se menciona en la Introducción General. Los resultados obtenidos en este estudio sugieren una estructura somera parcialmente saturada con fluidos en todo el CGCP. Diferentes estudios sugieren que un medio parcialmente saturado puede causar diferente atenuación entre las ondas P y S (Ponko y Sanders, 1994; Mavko y Nur, 1979; Ponko y Sanders, 1994; Evans y Zucca, 1988). Estudios recientes de Q sugieren que un bajo contenido de fluidos en las rocas, es suficiente para producir una relación de $Q_p < Q_s$ (Patane *et al.* 1994).

La relación con los valores promedio de Q_s y Q_p calculados en el capítulo 2 es de 4.6 y 4.2 respectivamente, indicando mayor atenuación bajo la estación GEO.

5.7 CONCLUSIONES

Se calculó la atenuación de las ondas directas P y S con un método de cocientes espectrales que no se había utilizado antes, en el CGCP. A pesar de haber analizado un número reducido de eventos, los resultados son congruentes con otros estudios realizados en regiones similares (Abercrobie, 1998; Halderman y Davis, 1991; Scherbaum, 1990). Aunque los bajos valores de Q_p y Q_s pueden ser ocasionados por diferentes mecanismos, en este estudio se considera que son debido a una estructura somera atenuante, sugiriendo la presencia de fluidos y/o vapor contenidos en el yacimiento del CGCP. Comparando los valores de Q obtenidos en el Capítulo 2 concluimos que las ondas de cuerpo se atenúan más, bajo la estación GEO, al centro de la zona de producción, que en el perímetro del campo geotérmico. En la banda de frecuencias analizada la atenuación de las ondas P fue mayor que la atenuación de las ondas S, correlacionándose con la saturación parcial y la presencia de vapor en la región de estudio. La relación de Q_p / Q_s calculada también se correlaciona con la saturación parcial de fluidos y/o vapor contenido en los sedimentos que caracterizan la zona de estudio.

**VI. CÁLCULO EN DOS DIMENSIONES DE Q_s Y Q_p EN EL CAMPO
GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO UTILIZANDO COCIENTES
ESPECTRALES EN VARIAS ESTACIONES**

6.1 RESUMEN

Se estimó la estructura del factor de calidad Q_p y Q_s en dos dimensiones independientes de la frecuencia, en el rango de frecuencias de 15 a 25 Hz. Utilicé 40 registros de sismos locales registrados en 9 estaciones sísmicas de tres componentes y en 6 estaciones sísmicas de una componente vertical. Estos sismos se registraron entre agosto y noviembre del 2000 en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). Los valores de Q_p y Q_s , se obtuvieron por el método de cocientes espectrales. Las estimaciones de los cocientes espectrales son invertidas para calcular la diferencial de los factores de calidad ∂Q_p^{-1} y ∂Q_s^{-1} utilizando el método de mínimos cuadrados amortiguados. Para calcular los valores de Q en cada capa se utilizaron valores regionales ya estimados de $Q_p^r = 87$ y $Q_s^r = 225$, obtenidos en el capítulo anterior.

Los resultados de este estudio, en la banda de frecuencias analizada, indican en general un aumento de la atenuación de las ondas P y S hacia el sureste y centro del campo geotérmico entre 2.0 y 3.0 km de profundidad. Este comportamiento se invierte en la capa superior e inferior. La atenuación de las ondas S en este rango de profundidad aumenta hacia el sur del CGCP.

A profundidades mayores de 4 km encontramos que la atenuación de las ondas P disminuye considerablemente al este del margen de la laguna de evaporación. La atenuación de las ondas S disminuye hacia el este y oeste del CGCP. A esta profundidad calculé valores de Q_p entre 232 y 1422 y de Q_s entre 62 y 1274. El cociente de los promedios de Q_p y Q_s es de 0.82, sugiriendo que estas capas están parcialmente saturada con fluidos-vapor.

6.2 INTRODUCCIÓN

En este estudio se usó la atenuación de las ondas sísmicas para inferir el contenido de fluidos, vapor y temperatura en la estructura de las capas sedimentarias y la parte somera del basamento en la zona de producción del CGCP. La atenuación constituye un parámetro físico muy sensible a las altas temperaturas y a la saturación de las rocas con fluidos y fusión parcial (Haberland y Rietbrock, 2001). Por este motivo es conveniente tener información adicional sobre el yacimiento geotérmico, particularmente lo relacionado con su estado físico.

Se utilizó la microsismicidad registrada en la zona para determinar las variaciones de la atenuación con la profundidad aprovechando los métodos conocidos de inversión y cocientes espectrales que se describieron en el tercer capítulo. Los estudios que usan fuentes de sismos locales para determinar la estructura de velocidad y atenuación en tres dimensiones de la corteza han sido capaces de obtener una buena aproximación a este problema de estimación; sin embargo, el volumen total de estudio esta limitado a profundidades menores que los hipocentros. En contraste, los estudios que han utilizado

fuentes telesísmicas tienen menor resolución espacial la cual es cercana a los 5 km, pero hacen un muestreo de un gran volumen incluyendo parte del manto superior. En la zona de estudio sabemos que el basamento se encuentra aproximadamente a 4 km de profundidad. Entonces, para conocer la variación de la atenuación en las capas más someras solo consideramos sismos con profundidades mayores de 4 km. Para lograr una resolución aceptable consideramos capas de 1 km de espesor entre las profundidades de 2 y 4 km, profundidades en que sabemos hay una mayor producción de calor y vapor (Lippman *et al.*, 1997. García *et al.*, 1999.)

Los valores de Q_p y Q_s estimados en el capítulo anterior los utilicé para restringir la atenuación de la capa más somera (0.0 a 0.5 km) en el proceso de inversión. Los valores más grandes obtenidos para Q_p y Q_s obtenidos a profundidades mayores de 4 km se utilizaron para restringir los resultados de la inversión por mínimos cuadrados amortiguados en las capas más profundas. Utilicé como factor de calidad regional, el promedio de los valores de los factores de calidad obtenidos en el capítulo anterior para las ondas P y S.

6.3 DATOS

Se analizaron los registros de aceleración y de velocidad registrados en 21 estaciones sísmicas instaladas en el CGCP. La red de sismógrafos empezó a funcionar en 1997 con la instalación de cinco sensores digitales Sprengnether, conectados a sismómetros de periodo corto Sprengnether S-6000 con periodo natural de un Hz y dos hidrófonos instalados en pozos. Estas estaciones registraron a 200 muestras por segundo. En el año

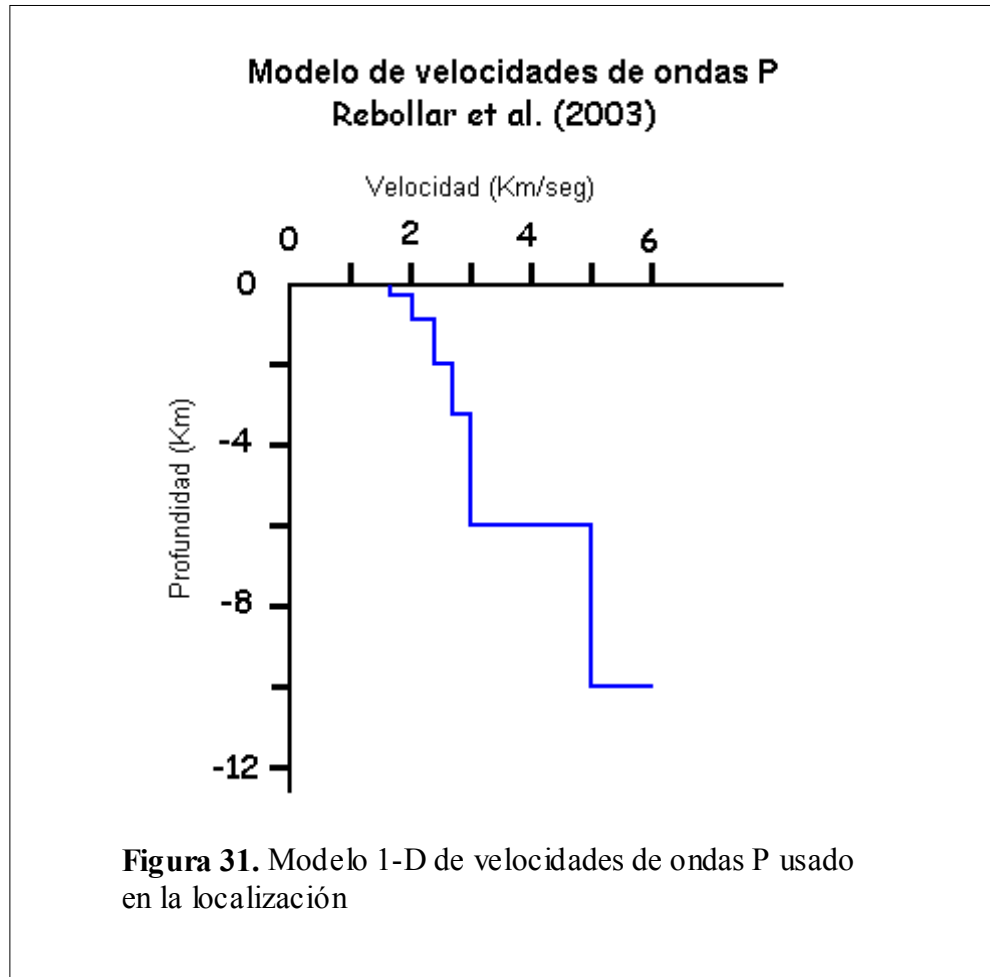
2000 se instalaron cinco acelerógrafos digitales de movimientos fuertes Kinematics K2 registrando a 200 muestras por segundo y ocho sismómetros digitales de periodo corto de un componente GeoSIG GBV, con un periodo natural de 4 Hz, registrando a 200 muestras por segundo. Todas las estaciones registraron por activación automática ante un sismo. Además se instaló por 53 días un sismómetro de banda ancha Guralp CMG-3ESP registrando continuamente a 100 muestras por segundo. Esta estación registró un enjambre sísmico durante octubre y noviembre de 2000.

Todas las estaciones se protegieron aislándolas de las temperaturas extremas del Valle de Mexicali. Las estaciones sísmicas se colocaron en sedimentos, por consecuencia, en algunos casos las condiciones del ruido ambiental impidieron que se registrara el mismo evento en todas las estaciones sísmicas. En general, el arribo de las ondas P se pudo identificar fácilmente, pero los arribos para las ondas S requirieron de mayor esfuerzo para identificarlas en algunas estaciones, debido a los arribos oscilatorios o emergentes.

Los microsismos fueron localizados, primero usando el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975), con el modelo unidimensional (1D) ModLM utilizado en estudios previos en el CGCP (Fabriol 1995; Fabriol y Munguia, 1997; Fabriol 2000; Rebollar et al. 2003). Posteriormente se hizo otra re-localización utilizando el programa SIMUL3 (Thurber, 1983) con el mismo modelo de velocidades. Este modelo de Vp de ocho capas esta bien definido, el cual incluye la información geológica de perforaciones, datos de refracción del CGCP (Majer *et al.*, 1980; Fonseca, 1982; Rebollar *et al.*, 2003) y del valle Imperial (McMechan y Mooney, 1980.) La figura 31 muestra el modelo 1-D de velocidades de las ondas P en Cerro Prieto. El área donde las estaciones sísmicas se instalaron es plana, por lo

que no fue necesaria una corrección topográfica. Utilicé un cociente V_p/V_s de 1.73 para calcular la velocidad de las ondas S (Rebollar *et al.* 2003).

En la tabla XI se muestran los parámetros hipocentrales de los sismos utilizados. Para disminuir lo más posible los errores se seleccionaron los registros con mejor localización, es decir, errores en la localización y en la profundidad iguales o menores a 1.5 km (salida del HYPO71 y SIMUL3). La profundidad estimada de los eventos que se utilizaron, una vez que se depuró la base de datos, oscila entre los 4.1 y 9.1 km y la distancia epicentral varia entre 0.5 y 12.5 km (ver Figura 32). En las estaciones más alejadas, PZ6 y PZ7 se utilizaron 5 y 12 registros sísmicos respectivamente. Para el resto de las estaciones el número de registros sísmicos varió entre 8 y 29 registros.



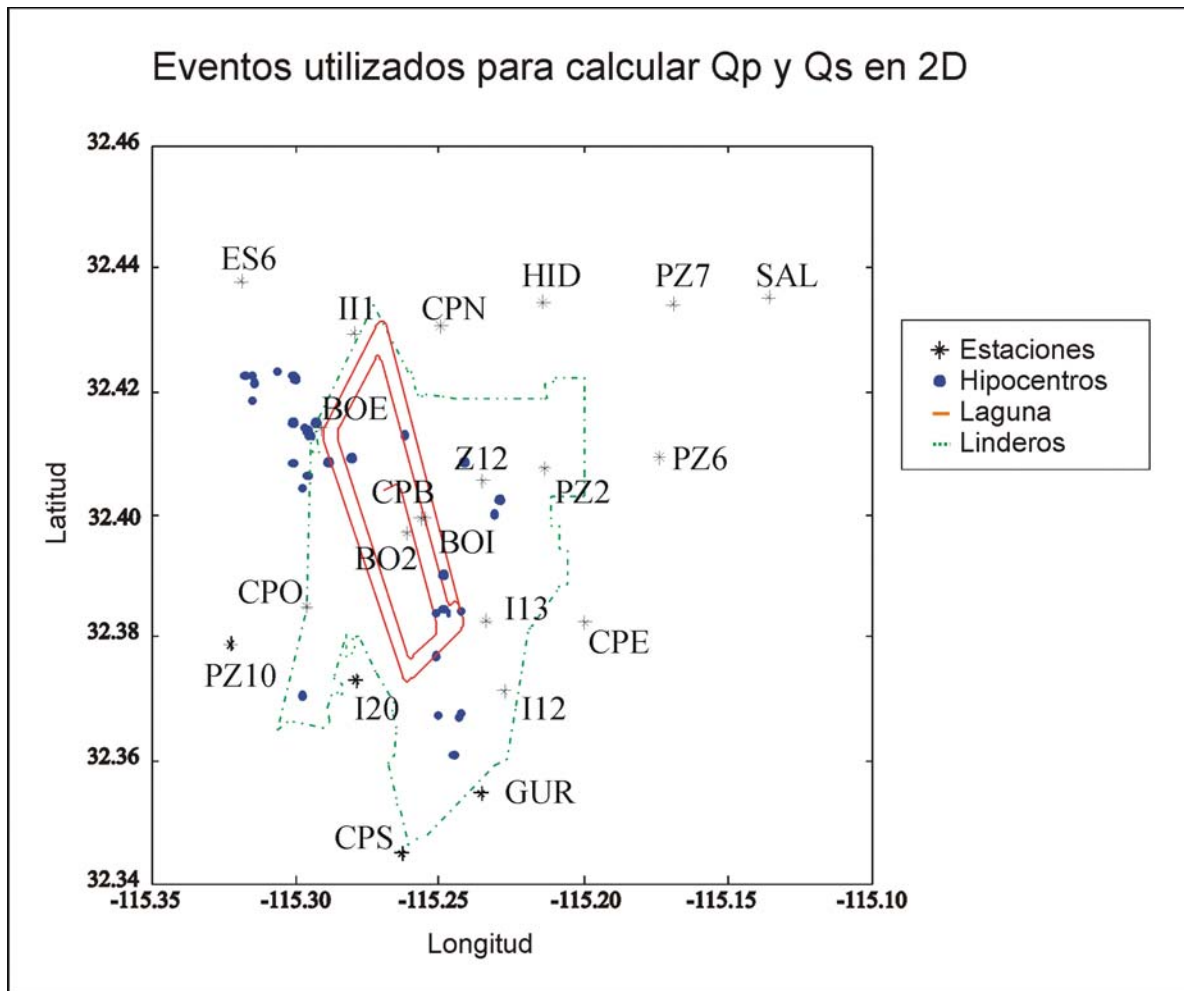


Figura 32. Localización de los epicentros y las estaciones utilizados en este capítulo.

Tabla XI. Sismos utilizados para el cálculo de Q_p y Q_s en 2-D. La localización se hizo con el programa SIMUL3. Se anota el número consecutivo (NUM). Fecha (MO/DY) y la hora con minutos y segundos (HR/MN SEG), Latitud y Longitud de localización con grados y minutos en decimales. Profundidad (PROF), error de localización horizontal (ERRH) y vertical (ERRZ.) y la Magnitud de Duración (MD).

LOCALIZACIÓN DE EVENTOS CON SIMUL3.											
NUM	FECHA MO/DY	HORA HR/MN	SEG	LATITUD		LONGITUD		PROF Km.	ERH Km.	ERZ Km.	MD
				GRAD	MIN	GRAD	MIN				
1	000527	0451	47.18	32	0.3902	-115	0.2500	4.9	0.8	0.7	0.6
2	000607	1604	3.33	32	0.3845	-115	0.2425	4.5	0.5	1.1	1.2
3	000610	0450	32.18	32	0.3845	-115	0.2432	4.1	0.8	0.3	1.1
4	000622	1512	53.54	32	0.4003	-115	0.2312	6.7	0.9	1.5	1.3
5	000629	1659	18.89	32	0.3675	-115	0.2512	6.2	0.6	0.3	0.9
6	000715	2316	48.22	32	0.4087	-115	0.2417	4.6	0.5	0.2	1.0
7	000802	0735	24.93	32	0.3848	-115	0.2498	6.0	1.0	1.5	1.0
8	000805	0833	15.84	32	0.3842	-115	0.2522	4.4	0.9	0.4	1.0
9	000811	0505	43.73	32	0.4025	-115	0.2298	5.2	1.0	1.4	0.8
10	000826	2026	9.36	32	0.3773	-115	0.2520	4.9	0.6	1.4	1.0
11	000827	0714	36.78	32	0.3843	-115	0.2473	4.1	0.5	0.4	0.8
12	000909	0637	38.04	32	0.4132	-115	0.2627	4.6	0.6	0.2	1.1
13	000923	0554	14.15	32	0.3610	-115	0.2453	4.5	0.6	0.2	1.1
14	000923	0555	58.45	32	0.3673	-115	0.2433	6.1	0.7	0.9	1.2
15	000923	0556	18.00	32	0.3677	-115	0.2430	5.9	0.7	0.8	1.0
16	001018	0406	27.62	32	0.4043	-115	0.2978	5.6	1.2	0.4	1.3
17	001020	0124	7.82	32	0.4227	-115	0.3157	5.6	0.9	0.2	1.3
18	001020	0139	14.40	32	0.4065	-115	0.2958	4.1	0.5	0.3	1.3
19	001020	0231	48.74	32	0.4133	-115	0.2955	6.1	0.5	0.7	1.5
20	001020	0416	51.82	32	0.4137	-115	0.2960	3.4	0.6	0.3	1.3
21	001021	1836	37.90	32	0.4128	-115	0.2943	6.7	0.6	0.8	1.2
22	001025	0031	29.75	32	0.4085	-115	0.3015	6.7	0.5	0.5	1.0
23	001029	0711	15.32	32	0.3708	-115	0.2978	4.6	0.4	0.3	1.1
24	001104	0121	13.90	32	0.4222	-115	0.3003	4.9	0.8	0.2	1.4
25	001104	0221	13.14	32	0.4095	-115	0.2810	4.4	0.5	0.1	0.4
26	001104	0523	8.48	32	0.4233	-115	0.3065	6.4	0.6	1.1	0.5
27	001104	0549	14.34	32	0.4143	-115	0.2972	5.1	0.5	0.5	0.5
28	001104	0750	58.70	32	0.4228	-115	0.3013	4.9	0.5	0.2	1.1
29	001104	2028	3.95	32	0.4088	-115	0.2888	4.2	1.1	0.6	0.4
30	001106	1444	7.81	32	0.4152	-115	0.3012	6.3	0.7	1.1	1.4
31	001108	0728	33.23	32	0.4152	-115	0.2930	2.7	0.8	0.8	0.4
32	001108	0912	21.71	32	0.4217	-115	0.3145	5.5	0.5	0.1	0.5
33	001108	1118	17.90	32	0.4228	-115	0.3177	6.6	1.0	1.5	0.6
34	001115	1428	44.36	32	0.4187	-115	0.3152	7.2	0.9	1.1	0.9

6.4 MÉTODO DE ANÁLISIS

El método utilizado para estimar la atenuación diferencial δQ_p y δQ_s es similar al del capítulo 4 por lo que obviaré su desarrollo. La diferencia con aquel método consiste en que conocemos la atenuación regional, considerada como el promedio respectivo de los valores de los factores de calidad Q_p^r y Q_s^r calculados en el capítulo anterior, a los cuales se añade la atenuación diferencial calculada. Otro cambio importante en la metodología empleada en el capítulo 4 es la restricción de los factores de calidad Q_p y Q_s en la capa más somera (0.0-0.5 Km) y en el semi-espacio (profundidad > 4.0 km), utilizando los valores ya calculados en el capítulo anterior para estas profundidades.

Las restricciones más relevantes que se consideraron en este caso, además de las mencionadas en el capítulo anterior para el método de cocientes espectrales, son: (1) Los valores de Q calculados en el CGCP, con la técnica utilizada en el capítulo 5, son representativos del comportamiento de la atenuación, (2) el promedio de ellos se puede considerar como la atenuación regional y (3) los valores mínimos y máximos se consideran como representativos de las capas más someras y profundas respectivamente.

De esta forma, después de aplicar la ecuación 22, tendremos múltiples observaciones de la atenuación diferencial en un sistema de ecuaciones lineales con información *a priori*. La solución a este tipo de problemas se conoce como Inversión Lineal Restringida (Constreñida) por Información Precedente (Prior). Finalmente, una solución del problema tiene que ser elegida como la mejor o más factible. Para hacer esto tenemos que añadir al problema información no incluida en la ecuación original $\mathbf{a} = \mathbf{Ls}$. Esta

información extra es referida como *a priori* y sirve para restringir la solución así como para satisfacer las expectativas de cualquiera de los parámetros del modelo. La información *a priori* debe representar datos geofísicos, geológicos o de pozos, obtenidos previamente o determinados por la física del problema.

Se incorporó la información de la atenuación obtenida en el capítulo anterior en la formulación del problema inverso. Generalmente, esta información externa ayuda a restringir el espacio de soluciones. Este proceso de solución se denomina constreñido. El procedimiento es simple. Las ecuaciones constreñidas se presentan de la forma $As=h$ donde A es una matriz que opera en el modelo de parámetros s para producir o preservar los valores *a priori* de s que son constreñidos en el vector h . La ecuación $As=h$ denota que estamos empleando una igualdad lineal restringida que esta siendo exactamente satisfecha. El desarrollo matemático es directo. Deseamos influir s_j hacia h_j y simplemente minimizamos;

$$\phi = (a - Ls)^T (a - Ls) + \lambda^2 (As - h)^T (As - h) \quad (32)$$

Considerando cero las derivadas de ϕ con respecto a los parámetros del modelo s , encontramos que

$$2L^T Ls - 2L^T a + 2\lambda^2 A^T A - 2\lambda^2 A^T h = 0 \quad (33)$$

obteniendo las ecuaciones normales

$$(L^T L + \lambda^2 A^T A)s = L^T a + \lambda^2 A^T h \quad (34)$$

sí A es la matriz identidad

$$(L^T L + \lambda^2 I)s = (L^T a + \lambda^2 h) \quad (35)$$

de la cual se puede obtener la solución constreñida

$$\hat{s}_c = (L^T L + \lambda^2 I)^{-1} (L^T a + \lambda^2 h) \quad (36)$$

Esta es la fórmula de la inversión lineal constreñida. El método también es conocido como técnica lineal de estimación parcial. Su principal ventaja es que en algunos casos se obtiene una solución única de una infinidad de soluciones posibles en un problema sobredeterminado en la presencia de errores de observación o incertidumbres (Meju, 1994.)

Para calcular s_c utilicé MATLAB. Al igual que en capítulos anteriores el valor de la constante de amortiguamiento se eligió de tal forma que minimizara el error estimado por medio de la expresión $(a-Ls)^T(a-Ls)$. La constante de amortiguamiento λ elegida en la inversión fue 1. La bondad de la solución se estimó utilizando las ecuaciones 24 y 25, por medio del error cuadrático medio (RMS) con $l=2$.

6.4.1 Determinación de Q_p y Q_s

Determinaremos los valores de los factores de calidad como función de la profundidad utilizando las estaciones mencionadas con anterioridad. Para estimar las amplitudes espectrales de las componentes verticales y horizontales respectivamente utilicé el ancho de banda entre 15 y 25 Hz para no considerar el efecto de la fuente. Las frecuencias de esquina de los eventos para el rango de magnitudes que utilicé se encuentran a frecuencias menores de 15 Hz.

Los valores de los factores de calidad Q_p y Q_s que se utilizaron para restringir la inversión se tomaron de los resultados del capítulo 4 considerando que para la primera capa

$Q_p = 11$ y $Q_s = 31$, para el semi-espacio utilicé; $Q_p = 373$ y $Q_s = 1273$, que corresponden al menor y mayor valor confiable encontrado para cada fase respectivamente.

Para calcular δt_{ij}^* , al igual que en el capítulo tres se partió de los valores de κ (ecuación 19.) Calculando el cociente de las funciones $\ln A(f)_{ij}$ y $\ln A(f)_{ir}$ y calculando el logaritmo natural de este cociente lo grafiqué contra la frecuencia. Para calcular la pendiente utilicé el programa Grapher V1.29.

Los espectros cuyos valores de κ se consideraron como referencia (ecuación 20), son el espectro promedio de todos los eventos registrados en cada estación; tanto para ondas P como para las ondas S, ya que todas las estaciones están colocadas en sedimentos. Solo se utilizaron los resultados con un coeficiente de correlación mayor de 0.9. En forma similar al capítulo 4, se compararon los resultados con los obtenidos tomando como espectro de referencia el espectro de menor decaimiento y se comprobó un comportamiento similar al mencionado en ese capítulo.

Como se explicó anteriormente la amplitud espectral a altas frecuencias debe decaer con una tendencia lineal, ya que el error asociado con la estimación de κ depende de la bondad del ajuste (Castro *et al.* 2000.) Se revisó visualmente que la amplitud espectral decayera monótonicamente dentro del intervalo de frecuencias seleccionado para estimar κ . Con el modelo de velocidades propuesto y partiendo de la distancia epicentral y la profundidad calculé el tiempo de viaje, en cada capa del modelo, para cada evento, en todas las estaciones. El cálculo lo realicé con la función descrita en el capítulo 3. Una vez conocida la matriz de tiempos de viaje y con la aplicación de la ecuación (21) obtuve el

vector de los valores δt_{ij}^* , después procedí a calcular la atenuación diferencial con la ayuda de la ecuación de inversión lineal constreñida (36).

Este programa se realizó como una función en MATLAB. Posteriormente, con el mismo MATLAB programé una función variando los valores de λ con incrementos de 0.01. Consideré el valor de la constante de amortiguamiento que proporcione los resultados más estables.

6.5 RESULTADOS

El menor valor de κ que se calculó para las ondas P fue de 0.00952 segundos, mientras que para las ondas S fue de 0.00909385 segundos. Los valores de Q_p y Q_s estimados nos indican las variaciones del factor de calidad en las diferentes zonas de las capas sedimentarias debajo del CGCP. En la tabla XII y tabla XIII se muestran los factores de calidad, la atenuación diferencial, y el número de registros utilizados en la inversión para cada fase. Estos resultados los grafiqué con una función de MATLAB interpolando los valores debajo de cada estación. En las gráficas solo consideré las inversiones con un RMS > 0.60 para evitar la influencia de resultados poco confiables. En general el 60% de las estaciones tienen un RMS > 0.90 . Las figuras 33 a la 42 muestran estas gráficas en las cuales se pueden apreciar que la variación del factor de calidad para ambas fases no es grande. Cabe mencionar como rasgos sobresalientes el valor de $Q_p = 70$ en la capa 2 entre 0.5 y 2.0 km de profundidad al sureste del campo geotérmico (Figura 34) lo que significa que la atenuación aumentó. En esta misma área la atenuación compresional disminuye en la

siguiente capa entre 2.0 y 3.0 km y vuelve a aumentar entre 3.0 y 4.0 km de profundidad, con respecto al valor promedio. A esta profundidad hay una capa de lodolitas y lutitas cafés, de escasa permeabilidad (Garcia *et al.* 1999; Lippman *et al.* 1997).

Se observó una tendencia a disminuir la atenuación de las ondas P en el margen este y oeste de la laguna de evaporación entre los 3.0 y 4.0 km de profundidad (Figura 36) haciéndose mas obvia en el semi-espacio hacia la margen este de la laguna de evaporación alcanzando un valor de $Q_p = 1422$. Mientras al oeste y sureste del CGCP el factor de calidad de esta fase es cercano a 300 en el semi-espacio a profundidades > 4.0 km (Figura 37).

Con respecto a las ondas de corte se encontró un comportamiento homogéneo en las diferentes capas con una baja atenuación al sureste de la laguna de evaporación, la cual se invierte en la tercera capa entre 2.0 y 3.0 km de profundidad (Figura 40). En el semi-espacio encontramos que la atenuación disminuye hacia los extremos este y oeste del CGCP, con valore de 1274 al oeste y 1273 al este (Figura 42).

Para estimar el comportamiento del modelo utilizado, se muestran gráficas en las que se comparan los valores de δt_{ij}^* utilizados en la inversión, contra los obtenidos por el modelo invertido. Las figuras 44 a la 66 muestran estas gráficas, para cada estación y para las dos tipos de ondas sísmicas. Podemos observar que, en la mayoría de los casos el modelo proporciona resultados similares a los datos.

Tabla XII. En esta tabla se muestran los resultados de la inversión para las ondas P. Se anota el nombre de la estación, número de capa y su profundidad, El RMS de la inversión, los resultados de y QP , así como el número de registros utilizado en la inversión

CAPA No.	PROFUND.	Estación	BO2	BOE	BOI	HID	I13
		RMS=	0.9126	0.8427	0.9536	0.9247	0.808
1	0.50	dQ ⁻¹ =	-0.0132	-0.0132	-0.0132	-0.0132	-0.0132
2	2.00		1.4501	-0.3331	1.6094	7.1283	2.0245
3	3.00		-4.9125	0.9525	-6.4799	-21.9704	-6.8274
4	4.00		2.3526	-0.2828	3.7037	9.2629	3.2162
5	>4.00		0.0032	0.0045	0.0007	0.0018	0.0033
1	0.0-0.5	Q =	11	11	11	11	11
2	0.5-2.0		88	84	88	87	87
3	2.0-3.0		87	88	87	87	87
4	3.0-4.0		87	83	87	87	87
5	>4.00		398	311	1422	638	392
		No. registros	5	8	6	10	5

CAPA No.	PROFUND.	Estación	I20	I12	II1	PZ10	PZ6
		RMS=	0.9112	0.9177	0.9951	0.6447	-0.1959
1	0.50	dQ ⁻¹ =	-0.0132	-0.0132	-0.0132	-0.0132	-0.0132
2	2.00		0.2899	-0.0576	1.2151	-0.1107	-51.1560
3	3.00		-0.7138	0.3269	-4.2381	0.4158	152.9025
4	4.00		0.2433	-0.1968	2.0931	-0.2028	-61.5122
5	>4.00		0.0047	0.0067	0.0021	0.0063	0.0029
1	0.0-0.5	Q =	11	11	11	11	11
2	0.5-2.0		90	70	88	78	87
3	2.0-3.0		86	90	87	89	87
4	3.0-4.0		91	82	87	82	87
5	>4.00		302	236	558	245	431
		No. registros	13	20	14	19	5

CAPA No.	PROFUND.	Estación	PZ7	CPE	CPN	CPO	CPS
		RMS=	5.36E-02	0.67	0.9055	0.8371	0.9012
1	0.50	dQ ⁻¹ =	-0.0132	-0.0132	-0.0132	-0.0132	-0.0132
2	2.00		0.1169	-0.4475	0.7447	-1.1012	-0.1954
3	3.00		0.0586	1.8604	-2.3801	4.2370	0.9113
4	4.00		-0.2324	-0.9880	1.1285	-2.2387	-0.4984
5	>4.00		0.0035	0.0040	0.0029	0.0069	0.0019
1	0.0-0.5	Q =	11	11	11	11	11
2	0.5-2.0		96	85	88	86	82
3	2.0-3.0		104	88	87	87	88
4	3.0-4.0		83	86	88	87	85
5	>4.00		373	338	432	232	606
		No. registros	5	14	8	12	9

Tabla XIII En esta tabla se muestran los resultados de la inversión para las ondas S. Se anota el nombre de la estación, número de capa y su profundidad, El RMS de la inversión, los resultados de dQ^{-1} y Q , así como el número de registros utilizado en la

CAPA No.	PROFUND.	Estación	I12	I11	PZ10	PZ6	PZ7
		RMS=	0.9573	0.9124	0.9474	0.9113	0.75
1	0.50	$dQ^{-1} =$	-0.0052	-0.0052	-0.0052	-0.0052	-0.0052
2	2.00		0.0135	1.1712	-0.5176	38.6114	-13.7413
3	3.00		-0.0954	-4.0454	1.7522	-113.647	41.6720
4	4.00		0.0912	1.9412	-0.8118	44.7242	-17.1011
5	>4.00		0.0025	-0.0077	0.0010	0.0019	0.0010
1	0.0-0.5	$Q =$	31	31	31	31	31
2	0.5-2.0		299	226	223	225	225
3	2.0-3.0		215	225	226	225	225
4	3.0-4.0		236	226	224	225	225
5	>4.00		622	95	1274	744	1273
		No. registros	26	33	29	12	5

CAPA No.	PROFUND.	Estación	CPE	CPN	CPO	CPS
		RMS=	0.60	0.8403	0.943500	0.9012
1	0.50	$dQ^{-1} =$	-0.0052	-0.0052	-0.0052	-0.0052
2	2.00		-0.7289	0.1538	0.4370	3.1164
3	3.00		2.9538	-0.4110	-1.7806	-11.2390
4	4.00		-1.6280	0.1712	1.0564	5.7829
5	>4.00		0.0149	0.0066	0.0052	-0.0061
1	0.0-0.5	$Q =$	31	31	31	31
2	0.5-2.0		224	232	227	225
3	2.0-3.0		225	223	224	225
4	3.0-4.0		224	231	226	225
5	>4.00		292	376	419	62
		No. registros	14	13	28	13

6.6 DISCUSIÓN

La atenuación de las ondas sísmicas tiene el siguiente comportamiento: para las ondas S, en rocas porosas, la densidad del material y la saturación influyen de la misma forma, ya que a más agua más densidad, y por lo tanto menos atenuación. Esto se debe a que el módulo de cortante es el mismo en roca seca o saturada (Chapman *et al.*, 2002). Sin embargo, la variación es pequeña y no rebasa el 20%. Esto refuerza lo mencionado en el capítulo tres, en el sentido de que en roca parcialmente saturada la pérdida de energía de cortante es menor que la volumétrica ($Q_s > Q_p$) (Winkler y Nur, 1979). En otros estudios se determina que la naturaleza del fluido intersticial, no cambia apreciablemente el módulo cortante de las rocas porosas y por lo tanto la velocidad V_s cambia solo ligeramente, principalmente afectada por el cambio de densidad (Sheriff y Geldart, 1991).

Para las ondas P la variación de la atenuación en rocas porosas esta relacionada al contenido de los fluidos intersticiales, mientras la saturación varía desde 0% al 100% la atenuación puede aumentar hasta diez veces su valor inicial. Esta variación es no lineal en rocas porosas, disminuyendo drásticamente entre el 0% y 20% de saturación. En este rango de saturación la variación de Q_p llega a 3 veces el valor inicial y continua disminuyendo hasta el 95% de saturación con un valor diez veces menor al inicial. Después de este nivel de saturación Q_p aumenta al doble de su último valor ($\sim 1/5$ del valor inicial) al llegar a 100% de saturación. En este caso podemos inferir que la variación de la densidad no es tan significativa en la zona de estudio, principalmente en las capas someras donde las densidades de las capas no cambian significativamente, en comparación con el contenido de fluidos (Liu et al. 2001). Entonces, con los resultados de este capítulo, podemos

proponer que los factores de calidad Q_p y Q_s varían en forma similar a la propuesta en el párrafo anterior y se ilustra esquemáticamente en la figura 43.

En resumen podemos decir que la porosidad de las rocas en el CGCP es alta 0.15 (García et al., 1999). La alta porosidad de la roca, la hace sensible a las variaciones de la atenuación de las ondas S con la presencia de fluidos. Si embargo, son más significativas las fronteras composicionales. Estas fronteras composicionales afectan menos a las ondas P, con relación a la saturación de fluidos, que influye más en la atenuación, para estas ondas. La velocidad de las ondas P en función de la presencia de fluidos y vapor disminuyen en un 14% con relación a la velocidad de las ondas S, para porosidades entre 0.0 y 0.02 (Julian et al., 1996).

También debemos tener en cuenta que con la profundidad aumenta la densidad de los estratos así como la temperatura, y mientras una disminuye la atenuación, la otra la aumenta.

Desde el segundo capítulo he reportado una relación $Q_p/Q_s \sim 0.50$ y en este capítulo calculé una relación Q_p/Q_s similar. Chapman *et al.* (2002) reporta valores de Q_p/Q_s de 0.50 en la frecuencia de 20 Hz, bajo una presión de 40 Mpa al incluir en la teoría de Biot–Gassmann el concepto de (Squirt flow) flujo eyectado (Mavko y Nur 1975). Los modelos de flujo eyectado (Squirt flow) son únicos para la predicción de valores altos de dispersión a diferencia de la teoría convencional de Biot y también predicen el incremento de la velocidad con el incremento de la viscosidad del fluido. En función de la aplicación de estas teorías ellos reportan resultados de laboratorio para una arenisca, solo con el objetivo de ilustrar las predicciones del modelo. Tomaron arbitrariamente las propiedades promedio de una arenisca, saturada con agua bajo una presión de (30–40 MPa) de esfuerzo efectivo.

Consideraron una velocidad de 4.09 km/seg para las ondas P, una velocidad de 2.41 km/seg para las ondas S, una porosidad de 16% y la densidad de 2.370 kg/m³. Usaron estos datos como una burda guía, sin embargo, son aproximados para las rocas que conforman el CGCP. Podemos observar que el valor obtenido de la relación Q_p/Q_s con los parámetros mencionados corresponden con los encontrados en este estudio.

La discusión de los resultados obtenidos en las diferentes capas las describo a continuación. Estos resultados se muestran en las figuras 33 a 42, que representan la interpolación de los factores de calidad calculados para cada capa considerada, debajo de cada estación. Esto representa un modelo en 2D de las capas someras, considerando que las trayectorias de los rayos son casi verticales a partir de los 4 Km de profundidad.

En la segunda capa (profundidades entre 0.50 a 2.0 km) figura 39 se aprecia una disminución de Q_s (aumento de la atenuación) al Oeste del CGCP, esto se debe a los sedimentos no consolidados de esa zona (Lippmann 1997). El mismo comportamiento se tiene en el extremo este del CGCP, sin embargo en este caso se debe a la intrusión de aguas del Río Colorado (Álvarez ,1999). Esta afirmación esta basada en las mediciones de temperatura reportados en el pozo 202 del CGCP (García *et al.*, 1999) la cual disminuye drásticamente a estas profundidades. Este flujo alcanza profundidades hasta del orden de 2.0 a 3.0 km como se aprecia en la figura 40 al sureste de la laguna de evaporación (en la capa tres). Es también posible que se deba a la extracción de fluidos en forma de vapor, por la explotación del campo geotérmico lo que produce un cono de abatimiento en esta zona. Sin embargo las ondas P presentan valores de atenuación bajos en una parte de esta zona, esto se podría explicar sugiriendo una saturación máxima de los poros del material. Además, en la capa dos (profundidades entre 0.50 y 2.0 km), al sureste de la laguna se

sugiere un aumento en la densidad de la roca, sobre la base del aumento de Q_s con respecto al resto de la capa y un alto contenido de fluidos sobre la base de la disminución de Q_p . Al oeste en esta capa, sugiero una menor saturación, ya que aumenta Q_p , mientras al suroeste y al centro del CGCP la saturación disminuye, Q_p y Q_s aumentan, arriba del valor promedio.

En la capa tres, entre 2.0 y 3.0 km, sugiero alta saturación de fluidos hacia el sureste de la laguna de evaporación, ya que se aprecia una baja en la atenuación de las ondas P (*i. e.* aumento de Q_p) y un aumento de la atenuación de las ondas S (*i. e.* disminuye Q_s). La disminución de Q_p y Q_s al suroeste de la laguna de evaporación sugiere un aumento de la saturación de las areniscas en la zona, con respecto al resto de la capa. Esta saturación disminuye en los extremos este y oeste de acuerdo a la poca atenuación de las ondas P y S, también se puede deber a un aumento de la densidad por la consolidación de los estratos al tener mayor profundidad.

Entre 3.0 y 4.0 km de profundidad (cuarta capa) se localiza el yacimiento geotérmico, según reporta en sus estudios García *et al.* (1999) de acuerdo a las mediciones de temperatura hechas en el pozo 205 del CGCP. Sus resultados indican que la temperatura aumenta de 150 a más de 350 grados centígrados, sin embargo la atenuación se mantiene con pequeñas variaciones. Sugerimos que estas pequeñas variaciones, son producto de la combinación del aumento de la temperatura contrarrestando sus efectos por el aumento en la densidad de los materiales por la presencia de cementantes en la arenisca (Pelayo *et al.*, 1991)

Al sureste de la laguna de evaporación se puede observar un aumento en la atenuación de las ondas P, lo que sugiere una saturación mayor de fluidos. Por otro lado, la atenuación disminuye para las ondas S, indicando un considerable aumento de la

densidad del material; por la presencia de lutitas y areniscas con mayor densidad que las areniscas superficiales, que cambia de 2.3 a 2.4 ton/m³ (un Horst). Posiblemente por la saturación parcial y la consolidación o la combinación de estos.

Al este del CGCP el valor de Q_p se mantiene en el promedio, sugiriendo que posiblemente disminuye la saturación, contrarrestando el aumento en la temperatura, por otro lado el valor de Q_s baja un poco del promedio tal vez por el aumento de temperatura. Al oeste se observan bajos valores de Q_p y Q_s los cuales explicamos por una alta saturación posiblemente por la aportación de fluidos de la Sierra Cucapá (Álvarez,1999), además se presentan abanicos aluviales de la Sierra Cucapá atenuando las ondas P y S (Lippmann, 1997).

Hacia el suroeste hay baja atenuación de P y S, por lo que sugerimos simplemente que este volumen esta menos saturado y más denso.

En el semi-espacio la atenuación encontrada corresponde aproximadamente con la topografía del basamento, ya que se encontró concordancia con las anomalías gravimétricas que reporta González (1999) y Pelayo *et al.*(1991). Pero, al sureste de la laguna de evaporación la atenuación presenta un ligero aumento de las ondas P, posiblemente por un aumento en la saturación de fluidos mientras que las ondas S sucede lo contrario, posiblemente por la influencia del graven que describe también González (1999). Posiblemente las diferencias de la atenuación en las ondas P en la margen este de la laguna de evaporación a profundidades mayores de 4 km tengan la influencia del basamento. Posiblemente, estas diferencias se deban a la diferencia de atenuación entre el intrusivo básico y el granito. Sin embargo yo sugiero que se debe esencialmente a la trayectoria de los rayos y la profundidad de las fuentes, que en esa zona hay un muestreo a una mayor

profundidad dando valores de Q_p muy altos los cuales corresponden al basamento. Hacia el oeste y sureste la atenuación de las ondas P es muy alta, lo que sugiere que hay una alta saturación de fluidos. Para las ondas S encontré alta atenuación al norte y sur de la laguna de evaporación lo que podría ser un indicativo de un incremento de la temperatura a lo largo de la trayectoria de los rayos que arriban a estas estaciones. En el sureste de la laguna de evaporación encontramos una baja atenuación que podría corresponder con el Horst reportado por González (1999) y Majer *et al.* (1980).

6.7 CONCLUSIONES

Los valores de κ más pequeños se encontraron en la estación PZ10 al oeste del CGCP, muy cercana a la sierra Cucapá aún cuando la estación esta colocada sobre sedimentos. κ para las ondas P es 0.0188299 segundos, y para las ondas S es 0.0218673 segundos. Estos valores se esperan en suelos rocosos, aquí son debidos al adelgazamiento de los estratos sedimentarios bajo esta estación. En las zonas más cercanas al campo geotérmico los valores de κ para las ondas P son 0.0926548 segundos en la estación CPE y 0.118198 seg para las ondas S en la estación CPS. Comparando los valores de κ de las ondas S con los reportados por Anderson y Hough (1984) indican que el CGCP es más atenuante, ya que ellos encontraron un valor de $\kappa = 0.066$ segundos para suelos aluviales en el Valle de San Fernando, California, en un ancho de banda de 2 a 18 Hz.

Con respecto a los valores calculados de Q_p y Q_s y su variabilidad en las diferentes capas del CGCP, tienen un comportamiento como se ilustra en la figura 43 y que están

dominados por el grado de saturación de fluidos intersticiales, esencialmente el correspondiente a las ondas P.

Debido a que los valores de Q_p y Q_s se fijaron en la primera capa, no podemos argumentar sobre ellos. Los resultados en las otras capas sugieren, que entre las profundidades de 0.50 a 2.0 km se aprecia una disminución de $Q_s \sim 210$ al oeste del CGCP (Figura 39), que se debe a los sedimentos no consolidados de esa zona, producto de los abanicos aluviales de la sierra Cucapá y por aportaciones hidráulicas de la misma sierra. El mismo valor se calculó en el extremo este, sugiriendo que se debe a la intrusión del afluente del Río Colorado, corroborándose en las mediciones de temperatura reportados en el pozo 202 del CGCP (García et al., 1999). El nivel de este afluente, al sureste de la laguna de evaporación, desciende a la siguiente capa (2.0 a 3.0 km) donde se tiene $Q_s \sim 210$, como se aprecia en la figura 40, sugiriendo un cono de abatimiento en esta zona.

Entre 0.50 y 2.0 Km las ondas P disminuye la atenuación, en las mismas áreas donde disminuye Q_s , aumentan los valores $Q_p \sim 89$, sugiriendo una saturación \sim del 100% de los poros del material que produce un aumento en los valores de Q_p como se aprecia en las figuras 34 y 35. Este mismo comportamiento fue observado por (Liu *et al.*, 2001).

La variación de la atenuación en las capas intermedias es significativa ya que la variación es del 37% entre el valor máximo y mínimo calculados. En promedio esta variación es del 19%. Considerando los resultados, con un $RMS > 0.60$, los promedios de Q_p y Q_s para las capas intermedias en orden descendente con la profundidad son; 85, 87, 86 y 234, 224, 227 respectivamente.

En el basamento, a profundidades mayores de 4.0 km se encontraron valores promedio de $Q_p = 470$. El valor promedio del factor de calidad de S fue de $Q_s = 573$. El

cociente de los promedios de Q_p entre Q_s es de 0.82, sugiriendo que aún en estas capas existe saturación parcial con fluidos y/o vapor.

Los valores de Q_p y Q_s calculados en este capítulo servirán como modelo preliminar para la inversión de Q utilizando el programa SIMUL2000.

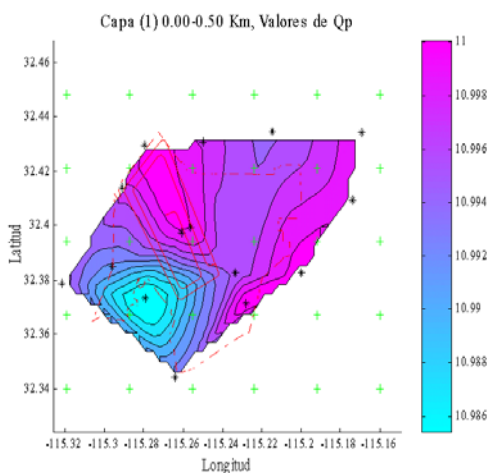


Figura 33

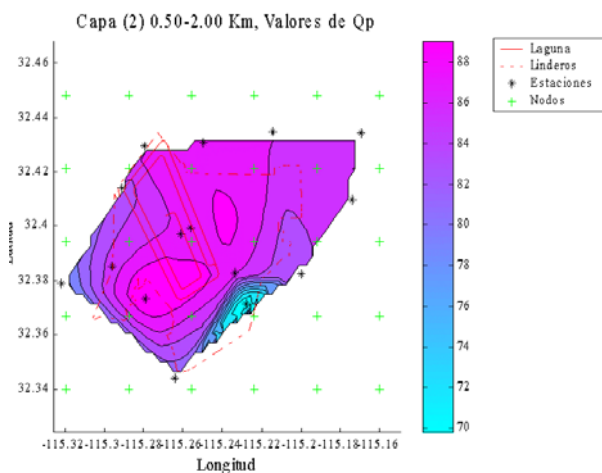


Figura 34

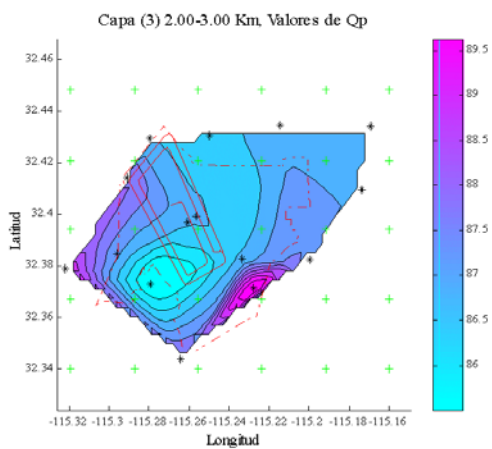


Figura 35

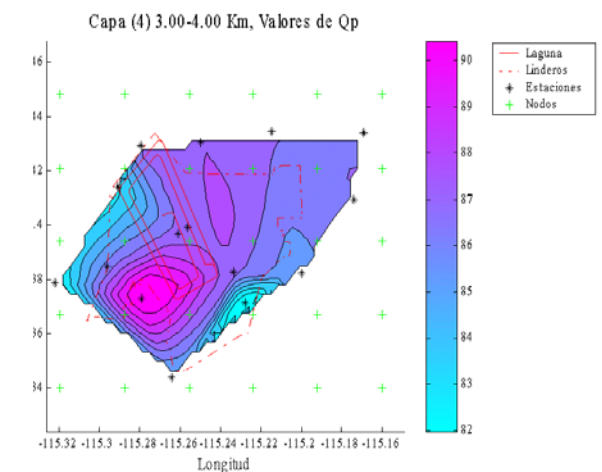


Figura 36

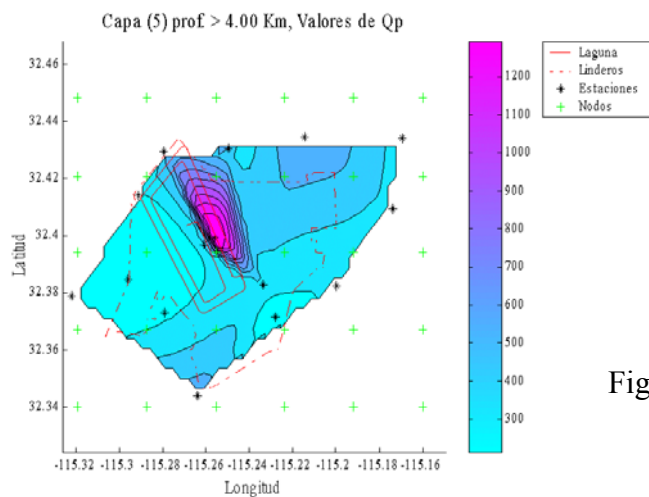


Figura 37

Figuras 33 a 37 Valores de Q_p . Correspondientes a los resultados de la inversión, en cada capa.

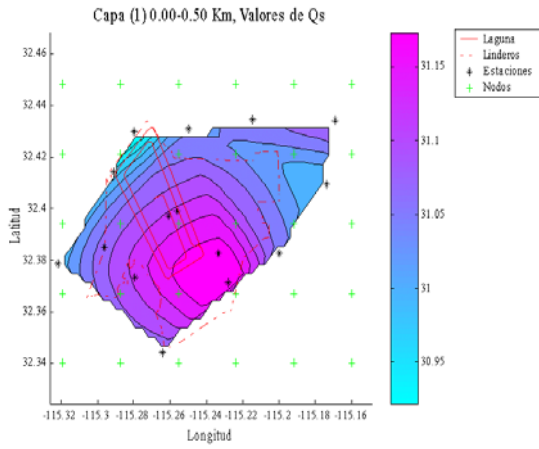


Figura 38

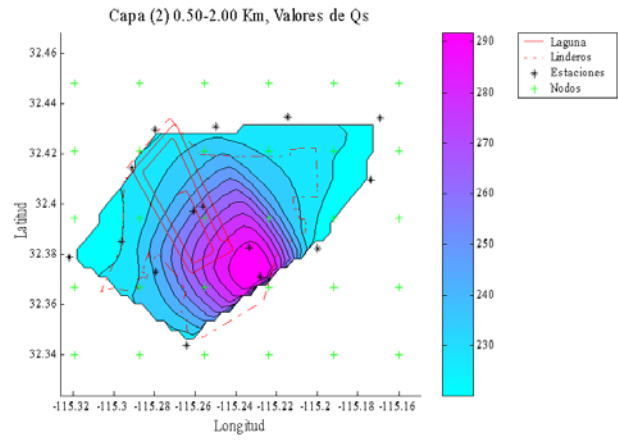


Figura 39

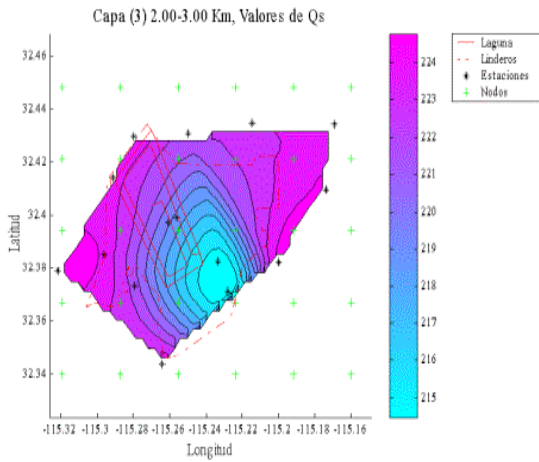


Figura 40

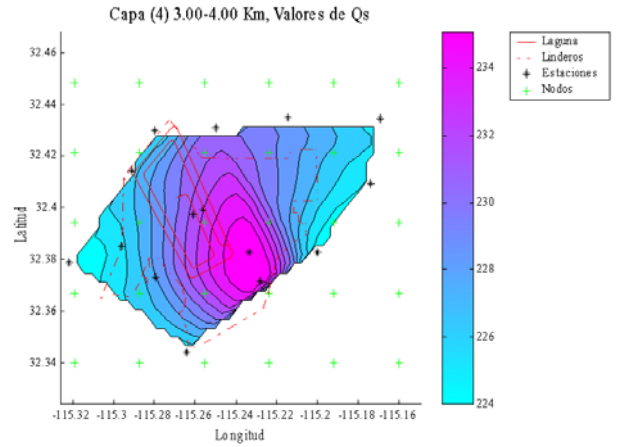


Figura 41

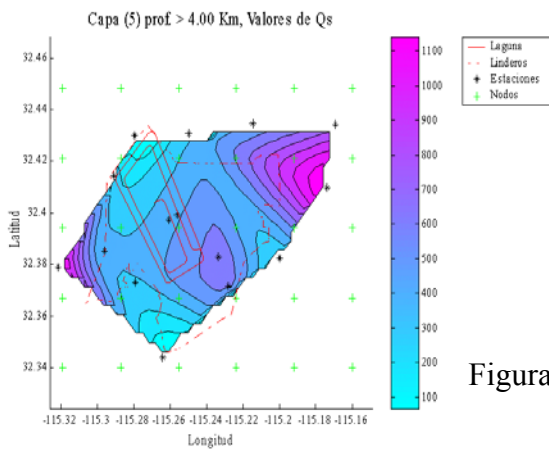


Figura 42

Figuras 38 a 42 Valores de Q_s . Correspondientes a los resultados de la inversión, en cada capa.

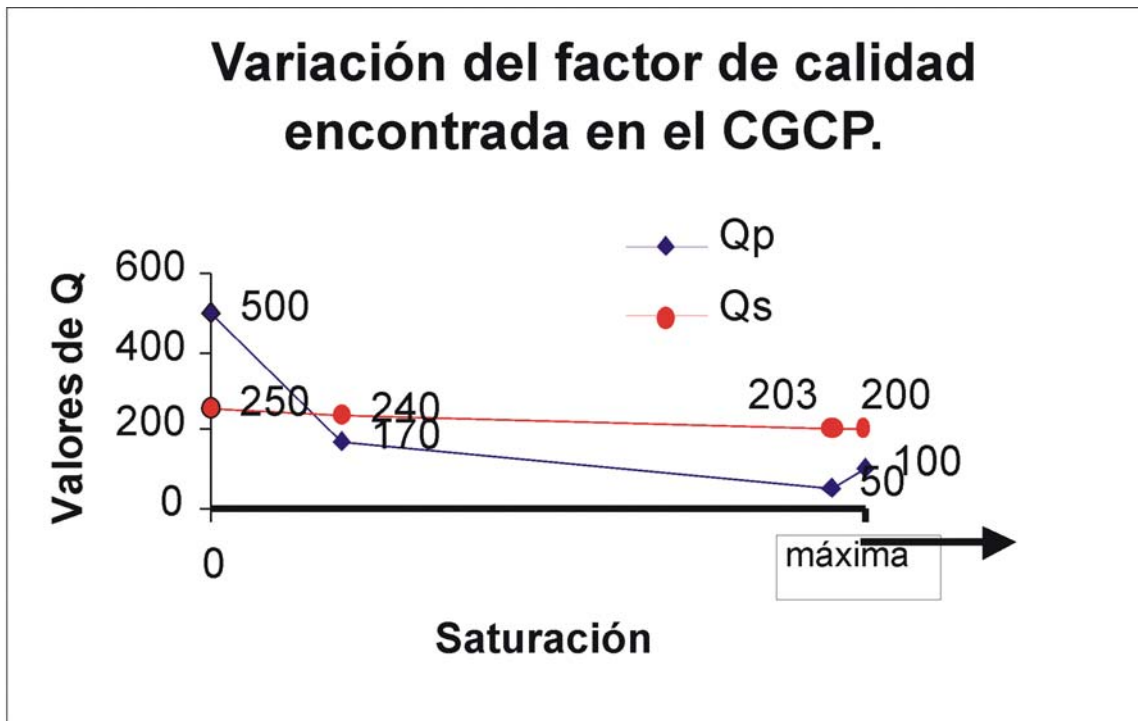
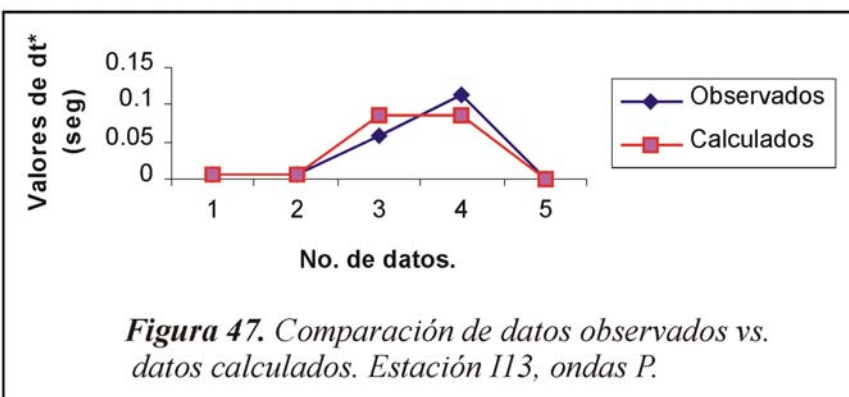
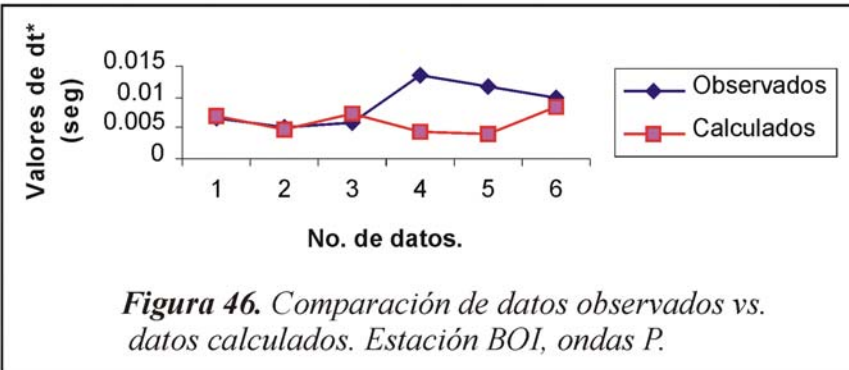
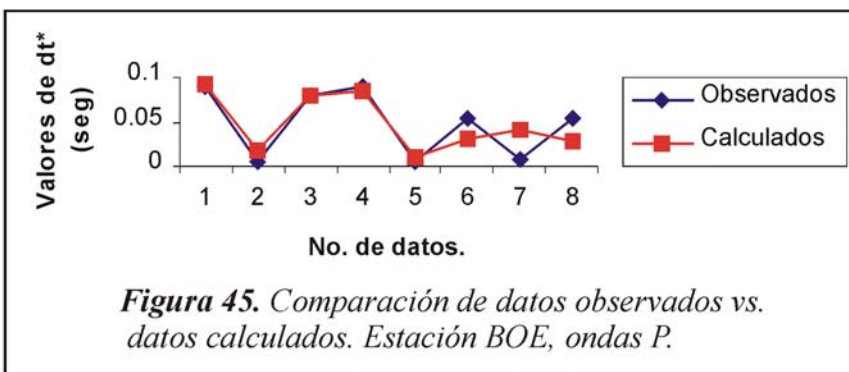
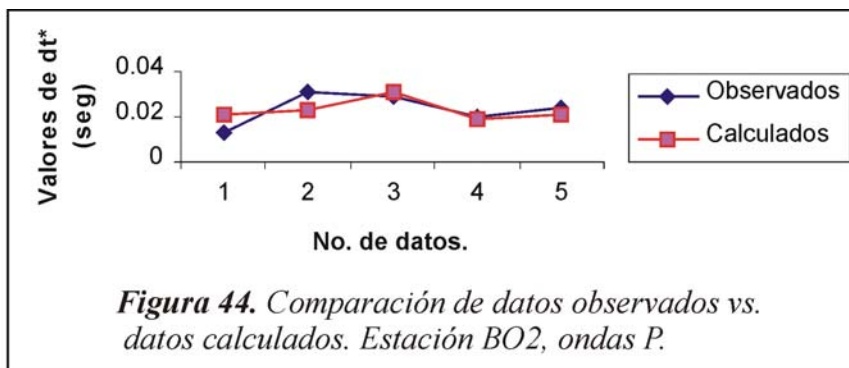
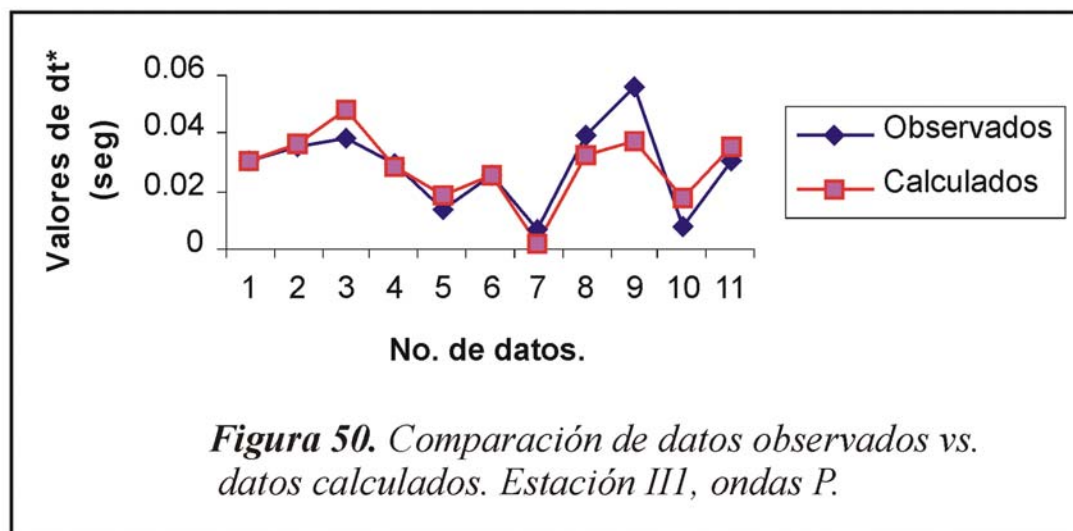
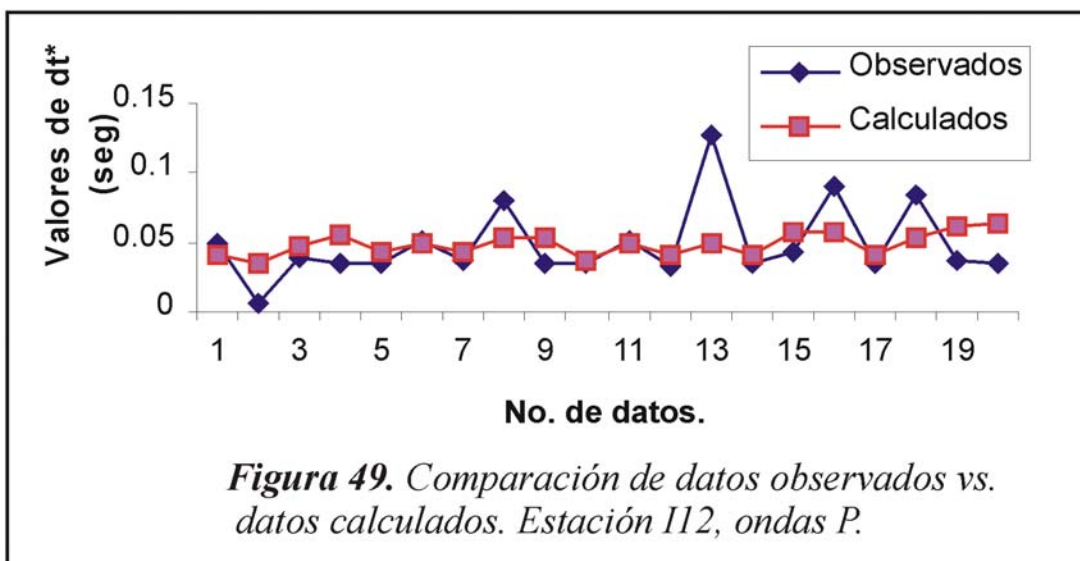
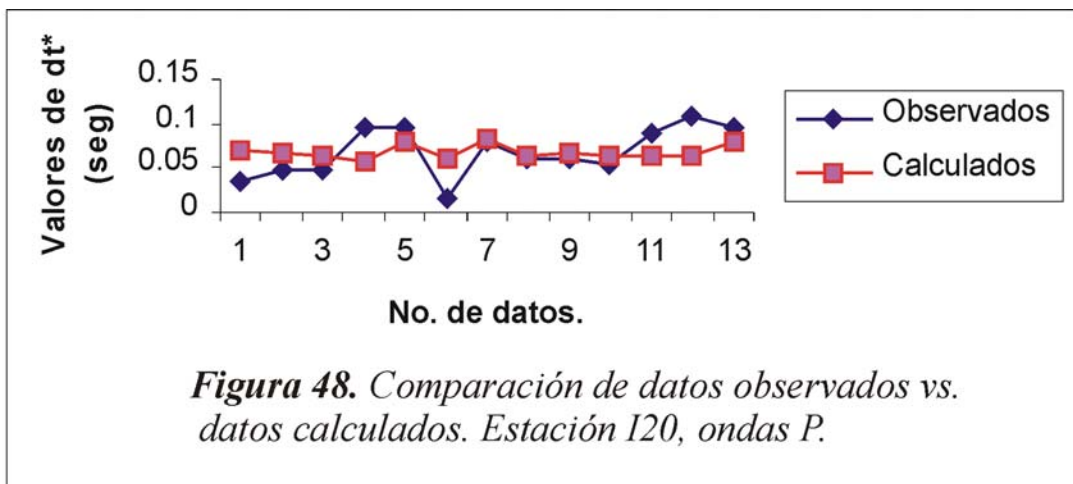
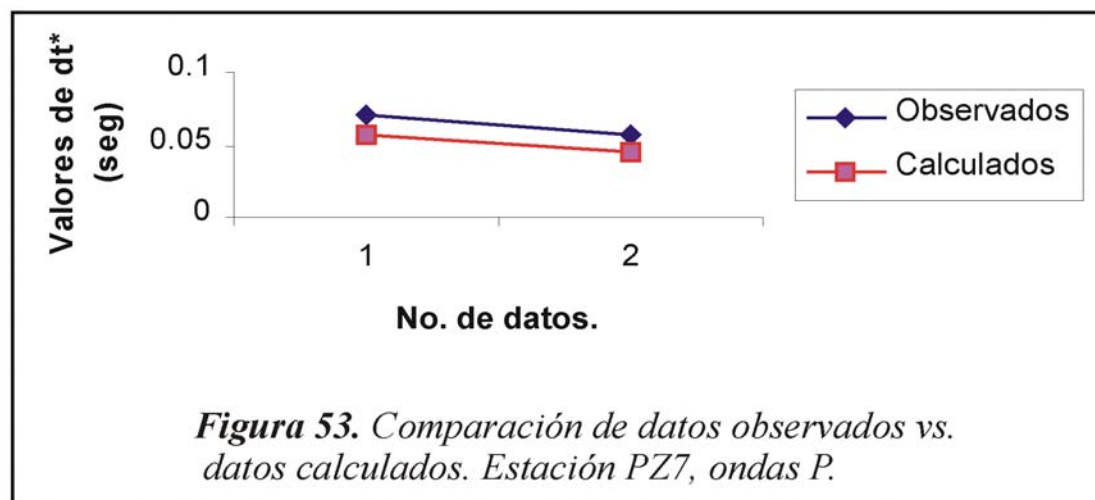
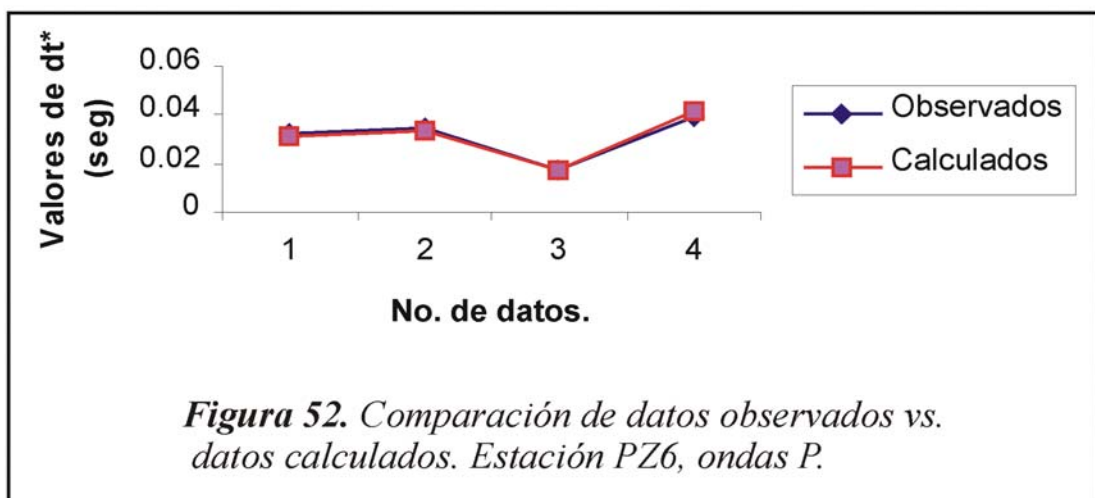
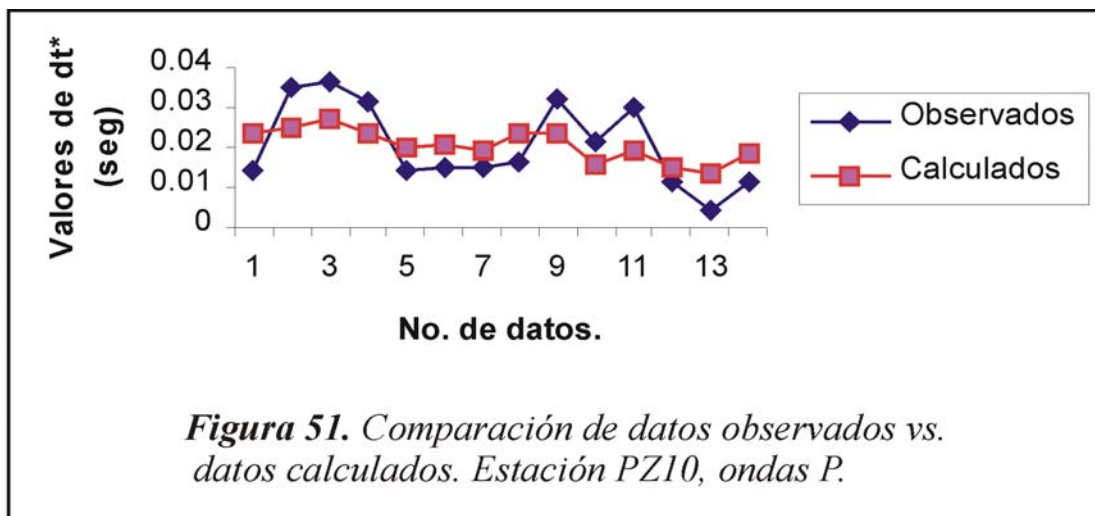
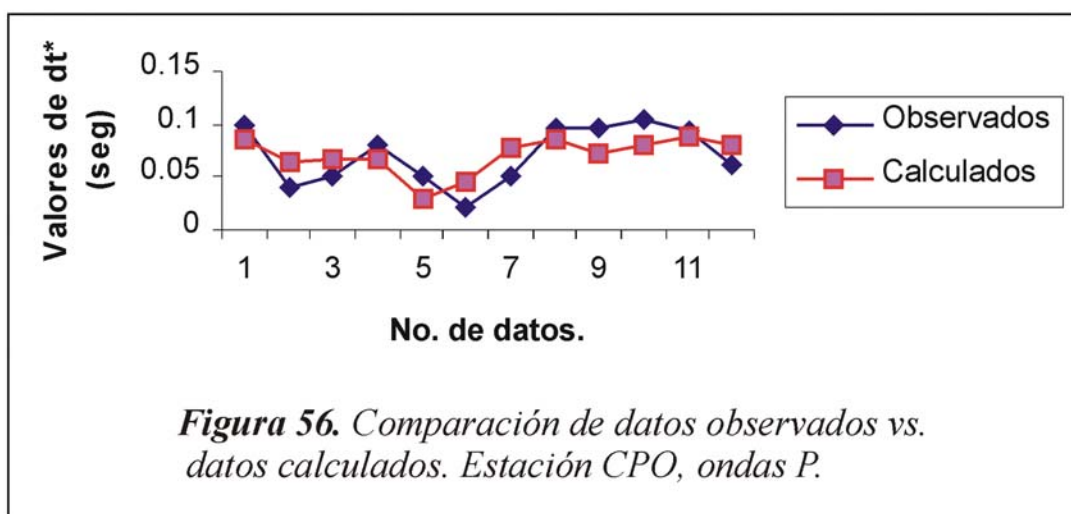
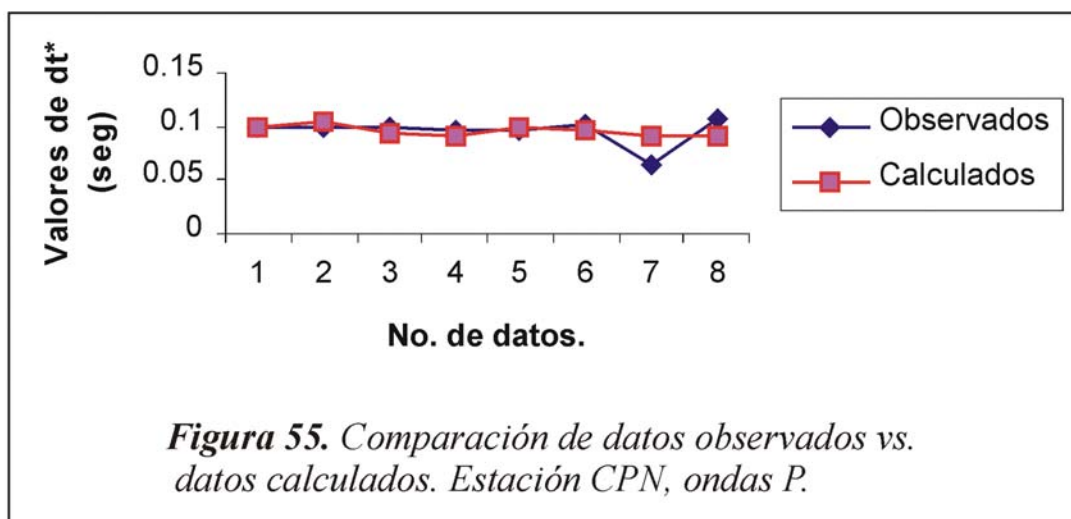
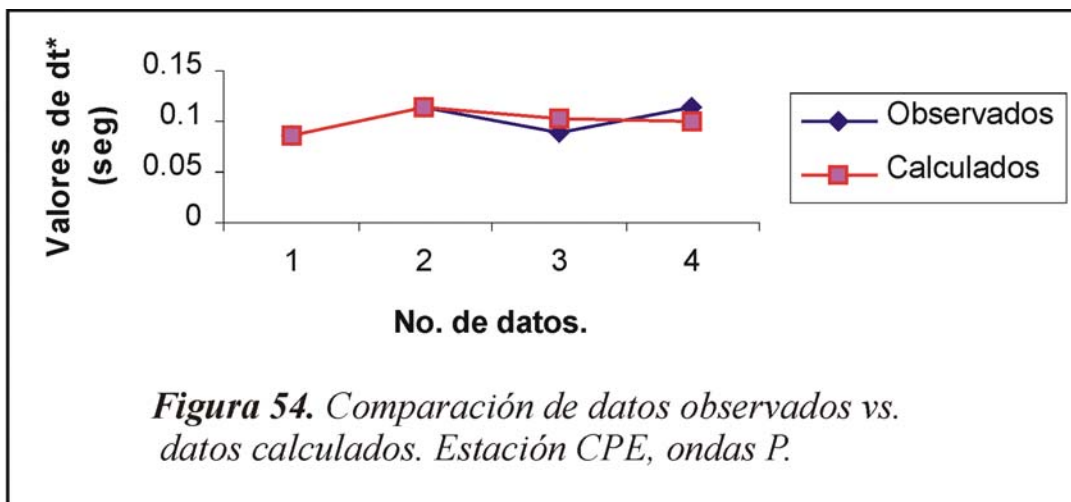


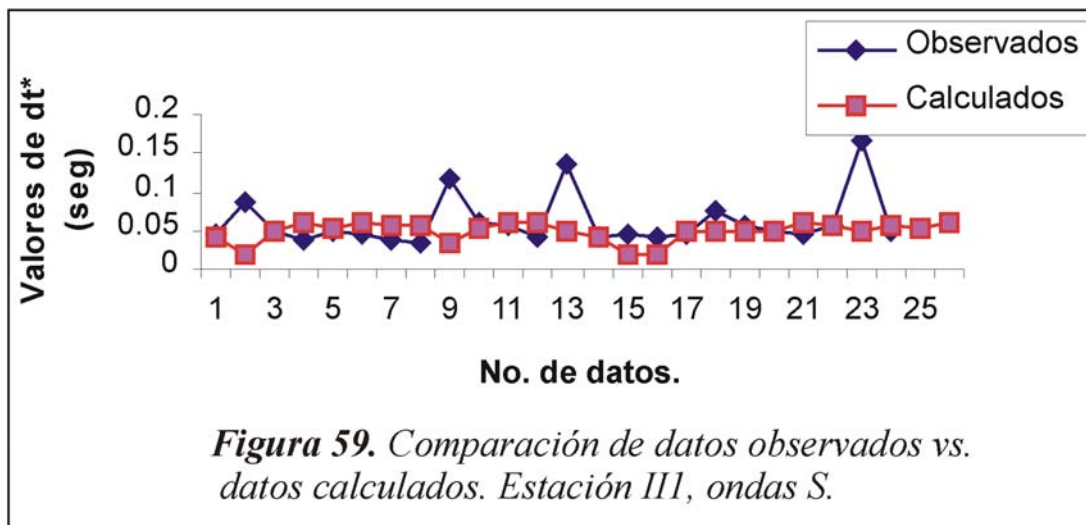
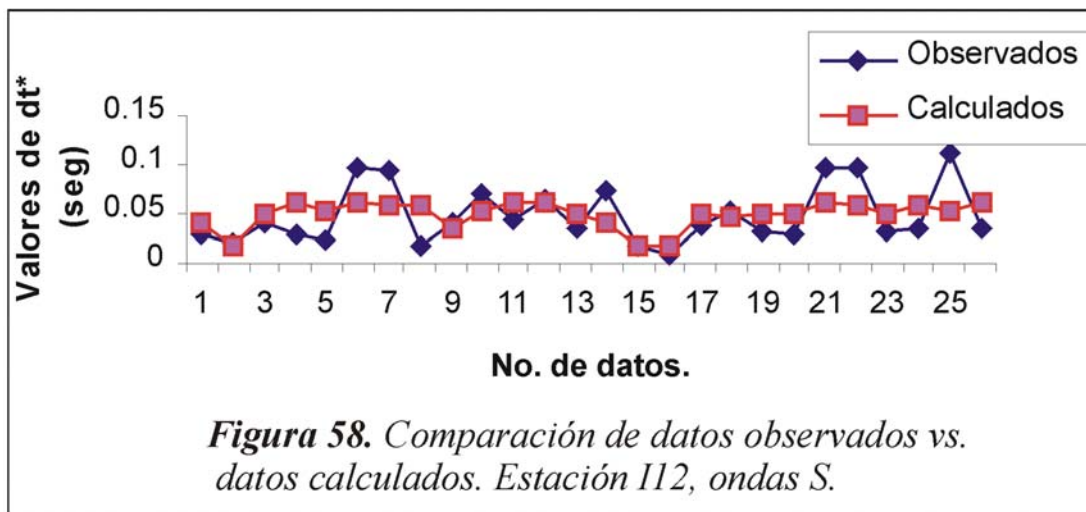
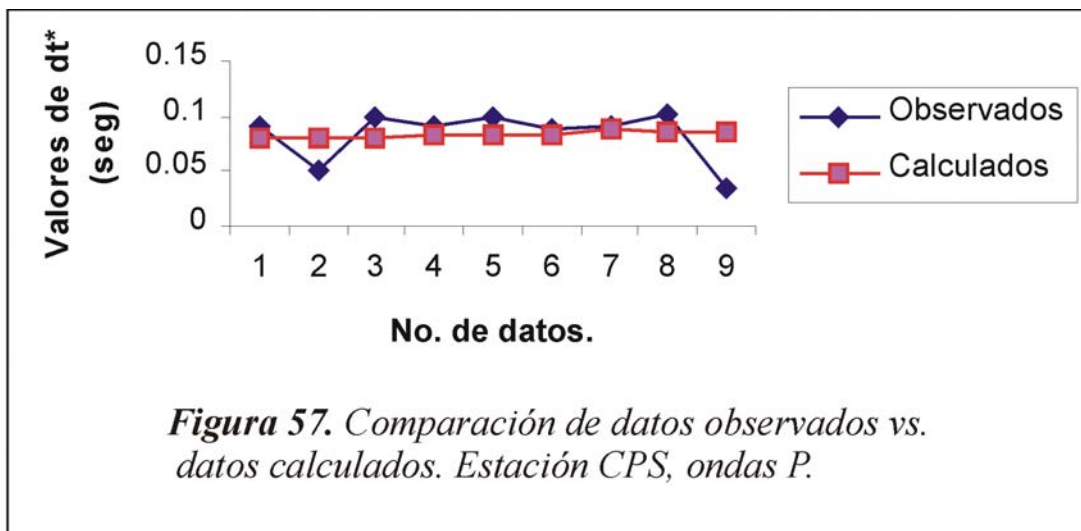
Figura 43. Valores de los factores de calidad Q_p y Q_s , basados en los resultados de las inversiones de este capítulo. Para roca seca se tomó $Q_p = 9/4 Q_s$, se sugiere un comportamiento similar al propuesto por Liu et al., (2001) para Q_p .

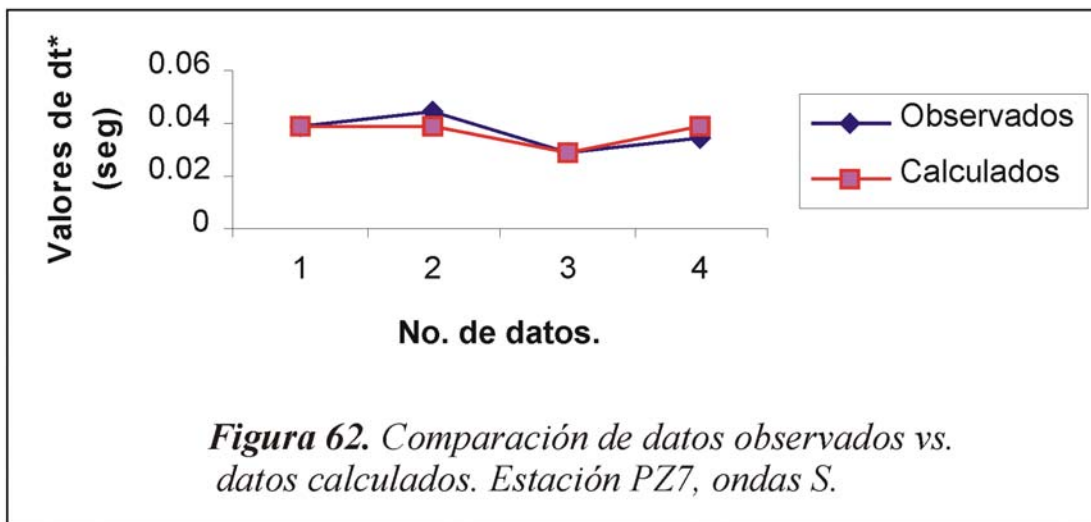
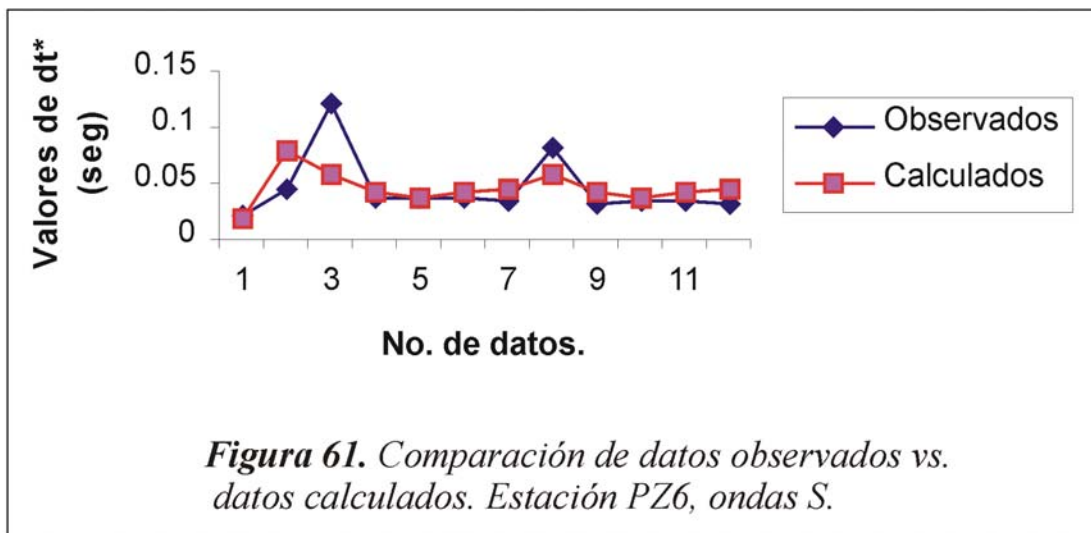
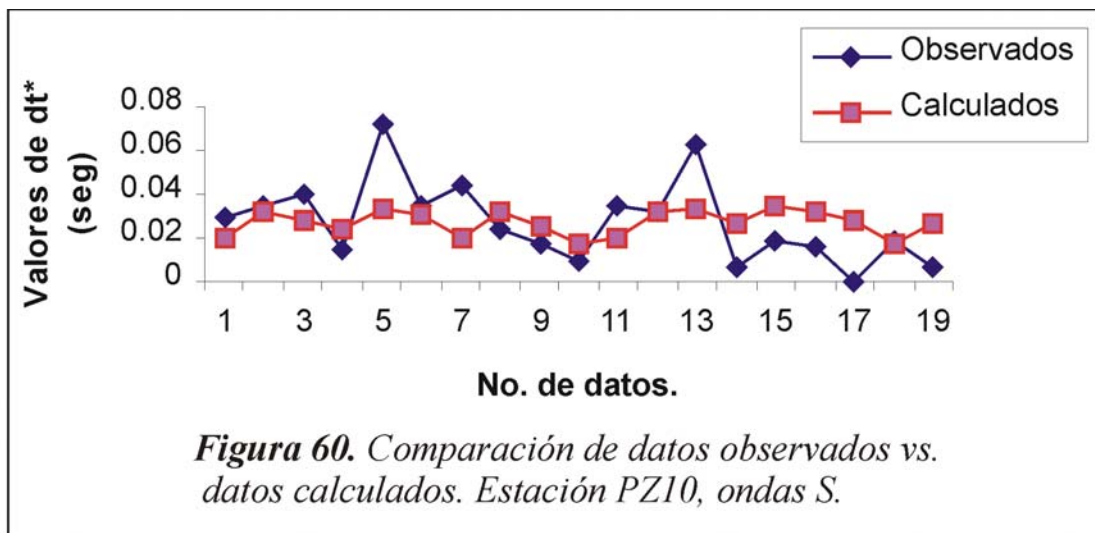


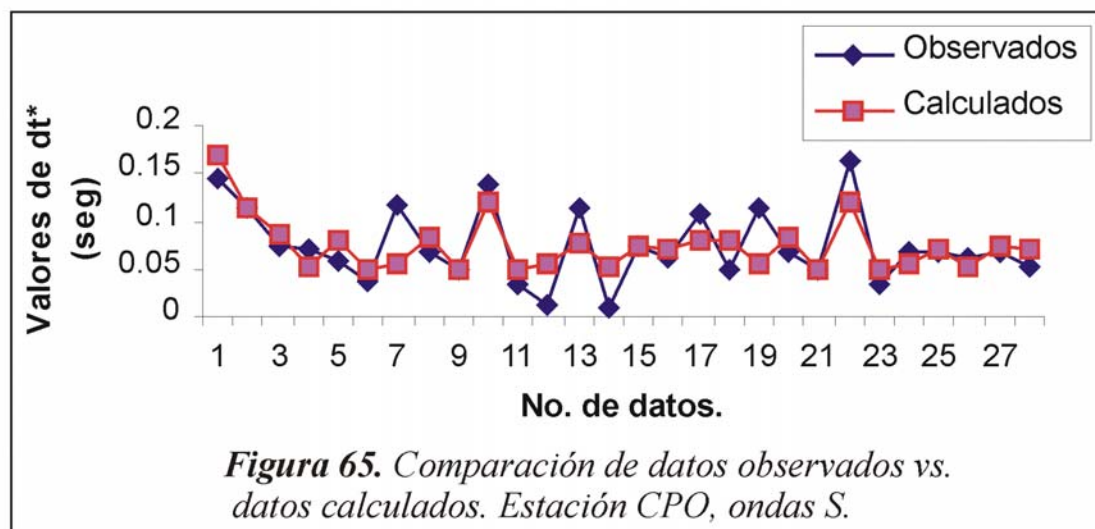
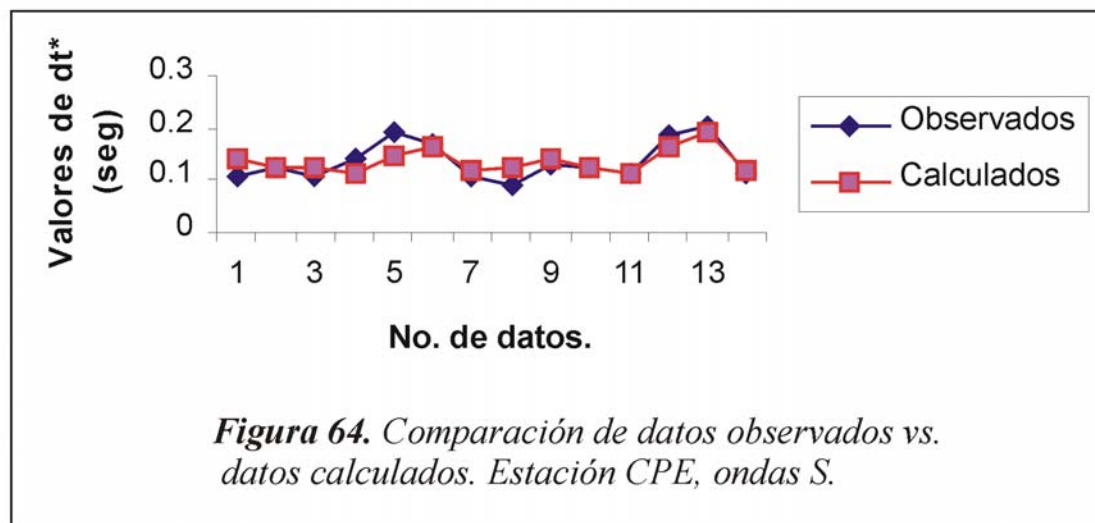
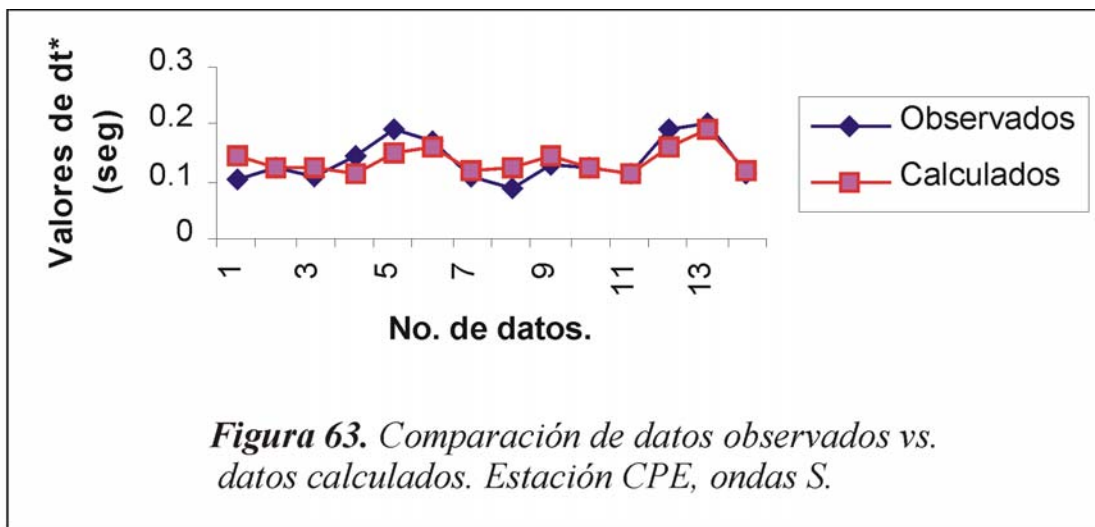












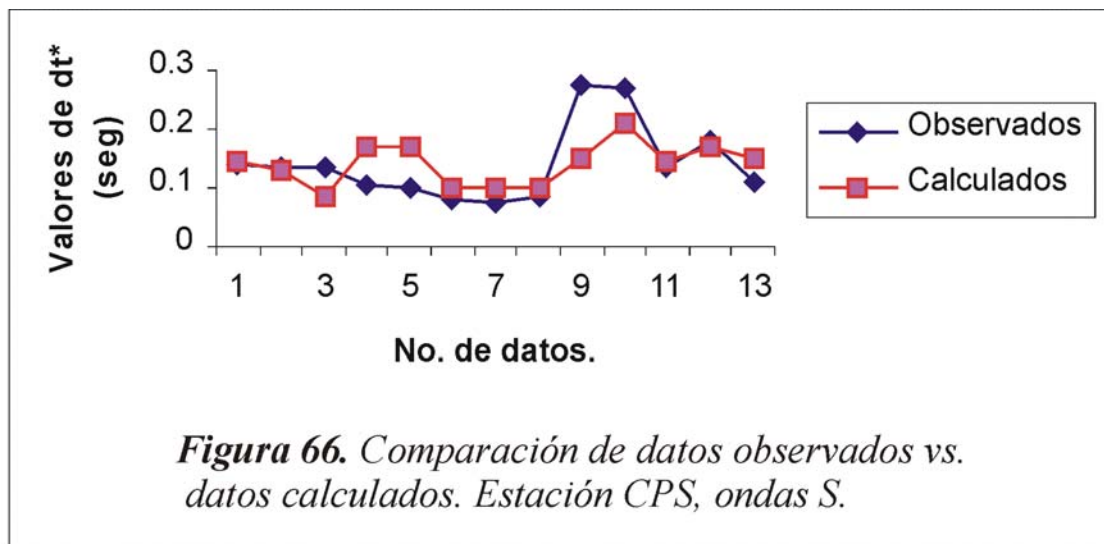


Figura 44 a 66. Se muestran los datos que se utilizaron en la inversión (dt^*) comparándolos con los datos obtenidos con la respuesta del modelo. Se calcularon para cada estación y fase.

VII. CÁLCULO EN TRES DIMENSIONES DE V_p Y Q_p EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO UTILIZANDO SIMUL2000

7.1 RESUMEN

Se estimó la estructura tridimensional de velocidades y atenuación de ondas P para el CGCP, usando el método de inversión simultánea de hipocentros y estructura de velocidades y para atenuación, con el programa SIMUL2000 propuesto por Evans *et al.*, (1994). Se asociaron y justificaron estos resultados con la información existente sobre el CGCP, de estudios geofísicos previos (gravimétricos, geohidrológicos, termodinámicos, de subsidencia, sísmicos y geológicos,) con el objetivo de conocer el comportamiento de los factores de calidad de las ondas de cuerpo Q_p y Q_s . Los datos utilizados consistieron en 84 sismos locales registrados en 21 estaciones, que se obtuvieron durante mayo a noviembre de 2000. El cociente Q_p / Q_s es de ~ 0.5 entre 1.0 y 4.0 Km de profundidad en capas parcialmente saturadas. Ésta relación entre 4.00 y 8.00 Km es $Q_p / Q_s = 2.0$, en zonas donde se alcanza el basamento y se sugiere que están secas. Los valores de Q_p en las zonas intermedias son; 76 el más bajo y 90 el mas alto que se encuentra con una saturación del material y se comprueba que su comportamiento en general obedece aproximadamente al propuesto en la figura 43 del capítulo 6.

7.2 INTRODUCCIÓN

El desarrollo de nuevos programas de cómputo permite estudiar la estructura de velocidades y atenuación de la corteza superior de áreas geotérmicas y volcánicas, sísmicamente activas y con variaciones laterales. Un modelo confiable de velocidades permite mejorar las localizaciones hipocentrales y apoyar las interpretaciones de la estructura y procesos tectónicos de una región.

En este estudio utilizo el programa SIMUL2000 para conocer la distribución de la velocidad y atenuación de las ondas sísmicas compresionales, determinando su valor en el CGCP. El programa generalmente se utiliza para estudios de tomografía sísmica. Ésta, es una técnica para concebir la estructura de la Tierra en dos o tres dimensiones a partir de un gran número de observaciones en las inmediaciones de un determinado volumen de la Tierra. Alguna propiedad (típicamente tiempos de arribo, algunas veces t^*) de un denso conjunto de rayos, que se entrecruza y toma las características de este volumen, es usada para localizar anomalías en el espacio (respectivamente velocidad o Q) y calcular sus magnitudes. De tal forma que el método es críticamente dependiente de el tamaño y homogeneidad del conjunto de rayos. El problema se linealiza, añadiendo condicionantes *a priori* en la solución para agregar estabilidad al método y la estructura de velocidades o Q es procesada por la seudo-inversión de la matriz de derivadas parciales.

La tomografía sísmica por velocidad es más difícil que la tomografía médica debido a que las ondas sísmicas interactúan *intensamente* con las estructuras analizadas reproduciéndolas, la trayectoria del rayo se convierte en parte del problema, pero a su vez depende de su respuesta. De aquí que la tomografía sísmica es inherentemente no-lineal y

algunas veces muy inestable. Los datos generalmente están disponibles en solo algunos puntos sobre la superficie de la Tierra, o quizá en pozos, y típicamente están mal distribuidos. La resolución de la imagen esta limitada por la distribución de los rayos dentro volumen analizado (tanto por su localización como *por su dirección*); casi siempre esta distribución es tan óptima como la realmente necesaria. Finalmente, el resultado es sorprendentemente sensitivo incluso a un pequeño numero de errores, el control en la calidad de los datos es esencial. Esto se debe a que cualquier punto en el modelo es muestreado por solo algunos rayos, así los errores no se eliminan por promedio, y porque problemas linealizados de mínimos cuadrados, en general son afectados negativamente por grandes errores en los datos (*exelpli gratia*, Clearbout, 1976).

Por lo tanto, es mejor pensar en las “imágenes” tomográficas solo como una transformación de los datos, no como fotografías del interior de la Tierra. El proceso de interpretación de un modelo incluye; la evaluación cuidadosa de la resolución y la covarianza, el conocimiento de las fallas comunes, que tal vez no son evidentes en las matrices y correlacionar los resultados con todos los datos geológicos, geoquímicos y otros geofísicos disponibles. Se recomienda la atención y el cuidado en el uso conservador de los programas de inversión, ya que es relativamente fácil caer en resultados erróneos. Además, los autores del programa, sugieren utilizar diferentes medios para encontrar el resultado más adecuado o estable, por ejemplo; usar diferentes subconjuntos de datos, diferentes configuraciones de nodos, diferentes modelos iniciales, diferentes trazados de rayos, modelando diferentes secuencias y diferentes esquemas de inversión.

La tomografía sísmica puede ser clasificada por el tipo y distribución de fuentes y receptores, ya sea cuando la totalidad del rayo o solo parte de él es modelado; por el tipo de

datos usados, por el tipo de minimización de residuales (usualmente mínimos cuadrados) o por la covarianza condicionada *a-priori*. El programa SIMUL2000 procesa una inversión de matriz completa con mínimos cuadrados amortiguados, programada para usarse con terremotos naturales locales, con o sin tiros o “golpes de aire” (con los “golpes de aire” se desconoce el tiempo de origen pero se conoce la localización). Los eventos deben ocurrir dentro del volumen objeto y ser medidos por una red numerosa y homogénea de sismógrafos abarcando aproximadamente el volumen de interés (Evans *et al.*, 1994.)

Los tiempos de arribo son usados para producir un modelo de velocidades. Casi siempre, V_p es modelado de los tiempos de arribo de las ondas P, pero la versión 12.0 modela V_s . No obstante, las grandes diferencias por los efectos y errores de modelado, entre los modelos directos de V_p y V_s , debidos a diferencias en la calidad y abundancia de los datos, y en la trayectoria de los rayos, hacen inapropiada la división simple de los modelos para obtener V_p/V_s , el resultado típicamente no tiene interpretación. Una mejor interpretación, la utilizada por SIMUL2000 versión 14.0, es invertir $t_s - t_p$ directamente para V_p/V_s , usando el método de Thurber (1983).

La versión del programa utilizada en este estudio, modela Q_p y presumiblemente podría usarse para Q_s . El cociente V_p/V_s y la medición de la atenuación usadas en conjunción con V_p son muy útiles para el diagnóstico de condiciones de temperatura y fluidos en los poros. Desafortunadamente, al encontrarse las estaciones colocadas sobre sedimentos el ruido es significativo y en algunos casos los arribos de las ondas S no se pueden reconocer con exactitud, por lo que no se contó con suficiente información para conocer la estructura de V_s . Sin embargo, los arribos de las ondas P fueron reconocidos

fácilmente. Además, las condiciones del ruido de fondo impidieron registrar algunos eventos en todas las estaciones.

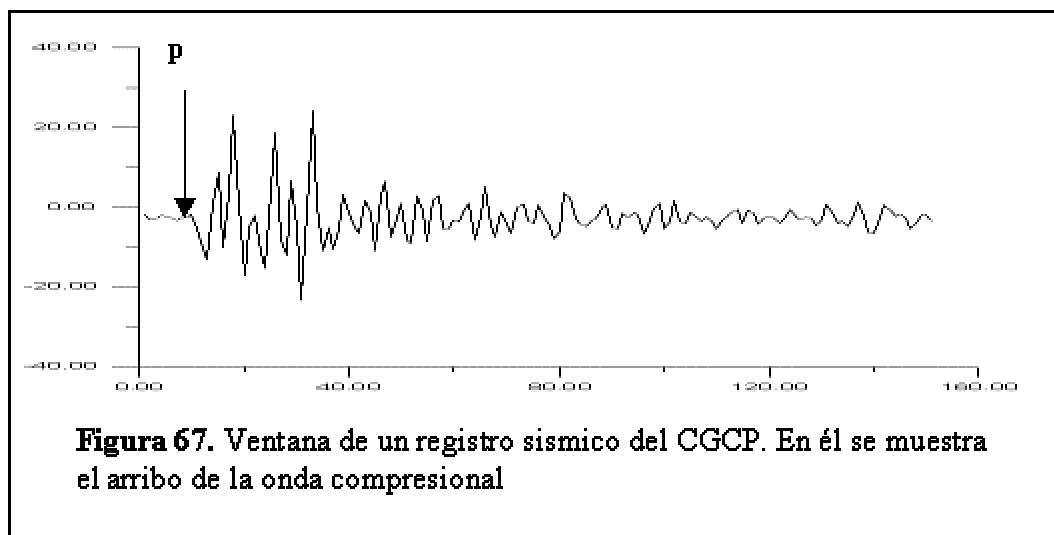
En este estudio utilizamos sismos con fuentes locales, con una buena aproximación en su localización, permitiéndonos tener una relativamente fina resolución de estructura de las capas someras del CGCP, a través de pequeñas celdas de 1 Km X 1 Km y 0.5 Km de profundidad. Sin embargo el volumen de estudio se limita a la profundidad en que ocurren los sismos utilizados. Para lograr una resolución aceptable en las capas de mayor interés, consideré espesores de 0.5 km de entre 1 y 4 km, profundidad en que sabemos hay aportación de fluidos y una mayor producción de calor y vapor (Lippmann et al., 1997. Garcia et al., 1999.) Esto nos permite comparar los valores calculados de Q_p y V_p con los determinados en laboratorio, bajo condiciones similares de saturación, presión y temperatura.

Con respecto a la atenuación de ondas sísmicas en el CGCP, existen estudios previos que se describen en la introducción general, enfocados la estudio de ondas de coda, tales como los realizados por Domínguez *et al.*, (1997.)

7.3 DATOS

Se utilizaron 84 registros de sismos locales, generados bajo el CGCP y al noroeste del Volcán Cerro Prieto, entre mayo y noviembre de 2000. Los parámetros iniciales, hipocentrales de los microtemblores se reportan en la tabla XIV. Las magnitudes de duración de los sismos varían entre 0.26 y 1.84. La profundidad de las fuentes, una vez que se depuró la base de datos, oscila entre 3.1 y 7.2 Km, con errores máximos de 1.5 Km, la

distancia epicentral varia entre 0.5 y 12.5 km. Se utilizaron 21 estaciones para la inversión de velocidad de V_p , la estación con menos registros es GUR, con 8 y el máximo de registros es de 79, en la estación I12. El promedio de registros por estación es de 42, en los cuales es muy clara la lectura del arribo de las ondas P (Figura 67). Las estaciones y el equipo utilizados fueron descritas ampliamente en el capítulo 6, al igual que el proceso para la localización de los eventos fue descrito en el capítulo anterior. Sin embargo, cabe mencionar que el error en dicha localización tiene un RMS <0.20 , en todos los casos. Las estaciones sísmicas seleccionadas y los sismos están localizados dentro del área de inversión, permitiendo una buena distribución de los rayos sísmicos cruzando la parte central del volumen a modelar.

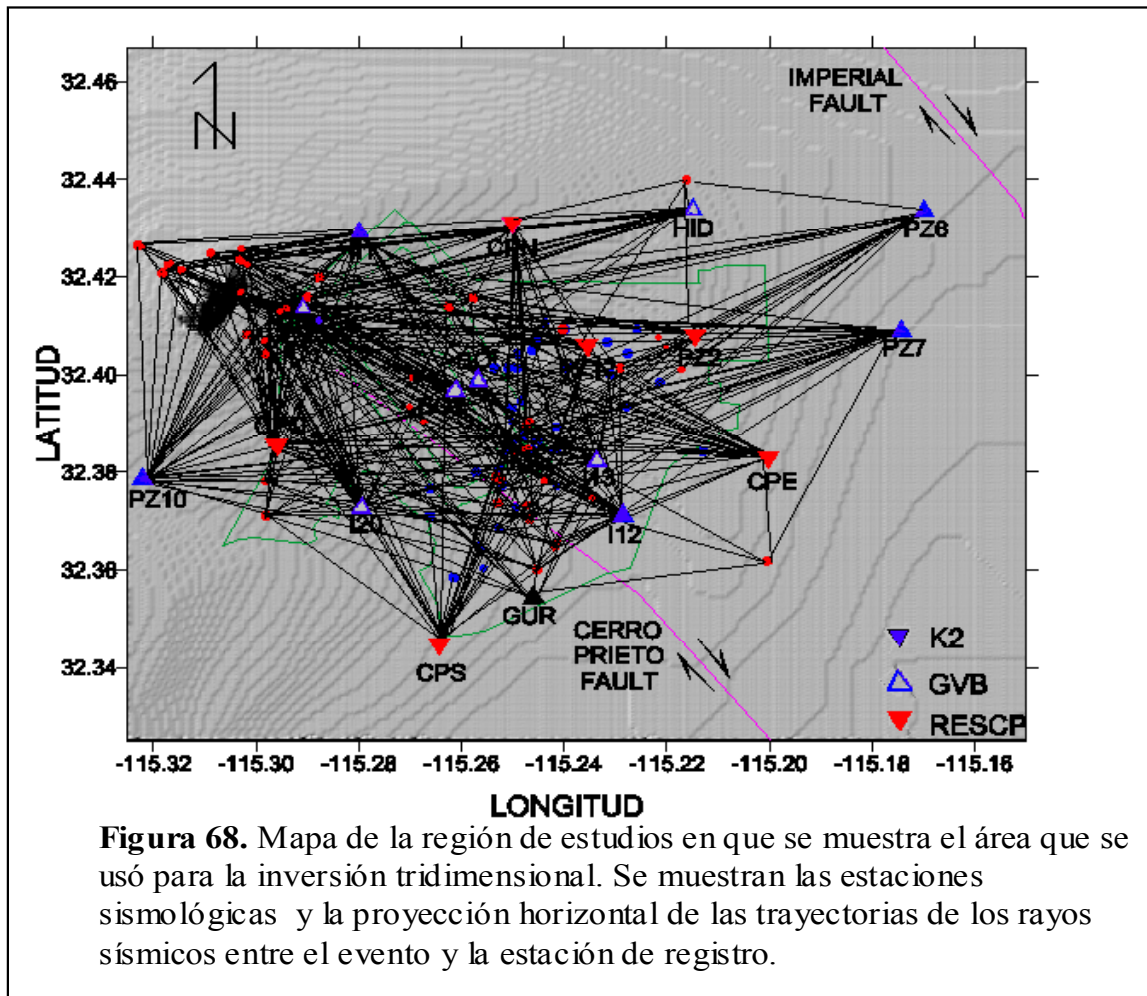


El área muestreada por los rayos se muestra en la figura 68, ocupando una superficie aproximada de 16 x 18 Km y una profundidad de 4 Km. Corresponde a la zona de producción del CGCP y el Volcán Cerro Prieto.

Para el proceso de inversión el volumen se dividió en una rejilla tridimensional de 693 nodos (11 X 9 X 7), con velocidades asignadas a cada uno de ellos. La distancia entre nodos en la longitud y latitud, es de 1 Km en seis espacios al centro y uno más de 2 Km en los extremos, como se muestra en la figura 69. Las capas en profundidad son; 0, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 4.0 y 8.0 Km, y sus espesores de; 0 a 1.0, 1.0 a 1.5, 1.5 a 2.0, 2.0 a 2.5, 2.5 a 3.0 y de 3.0 a 4.0 Km, correspondientes a las 7 capas del subsuelo.

El modelo de velocidades inicial fue interpolado del modelo que se muestra en la figura 31 del capítulo anterior.

El modelo de atenuación inicial (Q_p) que se utilizó en este capítulo se obtuvo por medio de una interpolación lineal del modelo de atenuación que estimé en el capítulo seis. De la misma forma, los valores de t^* utilizados corresponden a ese capítulo.



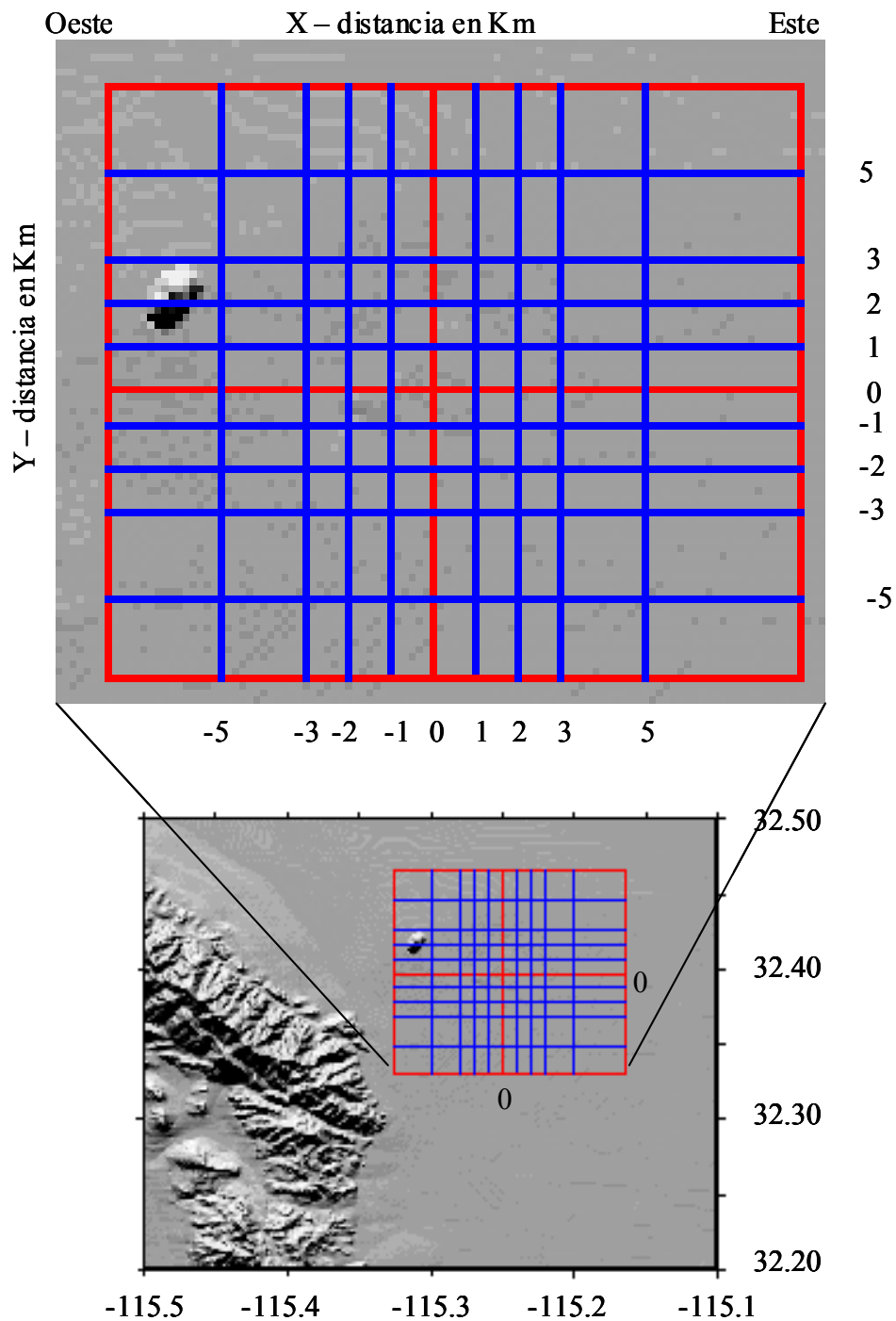


Figura 69. Se muestran los nodos de la malla rectangular en los que se definen las velocidades del modelo. Las distancias de los ejes son etimadas en kilometros. El origen se localiza a -115.25 longitud oeste y 32.39 latitud norte.

7.4 MÉTODO DE ANÁLISIS

El programa SIMUL2000 (versión 14q) es una extensión del código fuente de las versiones anteriores, Simul3 al Simul14, originalmente propuesto por Thurber (1983) y desarrollado posteriormente por Um y Thurber (1987), Eberhart-Phillips (1990) y Evans *et al.*, (1994) además de otros. Este programa en adición a la usual inversión de velocidad, incorpora una rutina de inversión para determinar la distribución en 3D de los valores de amortiguamiento a partir de t^* .

Otra nueva característica es la incorporación de un método directo, preciso y rápido, para el trazado de rayos en medios heterogéneos. La rutina original consiste en un trazado de rayos aproximado añadiendo una pseudo-inflexión (ART-PB), pero presentaba problemas para longitudes de rayos mayores a 60 Km. Por lo que implementaron el método de disparos (RPK) en la rutina del programa. El trazado de rayos RPK requiere que las velocidades estén definidas sobre una rejilla en 3D regular, interpolada por “b-splines”. Para ART-PB el modelo de velocidad está definido en una rejilla, posiblemente irregular e interpolada linealmente. Esta misma rejilla es utilizada en la inversión. Para usar RPK la rejilla es interpolada bajo otra rejilla regular y uniforme, ya que para tener una correcta representación de los gradientes de velocidad, ésta debe ser menor en un factor de 3 a 5. Esta rejilla más fina representa los puntos de control para la interpolación cúbica “b-splines”. Una explicación más amplia se encuentra en Haslinger (1999) En la aplicación del programa no fue necesario activar método RPK ya que los rayos analizados tienen longitudes menores a 60 Km.

El programa utiliza los tiempos de arribo de las ondas de cuerpo en las estaciones sísmicas para determinar la localización de los hipocentros y la estructura de velocidades del medio. Dando un modelo de velocidades y parámetros hipocentrales iniciales, de varios sismos, se calcula el tiempo de viaje teórico de las ondas directas P por el método ART-PB. El programa define la velocidad en cualquier punto (x, y, z) del modelo, como una función de interpolación lineal de la forma;

$$V(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \left[\left(1 - \frac{|x - x_i|}{|x_2 - x_1|} \right) \left(1 - \frac{|y - y_j|}{|y_2 - y_1|} \right) \left(1 - \frac{|z - z_k|}{|z_2 - z_1|} \right) \right] \quad (37)$$

donde x_i , y_j y z_k son las coordenadas de los ocho nodos que rodean el punto (x, y, z) . Esta es una función continua de la posición, la cual es producto de funciones lineales en x , y , z (Wong-Ortega, 2000).

La ecuación lineal que relaciona el residual del tiempo de viaje con los cambios en los parámetros del modelo de velocidades se puede expresar como (Thurber, 1983);

$$r = \Delta t + \frac{\partial t}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t}{\partial z} \Delta z + \sum_{n=1}^N \frac{\partial t}{\partial v_n} \Delta v_n \quad (38)$$

donde Δt , Δx , Δy , Δz son las perturbaciones del tiempo de origen y los parámetros hipocentrales respectivamente ; $\frac{\partial t}{\partial x}$, $\frac{\partial t}{\partial y}$, $\frac{\partial t}{\partial z}$ son las derivadas parciales del tiempo de viaje

con respecto a las coordenadas hipocentrales; $\frac{\partial t}{\partial v_n}$ son las derivadas parciales del tiempo

de viaje con respecto a los parámetros de velocidad y Δv_n es la perturbación de los N parámetros de velocidad. Las derivadas parciales con respecto a las variables hipocentrales son

$$\frac{\partial t}{\partial x} = -1/V(dx/ds), \quad \frac{\partial t}{\partial y} = -1/V(dy/ds), \quad \frac{\partial t}{\partial z} = -1/V(dz/ds) \quad (39)$$

donde las coordenadas hipocentrales son x, y, z . V es la velocidad de propagación en el origen y ds es un elemento de longitud en la trayectoria del rayo. Las derivadas parciales del tiempo de viaje $\frac{\partial t}{\partial v_n}$ se puede obtener de la ecuación

$$\frac{\partial t}{\partial v_n} = - \int_{fuente}^{estación} \left(\frac{1}{V(x, y, z)} \right)^2 \frac{\partial v(x, y, z)}{\partial v_n} ds \quad (40)$$

en donde los parámetros del modelo de velocidades están representados por $\frac{\partial v(x, y, z)}{\partial v_n}$

(Evans y Zucca, 1988), (Wong-Ortega, 2000). De esta forma, después de formular la ecuación 38, tendremos múltiples valores de residuales de tiempo en un sistema de ecuaciones lineales, una para cada arribo de onda P. Procedemos ahora a formular el problema inverso. En notación matricial la ecuación 38 se transforma en un sistema de ecuaciones lineales de la forma

$$\mathbf{Ax}=\mathbf{r} \quad (41)$$

En donde \mathbf{A} es la matriz de derivadas parciales de los parámetros de los hipocentros y del medio (velocidades), \mathbf{x} es el vector columna de las perturbaciones de los parámetros hipocentrales y del medio, y \mathbf{r} es el vector columna de los residuales de los tiempos de arribo. La estructura de la matriz de derivadas parciales esta dada por

$$\mathbf{Q}_0^T \mathbf{H}_i = \mathbf{0} \quad (44)$$

aplicando esta ecuación a la ecuación 43 obtenemos

$$\mathbf{Q}_0^T \mathbf{r}_i = \mathbf{r}' = \mathbf{Q}_0^T \mathbf{H}_i \Delta \mathbf{h}_i + \mathbf{Q}_0^T \mathbf{M}_i \Delta \mathbf{m}_i = \mathbf{M}' \Delta \mathbf{m} ; \quad \mathbf{r}' = \mathbf{M}' \Delta \mathbf{m} \quad (45)$$

que es una versión reducida de la ecuación 43. La estimación de los parámetros hipocentrales y los parámetros de velocidad se puede hacer mediante el método de mínimos cuadrados amortiguados, el cual ya fue explicado en el capítulo 4, ecuación 23. El programa utiliza este método para hacer la estimación.

La resolución de los parámetros del modelo estimado puede obtenerse directamente de la matriz de resolución (Turber, 1983) definida por

$$\mathbf{R} = (\mathbf{M}^T \mathbf{M} + \lambda^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{M}^T \mathbf{M} \quad (46)$$

donde el tamaño de los elementos diagonales de la matriz \mathbf{R} son los indicadores de la resolución de los parámetros del modelo. Para que los parámetros sean unívocamente determinados la matriz deberá ser la matriz identidad. En el caso de la sismología esta solución no tendría validez física, ya que solo determina la bondad de la inversión y no de la realidad física del problema. En la práctica un valor de 0.70 es aceptable (Eberhart-Phillips, 1990.)

El algoritmo del programa, en el proceso de inversión, agrega los cambios efectuados al modelo inicial y los hipocentros son localizados nuevamente. Con estos cambios se calculan los tiempos de viaje teórico y los residuales correspondientes, generando un nuevo sistema de ecuaciones lineales para repetir el proceso de inversión. Las iteraciones continúan, hasta que las varianzas de los resultados consecutivos sea menor que el valor estimado de la función probabilística F (Dixon y Massey, 1983), en un intervalo de confianza del 95%.

El mismo proceso descrito hasta ahora es utilizado por el programa, para calcular el factor de atenuación Q de las ondas de cuerpo, con la condición de no recalcularse los hipocentros y por consecuencia la estructura de velocidad inicial queda fija. Esto se logra proporcionando la información de los hipocentros como disparos “shots” y así no son perturbados en la inversión. Los datos requeridos para la inversión de la ecuación 22 del capítulo 4, son los valores de t^* , correspondiente a las ondas de cuerpo, calculada mediante la ecuación 19. Obviamente el modelo de velocidad inicial y la localización de los hipocentros son consecuencia de una corrida preliminar en la que se hace una inversión de velocidad.

La inversión para Q de ondas P o S es indistinta, solo depende de que la estructura de velocidad y los valores de t^* correspondan con el tipo de onda de cuerpo, así como el modelo inicial de Q . La ecuación 22 proporciona la atenuación diferencial δQ_p^{-1} o δQ_s^{-1} . Por ende, es necesario partir de un modelo inicial de Q , el cual representa los valores del factor de calidad del modelo inicial de velocidades Q_p o Q_s , respectivamente, al cual se aplicará la inversa de la atenuación diferencial.

7.4.1 Determinación de V_p y Q_p

Para determinar si los parámetros utilizados por el algoritmo del programa proporcionan estabilidad en los procesos de inversión, hice varias pruebas computacionales variando la profundidad de 9 hipocentros sintéticos, en un modelo de velocidades de capas horizontalmente homogéneas, hasta encontrar los valores que mejor ajustaban a las profundidades originales. Inicialmente trabajé con la versión SIMUL3, con una rejilla de 4

X 4 y 3 capas. Con los mismos parámetros obtenidos en las pruebas mencionadas, se probaron 9 modelos con diferentes, capas y volumen de datos, en el programa SIMUL2000 usé una rejilla mas fina, con 8 capas y un semi-espacio. La malla utilizada en este trabajo se puede observar en la figura 69. Todas las pruebas realizadas mostraron consistencia con los resultados obtenidos; valores similares en la variación de la velocidad obtenida.

Para los datos del CGCP, después de tres iteraciones la inversión de velocidad V_p redujo la variancia de los residuales de los tiempos de viaje un 43 % y el RMS de los residuales fueron reducidos un 28 %. La matriz de resolución de las capas intermedias, de la tercera a la sexta se presentan en la tabla XV.

Los valores de la resolución oscilan entre 0.0 y 0.65 con un valor promedio de 0.405. Este valor se presenta principalmente en los nodos que fueron muestreados por los rayos. Entonces, nos muestra que solo en estas capas podemos considerar una resolución aceptable. Además, refleja la limitación que tenemos en la interpretación de los resultados. La máxima resolución se obtiene hacia el centro del volumen estudiado, disminuyendo hacia donde los rayos no atraviesan las celdas del volumen; los bordes, la capa superficial y la mas profunda.

El programa realiza la inversión directa para obtener el factor de calidad Q_p y se obtiene con los datos del capítulo anterior, requiriendo de interpolaciones que se hicieron con rutinas de MATLAB. La constante de amortiguamiento elegida fue de 10. Para esta inversión desconocemos el error experimental, por tal motivo el programa estima la bondad de la solución por medio del error cuadrático medio (RMS), utilizando la ecuación 24 y 25, el RMS promedio que se obtuvo es de 0.83.

No se contó con suficiente información para procesar un modelo de velocidad de las ondas S y en consecuencia de Q_s , a través del programa SIMIL2000.

7.5 RESULTADOS

En las figuras 70 a 77 se muestran las velocidades finales en las 8 capas propuestas, a través del proceso de inversión con el programa SIMUL2000. La capa superficial la cual se extiende entre 0.0 y 1.00 Km, con velocidad inicial de 0.85 Km/seg, muestra una variación de 0.81 a 0.9 Km/seg. Las velocidades mas bajas se observan en los extremos sur y norte de la laguna de evaporación y en una extensa área al noreste del campo geotérmico. Zonas aisladas al noreste y oeste de la laguna de evaporación presentan los valores mas altos. La segunda capa, con velocidad inicial de 2.38 Km/seg, varia de 2.2 a 2.6 Km/seg, representa la profundidad entre 1.00 y 1.50 Km. Aquí, la distribución de las velocidades máximas y mínimas conserva el patrón de la capa anterior, aumentando el área en la zona de bajas velocidades al noreste del CGCP. La siguiente, capa número tres, se extiende entre 1.50 y 2.0 Km, con una velocidad inicial de 2.53 Km/seg tiene una variación entre 2.4 y 2.8 Km/seg y conserva en general, el patrón de distribución de velocidad de las capas anteriores. Se observa un incremento del contraste de la velocidad inicial con las velocidades bajas al noreste del CGCP. La cuarta capa, se extiende entre 2.0 y 2.5 Km, con una variación entre 2.55 y 2.95 Km/seg y una velocidad inicial de 2.68 Km/seg. Se observa una disminución de la velocidad bajo en la zona del volcán Cerro Prieto. Además, se observa nuevamente un incremento del contraste de la velocidad inicial con las velocidades bajas al noreste del CGCP. En la siguiente capa, la quinta de las consideradas, se tiene una

variación de la velocidad entre 2.7 y 3.0 Km/seg y el espesor de la capa se encuentra entre 2.5 y 3.00 Km. En esta capa se encontró un cambio importante en la distribución de las velocidades. En la que, las velocidades altas bajo el volcán Cerro Prieto y al sur de la laguna de evaporación aumentan su área de acción. En general se presenta una disminución del 50% en el contraste entre la velocidad inicial y las velocidades altas en comparación con las capas anteriores, conservándose el contraste con las velocidades bajas. En la siguiente capa, entre 3.00 y 4.00 Km (capa 6), un rasgo interesante observado es que, las velocidades altas al sur de la laguna de evaporación migran hacia el noreste mientras las bajas velocidades amplían su campo de acción al noreste. La velocidad inicial se consideró de 3.00 Km/seg, la inversión arrojó una oscilación entre 2.9 y 3.15 Km/seg.

La séptima capa representa una profundidad teórica entre 4.00 y 8.00 Km. Pero, debemos considerar que la profundidad sismogénica es de 6.00 Km, por lo que la representación de los resultados se debe considerar hasta esta profundidad. La variación de las velocidades es de 3.54 a 3.66 Km/seg, de una velocidad inicial de 3.6 Km/seg, que representa entre el 2.8 y 1.7 % de variación, por lo que se puede considerar una capa homogénea, con respecto a la velocidad.

En las figuras 78 a 85 se muestran los factores de calidad Q_p , en las 8 capas propuestas, calculados a través del proceso de inversión del programa SIMUL2000. La capa superficial la cual se extiende entre 0.0 y 1.00 Km, con el valor inicial de $Q_p = 11$, muestra una variación despreciable.

La segunda capa, con el valor inicial de $Q_p = 87$, varía de 76 a 88 y representa la profundidad entre 1.00 y 1.50 Km. Aquí, los factores de calidad Q_p con valores máximos se encuentran al sur de la laguna de evaporación. Se observa una zona de baja atenuación

(valores bajos de Q_p) al suroeste de la laguna, extendiéndose hacia el centro del CGCP. El contraste con los valores bajos de Q_p es del 13%.

La siguiente, capa número tres, con un valor inicial de $Q_p = 87$ tiene similar variación y conserva en general, el patrón de distribución de factores de calidad de la capa anterior. La zona de baja atenuación observada al centro del CGCP se extiende hacia el norte. Hacia el noreste se observa una disminución de la atenuación.

La cuarta capa, se extiende entre 2.0 y 2.5 Km, con una variación de factores de calidad entre 82.5 y 87.5 y un valor inicial de $Q_p = 87$. Se observa una disminución de la atenuación abajo de la zona del volcán Cerro Prieto la cual se une a la existente al suroeste de la laguna de evaporación. Además, se observa una disminución el contraste del valor inicial, con los valores bajos de Q_p , de 13% a 5%. Además, se observa en el noreste del CGCP, un avance, hacia el suroeste, en la disminución de la atenuación.

En la siguiente capa, la quinta de las consideradas, se tiene una variación de factores de calidad entre 86 y 88.5, un valor inicial de $Q_p = 87$ y el espesor de la capa se encuentra entre 2.5 y 3.00 Km. En esta capa se observa un cambio importante en la distribución de los factores de calidad, prácticamente se invierte el orden con respecto a la capa anterior, con la excepción de la baja atenuación bajo el volcán de Cerro Prieto.

En la siguiente capa, entre 3.00 y 4.00 Km (capa 6) se conserva en general, el patrón de distribución de factores de calidad de la capa cuatro, con un contraste menor. Al centro del CGCP se observa un ligero aumento en la atenuación. El valor inicial de Q_p es de 87 la inversión arrojó una oscilación de los valores de Q_p entre 86 y 88.

En la séptima capa, que representa una profundidad entre 4.00 y 6.00 Km la variación de factores de calidad es de 600 a 150, a partir de un valor inicial de $Q_p = 230$, que

representa entre el 260 y 34 % de variación respectivamente. La mas baja atenuación se determina al centro del CGCP y mientras una alta atenuación se observa al oeste de la laguna de evaporación.

Para estimar el comportamiento del modelo utilizado, se pueden comparar las gráficas de las figuras 33 a 37 en las que se tienen los valores de δQ_p^{-1} utilizados en la inversión, contra los obtenidos por el modelo invertido que se pueden apreciar en los resultados de este capítulo (Figuras 78 a 85). Además, se incluyen las gráficas (Figuras 94 y 95) de los residuales de t^* , los observados menos los calculados, en la inversión de Q_s y Q_p .

7.6 DISCUSIÓN

En este capítulo no fue posible determinar la estructura de velocidades y por consecuencia no se calcularon los factores de atenuación de la onda S, por los motivos ya mencionados. Entonces, la discusión de los resultados la centraré en la interpretación de la estructura de velocidades y atenuación de las ondas P, auxiliado por los resultados de atenuación de las ondas S del capítulo anterior. Para tal efecto se hizo una interpolación de los resultados del factor de calidad calculado en el capítulo anterior, para observar su variación en las mismas capas propuestas en este capítulo (Figuras 86 a 92).

El comportamiento de la velocidad de las ondas P en medios porosos con saturación parcial de fluidos es similar al de su atenuación. Ito et al, (1979) encontró que la velocidad de las ondas P es mayor en condiciones de saturación de agua y menor en condiciones transitorias y aumenta monótonamente conforme se seca la roca. La velocidad decrece

gradualmente con el incremento de la saturación de agua, seguido de un repentino incremento conforme se acerca a su saturación (Liu, *et al.*, 2001.) En el comportamiento también influye la temperatura del medio y la combinación con su saturación, una región de alta velocidad y bajo valor de Q puede ser un área con agua en ebullición (Evans y Zucca, 1988.)

Analizando los resultados encontramos que la primera capa, no presenta una variación significativa en la atenuación, por lo que omitiré su interpretación. Con respecto a la velocidad de las ondas P podemos observar una zona de baja velocidad al suroeste de la laguna de evaporación, asociada a los sedimentos no consolidados de esa zona producto de los abanicos aluviales de la sierra Cucapá y por aportaciones hidráulicas de la misma sierra. Al norte de la laguna también se observan baja velocidad de las ondas P, que se pueden asociar a la roca extrusiva superficial del volcán Cerro Prieto. La zona de alta velocidad al este del volcán, se sugiere que se relaciona con roca metamórfica de contacto por el intrusivo superficial del volcán y asociada a la falla L reportada por Lippmann (1997) ya que esta zona de alta velocidad continua en las capas subsecuentes, alineada a esta falla.

En la segunda capa se aprecia la intrusión de los acuíferos superficiales del río Colorado, que atenúan la velocidad al noroeste del CGCP. Las zonas de alta velocidad al oeste y sur de la laguna de evaporación se relaciona con el “horst” de las lutitas grises reportadas en esa área por González (1999), que incrementan su densidad con respecto a la capa superior y que corresponden con las anomalías gravimétricas positivas en esa área, reportadas en la misma publicación. Entre las dos áreas de alta velocidad mencionadas, se observa un área con baja velocidad y en la que, de igual forma, la atenuación de P disminuye. Este comportamiento se puede asociar a un afluente de la sierra Cucapá, lo cual

nos permite sugerir que esta área, está saturada ($Q_p \sim 89$). Al norte en esta capa se repite el patrón explicado en la primera capa. Al sur y sureste de la laguna de evaporación se observan áreas con alta atenuación ($Q_p \sim 76$) y baja velocidad de las ondas P, mientras las ondas S presentan baja atenuación ($Q_s \sim 160$ y $Q_p / Q_s \sim 0.48$) en esa área lo cual indica un material de baja densidad o muy fracturado, con menor presencia de fluidos, sugiriendo que la alta atenuación al sur esta asociada a la falla Cerro Prieto, ya que de esta zona se observa una alineación con alta velocidad de las ondas P en su borde oeste, mientras en el borde hacia el este la velocidad disminuye, representando una falla normal.

La tercera capa presenta prácticamente el mismo patrón de velocidades y atenuación que la capa anterior, con una ligera tendencia al aumento de velocidad y disminución de la atenuación asociada al incremento de la densidad de los materiales por la consolidación y presión litológica. Esta tendencia se prolonga hasta la cuarta capa, con una migración de las bajas velocidades de P hacia el centro del CGCP, sugiriendo que el flujo de fluidos desciende hacia el centro, la atenuación de P disminuye, sugiriendo una saturación con fluidos ($Q_p = 89$). Se observa una mejor correlación entre la variación de la velocidad de las ondas P y la interpretación gravimétrica presentada por González (1999) y un aumento de la velocidad bajo el volcán Cerro Prieto, asociado al intrusivo que le dio origen.

En la quinta capa se observa un incremento de la velocidad en lo que se interpreta como la falla Cerro Prieto y una baja atenuación de P, esto se podría atribuir a que el basamento ígneo es alcanzado o podría deberse a que el volumen está completamente saturado ($Q_p \sim 89$). La atenuación de S aumenta ($Q_s \sim 215$ y $Q_p / Q_s \sim 0.41$) en esa área y profundidad apoyando la hipótesis de una saturación. Al noroeste de la laguna de evaporación, la velocidad se incrementa bajo el área del volcán. Además, se aprecia un

incremento general de la velocidad de 5% aproximadamente debido al cambio de unidad litológica formada esencialmente de lutita gris (Álvarez, 1999) y la capa impermeable de lodolitas y lutitas café (Lippmann *et al.*, 1997) , con mayor densidad en la misma proporción. Al centro del CGCP la atenuación de P aumenta junto con la velocidad, esto sugiere la presencia de vapor.

En la sexta capa, el valor del factor de calidad no varía con respecto a la anterior, cuando debería presentar un incremento por la presión litológica y el aumento de la densidad. Esto sugiere que hay un aumento general de la atenuación, posiblemente debido al aumento de la temperatura, a esta profundidad hay un incremento substancial en el gradiente térmico (14°C/100m) (García *et al.*, 1999.) La zona de alta velocidad al sur de la laguna de evaporación migra hacia el norte, posiblemente asociada a la falla H ya que sigue su misma trayectoria, a través de la cual el sistema geotérmico es recargado (Fabriol y Munguia, 1997), sugiriendo que esta totalmente saturado, posicionándose al centro del campo. Además, al centro del CGCP la atenuación de P se mantiene en valores altos y la atenuación de las ondas S tiene valores bajos (Q_s alto) esto confirma la presencia de un medio poroso con vapor, ya que el agua en estado gaseoso no incrementa la densidad de la roca porosa. Bajo el volcán Cerro Prieto y al suroeste de la laguna de evaporación se observan áreas con una baja atenuación de P y S, sugiriendo que son elevaciones del basamento bajo el volcán . Pero al suroeste de la laguna la velocidad de P es baja, por lo que se sugiere en esa zona una saturación de fluidos consecuencia del aporte hidrológico de la Sierra Cucapá sobre el abanico aluvial de la misma sierra, encajonado por el “horst” reportado en otros estudios (e. g. Gonzalez, 1999, Madrid y Traslosheros, 1983, Lippmann, *et al.*, 1997) Al noreste del CGCP se observa un afluyente profundo asociándola a la

aportación de una mezcla del acuífero superficial y salmuera hipersalina (Álvarez, 1999 y Lippmann *et al.*, 1997).

En la séptima capa, podemos observar una disminución en la atenuación y altas velocidades de P al centro del CGCP, con valores altos de $Q_p \sim 600$ ya que a esta profundidad se alcanza el basamento granítico. Mientras, al oeste la atenuación se incrementa, $Q_p \sim 150$ y $Q_s \sim 300$ asociándola con una saturación de fluidos consecuencia del aporte hidrológico de la Sierra Cucapá sobre el abanico aluvial de la misma sierra, encajonados de igual forma que en la capa superior y confirmándose con los bajos valores de V_p en la zona.

La última capa propuesta tiene una pobre resolución, por lo que no será discutido el comportamiento de las variaciones de velocidad y atenuación en dicha capa.

7.7 CONCLUSIONES

Al disponer de 3 parámetros; Q_p , V_p y Q_s , para interpretar la interrelación de su variación con respecto a otros estudios, permite comprobar que los valores calculados concuerdan con la realidad ya conocida por otros estudios bajo el CGCP. He podido comprobar que los valores encontrados de Q_p y Q_s concuerdan con los resultados de estudios geofísicos previos; geológicos, termodinámicos, gravimétricos, sísmicos, geohidrológicos y de subsidencia.

Con respecto a la atenuación podemos decir que su variación, en las capas intermedias es significativa, de 28% entre el valor máximo y mínimo calculados. En promedio esta variación es del 10%. Los promedios de Q_p para las capas intermedias, de la

número dos a la ocho, el orden es ascendente con la profundidad, son; 86.48, 86.44, 86.83, 87.54, 87.10 y 268.13 respectivamente.

El cociente Q_p/Q_s en general es ~ 0.5 en las capas intermedias y aún en capas profundas donde hay saturación, mientras ésta relación en la capa 7 presenta un cociente de $Q_p/Q_s = 2.0$, en zonas donde se alcanza el basamento, se sugiere que el basamento está seco. Los valores de Q_p en las zonas intermedias son; 76 y 90 el más alto que se encuentra con una saturación del material y se comprueba que su comportamiento en general obedece al presentado en la figura 43. El cociente de menor valor es de 0.26 y se encontró en la tercera capa entre 1.50 y 2.00 Km de profundidad.

La variación en la velocidad de las ondas P contribuye a determinar la presencia de fluidos en zonas que se sugiere están saturadas. Los valores de la velocidad varían en promedio, con un porcentaje de 6%. La figura 93 es un corte S-N, sobre la longitud -115.25 y muestra un esquema del flujo hidráulico desde el acuífero superficial, hasta el yacimiento geotérmico.

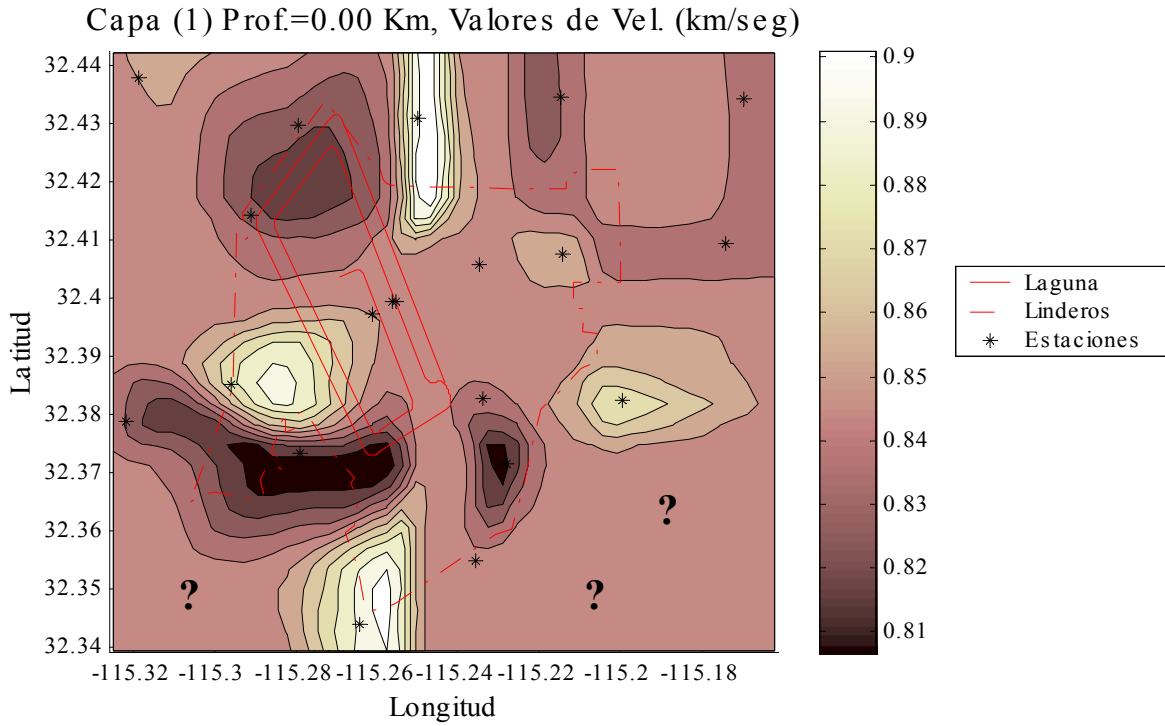


Figura 70. Variaciones de $V_p=0.85$ km/seg, para la capa entre 0.0 y 1.00 Km

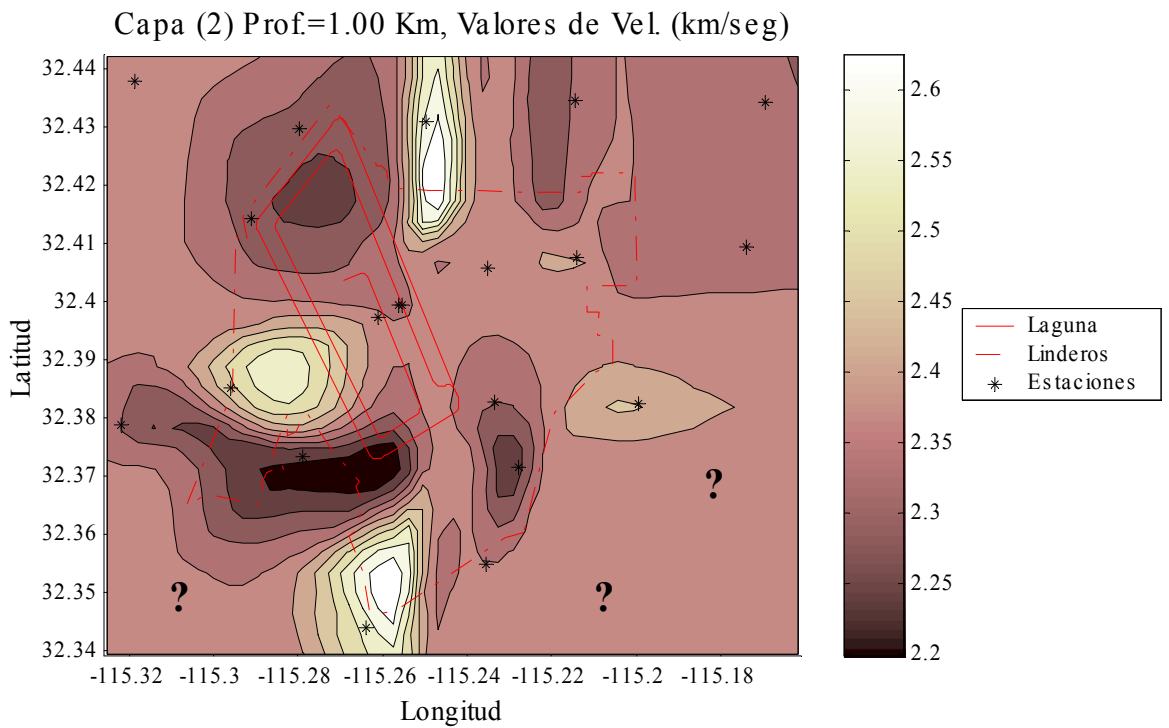


Figura 71. Variaciones de $V_p=2.38$ km/seg, para la capa entre 1.00 y 1.50 Km

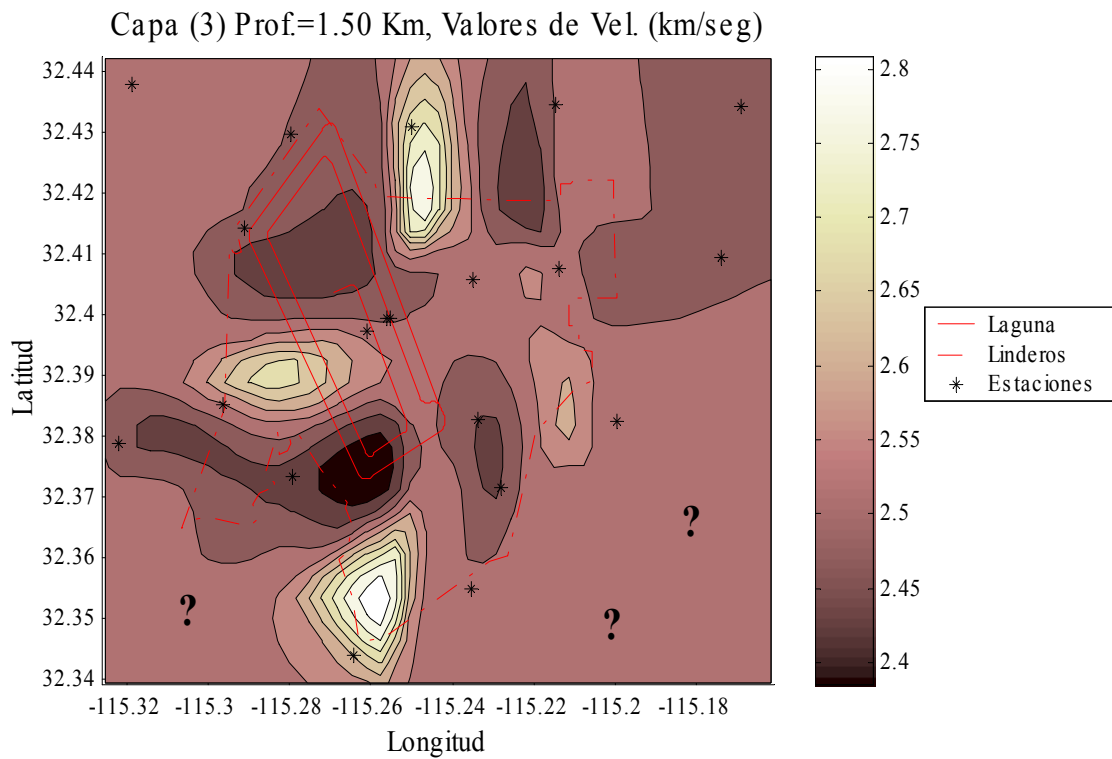


Figura 72. Variaciones de $V_p=2.53$ km/seg, para la capa entre 1.50 y 2.00 Km

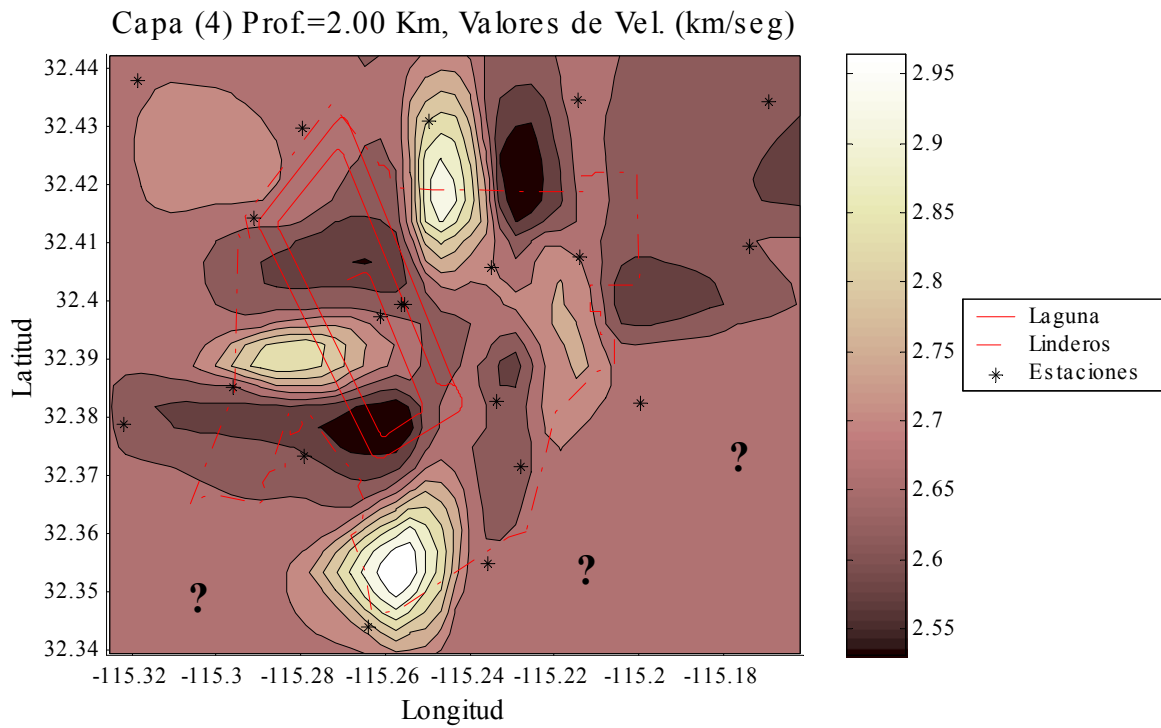


Figura 73. Variaciones de $V_p=2.68$ km/seg, para la capa entre 2.00 y 2.50 Km

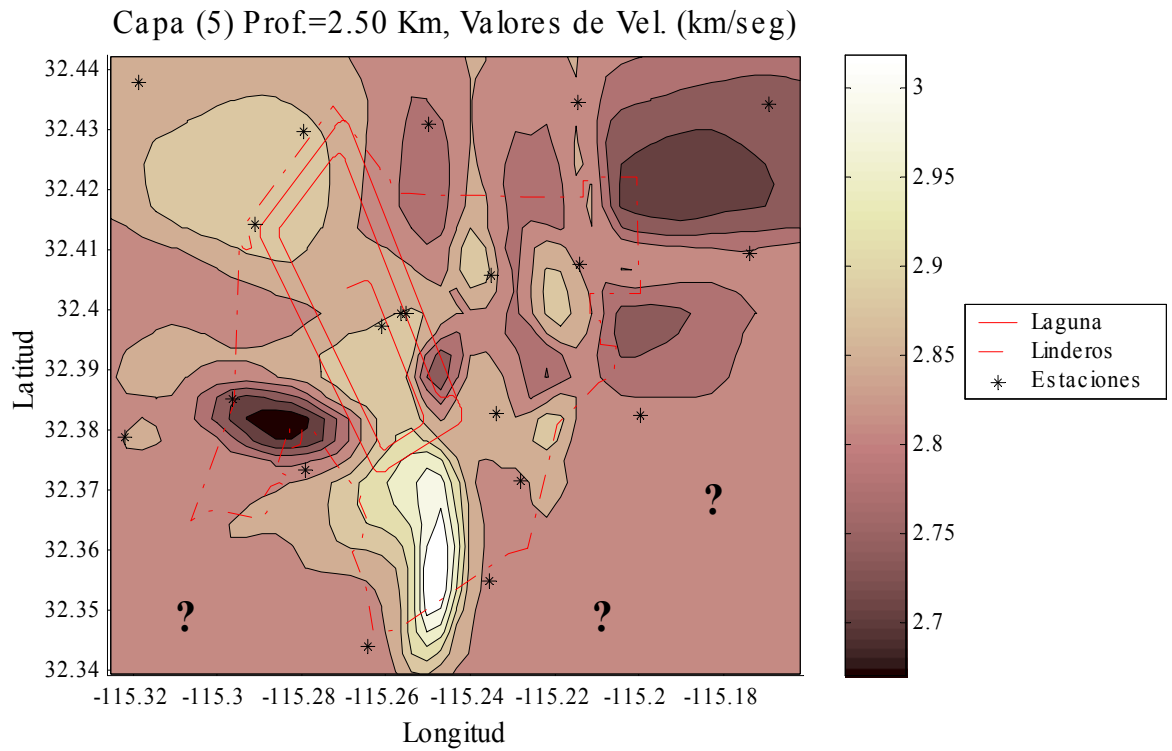


Figura 74. Variaciones de $V_p=2.84$ km/seg, para la capa entre 2.50 y 3.00 Km

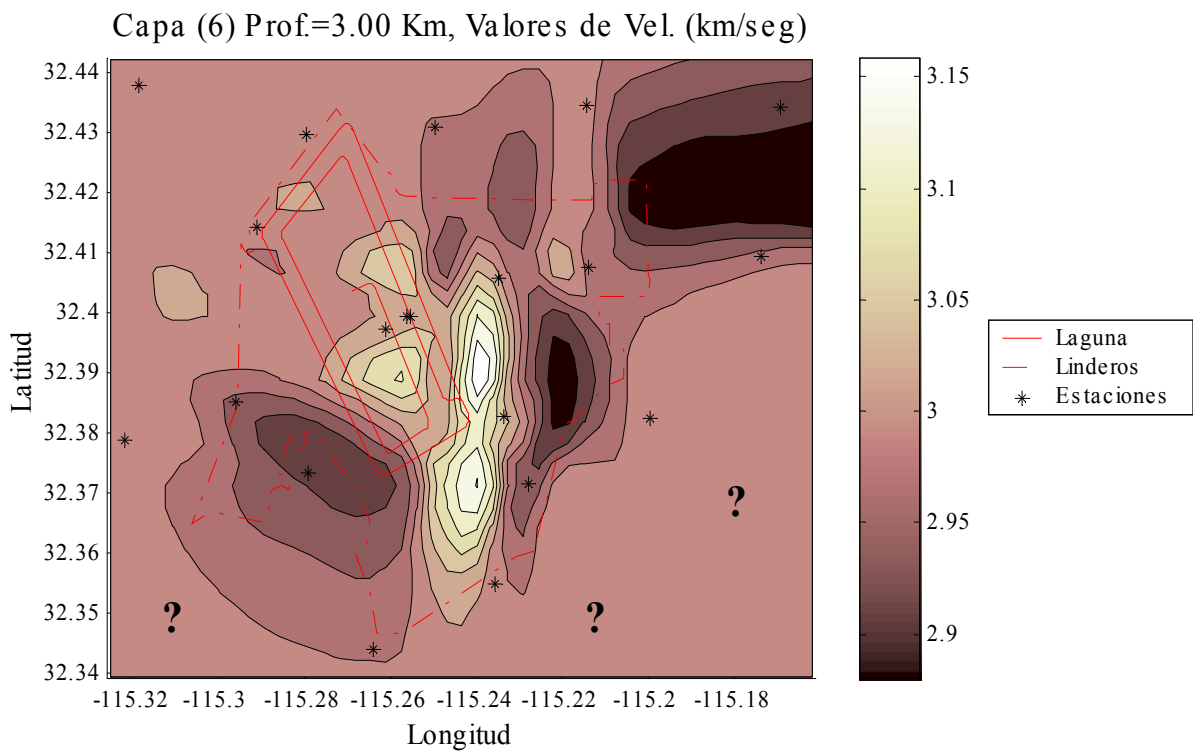


Figura 75. Variaciones de $V_p=3.00$ km/seg, para la capa entre 3.00 y 4.00 Km

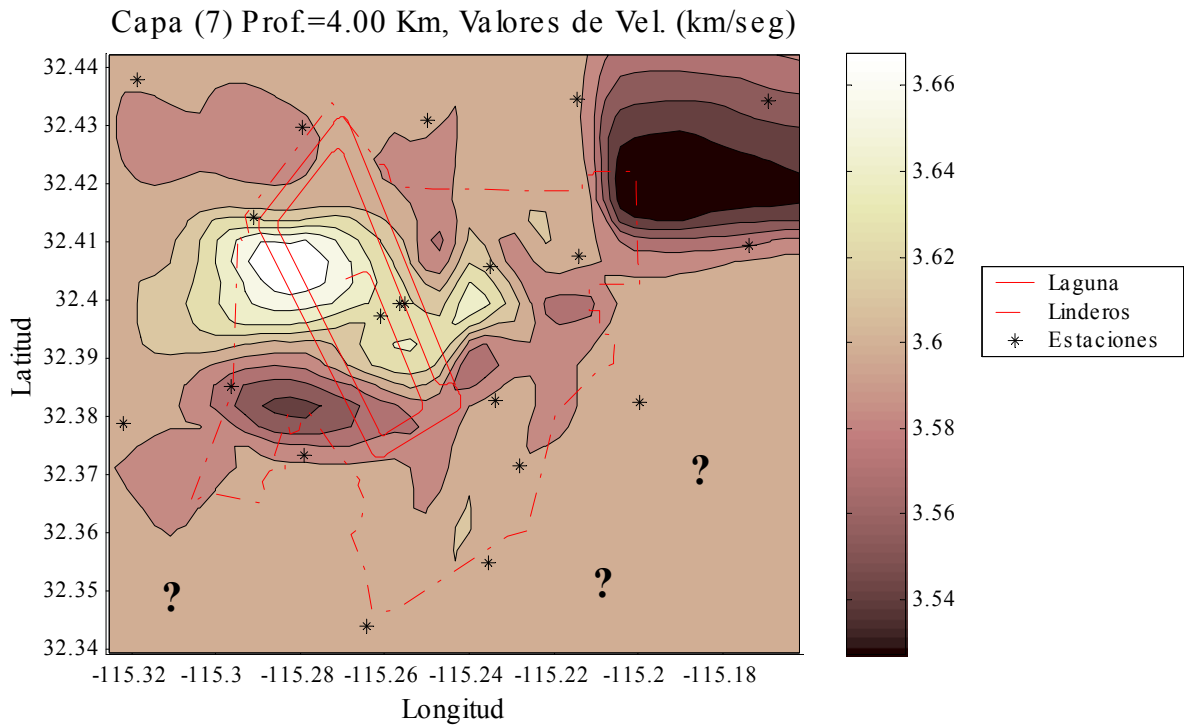


Figura 76. Variaciones de $V_p=3.60$ km/seg, para la capa entre 4.00 y 8.00 Km

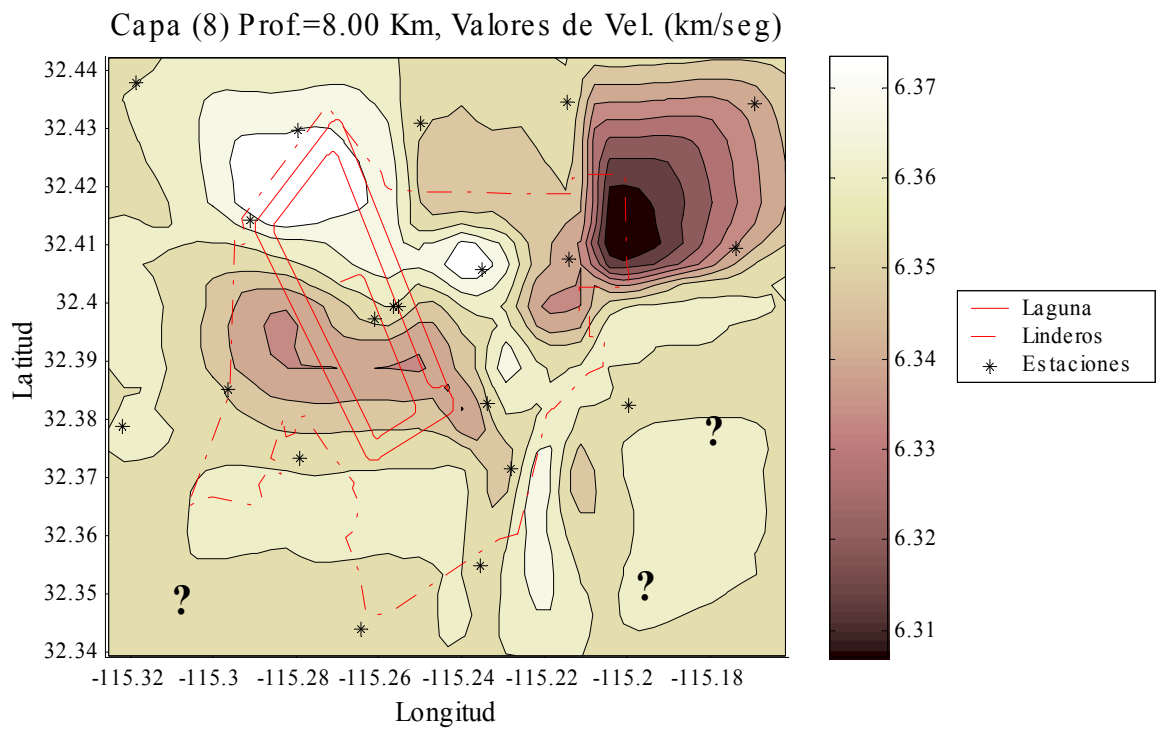


Figura 77. Variaciones de $V_p=6.30$ km/seg, a profundidad mayor a 8.00 Km

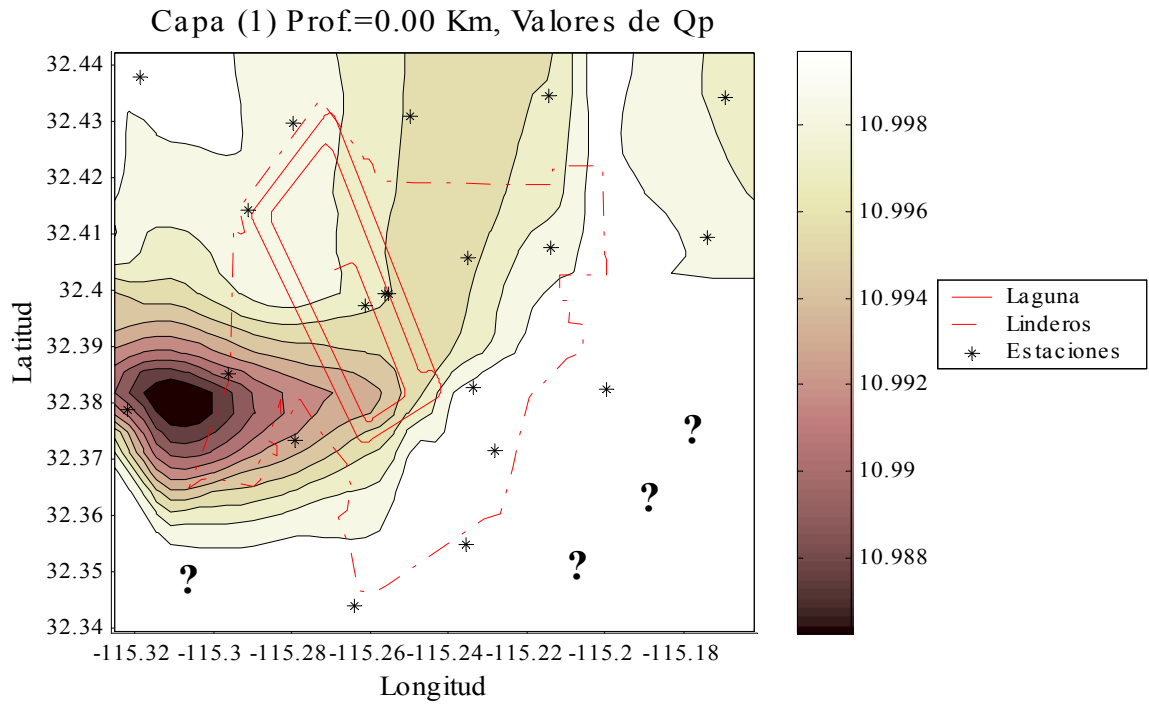


Figura 78. Variaciones de $Q_p = 11$, para la capa entre 0.0 y 1.00 Km

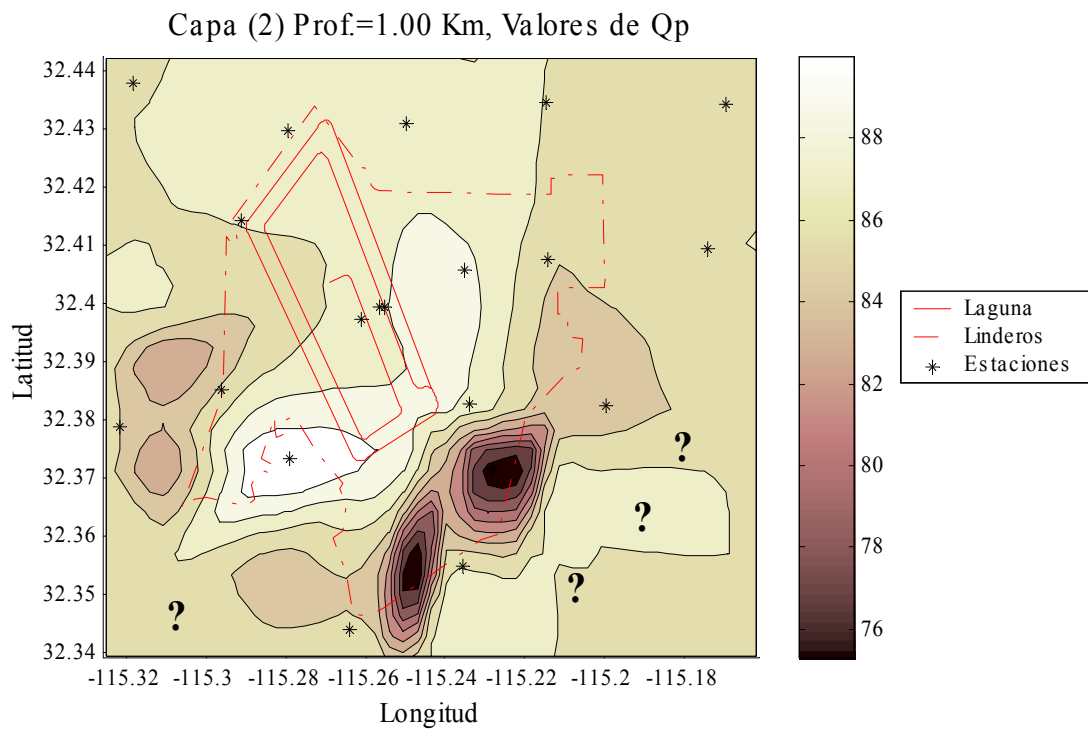


Figura 79. Variaciones de $Q_p = 86$, para la capa entre 1.00 y 1.50 Km

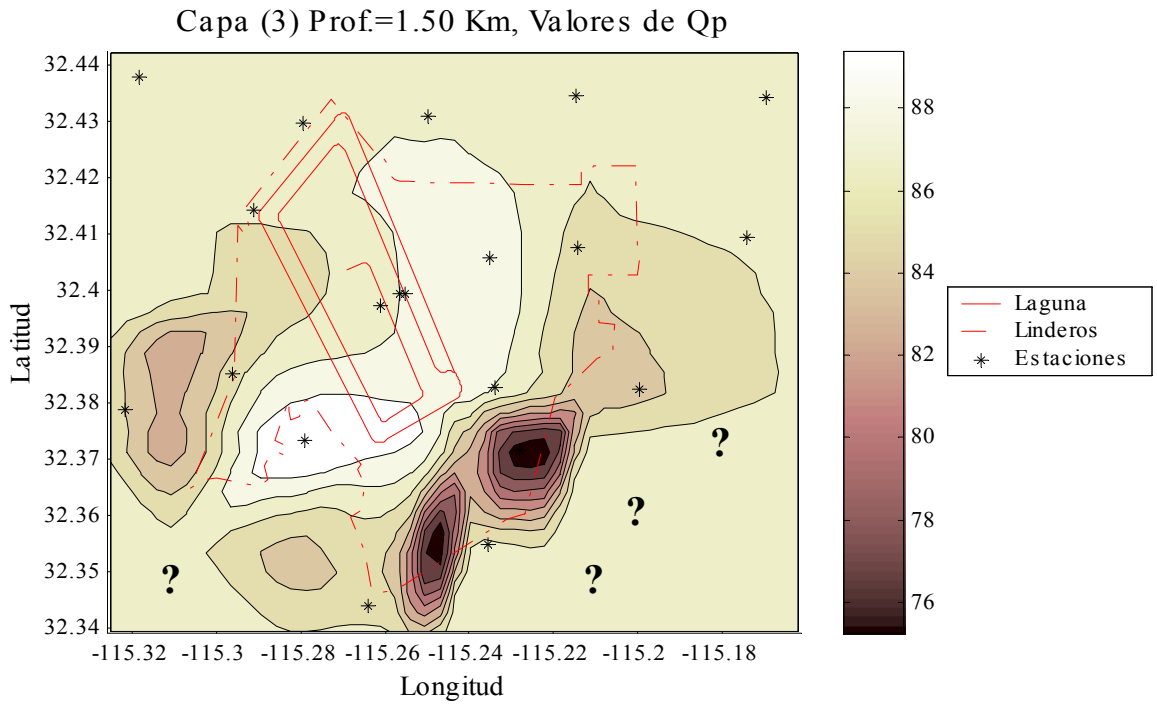


Figura 80 . Variaciones de $Q_p = 86$, para la capa entre 1.50 y 2.00 Km

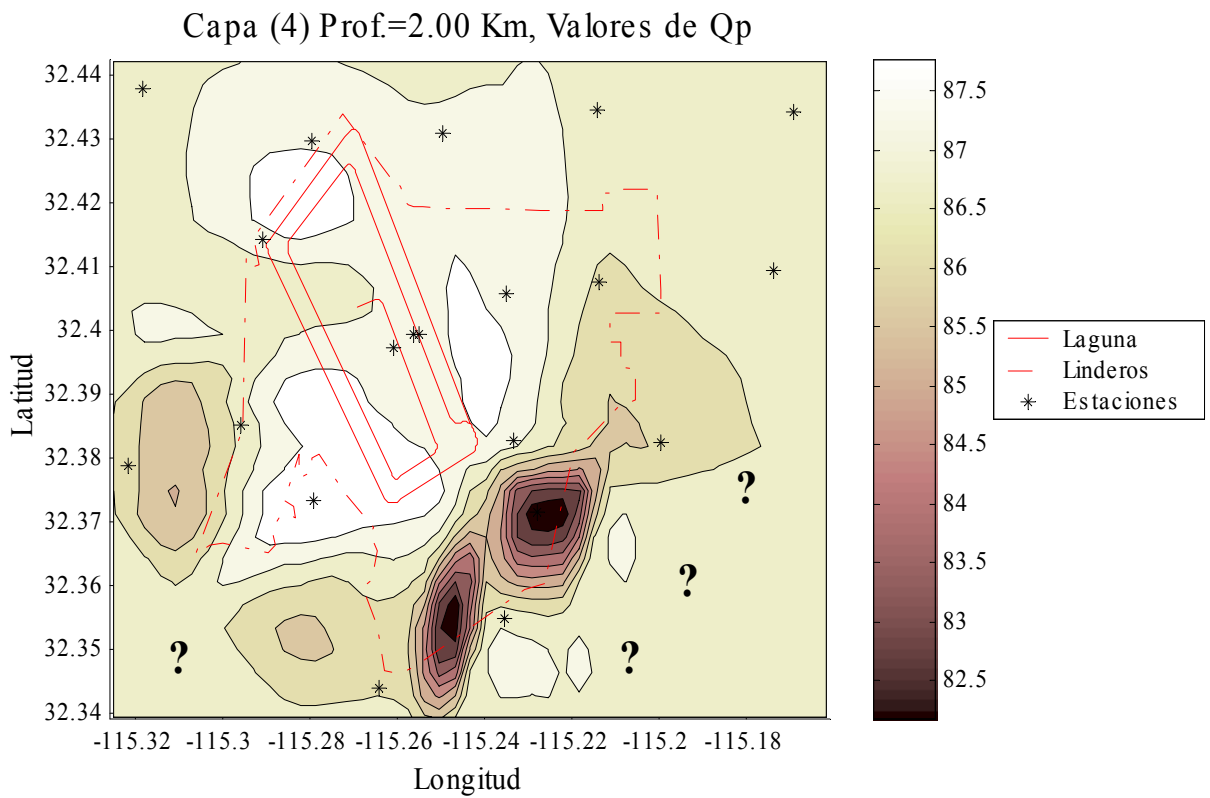


Figura 81 . Variaciones de $Q_p = 87$, para la capa entre 2.00 y 2.50 Km

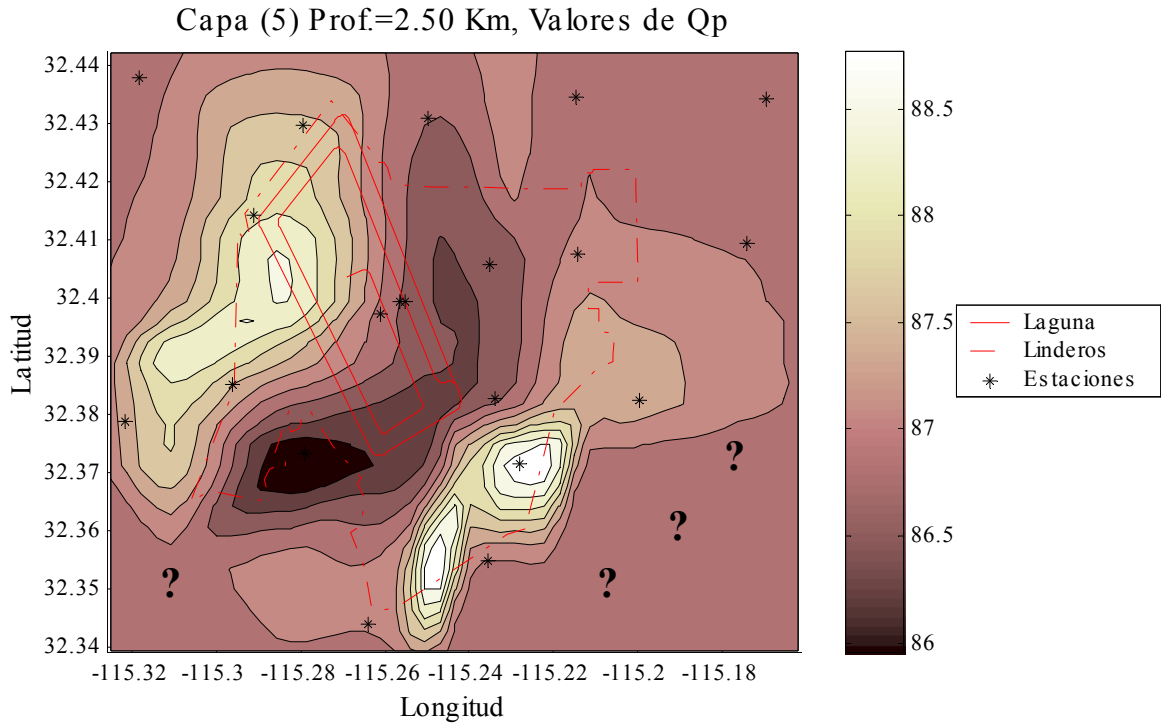


Figura 82. Variaciones de $Q_p = 88$, para la capa entre 2.50 y 3.00 Km

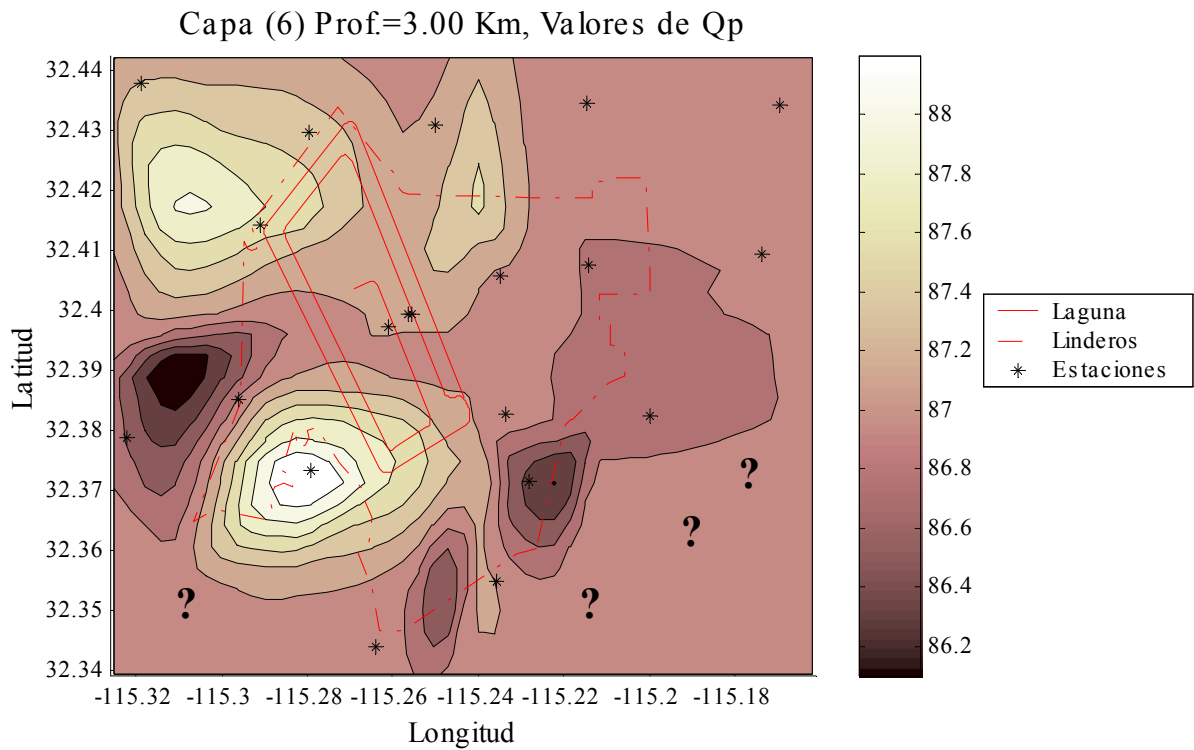


Figura 83. Variaciones de $Q_p = 87$, para la capa entre 3.00 y 4.00 Km

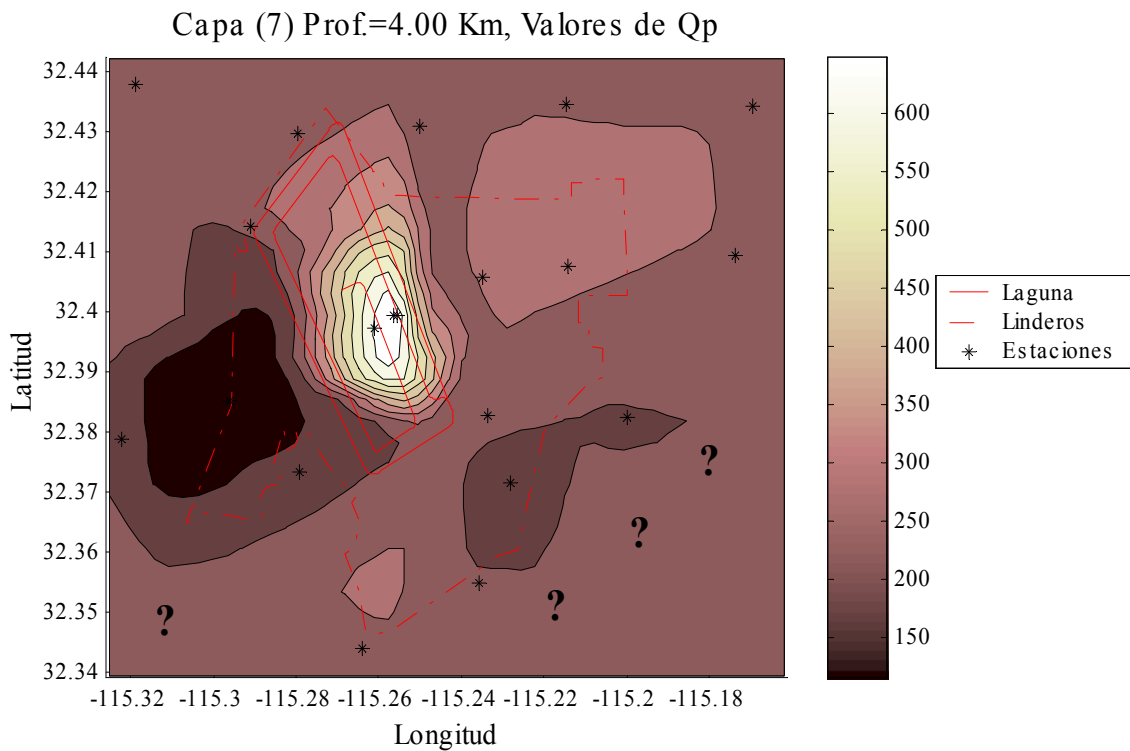


Figura 84. Variaciones de $Q_p = 268$, para la capa entre 4.00 y 8.00 Km

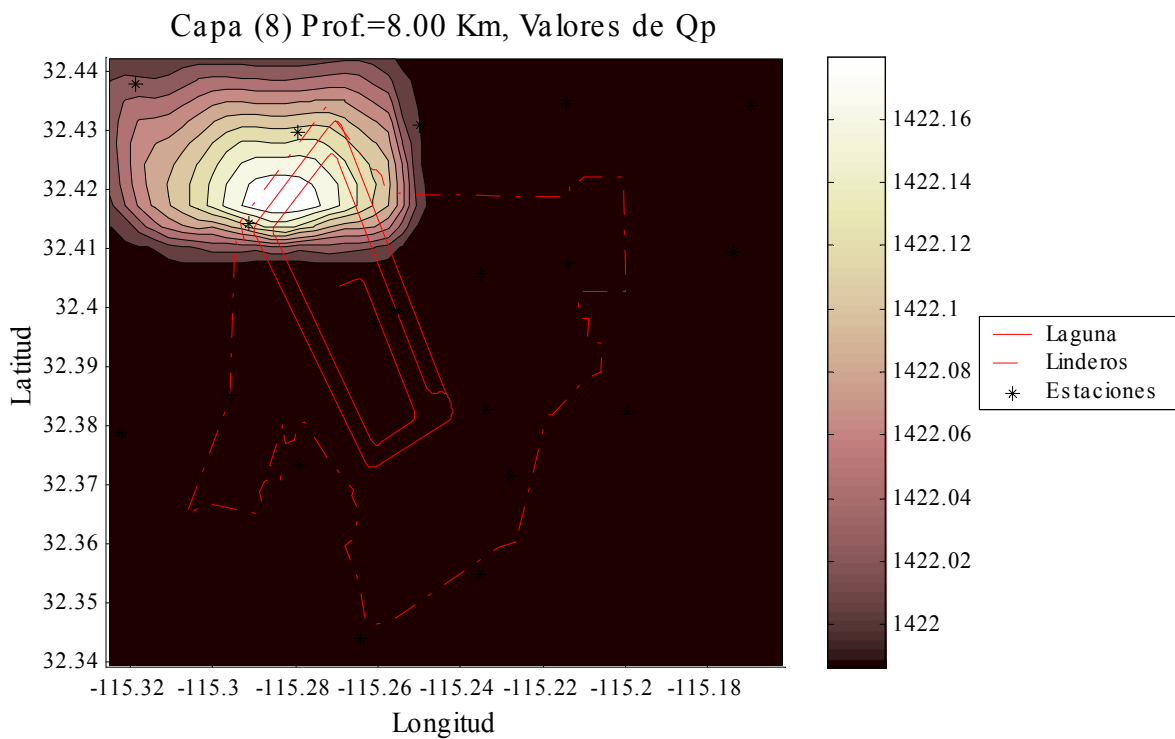


Figura 85. Variaciones de $Q_p = 1422$ a profundidad mayor a 8.00 Km

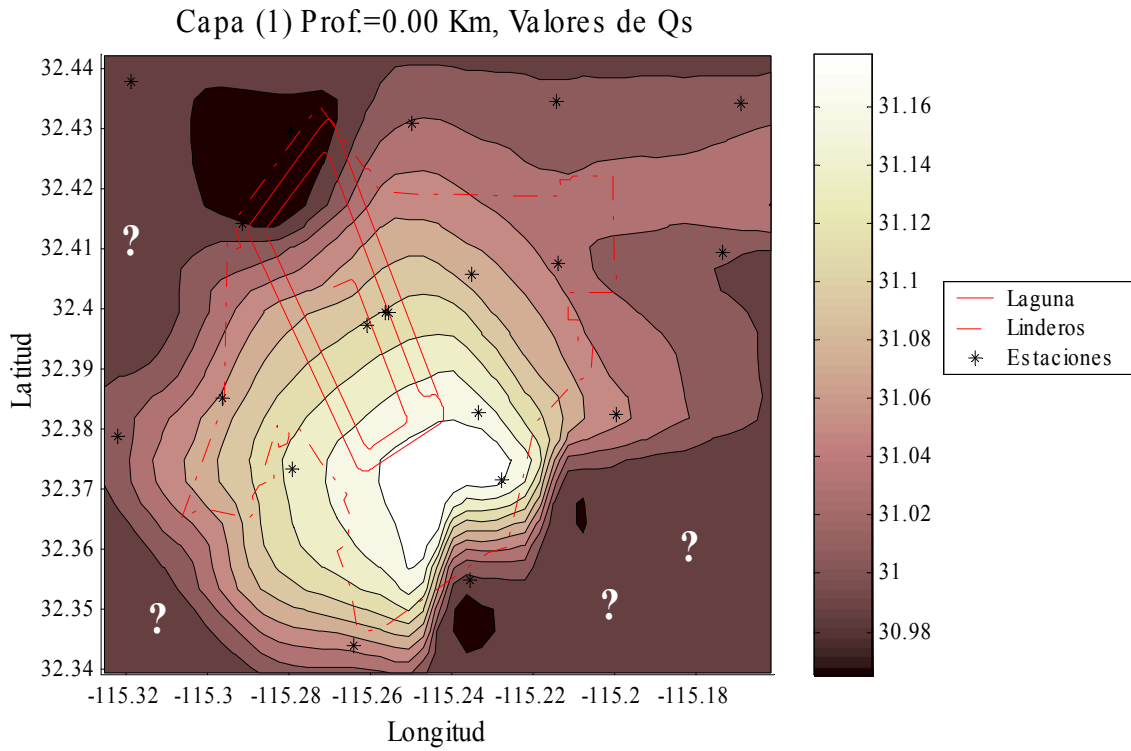


Figura 86. Variaciones de $Q_s = 31$, para la capa entre 0.0 y 1.00 Km

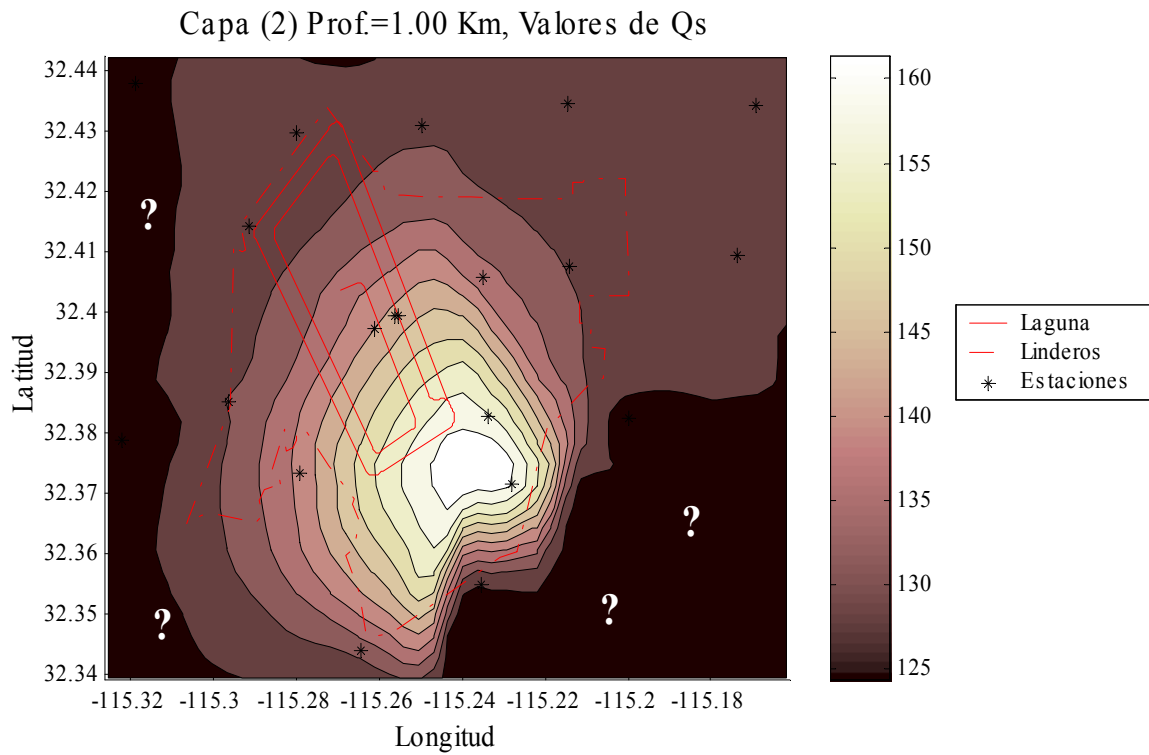


Figura 87. Variaciones de $Q_s = 145$, para la capa entre 1.0 y 1.5 Km

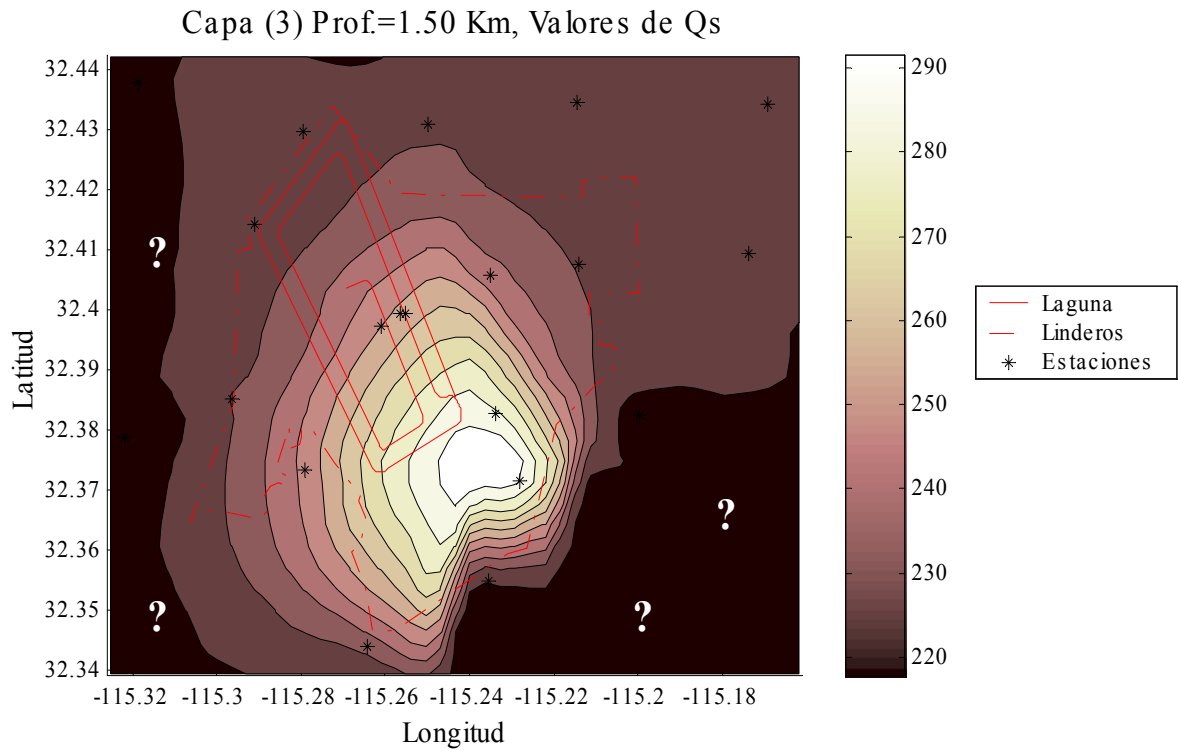


Figura 88. Variaciones de $Q_s = 255$, para la capa entre 1.5 y 2.0 Km

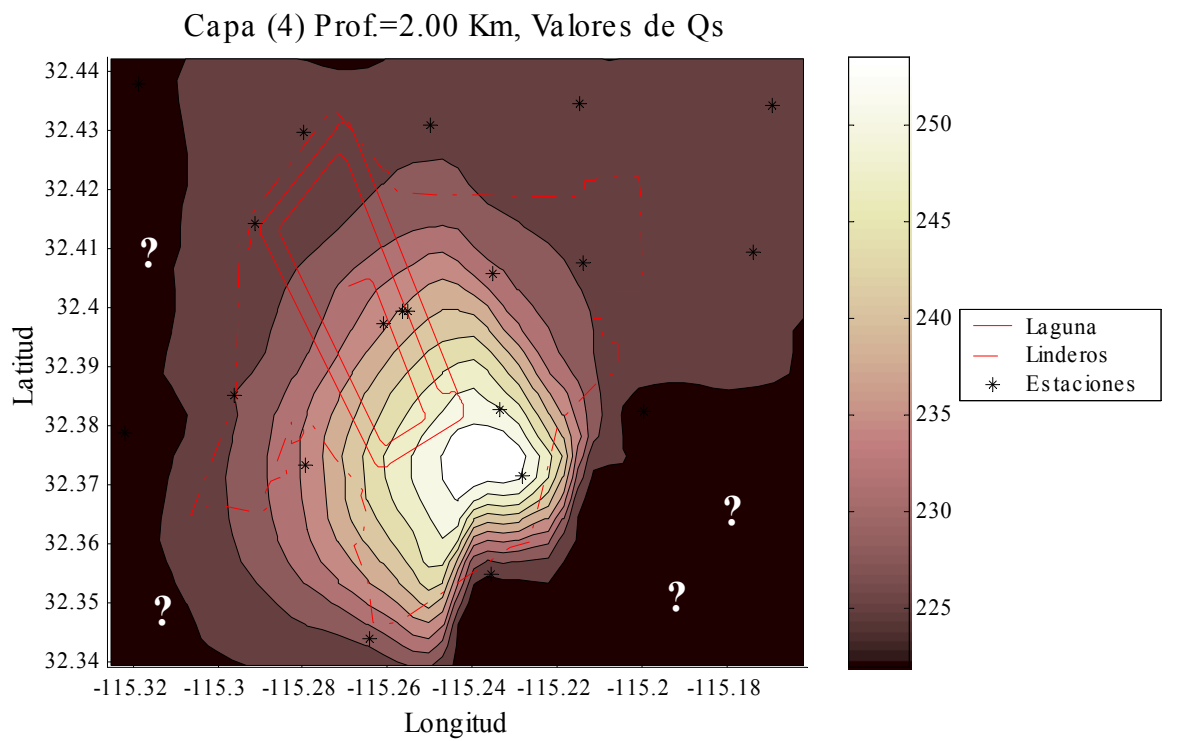


Figura 89. Variaciones de $Q_s = 240$, para la capa entre 2.0 y 2.5 Km

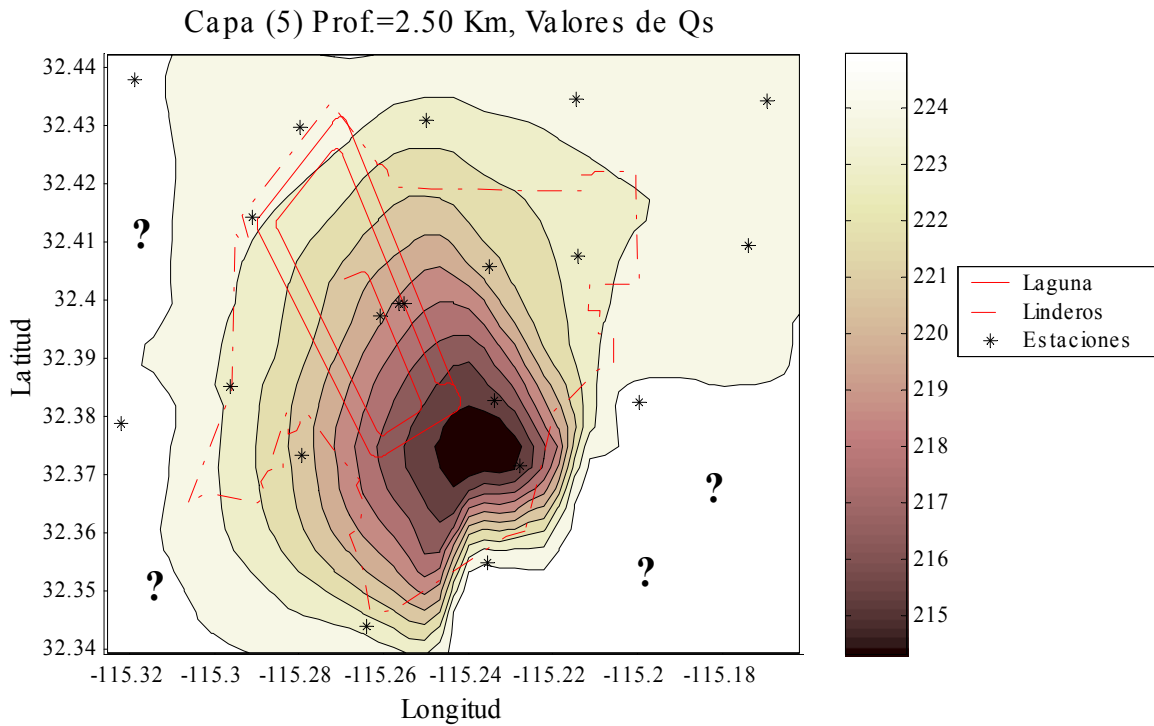


Figura 90. Variaciones de $Q_s = 220$, para la capa entre 2.5 y 3.0 Km

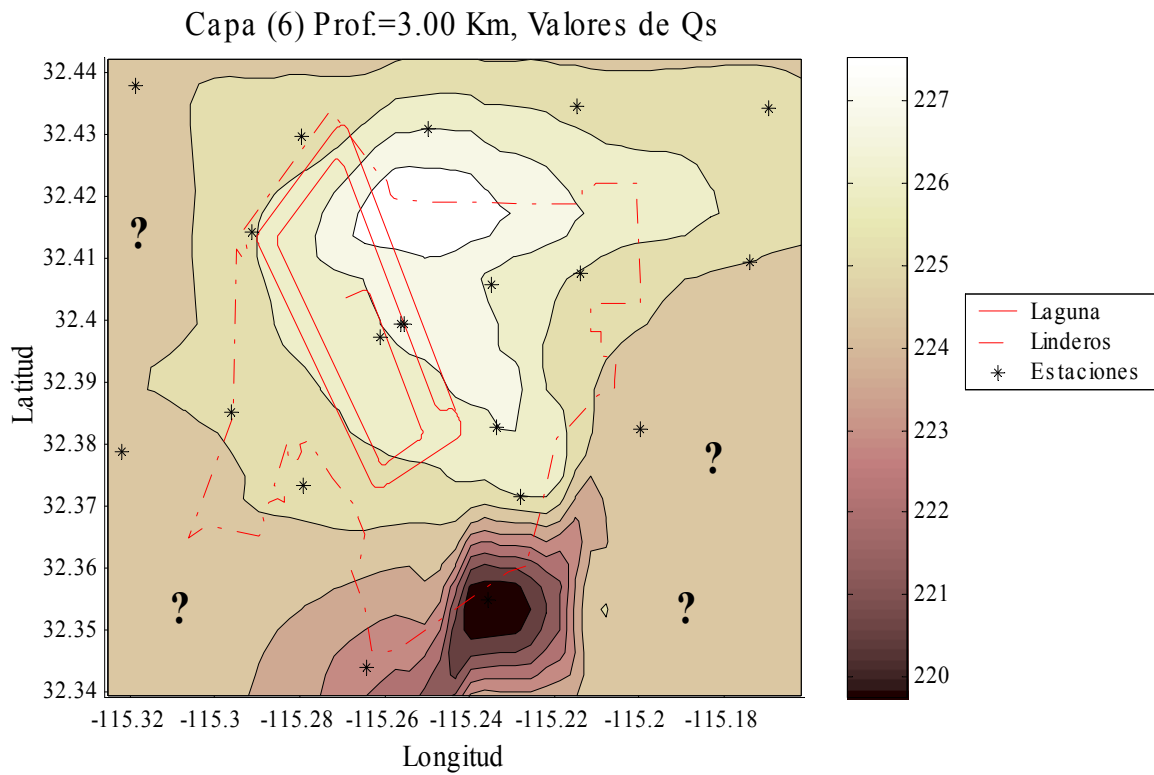


Figura 91. Variaciones de $Q_s = 224$ para la capa entre 3.0 y 4.0 Km

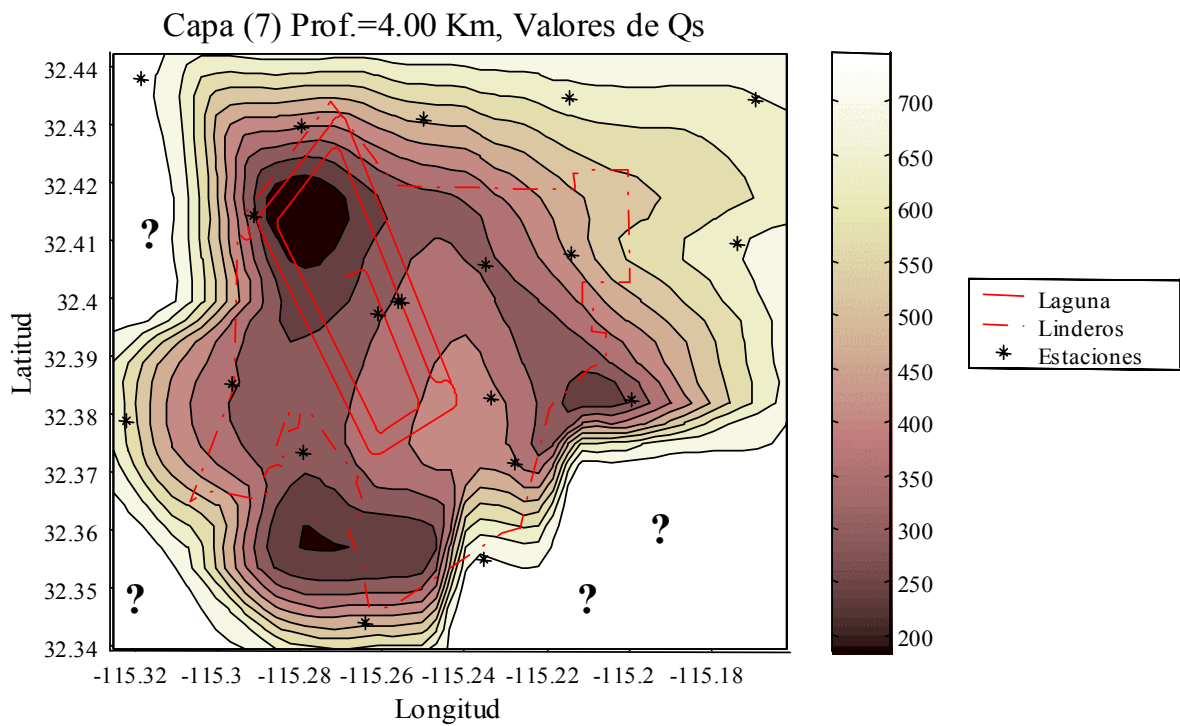


Figura 92. Variaciones de $Q_s = 550$ para la capa entre 4.0 y 8.0 Km

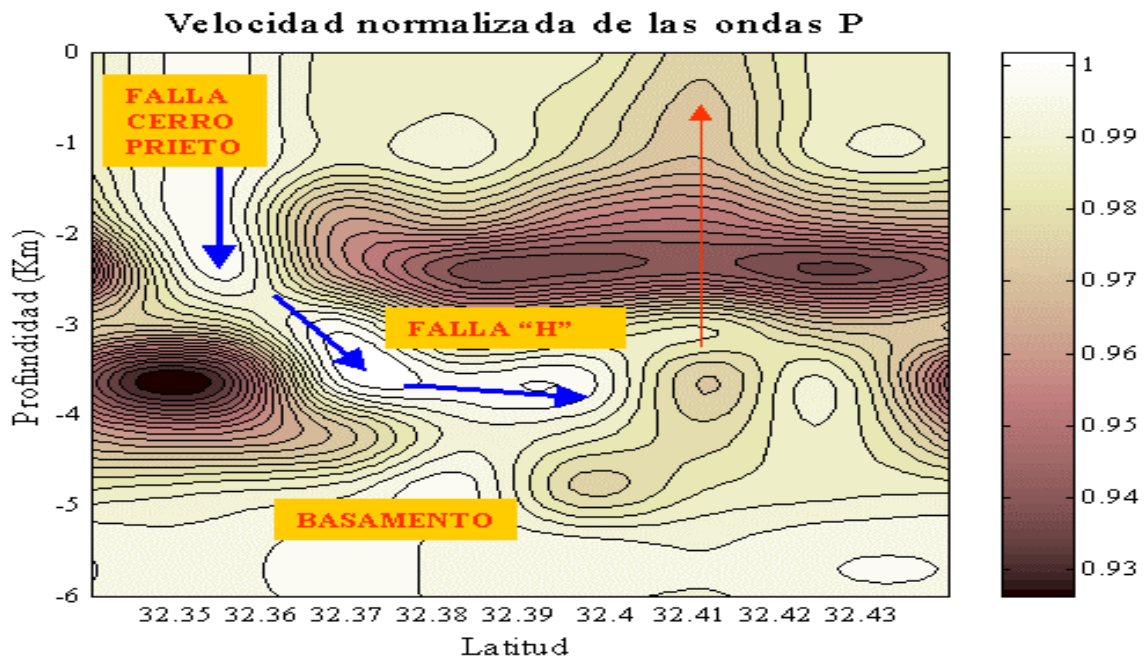


Figura 93. Corte vertical (S-N), sobre la longitud -115.25 . Las flechas indican el flujo hidráulico del acuífero superficial, hasta el yacimiento geotérmico. Se indican las fallas geológicas. La escala corresponde a las velocidades de las ondas P normalizadas, de las capas representadas en las figuras 70 a 77.

Tabla XIV. Parámetros hipocentrales iniciales de los eventos utilizados en la inversión tridimensional. No. número de evento. Fecha-mes y día; H-hora, M-minuto; Seg.-segundo; Latitud y Longitud en grados; Prof.-profundidad focal en Km; M_D -magnitud de duración; N.U.-número de veces registrado; RMS-raíz del cuadrado medio del error de la localización.

No.	Fecha	H M seg	Latitud	Longitud	Prof.	M_D	N.U.	RMS
1	527	0451 46.95	32N23.47	115E14.21	4.78	0.63	9	0.11
2	607	16 4 3.01	32N22.58	115E14.28	4.48	1.15	7	0.12
3	610	0450 31.94	32N23.14	115E14.37	4.2	1.05	8	0.05
4	622	1512 53.34	32N24.05	115E12.97	5.11	1.29	10	0.17
5	629	1659 18.97	32N22.24	115E14.54	4.27	0.87	8	0.13
6	705	1846 38.14	32N24.40	115E14.16	4.16	1.1	10	0.2
7	708	1530 11.16	32N22.83	115E14.84	3.79	1.2	12	0.2
8	715	2316 47.83	32N24.16	115E13.57	4.56	0.96	11	0.12
9	802	0735 24.78	32N22.79	115E14.52	4.54	0.97	12	0.16
10	811	05 5 43.27	32N24.41	115E13.09	5.75	0.77	13	0.17
11	826	2026 9.07	32N22.48	115E14.30	4.91	0.98	13	0.14
12	827	0714 36.40	32N23.03	115E14.20	4.67	0.77	12	0.16
13	909	0630 44.25	32N24.43	115E14.93	3.77	0.89	12	0.12
14	909	0637 37.90	32N24.38	115E15.21	4.51	1.09	12	0.13
15	923	0554 13.82	32N22.06	115E14.63	4.42	1.16	12	0.1
16	923	0555 58.20	32N21.84	115E14.62	4.74	0.63	8	0.14
17	923	0556 17.71	32N21.74	115E14.63	4.77	1	8	0.15
18	923	0559 26.20	32N22.01	115E14.43	4.18	1.01	14	0.16
19	1018	04 6 27.44	32N24.47	115E17.97	5.3	1.26	11	0.04
20	1020	0124 7.55	32N25.64	115E19.18	5.18	0.78	7	0.03
21	1020	0139 14.05	32N24.45	115E17.98	4.34	1.33	13	0.05
22	1020	0416 51.46	32N24.83	115E17.88	3.78	1.28	11	0.05
23	1021	1836 37.77	32N24.84	115E17.64	6.07	1.24	13	0.06
24	1025	0031 29.53	32N24.78	115E18.35	6.33	0.97	8	0.05
25	1028	1839 21.61	32N22.63	115E17.90	3.97	1.19	10	0.05
26	1029	0659 30.80	32N25.69	115E18.29	3.88	1.4	10	0.06
27	1029	0711 15.00	32N22.22	115E18.01	4.67	1.14	12	0.05
28	1104	0121 13.65	32N25.35	115E18.01	4.97	1.37	9	0.05
29	1104	0221 12.88	32N24.64	115E16.83	4.4	0.26	9	0.04
30	1104	0523 8.21	32N25.84	115E18.74	5.88	0.54	9	0.04
31	1104	0549 14.01	32N25.03	115E18.09	5.02	0.18	8	0.04

Tabla XIV. Continuación									
32	1104	0750	58.47	32N25.41	115E18.02	4.82	1.07	13	0.05
33	1104	2028	3.61	32N24.59	115E17.42	4.7	0.43	8	0.06
34	1106	1444	7.61	32N25.05	115E18.29	5.95	1.42	12	0.06
35	1108	0728	32.91	32N24.98	115E17.61	3.04	0.41	7	0.05
36	1108	0912	21.55	32N25.29	115E18.64	5.02	0.46	9	0.06
37	1115	1428	44.14	32N25.53	115E19.40	6.67	0.85	10	0.06
38	10211	06 4	28.77	32N23.25	115E16.54	4.32	0.93	9	0.15
39	10211	0625	54.42	32N23.56	115E16.47	4.37	1.13	9	0.11
40	10211	1330	8.77	32N23.03	115E16.47	5.21	1.26	9	0.11
41	10211	1524	57.30	32N23.49	115E16.74	3.7	1.5	7	0.05
42	10211	2059	29.88	32N23.01	115E16.32	4.24	1.26	10	0.14
43	10211	2238	8.07	32N23.68	115E16.38	4.09	1.5	9	0.08
44	10211	2239	48.23	32N23.45	115E16.52	4.75	1.1	9	0.11
45	10211	23 9	29.87	32N23.05	115E16.33	5.3	0.88	9	0.14
46	10212	0056	16.30	32N23.45	115E16.43	4.41	1.07	9	0.1
47	10212	1419	1.41	32N23.64	115E16.17	4.72	1.01	7	0.07
48	10212	1748	41.57	32N23.25	115E17.27	4.18	0.94	9	0.05
49	10212	2356	1.36	32N23.36	115E16.41	4.22	1.1	7	0.1
50	10218	0726	51.59	32N22.83	115E14.55	4.41	1.23	8	0.13
51	10223	0529	35.51	32N23.83	115E16.28	3.84	1.18	9	0.18
52	10224	0312	51.33	32N24.91	115E16.50	3.87	1.12	8	0.23
53	10225	01 1	19.33	32N24.70	115E16.88	3.91	1.18	7	0.07
54	10225	0359	46.08	32N24.92	115E16.75	3.59	1.26	7	0.07
55	10305	2034	.51	32N23.34	115E14.48	4.13	1.52	9	0.14
56	10324	1415	42.70	32N23.41	115E16.31	3.81	1.29	9	0.19
57	10409	2010	32.35	32N23.30	115E14.56	4.85	1.24	7	0.05
58	10410	0840	17.54	32N23.66	115E14.84	4.03	1.84	12	0.09
59	10413	2256	13.68	32N23.06	115E14.09	5.19	1.58	14	0.16
60	10416	1636	8.61	32N23.26	115E16.16	4.16	1.43	9	0.18

Tabla XIV. Continuación

61	10424	22 0 50.15	32N23.70	115E16.15	5.05	1.74	11	0.17
62	10501	0811 37.26	32N23.47	115E14.51	5	1.64	12	0.18
63	10506	1943 9.41	32N24.12	115E14.72	3.09	1.35	9	0.2
64	10507	0343 18.37	32N24.76	115E13.52	5.44	1.49	11	0.04
65	10509	0959 33.20	32N22.35	115E18.61	6.02	1.28	13	0.13
66	10213	03 0 53.95	32N23.28	115E16.81	5.14	1.23	8	0.06
67	10213	0335 11.41	32N23.22	115E17.04	4.39	1.17	8	0.05
68	10212	2146 53.11	32N23.93	115E16.90	5.33	1.16	7	0.05
69	10512	0142 55.31	32N24.17	115E15.15	3.99	1.43	12	0.17
70	10601	0437 4.42	32N23.52	115E17.70	6.06	1.33	10	0.13
71	10601	1439 14.40	32N24.41	115E14.10	4.63	1.52	10	0.18
72	10804	1513 .86	32N23.10	115E14.16	4.36	1.49	10	0.21
73	10906	0945 16.44	32N22.94	115E14.12	5.77	0.98	8	0.15
74	11021	1826 19.49	32N23.50	115E14.61	4.15	1.39	8	0.13
75	11025	2210 22.77	32N21.60	115E12.01	10.53	0.87	7	0.11
76	11029	22 0 18.89	32N23.51	115E14.13	3.94	0.75	7	0.1
77	10211	05 4 7.89	32N23.15	115E16.37	4.56	1.29	10	0.12
78	10213	0350 58.02	32N22.36	115E16.51	5.04	1.12	8	0.11
79	10413	2256 45.89	32N23.14	115E14.40	5.12	1.45	12	0.17
80	10809	0154 50.08	32N24.99	115E16.56	4.51	1.2	10	0.19
81	10213	0335 11.55	32N23.32	115E16.50	4.04	1.17	8	0.09
82	10528	0944 39.29	32N24.64	115E13.26	4.5	1.02	10	0.2
83	10601	0433 4.71	32N23.02	115E17.09	4.56	1.62	11	0.18

Tabla XV. Matriz de resolución de las velocidades en los nodos, calculadas con el SIMUL2000. Los valores indican: El número de nodo en columnas pares y su resolución a la derecha en las columnas impares. Corresponden a las capas entre 2.0 y 4.0 Km de la zona muestreada. **Continua en la pag. siguiente.**

Z = 2 Km									
321	0.00	322	0.02	323	0.18	324	0.09	325	0.00
332	0.01	333	0.09	334	0.28	335	0.14	336	0.13
343	0.04	344	0.28	345	0.33	346	0.25	347	0.26
354	0.04	355	0.25	356	0.25	357	0.29	358	0.16
365	0.02	366	0.24	367	0.17	368	0.08	369	0.07
376	0.00	377	0.19	378	0.28	379	0.14	380	0.06
387	0.01	388	0.17	389	0.38	390	0.15	391	0.20
398	0.01	399	0.03	400	0.03	401	0.00	402	0.02
Z = 2.5 Km									
409	0.00	410	0.05	411	0.08	412	0.09	413	0.01
420	0.01	421	0.25	422	0.47	423	0.35	424	0.13
431	0.01	432	0.36	433	0.56	434	0.43	435	0.29
442	0.02	443	0.41	444	0.56	445	0.39	446	0.25
453	0.03	454	0.38	455	0.57	456	0.28	457	0.25
464	0.01	465	0.32	466	0.45	467	0.26	468	0.25
475	0.04	476	0.36	477	0.42	478	0.20	479	0.29
486	0.00	487	0.04	488	0.02	489	0.01	490	0.04
Z = 3 Km									
497	0.00	498	0.06	499	0.02	500	0.03	501	0.00
508	0.01	509	0.21	510	0.45	511	0.26	512	0.14
519	0.00	520	0.33	521	0.58	522	0.38	523	0.22
530	0.01	531	0.39	532	0.55	533	0.48	534	0.30
541	0.03	542	0.43	543	0.65	544	0.38	545	0.32
552	0.04	553	0.41	554	0.41	555	0.34	556	0.26
563	0.04	564	0.50	565	0.37	566	0.27	567	0.27
574	0.00	575	0.04	576	0.02	577	0.03	578	0.04

Tabla XV. Continuación.									
Z = 2 Km									
326	0.00	327	0.00	328	0.00	329	0.00	330	0.00
337	0.06	338	0.02	339	0.00	340	0.00	341	0.00
348	0.14	349	0.15	350	0.06	351	0.00	352	0.00
359	0.13	360	0.13	361	0.11	362	0.01	363	0.00
370	0.06	371	0.05	372	0.02	373	0.13	374	0.00
381	0.12	382	0.03	383	0.01	384	0.13	385	0.01
392	0.20	393	0.12	394	0.00	395	0.06	396	0.05
403	0.05	404	0.01	405	0.00	406	0.02	407	0.03
Z = 2.5 Km									
414	0.00	415	0.00	416	0.00	417	0.00	418	0.00
425	0.09	426	0.03	427	0.00	428	0.00	429	0.00
436	0.17	437	0.14	438	0.03	439	0.00	440	0.00
447	0.28	448	0.24	449	0.09	450	0.04	451	0.00
458	0.13	459	0.07	460	0.10	461	0.11	462	0.00
469	0.15	470	0.08	471	0.03	472	0.19	473	0.00
480	0.24	481	0.10	482	0.03	483	0.26	484	0.08
491	0.03	492	0.00	493	0.00	494	0.03	495	0.04
Z = 3 Km									
502	0.00	503	0.00	504	0.00	505	0.00	506	0.00
513	0.10	514	0.01	515	0.00	516	0.00	517	0.00
524	0.22	525	0.13	526	0.02	527	0.00	528	0.00
535	0.27	536	0.20	537	0.09	538	0.00	539	0.00
546	0.24	547	0.15	548	0.10	549	0.04	550	0.00
557	0.14	558	0.10	559	0.23	560	0.23	561	0.00
568	0.11	569	0.07	570	0.07	571	0.17	572	0.14
579	0.00	580	0.00	581	0.00	582	0.04	583	0.03

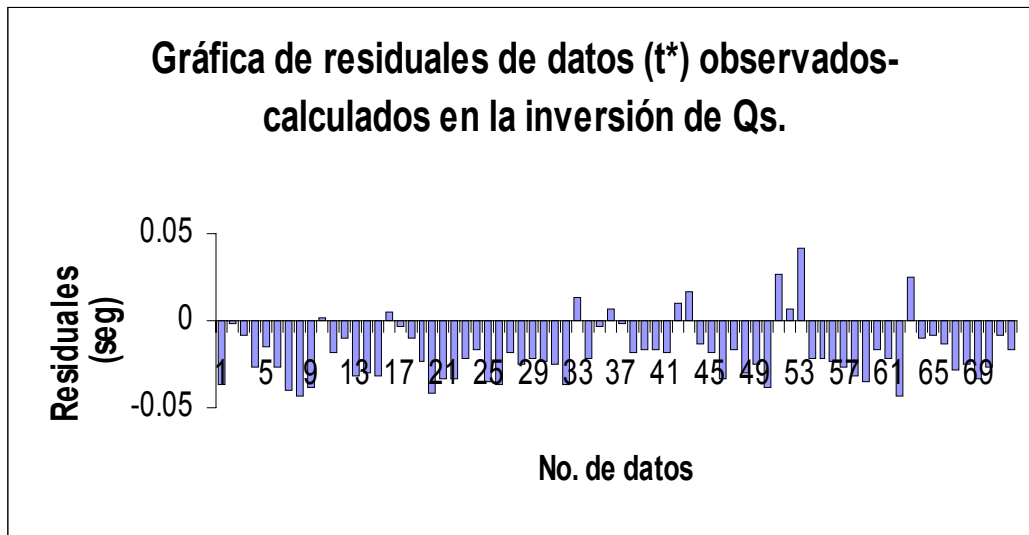


Figura 94. Muestra los residuales de los datos que se utilizaron en la inversión menos la respuesta del modelo. Corresponden a la inversión del factor de calidad Q_s en la que se utiliza como datos t^* .



Figura 95. Muestra los residuales de los datos que se utilizaron en la inversión menos la respuesta del modelo. Corresponden a la inversión del factor de calidad Q_p en la que se utiliza como datos t^* .

VIII. CONCLUSIONES GENERALES

En principio, podemos concluir que el cálculo de la variación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić en el norte de Baja California usando ondas refractadas, permitió determinar el espesor de la corteza, con una aproximación de $\pm 10\%$. Al centro de la península entre las latitudes 31.3° y 31.7° N el espesor es de 42 km, disminuyendo hacia los litorales del Océano Pacífico con un espesor de 31 km y hacia el Golfo de California con un espesor de 20 Km

El método utilizado es muy sencillo, aplicable a regiones donde se tiene un modelo de velocidades y una red sismológica, a una distancia de las fuentes que permita registrar en los sismogramas la diferencia de los tiempos de viaje de las ondas P_g directas y P_n refractadas con la amplitud suficiente para reducir los errores. Al contar con un modelo de velocidades el problema tiene una solución directa, estimando la profundidad del Moho con el menor error entre tiempos calculados y observados, suponiendo que los espesores y velocidades de las capas más superficiales son adecuados.

Estos resultados contribuyen al conocimiento de la estructura de la corteza terrestre en el norte de Baja California para estimar un modelo de velocidades en tres dimensiones.

Otro de los objetivos de este trabajo fue determinar los valores de los factores de calidad Q_p y Q_s en el medio poroso del Campo Geotérmico de Cerro Prieto. Estos valores del factor de calidad se determinaron en el ancho de banda de 15 a 25 Hz. En rocas completamente saturadas, la pérdida de energía de cortante no es mayor que la pérdida de energía por deformación volumétrica, mientras en roca seca si se cumple este fenómeno. Observé que en rocas con una gran saturación la pérdida de energía de cortante es menor

que la pérdida de energía por deformación volumétrica. Las zonas con mayor concentración de fluidos tienen un cociente $Q_p/Q_s \sim 0.4$. En contraste con el encontrado en roca seca ($Q_p/Q_s \sim 2.0$).

Uno de los objetivos específicos de este trabajo fue realizar la tomografía de velocidades de las ondas P y su atenuación en la zona de producción del CGCP. Los valores de V_p y Q_p los correlacioné con los resultados de los estudios geofísicos ya realizados en el CGCP. Los resultados de la tomografía de velocidades en tres dimensiones es un auxiliar para conocer la saturación del medio en función de los valores de Q_p y Q_s en tres dimensiones. Los resultados sugieren un patrón del flujo de fluidos que alimentan el yacimiento geotérmico, el cual ha sido propuesto en diferentes estudios geohidrológicos y yo considero que son parámetros importantes que contribuyen al conocimiento del CGCP. Con los primeros resultados sobre atenuación, dedujimos que aún cuando los valores pequeños de Q_p y Q_s pueden ser ocasionados por diferentes mecanismos, en este estudio consideramos que se deben a una estructura atenuante en el rango de profundidades entre 3 y 4 km y se correlacionan con la presencia de fluidos (agua y vapor) del yacimiento. En la banda de frecuencias analizada la atenuación de las ondas P es mayor que la atenuación de las ondas S, sugiriendo una saturación parcial y la presencia de vapor en la región de estudio. La relación de Q_p/Q_s calculada refuerza la hipótesis de una saturación parcial (fluidos y/o vapor) en los estratos en el rango de profundidades entre 3 y 4 Km.

En los capítulos siguientes determinamos, cada vez con mas detalles y con la finalidad de obtener un modelo inicial con el cual iniciar la tomografía de Q_p y de V_p con el programa SIMUL2000. La atenuación diferencial de la superficie a 0.5 km de profundidad, sugiere una saturación parcial de fluidos. A mayor profundidad los resultados sugieren una

disminución de la atenuación, debida a un mayor grado de saturación parcial hasta la profundidad de 2.0 km. Entre los 2.0 y 3.0 km de profundidad se encuentra una capa impermeable. Los resultados negativos de δQ_p^{-1} y δQ_s^{-1} y su cociente sugieren una menor atenuación para las ondas P en comparación con las ondas S. Debajo de la capa impermeable la atenuación de las ondas P aumenta en mayor proporción en comparación con la atenuación de las ondas secundarias S. La atenuación disminuye con la profundidad hasta llegar al basamento donde el cociente $\delta Q_p^{-1}/\delta Q_s^{-1}$ es de 2.48, valor aproximado al promedio de las capas con profundidad menor. También, concluimos que las ondas de cuerpo se atenúan más, debajo de la estación GEO, al centro de la zona de producción, que en el perímetro del campo geotérmico.

Se estimó el factor de calidad Q_p y Q_s con un método propuesto en esta tesis, en el que se utilizan pares de eventos distintos, registrados en dos estaciones. Esta técnica para estimar Q con dos sismos cercanos, es una variante del método de cocientes espectrales. Esta técnica tiene el potencial de proporcionar valores de Q en pequeños volúmenes. Los resultados de este capítulo indican una estructura somera atenuante en la zona del CGCP con valores de Q_p y Q_s de 87 y 225 respectivamente.

El programa SIMUL2000 se compiló para usarse en una computadora personal y se comprobaron los resultados en una estación de trabajo SUN. Utilicé un modelo inicial del factor de calidad calculado con el método de cocientes espectral, para realizar la inversión, utilizando mínimos cuadrados amortiguados, procedimiento descrito en el capítulo seis. Obtuve la tomografía de velocidades de V_p y de Q_p , lográndose una resolución y resultados aceptables.

Esto permitió conocer los parámetros Q_p , V_p y Q_s , que en conjunto permiten interpretar sus variaciones y correlacionarlo con los resultados de otros estudios y comprobar que los valores calculados concuerdan con las características físicas CGCP. Comprobé que los valores encontrados de Q_p y Q_s concuerdan con los resultados de estudios geofísicos previos.

Así, se pudo afirmar que los valores de Q_p varían 10% en promedio, en cada capa considerada en el estudio dentro del CGCP y la variación máxima encontrada en las capas es del 28%. El cociente Q_p/Q_s en general es ~ 0.5 en las capas intermedias y aún en capas profundas donde hay saturación, mientras ésta relación en la capa 7 presenta un cociente de Q_p/Q_s de 2.0, en zonas donde se alcanza el basamento lo cual sugiere que las rocas están secas. Los valores de Q_p en las zonas intermedias son de 76 el mas bajo y 90 el mas alto, producidos por una saturación del material de acuerdo a los resultados descritos en la figura 43. El cociente de menor valor es de 0.26 y se encontró en la tercera capa entre 1.50 y 2.00 km de profundidad. Q_p/Q_s disminuye hacia la saturación total entre 0.5 y 0.26, Q_s varia solo con la densidad la cual aumenta con el contenido de fluidos en los poros.

LITERATURA CITADA

Abercrombie, R. E. (1998), A summary of attenuation measurements from borehole recordings of earthquakes: The 10 Hz transition problem, *Pure appl. Geophys*, 153: 475-487.

Allen, R. M.; G. Nolet; W. J. Morgan; K. Vogfjord; B. H. Bergsson; P. Erlendsson; G. R. Foulger; S. Jacobsdóttir; B. R. Julian; M. Pritchard; S. Ragnarsson y R. Stefánsson (1999), The thin hot plume beneath Iceland, *Geophys. J. Int.* 137: 51-63.

Álvarez, R. J. (1999), Aspectos Generales Sobre la Geohidrología en Cerro Prieto, B.C., México, *Geotermia, Rev. Méx. de Geoenergía*, 15 (1): 5-10.

Anderson, J. G. y S. E. Hough (1984), A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, (5): 1969-1993.

Baird, A. K. y A. T. Miesch (1984), Batholithic rocks of southern California-A model for the petrochemical nature of their source materials, *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1284: 42-53.

Bath, M. (1974), Spectral analysis in geophysics. Development in Solid Earth Geophysics 7, Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam, The Netherlands. 563 pp.

Bennett, R. A.; W. Rodi y R. E. Reilinger (1996), Global Positioning System Constrains on Fault Slip Rates in Southern California and Northern Baja, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 10: 21943-21960.

Blakeslee S.; P. Main y M. Alvarez (1989), Fault-zone attenuation of high-frequency seismic waves., *Geophysical Research Letters*, 16: 1321-1325.

Claerbout, J. F. (1976), Fundamentals of geophysical Data Processing, *McGraw Hill*, New York, 240 pp.

Castro, R. R.; L. Trojani; G. Monachesi; M. Mmucciarelli y M. Cattaneo (2000), The espectral decay parameter κ in the region of Umbría-Marche, Italy, *J. Geophys. Res.*, 105 (B10): 23811-23823.

Chapman, M.; S. V. Zatsepin y S. Crampin (2002), Derivation of a microstructural poroelastic model, *Geophys. J. Int.*, 151: 427–451.

Dixon, W. J.; y F. J. Massey, (1983). Introduction to Statistical Analysis, McGraw-Hill Book Company, 4th edition. New York. 488 pp.

Domínguez, T.; C. J. Rebollar y H. Fabriol (1997), Attenuation of Coda Waves at Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California México, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87 (5): 1368-1374.

Eberhart-Phillips, D. (1986), Three-Dimensional Velocity Structure in Northern California Coast range from inversion of a local earthquake arrival time, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76 (4): 1025-1052.

Elders, W. A.; A. E. Williams y S. Biehler (1997), What Lies Beneath the Cerro Prieto Geothermal Reservoir?, *April 25.GRC97'*, Doc. 4: 22 .

Elders, W. A.; D. K. Bird; A. E. Williams y P. Schiffman (1984), Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto Geothermal system, Baja California, Mexico, *Geothermics*, 135: 27-47.

Evans, J. R. y J. J. Zucca (1988), Active High-Resolution Seismic Tomography of Compressional Wave Velocity and Attenuation Structure at Medicine Lake Volcano, Northern California Cascade Range, *J. Geophys. Res.*, 93 (B12): 15016-15036.

Evans, J. R.; D. Eberhart-Phillips y C. H. Thurber (1994), Users manual for SIMUL12 for imaging V_p and V_s and V_p/V_s : A derivative of the "Thurber" tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions, *U. S. Geological Survey*, Seattle, Washington. Open-file Report, 101 pp.

Fabriol, H. (1995), "Monitoreo de la sismicidad en el campo geotérmico de Cerro Prieto". CFE, Technical Report, No. RGCP-CLSO-001/95. 25 pp.

Fabriol, H. (2000), Monitoreo de la sismicidad en el campo geotérmico de Cerro Prieto (B. C.) de 1994-1996, CFE Informe Técnico, 29 pp.

Fabriol, H. y L. Munguia, (1997), Seismic activity at the Cerro Prieto geothermal area (Mexico) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation, *Geophysical Research Letters*, 24: 1807-1810.

Fonseca, H. L. (1982), El campo geotérmico de Cerro Prieto. Estudios geofísicos, Actas del cuarto Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, CFE, Guadalajara México, 122 pp.

Garcia, A.; F. Ascencio; G. Espinosa; E. Santoyo; H. Gutierrez y V. Arellano, (1999), Numerical modeling of high-temperature deep wells in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, *Geofísica Internacional*. 38 (4): 251-260.

Gastil, R. G.; J. Kimbrough Y. Tainosho; M. Shimizu y S. Gunn (1991), Plutons of the eastern peninsular ranges, southern California, USA and Baja California, Mexico. En: *M. J. Walawender and B. B. Hanan (eds.). "Geological excursions in southern California and Mexico, Guidebook". Geolog. Soc. of Am., SDEU annual meeting, 319-131.*

Glowacka, E.; J. González y H. Fabriol (1999), Recent Vertical Deformation in Mexicali Valley and its Relationship with Tectonics, Seismicity, and the Exploration of the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico, *Pure appl. Geophys.*, 156: 591-614.

González, M. (1999), Actualización del Modelo del Basamento en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C., México, *Geotermia, Rev. Méx. de Geoenergía.*, 15 (1): 19-23.

Golden Software, Inc. (2002), Grapher 3 Scientific Graphing Software.

Halderman, T. P. y P. M. Davis (1991), Qp Beneath the Rio Grande and east African rift zones, *J. Geophys. Res.*, 96 (B6): 10113-10128.

Haberland, C. y A. Rietbrock (2001), Attenuation tomography in the western central Andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc, *J. Geophys. Res.*, 106 (B6): 11151-11167.

Haslinger, F. (1999), Velocity structure and seismotectonics of northwestern Greece between the Gulf of Arta and Zakynthos. *Ph. Dr. Thesis*, ETH No. 12966, ETH, Zurich, 159 pp.

Ito, H.; J. DeVilbiss y A. Nur (1979), Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition. *J. Geophys. Res.*, 84: 4,731-4,735.

Lee, W. H. K. y J. C. Lahr (1972), A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion patten of local earthquakes, *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.* 6: 73-311.

Liu, Z.; J.W. Rector; K.T. Nihei; L. Tomutsa; L.R., Myer y S. Nakagawa (2001), Extensional wave attenuation and velocity in partially- saturated sand in the sonic frequency range. *Conference SEG. International Exposition and Seventy First Annual Meeting, San Antonio, TX (US), 09/09/2001*, 21 pp.

McMechan, G. A. y W. D. Mooney (1980), Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and applications to the Imperial Valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 2021-2035.

Ichinose, G.; S. Day; H. Magistrale; T. Prush; F. Vernon y A. Edelman (1996), Crustal thickness variations beneath the Peninsular Ranges, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 23: 3095-3098.

Johnston, D. H.; M. N. Toksoz y A. Timur (1981), Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms. Edited by M. N. Toksoz and D. H. Johnston. En: *Seismic wave attenuation*, Geophysics reprint series.

Lee, W. H. K. y S. W. Stewart (1981), Principles and Applications of Microearthquake Networks, Academic Press. *U. S. Geological Survey*, Primera Edición. Menlo Park, California. 293 pp.

Lewis, J. L.; S. Day; L. Astiz; H. Magistrale; C. J. Rebolgar; R. Castro; J. N. Brune; J. Eakins y F. Vernon (2000), Regional crustal thickness variation of the Peninsular Ranges

and Gulf Extensional Province, northern Baja California and southern Alta California, *Seism. Res. Lett.*, 71: 215-233.

Lippmann, M.J.; A.H. Truesdell y H. Gutierrez-Puente (1997), What will a 6 km deep well at Cerro Prieto find? En: *Twenty-first workshop on geothermal reservoir engineering*. Stanford University, Stanford, Cal. January 27-29.

Liu, Z.; J. W. Rector; K. T. Nihei; L. Tomutsa; L. R. Myer y S. Nakagawa, (2001) Extensional wave attenuation and velocity in partially-saturated sand in the sonic frequency range. Conference SEG (Society of Exploration Geophysics) International Exposition and Seventy First Annual Meeting, San Antonio, TX (US), 09/09/2001--09/14/2001 ; PBD: 10

Madrid, J. A. y J. C. Tralosheros (1983), Un modelo sísmico preliminary heterogéneo del campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California Norte. *Geofis. Int.*, 22: 389-382.

Magistrale, H. y C. Sanders (1995), P wave image of the Peninsular Ranges batholith, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 22: 2549-2552.

Majer, E. L.; T. V. McEvilly; A. Albores y S. Díaz C. (1980), Seismological Studies at Cerro Prieto, Pergamon Press Ltd. *Geothermics*, Primera Edición. Gran Bretaña, 9: 79-88.

Meju, M. A. (1994), Constrained Linear Least Squares Inversion. En: *Geophysical Data Analysis: "Understanding Inverse Problem Theory and Practice"*. S. N. Domenico, *Society*

of Exploration Geophysicists, Course Notes Series, Primera Edición. Tulsa, Oklahoma, USA. 6: Capitulo 5, 54-70.

Mavko y Nur, (1979), Wave attenuation in partially saturated rocks, Edited by M. N. Toksoz and H. Johnston. En: Seismic Wave Attenuation, Geophysics reprint series No. 2.

Nava, F. A. y J. N. Brune (1982), An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsular Ranges of Southern California and Baja California Norte, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63: 1689-1698.

Patane, D.; F. Ferrucci y S. Gresta (1994), Spectral features of micro earthquakes in volcanic areas: Attenuation in the crust and amplitude response of the site at Mt. Etna, Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(6): 1842-1860.

Pavlis, G. L. y J. R. Booker (1980). The mixed discrete-continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.* 85: 4801-4810.

Pelayo A.; Razo M.; Gutierrez N.; Arellano G.; J. M Espinoza y Quijano L. (1991), Main geothermal fields of México; Cerro Prieto geothermal field, Baja California, *En The Geology of North America*, Economic Geology, Mexico, The Geological Society of America, Boulder, Colorado. Vol. P-3: 23-58.

Ponko, S. C. y C. O. Sanders (1994), Inversion for P and S wave attenuation structure, Long Valley caldera, California, *J. Geophys. Res.*, 99 (B2): 2619-2635.

Rebollar, C. J. (1984), Calculation of Q_{β} using the spectral ratio method in Northern Baja California, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74:91-96.

Rebollar, C. J.; C. Traslóssheros y R. Alvarez (1985), Estimates of seismic wave attenuation in Northern Baja California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 1371-1382.

Rebollar, C. J.; L. M. Reyes; L. Quintanar y J. F. Arellano (2003), Stress heterogeneity in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93:783-794.

Reyes, A. (1979), Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas Transformadas Imperial-Cerro Prieto, Reporte técnico CICESE. 1979, 19 pp.

Reyes, A.; A. Chang y A. Albores (1982), Atenuación y Origen de las Ondas de Coda en la Región del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, *Cuarto simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México*. 1:77-105.

Reyes, L. M.; C. J. Rebollar y R. A. Castro (2001), Depth of the Moho in northern Baja California using ($P_g - P_n$) travel times, *Geofísica Internacional*. 40 (1): 21-29.

Romero-Espejel J. G. y Luis A. Delgado-Argote (1998), Granitoides en el noroeste de Sierra Juárez, Baja California: Una historia de emplazamiento para la parte norte del Batolito Oriental del Cretácico Tardío, *GEOS*, 17: 139-154.

Sanders, C. O. (1993), Seismic tomography: theory and practice. En: *H. M. Iyer and K. Hirahama Published, editado por Chapman & Hall*, Londres Inglaterra: 676-693.

Sharrock, D. S.; I. G. Main y A. Duglas, Observation of Q from the Northwest Pacific Subduction Zone Recorded at Teleseismic Distances, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85:237-253.

Stein, S. y M. Wysession, (2002), An introduction to seismology, earthquakes and earth structure, Blackwell Publishing Ltd., 324 pp.

Scherbaum, F. (1990), Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra, *J. Geophys. Res.*, 95 (B8): 12423-12438.

Sheriff, R.E. y L.P. Geldart, (1984), Exploration seismology. Data processing and interpretation, Volume 2." *Cambridge University Press*, Primera Edición. Cambridge U.K., 275 pp.

Solomon, S. C. y M. N. Toksoz (1970), Lateral variation of attenuation of P and S waves beneath the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60: 819-838.

Singh, S. K.; R. J. Apsel; J. Fried y J. N. Brune (1982), Spectral Attenuation of *SH* Waves along the Imperial Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 (6): 2003-2016.

Silver, L. T. y B. W. Chapell (1988), The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the cordilleran batholiths of southwestern North America, *Transactions of the Royal Society of Edimburgh. Earth Sciences*, 79: 105-121.

Stewart, R. R. (1991), Exploration Seismic Tomography: Fundamentals, *S. N. Domenico, Series Editor, Course Notes Series*, Vol. 3. Calgary. 189 pp.

Teng, T. L. (1968), Attenuation of body waves and the Q structure of the mantle, *J. Geophys. Res.*, 73: 2195-2208.

Thurber, C. H. (1983), Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California, *J. Geophys. Res.*, 88: 8,226-8,236.

Um, J. y C. H. Thurber (1987), A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 77: 972-986.

Vázquez-González, R. (1999), Condiciones Geohidrológicas del Acuífero Somero en la Zona del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, *Geotermia, Rev. Méx. de Geoenergía*. 15: 11-18.

Ward, R. W. y C. Young (1980), Mapping Seismic Attenuation Within Geothermal System Using Teleseisms With Application to the Geysers-Clear Lake Region, *J. Geophys. Res.*, 85: 5227-5236.

Winkler, K. y A. Nur, (1979), Pore fluid and seismic attenuation in rocks, *Geophysical Research Letters*, 6: 1-4.

Wong V. M. (2000), Estudio de sismotectónica, atenuación y tomografía sísmica en la región volcánica y geotérmica las tres vírgenes. CICESE. Tesis de Doctorado, 182 pp.