



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE QUERÉTARO
FACULTAD DE INGENIERÍA**

**LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN (PGA) Y
ESCALAMIENTO DE FORMA ESPECTRAL SÍSMICA PARA QUERÉTARO,
DEDUCIDOS POR ANÁLISIS DE TRAYECTORIAS: APLICADA A GUERRERO-QUERÉTARO**

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Maestro en Ciencias
(Línea Terminal Estructuras)

Presenta

ING. ALEJANDRO CLEMENTE CHÁVEZ

Dirigido por:

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras
Director

Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid
Co-director

Santiago de Querétaro, Qro. Noviembre del 2010.



Universidad Autónoma de Querétaro
Facultad de Ingeniería
Maestría en Ciencias Línea Terminal Estructuras

**LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN (PGA) Y
ESCALAMIENTO DE FORMA ESPECTRAL SÍSMICA PARA QUERÉTARO,
DEDUCIDOS POR ANÁLISIS DE TRAYECTORIAS: APLICADA A GUERRERO-QUERÉTARO**

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de
Maestro

Presenta:

Ing. Alejandro Clemente Chávez

Dirigido por:

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras
Director

Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid
Co-director

SINODALES

Dr. Guadalupe Moisés Arroyo Contreras
Presidente


Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila Madrid
Secretario

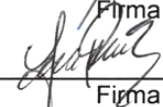
Dr. Miguel Ángel Pérez Lara y Hernández
Vocal


Dr. Marco Antonio Montiel Ortega
Suplente


Dr. Carlos Santiago López Cajún
Suplente


Dr. Gilberto Herrera Ruiz
Director de la Facultad


Firma


Firma


Firma


Firma


Firma

Dr. Luis Gerardo Hernández Sandoval
Director de Investigación y
Posgrado

Centro Universitario
Querétaro, Qro.
Noviembre, 2010
México

Resumen

En la actualidad el municipio de Querétaro cuenta con espectros de diseño sísmico, inspirados en los reglamentos del Distrito Federal y del Manual de Diseño Sísmico de la Comisión Federal de Electricidad versión 1993, (CFE-93). En particular, el manual de la CFE-93 toma en cuenta las condiciones locales de cada región con base en criterios generales de atenuación de la intensidad sísmica, dando como resultado una regionalización del país en cuatro grandes zonas de riesgo sísmico: A,B,C y D, correspondientes de menor a mayor peligro sísmico, respectivamente, Querétaro está contemplado en la zona B. Es necesaria una delimitación que particularice el comportamiento sísmico real de cada región caracterizada por su estratigrafía. El crecimiento de una cobertura en instrumentación sísmica en nuestro país nos permite realizar estudios regionales y locales de peligro y riesgo sísmico cada vez más completos para la obtención de parámetros que complementen las normas de diseño de cada localidad. En este documento presentamos una metodología de análisis y determinación de una ley de atenuación por trayectoria mediante regresiones lineales múltiples en función de las primeras señales sísmicas registradas en Querétaro. Partiendo del análisis de registros por trayectoria de tres sismos: dos eventos ocurridos durante el año 2009 (Mw5.2 y5.6) y un tercero auxiliar ocurrido en 1993 (Mw6.6), además de otros 3 de menor magnitud del 2010 (Mw4.3, 4.7 y 4.9) sólo con referencia en Querétaro y que sustentan al tercer evento auxiliar. Todos los eventos son ocurridos en la zona de subducción del Pacífico, tipo interplaca, fuente Guerrero, mismos que han sido registrados por las estaciones que se hallan en la trayectoria con dirección hacia la ciudad de Querétaro en donde se cuenta con una nueva estación sismológica, JUR1 con ubicación en la UNAM Campus Juriquilla. Los resultados se compararon con estudios previos de Ordaz *et al.*, (1989) y García (2006), a pesar de analizarse en el presente estudio una trayectoria con una estación diferente ubicada dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB). Los resultados muestran una diferencia en cuanto al decaimiento y que, para las magnitudes Mw6.2 y Mw6.5 respectivamente, existe un punto de cruce donde a partir de estas magnitudes mencionadas, las predicciones de este trabajo revelaron valores de aceleración máxima (PGA) superiores a las estimadas con respecto a las ecuaciones de comparación. Por otro lado, para las curvas con magnitudes inferiores a estos puntos de cruce, se observaron valores muy inferiores a las reportadas por las ecuaciones en comparación. Aún así se hizo una primera estimación, para obtener el espectro de respuesta basado en registros sísmicos del lugar, proporcionando una base para normar las construcciones de acuerdo a las condiciones locales, estudios no realizados a la fecha para Querétaro.

(Palabras clave: Sismo, Atenuación sísmica, espectro de respuesta, espectro de diseño sísmico, riesgo y peligro sísmico).

Summary

At the present time the municipality of Querétaro has spectra of seismic design, inspired by the regulations of the Federal District and of the Manual of Seismic Design of the Federal Commission of Electricity version 1993, (CFE-93). In particular, the manual of the CFE-93 takes into account the local conditions of each region with base in general approaches of attenuation of the seismic intensity, giving a regionalization of the country as a result in four big areas of seismic risk: A,B,C and D, corresponding of smaller to more seismic danger, respectively, Querétaro is contemplated in the area B. It is necessary a delimitation that particularizes the real seismic behavior of each region characterized by its estratigrafía. The growth of a covering in seismic instrumentation in our country allows to be carried out regional and local studies of danger and more and more complete seismic risk for the obtaining of parameters that they supplement the norms of design of each town. In this document we present an analysis methodology and determination of an attenuation law for trajectory by means of multiple lineal regressions in function of the first seismic signs registered in Querétaro. Leaving of the analysis of registrations for trajectory of three earthquakes: two events happened during the year 2009 (Mw5.2 y5.6) and a third assistant happened in 1993 (Mw6.6), besides other 3 of smaller magnitude of the 2010 (Mw4.3, 4.7 and 4.9) only with reference in Querétaro and that they sustain to the third auxiliary event. All the events are happened in the area of subduction of the Pacific, type interplaca, source Guerrero, same that have been registered by the stations that are in the trajectory with address toward the city of Querétaro where is had a new station sismológica, JUR1 with location in the UNAM Campus Juriquilla. The results were compared with previous studies from Ordaz et to the., (1989) and García (2006), in spite of being analyzed study presently a trajectory with a different station located inside the Belt Volcanic Mexican (MVB). The results show a difference as for the decline and that, for the magnitudes Mw6.2 and Mw6.5 respectively, a crossing point exists where starting from these mentioned magnitudes, the predictions of this work revealed values of maximum acceleration (PGA) superiors to the dear ones with regard to the comparison equations. On the other hand, for the curves with inferior magnitudes to these crossing points, very inferior values were observed those reported by the equations in comparison. A first estimate was made even this way, to obtain the answer spectrum based on seismic registrations of the place, providing a base for normar the constructions according to the local conditions, studies not carried out to the date for Querétaro.

(Key Words: Earthquake, seismic Attenuation, response spectrum, spectrum of seismic design, risk and seismic danger).

Dedicatorias

A Dios, por darme y permitirme disfrutar de la vida.

A mis Padres, por los principios que me inculcaron, de los cuales me he formado como persona.

A mis Hermanas y Hermanos, por su apoyo, comprensión y motivación que siempre nos unen.

A mi Esposa e hijos, por su paciencia, apoyo y comprensión, pero sobre todo por su amor que hacen llenarme la vida de metas y objetivos.

A mis amigos, por la compañía, amistad y apoyo brindado desinteresadamente.

Agradecimientos

A mi Universidad, por darme la oportunidad, una vez más, el alcanzar un objetivo más en mi vida como profesional.

Al CONACYT, por destinarme un apoyo económico que permitió dedicarme en tiempo completo a la realización del presente trabajo, requisito indispensable para obtener el grado de Maestría.

A la UNAM, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro., por la interacción académica y proporcionamiento de datos sísmicos en la estación JUR1 que hicieron viable este trabajo.

Al CENAPRED, por la relación profesional, en la que siempre guardó eficacia y seriedad en el proporcionamiento de la base de datos de sismos en la línea de Guerrero, que sin el apoyo de ésta, no hubiera sido posible este trabajo.

Al FIFI, con registro FIN-2010-24, por destinarnos un apoyo económico que permitió titularme con enfoque sismológico así como la continuidad en la re-activación de la red de estaciones sísmicas de la UAQ.

Al Dr. Moisés Arroyo, por ser mi director de Tesis y a sus atinados comentarios producto de la visión que posee como investigador, a lo largo del presente trabajo.

Al Dr. Ramón Zúñiga, por su dedicación de parte de su tiempo, por aceptar ser mi codirector de Tesis y sus comentarios relevantes del ramo de la sismicidad en el presente trabajo, así como sus opiniones personales.

A Ángel Figueroa, “Master”, amigo, por su tiempo de todas esas veladas, tardes y días en su dedicación en lograr este objetivo, que sin él, no hubiera sido posible este trabajo.

A Armando, “Armandito”, *amigo*, por su paciencia y apoyo durante las clases de sismología.

Al Dr. Montiel, por sus observaciones durante la elaboración del presente trabajo.

A Dr's. Juan Martín Gómez y Carlos Mendoza, por permitirme cursar con seriedad el curso de Sismología en la UNAM, además de sus atinados comentarios y preguntas que me hicieron reflexionar en el desarrollo del presente trabajo.

Índice

Resumen.....	i
Summary	ii
<i>Dedicatorias</i>	iii
<i>Agradecimientos</i>	iv
Índice	v
Índice de Tablas.....	viii
Índice de Figuras	x
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	6
1.2 Hipótesis y Objetivos.....	9
2. REVISIÓN DE LITERATURA	10
2.1 Leyes de atenuación	10
2.1.1 Expansión geométrica del frente de onda	11
2.1.2 Absorción anelástica (Atenuación Intrínseca)	12
2.1.3 Esparcimiento o Scattering (atenuación extrínseca)	15
2.1.4 Métodos empíricos empleados en el cálculo de la Atenuación	18
2.1.5 Métodos de regresión lineal, aplicados en estimar leyes de Atenuación	21
2.1.6 Estudios previos sobre leyes de Atenuación en México	31
2.1.7 Estudios sobre leyes de Atenuación en el Mundo	36
2.2 Espectros de respuesta.....	37
2.2.1 Parámetros que Intervienen en un Espectro de Respuesta	38
2.2.2 Algunos trabajos previos relevantes en México en el empleo de Espectros de Respuesta	39
2.2.3 Algunos trabajos previos relevantes en el Mundo en el empleo de Espectros de Respuesta.....	46
2.3 Algunos trabajos relevantes en el Mundo sobre el Estudio de la Sismicidad para Delimitar Zonas de Riesgo y Peligro Sísmico	50
2.4 Propuesta: Aspectos relevantes de la investigación planteada en este estudio	54
3. METODOLOGÍA	56
3.1 Metodología propuesta en la deducción del Modelo Ley de Atenuación de PGA, en función de señales sísmicas registradas por trayectorias: Fuente subducción del Pacífico con dirección hacia Querétaro.	57

3.2	Estimación del Espectro de Respuesta escalado en función de la Ley de Atenuación de PGA.....	61
3.3	Estimación preliminar del Espectro de Diseño	62
4.	IDENTIFICACIÓN, RECOPIACIÓN Y CONSIDERACIONES DE LA BASE DE DATOS	64
4.1	Red de instrumentación sísmica local: UAQ Y UNAM.....	64
4.2	Identificación de fuentes sísmicas de impacto a Querétaro.....	69
4.2.1	Estaciones de registro de la sismicidad en México	70
4.2.2	Selección de sismos fuertes de registro local en Querétaro, Qro.	71
4.3	Fuentes de información de instrumentación sísmica en trayectorias: Fuente sísmica-Querétaro.....	73
4.4	Identificación de eventos (sismos) dentro de la trayectoria: Guerrero-Querétaro ...	74
4.5	Identificación de estaciones con registros sísmicos dentro de la trayectoria: Guerrero-Querétaro.	78
4.6	Selección de un tercer evento principal auxiliar.....	81
4.7	Criterios en la consideración de parámetros: R vs r , M_w vs M_d , Aceleración vs Velocidad, MC de Componentes Horizontales vs Máxima Componente.....	84
4.8	Resumen de la distribución y características de la base de datos disponible para la propuesta de metodología de ley de atenuación para la trayectoria Guerrero-Querétaro.....	89
5.	APLICACIÓN DE METODOLOGÍA, A LA SISMICIDAD INTERPLACA EN LA TRAYECTORIA GUERRERO-QUERÉTARO.....	92
5.1	Análisis de la atenuación de las señales sísmicas, PGA.....	92
5.1.1	Análisis del efecto de amplificación en la estación JUR1 debido al Cinturón Volcánico Mexicano (MVB).....	96
5.2	Desarrollo de la Metodología Propuesta en la deducción del Modelo de Ley de Atenuación de PGA por trayectorias: Guerrero-Querétaro	101
5.2.1	Procesamiento de los datos.....	102
5.2.2	Evaluación de Residuos Logarítmicos	105
5.2.3	Predicción de PGA para Magnitudes $M_w > 6.6$ y Comparación con estudios de Ordaz <i>et al.</i> , (1989) y García (2006)	107
5.2.4	Características del Modelo Propuesto	109
5.2.5	Limitaciones del Modelo Propuesto	110
5.3	Cálculo del Espectro de Respuesta para los eventos registrados en Querétaro ..	111
5.4	Escalamiento de Espectros de Respuesta en función de la Ley de Atenuación, trayectoria Guerrero-Querétaro, para eventos de magnitud $M_w > 5.6$	115

5.5 Propuesta preliminar del Espectro de Diseño acorde al peligro sísmico con fuente en Guerrero debida a eventos interplaca	124
6. RESULTADOS Y DISCUSIONES	130
7. CONCLUSIONES	138
BIBLIOGRAFÍA	142

Índice de Tablas

Tabla	Título	Página
Tabla 2.1	Leyes de Atenuación más relevantes en México. Sismicidad Interplaca (H<30km).	34
Tabla 2.2	Leyes de Atenuación más relevantes en México. Sismicidad Intraplaca (30<H<100).	35
Tabla 2.3	Leyes de atenuación de la aceleración máxima de suelo, empleadas en diferentes regiones del mundo. (Fuente: http://publiespe.espe.edu.ec/investigativas/rman/c1b2c.htm .)	37
Tabla 2.4	Relación entre Distancias y Aceleraciones para Magnitudes Ms dadas (Alfaro, 2006).	47
Tabla 2.5	Comparación de Valores de Aceleración PGA en Gales para 475, 1000 y 2000 años en Roca, según autores señalados (Alfaro, 2006).	47
Tabla 2.6	Relación de 5 estaciones a menos de 20km, del epicentro. (source: Italian Dept. of Civil Protection).	48
Tabla 4.1	Rango espectral sísmico (Udías y Mezcuca 1997).	68
Tabla 4.2	Relación de sismos con Magnitud $M \geq 4.0$ del Periodo Enero 2009 a Marzo 2010.	72
Tabla 4.3	Eventos de referencia en estación JUR1 de magnitud $M \geq 4.0$, con epicentros en el Estado de Guerrero.	74
Tabla 4.4	Eventos principales, $M \geq 5.0$	76
Tabla 4.5	Eventos secundarios auxiliares, $M < 5.0$	76
Tabla 4.6	Eventos principales Interplaca, $M \geq 5.0$	77
Tabla 4.7	Eventos secundarios auxiliares Interplaca, $M < 5.0$	77
Tabla 4.8	Concentración de información de cada estación para el sismo No.1	78
Tabla 4.9	Concentración de información de cada estación para el sismo No.2.	79
Tabla 4.10	Características generales del tercer evento auxiliar principal de magnitud $M_w = 6.6$ (Fuente: Base Mexicana de Sismos Fuertes, SMIS, 1997 y García 2006)	81
Tabla 4.11	Estaciones del tercer evento principal auxiliar. **Valor estimado según tendencia mostrada en figura 4.15. *(Fuente: BDMSF SMIS, 1997)	83
Tabla 4.12	Comparativa de Distancias Radiales Epicentrales vs Hipocentrales, para el sismo No.2, Profundidad de 7km.	85
Tabla 4.13	Estimación de las velocidades de ondas P y S considerando Distancias: a) Epicentrales y b) Hipocentrales, para el sismo No.2, profundidad H=7km.	85
Tabla 4.14	Resumen de Base de datos disponibles para el presente trabajo	89
Tabla 4.15	Datos de los tres eventos principales: dos eventos principales y el tercero principal auxiliar, con PGA observado en cada estación con su respectiva distancia hipocentral R.	91
Tabla 4.16	Criterios y consideraciones tomadas en la selección de parámetros en la base de datos.	91

Tabla 5.1 Distribución de las amplitudes en cada estación de acuerdo a distintas frecuencias de análisis en la trayectoria Guerrero-Querétaro, correspondiente al evento No.2 de magnitud $M_w=5.6$	99
Tabla 5.2 Relación de magnitud M_w y profundidad H frente al número de ecuación correspondiente a cada evento de análisis en una primera etapa.	103
Tabla 5.3 Coeficientes del modelo de la ecuación de atenuación para la componente horizontal cuadrática media.	103
Tabla 5.4 Predicción de valores PGA según ecuación 5.4, (ley de atenuación Guerrero-Querétaro) para Querétaro y Guerrero a distancias promedio, así como algunas relaciones de análisis de interés en el decaimiento -atenuación- de las señales a diferentes magnitudes M_w .	120
Tabla 6.1 Variantes principales a los estudios previos: Atkinson y Boore (2003), García et al., (2006).	133
Tabla 7.1 Aspectos destacables del presente trabajo de investigación	138
Tabla 7.2 Logros destacables del presente trabajo de investigación	139

Índice de Figuras

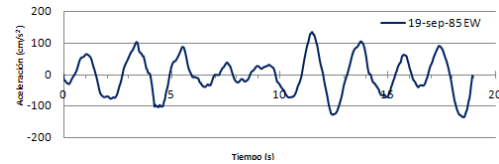
Figura	Título	Página
Figura 1.1	a) Sismicidad en el Mundo y b) Placas Tectónicas. (Fuentes: http://www.angelfire.com/nt/terremotosPlacas/ , http://khatati.igp.gob.pe/cns/sismologia/figura7.htm , respectivamente)	8
Figura 2.1	Ilustración esquemática sobre propagación y registro de ondas superficiales y de cuerpo, en el cual se aprecia el fenómeno scattering, para el sismo de Sumatra 26 Dic 2004. SEISMIC WAVES Versión 2.1 Level 2009.09.27	15
Figura 2.2	Influencia en el problema del esparcimiento de la relación entre el tamaño de la heterogeneidad α , y la longitud de onda sísmica incidente λ . (Herráiz y Espinosa, 1987).	16
Figura 2.3	Indicación de coda de un sismograma y zonas de tiempo origen así como el arribo de ondas P y S, a Mayor alargamiento mayor esparcimiento en un medio (Pérez, 2000).	17
Figura 2.4	Gráfico ilustrativo para estimación del espectro de respuesta (Crisafulli y Villafañe 2002).	38
Figura 2.5	Regionalización sísmica de la República Mexicana. (Fuente: Manual de la Comisión Federal de Electricidad, CFE-93)	40
Figura 2.6	Gráfico Tipo de Espectro Elástico de Diseño Sísmico (Melí, 2001).	40
Figura 2.7	Procedimiento para estimar el espectro de respuesta usando la forma espectral Normalizada (Reyes, <i>et al.</i> , 2002).	42
Figura 2.8	Resultados obtenidos mediante el procedimiento de Normalización. (Reyes, <i>et al.</i> , 2002).	43
Figura 2.9	Comparación de resultados, bajo los distintos procedimientos (Reyes, <i>et al.</i> , 2002).	44
Figura 2.10	Procedimientos para estimar el espectro de respuesta en las zonas de transición y del lago a partir de la estimación del movimiento en suelo firme (Reyes, <i>et al.</i> , 2002).	45
Figura 2.11	Espectros de 5% de amortiguamiento observados vs estimados con los cocientes espectrales para la componente EW en la estación SCT (Reyes, <i>et al.</i> , 2002).	45
Figura 2.12	a) Espectro Sísmico de Diseño en Roca TR=475 años; la línea delgada corresponde al 90% de confiabilidad; la línea gruesa es la idealización del Espectro; las áreas grises muestran las zonas más conservadoras en el análisis; b) Algunos valores característicos del espectro (Alfaro, 2006).	48
Figura 2.13	Mapa de intensidades, durante el sismo Láquila, 6 Abril 2009.	49
Figura 2.14	Espectros de respuesta de las 5 estaciones mostradas en la tabla 2.4, comparadas respecto al Espectro de Diseño en roca del 2008, con periodo de retorno de Tr=475años, a) Componente NS, b) Componente EW, (Luigi Petti y Ivana Marino, 2009)	49
Figura 2.15	a) Propuesta de modelo de segmentación que ilustra las fallas sismogénicas maestro (Pasquale <i>et al.</i> , 1997); b) Diagrama de bloques que conforman Falla Maestra (Boncio, <i>et al.</i> , 2004).	50

Figura 2.16 Delimitación de la profundidad de las Cajas Sismogénicas. Epicentros de las secuencias principales sísmica de los últimos veinte años (Gubbio, 1984; Colfiorito, 1997; Norcia, 1979; Sangro, 1984) y tres pequeñas secuencias sísmicas en la zona de L'Aquila (1992, 1994 y 1996), secciones y sismotectónica perfiles reológicos construido de acuerdo con el contexto térmica local (Boncio <i>et al.</i> , 2004).	51
Figura 2.17 a) Representación 3D de una Caja Sismogénita (Boncio <i>et al.</i> , 2004); b) Mapas de las Cajas Sismogénitas de la Umbria-Marche-Apeninos Abruzzo y epicentros de terremotos históricos más grandes que VII, escala MCS (Mw=5.7) del catálogo ICIP (1999).	51
Figura 2.18 Resultados de Magnitudes Máximas probables de sismos, según modelo de fuente sismogénicas. Magnitud máxima esperada (M _{máx}) calculados para cada fuente sismogénica. M1 y M2 (Calderero, 1994), M3 y M# (Boncio <i>et al.</i> , 2004).	52
Figura 2.19 Interferogramas del satélite Envisat (Walters, <i>et.al.</i> , 2009).	53
Figura 2.20 Interferograma de Envisat. La línea amarilla es la alineación de la superficie de ruptura, EMERGEINGV, (Walters <i>et.al.</i> , 2009).	54
Figura 4.1 a) Ubicación Estación UAQ CU, dentro de Ciudad Universitaria UAQ; b) Caseta; c) Caja metálica que aloja el equipo, d) Equipo Etna.	65
Figura 4.2 a) Ubicación Estación UAQ SJR, dentro de Campus Universitario San Juan del Río, Qro.; b) Caseta; c) Caja metálica que aloja el equipo, d) Equipo Altus K2.	65
Figura 4.3 a) Ubicación Estación JUR1, UNAM, Juriquilla, Qro; b) Caseta; c) Base de Concreto donde se halla el equipo, d) Equipo Sismometro Trillium 120P.	66
Figura 4.4 a) Sensor Trillium; b) Digitalizador Taurus; c) Gráfica de Respuesta nominal de Frecuencias en el Sensor.	67
Figura 4.5 Ubicación de Estaciones UAQ y UNAM en el Estado de Querétaro. (Fuente: http://www.mexico-tenoch.com/enmarca.php?de=http://www.mexico-tenoch.com/mapa/qro.html)	68
Figura 4.6 Sismicidad en México. a) Con Magnitudes M>6.5 durante los años 1900 al 2000; b) Sismos promedio por año (periodo 1990-2006), de magnitud mayor igual a 5.0 asociado a sus profundidades focales.	69
Figura 4.7 Distribución de las estaciones de la Red Sismológica de Banda Ancha a lo largo del territorio nacional. (Fuente: http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/red_sismologica.jsp#Red de Banda)	71
Figura 4.8 a) Estaciones red sismológica del SSN, de Banda Ancha en el país. b) Mallado de estaciones de interés con dirección: Fuente de subducción - Querétaro.	73
Figura 4.9 a) Estaciones red sismológica CENAPRED, acelerógrafos. b) Mallado de estaciones de interés con dirección: Fuente de subducción - Querétaro.	73
Figura 4.10 Formato tipo de archivo electrónico por registro en cada una de las estaciones del CENAPRED.	75
Figura 4.11 Mecanismos focales. a) Evento No.1, Falla Inversa con pequeña componente lateral derecha; b) Evento 2, Falla Inversa.	77

Figura 4.12 a) Valores de r vs PGA; b) Tendencia por componente para cada estación correspondiente al sismo No.1, de la trayectoria Guerrero-Querétaro.	79
Figura 4.13 a) Valores de r vs PGA; b) Tendencia por componente para cada estación correspondiente al sismo No.1, de la trayectoria Guerrero-Querétaro. N/V=dato descartado por no estar en la dirección de la trayectoria.	79
Figura 4.14 Tendencia de la señal observada en estación JUR1, Querétaro, Qro. A partir de 2 eventos principales ($M_w=5.2$ y 5.6) y 3 eventos auxiliares ($M_w=4.3$, 4.7 y 4.9). Línea punteada: Tendencia exponencial de base "e"; Línea intermitente: Tendencia lineal.	82
Figura 4.15 Estimación de PGA, del tercer evento auxiliar principal $M_w=6.6$, para la ciudad de Querétaro, con tendencia lineal (línea intermitente). *Se aclara que es un dato estimado y no observado, como el resto de los datos presentados en el gráfico.	83
Figura 4.16 Trazo de localización del tiempo origen del evento No. 2, con ayuda del tiempo de arribo de la onda P y S.	86
Figura 4.17 Tendencia relación M_d vs M_w , a partir de 96 datos reportados por SSN y la página web del Instituto de Ingeniería de la UNAM, respectivamente.	87
Figura 4.18 Distribución de la base de datos de registros sísmicos utilizados en este estudio. Los símbolos indican el tipo de dato disponible: Los triángulos vacíos Acelerogramas; triángulos sólidos velocidad de banda ancha; triángulo sólido con asterisco, predicción con datos de JUR1; triángulos sólidos con dos asteriscos datos de velocidad, sólo con referencia en estación JUR1.	90
Figura 4.19 Ubicación de zona de estudio, trayectoria Guerrero-Querétaro. Zona de Subducción mexicana con los epicentros de los sismos interplaca (círculos) y las estaciones (triángulos) de este trabajo. MVB: Cinturón Volcánico Mexicano (línea punteada) (Gómez-Tuena A, <i>et al.</i> , 2005). MAT: Fosa Centroamericana.	90
Figura 5.1 Distribución de registros observados en cada estación (por claves). Trayectoria Guerrero-Querétaro.	93
Figura 5.2 Trazas de aceleración, componente NS, evento No.2 (S_2), $M_w=5.6$. Trayectoria Guerrero-Querétaro.	94
Figura 5.3 Identificación de igual polaridad en zona de mayor amplitud de las trazas de la figura 5.2. Fenómeno típico de Atenuación de la señal en roca.	95
Figura 5.4 Ventana típica de trabajo dentro del ambiente del programa Degtra. Se muestra la estimación de la amplitud espectral de aceleraciones para la frecuencia 10Hz, de la componente NS, del evento No.1, de magnitud $M_w=5.6$ en estación JUR1. A la izquierda (ventana azul) aparece el acelerograma y a la derecha (ventana roja), el espectro de Fourier de aceleración.	99
Figura 5.5 Análisis gráfico del comportamiento de la amplitud espectral de aceleración del terreno en la trayectoria Guerrero-Querétaro, dependiendo del contenido de frecuencia del sismo No.2, magnitud $M_w=5.6$.	100
Figura 5.6 Curva de regresiones (primera etapa) de los tres eventos en la trayectoria Guerrero-Querétaro de los datos observados (Ecs.5.1 -	

5.3). Las abreviaturas son las claves de las estaciones y los símbolos son cada uno de los datos por ajustar en la trayectoria acorde a cada evento.	104
Figura 5.7 Residuos logarítmicos de base 10, contra la distancia hipocentral R, para la componente horizontal cuadrática media. Los símbolos junto con la línea representan cada evento en la trayectoria Guerrero-Querétaro.	106
Figura 5.8 Residuos logarítmicos de base 10, con distancia hipocentral promedio para Querétaro, R=416.22km para la componente horizontal cuadrática media.	106
Figura 5.9 Comparación de la componente horizontal del PGA estimada para sitio sobre roca, con JUR1 dentro del MVB, de la ecuación de atenuación de predicción de este trabajo, trayectoria Guerrero-Querétaro, en comparación al modelo presentado por: a)Ordaz <i>et al.</i> , (1989); b)García, (2006). Con H=20km.	108
Figura 5.10 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.1, Mw=5.2 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).	112
Figura 5.11 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.2, Mw5.6 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).	112
Figura 5.12 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.4, Mw4.7 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).	113
Figura 5.13 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.5, Mw4.3 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).	113
Figura 5.14 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.6, Mw4.9 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).	114
Figura 5.15 Forma espectral normalizada de la media cuadrática MC, de las componentes horizontales EW y NS, para 5 eventos observados en estación JUR1, Querétaro, Qro.	117
Figura 5.16 Formas de espectros de respuesta. Líneas discontinuas=Espectros normalizados observados; líneas continuas=Espectros normalizados promedio observados correspondientes a los grupos de eventos indicados.	118
Figura 5.17 Selección Forma Espectral de la Respuesta Normalizada. Líneas discontinuas=Grupo de Espectros normalizados observados seleccionados; línea continua=Forma Espectral Normalizada promedio, correspondiente al grupo de eventos: S2,S4 y S6 .	118
Figura 5.18 Forma Espectral promedio normalizada, representativa de la fuente Guerrero con referencia en Querétaro, generada a partir de los eventos S2,S4 y S6 de magnitudes Mw=5.2,4.7 y 4.9, respectivamente.	119
Figura 5.19 Espectro de respuesta escalado para el evento S2. Línea punteada=espectro observado "Real"; Línea continua=espectros estimados "Escalados" en función de los diferentes grupos considerados de eventos.	122
Figura 5.20 Espectro de respuesta escalado para el evento S2. Línea punteada=espectro observado "Real"; Línea continua=espectros estimados "Escalados" en función de los diferentes grupos considerados de eventos.	123

Figura 5.21 Espectro de respuesta escalado para el evento S2. Línea punteada=espectro observado “Real”; Línea continua=espectro estimado “Escalados” en función del grupo seleccionado de eventos más representativos a la forma espectral.	123
Figura 5.22 Espectro de respuesta escalado para un evento futuro de Mw=8.0, con referencia en Querétaro.	124
Figura 5.23 Forma espectral promedio (MC) escalada, sin y con Factor de desviación estándar de los residuos logarítmicos, así como la forma espectral promedio (MC) observada “Real”(línea punteada).	126
Figura 5.24 Forma espectral promedio (MC) escalada a Mw=8.0 sin y con Factor de desviación estándar de los residuos logarítmicos, y una envolvente lineal del evento S futuro, Mw8.0.	126
Figura 5.25 Envolvente espectral lineal normalizado a “g”, de una propuesta preliminar en base a un evento S futuro, Mw=8.0, estimado en función de formas espectrales y de la ley de atenuación de la trayectoria Guerrero-Querétaro.	127
Figura 5.26 Espectros de diseño reducidos para estructuras del grupo B, sobre roca, normalizados a “g” y una propuesta preliminar en base a un evento S futuro, Mw8.0, estimado en función de formas espectrales y de la ley de atenuación de la trayectoria Guerrero-Querétaro.	128
Figura 6.1 Forma del espectro de respuesta debido al evento S2 de Mw=5.6, en cada una de las estaciones indicadas desde Guerrero hasta Querétaro.	136
Figura 6.2 Forma del espectro de respuesta normalizado con la PGA debido al evento S2 de Mw=5.6, en cada una de las estaciones indicadas desde Guerrero hasta Querétaro.	137



1. INTRODUCCIÓN

Dentro del amplio campo de la ingeniería civil, hallamos una de las ramas principales que se encarga de la construcción basada desde luego bajo principios de análisis y diseño estructural, con ello se pretende obtener un grado de seguridad en las estructuras. Como punto de partida de un análisis de estructural se comienza por definir el destino de la estructura (uso: habitacional, oficinas, escuelas, etc.) para tomar ciertos criterios de cargas permanentes, tanto muertas como vivas acorde al uso, por otra lado, tenemos algunas otras cargas de tipo accidental, que debemos considerar en nuestro análisis como el flujo del viento y las acciones sísmicas. Desde luego que un ingeniero estructurista, en función del análisis estructural, debe tener la capacidad de definir que combinación de acciones de cargas regirán el diseño de elementos de la estructura. Para lograr este objetivo, es fundamental el apoyo de reglamentos de construcción (e.g., en México: Reglamentos del Distrito Federal RCDF, 2004 y del Manual de Diseño Sísmico de la Comisión Federal de Electricidad versión 1993 (CFE-93), los cuales concentran información basada en la teoría y experimentación del comportamiento a nivel local y global de las estructuras, lo cual nos conduce a construir estructuras cada vez más eficientes bajo un costo optimizado.

Un tipo de información en particular, y del cual estaremos hablando en adelante, es la referida a la **acción sísmica**. Este fenómeno natural que siempre ha estado presente desde la formación misma de la tierra hasta nuestros días, bajo el principio de la composición y movimientos magma en el interior de las distintas capas que conforman el planeta tierra, que provocan el movimiento continuo entre la identificación de placas tectónicas en el mundo. El conocimiento hasta ahora obtenido, nos habla un poco de la preocupación del hombre por tratar

de entender y contra restar las consecuencias que producen pérdidas humanas y materiales.

Desde hace mas de 3000 años, con la aportación de la cultura china en base a sus narraciones descriptivas-cualitativas como primeros registros sísmicos, pasando por la cultura Japonesa y Griega hasta el primer sismoscopio inventado por los chinos en el año 132 d.c. , marcaríamos una primera etapa del estudio de la ingeniería sísmica. Después tendrían que pasar alrededor de 1600 años para volver a ser retomada el campo de la ingeniería sísmica con la invención de nuevos aparatos de medición cada vez más sofisticados hasta uno de los que aún rige el principio básico de los actuales instrumentos (banda ancha), inventado en el año de 1925, en Estados Unidos de Norteamérica en el estado de California por Wood y Anderson, un sismógrafo cuyo sismómetro funcionaba con un sistema de Torsión.

Claro está que el avance de este campo va de la mano conforme es el avance tecnológico de instrumentación. Es así como poco a poco se fue extendiendo la instrumentación alrededor del mundo con una red mundial, World Wide Standard Station Network, WWSSN, el cual fue impulsado en los años 60's por los Estados Unidos de Norteamérica con 125 estaciones idénticas (Udías, 1997).

En nuestro país, México, a fines del siglo XIX se comenzó esta era con la instalación de un primer sismógrafo tipo SECHI, en la época de Mariano Bárcena en el Observatorio Meteorológico Central. Y para 1910, con motivo del festejo del 1er centenario de aniversario del inicio de nuestra independencia, se inaugura el 5 septiembre el Servicio Sismológico Nacional, SSN, iniciando con 6 estaciones (<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Cuaderno1/ch5.html>).

La red inicial estuvo constituida por el observatorio central de Tacubaya y 6 estaciones más, ubicadas en: Oaxaca, Mérida, Zacatecas, Monterrey, Mazatlán y Guadalajara, el tipo de quipo sismógrafos fueron del tipo Wiechert de período corto (<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Cuaderno1/ch5.html>).

Para 1929, el Instituto Geológico Nacional paso a ser el Instituto de Geología de la UNAM así como el de brindar el servicio sismológico. Para 1949 se

creó el Instituto de Geofísica y el servicio sismológico paso a formar parte del mismo (<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Cuaderno1/ch5.html>).

En el periodo de 1965 a 1967, se volvió a dar auge a la ampliación de red sismológica con instalación de quipos más sensibles al movimiento en los siguientes lugares (<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Cuaderno1/ch5.html>):

- 1) Tehuantepec (PBJ)
- 2) Vista Hermosa (VHO)
- 3) Comitán (COM),
- 4) Toluca (OXM),
- 5) León (LCG),
- 6) Presa Infiernillo (PIM),
- 7) Presa Mal Paso (PMM),
- 8) Ciudad Universitaria (UNM),
- 9) Tepoztlán (TPM)
- 10) Popocatépetl (PPM)

Posteriormente para el año de 1970, se instaló una red de estaciones en el noreste del país, con el fin de observar la actividad en el Golfo de California, actualmente esta red está a cargo del Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada Baja California, CICESE, (<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Cuaderno1/ch5.html>).

Actualmente el país cuenta con red de operación de 56 estaciones a cargo del Servicio sismológico Nacional (http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/red_sismologica.jsp#Red de Banda).

Otra institución de reciente creación en México es el, "Centro Nacional de Prevención de Desastres", CENAPRED, inaugurada el 20 de Septiembre de 1988, cuyo objetivo es "Promover la aplicación de las tecnologías para la prevención y mitigación de desastres". Dentro de este cuerpo esta la división Instrumentación, específicamente del área Sísmica el cual cuenta con una red de 5 estaciones acelerográficas entre México y Acapulco, 11 más en el valle de México y dos estructuras instrumentadas. (<http://www.cenapred.unam.mx/es/QuienesSomos/Instalaciones/labInstrumentacion.html>).

Con equipos instalados en el mundo, así como en México, no tardaría en dar los primeros frutos del trabajo realizado años atrás, desde la obtención de

registros cuantitativos y la medición de intensidades con la escala de Mercalli en 1902, como la medición de magnitud con la escala de Richter en 1935, aunado al desarrollo del campo de la geología, nos han ayudado ir desarrollando parámetros que nos permitan entender el comportamiento físico, tanto de manera cualitativa como cuantitativa y conducirnos a estimar valores para incorporarlos a los reglamentos de construcción. En México, en 1969, uno de los documentos más importantes a nivel nacional, producto del análisis de registros sísmicos, es el Manual de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad, CFE, Diseño por Sismo.

Por otro lado, a nivel mundial se han desarrollado herramientas y técnicas en el procesamiento de datos de registros sísmicos, tratando de ir delimitando cada vez más el Riesgo y Peligro Sísmico para cada país, región y localidad.

En particular el municipio de Querétaro, dentro de sus lineamientos reglamentarios de construcción ante sismos, cuenta con información limitada al respecto. Específicamente se vé en el apartado del Capítulo VI, Diseño por Sismo, respecto a parámetros espectrales de diseño, en Artículo 151, establece (RCMQ, 1991):

“El coeficiente sísmico para las Construcciones clasificadas como del grupo B en el artículo 120 se debe tomar igual a 0.10 en la zona A y 0.20 en la zona B, a menos que se emplee el método simplificado de análisis, en cuyos casos se deben aplicar los coeficientes que fijan las Normas Técnicas Complementarias, y a excepción de las zonas especiales en las que dichas Normas especifiquen otros valores de c . Para las estructuras del grupo A se incrementará el coeficiente sísmico en 50 por ciento”.

No olvidemos que el parámetro, coeficiente sísmico “ c ”, es uno de los que se halla relacionado directamente al nivel de fuerzas inerciales de diseño sísmico en las estructuras, por lo que, uno de los objetivos de este trabajo es llegar a estimarlo en función de los datos sísmicos locales.

Lo anterior es posible conforme pasa el tiempo puesto que se irá complementando cada vez más información con ayuda de instalación de más y nuevos equipos, como se ha venido haciendo con la microzonificación sísmica de

Querétaro, así lo demuestran trabajos realizados en la zona, como el realizado por Bustillos (2005), el cual mediante el Método de Vibración Ambiental determinó curvas de isoperiodos del suelo para el valle de Querétaro, concluyendo en dos valores: Zona A: periodo menores a 0.4seg y Zona B: 0.4 a 0.8 seg.

Volviendo al tema de parámetros sísmicos espectrales, hoy en día se trabaja con diversas herramientas de las cuales la más aplicada en dinámica estructural y de gran utilidad en el área del diseño sismorresistente es el espectro de respuesta. Para el empleo de espectros de respuesta es necesario contar con registros sísmicos de la zona, en especial de magnitud fuerte y de cierto periodo de años que representen la sismicidad regional para el caso de obtención de un Espectro de Diseño. Sin embargo cuando no se cuentan con registros suficientes de la zona, se puede trabajar con **leyes de atenuación**, como se ha venido trabajado desde hace algunos años en varias partes del mundo.

Y Querétaro no será la excepción, por lo que se pretende en este trabajo, como primer paso, antes de llegar a la determinación del espectro de Diseño, es la determinación de una ley de Atenuación que ayude a predecir las amplitudes de aceleración máximas del terreno, PGA, es decir, la estimación del movimiento fuerte, específicamente para Querétaro.

El inicio de la estimación del movimiento fuerte en México ha sido preocupación de diversos investigadores como: Esteva y Villaverde (1973) con el complemento de datos de los Estados Unidos de Norteamérica logrando obtener leyes de atenuación para la aceleración y velocidad máximas del terreno; Bufalza (1984) obtuvo leyes de atenuación en base a sólo datos registrados en México. Posteriormente después de ocurrido el sismo del 19 de septiembre de 1985, surgen varios estudios basados en sismos costeros como el presentado por Singh *et al.*, (1987) analizando sismos registrados en la estación CUIP ubicada en Ciudad Universitaria, en terreno firme de la ciudad de México; dos años después Ordaz *et al.*, (1989) propone una ley de atenuación para campo lejano respecto a la zona de subducción del Pacífico basada en la técnica de regresión lineal

descrita por Joyner y Boore (1981); a últimas fechas dado que se ha enriquecido más la base de datos mexicana se ha llegado a obtener nuevas expresiones de atenuación como las que presenta en su trabajo García (2006), asimilando lo expuesto en el trabajo de Atkinson y Boore (2003), continuando con la técnica de regresión lineal, basada en una clasificación de datos de eventos inter e intra placa en la obtención de leyes de atenuación justificada por sus diferentes características de atenuación.

1.1 Justificación

México es un país que se halla en peligro sísmico continuo debido a su ubicación geográfica respecto a la distribución de placas tectónicas bajo fundamento en la “Teoría Tectónica de Placas” (<http://www.angelfire.com/nt/terremotosPlacas/>), la cual explica la composición de la Tierra y a su vez establece que las diferentes capas del planeta tierra desde el núcleo, manto y corteza, están en continuo movimiento debido al flujo constante de material caliente, bajo la suposición del comportamiento de un líquido sujeto a una fuente de calor, de donde se sabe que las partículas más cercanas a la fuente, se vuelven menos densas por lo que tienden a subir, una vez arriba, la temperatura es menor puesto que tiende a enfriarse y vuelve entonces a ser más densa y comienza a descender, formándose así un ciclo (<http://www.angelfire.com/nt/terremotosPlacas/>).

Así mismo, sabemos que la litosfera (capa superficial de la tierra), no es continua debido al movimiento interno permanente, por lo que se afirma que en un tiempo pasado existía un solo continente llamado “Pangea”, separado por ahora en gran parte por las márgenes continentales aunque algunas placas no coinciden con éstas, es decir, pueden llegar a tener corteza continental y oceánica, como se muestra a continuación en la figura 1.1. Esta teoría fue formulada por Alfred Wegener en 1912, con el nombre de Teoría de la deriva de los continentes (<http://www.angelfire.com/nt/terremotosPlacas/>), delimitada sin lugar a duda por la gran sismicidad presente en sus márgenes como lo muestra en la figura 1.1a.

En la figura 1.1b se observa a México ubicado en sus márgenes del Sureste por la incidencia de las placas: Cocos, Caribe y Norteamericana, zona en la cual es bien conocida por el origen de los sismos más severos que han registrado en México. Y que son del tipo de falla “Subducción”, es decir movimiento interplaca (poco profundos $H < 30\text{km}$), en donde el movimiento de falla se da cuando una placa se desplaza por debajo de otra. Es válido mencionar que hay otro tipo de movimientos sísmicos que ocurren con menor frecuencia y no sobre las márgenes continentales sino dentro de él, los cuales son conocidos como intraplaca y éstos ocurren a grandes profundidades ($H > 30\text{km}$).

A consecuencia de los sucesos sísmicos en nuestro país, nos ha obligado incursionar cada vez más en el estudio de estos fenómenos, como sucede a nivel mundial con estudios y valoración sísmica de estructuras a través del tiempo hasta nuestros días (Pampanin, 2006), tratando de predecirlos estadísticamente por medio de modelos de sismicidad (Ordaz, *et al.*, 1989) con objeto de fijar criterios normativos de diseño para todo tipo de construcciones.

En México se creó en el año 1969, un manual de diseño sísmico para estructuras de jurisdicción de la Comisión Federal de Electricidad a nivel nacional, donde incluye información de lo más formal y general sobre el tema de peligro sísmico en nuestro país, por lo que se ha tomado de apoyo para el cálculo de todo tipo de estructuras en el país, sin llegar a tomar el carácter de reglamento, pero sí de gran utilidad debido a que es lo único existente para diseño con parámetros sísmicos nacionales.

Este Manual, en la edición de 1993, presenta parámetros sísmicos distintos respecto al reglamento local de construcción RCMQ (1991), específicamente en el valor del coeficiente sísmico “c”, además del manejo de diferentes zonas de terreno, situación que implica incertidumbre en la elección de tales parámetros.

Por lo anterior, es que, uno de los motivos en indagar sobre el tema es esta discrepancia que nos ha dado la tarea de justificar de manera racional una explicación basada en el tratamiento de señales de sismos fuertes (de magnitud mayor a 5, principalmente), registrados desde lo más próximo posible de la fuente (zona subducción del Pacífico Mexicano) hasta Querétaro, para así poder obtener una ley de atenuación en función de la señal, y poder estimar un espectro(s) de

respuesta representativo(s) que contribuyan en la delimitación de la forma del Espectro de Diseño.

Así se tendrán resultados que ayuden a sumar bases sólidas de una Reglamentación y a su vez ir complementando información sobre una Microzonificación de peligro sísmico para Querétaro.

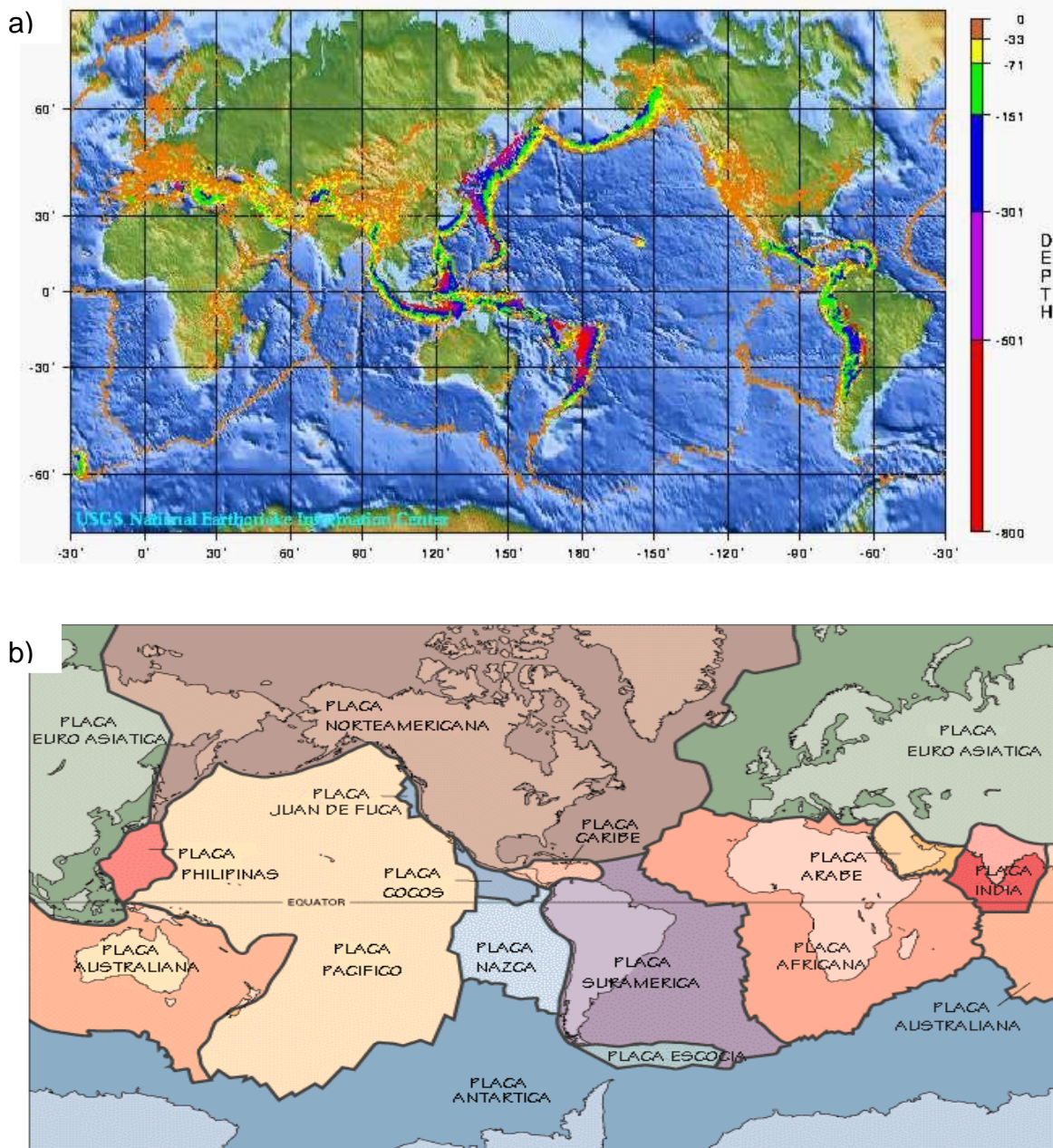


Figura 1.1 a) Sismicidad en el Mundo y b) Placas Tectónicas. (Fuentes: <http://www.angelfire.com/nt/terremotosPlacas/>, <http://khatati.igp.gob.pe/cns/sismologia/figura7.htm>, respectivamente)

1.2 Hipótesis y Objetivos

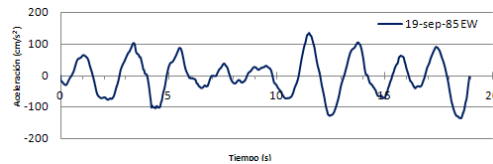
Hipótesis

1. Es posible que la discrepancia de información actual entre el Reglamento Local y el Manual CFE-93 disponibles para la determinación de fuerzas inerciales sísmicas de diseño, se deba a que la base de datos fue limitada a ciertas zonas de interés, como México D.F., y la información que posee es de carácter muy general, además de que en la época se contaran con instrumentos de medición de poco alcance.
2. Lo anterior, es posible demostrar con información local y regional, de registros sísmicos, que afecten en línea de propagación y analizar su atenuación, desde el origen de los eventos hasta su llegada al Municipio de Querétaro.

Objetivos

1. Obtener la ley de atenuación sísmica para la Cd. de Querétaro en base a registros acelerográficos detectados en la Cd. de Querétaro, complementados con registro de estaciones acelerográficas alineadas a las diferentes fuentes sísmicas del pacífico del tipo interplaca.
2. Proponer lineamientos en los que se puedan desarrollar los espectros de diseño de la Cd. de Querétaro con base a familias de eventos sísmicos de gran magnitud que permitan obtener una ley de atenuación general o particular por cada una de las diferentes fuentes sísmicas de subducción del Pacífico Mexicano.

II



2. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 Leyes de atenuación

Definición: Es la capacidad del terreno para amortiguar el movimiento generado por las ondas sísmicas conforme éstas se alejan del foco sísmico (García, 2001).

Es entendible aceptar que cuando se produce un sismo, mientras más lejos se está del epicentro la intensidad del movimiento disminuye, a esto se denomina atenuación del movimiento del suelo, algo similar es de pensarse que mientras más grande sea la distancia hipocentral (sismos profundos), la amplitud del movimiento sísmico decaerá. Estas observaciones se han hecho y comprobado empíricamente, ahora bien, podemos preguntarnos: ¿Realmente, a qué se debe la atenuación sísmica? (García, 2001).

Sin lugar a duda el tema de la Atenuación sísmica se ha trabajado desde ya hace algunos años, partiendo en la simple inspección cualitativa de los registros sísmicos donde se apreciaba una disminución de amplitudes a mayores distancias de lo esperado. Algunos cuestionamientos han sido resueltos por el desarrollo de teorías modernas como la absorción anelástica y el esparcimiento (scattering), basadas en la heterogeneidad y comportamiento viscoelástico de la tierra (García, 2001).

Conocer este comportamiento, que está implícito en un valor característico usualmente dentro del campo sísmico, llamado factor de calidad Q , permite estimar las amplitudes del movimiento del suelo para una distancia y una fuente sísmica conocidas, por lo que una ley de atenuación, no es más que una ecuación semiempírica que relaciona la Magnitud, Distancia e Intensidad sísmica, es decir, la relación entre Aceleración, Velocidad y Desplazamiento.

En general la obtención de una Ley de Atenuación consiste en ajustar curvas a los datos de movimientos sísmicos ocurridos en distintos lugares regionales, los cuales son de carácter particular para una región determinada.

La disminución de amplitudes de ondas, identificables mediante trazas de sismogramas por el fenómeno de atenuación, en cuanto aumenta la distancia hipocentral se debe a tres factores fundamentales independientes entre sí, que expresan cuantitativamente la longitud y complejidad de la trayectoria seguida por las ondas (García, 2001):

- 1) Expansión Geométrica del frente de Onda.
- 2) Absorción Anelástica.
- 3) Esparcimiento o Scattering

El primer y último parámetro son procesos de una redistribución de esfuerzos de la energía, conocida como Atenuación Extrínseca, que dan lugar a pérdidas de energía aparentes, es decir, que durante el proceso de la ruptura solo la energía varían en tiempo y espacio, el segundo es propiamente un fenómeno de disipación de la energía elástica, es la que se ve transformada en calor y recibe el nombre de atenuación Intrínseca. La suma de ambas atenuaciones se le conoce como Atenuación Inelástica o simplemente Atenuación (García, 2001).

2.1.1 Expansión geométrica del frente de onda

Este fenómeno se sustenta con el “Principio de Conservación de la Energía” (1er. Principio de la Termodinámica), de donde se puede establecer que la energía irradiada por ondas sísmicas teniendo como fuente al foco sísmico en un medio perfectamente elástico, homogéneo e isotrópico debe conservarse. Con lo que respondemos el porqué a mayor distancia del hipocentro la energía almacenada disminuye tal como sucede con las amplitudes del movimiento sísmico (García, 2001).

Trabajos de investigación como el presentado por Aki y Richards (1980), llamándole a R una distancia hipocentral demostraron que la dependencia de la amplitud de onda es proporcional a $1/R$ para un frente de ondas esférico o plano (ondas internas o de cuerpo), mientras que para un frente de ondas cilíndrico (ondas de superficiales) la dependencia es con $1/\sqrt{R}$. Aunque se entiende se está hablando de medios homogéneos, pero en esencia es lo mismo, solo que para estas condiciones se complica las deducciones.

2.1.2 Absorción anelástica (Atenuación Intrínseca)

La sismología moderna está basada en los principios de la Mecánica del Medios Continuos y en particular en la Teoría de la Elasticidad, donde a partir de la consideración de la Tierra como un medio elástico perfecto, pueden justificarse muy acertadamente la mayor parte de los fenómenos observados en relación a la acción sísmica y sus características de propagación de ondas (García, 2001).

Sin embargo, la tierra no es un medio perfecto elástico, más bien su comportamiento se asemeja más al de un medio viscoelástico (Anderson y Archambeau, 1964) por ello parte de la amplitud de las ondas sísmicas se atenúan con la distancia hipocentral, en el que la energía elástica es absorbida por el medio en forma de calor por fricción, fenómeno denominado como atenuación intrínseca, dado que depende de la composición tectónica y geológica del medio.

Por este fenómeno de absorción anelástica es que las predicciones de amplitudes son menores que las que puede predecir la Teoría de Elasticidad.

Para tomar en cuenta el fenómeno de anelásticidad existe el planteamiento teórico y el empírico, dado que el primero ha sido difícil de resolver, se toma la segunda opción, de donde se obtuvo la expresión $e^{-\gamma R}$, conocido como termino de Atenuación que representa la atenuación anelástica, donde podemos observar es de tipo exponencial lo cual implica que la energía desprendida por fricción decae muy rápida.

Para caracterizar matemáticamente el parámetro de atenuación se emplean indistintamente tres parámetros:

- i. Coeficiente de atenuación anelástica, γ .
- ii. El decremento logarítmico, δ .
- iii. El factor de calidad específico o factor de atenuación, Q.

Estos parámetros son dependientes directamente de la frecuencia, esto se puede ver en las diferentes formas de decaer cuando se tienen frecuencias altas o bajas, puesto que para las frecuencias altas (de mayor energía) la atenuación es mayor en comparación a las bajas frecuencias.

La estimación de los anteriores parámetros, se desprende de diferentes metodologías, por lo es aconsejable tenerlo presente para efectos de comparación de resultados finales.

- i. *Coeficiente de atenuación anelástica, γ* . Es el decremento logarítmico (γ) de la amplitud de una onda armónica plana que viaja en un medio homogéneo en función del espacio (Johnston y Toksôz, 1981):

$$\gamma = \frac{1}{R_1 - R_2} \cdot \ln \left(\frac{A(R_1)}{A(R_2)} \right) \quad (2.1)$$

Donde:

γ =Unidades de 1/longitud

R1 y R2= Son las distancias hipocentrales de dos puntos cualesquiera en el recorrido de las ondas que se propagan desde la fuente.

A(R1)= Es la amplitud de la onda a la distancia R1.

La amplitud de onda con la distancia se halla en la siguiente expresión:

$$A = A_0 e^{-\gamma R} \cos(\omega \cdot t + \phi) \quad (2.2)$$

$A_0 \cos(\omega \cdot t + \phi)$ = Término que expresa el carácter armónico de la onda junto con su amplitud máxima A_0 , Frecuencia (ω), y fase (ϕ) características.

$e^{-\gamma R}$ = Representa la atenuación anelástica, es decir el decaimiento de la energía liberada por fricción.

- ii. *El decremento logarítmico, δ* . Se define como una relación logarítmica de amplitudes, según Johnston y Toksôz (1981):

$$\delta = \ln \left(\frac{A_1}{A_2} \right) \tag{2.3}$$

δ = Parámetro con unidades adimensionales
 A1 = Es la amplitud de una onda para un determinado tiempo t.
 A2 = Es la amplitud para un ciclo armónico después de A1 (t+T).

iii. *El factor de calidad específico o factor de atenuación, Q.* De los tres parámetros el factor de calidad Q, es el más típico a emplearse en el fenómeno de atenuación sísmica, usado comúnmente en la teoría de circuitos eléctricos (Knopoff, 1964), en el que expresa que para un mismo volumen de material sometido cíclicamente a un esfuerzo elástico, la relación entre la energía total elástica almacenada E, y la energía disipada por fenómeno de absorción anelástica ΔE en un ciclo de excitación armónica es:

$$\frac{1}{Q(f)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \dots\dots\dots(2.4)$$

Q = Es un parámetro adimensional y positivo dependiente de la frecuencia.
 ΔE = Siempre será negativo, puesto que se habla de una pérdida de energía.

Algunos autores manejan al factor Q como Q^{-1} , llamándole coeficiente o función de disipación de energía debida a la fricción interna.

La relación de los tres parámetros suponiendo la hipótesis de disipación pequeña ($Q > 1$), son las siguientes (Knopoff, 1964):

$$\gamma = \frac{\omega}{2vQ} = \frac{\pi \cdot f}{vQ} = \frac{\delta \cdot f}{v}$$

$$\delta = \frac{\pi}{Q} = \frac{\gamma \cdot f}{v} = \gamma \cdot \lambda \tag{2.5 y 2.6}$$

(ω) = Frecuencia angular de la onda considerada.
 f = Frecuencia lineal de la onda.
 v = Velocidad de propagación del tren de ondas. Se toma V promedio, para medios heterogéneos o la V del medio que determina en mayor medida la atenuación en todo el trayecto.

2.1.3 Esparcimiento o Scattering (atenuación extrínseca)

Otro mecanismo de atenuación que posee la tierra es el debido a la anisotropía, ya que ésta se cumple en su totalidad en el medio terrestre heterogéneo lo que complica aún más el estudio de la atenuación. El principio de Huygens, sobre la interacción de una onda con un medio heterogéneo que da lugar a la generación de nuevas ondas secundarias que tienen por foco la propia heterogeneidad y que en su propagación pueden interferir entre ellas mismas (ver figura 2.1). A este fenómeno se le conoce como esparcimiento o scattering.

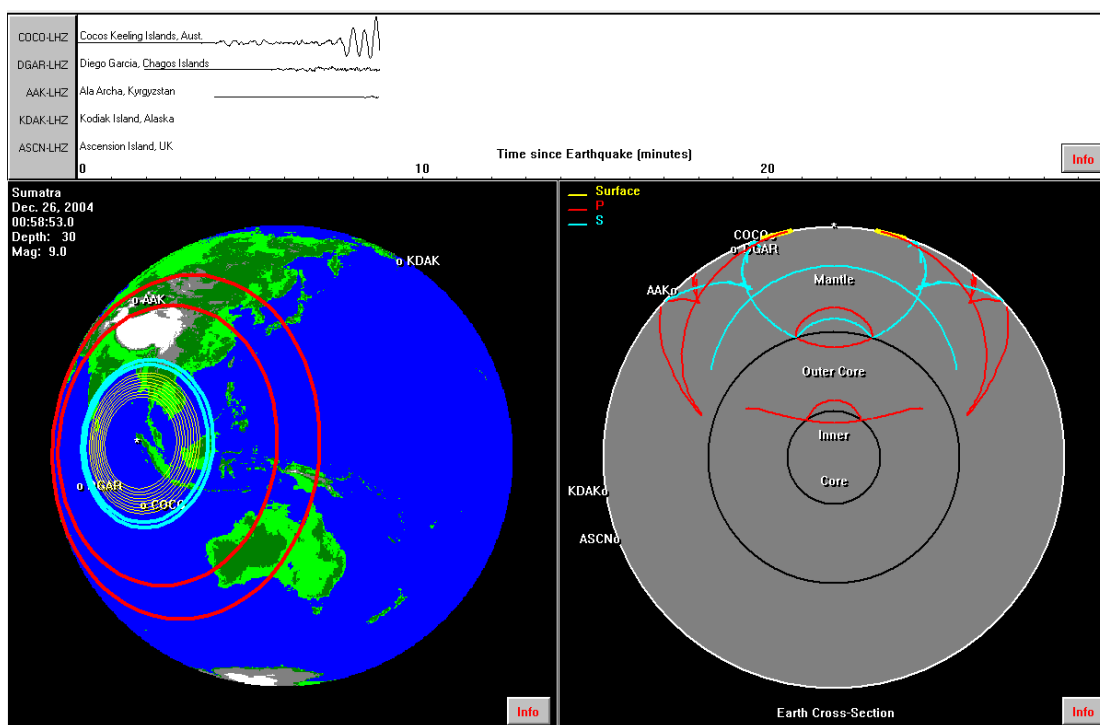


Figura 2.1 Ilustración esquemática sobre propagación y registro de ondas superficiales y de cuerpo, en el cual se aprecia el fenómeno scattering, para el sismo de Sumatra 26 Dic 2004. SEISMIC WAVES Versión 2.1 Level 2009.09.27 (Fuente: <http://bingweb.binghamton.edu/%7Eajones/#Seismic%20Waves>)

Gracias a la heterogeneidad en el interior de la tierra existe una redistribución de la energía en el espacio y tiempo donde el nivel de esparcimiento nos informa sobre mayor o menor heterogeneidad existente en el mismo medio.

Este fenómeno scattering afecta totalmente el patrón de radiación de energía de las ondas, es decir, donde las amplitudes se verían afectadas en

menor o mayor escala según el patrón original y un nuevo patrón distorsionado de lóbulos, como se aprecia en la figura 2.2.

Como en todos los fenómenos de difracción e interferencia de ondas, la relación entre la dimensión característica de las heterogeneidades del medio (α) y la longitud de la onda incidente (λ) es un factor clave a la hora de determinar la importancia del esparcimiento en cada caso. De este modo el esparcimiento es máximo, y puede afectar significativamente al patrón de radiación, cuando λ y α son similares (ver figura 2.2). Este fenómeno se da especialmente entre las frecuencias de 0.1 y 20 Hz -de máximo interés en Ingeniería Sísmica-, que precisamente corresponden a longitudes de onda de dimensiones similares a las de las heterogeneidades litosféricas de pequeña y mediana escala (García, 2001).

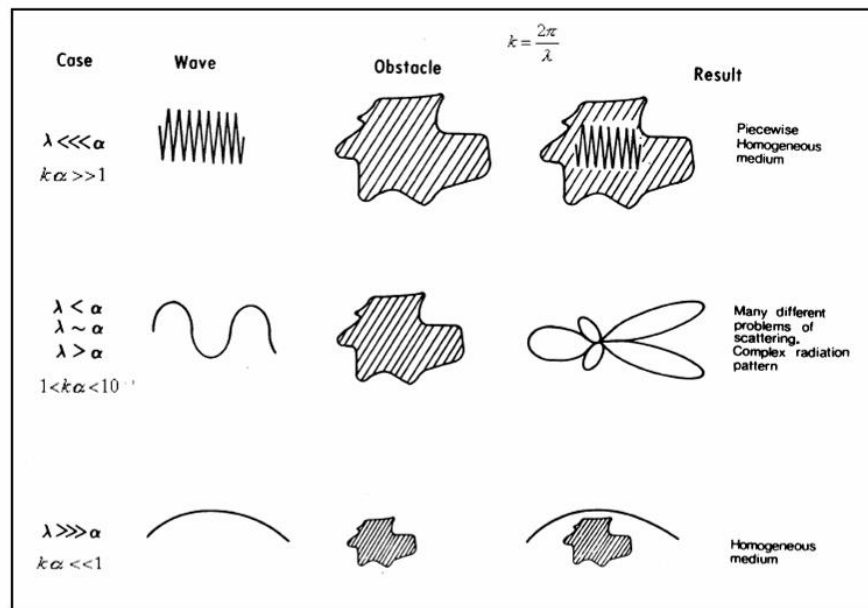


Figura 2.2 Influencia en el problema del esparcimiento de la relación entre el tamaño de la heterogeneidad α , y la longitud de onda sísmica incidente λ . (Herráiz y Espinosa, 1987).

Con lo expuesto, podemos diferenciar entre la absorción anelástica (atenuación intrínseca) y esparcimiento o scattering (Atenuación Extrínseca), dado que la primera es una disipación de energía mientras que la segunda es una redistribución de la misma, ésta característica también la posee el primer factor de de la atenuación, la expansión geométrica, solo que la diferencia radica en que

esta última se esperan mismas amplitudes a iguales distancias lo cual no ocurre con el esparcimiento.

En un sismograma, este fenómeno se aprecia con el alargamiento del mismo, con las características de la coda, en cuanto mayor sea la amplitud y duración mayor será el esparcimiento provocado por medio de propagación, como se aprecia en la figura 2.3.

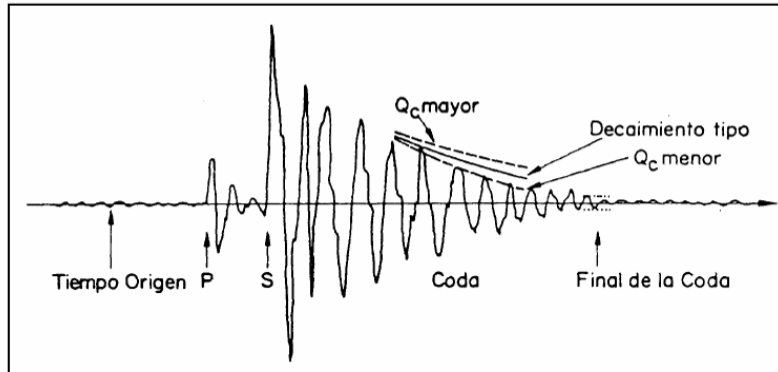


Figura 2.3 Indicación de coda de un sismograma y zonas de tiempo origen así como el arribo de ondas P y S, a Mayor alargamiento mayor esparcimiento en un medio (Pérez, 2000).

Volviendo a la definición del factor de calidad Q, según ec.2.4, es claro pensar que incluya ambos fenómenos, Atenuación anelástica y esparcimiento, aunque lo hayamos definido como solo en el aporte de la Atenuación anelástica, realmente el factor Q considera globalmente la atenuación en general, es decir la suma matemática de ambos fenómenos, conocida como Atenuación Aparente Q, llamada así debido a que la energía se redistribuye por la atenuación por esparcimiento, mas no se disipa, determinada por la siguiente relación:

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_i(f)} + \frac{1}{Q_s(f)} \quad (2.7)$$

Qi= Aporte de atenuación Anelástica (Intrínseca).

Qs= Aporte de atenuación por esparcimiento o scattering (Extrínseca).

Dado que es sabido que el factor de atenuación aparente Q , es difícil saber la aportación de cada uno de sus componentes se emplea siempre el término de factor de atenuación aparente Q .

Para comprender el factor de atenuación aparente Q , es imprescindible hacer notar de qué variables depende (García, 2001):

- 1) Del método empleado para su obtención.
- 2) Del tipo de onda (P, S, Lg, ó de coda Q_c) considerada para su obtención. El cual implica diferentes resultados.
- 3) La dependencia de Q con la frecuencia, el cual es algo importante en cualquier estudio de atenuación.

2.1.4 Métodos empíricos empleados en el cálculo de la Atenuación

1. Mediante Técnicas Cuasiestáticas (e.g., estimada mediante la diferencia de fase entre los esfuerzos y las deformaciones al comportamiento anelástico del medio).
2. Mediante Técnicas Dinámicas (e.g., basado en ondas P,S, Lg y coda).

Profundicemos un poco sobre este último método basado en Técnicas dinámicas el cual es más usual y complementado con el estudio de movimientos fuertes y de coda.

i. Movimientos Fuertes:

Los registros sísmicos son generalmente de acelerógrafos o de banda ancha, donde la finalidad es determinar parámetros en función de la disminución de la amplitud con la distancia al foco, como:

- a)** *La aceleración, velocidad y desplazamiento máximos, lo que indica el decaimiento del valor máximo con la distancia (Boore et., 1980).*
- b)** *La amplitud espectral, la cual aporta información sobre el comportamiento de atenuación para cada frecuencia con lo que se*

obtiene información de la fuente (espectros de Fourier) como para su aplicación a edificaciones (espectros de respuesta), (Ordaz y Singh, 1992).

ii. Medición de propiedades estadísticas de las ondas sísmicas:

Esta clase análisis, no deterministas, se basa en el estudio de las ondas de coda para terremotos locales, registradas en sismogramas de estaciones de alta frecuencia en campo cercano. Y dado que el origen de ondas de coda son secundarias, por ser provenientes de las primarias debido a la anisotropía, son entonces producto de un proceso aleatorio por lo que se emplean métodos estadísticos (García, 2001).

En general, en todo estudio de atenuación que emplee las mencionadas técnicas dinámicas, el objetivo que se persigue es conseguir *una expresión que relacione un parámetro característico del movimiento del terreno producido por un terremoto (aceleración, velocidad y desplazamientos máximos, etc.) con la distancia con el punto que se registra dicho movimiento a la fuente y con un parámetro que represente la energía liberada en el foco sísmico, como puede ser la magnitud o la intensidad* (García, 2001). Para lograr este objetivo se hace uso del empleo de **regresiones lineales** de los datos disponibles, tanto instrumentales como macro sísmicos (García, 2001).

Precisamente es en este punto donde queda patente la importancia para el desarrollo de la Ingeniería Sísmica de las **leyes empíricas** como vía para - soslayando las complejidades teóricas de la fuente y la propagación, así como las tectónicas del medio en estudio- alcanzar una determinación fiable del movimiento del terreno a través de notables simplificaciones en el planteamiento. Este logro resulta clave en la evaluación de daños y, consecuentemente, en la prevención de los mismos (García, 2001).

La expresión genérica para la que se calcula la regresión presenta la forma:

$$\ln SA(f, R) = C_1(f) + C_2(f) \cdot M_w + C_3(f) \cdot \ln R + C_4(f) \cdot R \quad (2.8)$$

Donde:

SA(f)= Parámetro empleado en la regresión, representando la amplitud espectral de la aceleración, de la velocidad, amplitud del espectro de respuesta o bien $A_{m\acute{a}x}$, $V_{m\acute{a}x}$, etc, en cuyo caso no existe la dependencia con la frecuencia f .

Mw= Magnitud de momento sísmico

R= La distancia Hipocentral

$C_i(f)$ = Son los coeficientes que representan la dependencia con la Magnitud Mw y distancia R.

O su equivalente en forma exponencial:

$$SA(f, R) = D_1(f) \cdot D_2(f)^{M_w} \cdot R^{C_3(f)} \cdot e^{C_4(f) \cdot R} \quad (2.9)$$

El significado físico de cada uno de los términos de las expresiones 2.8 ó 2.9, se pueden describir de la siguiente manera (García, 2001):

$C_1(f)$: *Es un coeficiente independiente de la frecuencia que sirve de ajuste de la ecuación en general.*

$C_2(f)M_w$: *Es el término que cuantifica la dependencia con la Magnitud del sismo respecto a la amplitud del movimiento esperado, y la dependencia de este termino con la frecuencia indica la dependencia de la amplitud para las distintas frecuencias de análisis del espectro de la fuente, para cada evento en particular.*

$C_3(f)\ln R$: *Es el término que representa el fenómeno de la expansión geométrica, por ejemplo; si el coeficiente $C_3(f) = -1$ indica el debido al frente de ondas esféricas, propias de ondas internas o de cuerpo; si $C_3(f) = -0.5$ sería el debido a ondas superficiales, que presentan un frente de ondas cilíndrico.*

$C_4(f) R$: *Este término representa, a su vez, la atenuación anelástica (intrínseca y extrínseca conjuntamente).*

Cabe mencionar que suele agregarse un coeficiente más en este tipo de ecuaciones genéricas, un $C_5(f)$ que considere los efectos de sitio, es decir, cuando no se tratan registros obtenidos de estaciones en roca, por lo que este coeficiente se debe las características del tipo de suelo.

Informaciones todas ellas muy enriquecedoras tanto para la prevención de daños como para el conocimiento de la atenuación en el medio y el comportamiento de la fuente sísmica considerada (García, 2001).

En este trabajo proponemos una ley de atenuación, continuando con los semejantes lineamientos expuestos conjuntamente del análisis de movimientos fuertes para predecir el *Peak Ground Acceleration* PGA, para Querétaro.

2.1.5 Métodos de regresión lineal, aplicados en estimar leyes de Atenuación

Volviendo al tema de las diversas técnicas de regresión, y que enseguida se comentarán, podemos resumir algunas consideraciones que forman parte de los principios e hipótesis que tienen en común todas ellas (García, 2006):

- 1) El tratamiento independiente de las observaciones de cada frecuencia (ley de atenuación espectral), y que aún no existe método alguno capaz de relacionar de manera global. Por lo que se ha venido trabajando con interpolaciones entre los coeficientes obtenidos para las distintas frecuencias, tratando de suavizar su relación global (*e.g.*, Boore *et al.*, 1997).
- 2) El delimitar a ciertas características grupos de datos con la finalidad de restringir la variabilidad de coeficientes en función de principios sismológicos como: datos de campo cercano, mecanismo focales, efectos de sitio (roca o suelo blando), etc.,(García, 2006).
- 3) Todos los métodos parten de suponer que no existen incertidumbres en las variables independientes. Lo que resulta razonable considerar que estas incertidumbres son despreciables frente a las introducidas por la variabilidad de los datos y por la estimación de la regresión (análisis de residuos), (García, 2006).

Que aunque en lo personal incluiría otro y que quizás se omita por lo obvio, que no dejare pasar, es el empleo sólo de amplitudes máximas (PGA, PGV), expresiones pioneras de atenuación en el mundo.

Dentro de este apartado se expondrán en resumen la filosofía metodológica sin entrar en detalle a las bases matemáticas puesto que se abarcaría varios capítulos tratando de explicar cada uno de ellos, sin embargo sí se presentan algunas expresiones en aquellos que formen parte básica de los criterios que se tomaron en la propuesta de la deducción de la Metodología para la obtención de la ley de atenuación, en dirección y análisis por trayectorias, hacia la ciudad de Querétaro como los presentados por Joyner y Boore (1981) y Atkinson y Boore (2003).

Los métodos más empleados de regresiones, en la estimación de ecuaciones de atenuación son (García, 2006):

- i. Método de mínimos cuadrados*
- ii. Método de mínimos cuadrados ponderados (Campbell, 1981)*
- iii. Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)*
- iv. Mejora del Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981) por Atkinson y Boore (2003).*
- v. Método: Modelo de efectos aleatorios (Brillinger y Preisler, 1984)*
- vi. Métodos Bayesianos*
- vii. Métodos no paramétricos*

i. Método de mínimos cuadrados

Fue el primer método empleado, sin embargo ha mostrado ciertas carencias en la estimación del gran movimiento fuerte y que por ello han surgido diversas técnicas, tomando como base este mismo método bajo ciertas variantes en las formas de ecuaciones de regresión así como la propuesta de etapas para lograr desacoplar la relación que existe entre M y d (o R) (relación $M - d$, fuente con el Medio), donde implica estimar coeficientes en la regresión que definan la influencia de la distancia R sin depender o se vea involucrada la magnitud M , situación que por naturaleza de este método, directo en su aplicación (sin ninguna

variante), no proporciona buenos resultados. Algunas otras carencias, además del acoplamiento son:

1. Existe fuerte dependencia frente a eventos con gran número de registros.
2. Presenta Fuerte dependencia de datos marginales o anómalos.
3. Hay gran inestabilidad frente a formas funcionales altamente no lineales, es decir, pequeñas variaciones en un coeficiente dan lugar a grandes cambios en el resto de los coeficientes).
4. Una Obtención de coeficientes no realistas, carentes de sentido físico.
5. La imposibilidad para introducir la limitación por instrumentos lejanos no disparados.

ii. Método de mínimos cuadrados ponderados (Campbell, 1981)

El autor manejó dentro del método ordinario de Mínimos Cuadrados, distintos sistemas de pesado para ponderar la influencia de los datos y compensar así su distribución no uniforme respecto a la magnitud M , distancia d y el no. de registros por evento. Los esquemas varían desde un peso unitario por registro, es decir, equivalente al método no ponderado, en el cual los eventos con mayor número de registros priman en la regresión, hasta un peso unitario por evento, situación contraria a la anterior, en este esquema cada evento influye de la misma forma, independiente de los registros aportados. El esquema elegido fue un intermedio, donde Campbell consideró que representaba un equilibrio razonable entre ambos casos extremos mencionados. La ventaja del método es su sencillez en la aplicabilidad mientras que su desventaja del método es el no poder resolver el problema de acoplamiento entre las contribuciones de la magnitud M y la distancia d .

iii. *Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981)*

A diferencia del método anterior, este método propuesto por Joyner y Boore (1981), plantearon una solución que permite el desacoplamiento de los términos de la magnitud M y la distancia d (Fuente y medio). El método se plantea en dos etapas, equivalente al presentado por Richter en los años 50's para trazar las curvas de atenuación en California que le permitieron definir la magnitud local M_L . En resumen se trata de un método de regresión lineal múltiple por mínimos cuadrados en dos etapas:

De las cuales se parte de la forma de expresión básica del tipo exponencial para efectuar las regresiones, ec.2.10 y que es equivalente a la ec.2.11 expresada en términos de logaritmos de base 10:

$$y = \frac{k}{R} e^{-qR} \quad (2.10)$$

Donde:

y = aceleración máxima (PGA)
 k = es función de la Magnitud
 q = es un constante
 R = es la distancia más cercana al plano de falla (distancia hipocentral)

- 1) En una primer etapa se determina los parámetros que controlan la dependencia con la distancia R y una serie de factores de amplitud a_i (uno por evento analizado), efectuando una primer regresión con la forma de la ec.2.11:

$$\log y = \sum_{i=1}^N a_i E_i - \log R + bR + cS \quad (2.11)$$

Donde:

y = aceleración máxima (PGA)
 E_i = 1 para el sismo i
 a_i =Polinomio de primer o segundo grado función de M entre eventos
 S =1 para sitios con suelos blandos; 0 para sitios con roca
 R = es la distancia más cercana al plano de falla (distancia hipocentral)
 b y c = Son coeficientes determinados de la regresión lineal

- 2) En la segunda etapa se obtienen los parámetros que gobiernan la dependencia con la magnitud M y la serie de factores de amplitud a_i , bajo la solución de un polinomio de 1er o 2do orden:

$$a_i = \alpha + \beta M_i + \gamma M_i^2 \quad (2.12)$$

Donde:

M : Magnitud sísmica.

α, β, γ : Coeficientes de la regresión.

a_i : Polinomio lineal o cuadrático, en función de la magnitud M .

La estimación de la incertidumbre en este método se estima mediante la expresión:

$$\sigma_y = \sqrt{\sigma_s^2 + \sigma_a^2} \quad (2.13)$$

Donde:

σ_s : Es la desviación estándar de los residuos de la forma de la regresión según ec.2.11

σ_a : Es la desviación estándar de los residuos de la forma de la regresión según ec. 2.12

Ahondando más en el tema de; a qué se refiere con el desacoplamiento entre la magnitud M y d , (donde los coeficiente respecto a la distancia d (ó R) implica el significado del efecto producto de la expansión geométrica y la atenuación anelástica). Con este método se asegura un correcto cálculo de la influencia de cada uno de estos parámetros sin que exista correlación entre ellos, es decir, que un cálculo erróneo de la magnitud M no afecta la estimación del coeficiente de regresión de R , correspondiente a la atenuación anelástica y expansión geométrica. Otro aspecto importante es que en este método cada registro, pertenezca al sismo que sea, tiene el mismo peso en el ajuste de la dependencia con la magnitud M (- esto sin que primen los de mayor magnitud, como sucede en otros métodos -). Considerando todo lo anterior implica una reducción del riesgo de una desviación de los resultados hacia los datos de registros de mayor magnitud (García, 2006).

Las incertidumbres se basan en dos supuestos: (1) el error en la determinación de la curva global definida por ec.2.11 es despreciable frente al residuo de cada dato individual respecto a la curva y (2) la variabilidad de σ_a se considera debida por completo a la naturaleza aleatoria de a_i o M (donde ambos parámetros son considerados carentes de incertidumbres). Que este último supuesto no es del todo cierto se ha corroborado buenas aproximaciones ante la incertidumbre real (García, 2006).

Este método ha sido probado con éxito en varias partes del mundo como en Japón por Fukushima y Tanaka (1990), los cuales corroboraron la similitud de los coeficientes obtenidos con este método y los obtenidos por separado para cada evento con métodos ordinarios; otros autores como Molas y Yamazaki (1995) en Japón y Chang *et al.*, (2001) para la zona de Taiwán. Para más detalles del método se recomienda revisar la publicación de Joyner y Boore (1981).

iv. *Mejora del Método de dos pasos (Joyner y Boore, 1981) por Atkinson y Boore (2003).*

A últimas fechas se ha continuado con el tema por los autores Atkinson y Boore (2003) en su publicación: *Relaciones empíricas para el gran movimiento fuerte de zona sísmica de subducción y su aplicación a Cascadia y otras regiones*, donde emplean una base de datos de 1148 registros de componente horizontal (donde cada par de la estación de terremoto aporta dos componentes horizontales) de 77 sismos. Donde trata por separado las regresiones que se realizan para los eventos inter e intraplaca, ya que en su análisis indica que hay diferencias considerables en las amplitudes, la escala y la atenuación de estos tipos de eventos.

La propuesta de ecuación a efectuar las regresiones es de la forma general de la ec.2.14:

$$\log Y = f(M) + c_3 H - c_4 R - g \log R + c_5 sl S_C + c_6 sl S_D + c_7 sl S_E \quad (2.14)$$

$$f(M) = c_1 + c_2 M \quad (2.15)$$

$$g = 10^{(c_8 + c_9 M)} \quad (2.16)$$

Donde:

Y: Peak Ground Acceleration PGA, aceleración máxima (gales) ó pseudoaceleración PSA

M: Magnitud del evento.

R: Distancia hipocentral (km).

c_i: Coeficientes de las regresiones.

g: Coeficiente de la expansión geométrica, en función de la magnitud M.

$f(M_w)$: Polinomio lineal, en función de la magnitud M.

S_j: Con valores de 1 y 0, según la velocidad de propagación de ondas en el suelo.

s_f: Con valores de 1 y 0, según el PGA o rango de frecuencias en suelos.

Los últimos dos términos implican varios tipos de suelos, diferentes a la roca, que pueden ser consultados en la publicación de Atkinson y Boore (2003).

De donde se aprecia que ahora, no solo está el término $f(M)$ de la ec.2.14 variable en función de la magnitud M (ec.2.15), si no que introduce un término g , (ec.2.16) representando la variabilidad de la expansión geométrica en función de M , cuando hasta antes de este trabajo se suponía o se partía en las regresiones fijando un valor constante según fuera el estudio en campo cercano o campo lejano.

Con lo que queda claro la idea de que además del término $f(M)$, los coeficientes que definen g , también varían con la magnitud.

La determinación del coeficiente g , se determinó mediante regresiones lineales de la forma básica expresada en ec.2.17, para posteriormente identificar que cada valor de g es diferente para cada magnitud M y hallar así la ec.2.16. Lo que podríamos llamar en lo personal un método de tres etapas, puesto que la regresión final, la 3er etapa, se realizaría para hallar los coeficientes c_3 y c_4 , fijando los anteriores valores ($f(M)$ y g), empleando la forma de la ec.2.14 en la regresión final.

$$\log Y' = a_1 + a_2 M - g \log R + a_3 S \quad (2.17)$$

Donde:

Y': Es la PSA ó PGA, para frecuencias de 0.1Hz a 1Hz, corregida por la curvatura de la línea de atenuación debido a la anelasticidad asumida por $Y'=Y^*(\exp(0.001R))$. Expresada en gales.

M: Magnitud del evento.

R: Distancia hipocentral (km).

a: son coeficientes de la regresión múltiple lineal

g: Coeficiente de la expansión geométrica.

S_i: Con valores de 1, según la velocidad de propagación de ondas en el suelo, para roca es igual a 0.

El estudio de estos trabajos se concluyó que la forma más idónea para la regresión lo puede dar estudiando regiones en particular (o bien trayectorias particulares, - como lo será en nuestro caso de estudio-) y con datos reales observados, ya que en su experiencia de Atkinson y Boore (2003), en donde se agrupó bajo el esquema clasificatorio de eventos inter e intraplaca de algunas zonas de subducción del mundo, existieron diferencias en los resultados, justificados por las diferencias de estratigrafías de las distintas zonas (EUA, México, Japón y zonas de América Central).

v. Método: Modelo de efectos aleatorios (Brillinger y Preisler, 1984)

Método propuesto por Brillinger y Preisler (1984), (“random effects model”), también conocido como método de un paso o método de máxima verosimilitud (- *el principio de máxima verosimilitud establece que la mejor estimación de los coeficientes es aquel conjunto de valores para el cual es máxima la probabilidad de encontrar la muestra de datos que, de hecho, se ha observado* – que de alguna manera es equívoco puesto que el método de uno o dos pasos busca la verosimilitud-). Enfoque que permite desdoblar el término de perturbaciones en dos contribuciones:

- a) Componente inter evento o evento a evento: en ella se estima la variabilidad del movimiento debida a las peculiaridades de cada sismo, correlacionando los residuos de los registros de cada sismo.
- b) Componente intra evento o registro a registro: aquí se representa la variabilidad residual, compuesta por la variabilidad del sitio más cualquier otra fuente de dispersión no representada por la inter evento, es decir, la que correlaciona los registros de cualquier sismo, que

podríamos asociar con la variabilidad natural de las observaciones de movimiento del suelo.

Usualmente la segunda contribución es considerada en cualquier método de regresión, no así con la primera que verdaderamente constituye una información adicional que brinda este método, que considera explícitamente el hecho de que los registros de un mismo evento no son estrictamente independientes (García, 2006).

El modelo es similar al expresado en ec. 3.2, sólo que la evaluación de perturbaciones o bien las incertidumbres de la regresión se basa en las contribuciones inter e intra evento. A partir de la premisa de que ambas contribuciones son variables aleatorias independientes normales de media cero sobre sus respectivas poblaciones y con varianzas σ_e^2 y σ_r^2 , respectivamente, se determinan simultáneamente todos los coeficientes de la función por aplicación directa del principio de máxima verosimilitud al conjunto de todas las observaciones (García, 2006).

Hoy en día este modelo de efectos aleatorios es muy utilizado, habiéndose propuesto diferentes algoritmos para su implementación. Así tras la solución inicial de Brillinger y Preisler (1984), estos mismos autores sugirieron un algoritmo analítico más eficiente (Brillinger y Preisler, 1985). Sin embargo los autores Abrahamson y Youngs (1992) comprobaron que dicho algoritmo resultaba inestable bajo ciertas condiciones, por lo que propusieron otro algoritmo alternativo más lento pero más estable. Posteriormente Joyner y Boore (1993) han propuesto un nuevo algoritmo, de uso muy extendido (e.g., Abrahamson y Silva, 1997; Spudich *et al.*, 1999). En zonas de subducción este último esquema es también el más utilizado (Youngs *et al.*, 1997; Atkinson y Boore, 2003).

vi. Métodos Bayesianos

Este método constituye una alternativa del enfoque clásico, especialmente para dar significado físico a los coeficientes. Su aportación fundamental es la de incluir explícitamente información no derivada directamente de los datos, sino de

otras fuentes, como estudios previos, principios básicos, etc., que reflejan el estado del conocimiento sobre los coeficientes por determinar. Esta información previa se introduce suponiendo que los coeficientes de la regresión son, al igual que el error, variables aleatorias. Dichas variables aleatorias pueden describirse mediante una distribución de probabilidad cuya forma, valores estimados y varianzas a priori se eligen en función de consideraciones sismológicas. Esta elección permite limitar estadísticamente la variación de los coeficientes fuera de intervalos de significado físico. Posteriormente, por aplicación **del Teorema de Bayes de la probabilidad condicionada** se obtienen, al combinar matemáticamente los coeficientes a priori con los datos observados, nuevas estimaciones y de sus varianzas que reúnen la información procedente de ambas fuentes. Se ha visto que tanto matemáticamente como numéricamente resultan más complejos que los métodos anteriores, sin embargo los métodos bayesianos aportan soluciones más estables e incorporan de manera racional la información disponible. Probado por Ordaz et al., (1994), hallando una rápida convergencia hacia soluciones coherentes con datos observados.

vii. Métodos no paramétricos

El método es distinto a los anteriores al ser no paramétrico, que es de uso común en la rama de sismología. Autores como Brillinger y Preisler (1984) propusieron junto con la versión paramétrica, una versión gráfica alternativa de su modelo de efectos aleatorios, la cual no ha sido muy utilizada. Por otro lado, el autor Castro *et al.*, (1990) emplea un método no paramétrico así como también un paramétrico, para determinar la dependencia con la distancia d . Más tarde Anderson y Lei (1994), presentaron una generalización del método a dos dimensiones para incluir la dependencia con M (García, 2006).

El método busca una superficie dependiente de los parámetros de tal modo que pase tan próxima a los datos como sea posible, pero sin imponer una forma analítica a la misma. El resultado de estos métodos no es una función con coeficientes, sino una tabla de valores de la variable dependiente para una serie

de magnitudes y distancias fijadas, junto con una regla de interpolación para los valores intermedios.

La ventaja de este método es la flexibilidad ilimitada que ofrece para modelar dependencias complejas de la magnitud M y la distancia d . Y que como ya se mencionó, para el caso de los parámetros pico y respuesta espectral no existe una base clara para asignarles una forma funcional simple. Por otra parte, hallamos inconvenientes como, la necesidad de requerir una gran base y amplia de datos bien distribuidos para poder delinear la superficie con precisión y la imposibilidad de extrapolar fuera de los rangos analizados –es decir, implica requerir de una base amplia de intervalos de M y d -. Los resultados son muy similares a los obtenidos con ecuaciones paramétricas, hecho que justifica la elección del método en ocasiones (García, 2006). Como ejemplo tenemos la zona de subducción en el pacifico mexicano, en eventos interplaca, por Castro *et al.*, (1990); Anderson y Lei (1994), Anderson (1997).

2.1.6 Estudios previos sobre leyes de Atenuación en México

Para presentar un breve resumen de los trabajos más destacados sobre leyes de atenuación hablaremos de dos tipos según su profundidad de la fuente sísmica; los Interplaca (profundidad 5-35km) e Intraplaca (profundidad >35km) (García, 2006).

a) Estudios sobre atenuación basados en sismicidad interplaca:

La estimación del peligro sísmico en México ha sido preocupación de diversos investigadores, por ejemplo Esteva y Villaverde (1973) obtuvieron leyes de atenuación para la aceleración y velocidad máxima del suelo con el complemento de datos de los Estados Unidos de Norteamérica; Bufaliza (1984) obtuvo leyes de atenuación con base en datos registrados sólo en México. Después de ocurrido el sismo del 19 de septiembre de 1985, surgen diversos estudios basados en sismos costeros como el presentado por Singh *et al.*, (1987)

analizando sismos registrados en la estación CUIP (localizada en Ciudad Universitaria, en suelo firme de la ciudad de México).

Los primeros estudios sobre ondas de coda y atenuación en la zona de subducción mexicana pronto sugirieron la existencia de una dependencia del factor de calidad con la frecuencia (e.g., Rodríguez *et al.*, 1983; Mahdyiar *et al.*, 1986). Estos trabajos, basados en registros cercanos a la costa de eventos interplaca, constataron además una fuerte atenuación para la región que fue asociada a la mayor actividad tectónica de la primera. En estos estudios, además, se llevaron a cabo las primeras regresiones para determinar la atenuación de V_{\max} y su relación con la magnitud (Mahdyiar *et al.*, 1986).

Poco después Ordaz *et al.* (1989) dedujeron una expresión para predecir la aceleración pico de los terremotos interplaca a distancias inferiores a los 350 Km.

Dicha ley viene dada por:

$$\log A_{\max} = 1.76 + 0.300 \cdot M_w - \log R - 0.0031 \cdot R \quad (2.18)$$

Donde:

Amax= Aceleración máxima
 Mw= Magnitud de momento Sísmico
 R= Distancia hipocentral

Castro *et al.*,(1990) realizaron el primer trabajo en la región sobre atenuación sísmica de la amplitud espectral basado en acelerogramas. Dichos registros estaban, en ese caso, generados por eventos interplaca de magnitudes entre 4.0 y 7.0. Este estudio, precursor del más detallado de Ordaz y Singh (1992) -y, en consecuencia, indirectamente de este trabajo utilizó los registros de movimientos fuertes de la Red Acelerográfica de Guerrero para determinar el factor de calidad de dicha zona, los espectros de fuente de los sismos interplaca y la respuesta de sitio, se analizaron frecuencias entre 0.1 y 40 Hz.

Entre los años 1992 y 1997 aparecieron nuevos estudios de carácter más local pero en la misma línea que los anteriores (véase Ottemöller *et al.*, 2001). Estos trabajos continuaron aportando evidencias de una alta atenuación para la región y, en especial, para Guerrero y la zona próxima a la costa, así como de la

dependencia de dicha atenuación con la frecuencia, principalmente para frecuencias próximas a 1 Hz.

En los últimos años han aparecido nuevos estudios que aplican novedosos avances teóricos en el campo del esparcimiento y las ondas de coda. Entre ellos destacan los de Margerin *et al.*, (1999) y Shapiro *et al.*, (2000). El primero, a través de un modelo teórico muy sencillo pero de gran interés basado en una corteza difractante, analiza la Q_c entre 1 y 15 Hz, y subraya la importancia del efecto de dispersión debido al contraste de las propiedades de esparcimiento entre la corteza y el manto. Los autores concluyen con que la atenuación de la coda para la zona de costa mexicana puede explicarse mediante una atenuación intrínseca constante próxima a 1000, por lo tanto relativamente pequeña, prácticamente independiente de la frecuencia, y un scattering muy importante y altamente variable con la frecuencia, que domina para frecuencias próximas a 1 Hz.

Recientemente Ottemöller *et al.*, (2001) han elaborado un estudio sobre las variaciones laterales de la propagación de las ondas Lg en la región mediante técnicas de tomografía sísmica. Este interesante trabajo, que abarca precisamente la misma zona que aquí se analiza, se basa de nuevo en registros de eventos interplaca para determinar la relación entre las variaciones de QLg y la estructura de la corteza continental. De este modo los autores logran distinguir, a partir de dichos cambios de QLg, los diferentes terrenos tectonoestratigráficos mencionados en el capítulo anterior, que presentan distintas características tectónicas pese a hallarse todos ellos involucrados en el proceso de subducción.

En la tabla 2.1 se presentan cronológicamente un resumen de algunos trabajos más relevantes que han sido citados en la literatura y utilizados en la delimitación del peligro sísmico en nuestro país México, ante la sismicidad Interplaca.

Tabla 2.1 Leyes de Atenuación más relevantes en México. Sismicidad Interplaca (H<30km).

Autor	Ecuación	Variables	Predicción	Observaciones
Esteva y Villaverde, (1973)	$a=5600e^{0.8M}(R+40)^{-2}$	Magnitud M Distancia R Aceleración máxima a	Aceleración máxima sobre roca	Ec. Deducida con datos de la costa oeste de USA y de la Republica Mexicana
Bufuliza M. (1984)	$\log a=0.349+0.307M-0.211\log R-0.0027R$	Magnitud Mb Distancia R Aceleración maxima a	Aceleración máxima sobre roca	Ec. Deducida con sólo datos del sur de México.
Ordaz <i>et al.</i> , (1989)	$\log PGA=1.76+0.300Mw-\log R-0.0031R$	Magnitud Mw Distancia R Aceleración PGA	Aceleración máxima sobre roca	Ec. Deducida con eventos interplaca en su mayoría de la fuente Guerrero, México.
García (2006)	$\log PGA=2.5+0.12Mw-0.0037R-(1.82-0.16Mw)\log(R+0.0075*10^{0.474Mw})-0.003H$	Magnitud Mw Distancia R Aceleración PGA Profundidad H	Aceleración máxima sobre roca	Ec. deducida de sismos interplaca de la zona de subducción del Pacífico Mexicano: Datos de 40 eventos, Mw=5.0 y 8.0, 418 registros, distancias≤400km.

b) Estudios sobre atenuación basados en sismicidad intraplaca:

En este campo de sismicidad no ha sido tan atacado, como el de Interplaca, por su baja existencia entre los años 1983 y 1984, sin embargo se vivió una alta actividad a partir del año 1994 lo que ha generado una atención sobre el tema que ha dado oportunidad a la presencia de algunos trabajos como:

La primera relación de atenuación para terremotos intraplaca con mecanismo normal en México la obtuvieron de modo preliminar Singh *et al.* (1999), a raíz del estudio del terremoto de Tehuacán. En este trabajo, a partir tan sólo de los datos de este sismo, los autores determinaron la siguiente expresión para Amáx:

$$\log A_{m\acute{a}x} = 4.51 - 1.18 \cdot \log R - 0.0023 \cdot R \quad (2.19)$$

Donde:

Amax= Aceleración máxima
R= Distancia hipocentral

El cual es de notarse, que esta expresión no cuenta con la relación de Mw, por solo trabajar con un solo sismo. A partir de estos primeros resultados los autores comprobaron que los resultados esperados para la Amáx serían mayores a los de los sismos interplaca, además se hizo una gran contribución para el riesgo sísmico al trazarse el primer mapa de isoaceleraciones para este tipo de

eventos intraplaca. Posteriormente a causa de otros eventos intraplaca como el sismo de Copalillo y algunos otros eventos, retomo su trabajo obteniendo ahora la siguiente expresión:

$$\log A_{\max} = -0.148 + 0.623 \cdot M_w - \log R - 0.0032 \cdot R \quad (2.20)$$

Donde:

- Amax= Aceleración máxima.
- Mw= Magnitud de momento Sísmico.
- R= Distancia hipocentral

En la que, comparada con la ec.2.18, de Mario Ordaz *et al.*, (1989), resulta evidente la mayor dependencia de los eventos intraplaca con Mw y, en consecuencia, la mayor aceleración pico esperada para sismos suficientemente grandes. Según esta primera estimación, para un sismo de Mw=7.5 se esperaría una Amáx entre 4 y 5 veces superior a la de un interplaca de la misma magnitud, mientras que para Mw=7.0 esta diferencia disminuiría a un factor de 2 a 3. A la luz de estos datos los autores supusieron que este hecho se debía a una menor atenuación anelástica de los intraplaca frente a los interplaca (García, 2006).

En la tabla 2.2 se presentan cronológicamente un resumen de algunos de los trabajos más relevantes que han sido citados en la literatura y utilizados en la delimitación del peligro sísmico en nuestro país México, ante la sismicidad intraplaca.

Tabla 2.2 Leyes de Atenuación más relevantes en México. Sismicidad Intraplaca (30<H<100).

Autor	Ecuación	Variables	Predicción	Observaciones
Singh, <i>et al.</i> , (1999)	$\log A_{\max} = 4.51 - 1.18 \log R - 0.0023R$	Distancia R Aceleración máxima A_{\max}	Aceleración máxima sobre roca	Ec. Deducida con datos de un solo evento; sismo de Tehuacán, el 15 Junio de 1999.
Singh, <i>et al.</i> , (2001)	$\log A_{\max} = -0.148 + 0.623M_w - \log R - 0.0032R$	Magnitud Mw Distancia R Aceleración A_{\max}	Aceleración máxima sobre roca	Ec. Deducida a raíz del sismo de Copalillo el a tan solo 140km de la cd. De México, el 21 Julio del 2000. Además de otros registros de varios eventos tipo interplaca de México.
García <i>et al.</i> , (2005)	$\log [a_0(M,R)] = -0.1 + 0.57M_w - 0.0034R - \log R + 0.005H$	Magnitud Mw Distancia R Aceleración A_{\max}	Aceleración máxima sobre roca	Ec. Deducida a partir de 235 acelerogramas correspondientes de 11 sismos tipo interplaca. Todos son datos de México.

2.1.7 Estudios sobre leyes de Atenuación en el Mundo

Algunos otros trabajos presentados a nivel mundial sobre leyes de atenuación con sismicidad intraplaca es el de Spudich et al. (1997, 1999), quienes recopilan y mejoran trabajos previos, en los que establecen una relación de atenuaciones para la A_{\max} horizontal y el espectro de respuesta para distancias hasta 100km y magnitudes entre 5 y 7.7. Se sabe que el objetivo de estos trabajos es predecir el movimiento del suelo para terremotos de mecanismo normal o transcurrente en regiones de régimen tectónico extensional, con lo que, aludiendo a la relativa similitud existente entre estas zonas en todo el planeta, se considera información de eventos de todas partes del mundo.

La ley de atenuación obtenida por Spudich et al. (1999), es:

$$\log A_{\max} = -1.495 + 0.229 \cdot M - 1.052 \cdot \log R + 0.112 \cdot S \quad (2.21)$$

Donde:

S= es un factor que cuantifica el efecto de sitio, y toma el valor de 0 para roca firme -rocky-, 1 para suelo blando -soil-.

R= Distancia hipocentral.

M= Magnitud Sísmica.

Dicha ley, debido al uso de un conjunto de datos con mucho mayor número de estaciones sobre suelo blando, sobrestima el valor de A_{\max} para las estaciones en suelo duro en un 20%.

Algunas otras leyes de atenuación que se han utilizado en estudio de peligrosidad sísmica en otras partes del mundo, para obtener la aceleración máxima probable del suelo son:

Tabla 2.3 Leyes de atenuación de la aceleración máxima de suelo, empleadas en diferentes regiones del mundo. (Fuente: <http://publiespe.espe.edu.ec/investigativas/rman/c1b2c.htm>.)

REGIÓN	LEY DE ATENUACIÓN	AUTOR
Chile-Argentina	$\ln A_{\max} = 8.54 + 0.57M - 1.73 \ln (R+60)$	Saragoni
Perú	$\ln A_{\max} = 8.18 + 0.68M - 1.63 \ln (R+60)$	Saragoni
Perú	$\ln A_{\max} = 4.23 + 0.8M - \ln (R+25)$	Casaverde
	$\ln A_{\max} = 6.35 + 0.99M - 1.76 \ln (R+40) \pm 0.6$	Aguiar
Ecuador	$\ln A_{\max} = 3.75 + 0.47M - 0.57 \ln (R+10) \pm 0.67$	Grases
Venezuela-Transcurrentes	$\ln A_{\max} = 6.98 + 0.5M - 1.25 \ln (R+25)$	Donovan
USA-Transcurrentes	$\ln A_{\max} = 0.14 I_{MM} + 0.24M - 0.68 \log R + \beta$	Goula
USA-Japón-Europa	$\beta = 0.60$ Costa Occidental USA	
	$\beta = 0.69$ Japón	
	$\beta = 0.88$ Europa	

2.2 Espectros de respuesta

Definición: Es un gráfico de la respuesta máxima (expresada en términos de desplazamiento, velocidad, aceleración o cualquier otro parámetro de interés) que produce una acción dinámica determinada en una estructura u oscilador de un grado de libertad. El gráfico representa en abscisas el periodo propio de la estructura (o la frecuencia) y en ordenadas la respuesta máxima calculada para distintos factores de amortiguamiento ξ , (Crisafulli y Villafañe, 2002).

El uso de espectros de respuesta por primera vez se debió a Benioff (1934), posteriormente a Housner (1941) y Biot (1941). Actualmente el espectro de respuesta es la base de la mayoría de los reglamentos de construcción de diseño sísmico a nivel mundial para establecer las fuerzas de diseño con las que se proporciona la rigidez y resistencia a las estructuras, (Reyes *et al.*, 2002).

Para el campo de Ingeniería Sísmica, un espectro de respuesta se define como el resumen de todas las respuestas máximas de todos los posibles sistemas simples de un grado de libertad, sujetos a la excitación de una componente en particular del movimiento del suelo.

2.2.1 Parámetros que Intervienen en un Espectro de Respuesta

Una gráfica de valores máximos de respuesta de una cantidad como función del periodo natural de vibración de sistema (o cualquier parámetro relacionado como la frecuencia ω), es llamado Espectro de Respuesta para esa cantidad (Chopra, 1995).

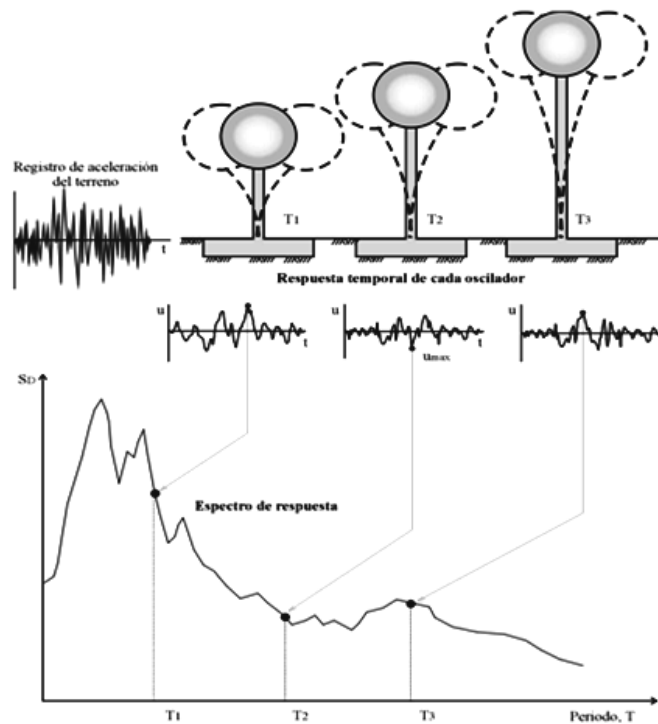


Figura 2.4 Gráfico ilustrativo para estimación del espectro de respuesta (Crisafulli y Villafañe 2002).

La respuesta generada para una estructura depende de algunos parámetros sísmicos y propiedades dinámicas de la estructura, que a continuación enumeramos:

1) Parámetros Sísmicos:

- a. Magnitud del evento sísmico
- b. Duración del eventos sísmico

2) Característica del Suelo:

- a. Periodo de vibrar del suelo (T_0)

3) Propiedades Dinámicas de la estructura:

- a. Periodo Fundamental de la estructura (T).
- b. Amortiguamiento de la estructura (ζ).
- c. Rigidez de la estructura (K).

Como es de notarse todo gira alrededor de las vibraciones del suelo producidos por movimiento sísmico en un sitio específico que dependen de la proximidad de éste a la fuente de origen, de las características del sitio y de la atenuación de la aceleración pico. La amplitud, frecuencia y el tiempo de duración son requeridos para clasificar el movimiento, y estos parámetros se obtienen a partir de acelerogramas registrados en diferentes puntos. Estos registros son utilizados para demarcar áreas o zonas con similar potencial de riesgo sísmico, tomando en cuenta la frecuencia de ocurrencia, la predicción de la magnitud máxima del sismo, la probabilidad de excedencia de esta magnitud, la distancia al origen, la localización de la falla de origen y los detalles geológicos del área. Estas demarcaciones son presentadas como mapas de riesgo sísmico que contienen zonas correspondientes a aceleraciones pico del suelo.

2.2.2 Algunos trabajos previos relevantes en México en el empleo de Espectros de Respuesta

a) Para el año 1969, se publicó uno de los primeros trabajos más importantes para el diseño de ingeniería sísmica en México, **Manual de Obras Civiles CFE**, Diseño por Sismo (manual CFE), El cual consistió en una regionalización sísmica de la República Mexicana, dividiendo al País en 4 zonas de peligro sísmico, identificadas como zona A, B, C y D, de menor a mayor peligro sísmico respectivamente (ver figura 2.4 y 2.5), en donde para cada zona, definieron 3 tipos de Espectros de Aceleración de Diseño Elásticos, correspondientes a cada tipo de suelo (I, II y III, de duro a blando, como se muestra en figura 2.4). Estos espectros son correspondientes para estructuras tipo B estructuras. En el cual hacen referencia multiplicar las ordenadas espectrales por 1.5 para estructuras del grupo A. Sin duda alguna, el manual de CFE, fue uno de los primeros resultados

de la ingeniería sísmica en México, basada en una serie de bancos de datos reportados por el Servicio Sismológico Nacional, principalmente. Manual, que actualmente aún sigue en uso por ingenieros estructuristas en ausencia de datos locales de cada entidad. Sin embargo a medida que se trabaja en la microzonificación donde el riesgo sísmico es alto, a pesar de un peligro sísmico medio-bajo, es evidente que mientras más se estudie localmente puede llegarse a diseñar estructuras más óptimas.

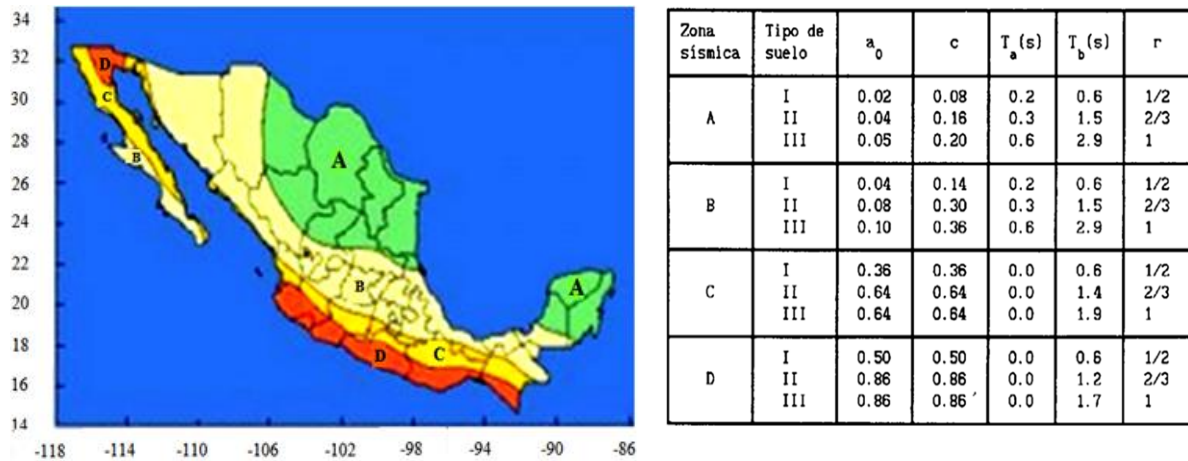
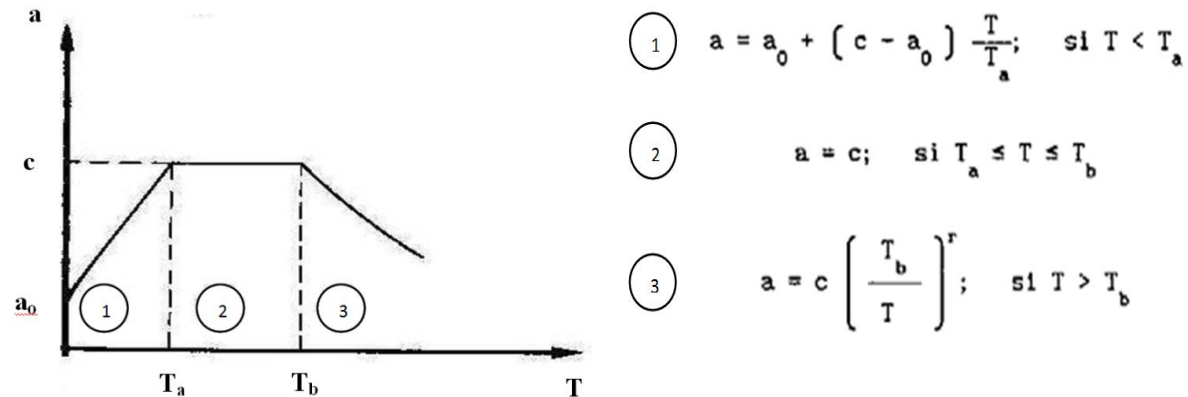


Figura 2.5 Regionalización sísmica de la República Mexicana. (Fuente: Manual de la Comisión Federal de Electricidad, CFE-93)



a = aceleración de diseño sísmico, expresada como fracción de la gravedad.
 a_0 = Coeficiente de aceleración del terreno.
 c =Coeficiente sísmico.
 T = Período de la estructura natural de interés.
 T_a y T_b = Son periodos característicos que definen la meseta del espectro.

Figura 2.6 Gráfico Tipo de Espectro Elástico de Diseño Sísmico (Melí, 2001).

El manual de la CFE fue elaborado con datos de equipos disponibles en el momento, por lo que en la actualidad se puede llegar a una precisión de la información a manera local con equipos mejores, con lo que se pretende dar un primer paso en la realización de éste trabajo.

Un ejemplo a seguirse, es lo logrado en el Reglamento de Construcción por Sismo hallado en las NTC del Distrito Federal, el cual está microzonificada ante el peligro y riesgo sísmico, claro que se está hablando de una de las zonas especiales del País, en donde se sabe a razón del sismo del 19 Septiembre 1985, presentó amplificaciones de aceleraciones en suelo fangoso, como la zona del Lago, fenómeno que causó la caída de estructuras que entraron en resonancia por incidencia de igual periodo de vibrar, entre el suelo y estructuras de entre 8 y 15 niveles. Sin embargo el menor nivel de peligro sísmico no es impedimento para seguir trabajando en microzonificación sísmica, como es el caso de Querétaro.

b) De la investigación: **“Estimación de Espectros de Aceleraciones correspondientes a diferentes Periodos de Retorno para las distintas Zonas Sísmicas de la Ciudad de México”** (Reyes, et al., 2002). En esta publicación compraron la obtención de espectros mediante dos procedimientos, 1) Mediante el Espectro de Respuesta normalizada (ver figura 2.6) y 2) Por leyes de atenuación espectral, de los cuales resultó mejor el segundo, para el caso de la estación en Ciudad Universitaria, presentando el menor error. De este trabajo se puede rescatar el empleo de la herramienta “espectros de respuesta” y la estrategia en la selección de datos utilizados para el estudio en una microzonificación, además de la selección algunos datos interesantes, por ejemplo, datos de sismos correspondientes al fenómeno de subducción con magnitudes $M_w > 6.0$ y epicentros localizados en la costa del pacífico Mexicano en el rango de años desde 1965 a 1995, con un total de 17 sismos, trabajando con las componentes EW y NS.

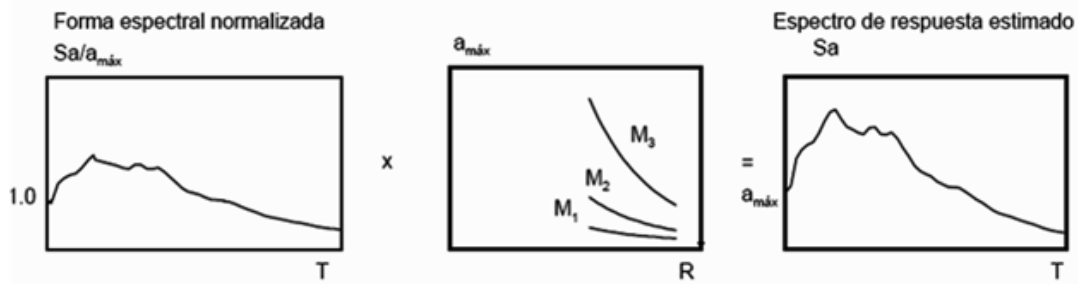


Figura 2.7 Procedimiento para estimar el espectro de respuesta usando la forma espectral Normalizada (Reyes, *et al.*, 2002).

El procedimiento para obtener la forma espectral normalizada, consistió de promediar varias respuestas espectrales de diferentes sismos de una misma zona, donde se llegó a la normalización mediante la división de aceleración máxima del terreno ($a_{máx}$). En la figura 2.6, se muestra claramente el procedimiento para obtener un estimado de espectro de aceleraciones, donde T , es el periodo de un grado de libertad, R es la distancia epicentral y M_1 , M_2 , M_3 son tres magnitudes para las cuales se obtuvo la variación de $a_{máx}$ con la distancia.

Datos de trabajo:

1. Registros con epicentros en el pacífico mexicano entre agosto 1965 y 14 septiembre 1995.
2. Dentro del periodo anterior se registraron 17 sismos con magnitud mayor a $M_w=6.0$.
3. Registros con distancias epicentrales de entre 280 y 466 km ($M_w=6.1$ y 8.1).
4. Registros adicionales, del sismo del 85, de dos estaciones *cuiip* y *cumv*, ubicadas también dentro de CU.
5. En los espectros normales observados de comparación, es el representativo del promedio geométrico de las componentes horizontales (NS y EW), correspondiente a la línea continua de la figura 2.8.

Se concluyó que es notoria la forma del espectro, en el cual algunos presentan uno o dos picos y que estos se hallan entre 1 y 2 segundos, de donde

se deduce que la forma del espectro depende de la magnitud y de la zona donde lo registre el aparato, es decir, se hallan diferentes amplitudes (Ordaz y Singh, 1992).

El resultado del cálculo de Espectro por el primer *procedimiento de Normalización* se muestra en la siguiente figura:

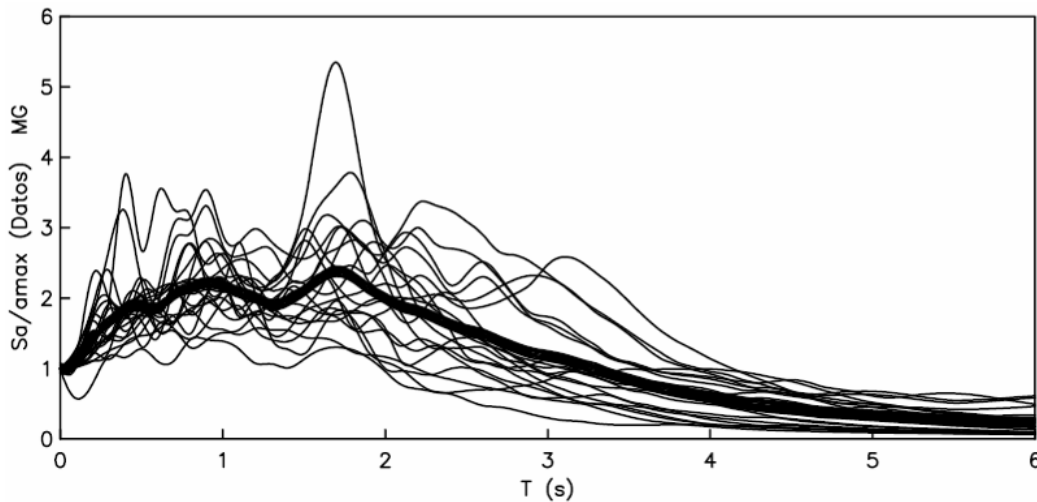


Figura 2.8 Resultados obtenidos mediante el procedimiento de Normalización. (Reyes, et al., 2002).

En la figura 2.7 se obtuvo una línea gruesa que representa la forma espectral promedio normalizada, junto con las demás formas espectrales normalizadas correspondientes a cada uno de los sismos, de los cuales se apreció que la forma no es constante sino que presenta gran dispersión.

Por otro lado, los resultados acorde al segundo procedimiento por Ley de Atenuación Espectral, se obtuvo mediante la aplicación de la siguiente expresión:

$$\ln Sa(T) = \alpha_1(T) + \alpha_2(T)(M_w - 6) + \alpha_3(T)(M_w - 6)^2 + \alpha_4(T)\ln R + \alpha_5(T)R + \varepsilon(T) \quad (2.22)$$

Donde:

$Sa(T)$ = Es la aceleración espectral en cm/s^2

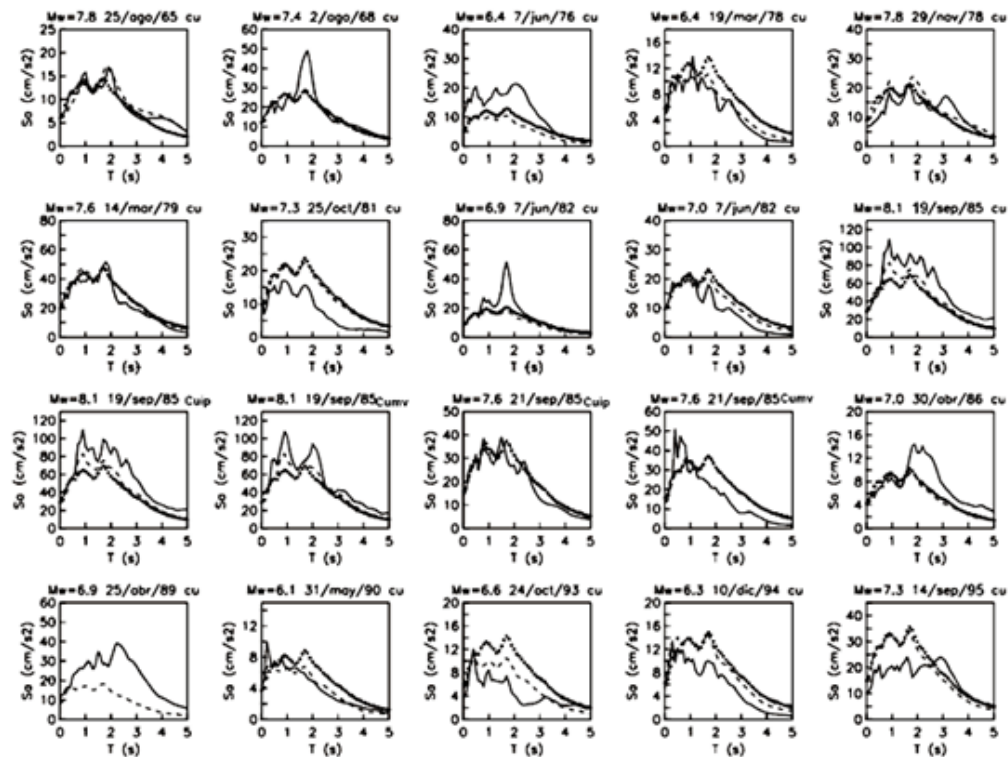
T = Es el periodo del sistema de un grado de libertad en seg.

R = Es la distancia más corta del sitio al área de ruptura en km

α_i = Son los coeficientes a ser calculados a través de una regresión

$\varepsilon(T)$ = Es el error que se comete al estimar el espectro de respuesta con la ley de atenuación espectral

Los resultados finales de ambos procedimientos fueron los siguientes:



- Espectros obtenidos normalmente: Línea Continua.
- Espectros promedios normalizados: Línea Punteada.

Ley de Atenuación Espectral: Línea Discontinua.

Figura 2.9 Comparación de resultados, bajo los distintos procedimientos (Reyes, *et al.*, 2002).

Los autores concluyeron que los errores se deben, en el caso de la forma normalizada; a la estimación de la aceleración máxima del suelo y suponer que el espectro no cambia con la magnitud y la distancia. Por lo que el mejor procedimiento, después de un análisis de errores entre ambas con el espectro observado, se decidió que es por *Ley de atenuación Espectral*, que sí considera los efectos de Magnitud y Distancia.

Una vez que se definió que el procedimiento de Ley de atenuación Espectral es el mejor para estimar el espectro en la estación CU, se empleó para calcular mediante la Técnica de Cocientes Espectrales de Respuesta CER, un espectro de respuesta en suelo blando, como la zona del lago, en la cd. De México. Sin embargo existe otra técnica bajo el Espectro de Fourier, que resulta ser más laboriosa, por lo que se decidió trabajar con CER. Ambas técnicas se muestran:

- 1) Bajo el Espectro de Fourier
- 2) Técnica Cocientes Espectrales de Respuesta, CER.

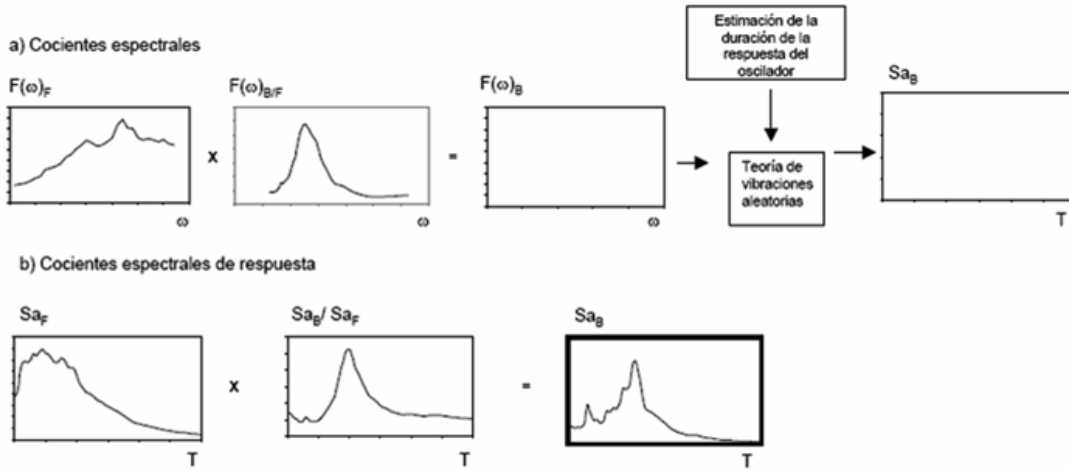
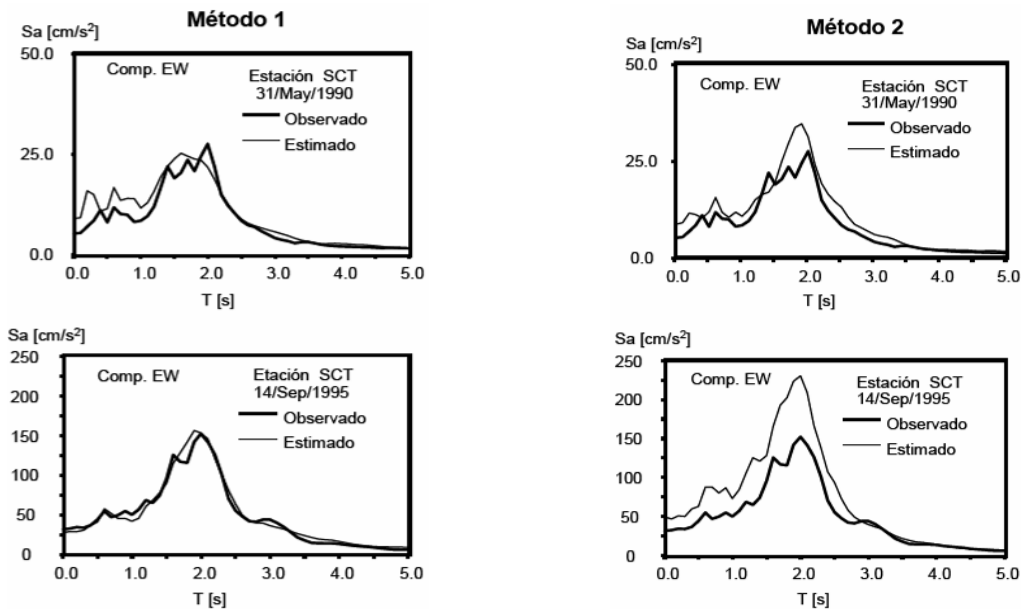


Figura 2.10 Procedimientos para estimar el espectro de respuesta en las zonas de transición y del lago a partir de la estimación del movimiento en suelo firme (Reyes, *et al.*, 2002).

Básicamente la técnica CER, mostró la amplificación de la intensidad espectral en terreno blando respecto a la del terreno firme (estación CU). Con la aplicación de la Técnica CER, se obtuvieron los siguientes resultados para dos tipos de suelos, comparando los errores del CER:



- Método 1, Observado: Con Suelo Firme, CU.
- Método 2, Observado: Por ley Atenuación espectral, Con Suelo Blando.

Figura 2.11 Espectros de 5% de amortiguamiento observados vs estimados con los cocientes espectrales para la componente EW en la estación SCT (Reyes, *et al.*, 2002).

Donde se vió claramente, que el error se disminuirá en cuanto se mejore más la estimación del espectro en terreno para mejorar la estimación de espectros en suelo blando. Por último, los autores asocian los espectros de respuesta a periodos de retorno según su frecuencia de aceleraciones promedia anual.

Cabe mencionar que la mayoría de los trabajos están enfocados en el centro del país, principalmente en la ciudad de México, debido a sus antecedentes sísmicos y las peculiaridades en los tipos de suelos, claro, además de lo bien instrumentada que se encuentra, en comparación a otras zonas del país.

2.2.3 Algunos trabajos previos relevantes en el Mundo en el empleo de Espectros de Respuesta

a) En la investigación, realizada en Bogotá, Colombia se presentó un trabajo titulado **“Propuesta de Espectros Sísmicos de Respuesta y Diseño para Basamento Rocoso en el Oriente de Bogotá”**, (Alfaro, 2006), en el cual se trabajó con 32 registros sísmicos horizontales y 14 verticales correspondientes a 9 sismos, de los cuales sólo 1 es Colombiano, se trabajó con aceleraciones para sismos fuertes de aproximadamente 100 gales (10.19%g). Lo destacable de este trabajo es la obtención de un espectro de respuesta en roca bajo un escalamiento de sismos fuertes bajo condiciones semejantes, para ser utilizados como base en la obtención de dicho trabajo. Este autor empleó la ley de atenuación de aceleración determinada por Mac Guire (1974), basada en registros del occidente de los Estados Unidos:

$$a = 472,3e^{0,640M} (R + 25)^{-1,301} \quad (2.23)^*$$

Donde:

R=Distancia Epicentral (km).
a=Aceleración en gales.
M=Magnitud Ms

*Tomada esta ecuación por considerar, según trabajos del autor Caneva *et al.*, (2003, 2004), arroja resultados promedios de las demás ecuaciones existentes en ley de atenuación.

Los criterios en la selección de registros sísmicos, fueron los siguientes:

- 1) Contenido de Frecuencias semejantes a los sismos Colombianos 0.03-8.9 Hz
- 2) Similitud de distancias epicentrales.
- 3) Semejanza de Magnitudes
- 4) Similitud de rango de aceleraciones.
- 5) Similitud con Mecanismos Focales.

Algunos resultados obtenidos de la ecuación 2.23, son los siguientes:

Tabla 2.4 Relación entre Distancias y Aceleraciones para Magnitudes Ms dadas (Alfaro, 2006).

MS	5,0	5,5	5,8	6,0	6,1	6,3	6,4	6,5	6,6	6,7	6,8	7,0	7,2	7,3	7,4	7,6	7,8
Aceleración en gales	Distancia en kilómetros																
50	41	60	73	83	88	100	106	113	120	127	135	151	170	179	190	212	236
100	14	25	33	39	42	49	52	56	60	65	69	79	89	95	101	114	128
150	4	12	17	22	24	29	32	35	38	41	44	51	59	63	68	77	88
200		4	9	13	14	18	21	23	25	28	30	36	42	46	49	57	65
250			4	7	8	12	13	15	17	20	22	27	32	35	38	44	51
300				3	4	7	9	10	12	14	16	20	24	27	30	35	41
400							2	3	5	6	8	11	15	17	19	23	28
500										1	3	5	9	10	12	16	20
600												2	4	6	7	10	14

Tabla 2.5 Comparación de Valores de Aceleración PGA en Gales para 475, 1000 y 2000 años en Roca, según autores señalados (Alfaro, 2006).

Periodo de Retorno TR en años	Aceleración en Gales	
	Este estudio	Caneva <i>et al.</i> (2003, 2004)
475	212	204
1.000	286	265
2.000	337	354

El cálculo de los espectros sísmicos de respuesta fueron calculados con el programa SPECEQ/UQ (Nigam y Jennings, 1968). El Espectro Sísmico de Diseño calculado resultó ser el siguiente:

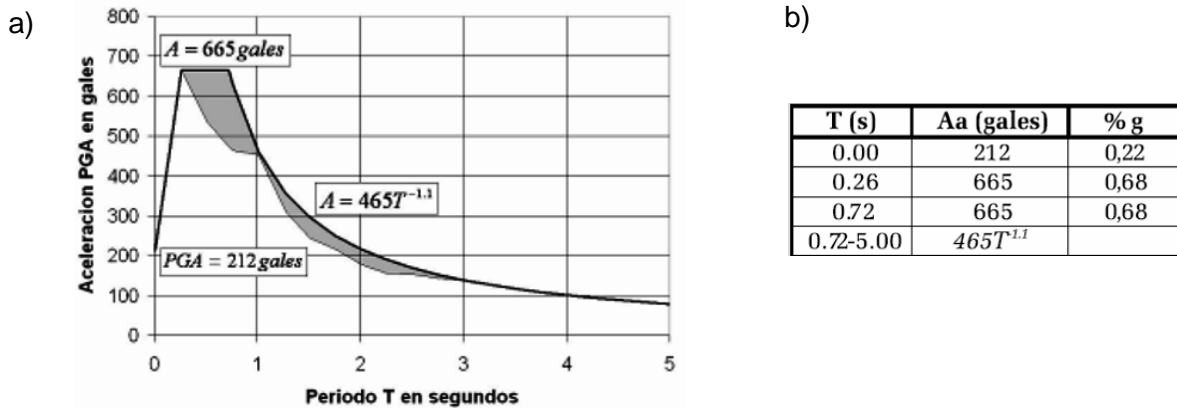


Figura 2.12 a) Espectro Sísmico de Diseño en Roca TR=475 años; la línea delgada corresponde al 90% de confiabilidad; la línea gruesa es la idealización del Espectro; las áreas grises muestran las zonas más conservadoras en el análisis; b) Algunos valores característicos del espectro (Alfaro, 2006).

b) En la investigación: **“Preliminary Comparison Between Response Spectra Evaluated At Close Source For L’Aquila Earthquake And Elastic Demand Spectra According To The New Seismic Italian Code”**, (Luigi Petti y Ivana Marino, 2009), hace un análisis comparativo del espectro respuesta ante el sismo de L’Aquila, 6 Abril 2009, 3:32am hora local (ver figura 2.12), con el espectro de diseño en Reglamento, el cual fue superado totalmente, según muestran 5 estaciones ubicadas a menor de 20km del epicentro(ver tabla 2.4 y figura 2.13), por la amplificación de frecuencias en el suelo blando y roca. Lo rescatable de este trabajo es como en una zona donde estaba establecido un reglamento de diseño sísmico basado en un historial de sismicidad, ocurre un evento que superó en intensidad por mucho al espectro sísmico de diseño, con lo cual deja claro que un muestreo sísmico valorado no garantiza estar exentos de riesgo alguno pero sí tratar de minimizar daños en función de parámetro sísmicos obtenidos.

Tabla 2.6 Relación de 5 estaciones a menos de 20km, del epicentro. (source: Italian Dept. of Civil Protection).

N.	Codice record	Codice stazione acc.	Località	Provincia	Regione	Lat N	Long E	PGA (cm/s ²)	Distanza epicentrale (Km)
1	GX066	aqv	L’Aquila - V. Aterno - Centro Valle	L’Aquila	ABRUZZO	42,377	13,344	662,599	4,80
2	FA030	aqg	L’Aquila - V. Aterno - Colle Grilli	L’Aquila	ABRUZZO	42,373	13,337	504,921	4,30
3	CU104	aqd	L’Aquila - V. Aterno - F. Aterno	L’Aquila	ABRUZZO	42,376	13,339	478,000	5,80
4	AM043	aqk	Aquil PARK ing.	L’Aquila	ABRUZZO	42,345	13,401	366,285	5,60
5	EF021	gsa	GRAN SASSO (Assergi)	L’Aquila	ABRUZZO	42,421	13,519	148,862	18,00

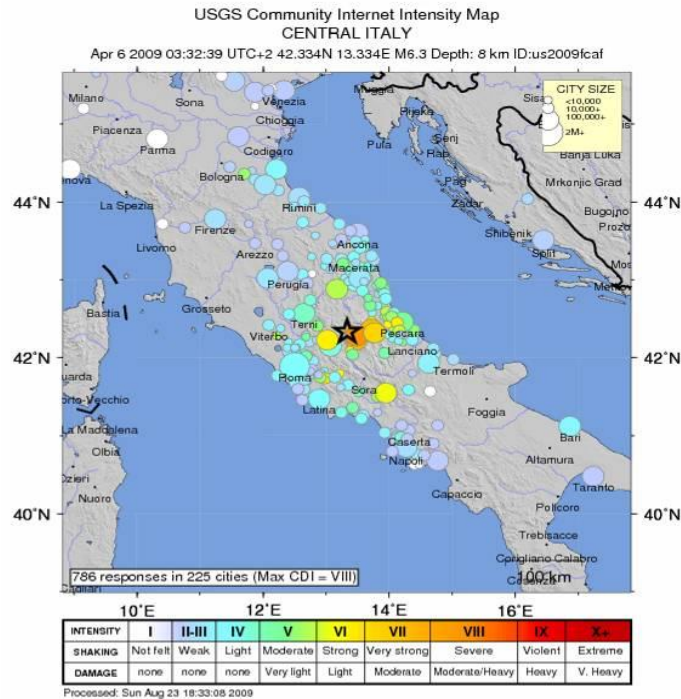
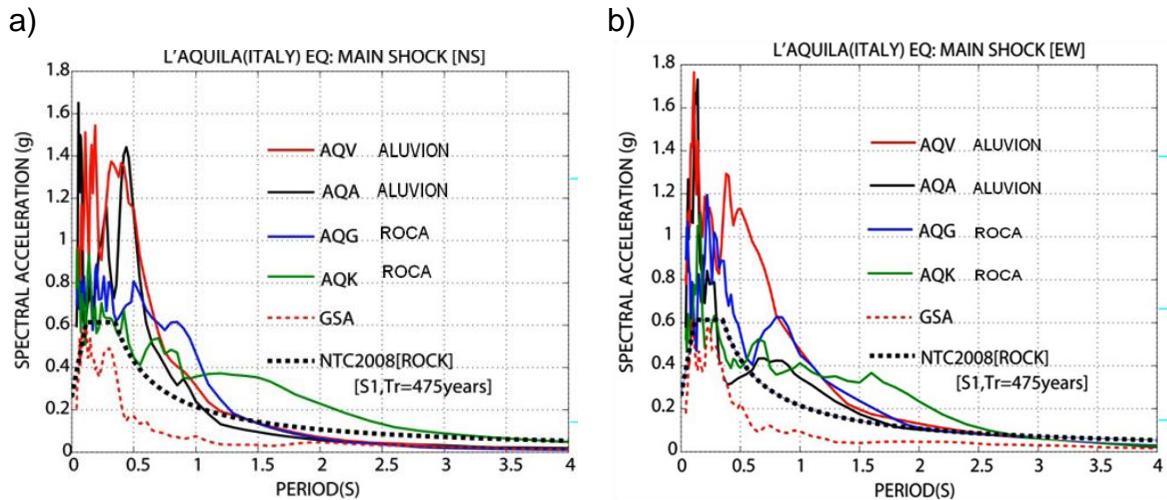


Figura 2.13 Mapa de intensidades, durante el sismo Láquila, 6 Abril 2009.
(Fuente: http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/e/e2/20090406_013242_umbria_quake_intensity.jpg/300px-20090406_013242_umbria_quake_intensity.jpg.)



Magnitud Mw: 6.3
 Localización: 42.334° N , 13.334 ° E
 Profundidad: 8.8 Km
 Región: Italia Central
 Distancia: A 85 Km Ne De Roma, Italia

- La vibración del terreno mostró altas frecuencia.
- El movimiento del terreno tuvo corta duración.
- 95% de energía liberada fue en 10 s o menos.
- Desplazamientos permanentes de 15 cm max.

Figura 2.14 Espectros de respuesta de las 5 estaciones mostradas en la tabla 2.4, comparadas respecto al Espectro de Diseño en roca del 2008, con periodo de retorno de Tr=475años, a) Componente NS, b) Componente EW, (Luigi Petti y Ivana Marino, 2009)

2.3 Algunos trabajos relevantes en el Mundo sobre el Estudio de la Sismicidad para Delimitar Zonas de Riesgo y Peligro Sísmico

a) En la investigación: “**Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy)**”, (Boncio, *et. al.*, 2004). Publicaron este artículo basado en la geología, parámetros geométricos de falla (Mecanismos focales), aplicando la sismicidad para la formación de un modelo 3D de cajas sismogénicas (ver figura 2.16a), para evaluación del riesgo sísmico, de la parte central de Italia. Con lo anterior trataron de acotar las magnitudes sísmicas máximas probables en la zona central de L’Aquila (ver figura 2.15). Sin embargo, no se contempló la interacción entre cajas sismogénicas, que pudieran generar sismos de mayor magnitud (ver figura 2.17). Todo lo anterior se hace en base a una metodología que en un principio es de manera cualitativa al formar un tipo de falla, llamada Falla Maestra (ver figura 2.14b) que a su vez dan forma a la caja sismogénica.

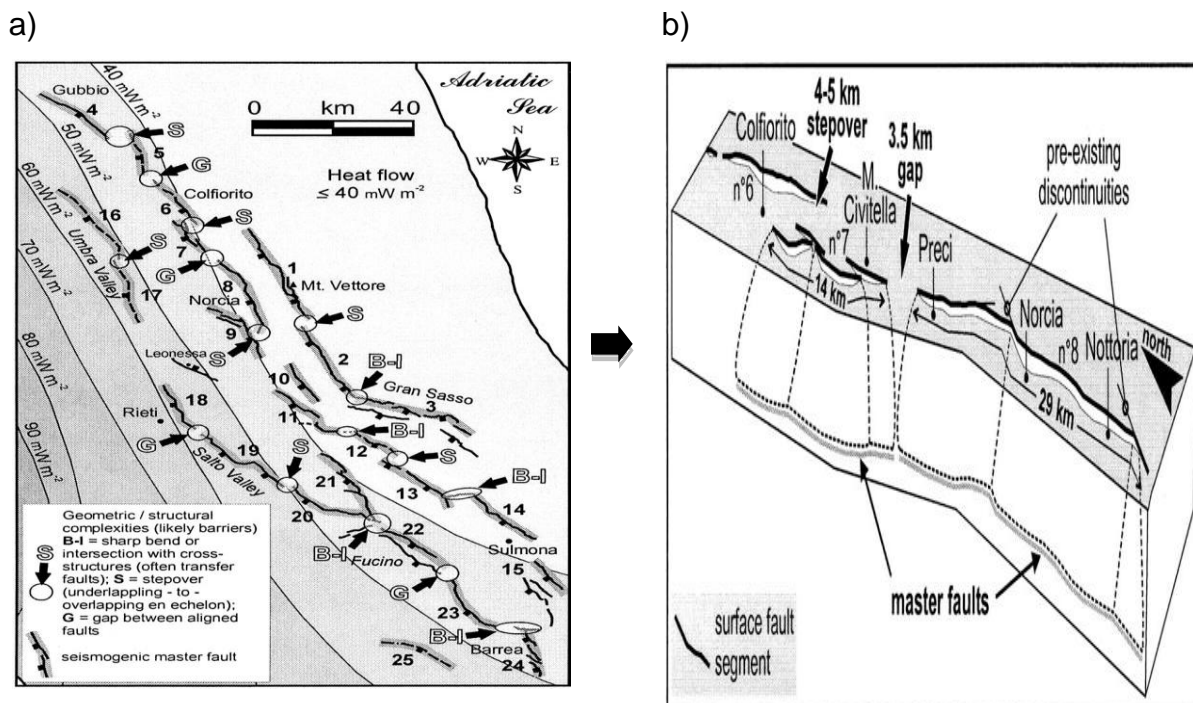


Figura 2.15 a) Propuesta de modelo de segmentación que ilustra las fallas sismogénicas maestro (Pasquale *et al.*, 1997); b) Diagrama de bloques que conforman Falla Maestra (Boncio, *et. al.*, 2004).

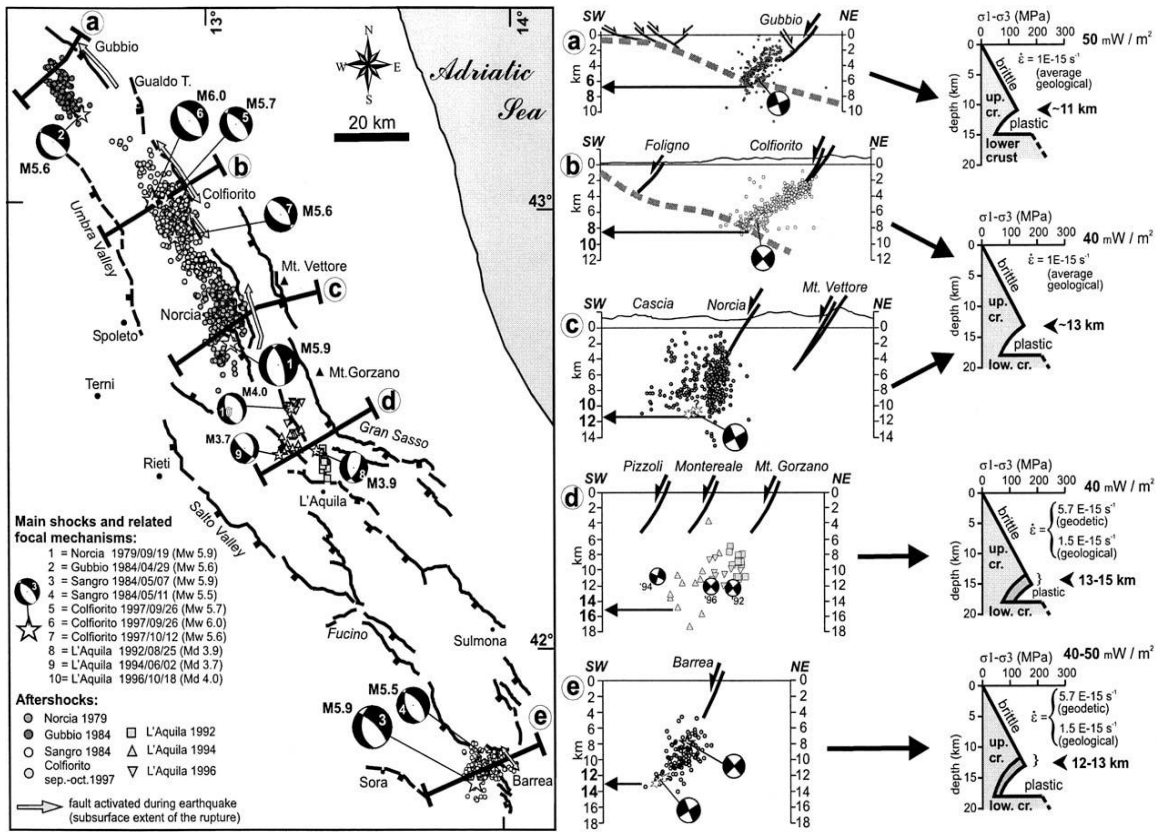


Figura 2.16 Delimitación de la profundidad de las Cajas Sismogénicas. Epicentros de las secuencias principales sísmica de los últimos veinte años (Gubbio, 1984; Colfiorito, 1997; Norcia, 1979; Sangro, 1984) y tres pequeñas secuencias sísmicas en la zona de L'Aquila (1992, 1994 y 1996), secciones y sismotectónica perfiles reológicos construido de acuerdo con el contexto térmica local (Boncio *et al.*, 2004).

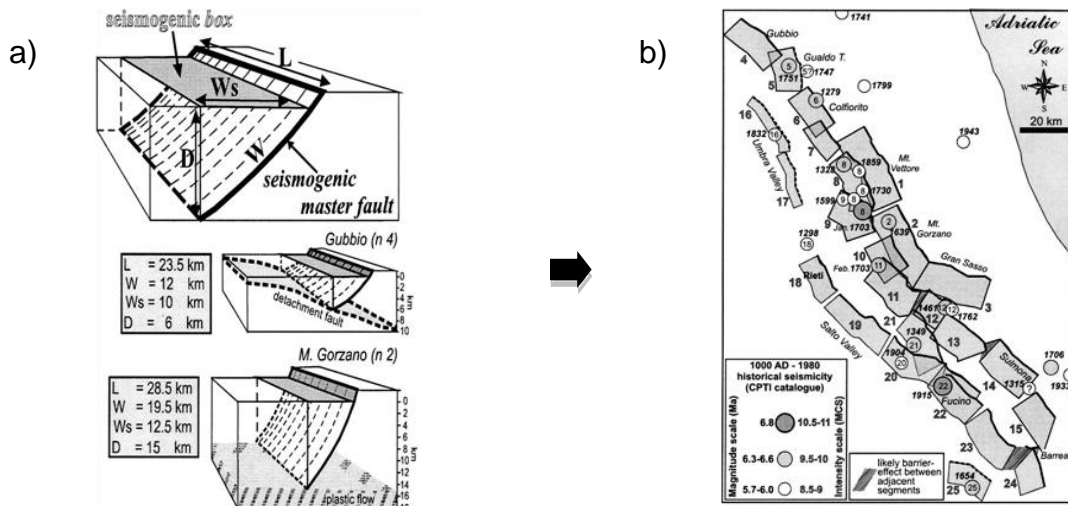


Figura 2.17 a) Representación 3D de una Caja Sismogénita (Boncio *et al.*, 2004); b) Mapas de las Cajas Sismogénitas de la Umbria-Marche-Apeninins Abruzzo y epicentros de terremotos históricos más grandes que VII, escala MCS ($M_w=5.7$) del catálogo ICIP (1999).

Del modelo en 3D, se estimó el momento sísmico que definió la Magnitud del evento.

Cálculo del Momento Sísmico M_o (Kanamori, 1977):

$$M_o = GDA \tag{2.24}$$

$$M_o = GDLW = GkL2W \tag{2.25}$$

$$M_w = (\log M_o / 1.5) - 10.73 \tag{2.26}$$

Donde:

A= Área del Plano de Falla.

D= Desplazamiento promedio durante el movimiento sísmico.

G= Módulo de rigidez de las rocas.

M_o = Momento sísmico.

M_w = Magnitud de momento del sismo.

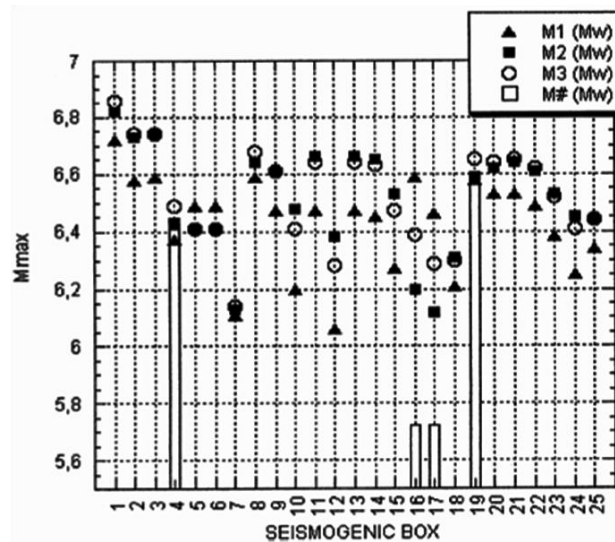


Figura 2.18 Resultados de Magnitudes Máximas probables de sismos, según modelo de fuente sismogénicas. Magnitud máxima esperada ($M_{m\acute{a}x}$) calculados para cada fuente sismogénica. M1 y M2 (Calderero, 1994), M3 y M# (Boncio *et al.*, 2004).

Este artículo toma relevancia al editarse en 2004, debido a lo ocurrido en este año del 2009, por el sismo de L'Aquila, 6 abril, magnitud $M_w=6.3$, donde se puede ver según resultados de este artículo, no rebasa la magnitud máxima probable de 6.8, en la zona de falla Paganica.

b) En la investigación: “**Terremoto de L’Aquila 2009 (Italia central): Mecanismo de la fuente y las implicaciones para el riesgo sísmico**” (Walters, *et. 2009*), El objetivo de este artículo fue:

- i. Estudiar el Terremoto de L’Aquila 6 de Abril del 2009, Mw 6.3.
- ii. El empleo InSAR (Synthetic Aperture Radar Interferometry) y sismología de ondas de cuerpo para delimitar parámetros de la fuente del terremoto, y modelos de esfuerzos estáticos para determinar el riesgo sísmico en la región.

El cual resultó impresionante, porque ahora, no solo con la instrumentación digital de sismómetros (como un banda ancha) para la obtención de registros para determinar parámetros de diseño sísmico de una zona en particular, sino ahora con el uso de imágenes satelitales que permiten tomar imágenes antes y después de ocurrido un evento sísmico para estimar el peligro y riesgo sísmico en función del radio de afectación según su atenuación (ver figuras 2.18 y 2.19).

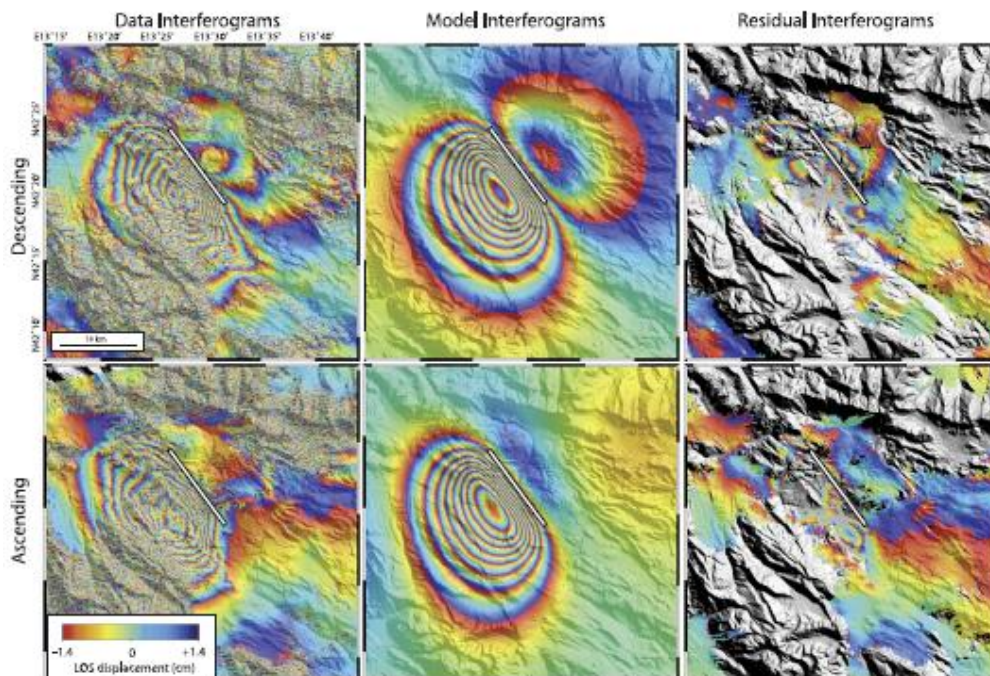


Figura 2.19 Interferogramas del satélite Envisat (Walters, *et.al.*, 2009).

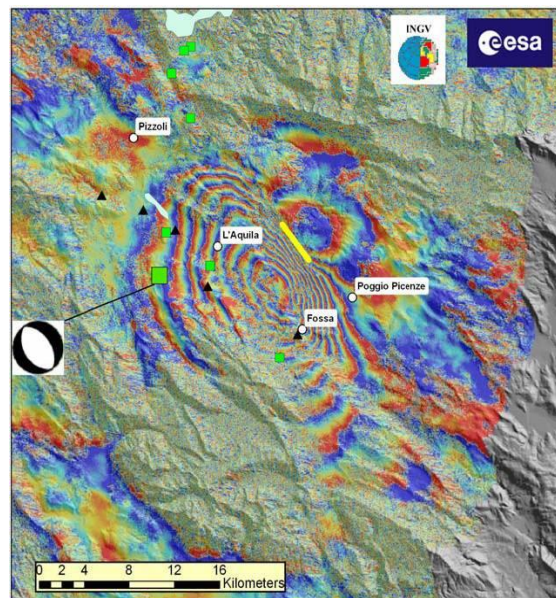


Figura 2.20 Interferograma de Envisat. La línea amarilla es la alineación de la superficie de ruptura, EMERGEO INGV, (Walters *et.al.*, 2009).

c) En otra investigación: **“Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L’Aquila earthquake (central Italy) from GPS data”**, (Anzidei *et al.*, 2009). En esta publicación nos muestra resultados de algunos parámetros de la geometría del sismo mediante el uso de quipos GPS, el cual resultaron muy generales, la limitante en determinar sólo desplazamientos y algunos parámetros como el rumbo sólo por inspección en campo. Este artículo nos muestra otro tipo de registros en especial el desplazamientos después de ocurrido un sismos con el uso de equipos que operan vía satelital llamados GPS, sin embargo, resulta de interés personal como modo comparativo del máximo valor de desplazamiento del resultado de un sismograma.

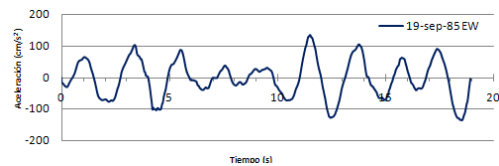
2.4 Propuesta: Aspectos relevantes de la investigación planteada en este estudio

Una vez revisada la literatura, podemos mencionar algunos aspectos importantes que harán posible la realización y alcances del presente trabajo:

1. *Interacción con la Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro.*
2. *Empleo de una estación sismológica nueva, JUR1: Equipo Sismómetro Banda Ancha, Trillium P120, (UNAM, Geociencias, Juriquilla Qro.).*
3. *Estimación de valores de la señal real sísmica en Querétaro (Aceleración, Velocidad y Desplazamiento), conocidos por primera vez, debida a la fuente de subducción del Pacífico Mexicano.*
4. *Estimación de una Ley de Atenuación en base a la señal sísmica registrada en la misma zona.*
5. *Propuesta de Espectro de diseño en roca, en base a sismos escalados por la Ley de Atenuación estimada en este trabajo.*
6. *Periodo de Muestreo Enero 2009 a Diciembre 2009 (Eventos Recientes).*
7. *Muestreo de más de 10 Registros, con magnitud fuerte, $M_w > 5.0$ y algunos auxiliares de ser necesarios, solo con referencia en estación JUR1.*

Lo anterior realzará al presente trabajo, puesto que la mayor parte de los reglamentos, donde se ha efectuado el cálculo de espectro de diseño, ha sido por lo general mediante el escalamiento de sismos o vibración ambiental (Espectros de Sitio), basados en registros fuera de la región, en el entendido de que se está hablando de zonas donde se carecen de registros sísmicos, en cambio el presente trabajo se centrará en el escalamiento de sismos fuertes mediante **la estimación de al ley de atenuación** obtenida en **función de la señal real de registros sísmicos**, de la zona (Querétaro), y obtener una forma de **espectro de respuesta**, con lo que se logrará estimar una primer aproximación de un **espectro de diseño**.

III



3. METODOLOGÍA

El análisis de leyes atenuación sísmica se basa empíricamente en la estimación de parámetros que caracterizan al fenómeno tratando de involucrar a los de mayor influencia en el peligro sísmico para posteriormente mediante técnicas diversas de regresiones múltiples lineales involucrarlas al mejor ajuste de todas las variables.

Los parámetros más importantes considerados en el presente trabajo son:

1. La amplitud máxima de movimiento del terreno, PGA (aceleración en este estudio).
2. La magnitud del evento sísmico (Magnitud Mw).
3. La distancia radial epicentral (r) o hipocentral (R).
4. Profundidad H, al que ocurre el evento.

La definición, selección e implicaciones que conlleva cada uno de estas variables se pueden hallar en detalle en la Memoria: *Estimación de Parámetros del movimiento Fuerte del suelo para Terremotos interplaca e intraslab en México Central realizada*, por García (2006). Información extensa que de alguna manera se hace énfasis en cada uno de ellos al momento de considerarlos, por lo que se consultó, para su elección de los anteriores parámetros en este estudio como se muestra en el subcapítulo 4.4.3.

3.1 Metodología propuesta en la deducción del Modelo Ley de Atenuación de PGA, en función de señales sísmicas registradas por trayectorias: Fuente subducción del Pacífico con dirección hacia Querétaro.

En este apartado expondremos los fundamentos en que se basa nuestra propuesta en la deducción de la ley de atenuación, pero antes de ser cuestionado debemos tener presente lo siguiente:

“Los ingenieros están formados con diversos perfiles entre los que destaca el de dar soluciones científicas e ingenieriles a los problemas de la sociedad a partir de la información y recursos disponibles al instante”.

De lo anterior, se partió a recaudar la información disponible y que en el capítulo IV se expondrá a detalle, además de la revisión de la literatura, se concluyó que la propuesta metodológica debería estar fundamentada bajo los lineamientos siguientes:

1) Método paramétrico.

En esta fase se delimitó las variables independientes y dependientes del fenómeno de atenuación a involucrarse en las regresiones de ecuaciones empíricas con criterios de sismicidad (mecanismo focal, sismos costeros, campo lejano, ambiente tectónico, etc.) dado el comportamiento distinto atenuante de las ondas entre los eventos inter e intra placa (García, 2006). Partiendo con variables independientes como: la magnitud M_w , distancia hipocentral R y profundidad H para predecir la variable dependiente de aceleración máxima del terreno, PGA, en una sola ecuación. Lo anterior con objeto de delimitar las incertidumbres que pudieran existir y minimizar la desviación estándar de los resultados predichos vs los observados, además de hallar una ecuación con significado físico, como se ha venido trabajando en estudios previos (e.g., Joyner y Boore 1981; Ordaz et al., 1989; Atkinson y Boore 2003; García 2006).

2) Forma de Ecuación Genérica.

Se basó en regresiones múltiples lineales de la ecuación con forma básica, propuesta por Joyner y Boore (1981), ec.2.11, expuesta en el capítulo dos, (equivalente a la ec.3.1 en formato de este trabajo, eliminando el término cS de efecto de sitio para suelos), denominada como primera etapa, posteriormente se realiza una segunda etapa definida por la ec. 2.12. En este trabajo se realizó una analogía de la metodología con las siguientes variantes:

i. Primer Etapa: Se hizo, **con la variante de que se efectuaron regresiones por evento correspondientes a una trayectoria en particular con dirección a Querétaro (e.g., Guerrero a Querétaro), con la forma de la ec.3.1**, en lugar de involucrar diferentes trayectorias y con varios eventos con rangos de cierta magnitud como se ha venido trabajando (e.g., Joyner y Boore 1981; Atkinson y Boore 2003; García 2006).

Además, en el modelo de Joyner y Boore (1981), propone una segunda etapa, con regresiones de la forma de la ec.2.12, etapa que quedará sustituida por la forma de ecuación general propuesta, ec.3.2.

$$\log y = \sum_{i=1}^N a_i E_i - \log R + bR + cS \quad (2.11)$$

Donde:

y = aceleración máxima (PGA)

E_i = 1 para el sismo i

a_i =Polinomio de primer o segundo grado función de M entre eventos

S =1 para sitios con suelos blandos; 0 para sitios con roca

R = es la distancia más cercana al plano de falla (distancia hipocentral)

b y c = Son coeficientes determinados de la regresión lineal

$$a_i = \alpha + \beta M_i + \gamma M_i^2 \quad (2.12)$$

Donde:

M : Magnitud sísmica.

α, β, γ : Coeficientes de la regresión.

a_i : Polinomio lineal o cuadrático, en función de la magnitud M .

$$\log \text{PGA} = a' + c'_4 R - g' \log R \quad (3.1)$$

$$\log PGA = a(M, H) - c_4(M, H)R - g(M, H)\log R \quad (3.2)$$

Donde los coeficientes que conforman a la ec.3.2, quedan definidos a su vez una regresión adicional con la forma de un polinomio de primer grado (ecs.3.3 a 3.5), quedando en función de términos de la magnitud Mw, la profundidad H y un coeficiente de ajuste independiente. Resultados donde se observará su contribución de estos términos Mw y H, cuantificados por los coeficientes c_i, c'_i, c''_i , respecto a los coeficientes que definen (a, c_4 y g), aunado a los términos de la ecuación general propuesta de atenuación 3.2, con significado físico del fenómeno.

$$a(M, H) = c_1 + c_2Mw + c_3H \quad (3.3)$$

$$c_4(M, H) = c'_1 + c'_2Mw + c'_3H \quad (3.4)$$

$$g(M, H) = c''_1 + c''_2Mw + c''_3H \quad (3.5)$$

Donde:

PGA: Es la aceleración máxima del terreno en la componente horizontal cuadrática media (cm/s^2).

M: Magnitud de momento sísmico (Kanamori, 1977)

R: Distancia hipocentral, es decir distancia más próxima al plano de ruptura para cada evento.

H: Profundidad focal (km).

$a, a', c_i, c'_i, c''_i, g$ y g' : Coeficientes del modelo.

ii. Segunda etapa: **Iniciativa deducida por la variabilidad todos los coeficientes correspondientes a las regresiones de cada evento, analizado por trayectoria, (resultados de la primer etapa con forma de ec. 3.1), incluyendo los valores resultantes correspondientes al coeficiente típico g' , asociado al término $\log R$ el cual se definía siempre constante en estudios anteriores**, según fueran las distancias de análisis como: campo cercano o lejano (García, 2006). Además de que la base de datos es pobre, al carecer de una variedad de eventos de mayor magnitud, por lo que también se decidió **proponer una regresión adicional, con la forma mencionada de un polinomio de primer grado (ecs.3.3 a 3.5), bajo el criterio de llevarla a cabo agrupando los**

coeficientes de la primera etapa, correspondientes a cada termino de cuantos eventos fueron analizados (3 eventos en este estudio), lo que permitiría estimar la tendencia de los coeficientes de la ecuación 3.2, (definidos por las ecs. 3.3 a 3.5). Propuesta en este trabajo, para la predicción de PGA de eventos mayores en función de M y H , ahora posible con los coeficientes obtenidos en una segunda etapa, cuando todos los estudios se basan en una variedad de datos ($5 \leq M \leq 8$) que cubren la calibración del modelo (datos observados vs datos de predicción), caso no aplicable para Querétaro, por ahora, dada la limitada base de datos. Es cierto que quizás regresamos al no poder desacoplar M con $d(R)$, puesto que los coeficientes finales en segunda etapa se muestra esta dependencia del término R , con la magnitud M , en el coeficiente c_4 , sin embargo no olvidemos que ocurre algo análogo con el término $\log R$ en los trabajos de Atkinson y Boore (2003), lo que nos permitió visualizar la posibilidad de esta propuesta. Sin embargo, en el capítulo V, mostraremos a detalle la contribución que los valores de los coeficientes de M y H aportan al coeficiente c_4 , correspondiente al término R , aportando bajos valores respecto a los coeficientes del término a y $\log R$ (con coeficiente g , este último), lo que justifica de alguna manera el desacoplamiento de estos valores, de M con d (o R), en anteriores estudios.

3) Evaluación de la variabilidad de resultados.

En vista de la planteado, respecto a la base de datos pobre ($5 \leq M \leq 6.6$), la evaluación del modelo se efectuó para estos eventos por medio de la desviación estándar máxima resultante σ_R de los residuos, en escala logarítmica de base 10, y ésta a su vez definida por la desviación estándar σ_r , σ_e intra e inter-evento, respectivamente como se define en la ec. 3.10, bajo la analogía tomada del trabajo de Joyner y Boore (1981) y García (2006), con formato de la ec. 3.6.

$$\sigma_R = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_e^2} \quad (3.6)$$

Esta evaluación de la variabilidad de los datos observados con respecto a las predicciones estimadas de la ecuación 3.2, permitirá comparar los rangos de residuos con estudios previos referenciados a lo largo de este trabajo (Ordaz *et al.*, 1989 y García 2006) (ver subcapítulo 5.2.2).

La aplicación de la metodología a detalle se puede ver en el capítulo V.

3.2 Estimación del Espectro de Respuesta escalado en función de la Ley de Atenuación de PGA.

La estimación de los espectros de respuesta se calculó con ayuda del software DEGTRA, de autoría por los Drs. Mario Ordaz y Carlos Montoya, del I-UNAM y CENAPRED respectivamente. Los cálculos de la pseudoaceleración (S_a) fueron hechos para un rango de periodos (T) de entre 0-5 segundos, con un delta de tiempo ΔT de 0.025 seg, y un amortiguamiento (ζ) del 5% por ser los valores típicos en las estructuras. Lo anterior basado en los fundamentos propuestos por Benioff (1934).

Por otro lado, la metodología que se utilizó para estimar un espectro de respuesta debido a un evento de mayor magnitud ($M_w=8.0$), fue la denominada: “Escalamiento de Forma Espectral Normalizada”.

Metodología presentada por primera vez por Housner (1959), con cuatro eventos ocurridos en Estados Unidos, que consiste en hallar una forma espectral promedio normalizada para posteriormente multiplicarla por el factor PGA estimado por una ley de atenuación, para una magnitud mayor de interés, obteniéndose así el espectro escalado. Procedimiento que se expuso a detalle en el subcapítulo 2.2.2 dentro del inciso b (“Algunos trabajos previos relevantes en México en el empleo de Espectros de Respuesta”), el cual se puede resumir en los siguientes pasos:

- 1) Poseer registros observados de diversas magnitudes de la zona de interés.
- 2) Cálculo de espectros de respuesta de cada evento.

- 3) Normalizar los espectros de respuesta, acorde a su valor PGA, respectivo.
- 4) Cálculo de la forma espectral promedio.
- 5) En base a la ley de atenuación del PGA, obtener los factores PGA de escalamiento, asociadas a una magnitud de interés (ej. $M_w=8.0$).
- 6) Efectuar escalamiento en función de la forma espectral promedio obtenida, acorde al evento con tal magnitud de interés.

La aplicación de la metodología a detalle se puede ver en el capítulo VI.

3.3 Estimación preliminar del Espectro de Diseño

Considerando la complejidad que implica la estimación a detalle de un espectro de diseño al tener que involucrarse en temas adicionales como confiabilidad (e.g., Jara y Rosenblueth, 1988; Esteva *et al.*, 1988; Ordaz *et al.*, 1989). Esteva *et al.*, (1988), presentaron el enfoque propuesto para seguros contra sismos, quienes estimaron curvas que relacionan intensidad sísmica con la aceleración máxima del terreno, con el monto total de los daños por sismo, expresado como una fracción de la suma asegurada total.

Lo anterior implica indagar temas más profundos en los que se demanda un mayor grupo de investigadores. Aunado, además de no tener datos del impacto de todas las fuentes de la zona de subducción analizadas para Querétaro, sino sólo una (Guerrero), y aún más si le suma el nuevo enfoque, sobre periodos de retorno y espectros transparentes, que se plantea en el nuevo manual CFE versión 2008 (CFE-08). Situaciones que seguramente serán abordados en detalle, a futuro, en otros trabajos de investigación.

Por lo que se propuso una estimación de un bosquejo, una propuesta preliminar de espectro de diseño muy particular para Querétaro, que proporcione la forma de la envolvente que pudiera tomar en un futuro, mientras se recauda información de las otras trayectorias con fuente en la zona de subducción del Pacífico Mexicano que justifiquen y respalden un espectro de diseño definitivo

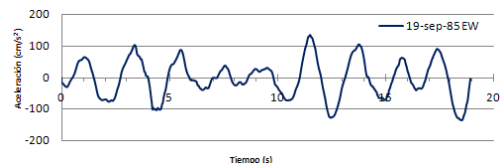
junto con el enfoque en la determinación del espectro de Diseño. Procesos que sin lugar a duda en otros lugares de interés ha llevado largos años con la contribución de innumerables publicaciones tratando de enriquecer a los reglamentos locales (e.g., RCDF, 2004).

La propuesta preliminar del Espectro de Diseño para Querétaro se basó en los siguientes puntos, que involucran los principios básicos en la construcción de una envolvente tomada a partir del espectro de respuesta representativo mediante un escalamiento de la forma espectral observada, es decir real calculada con datos locales de Querétaro tomados de la estación JUR1.

- 1) Se estimó un espectro escalado con un factor PGA correspondiente al evento característico mayor registrado en México de $M_w=8.0$.
- 2) El espectro de respuesta escalado corresponde a una forma espectral promedio (MC=Media cuadrática), de los eventos registrados en Querétaro.
- 3) Del espectro de respuesta se calculó la desviación estándar de los residuos del evento mayor observado (o real $M_w=5.6$) en Querétaro, respecto al estimado por escalamiento en función de su PGA, acorde a la ley de atenuación estimada en este trabajo, para posteriormente considerar esta misma desviación estándar en la estimación del escalamiento del evento característico con magnitud mayor ($M_w=8.0$).
- 4) Se traza cualitativamente del espectro de respuesta del punto anterior, (correspondiente del evento característico $M_w=8$ más una desviación estándar), líneas rectas que formen una envolvente del espectro de respuesta y que faciliten la determinación preliminar de algunos parámetros como el coeficiente sísmico c , la aceleración del suelo a_0 , y los periodos característicos T_a y T_b de la meseta del espectro en donde la respuesta de las estructuras es mayor.

La aplicación de la metodología a detalle se puede ver en el capítulo V.

IV



4. IDENTIFICACIÓN, RECOPIACIÓN Y CONSIDERACIONES DE LA BASE DE DATOS

Se partió desde la identificación de redes de instrumentación sísmica locales y regionales, tipos y características generales de los equipos en cada estación, así como una selección de estaciones que se hallen en trayectorias desde la fuente (zona de subducción del pacífico mexicano, de mayor impacto por su actividad sísmica histórica en México) con dirección a Querétaro con objeto de procesar información bajo condiciones similares de registro (estaciones en roca) a diferentes distancias radiales hipocentrales (R).

El objetivo principal de que las estaciones se hallen en roca se debe a obtener una señal sísmica real atenuada y no afectada por efectos de sitio como ocurre en suelos blandos que amplifican la señal.

4.1 Red de instrumentación sísmica local: UAQ Y UNAM

La red sísmica local conformada por las estaciones a cargo de la Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ), Facultad de Ingeniería con dos equipos de acelerógrafos en campo libre con sus respectivas casetas ubicadas en Ciudad Universitaria Querétaro y Campus universitario San Juna del Río, en el interior de cada caseta se hallan los equipos sobre una base de concreto con una protección de metal para minimizar el ruido (ver figuras 4.1 y 4.2). En la primera estación, se halla un equipo Etna asentado en roca y el segundo se trata de un equipo Altus asentado en también en roca, ambos con objetivos comunes; estudio

del peligro y riesgo sísmico local. Sin embargo después de algunos años de operación y sin logro de registro alguno, se comprobó en base a pruebas de ruido ambiental y con datos de referencia en estación sismológica de Juriquilla de la UNAM, que el ruido presente en cada una de las estaciones ($0.1 \text{ gal} \leq \text{ruido} \leq 5 \text{ gales}$), San Juan del Río y Querétaro, es superior a la señal sísmica de eventos del orden de magnitud $M_w=5.0$ ($\text{PGA} = 0.02\text{gales}$), por lo que se concluyó planear una reubicación de las estaciones. Lo anterior deja descartadas el uso de estas estaciones en el presente estudio.

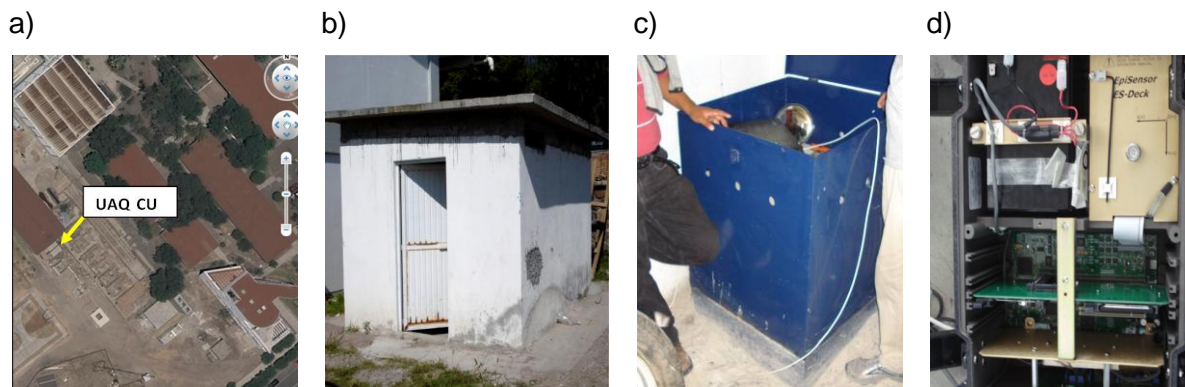


Figura 4.1 a) Ubicación Estación UAQ CU, dentro de Ciudad Universitaria UAQ; b) Caseta; c) Caja metálica que aloja el equipo, d) Equipo Etna.

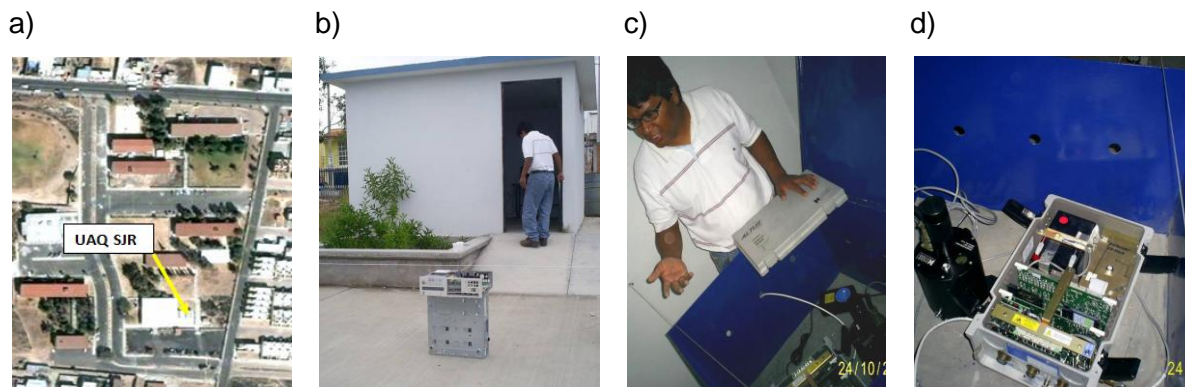


Figura 4.2 a) Ubicación Estación UAQ SJR, dentro de Campus Universitario San Juan del Río, Qro.; b) Caseta; c) Caja metálica que aloja el equipo, d) Equipo Altus K2.

Por otro lado se tiene la estación JUR1, a cargo de la Universidad Autónoma de México (UNAM), Campus Juriquilla Querétaro, Centro de Geociencias, también en campo libre, instalada en caseta, cuenta con un

Sismómetro de banda ancha asentado sobre una base de concreto en roca (ver figura 4.3).

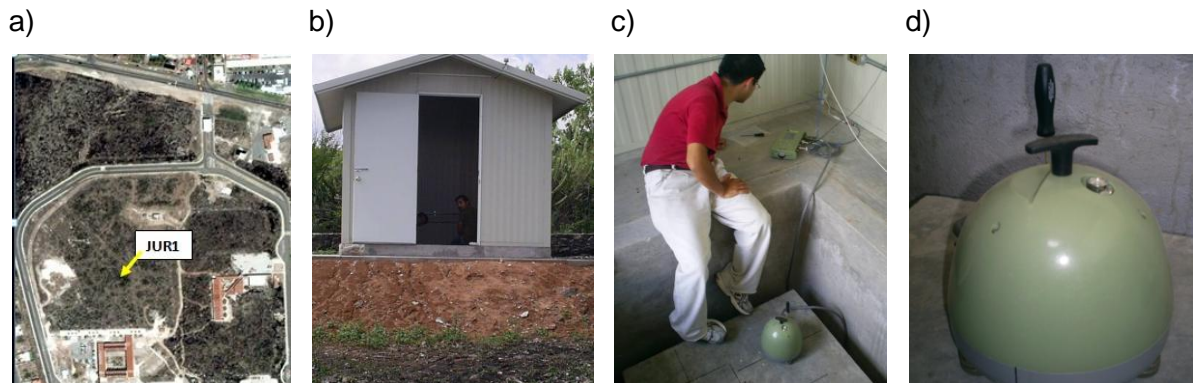


Figura 4.3 a) Ubicación Estación JUR1, UNAM, Juriquilla, Qro; b) Caseta; c) Base de Concreto donde se halla el equipo, d) Equipo Sismómetro Trillium 120P.

De esta estación JUR1, se dispuso de los registros que conforma la base de datos principales locales usados en este presente estudio, por lo que se expone más sobre las características de esta estación de medición sísmica:

1) Ubicación:

Estación JUR1 UNAM, Juriquilla, Qro., Se encuentra ubicada dentro de las propias instalaciones de la UNAM. Coordenadas geográficas: Latitud: 20°42'12" N, Longitud: 100°26'50" O, Altitud: 1944 msnm.

2) Tipo de Instrumento:

Cuenta con un sismómetro de Banda ancha, marca Nanometrics con un sensor marca Trillium y un Digitalizador marca Taurus, mostrados en las figuras 4.4a y 4.4b, respectivamente, registrando dentro de un rango de banda para periodos de 0.02 hasta 100 segundos, detectando sismos regionales (menor a 10° de distancia) y telesísmicos (mayor a 10°-105 °).

Trillium 120P es un sensor portátil compacto de banda ancha que ofrece un rendimiento superior en un amplio rango de temperaturas (ver figura 4.4a). Instrumento de auto-ruido es de 4 dB de la NLNM (Nueva Low Noise Model) en 100 segundos, y por debajo de la NLNM hasta 10Hz. Trillium 120P es de muy bajo

ruido lo hace ideal para los estudios locales, regionales y telesísmicos tanto en el observatorio y aplicaciones portátiles. El siguiente gráfico 4.4c, muestra el rango de ancho de banda en el cual los datos son confiables respecto a la respuesta del instrumento.

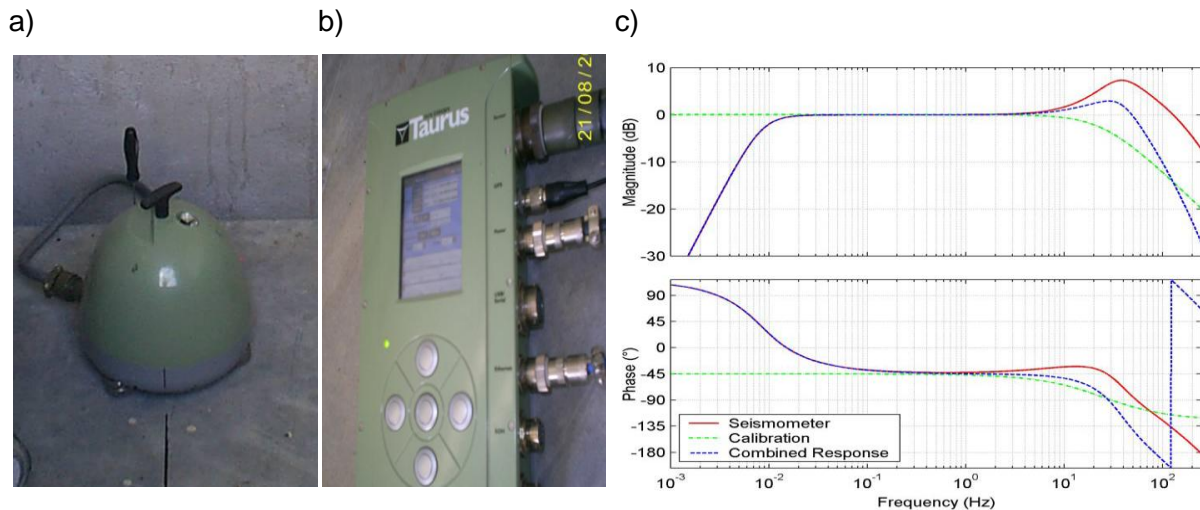


Figura 4.4 a) Sensor Trillium; b) Digitalizador Taurus; c) Gráfica de Respuesta nominal de Frecuencias en el Sensor.

3) Otras Características:

- ✓ El sismómetro se compone de un Sensor y un Digitalizador.
- ✓ Registrar cuentas/s y una vez deconvolucionadas las trazas son velocidades (m/s).
- ✓ Banda ancha de 0.02 a 100seg de periodo.
- ✓ Disponen de almacenamiento en tiempo real-continuo, guardando en intervalos de 20 minutos, conectado en red desde una PC.
- ✓ Se bajan datos con el software SEISAN, manipulación de datos con software SAC.
- ✓ Digitalizador con resolución de 24 bits y precisión en tiempo con GPS.

Las estaciones están distribuidas geográficamente como se muestra en la figura 4.5 en el mapa dentro del estado de Querétaro, con la intención de registrar estratégicamente en línea con dirección con algunas de las estaciones del SSN y

CENAPRED, con el objetivo principal de complementar información sobre estudios de microzonificación en Querétaro.



Figura 4.5 Ubicación de Estaciones UAQ y UNAM en el Estado de Querétaro. (Fuente: <http://www.mexico-tenoch.com/enmarca.php?de=http://www.mexico-tenoch.com/mapa/qro.html>)

Antes de pasar al siguiente subcapítulo es necesario que se presente una clasificación de sismos referidos a la distancia de registro y conocer de qué rangos de frecuencias y/o periodos se tienen asociados al tipo de onda de propagación con objeto de asociarlo al alcance de cada uno de los instrumentos pertenecientes a las diferentes fuentes de información (ver tabla 4.1).

Tabla 4.1 Rango espectral sísmico (Udías y Mezcua 1997).

TIPO DE SISMOS	DISTANCIAS	RANGO DE FRECUENCIAS	TIPO DE ONDAS
LOCALES	<10° ó <1000Km aprox.	<= 1Hz ó 1seg	Ondas de transmisión y reflexión en la corteza y manto superior.
TELESISMICOS	10°-105° ó 1000Km - 10500Km aprox.	1Hz-0.07Hz ó 1seg-15seg	Ondas superficiales Rayleigh y Love.
TELESISMICOS	105°-180° ó 10500Km - 18000Km aprox.	>10seg	Ondas que penetran el núcleo, refractadas y reflejadas.

4.2 Identificación de fuentes sísmicas de impacto a Querétaro

Se eligieron las estaciones que se halladas en trayectorias con dirección a la ciudad de Querétaro acorde a las principales fuentes sísmicas históricas (zona de subducción del pacífico mexicano). Con falla normal en el suroeste, en las costas del pacífico debido al movimiento tectónico de las placas Cocos, Rivera y Pacifico; falla inversa en el sur entre las placas de Cocos y Rivera con respecto a la placa norteamericana; falla transcurrente en el oeste entre los límites de las placas Rivera y Norteamericana respecto a la del Pacífico, principalmente.

Otra característica típica que se tomó en cuenta en la elección de sismos, es la profundidad del hipocentro de cada evento, ya que los sismos más destructivo, de magnitudes mayores e igual a 5.0, son los que ocurren generalmente a poca profundidad (menos de 150km) (ver figura 4.6).

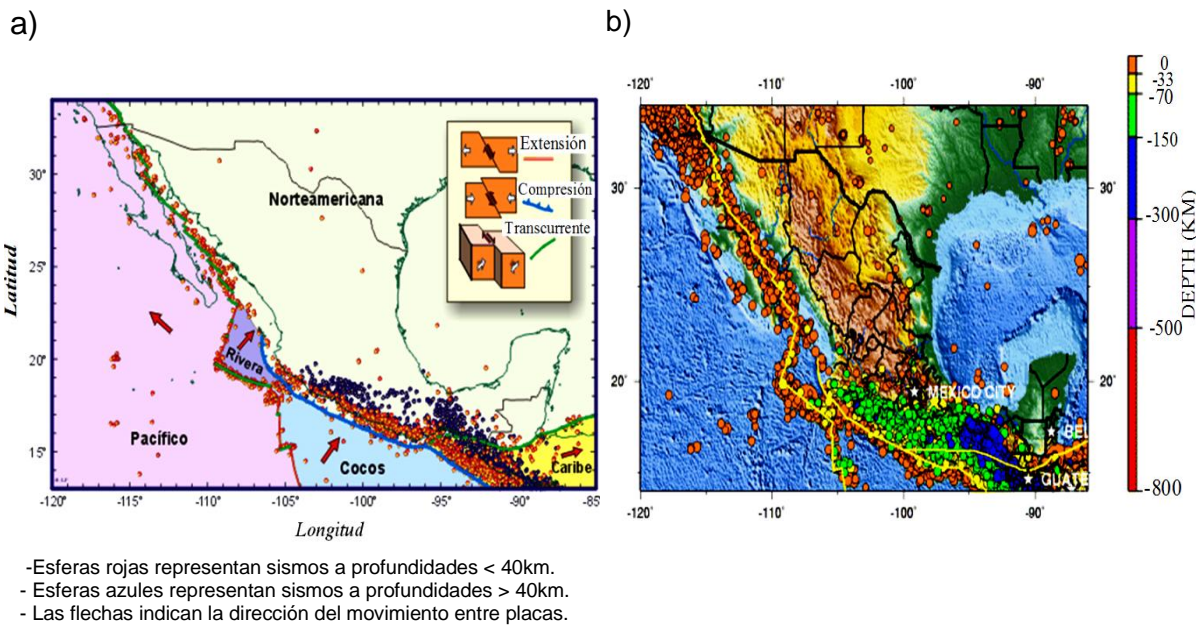


Figura 4.6 Sismicidad en México. a) Con Magnitudes $M > 6.5$ durante los años 1900 al 2000; b) Sismos promedio por año (periodo 1990-2006), de magnitud mayor igual a 5.0 asociado a sus profundidades focales.

4.2.1 Estaciones de registro de la sismicidad en México

Los sismo fuertes ($M_w \geq 5.0$) son los más representativos para realizar estudios en la obtención de parámetros de riesgo sísmico, con esta consideración se delimitó un listado de los sismos considerados como primer muestra, candidatos a la determinación de la ley de atenuación para el caso particular de las diferentes trayectoria con fuente en zona de subducción (Guerrero, Jalisco, etc.), hacia Querétaro. Por lo que se identificaron las redes sísmicas que existen en nuestro país con la finalidad de seleccionar las estaciones que se hallen en las trayectorias de interés para nuestro caso hacia Querétaro.

Las estaciones redes de estaciones principales en México están a cargo de: Servicio Sismológico Nacional, SSN y Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED.

i. Servicio Sismológico Nacional (SSN). Actualmente el país cuenta con red de operación de 56 estaciones organizadas de la siguiente manera (http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/red_sismologica.jsp#Red de Banda):

- 1) Red Sismológica Convencional. Son 9 instrumentos localizados en el interior de la República enviando información en tiempo real al Instituto de Geofísica de la UNAM (IGF), la mayoría son con sensor vertical de periodo corto (1 seg.) y largo, todos controlados por IGF de la UNAM.
- 2) Red de Banda Ancha. Con 36 estaciones, ubicadas: a lo largo de las costas del Océano Pacífico y de Veracruz, así como en el eje neovolcánico, como podemos apreciar en el siguiente figura:
- 3) Red del Valle de México. Está a cargo del Instituto de Geofísica de la UNAM, cuenta con estaciones alrededor de D.F. con la finalidad de registrar eventos de la zona. La Red Sísmica del Valle de México (RSVM) cuenta a la fecha con 11 estaciones digitales y una analógica (PPM). La mayoría de ellas se localiza en el Estado de México.

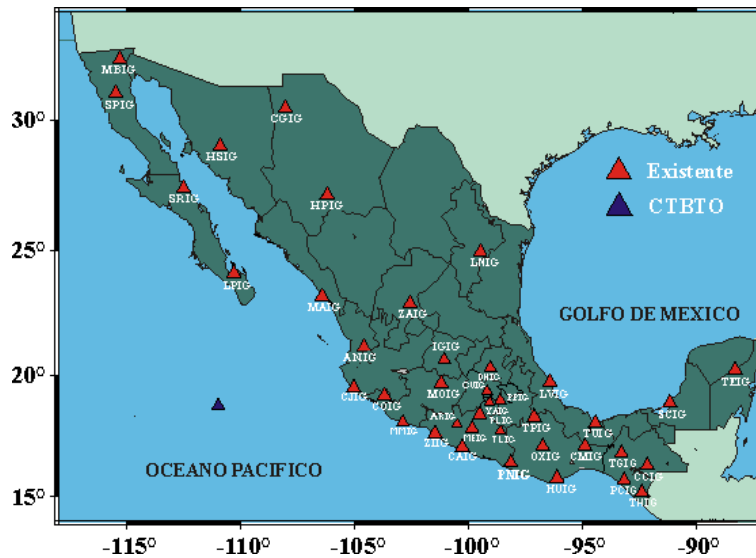


Figura 4.7 Distribución de las estaciones de la Red Sismológica de Banda Ancha a lo largo del territorio nacional. (Fuente: http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/red_sismologica.jsp#Red de Banda)

ii. *Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED.* Dentro de este cuerpo esta la división Instrumentación, específicamente del área Sísmica el cual cuenta con una red de 5 estaciones acelerográficas entre México y Acapulco, 11 más en el valle de México y dos estructuras instrumentadas. Cuando ocurre algún sismo importante, se interrogan las estaciones vía telemetría desde el laboratorio y los datos se publican en la página de Internet. Estos datos forman parte de la Base Mexicana de Sismos Fuertes.

4.2.2 Selección de sismos fuertes de registro local en Querétaro, Qro.

Con panorama de que la ciudad de Querétaro se halla a distancias de entre 400 y 600 km de las diferentes zonas a lo largo del área de subducción del Pacífico, se hizo una selección de registros sísmicos en este trabajo bajo los criterios siguientes:

- a. Sismos de magnitud $M_w \geq 5.0$, en principio, por ser eventos representativos en cuanto a magnitud se refiere, lo que implica tener mayor probabilidad de propagación de ondas sísmicas en campo lejano (Patrón de Radiación de la

Energía Liberada) y por lo cual han sido históricamente empleados bajo este criterio en diverso trabajos de investigación (e.g, Ordaz *et al.*, 1989; Joyner y Boore 1981; Atkinson y Boore 2003, García 2006). Sin embargo, por las características del Sismógrafo y el corto periodo de registro en JUR1, se decidió trabajar con eventos a partir de $M \geq 4.0$, a modo de ampliar la base de datos disponible.

- b. Sismos registrados en Querétaro, estación JUR1, UNAM, Campus Juriquilla, a partir del periodo Enero 2009. La cual registra en su mayoría sismos de magnitudes $M \geq 4.0$.
- c. Una vez delimitado la selección de sismos con que se cuentan registros en estación JUR1, Querétaro (ver tabla 4.2), se procedió a buscar tales eventos referenciados por el tiempo en la página web del Servicio Sismológico Nacional.

Tabla 4.2 Relación de sismos con Magnitud $M \geq 4.0$ del Periodo Enero 2009 a Marzo 2010.

No. Evento	Fecha(local)	Hora(local)	Hora(GMT)	Latitud	Longitud	Prof.(km)	M (Md)	Zona
1	27/03/2009	02:48:16	08:48:16	17.35	-100.82	30	5.3	24 km al NOROESTE de TECPAN, GRO
2	27/04/2009	11:46:27	16:46:27	16.9	-99.58	7	5.7	23 km al NOROESTE de SAN MARCOS, GRO
3	15/08/2009	08:22:45	13:22:45	18.06	-100.67	55	5.4	33 km al SUR de CD ALTAMIRANO, GRO
4	18/09/2009	13:46:07	18:46:07	19.2	-108.53	10	5.6	379 km al SUROESTE de PUERTO VALLARTA, JAL
5	24/09/2009	02:16:20	07:16:20	17.72	-107.43	21	6.2	347 km al SUROESTE de CIHUATLAN, JAL
6	06/10/2009	12:22:50	17:22:50	18.68	-107.67	33	5.4	333 km al OESTE de CIHUATLAN, JAL
7	12/10/2009	15:03:52	20:03:52	16.56	-104.44	16	5.1	267 km al SUR de TECOMAN, COL
8	25/10/2009	04:52:57	10:52:57	18.89	-95.81	13	5.5	14km alNOROESTE de ALVARADO VER
9	06/01/2010	03:17:34	09:17:34	17.01	-100.86	30	4.7	34 km al SUROESTE de TECPAN, GRO
10	14/01/2010	23:42:59	05:42:59	17.94	-100.95	58	4.0	55 km al SUROESTE de CD ALTAMIRANO, GRO
11	31/01/2010	09:16:31	15:16:31	16.65	-100.56	5	4.2	63 km al SUR de ATOYAC DE ALVAREZ, GRO
12	19/03/2010	14:48:49	20:48:49	17.22	-100.97	15	4.9	36 Km al OESTE DE TECPAN, GRO.

De la anterior relación se procedió a localizar estaciones de registros en las trayectorias desde lo más cercanas a la fuente hasta Querétaro, instalados en roca, con objeto de tener el mayor número posible de registros, dentro de dichas trayectorias.

4.3 Fuentes de información de instrumentación sísmica en trayectorias: Fuente sísmica-Querétaro.

Después de una exhaustiva búsqueda de los sismos de referencia en la base datos de la estación JUR1, se investigó las posibles estaciones que estuvieran lo más acorde en dirección-línea hacia la ciudad de Querétaro, hallando varias estaciones a cargo del SSN y CENAPRED, en base a esto se realizó una localización e identificación a base de flechas en las estaciones (mallado) con dirección a Querétaro. De lo anterior obtuvimos grupos de estaciones por cada una de estas instituciones como se muestra en la figura 4.8 y 4.9, respectivamente, con objeto de solicitar información acorde a los eventos de referencia en JUR1, específicamente por estaciones de interés.

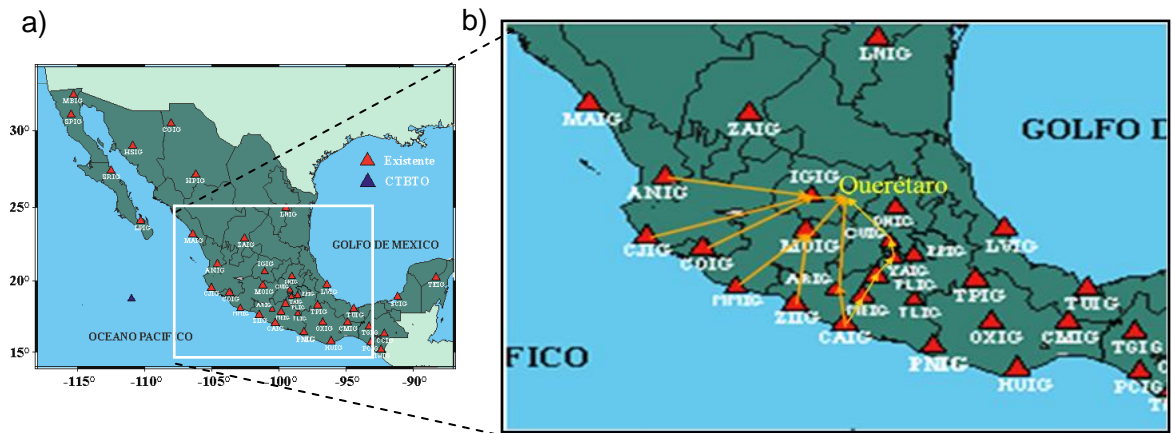


Figura 4.8 a) Estaciones red sísmológica del SSN, de Banda Ancha en el país. b) Mallado de estaciones de interés con dirección: Fuente de subducción - Querétaro. (Fuente: http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/red_sismologica.jsp#Red de Banda)

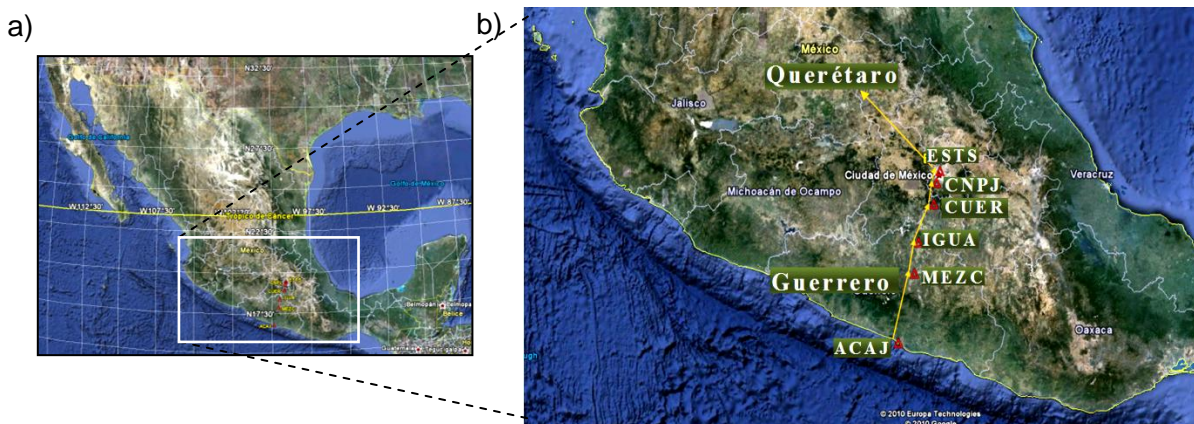


Figura 4.9 a) Estaciones red sísmológica CENAPRED, acelerógrafos. b) Mallado de estaciones de interés con dirección: Fuente de subducción - Querétaro.

4.4 Identificación de eventos (sismos) dentro de la trayectoria: Guerrero-Querétaro

Los primeros y únicos datos proporcionados fueron los del CENAPRED, lo cual implicó la delimitación de este estudio, al análisis de una primera trayectoria, dado que como se aprecia en las figuras 4.8 y 4.9, existe mayor cobertura de estaciones en la red SSN. La anterior trayectoria mencionada se denominó Guerrero-Querétaro.

Por lo anterior, se comenzó el análisis de la trayectoria Guerrero a Querétaro, es decir considerando solo eventos de la fuente Guerrero, por lo que la tabla 4.2 se redujo a 7 eventos mostrados en la tabla 4.3.

Tabla 4.3 Eventos de referencia en estación JUR1 de magnitud $M \geq 4.0$, con epicentros en el Estado de Guerrero.

No. Evento	Fecha(local)	Hora(local)	Hora(GMT)	Latitud	Longitud	Prof.(km)	M (Md)	Zona
1	27/03/2009	02:48:16	08:48:16	17.35	-100.82	30	5.3	24 km al NOROESTE de TECPAN, GRO
2	27/04/2009	11:46:27	16:46:27	16.9	-99.58	7	5.7	23 km al NOROESTE de SAN MARCOS, GRO
3	15/08/2009	08:22:45	13:22:45	18.06	-100.67	55	5.4	33 km al SUR de CD ALTAMIRANO, GRO
9	06/01/2010	03:17:34	09:17:34	17.01	-100.86	30	4.7	34 km al SUROESTE de TECPAN, GRO
10	14/01/2010	23:42:59	05:42:59	17.94	-100.95	58	4.0	55 km al SUROESTE de CD ALTAMIRANO, GRO
11	31/01/2010	09:16:31	15:16:31	16.65	-100.56	5	4.2	63 km al SUR de ATOYAC DE ALVAREZ, GRO
12	19/03/2010	14:48:49	20:48:49	17.22	-100.97	15	4.9	36 Km al OESTE DE TECPAN, GRO.

De los eventos mostrados en la tabla 4.3, solicitados al CENAPRED, se indicó la disposición de registros en sus estaciones de los tres primeros eventos puesto que sus aparatos no se dispararon, por la configuración en los niveles de aceleración, y que corresponden a aceleraciones asociadas a los eventos de menor magnitud, $M < 5.0$. No olvidando que los datos proporcionados del CENAPRED, todos son registrados con equipos acelerógrafos que se configuran a cierto nivel de disparo para el comienzo de grabación, como se apreciar en la figura 4.10, en su formato de archivo electrónico, además de algunos otros parámetros y características de cada registro por estación.

Situación ajena en estación JUR1, puesto que se trata de un sismógrafo de banda ancha, abarcando un rango de frecuencias mayores (0.01 a 100Hz), lo que hace posible tener eventos de $M_w \geq 4.0$, como se señaló en tabla 4.2.

CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES (CENAPRED)
 Coordinación de Instrumentación Sísmica
 Av. Delfín Madrigal No. 665, Col. Santo Domingo, C.P. 04360,
 México, D.F.
 Tels.: 606-8837, 606-9156, 606-9942, 606-7956, 606-9837.
 FAX: 606-1608

 ARCHIVO ESTÁNDAR DE ACELERACIÓN:
 VERSIÓN DEL FORMATO : 2.0
 NOMBRE DEL ARCHIVO : ACAJ0904.271
 FECHA Y HORA DE CREACIÓN : 28 de Abril de
 2009/14:14:58
 REF. CATALOGO ACELEROGRAMAS, SMIS 1995 : NUM. REG. /PAG.

=====

DATOS DE LA ESTACIÓN:
 NOMBRE DE LA ESTACIÓN : ESTACIÓN No.1, ACAPULCO,
 superficie
 CLAVE DE LA ESTACIÓN : ACAJ
 LOCALIZACIÓN DE LA ESTACIÓN : Edif. TELMEX, Av.
 Farallón del : Obispo No. 2, Col.
 Garita de Juárez, : Acapulco Guerrero.
 :
 :
 COORDENADAS DE LA ESTACIÓN : 16.8400 LAT. N
 : 99.8900 LONG. W
 ALTITUD (msnm) : 60
 TIPO DE SUELO : Roca
 :
 :
 INSTITUCIÓN RESPONSABLE : CENAPRED

=====

DATOS DEL ACELERÓGRAFO:
 MODELO DEL ACELERÓGRAFO : ALTUS-ETNA
 NÚMERO DE SERIE DEL ACELERÓGRAFO : 382
 NÚMERO DE CANALES : 3
 ORIENTACIÓN C1-C6 (rumbo;orientación) : /N00E/+V/N90E
 ORIENTACIÓN C7-C12 (rumbo;orientación) :
 VEL. DE MUESTREO, C1-C6 (muestras/s) : /100/100/100
 VEL. DE MUESTREO, C7-C12 (muestras/s) :
 ESC. COMPLETA DE SENSORES, C1-C6, (g) : /1/1/1
 ESC. COMPLETA DE SENSORES, C7-C12, (g) :
 FREQ. NAT. DE SENSORES, C1-C6, (Hz) : /52.4/52.8/50.4
 FREQ. NAT. DE SENSORES, C7-C12, (Hz) :
 AMORTIGUAMIENTO DE SENSORES, C1-C6 : /0.66/0.66/0.66
 AMORTIGUAMIENTO DE SENSORES, C7-C12 :
 INTERVALO DE MUESTREO, C1-C6, (s) : /0.01/0.01/0.01
 INTERVALO DE MUESTREO, C7-C12, (s) :
 UMBRAL DE DISPARO, C1-C6, (Gal) : /0.25/0.25/0.25
 UMBRAL DE DISPARO, C7-C12, (Gal) :
 MEMORIA DE PREEVENTO (s) : 40
 TIEMPO DE POSEVENTO (s) : 50

=====

DATOS DEL SISMO:
 FECHA DEL SISMO (GMT) : 27 de abril, 2009
 HORA EPICENTRO (GMT) : 16:46:27.0
 MAGNITUD (ES) : /Mc=5.7
 COORDENADAS DEL EPICENTRO : 16.90 LAT. N
 : 99.58 LONG. W
 PROFUNDIDAD FOCAL (km) : 07
 FUENTE DE LOS DATOS EPICENTRALES : SSN
 : Instituto de Geofísica
 :

=====

DATOS DE ACELERACIÓN:
 +-----+-----+-----+-----+-----+-----+
 +-----+-----+-----+-----+-----+-----+
 CANAL-1 CANAL-2 CANAL-3 CANAL-4 CANAL-5 CANAL-6
 CANAL-7 CANAL-8
 N00E +V N90E
 +-----+-----+-----+-----+-----+-----+
 0.00666 0.00025 -0.00092
 0.00642 0.00446 -0.00302
 0.00362 -0.00092 -0.00139

Figura 4.10 Formato tipo de archivo electrónico por registro en cada una de las estaciones del CENAPRED.

Lo anterior condujo a clasificar los eventos en dos clases; eventos principales y eventos secundarios auxiliares, donde los primeros corresponden a los eventos de los cuales se tienen al menos más de dos registros dentro de la trayectoria en cuestión además de una magnitud $M \geq 5.0$, mientras que los segundos corresponden a los que solo se tiene registro en estación JUR1 y $M < 5.0$, quedando agrupados como se muestran en las tablas 4.4 y 4.5, respectivamente.

Tabla 4.4 Eventos principales, $M \geq 5.0$

No. Evento	Fecha(local)	Hora(local)	Hora(GMT)	Latitud	Longitud	Prof.(km)	M (Md)	Zona
1	27/03/2009	02:48:16	08:48:16	17.35	-100.82	30	5.3	24 km al NOROESTE de TECPAN, GRO
2	27/04/2009	11:46:27	16:46:27	16.9	-99.58	7	5.7	23 km al NOROESTE de SAN MARCOS, GRO
3	15/08/2009	08:22:45	13:22:45	18.06	-100.67	55	5.4	33 km al SUR de CD ALTAMIRANO, GRO

Tabla 4.5 Eventos secundarios auxiliares, $M < 5.0$

No. Evento	Fecha(local)	Hora(local)	Hora(GMT)	Latitud	Longitud	Prof.(km)	M (Md)	Zona
9	06/01/2010	03:17:34	09:17:34	17.01	-100.86	30	4.7	34 km al SUROESTE de TECPAN, GRO
10	14/01/2010	23:42:59	05:42:59	17.94	-100.95	58	4.0	55 km al SUROESTE de CD ALTAMIRANO, GRO
11	31/01/2010	09:16:31	15:16:31	16.65	-100.56	5	4.2	63 km al SUR de ATOYAC DE ALVAREZ, GRO
12	19/03/2010	14:48:49	20:48:49	17.22	-100.97	15	4.9	36 Km al OESTE DE TECPAN, GRO.

Otro aspecto que delimitó finalmente la base de datos, fue el concepto del tipo de sismicidad a estudiar; tipo interplaca (superficiales $H \leq 30$ km) e intraplaca (profundos $H \geq 30$ km) dado las diferencias de atenuación y el tipo de mecanismo de falla a las que se asocia a cada una de ellas (inversa \approx interplaca y normal \approx intraplaca, respectivamente), reportadas en estudios previos (e.g., Ordaz *et al.*, 1989 y García 2006), dejando claro que los primeros son los de mayor peligro sísmico en campo lejano, aspecto que se consideró al descartar los eventos No.3 y 10 de las tablas anteriores por el rango de profundidades mencionadas, acotando finalmente los datos disponibles para este estudio por trayectoria a los eventos especificados en las tablas 4.6 y 4.7.

Tabla 4.6 Eventos principales Interplaca, $M \geq 5.0$

No. Evento	Fecha(local)	Hora(local)	Hora(GMT)	Latitud	Longitud	Prof.(km)	M (Md)	Zona
1	27/03/2009	02:48:16	08:48:16	17.35	-100.82	30	5.3	24 km al NOROESTE de TECPAN, GRO
2	27/04/2009	11:46:27	16:46:27	16.9	-99.58	7	5.7	23 km al NOROESTE de SAN MARCOS, GRO

Tabla 4.7 Eventos secundarios auxiliares Interplaca, $M < 5.0$

No. Evento	Fecha(local)	Hora(local)	Hora(GMT)	Latitud	Longitud	Prof.(km)	M (Md)	Zona
9	06/01/2010	03:17:34	09:17:34	17.01	-100.86	30	4.7	34 km al SUROESTE de TECPAN, GRO
11	31/01/2010	09:16:31	15:16:31	16.65	-100.56	5	4.2	63 km al SUR de ATOYAC DE ALVAREZ, GRO
12	19/03/2010	14:48:49	20:48:49	17.22	-100.97	15	4.9	36 Km al OESTE DE TECPAN, GRO.

El tipo de mecanismo de falla, MF, se definió consultando la página web CMT afiliada al Instituto de Ingeniería de la UNAM (<http://laxdoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/pagemag.php>), además también se obtuvo en ésta su equivalencia en versiones distintas de magnitud, es decir pasar de Md a Mw, la primera reportada por el SSN y la segunda en CMT, donde esta última es la de interés en este trabajo. En la figura 4.11, solo se muestran los MF para los dos primeros eventos.

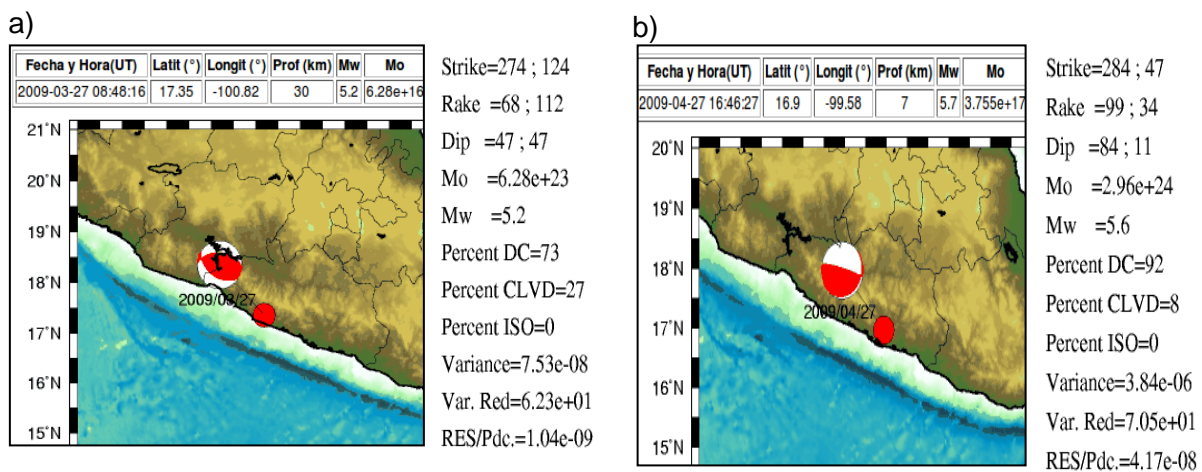


Figura 4.11 Mecanismos focales. a) Evento No.1, Falla Inversa con pequeña componente lateral derecha; b) Evento 2, Falla Inversa. (Fuente: <http://laxdoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/pagemag.php>)

4.5 Identificación de estaciones con registros sísmicos dentro de la trayectoria: Guerrero-Querétaro.

De los eventos principales se identificó cada una de las estaciones en línea de la trayectoria Guerrero Querétaro con el objetivo de ubicar su posición geográfica respecto a la fuente y poder relacionar gráficamente y cuantitativamente cada PGA reportada por cada tipo de suelo y su efecto sobre la señal en cada estación, principalmente el efecto amplificador para posteriormente descartarlas del estudio sobre atenuación (ver figuras 4.12 y 4.13). Para lo cual se efectuó un concentrado de datos por cada evento en estudio ordenados en la misma posición en que se hallan geográficamente, es decir desde el pacífico hasta Querétaro con la estación JUR1, de manera descendente según el listado en cada tabla(ver tablas 4.8 y 4.9), lo anterior para facilitar la interpretación y manejo de datos, en ellas se concentraron datos como; el lugar de localización de cada estación, sus coordenadas geográficas (en grados), el tipo específico de roca en que se halla cada estación y el tipo de instrumento, además también se agregó en sus últimas columnas los valores correspondientes PGA de cada registro por cada componente(norte-sur NS, este-oeste EW, y vertical V).

Tabla 4.8 Concentración de información de cada estación para el sismo No.1

SISMO No.1

Fecha GMT: 27-mar-09

Hora Epicentro GMT: 08:48:16

Magnitud Mw: 5.2

Localización: Lat.: 17.35N; Long.:100.82W

Profundidad(km): 30

CLAVE ESTACIÓN	LUGAR LOCALIZACIÓN ESTACIÓN	COORDENADAS LOCALIZACIÓN DE ESTACIÓN			ESTACIÓN EN SUELO	EQUIPO	ACEL MAX (Gales)		
		LATITUD	LONGITUD	ALTITUD(msnm)			NS	V	EW
JUR1	UNAM, Campus Juniquilla, Querétaro, Qro.	20.7033N	100.4472W	1944	Roca	TRILLIUM 120, Sism.	-0.05	-0.04	-0.04
ESTS	Parque Nacional Estanzuela, Del. Gustavo A. Madero, Mex. DF	19.493N	99.111W	2245	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-0.54	0.15	0.37
CNPJ	Del. Coyoacán, México D.F.	19.3147N	99.1753W	2270	Roca Basáltica	ALTUS-K2, Acel.	0.88	-0.55	0.84
CUER	Campus, Universidad Aut. Edo. Morelos, Cuernavaca Mor.	18.9836N	99.23W	1850	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	1.52	-0.79	1.54
IGUA	A 7km hacia el Norte Iguala, Carr. México-Acapulco No.95	18.399N	99.5061W	1350	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	0.67	0.56	0.83
MEZC	Sobre Carr. Fed. Mex-Acapulco No.95, entronque al Poblado Mezcala, Gro.	17.92N	99.59W	1660	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-1.69	-1.62	2.01
ACAJ	Edificio Telmex, Acapulco Gro.	16.84N	99.89W	60	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	3.78	3.97	4.28

a)

SISMO No.1

Fecha GMT: 27-mar-09
 Hora Epicentro GMT: 08:48:16
 Magnitud Mw: 5.2
 Localización: Lat.: 17.35N; Long.:100.82W
 Profundidad(km): 30

CLAVE ESTACIÓN	ESTACIÓN A EPICENTRO r (KM)	PGA ACEL MAX (Gales)		
		NS	V	EW
JUR1	372.84	0.05	0.04	0.04
ESTS	297.76	0.54	0.15	0.37
CNPJ	278.09	0.88	0.55	0.84
CUER	246.69	1.52	0.79	1.54
IGUA	181.09	0.67	0.56	0.83
MEZC	144.81	1.69	1.62	2.01
ACAJ	113.82	3.78	3.97	4.28

b)

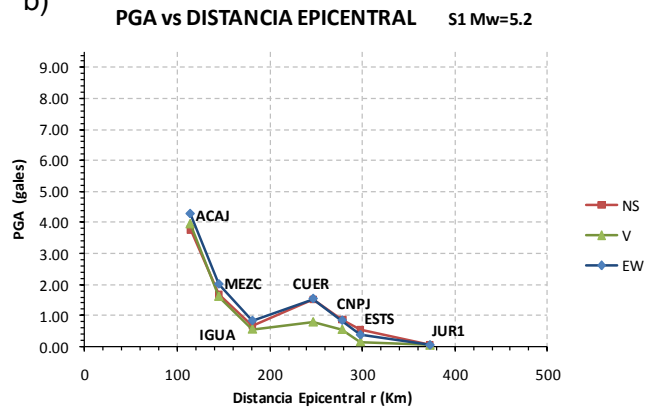


Figura 4.12 a) Valores de r vs PGA; b) Tendencia por componente para cada estación correspondiente al sismo No.1, de la trayectoria Guerrero-Querétaro.

Tabla 4.9 Concentración de información de cada estación para el sismo No.2.

SISMO No.2

Fecha GMT: 27-abr-09
 Hora Epicentro GMT: 16:46:27
 Magnitud Mw: 5.5
 Localización: Lat.:16.9N; Long.:99.58W
 Profundidad(km): 7

CLAVE ESTACIÓN	LUGAR LOCALIZACIÓN ESTACIÓN	COORDENADAS LOCALIZACIÓN DE ESTACIÓN					ACEL MAX (Gales)		
		LATITUD	LONGITUD	ALTITUD(msnm)	ESTACIÓN EN SUELO	EQUIPO	NS	V	EW
JUR1	UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro, Qro.	20.7033N	100.4472W	1944	Roca	TRILLIUM 120, Sism.	-0.14	-0.10	0.11
ESTS	Parque Nacional Estanzuela, Del. Gustavo A. Madero, Mex. DF	19.493N	99.111W	2245	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-0.77	0.5	1.05
CNPJ	Del. Coyoacán, México D.F.	19.3147N	99.1753W	2270	Roca Basáltica	ALTUS-K2, Acel.	2.56	1.17	-2.64
CUER	Campus, Universidad Aut. Edo. Morelos, Cuernavaca Mor.	18.9836N	99.23W	1850	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-3.25	-2.37	-4.02
IGUA	A 7km hacia el Norte Iguala, Carr. México-Acapulco No.95	18.399N	99.5061W	1350	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-3.21	2.12	-2.53
MEZC	Sobre Carr. Fed. Mex-Acapulco No.95, entronque al Poblado Mezcala, Gro.	17.92N	99.59W	1660	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-7.24	8.25	9.04
ACAJ	Edificio Telmex, Acapulco Gro.	16.84N	99.89W	60	Roca	ALTUS-ETNA, Acel.	-62.93	-46.08	-99.97

a)

SISMO No.2

Fecha GMT: 27-abr-09
 Hora Epicentro GMT: 16:46:27
 Magnitud Mw: 5.6
 Localización: Lat.:16.9N; Long.:99.58W
 Profundidad(km): 7

CLAVE ESTACIÓN	ESTACIÓN A EPICENTRO r (KM)	PGA ACEL MAX (Gales)		
		NS	V	EW
JUR1	430.31	0.14	0.10	0.11
ESTS	290.93	0.77	0.5	1.05
CNPJ	270.37	2.56	1.17	2.64
CUER	233.31	3.25	2.37	4.02
IGUA	165.90	3.21	2.12	2.53
MEZC	112.77	7.24	8.25	9.04
ACAJ	N/V	N/V	N/V	N/V

b)

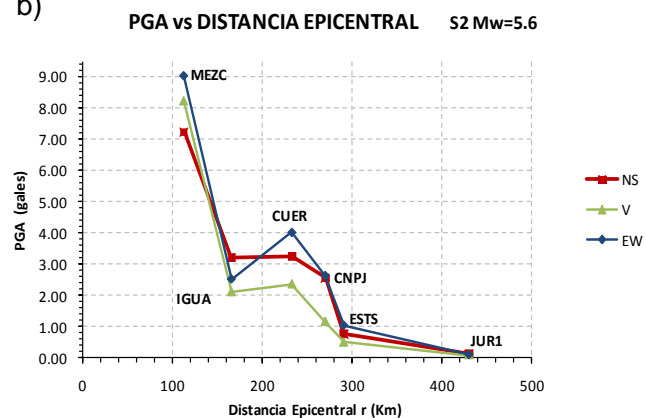


Figura 4.13 a) Valores de r vs PGA; b) Tendencia por componente para cada estación correspondiente al sismo No.1, de la trayectoria Guerrero-Querétaro. N/V=dato descartado por no estar en la dirección de la trayectoria.

En principio, se comenzó a emplearse la distancia epicentral como la variable a graficarse con los valores PGA, para cada sismo con sus diferentes componentes para cada estación en el trayecto de la línea Guerrero-Querétaro. Donde se percató de varios aspectos de importancia como el orden de amplitudes con que se comienza a registrar en estaciones cercanas hasta llegar a la estación JUR1, el predominio de las amplitudes en las componentes horizontales, además de otros aspectos que se analizaron por cada sismo y/o evento.

Respecto al primer gráfico correspondiente al sismo No.1 (ver figura 4.12), donde la primer estación ACAJ, comienza tener mayor amplitud en la componente EW, seguida de la componentes V y por último la EW, en cambio al momento de registro en JUR1, es decir después de atenuarse en el trayecto, aparentemente se tiene casi igual amplitud de aceleración en las tres componentes, con un pequeño valor mayor la componente NS como se ve en la figura 4.12.

Para el sismo No.2 (ver figura 4.13) la primera estación MEZC, registra con mayor amplitud la componente EW, seguida de la Vertical y por último la NS, en general presenta un patrón parecido al del sismo No.2, sólo que en su llegada de la señal a la estación JUR1 se ve más marcada la diferencia entre ellas, teniendo mayor amplitud la componente NS, seguida de la EW y finalmente la Vertical.

Lo dicho en principio, se hallaron efectos de sitio amplificativos en algunas estaciones, en los dos eventos principales, donde es más notorio el valor PGA correspondiente a las estaciones CUER y CNPJ, cuyo valor característico es mayor en comparación a distancias más próximas inmediata anterior hacia a la fuente, puesto que es ilógico tener una señal de PGA mayor que en una estación a menor distancia y en la misma dirección de propagación, por lo que se piensa se deba a algunos sedimentos volcánicos superficiales que amplifican las ondas Rayleigh y Love principalmente. Por ello se decidió descartar los registros de las mencionadas estaciones.

4.6 Selección de un tercer evento principal auxiliar

De lo anterior expuesto en los subcapítulos 4.3 y 4.4, además de la limitación de algunas estaciones en la base de datos disponibles, se vió limitada como; a sólo dos eventos principales, los cuales en un principio se comenzó a trabajar con ellos en la realización de los primeros ajustes de las regresiones lineales múltiples, sin embargo dentro del capítulo III, correspondiente a la metodología se propuso involucrar una adecuación de la segunda etapa, dado el enfoque de análisis por trayectoria, la cual se tendrá mayor validez en cuanto se involucren mas eventos en el análisis de la primera etapa, puesto que se analizan las tendencias de los coeficientes de ésta etapa, para conocer la tendencia a magnitudes mayores partiendo de una base de datos con eventos de menor magnitud.

Es así como se decidió apoyarse de un tercer evento de la zona estudiada de subducción en Guerrero, que nos diera mayor certeza a dicha tendencia que pudiera presentarse en los coeficientes de la segunda etapa. Por lo se recurrió a la Base de Datos de Sismos Fuertes, BDMSF, emitido por la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, SMIS, en 1997, en la que se halló un solo evento con similar número de registros con las mismas estaciones (ver tabla 4.11), empleadas en los dos eventos principales, sin embargo la incertidumbre por conocer el estimado punto de PGA correspondiente en Querétaro, que completara la trayectoria de este tercer evento, se pensó en resolverlo con ayuda de los eventos secundarios auxiliares (ver tabla 4.7). Así, el tercer evento principal auxiliar seleccionado fue un sismo de $M_w=6.6$, ocurrido en 1993, mostrado en la tabla 4.10.

Tabla 4.10 Características generales del tercer evento auxiliar principal de magnitud $M_w=6.6$ (Fuente: Base Mexicana de Sismos Fuertes, SMIS, 1997 y García 2006)

No. EP	Md	M_w	Prof. H (km)	Distancia R (km)	Fecha GMT	Hora GMT	Latitud	Longitud	Mecanismo Focal	Localización
3	6.6	6.6	26	469.81	24/10/1993	07:52:16	16.65N	98.87W	Falla Inversa	66 km al ESTE de SAN MARCOS, GRO

Como sustento a la solución anterior y por supuesto en espera de enriquecerse la base de datos en JUR1, que reafirmen o se replantee un nuevo

enfoque, se efectuó un nuevo análisis de la tendencia de la señal observada, en particular, para la estación JUR1. Situación que fue posible al tener los eventos secundarios auxiliares en complemento de los eventos principales, para el logro del conocimiento de la estimación de la tendencia de aceleración máxima del suelo contra la magnitud del evento, PGA vs Mw, en Querétaro, como se observa en la figura 4.14.

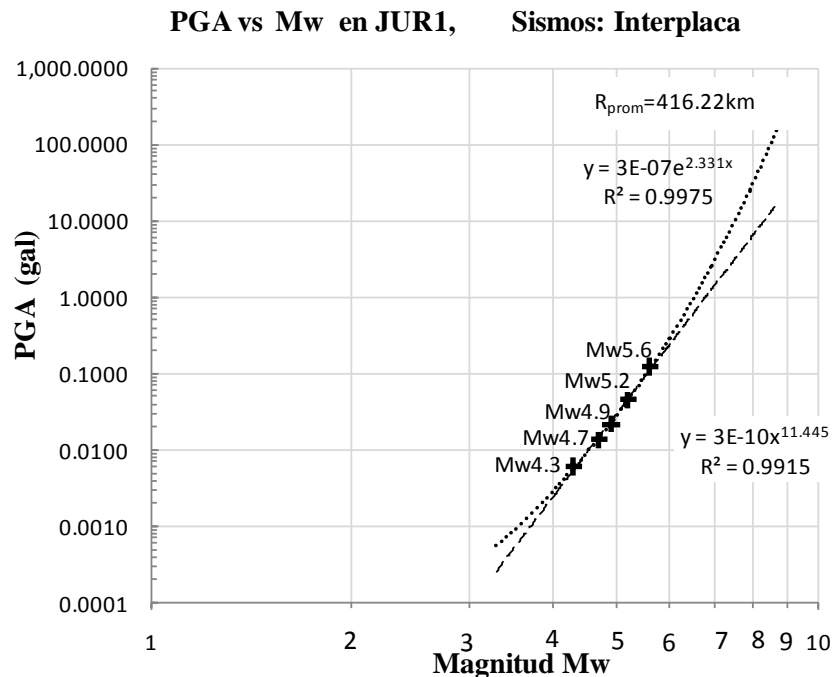


Figura 4.14 Tendencia de la señal observada en estación JUR1, Querétaro, Qro. A partir de 2 eventos principales (Mw=5.2 y 5.6) y 3 eventos auxiliares (Mw=4.3, 4.7 y 4.9). Línea punteada: Tendencia exponencial de base “e”; Línea intermitente: Tendencia lineal.

Así se logró estimar el posible punto, faltante de PGA en Querétaro, para este tercer evento principal auxiliar con la expresión de tendencia lineal en distribución logarítmica, puesto que si tomara la tendencia exponencial (que es la que presenta mayor correlación, con una diferencia en valor insignificante), se estaría cometiendo un error evidente y de sentido común, puesto que para eventos ocurridos en el pasado de alrededor de magnitud 7.0 y 8.0, se debió sentir una aceleración del suelo máxima de alrededor de 3 a 30 gales respectivamente, lo cual resultó incongruente si las asociamos a la escala de Mercalli modificada, además de no tener referencias en medios impresos que anunciaran el sentir de la

gente ante tal movimiento que debió ser perceptible en su mayoría por el pueblo Queretano. Bajo este contexto se decidió optar por la estimación lineal de PGA en Querétaro, resultando ser, para el evento de $M_w=6.6$ un valor de $PGA=0.72gal$, según se observó en la figura 4.15.

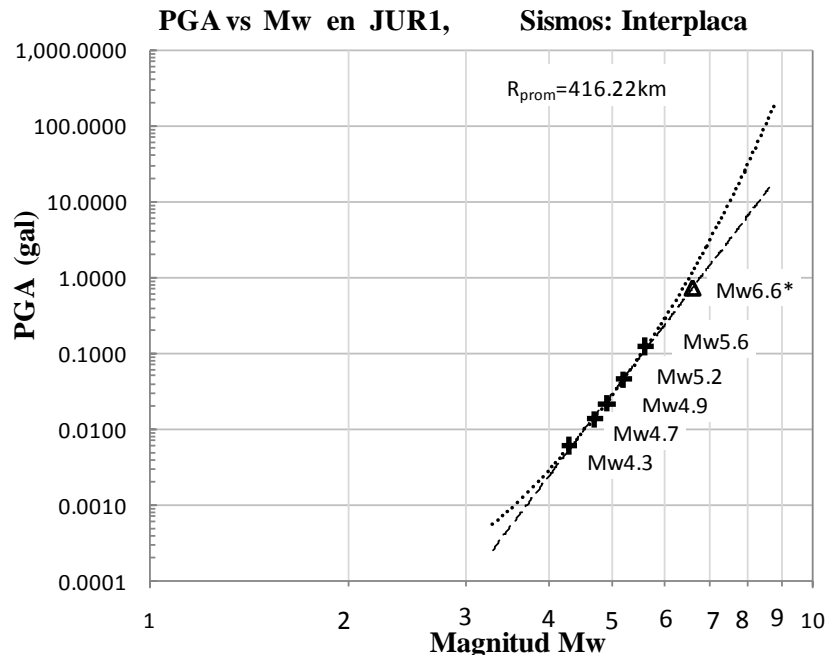


Figura 4.15 Estimación de PGA, del tercer evento auxiliar principal $M_w=6.6$, para la ciudad de Querétaro, con tendencia lineal (línea intermitente). *Se aclara que es un dato estimado y no observado, como el resto de los datos presentados en el gráfico.

Tabla 4.11 Estaciones del tercer evento principal auxiliar. **Valor estimado según tendencia mostrada en figura 4.15. *(Fuente: BDMSF SMIS,1997)

SISMO No.3 (SMIS*)

Fecha GMT: 24-oct-93

hora Epicentro GMT: 07:52:16

Magnitud M_w : 6.6

Localización: Lat.:16.65N; Long.:98.87W; Lat.:81msnm

Profundidad(km): 26

CLAVE ESTACIÓN	DISTANCIA RADIAL ESTACIÓN A EPICENTRO (KM)	ESTACIONES		
		NS	V	EW
JUR1**	416.22	0.72	0.72	0.72
ESTS	315.35	1.19	0.92	1.37
IGUA	204.79	3.69	2.62	3.51
MEZC	159.87	6.59	6.62	7.51
ACAJ	110.65	28.56	13.52	26.03

Más adelante en el capítulo V, se observa una buena relación al ajustar la curva de este evento, magnitud Mw6.6, tanto con datos observados y el estimado para JUR1. Lo que confirmó una buena aproximación de este valor con un PGA=0.72gal.

4.7 Criterios en la consideración de parámetros: R vs r, Mw vs Md, Aceleración vs Velocidad, MC de Componentes Horizontales vs Máxima Componente

Los parámetros que se consideraron en este trabajo, dada la disponibilidad de ellos y el cotejamiento de sus repercusiones en los resultados siempre fueron cuestionados sus influencias en este estudio. Al grado que se consideró en este apartado resumir las implicaciones de la elección de los siguientes parámetros:

- a) Distancia hipocentral R contra distancia epicentral r.
 - b) Magnitud Mw contra Magnitud Md.
 - c) Registros de Aceleración contra registros de Velocidad.
 - d) Amplitud Media Cuadrática (MC) de las componentes horizontales (NS, EW), contra la amplitud de la Componente Máxima.
-
- a) *Distancia hipocentral R contra distancia epicentral r.* Aspecto importante que se tuvo que definir antes de efectuar la primera relación entre los valores PGA y distancia hacia donde se halla el evento, es precisamente esta última, ¿qué distancia tomar?, la distancia hipocentral R o la epicentral r, claro considerando que estamos en campo lejano y que podemos considerar a la fuente como puntual. Revisando la literatura, se halló que es uno de los datos que siempre se ha cuestionado, sin embargo de entrada se afirmó que la distancia correcta debería ser la distancia hipocentral (R), puesto que es el punto más aproximado donde ocurre el desplazamiento entre el plano de falla y donde se comienzan a generar las ondas de propagación. Ahora bien como se mencionó, la distancia hipocentral no deja de ser una aproximación y este error toma mayor relevancia en los

resultados cuando hablamos de eventos someros, corticales. Por otra parte es bien conocido que la distancia hipocentral juega un papel importante en estudios de eventos profundos arrojando mejores resultados al emplear R (Chang *et al.*, 2001). Para este estudio, se corroboró numéricamente la influencia de las distancias grandes con el uso de r y R, concentradas en tabla 4.12, en base a las relaciones de las velocidades de propagación para las ondas P y S, estimadas por primera vez, las velocidad de estas ondas, en la trayectoria Guerrero-Querétaro, con registros observados (ver tabla 4.13). Además lo anterior se aprovechó en verificar la localización del tiempo origen del evento No.2, como se muestra en la figura 4.16.

Tabla 4.12 Comparativa de Distancias Radiales Epicentrales vs Hipocentrales, para el sismo No.2, Profundidad de 7km.

CLAVE ESTACIÓN	DISTANCIA RADIAL ESTACIÓN A EPICENTRO r (KM)	DISTANCIA RADIAL ESTACIÓN A HIPOCENTRO R (KM)
JUR1	430.31	430.4
ESTS	290.93	291.01
CNPJ	270.37	270.51
CUER	233.31	233.47
IGUA	165.90	166.10
MEZC	112.77	113.08

Tabla 4.13 Estimación de las velocidades de ondas P y S considerando Distancias: a) Epicentrales y b) Hipocentrales, para el sismo No.2, profundidad H=7km.

USANDO DISTANCIA EPICENTRAL r.

CLAVE ESTACIÓN	Tiempos de Arribo (Seg.)				
	P	S	P-S	Vp	Vs
JUR1	65.66	119.7	54.04	6.554	3.595
ESTS	41.87	82.23	40.36	6.948	3.538
CNPJ	40.54	81.91	41.37	6.669	3.301
CUER	34.49	65.02	30.53	6.765	3.588
IGUA	25.21	46.13	20.92	6.581	3.596
MEZC	17.31	30.77	13.46	6.515	3.665

Vprom=

6.672	3.547
-------	-------

Vp/Vs= 1.8809

USANDO DISTANCIA HIPOCENTRAL R.

CLAVE ESTACIÓN	Tiempos de Arribo (Seg.)				
	P	S	P-S	Vp	Vs
JUR1	65.66	119.7	54.04	6.555	3.596
ESTS	41.87	82.23	40.36	6.950	3.539
CNPJ	40.54	81.91	41.37	6.673	3.303
CUER	34.49	65.02	30.53	6.769	3.591
IGUA	25.21	46.13	20.92	6.589	3.601
MEZC	17.31	30.77	13.46	6.533	3.675

Vprom=

6.678	3.551
-------	-------

Vp/Vs= 1.8808

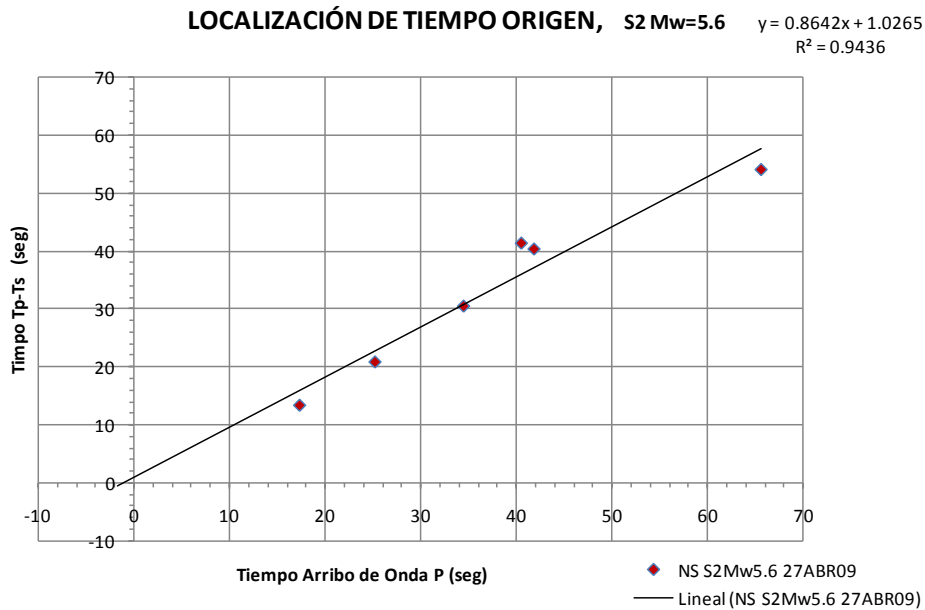


Figura 4.16 Trazo de localización del tiempo origen del evento No. 2, con ayuda del tiempo de arribo de la onda P y S.

Como se puede apreciar las velocidades obtenidas mediante las distancias epicentral (r) e hipocentral (R), no presentan variación considerable para estas distancias donde se halla la estación JUR1, al reportar en promedio $V_p=6.67\text{km/s}$ y $V_s=3.55\text{km/s}$.

Por lo que se concluyó trabajar con la distancia hipocentral R , con objeto de que, en lo posible seguir los mismos criterios al trabajar con las mismas variables en las regresiones múltiples a fin de efectuar posteriores comparaciones lo más congruente. Aclarando que la obtención de R es bajo el principio geométrico respecto a r y la profundidad H .

- b) *Magnitud Mw contra Magnitud Md.* Antes de presentar la tendencia de la señal PGA vs MW en JUR1, fue necesario realizar una regresión adicional para conocer la equivalencia entre magnitudes de duración y momento M_d y M_w , respectivamente, donde la primera es reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y la segunda por la página web, del Instituto de Ingeniería de la UNAM, <http://laxdoru.igeofcu.unam.mx>, además de reportar también la primera (M_d), por lo general para eventos $M_d \geq 5.0$. Sin embargo en algunos eventos, específicamente de los secundarios auxiliare, no se reportó su equivalencia a M_w , así que solucionó procediendo a estimarla

por medio de un ajuste entre un gran número de datos Md, reportados por SSN , y sus respectivos Mw, reportados en dicha página de Arturo Iglesias, hallando así su respectiva equivalencia a Mw apartir de Md, para los eventos los dos últimos eventos mostrados en la tabla 4.5 corregidos en la tabla 4.14, del subcapítulo resumen de base de datos. La regresión adicional, Md vs Mw, se muestra en la figura 4.17.

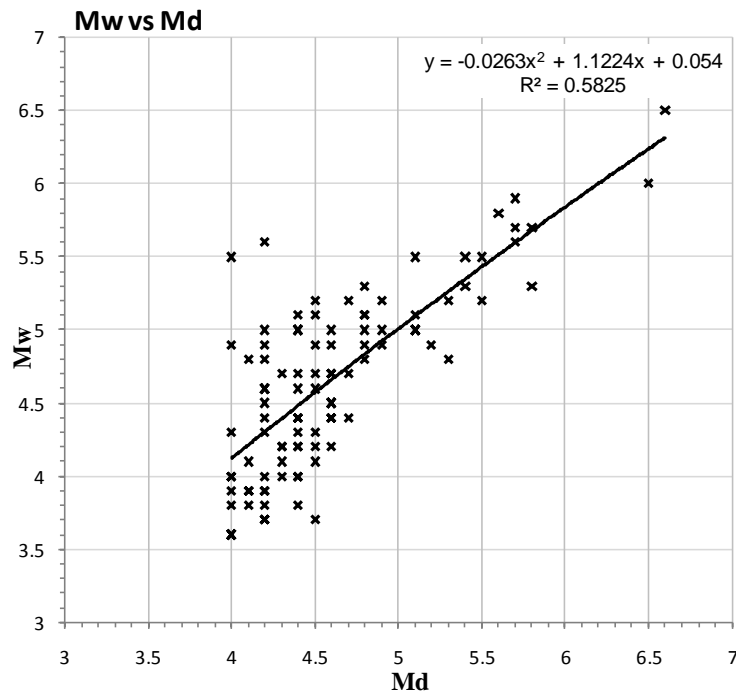


Figura 4.17 Tendencia relación Md vs Mw, a partir de 96 datos reportados por SSN y la página web del Instituto de Ingeniería de la UNAM, respectivamente.

- c) *Registros de Aceleración contra registros de Velocidad.* Un aspecto importante a mencionar, y que desde luego hasta el día de hoy resulta polémico, es el empleo de datos para este tipo estudios provenientes de diferentes tipos de instrumentos, que aunque en este caso el único instrumento que es diferente es el de referencia en Querétaro con la estación JUR1, con un Sismógrafo de Banda Ancha con registros de velocidades. Se partió con la suposición de que efectivamente el funcionamiento de cada tipo de instrumento se hizo con diferente finalidad y alcance, donde los acelerógrafos son eficientes para altas frecuencias en campo cercano, un sismómetro de estas características funciona muy bien para campo lejano, capaz de registrar eventos en campo lejano y

telesísmicos, además también se partió con la premisa de que seguramente ambos aparatos pudiesen registrar formas distintas de trazas, en lo que se refiere al nivel de frecuencias, a las mismas distancias sin embargo en este estudio se interesó solo de valores picos de aceleración, lo cual se pensó que la medición no debería variar significativamente, despreciándolos, considerando los fines que interesan para estudios de ingeniería sísmica, lo cual se está dentro de tal caso. Sin embargo se comprobó el orden de tales variaciones efectuando pruebas de ruido ambiental entre los equipos, ETNA y TRILLIUM, dando como resultado algunas variaciones de alrededor del $\pm 5\%$, sin embargo la duda continuaba hasta poder comparar algún registro observable, lo cual sucedió y se apreció e incluso menor rango de error $\pm 3\%$, entre las aceleraciones máximas, para los eventos recientes de Chile (el 27 Febrero 2010) y del Norte del país, México (el 4 Abril del 2010) con magnitudes de $M=8.8$ y $M=7.2$, respectivamente. Lo anterior tranquilizó al corroborar la certeza de que las variaciones existentes son irrelevantes para los fines perseguidos en peligro sísmico. Lo anterior se profundizará, en especial para la señal registrada en Querétaro en próximos trabajos.

d) *Amplitud Media Cuadrática (MC) de las componentes horizontales (NS y EW), contra la amplitud de la Componente Máxima.* El manejo de los valores de PGA de cada evento se manejó con las componentes horizontales, en la modalidad de media cuadrática, MC, del PGA, con fundamento de trabajar con un movimiento horizontal representativo del evento y que desde luego es la de mayor impacto en las construcciones, además de su mismo empleo en la mayoría de estudios previos (e.g, García 2006). La media cuadrática de las componentes horizontales se haya definida por la ec.4.1.

$$PGA_{MC_i} = \sqrt{\left(\frac{PGA_{EW_i}^2 + PGA_{NS_i}^2}{2}\right)} \quad (4.1)$$

Donde:

PGA_{MC_i} : Media cuadrática de la aceleración pico o máxima del suelo del evento i.

PGA_{EW_i} : Aceleración pico o máxima de la componente EW del suelo del evento i.

PGA_{NS_i} : Aceleración pico o máxima de la componente NS del suelo del evento i.

4.8 Resumen de la distribución y características de la base de datos disponible para la propuesta de metodología de ley de atenuación para la trayectoria Guerrero-Querétaro

En la tabla 4.14, se resume la base de datos disponible en este trabajo constituida por los eventos mencionados en la tablas 4.6,4.7 y 4.10, su distribución en la figura 4.18, según su distancia hipocentral, magnitud Mw, así como el tipo de instrumento en cada estación dentro de la trayectoria de análisis, Guerrero-Querétaro. También en la figura 4.19, se muestra la zona geográfica de estudio donde se ubicó los epicentros y estaciones de registro dentro de la trayectoria mencionada, así mismo en la tabla 4.15 se enlistan los tres eventos principales asociadas a sus estaciones de registro, sus valores PGA correspondientes según la distancia hipocentral R, y por último, se presenta en la tabla 4.16 un listado de los criterios y consideraciones en la elección de parámetros más importantes.

Tabla 4.14 Resumen de Base de datos disponibles para el presente trabajo

No. Ep	Fecha GMT	Hora GMT	Lat ° N	Long. ° W	R (km)	H (km)	Mw	Md	Mec. Falla	No. Regs.	Obs.
1	27/03/2009	08:48:16	17.35	-100.82	374.18	30	5.2	5.3	Inversa	5	1
2	27/04/2009	16:46:27	16.90	-99.58	430.4	7	5.6	5.7	Inversa	4	1
3	24/10/1993	07:52:16	16.65	-98.87	469.81	26	6.6	6.6	Inversa	4	2 y 4
4	06/01/2010	09:17:34	17.01	-100.86	411.93	30	4.7	4.7	Inversa	1	1
5	31/01/2010	15:16:31	16.65	-100.56	448.37	5	4.3	4.2	Inversa	1	3
6	19/03/2010	20:48:49	17.22	-100.97	389.05	15	4.9	4.9	Inversa	1	3
Total=										16	

Observaciones:

1. La magnitud y el mecanismo de falla fueron tomadas de la página web del Instituto de Ingeniería UNAM, <http://laxdoru.igeofcu.unam.mx>
2. Los datos fueron tomados de la base de datos en disco CD, editado por SMIS, y según observaciones(evento interplaca) en Tesis Doctoral García (2006).
3. La magnitud fue estimada en base a una regresión de Mw vs Md, con datos reportados en la página web del Instituto de Ingeniería UNAM, <http://laxdoru.igeofcu.unam.mx>
4. Este es el único registro principal auxiliar utilizado en este trabajo, el resto son eventos recientes del 2009 y 2010.

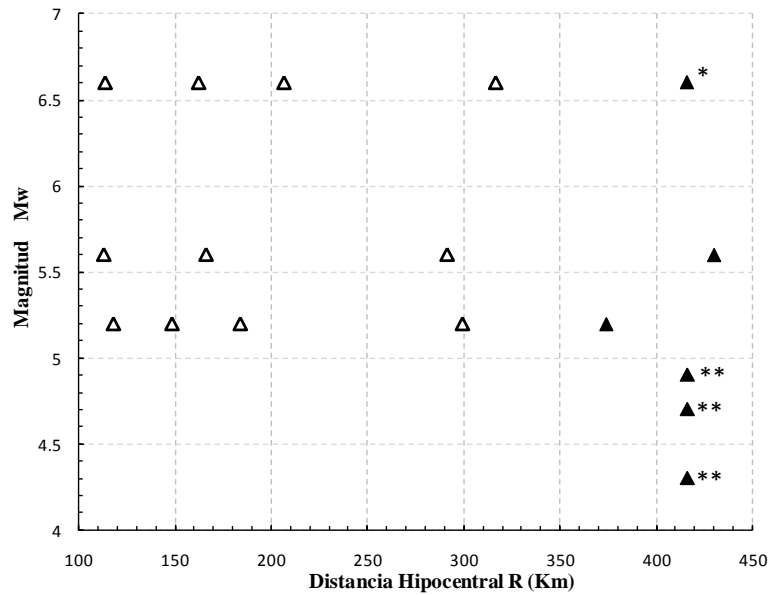


Figura 4.18 Distribución de la base de datos de registros sísmicos utilizados en este estudio. Los símbolos indican el tipo de dato disponible: Los triángulos vacíos Acelerogramas; triángulos sólidos velocidad de banda ancha; triángulo sólido con asterisco, predicción con datos de JUR1; triángulos sólidos con dos asteriscos datos de velocidad, sólo con referencia en estación JUR1.

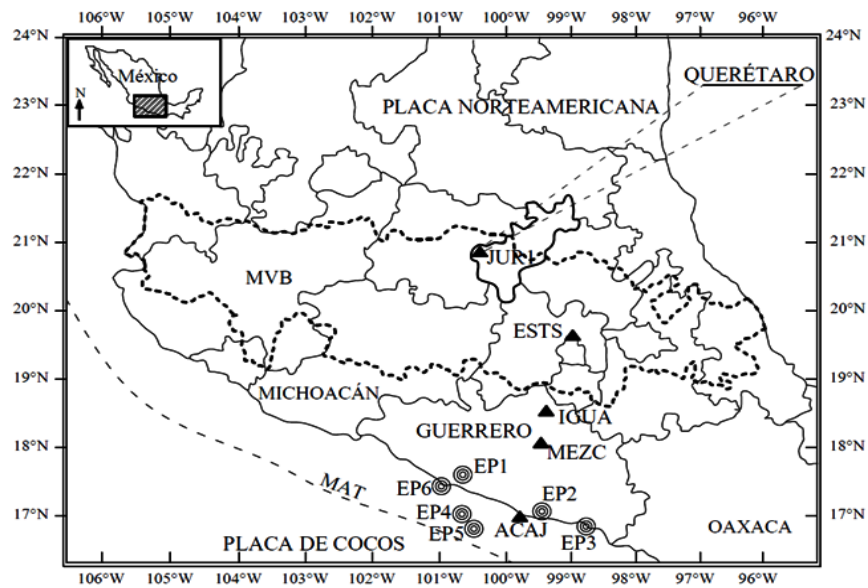


Figura 4.19 Ubicación de zona de estudio, trayectoria Guerrero-Querétaro. Zona de Subducción mexicana con los epicentros de los sismos interplaca (círculos) y las estaciones (triángulos) de este trabajo. MVB: Cinturón Volcánico Mexicano (línea punteada) (Gómez-Tuena A, *et al.*, 2005). MAT: Fosa Centroamericana.

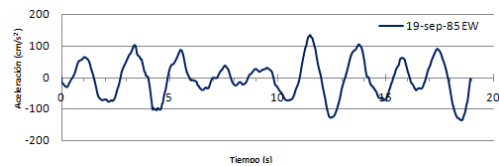
Tabla 4.15 Datos de los tres eventos principales: dos eventos principales y el tercero principal auxiliar, con PGA observado en cada estación con su respectiva distancia hipocentral R.

Evento	Magnitud Mw	H(km)	Clave Estación	Disancia R (km)	PGA (gales)
S1	5.2	30	JUR1	374.18	0.046
			ESTS	299.47	0.463
			IGUA	183.74	0.754
			MEZC	148.17	1.86
			ACAJ	117.66	4.04
S2	5.6	7	JUR1	430.4	0.12
			ESTS	291.06	0.92
			IGUA	166.1	2.89
			MEZC	113.08	8.19
S3	6.6	26	JUR1**	416.22	0.72
			ESTS	316.6	1.28
			IGUA	206.59	3.60
			MEZC	162.22	7.07
			ACAJ	113.66	27.32

**El valor del PGA de esta estación se predijo efectuando una regresión con sólo datos de los eventos en JUR1, a una distancia promedio R de la trayectoria Gro.-Qro (ver figura 4.15).

Tabla 4.16 Criterios y consideraciones tomadas en la selección de parámetros en la base de datos.

- 1) Eventos interplaca (H=5-30km).
- 2) Eventos de subducción con fallas de mecanismo focal inverso.
- 3) Sismogramas de aceleración, en su mayoría, expresada en gales (cm/s²).
- 4) Sismogramas de Velocidad en estación JUR1, deconvolucionadas (Figueroa, *et al.*, 2010) y convertidas matemáticamente a trazas de aceleración.
- 5) Aceleración máxima del sismograma, PGA.
- 6) Media cuadrática MC, de componentes horizontales.
- 7) Distancia hipocentral R.
- 8) Predicción a partir de 3 eventos principales (Mw=5.2, 5.6 y 6.6) y 3 auxiliares (Mw=4.7, 4.3 y 4.9), sumando un total de 16 registros observados.
- 9) Información de 16 registros, entre el rango de magnitud de $4.3 \leq Mw \leq 6.6$, que valida predicciones en distancias de entre 100 y 500km, aprox.



5. APLICACIÓN DE METODOLOGÍA, A LA SISMICIDAD INTERPLACA EN LA TRAYECTORIA GUERRERO-QUERÉTARO

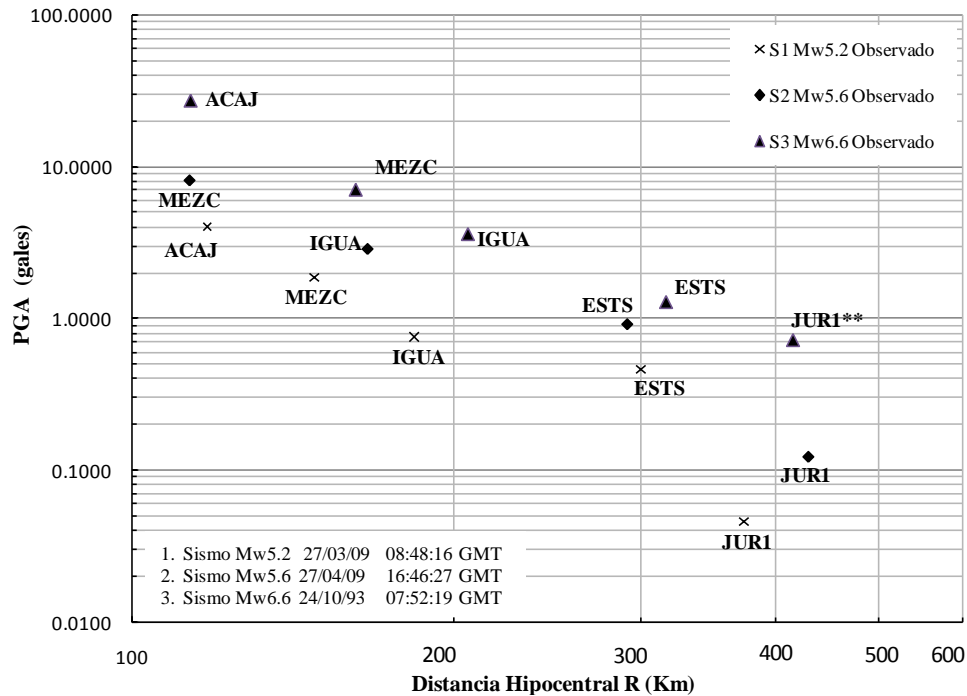
Como se expuso en el capítulo III respecto a la metodología, se aplicó los principios básicos sobre el modelo expuesto Atkinson y Boore (2003) junto con el trabajo expuesto a últimas fechas por García (2006) donde hacen referencia a la variabilidad del coeficiente de expansión geométrica g con la magnitud M_w , además del término independiente de ajuste a_i , función de la magnitud ya conocido (Joyner y Boore (1981)). Se concluyó, analizar cada una de las trayectorias para cada evento en particular con la finalidad de observar el comportamiento de los coeficientes de la ecuación básica (ec.3.1) de atenuación en roca.

5.1 Análisis de la atenuación de las señales sísmicas, PGA

Recordando que los tres primeros eventos que aparecen en la tabla 4.14 son la base principal del análisis realizado ya que son los únicos de los cuales se tienen referencia hasta el momento en todas las estaciones que conforman la trayectoria Guerrero-Querétaro (debido a que JUR1 es una estación nueva). El resto de los eventos son llamados auxiliares ya que se utilizan para conocer la tendencia de la señal a una distancia promedio de Guerrero a Querétaro como se mostró en el anterior subcapítulo 4.6, figura 4.15 y que facilitó la predicción del PGA para el tercer evento $M_w=6.6$.

En la tabla 4.15, se mostraron los datos de cada evento desglosando las estaciones de registro y los valores respectivos de la distancia hipocentral R , así como la aceleración máxima del suelo (PGA) que se emplearon en la regresión

con distribución logarítmica, denominada en el capítulo III de la metodología como “primera etapa”. En esta etapa se comenzó graficando (en distribución logarítmica) todos los registros mostrados en tabla 4.15, es decir los valores de la distancia hipocentral R vs *PGA* correspondientes a cada evento, como se muestran en la figura 5.1.



**El valor del PGA de esta estación se predijo efectuando una regresión con sólo datos de los eventos en JUR1, a una distancia promedio R de la trayectoria Gro.-Qro (ver figura 4.15).

Figura 5.1 Distribución de registros observados en cada estación (por claves). Trayectoria Guerrero-Querétaro.

En la figura 5.1 se observó en principio el decaimiento de la señal que ocurre en cada uno de los eventos por estaciones, sin embargo antes de continuar realizando la primer etapa, fue necesario tratar el aspecto del efecto de amplificación dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (MVB) reportado en trabajos previos (e.g., e.g., Ordaz y Singh 1992; Shapiro *et al.*, 1997; Furumura y Singh, 2002; Iida y Kawase, 2004) en el cual se halla parte del estado de Querétaro (ver figura 4.19) y en particular la ciudad capital donde se localiza la estación JUR1. De confirmarse tal fenómeno amplificativo el presente estudio no tendría fundamento alguno sobre el tema de atenuación, sino como efectos de sitio.

Considerando lo anterior, también se apoyó de un análisis de la forma de las trazas correspondiente al evento S2 (o segundo evento de la tabla 4.15) de magnitud $M_w=5.6$, por ser el mayor de los eventos con registros completos en la trayectoria de análisis. El gráfico expuesto en la figura 5.2, se ha acomodado a manera de que el vértice sea el punto del tiempo de origen del sismo con el objetivo de visualizar en cada una de las trazas de cada estación cómo se comporta el decaimiento de la señal desde la estación más próxima al evento hasta la estación JUR1, aunque el formato presentado en el eje x de aceleración se ajustó a una escala apreciativa diferente. Lo importante es hacer un análisis de forma en donde se aprecia que los valores picos de aceleración (PGA) se presenta en la llegada de las ondas superficiales del tipo Rayleigh, afirmación que se puede deducir dado la dirección de propagación con la dirección de los registros, dirección norte-sur.

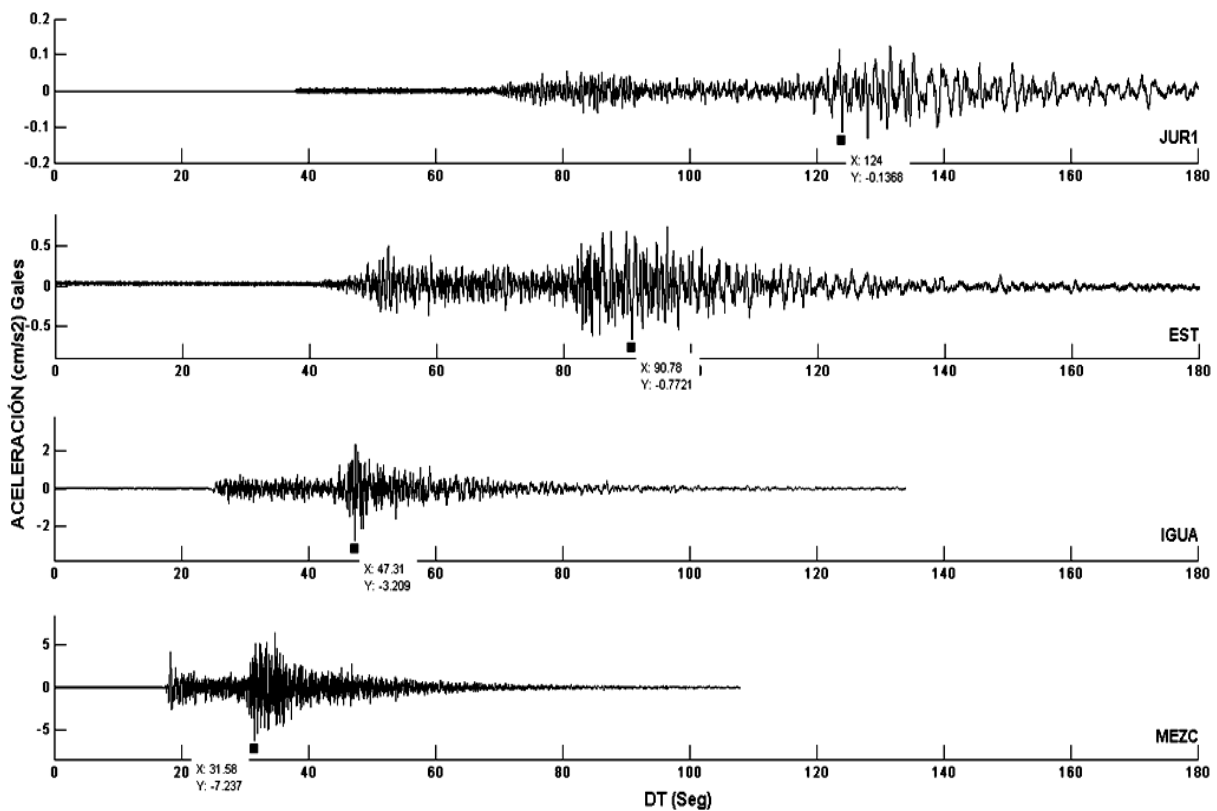


Figura 5.2 Trazas de aceleración, componente NS, evento No.2 (S2), $M_w=5.6$. Trayectoria Guerrero-Querétaro.

Otro aspecto que se identificó, es que todas las polaridades se conservan, conforme la energía del sismo se libera con la distancia, es decir decaimiento de la señal, comportamiento asociado al fenómeno de atenuación de la señal (ver figura 5.3, mismas polaridades identificadas con círculos del mismo color). Lo anterior se observó realizando un acercamiento (*zoom*) en cada una de las trazas en la parte de mayor amplitud (ondas superficiales) acotados por los respectivos tiempos referenciados en la figura 5.2, que a su vez se asociaron a los de la figura 5.3.

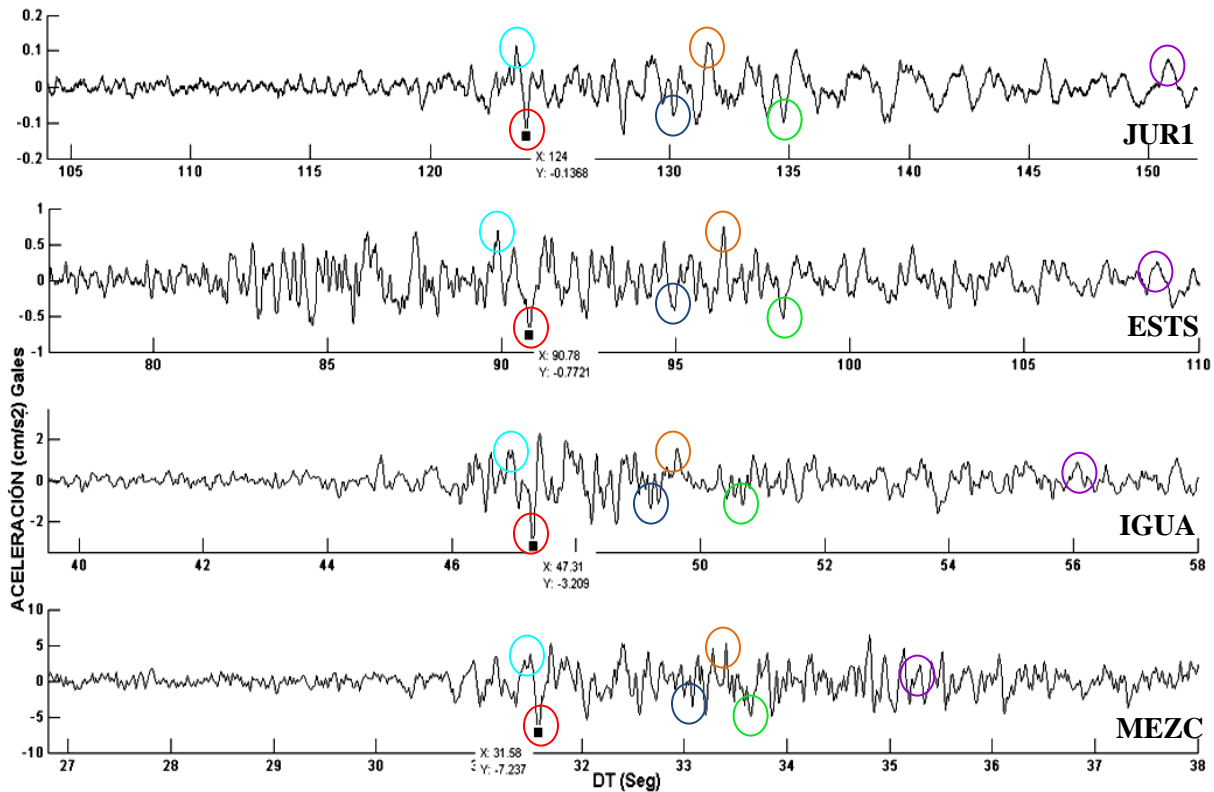


Figura 5.3 Identificación de igual polaridad en zona de mayor amplitud de las trazas de la figura 5.2. Fenómeno típico de Atenuación de la señal en roca.

Por otro lado, el valor PGA está asociado a un solo valor de frecuencia y se sabe que cada sismo cuenta con diferente distribución y contenido de de frecuencias que pudieran llegar a coincidir con los periodos de vibrar del terreno ocasionando efectos amplificativos, con todo ello se decidió realizar un análisis por amplitud de frecuencias respecto a la distancia hipocentral de este evento No.2 en particular, que permitiera continuar con el presente trabajo bajo conocimiento de causa.

5.1.1 Análisis del efecto de amplificación en la estación JUR1 debido al Cinturón Volcánico Mexicano (MVB)

La importancia que tiene dentro de la ingeniería sísmica el estudio de eventos de carácter interplaca de origen en la zona de subducción del Pacífico, fuente principal de numerosos eventos que delimitan el riesgo sísmico del centro sur de México (García et al., 2006), es motivo particular del estudio de la atenuación en la trayectoria Guerrero hasta Querétaro.

La incertidumbre que se tienen respecto a la señal real dentro de los márgenes del MVB y en particular para el caso de Querétaro con lo se pretende formar el principio para una sólida y justificada reglamentación ante el riesgo sísmico que se tiene en la zona, son motivos de este trabajo de investigación que sin lugar a duda es interesante revisar, por los antecedentes que se tienen sobre el MVB respecto a la presencia de efectos de amplificación de esta zona (Shapiro et al., 1997; Furumura y Singh, 2002). Sin embargo, como lo comenta en sus trabajos García (2006) las discrepancias de resultados se deba quizás a las distintas características de terrenos que atraviesan las ondas entre la zona del pacífico y el MVB, con ello podría entenderse, que quizás, la discrepancias estén ligados al tipo de trayectoria y emplazamientos analizados (García, 2006).

Un estudio más reciente de Cruz *et al.*, (2009), donde determinó la causa de las diferencias de atenuación en dirección perpendicular a la zona de subducción del pacífico entre Colima y Guerrero, basada en una modelación numérica, partiendo de dos hipótesis: 1) Las diferencias en forma geométrica de las dos zonas de subducción ó 2) La influencia de la estructura superficial variable de la placa superior debido a la presencia del MVB. Concluyendo que más allá de la geometría de las placas en cada una de la zonas, que pudieran alterar la atenuación tierra adentro, más bien fue por la presencia del MVB, lo cual se probó con un análisis de frecuencias normalizando al valor hallado de la amplitud a 50km para valores de 0.5 y 4hz incluyendo y excluyendo el MVB.

En resumen, Cruz *et al.*, (2009) concluyó con los siguientes puntos del análisis sobre la atenuación de estas dos líneas: Colima y Guerrero.

- 1) Las amplitudes en las frecuencias crecen cuando se modela con MVB. En Colima aparece el efecto a partir de los 50km de la fuente hasta los 240km, donde los trenes de onda más importantes son las fases SmS, es decir, las ondas S, que son reflejadas varias veces en el moho, también conocido como las fases Lg (e.g., Kennett, 1985; Campillo, 1990). Las amplitudes de estas ondas son muy amplificadas al pasar por MVB de baja velocidad, Cruz *et al.* (2009).
- 2) La curva de Guerrero no mostró amplificación significativa dentro de MVB en distancias superiores a 220km, porque la atenuación se vuelve importante en esta frecuencia 4hz para grandes distancias, Cruz *et al.* (2009).
- 3) En Colima, cuando se incluyó el TMVB, se observó grandes diferencias. La presencia de la TMVB, una suave capa fina, da lugar a una ampliación de PGV por un factor de 3 para distancias superiores a 100 km de la fuente. El resultado se encuentra de acuerdo con las observaciones de Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007).
- 4) Los resultados muestran que al menos la amplificación regional puede aumentar el movimiento sísmico en cualquier lugar dentro de la TMVB. Este es un factor que debería incluirse en futuras evaluaciones de riesgo sísmico en México.

Con lo anterior se introdujo el tema sobre el fenómeno amplificativo suponiendo que la trayectoria Guerrero-Querétaro es ejemplo análogo al trabajo de Cruz *et al.* (2009), donde la atenuación a frecuencias grandes ($\geq 4\text{Hz}$), es mayor, mientras que para frecuencias menores ($\leq 0.5\text{Hz}$) la señal presenta una mínima amplificación, que en lo personal diría que se mantiene. Sin embargo, el análisis de Cruz *et al.* (2009), sólo llega a distancias de 400km, mientras que Querétaro se halla a distancias promedio de 430 km. Por lo que se procede a realizar algunos cuestionamientos al respecto:

1. El modelo numérico consideró velocidades de las ondas P y S de $V_p=4.0\text{km/s}$ y $V_s=2.0\text{km/s}$, respectivamente, para el TMVB, mientras que en un ejercicio en la estimación de estas velocidades reales observadas hasta Querétaro, mostrado en el subcapítulo 4.7, figura 4.16, se estimaron de $V_p=6.67\text{km/s}$ y $V_s=3.55\text{km/s}$, muy por encima de los valores propuestos, reflexionando al respecto que: a mayor velocidad menor amplificación.
2. Nuestras curvas de ajuste sobre atenuación de PGA mostradas en la figura 5.6, del capítulo V, parecen ser que no existe, al menos para estas magnitudes ($M_w=5.2, 5.6$ por ser observaciones de la señal), tal amplificación o bien es mínima, como afirma en su estudio Cruz *et al.*,(2009), puesto que el punto al valor de PGA correspondiente a la estación JUR1, se ajusta muy bien a los datos, puesto que en caso contrario el punto en JUR1, debiera situarse muy por encima del ajuste o bien un cambio al tipo de caída diferente al exponencial, típica de la atenuación sísmica.

Cuestionamientos y especulaciones que se sustentaron con nuestras señales observadas y en especial atención en la estación JUR1, por lo que se efectuó un análisis de amplitudes de frecuencias contra la distancia R hipocentral para el evento de mayor magnitud observado en todas las estaciones en la trayectoria Guerrero-Querétaro (de este estudio), correspondiente al evento No.2, de $M_w=5.6$.

El proceso a seguir es sencillo con ayuda del programa DEGTRA, programa elaborado por los Drs. Mario Ordaz y Carlos Montoya, del II-UNAM y CENAPRED respectivamente, con ayuda de la herramienta de los espectros de Fourier de aceleración, para determinar la amplitud correspondiente a cada frecuencia de análisis en las estaciones en estudio. Por ejemplo, para la frecuencia de 10hz, en la estación JUR1, se estimó un valor de la amplitud espectral de aceleración 0.0037 como se aprecia en la figura 5.4.



Figura 5.4 Ventana típica de trabajo dentro del ambiente del programa Degtra. Se muestra la estimación de la amplitud espectral de aceleraciones para la frecuencia 10Hz, de la componente NS, del evento No.1, de magnitud Mw=5.6 en estación JUR1. A la izquierda (ventana azul) aparece el acelerograma y a la derecha (ventana roja), el espectro de Fourier de aceleración.

Tabla 5.1 Distribución de las amplitudes en cada estación de acuerdo a distintas frecuencias de análisis en la trayectoria Guerrero-Querétaro, correspondiente al evento No.2 de magnitud Mw=5.6

Amplitudes en Frecuencia 0.3Hz					Amplitudes en Frecuencia 0.5Hz				
ESTACIÓN	R(KM)	NS	EW	MC	ESTACIÓN	R(KM)	NS	EW	MC
MEZC	113.08	0.72	1.28	1.04	MEZC	113.08	0.09	1.50	1.06
IGUA	166.10	0.78	0.67	0.72	IGUA	166.10	0.09	0.76	0.54
ESTS	291.06	0.60	0.52	0.56	ESTS	291.06	0.65	0.59	0.62
JUR1	430.40	0.15	0.12	0.14	JUR1	430.40	0.17	0.13	0.15

Amplitudes en Frecuencia 4 Hz					Amplitudes en Frecuencia 10 Hz				
ESTACIÓN	R(KM)	NS	EW	MC	ESTACIÓN	R(KM)	NS	EW	MC
MEZC	113.08	1.66	2.12	1.90	MEZC	113.08	0.99	0.97	0.98
IGUA	166.10	0.63	0.63	0.63	IGUA	166.10	0.24	0.22	0.23
ESTS	291.06	0.26	0.27	0.26	ESTS	291.06	0.06	0.06	0.06
JUR1	430.40	0.031	0.027	0.029	JUR1	430.40	0.0037	0.0027	0.0032

Así los datos de la tabla 5.1, se graficaron en la figura 5.5, donde se reafirmó, con datos observados, que para frecuencias bajas las amplitudes presentan cierta tendencia a una “amplificación” hasta la frecuencia de 0.5Hz. Sin embargo, se observó que es mínima y que después de frecuencias menores no sucede lo mismo, por ej., para la frecuencia de 0.3, cae nuevamente la señal, como se apreció en la figura 5.5. Mientras que para frecuencias altas, mayores a 4Hz la señal presentó una alta atenuación, como se apreció en la tendencia de Cruz *et al.*, (2009) hasta antes de los 400km en su modelación numérica.

Lo anterior implica que para un evento con contenido de frecuencias bajas, de alrededor de a 0.5Hz, en Querétaro, según se muestra en la figura 5.5, es al parecer en esta frecuencia en la que se podrían tener los máximos efectos como fenómeno de amplificación, en sismos de magnitudes mayores. Situación respaldada al involucrar, hasta el momento, todos los eventos analizados en este estudio con referencia en JUR1, presentando su aceleración máxima de frecuencias del orden entre 0.5 y 2 Hz (periodos de 2 y 0.5 s, respectivamente).

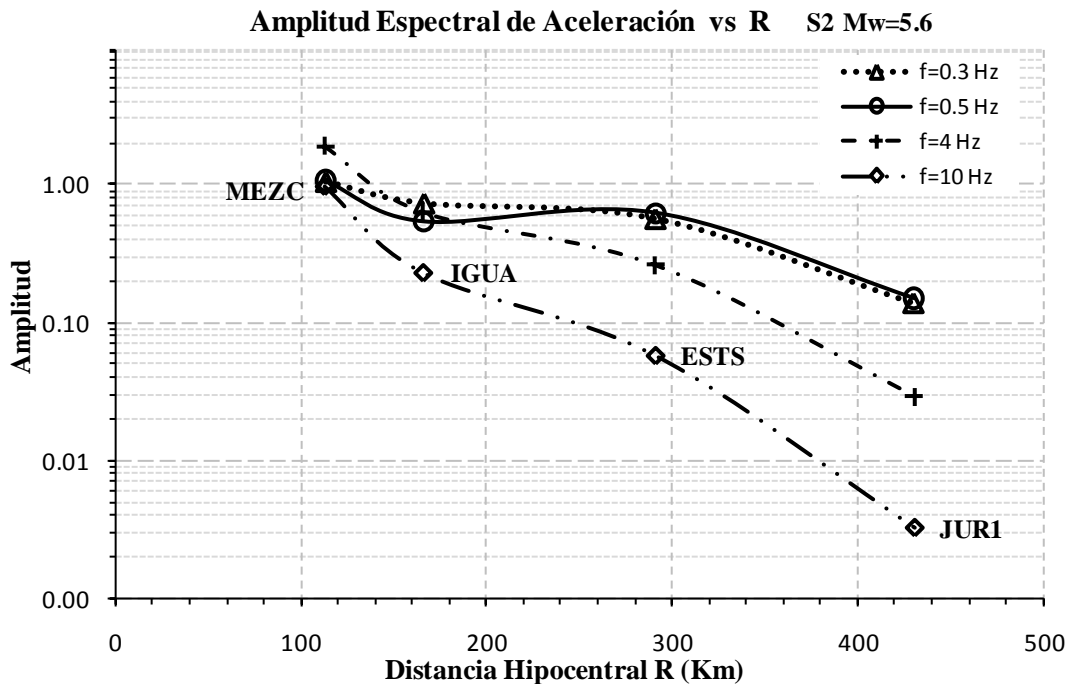


Figura 5.5 Análisis gráfico del comportamiento de la amplitud espectral de aceleración del terreno en la trayectoria Guerrero-Querétaro, dependiendo del contenido de frecuencia del sismo No.2, magnitud Mw=5.6.

Concluyendo, respecto al tema de amplificación de la señal en Querétaro ocurrirá en la presencia de eventos con contenido de frecuencias de alrededor de 0.5Hz, provenientes de la fuente de Guerrero, porque al parecer para otras trayectorias (Colima, Jalisco y Michoacán), el comportamiento es distinto y que quedan como líneas de investigación futuras para conocer que sucede, principalmente dentro del MVB, y en especial interés para la ciudad de Querétaro.

Otro aspecto que concordó con este análisis, se halló en el trabajo de tesis de maestría de Bustillos J.M. (2005), "Microzonificación Sísmica del Valle de

Querétaro”, concluyendo que el periodo de vibrar de suelo en Querétaro son: $T=0.5$ y 0.8seg. , para suelos en roca (montañas) y para suelo blando (valle de Querétaro), respectivamente, donde resultó lógico que se comience con la presencia de amplificaciones en las frecuencias menores a 1Hz , correspondiente al orden del periodo de vibrar del suelo en Querétaro.

Y claro está que cuanto más se enriquezca la base de datos en Querétaro podremos realizar un estudio más profundo sobre el comportamiento del contenido de frecuencias de los eventos que va desde la estimación de una ley de atenuación espectral hasta la determinación del factor de calidad de atenuación Q para las trayectorias que marcan cierto peligro sísmico en Querétaro.

5.2 Desarrollo de la Metodología Propuesta en la deducción del Modelo de Ley de Atenuación de PGA por trayectorias: Guerrero-Querétaro

Se emplearon los principios básicos del método de regresiones de efectos aleatorios en la formas desarrolladas por Joyner y Boore (1981), Atkinson y Boore (2003) y García et al. (2006). Al estudio de estos trabajos se concluyó que la forma más idónea para la regresión lo puede dar estudiando trayectorias particulares y con datos reales observados, ya que una experiencia de Atkinson y Boore(2003), en donde se agrupó bajo el esquema clasificatorio de eventos inter e intraplaca de algunas zonas de subducción del mundo, existieron diferencias en los resultados, justificados por las diferencias de estratigrafías de las distintas zonas (EUA, México, Japón y zonas de América Central), sin embargo deja claro que existe un coeficiente variable “ g ” que modifica la pendiente en función de la magnitud. Lo anterior bajo la continuidad de la línea de investigación reportada por Joyner y Boore (1981), respecto al término $f(M_w)$, en la llamada primer etapa.

Con lo que dejó claro la idea de que los coeficientes $f(M_w)$ y g , varían con la magnitud.

Hecho que dió la pauta para aplicar dicha filosofía de regresión múltiple, de donde los datos de partida son para el análisis de una trayectoria en particular: para Guerrero-Querétaro, la cual se contó con 3 eventos principales (asociados a

sus epicentros EP1,EP2 Y EP3 mostrados en la tabla 4.14 y figura 4.19, del anterior capítulo IV referido a datos); dos eventos principales y un tercero principal auxiliar, registrados por las estaciones (ver tabla 4.15) en dicha trayectoria a los cuales se procedió en dos etapas:

Primera Etapa:

Se obtuvo para cada regresión por separado, es decir por evento, diferentes coeficientes (a' , c'_4 y g' de la ec.3.1, denominados así por la referencia en expresiones previas de Atkinson y Boore (2003)) en las tres ecuaciones (Ecs.5.1, 5.2 y 5.3 expuestas en el siguiente subcapítulo) con forma de ecuación 3.1, donde las únicas variables que hacen la diferencia en cada una de las tres regresiones (una por evento en la trayectoria) son la magnitud M_w y profundidad H , a ésta se le denominó primera etapa.

Segunda Etapa:

En esta fase efectuamos regresiones de los coeficientes resultantes para cada término de las ecuaciones 5.1, 5.2 y 5.3, así se obtuvieron 3 coeficientes variables (a , c_4 y g), en función de M_w y H , que completan la forma general propuesta de la ecuación de atenuación (ec.3.2) para la trayectoria Guerrero-Querétaro en particular.

$$\log PGA = a' + c'_4 R - g' \log R \quad (3.1)$$

$$\log PGA = a(M, H) - c_4(M, H) R - g(M, H) \log R \quad (3.2)$$

5.2.1 Procesamiento de los datos

De la forma básica de la ecuación de atenuación, se realizó las regresiones a los tres eventos principales, resultando para cada evento (1er etapa): las ecs., 5.1, 5.2 y 5.3, asociadas a cada evento con su respectiva magnitud M_w y profundidad H (ver tabla 5.2), así mismo se apreció en ellas la mencionada variabilidad en los coeficientes de ajuste. Todas ellas graficadas en la figura 5.6.

$$\log PGA = 1.26 - 0.00653 R + 0.0098 \log R \quad (5.1)$$

$$\log PGA = 1.53 - 0.00561 R - 0.0239 \log R \quad (5.2)$$

$$\log PGA = 1.74 - 0.0047R - 0.005 \log R \quad (5.3)$$

Tabla 5.2 Relación de magnitud Mw y profundidad H frente al número de ecuación correspondiente a cada evento de análisis en una primera etapa.

No. EP	Mw	H (km)	No. Ec. Regresión Primera Etapa
1	5.2	30	(5.1)
2	5.6	7	(5.2)
3	6.6	26	(5.3)

En seguida se procedió a efectuar la segunda etapa de la regresión, para completar la forma propuesta de la ec.3.2, con forma de polinomio de primer grado, denominada en este trabajo como regresión adicional, con forma de ecs.3.3 a la 3.5, expuestas en el capítulo III, de donde se obtuvo los siguientes valores respectivos para los coeficientes a , c_4 y g mostrados en la tabla 5.3. También en la misma tabla 5.3 se muestran los valores de la desviación estándar de los residuos en escala logarítmica de base 10, como evaluación de los resultados que serán discutidos en el siguiente subcapítulo 5.2.2

$$a(M, H) = c_1 + c_2 Mw + c_3 H \quad (3.3)$$

$$c_4(M, H) = c'_1 + c'_2 Mw + c'_3 H \quad (3.4)$$

$$g(M, H) = c''_1 + c''_2 Mw + c''_3 H \quad (3.5)$$

Donde: c_i , c'_i , c''_i son coeficientes del modelo de la regresión adicional denominada segunda etapa.

Tabla 5.3 Coeficientes del modelo de la ecuación de atenuación para la componente horizontal cuadrática media.

Predicción	a	c_4	g	σ_R	σ_e	σ_r
PGA	$-0.250 + 0.325 Mw - 0.00608 H$	$-0.0125 + 0.00126 Mw - 0.000018 H$	$0.00429 - 0.00672 Mw + 0.00135 H$	0.21	0.14	0.16

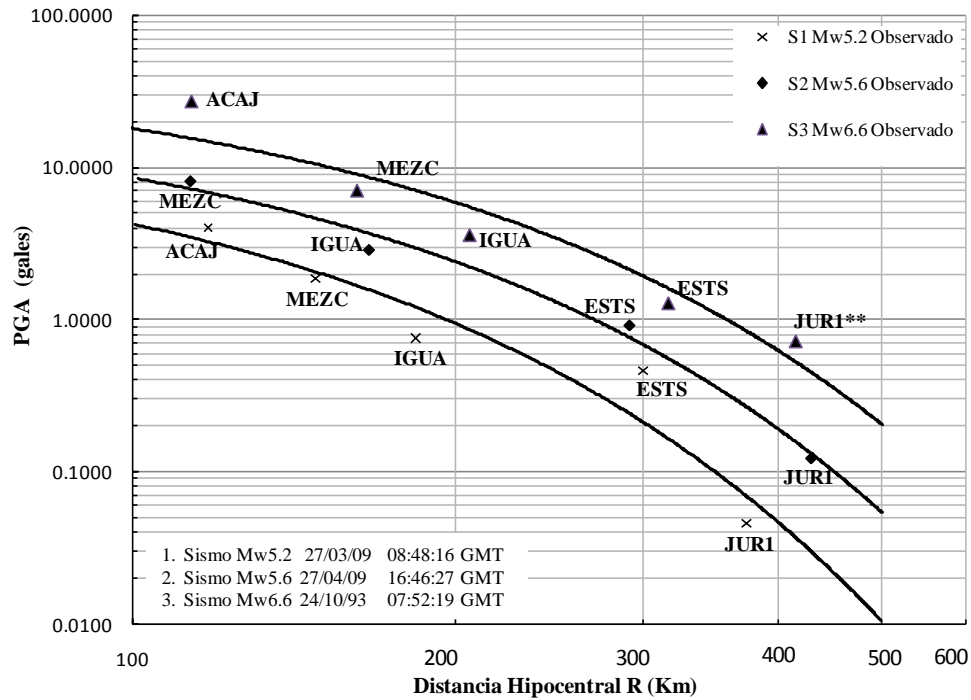


Figura 5.6 Curva de regresiones (primera etapa) de los tres eventos en la trayectoria Guerrero-Querétaro de los datos observados (Ecs.5.1 - 5.3). Las abreviaturas son las claves de las estaciones y los símbolos son cada uno de los datos por ajustar en la trayectoria acorde a cada evento.

Ecuación General propuesta en el Modelo: Ley de Atenuación de Aceleración del suelo (PGA), para Querétaro:

$$\log PGA = (-0.25 + 0.325M_w - 0.00608H) + (-0.0125 + 0.00126M_w - 0.000018H)R + (0.00429 - 0.00672M_w + 0.00135H)\log R \quad (5.4)$$

$$\log PGA = a(M, H) - c_4(M, H)R - g(M, H)\log R \quad (3.2)$$

Finalmente en la conformación de los coeficientes a la ec. general propuesta 5.4, se apreció la influencia de la magnitud M_w y la profundidad H en cada uno de ellos, presentando mayor influencia en el coeficiente de ajuste \mathbf{a} , como se corrobora de alguna manera en trabajos previos de Joyner y Boore (1981); el coeficiente que le sigue es \mathbf{g} , correspondiente a la expansión geométrica, visto su comportamiento variable con la magnitud M_w en estudios de Atkinson y Boore (2003); y por último el que se vió menos afectado, sin dejar de ser importante, es el coeficiente \mathbf{c}_4 , correspondiente a la atenuación anelástica, y que en este trabajo lo presentamos también como dependiente de la magnitud

Mw y la profundidad H. Un aspecto importante es que además de presentar la dependencia en estos coeficientes con la magnitud Mw se agrega una variable más que es la profundidad H y que de alguna manera en los dos primeros coeficientes (a y g), sí tienen una explicación lógica y coherente con el modelo, es decir a mayor profundidad H el coeficiente disminuye, lo que implica menor valor del PGA, lo cual es de esperarse, en eventos interplaca a grandes distancias.

5.2.2 Evaluación de Residuos Logarítmicos

La forma más idónea de evaluar una regresión a partir de una base de datos, es mediante la obtención de los residuos. Es decir obtener la diferencia entre el valor observado y el valor de la predicción, usualmente los residuos se miden en escala logarítmica de base 10. El significado e interpretación de estos valores nos indican que tan subestimada o sobrestimada se halla nuestra ecuación respecto a los valores reales, por ejemplo un residuo de -0.2 equivale a una sobrestimación con un factor de 1.58 respecto al valor observado, comúnmente estos valores, según estudios previos García et al. (2006), comentan que suele ser entre los rangos de 0.27 - 0.38 (factor de 1.86 - 2.4, respectivamente). Como se observa en la figura 5.7 los valores de los residuos en este trabajo oscila en un rango de 0.33 y -0.21, con una media de -0.025 y una desviación estándar de 0.21 (factor de sobrestimación de 1.62).

También se estimó los residuos para el caso particular de la estación JUR1 los cuales se graficaron contra la magnitud Mw para conocer la variabilidad de las predicciones específicas para Querétaro como se muestra en la figura 5.8, en ella se observó que la forma de ecuación general que se obtuvo en este trabajo (ec. 3.2) sobrestima el valor observado con un residuo promedio de -0.13 lo que es equivalente a un factor de sobrestimación de 1.35, con una desviación estándar residual de 0.12 equivalente a un factor de 1.32, sin embargo, es necesario hacer mención que quizás se deba a un sesgo en los datos tomado por el evento Mw=4.9, el cual se predijo su equivalencia de magnitud Mw por una regresión, a partir de Md (magnitud de duración del sismo), como se señaló

en la tabla 5.1, además de una dudosa profundidad estimada, que se especula podría ser menor a la reportada por el SSN, según comparativa preliminar de sus espectros de respuesta, este es un fenómeno que será abordado a detalle en otro trabajo, sin embargo esto no es de asombrarse ya que por lo general crecen las incertidumbres en su caracterización de un sismo cuanto menor sea su magnitud ($M_w < 5$), García (2006). Aún así, los resultados son adecuados para las predicciones de este trabajo, para el rango de magnitudes observadas hasta el momento.

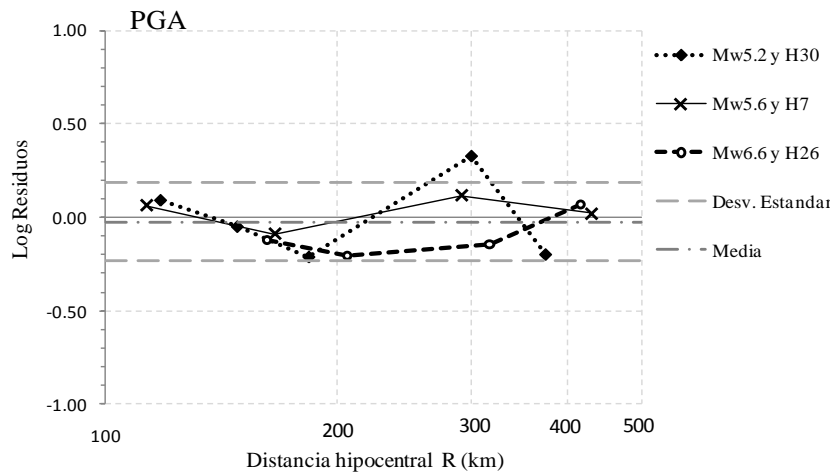


Figura 5.7 Residuos logarítmicos de base 10, contra la distancia hipocentral R, para la componente horizontal cuadrática media. Los símbolos junto con la línea representan cada evento en la trayectoria Guerrero-Querétaro.

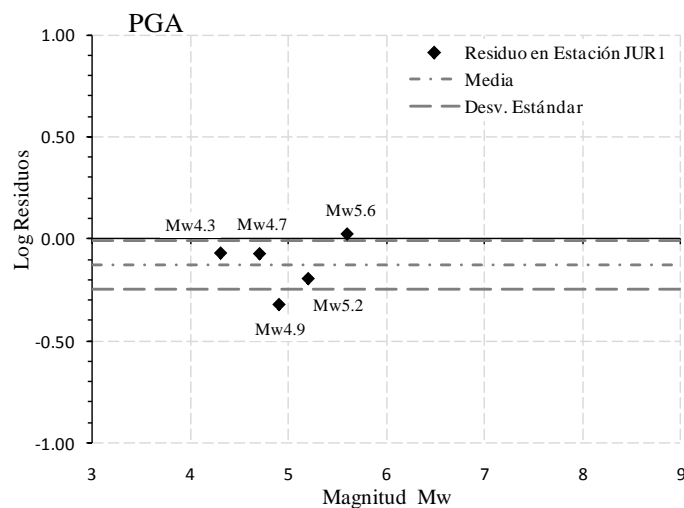


Figura 5.8 Residuos logarítmicos de base 10, con distancia hipocentral promedio para Querétaro, $R=416.22\text{km}$ para la componente horizontal cuadrática media.

5.2.3 Predicción de PGA para Magnitudes $M_w > 6.6$ y Comparación con estudios de Ordaz *et al.*, (1989) y García (2006)

En base a la ecuación 5.4 obtenida, se estimó la tendencia que pudiera presentarse en predicciones para eventos de mayor magnitud ($M_w > 6.6$), justificado a falta de datos del orden de estas magnitudes y que son de interés para el campo de la ingeniería estructural por el peligro que representan en las construcciones.

Al trazar las curvas de predicciones para eventos de mayor magnitud bajo el análisis y tendencia que presentó la forma de la ecuación de atenuación de este trabajo (ec. 5.4), se predijo para magnitudes de $M_w = 5.0, 6.0, 7.0, 7.6$ y 8.0 , con una profundidad $H = 20\text{km}$ por ser una H promedio de los datos en este trabajo, que aunque en esta zona de Guerrero, no se ha presentado eventos de $M_w = 8.0$, resulta interesante conocer su predicción para Querétaro, además de otro de interés como para el evento de $M_w = 7.6$ puesto que es el mayor de los eventos que históricamente se ha presentado en la zona de Guerrero, como una réplica del sismo de 1985, ocurrido el 21 de septiembre del mismo año.

Todas las curvas estimadas de este trabajo se presentan en comparación a dos trabajos mencionados que se han referenciado a lo largo de este trabajo: Ordaz *et al.*, (1989) y García (2006), definidas por las expresiones 5.5 y 5.6 además de ser expuestas algunas curvas en la figura 5.9 a) y b) , respectivamente.

En estas gráficas se observó que las predicciones para magnitudes grandes ($M_w > 7.5$) implicarían mayores valores de aceleraciones pico en Querétaro de alrededor de 5 y 10 gales para eventos de magnitud $M_w = 7.6$ y $M_w = 8.0$, respectivamente, provenientes de la zona de Guerrero.

$$\log PGA = 1.76 + 0.300M_w - \log R - 0.0031R \quad (5.5)$$

$$\log PGA = 2.5 + 0.12M_w - 0.0037R - (1.82 - 0.16M_w) \log R + 0.007510^{0.474M_w} - 0.003H \quad (5.6)$$

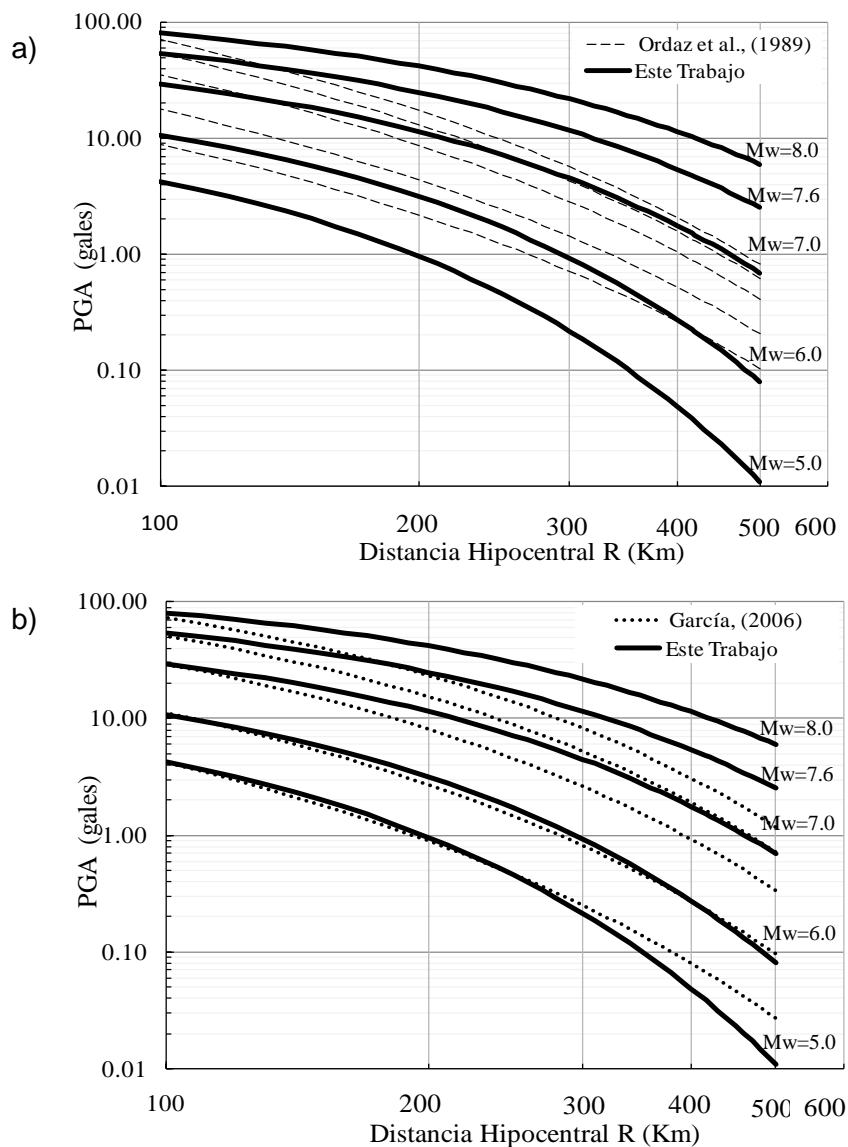


Figura 5.9 Comparación de la componente horizontal del PGA estimada para sitio sobre roca, con JUR1 dentro del MVB, de la ecuación de atenuación de predicción de este trabajo, trayectoria Guerrero-Querétaro, en comparación al modelo presentado por: a) Ordaz *et al.*, (1989); b) García, (2006). Con H=20km.

Antes de comentarse las discrepancias en las formas de las curvas respecto a las de referencia a los dos modelos mencionados; Ordaz *et al.* (1989) y García (2006), se exponen algunos aspectos importantes de partida en ambas investigaciones:

- i. El primero de ellos se basó en aproximadamente un centenar de registros de eventos con magnitud, $5.0 \leq M \leq 8.0$, en campo lejanos de sismos interplaca de la línea de Guerrero, principalmente.

- ii. El segundo autor, utilizó 418 registros de 40 eventos ($5.0 \leq M_w \leq 8.0$), tanto de campo lejano como cercano, sismos interplaca.

Al parecer, el comportamiento de la señal sísmica atenuada que logra llegar a la ciudad de Querétaro proveniente de la zona de subducción de Guerrero tiene ciertas variantes no esperadas, que podríamos resumir de la siguiente forma:

El comportamiento de las curvas de atenuación, a partir de la magnitud $M_w=6.2$ las curvas invierten su posición, es decir la predicción de la ecuación propuesta en este trabajo predice valores superiores al modelo propuesto por García (2006), mientras que para magnitudes inferiores a $M_w=6.2$, predice valores mayores al estimado con las ecuaciones de este trabajo, como se observó en la figura 5.9 a). Algo semejante pasó con las ecuaciones de Ordaz *et al.*, (1989), solo que para el valor referido de $M_w=6.6$, como se aprecia en la figura 5.9 b). Patrón semejante al reportado en su trabajo de García (2006), respecto al de Ordaz *et al.*, (1989). Un aspecto importante que se observó es la coincidencia, en su mayor parte, de las curvas en los puntos de partida y de los dos eventos observados de este trabajo, respecto a las curvas de García (2006), indicio que hizo pensar la efectividad del modelo propuesto, a pesar de tan limitada base de datos.

5.2.4 Características del Modelo Propuesto

El procedimiento de la metodología propuesta en este trabajo difiere en varios aspectos de los propuestos por Atkinson y Boore (2003) y García (2006):

1. Este trabajo parte del análisis de una trayectoria en específico para 3 eventos lo que implica una menor dispersión de residuos al analizar una dirección (norte-sur, terreno adentro) en lugar de combinar las dos direcciones norte-sur y este-oeste (terreno en dirección a la costa) por el conocimiento previo de diferencias en el nivel de atenuación en cada una de ellas, según reportan

algunos estudios (e.g., Singh *et al.*, 1988; Ordaz, *et al.*, 1989; Jiménez, *et al.*, 2009; García 2006).

2. Se parte de 3 regresiones iniciales correspondientes a cada evento en la trayectoria Guerrero-Querétaro, lo que indicó variabilidad en sus coeficientes tanto del término de ajuste (a) como el coeficiente de anelasticidad (c_4) como el de la expansión geométrica (g), que indican la dependencia con la magnitud M_w y la profundidad H en cada ajuste, en particular de cada evento. Mientras que para los otros estudios de comparación lo efectúan englobando diferentes trayectorias según estaciones de estudio y permanece constante el coeficiente de expansión anelástica (c_4), al evaluarse para distintas magnitudes.

5.2.5 Limitaciones del Modelo Propuesto

El modelo presentado, es decir la ecuación de atenuación 5.4, para el PGA, presenta las siguientes limitaciones:

1. Es válido para una sola trayectoria de estudio: Trayectoria Guerrero-Querétaro.
2. Es válido sólo para sismos del tipo interplaca a profundidades entre 5 y 30km, con menor incertidumbre.
3. Es aplicable dentro de la trayectoria, Guerrero-Querétaro, para el rango de distancias hipocentrales de entre 100 y 500km.
4. Es probable que exista incertidumbre al predecir el comportamiento para magnitudes mayores $M_w > 6.6$, puesto que la base de este trabajo, los sismos le corresponden a eventos de menor magnitud M_w (4.3 - 6.6), sin embargo no deja de ser lógica y coherente por lo que hasta el día de hoy no se han presentado reportes cuantitativos, históricos y catastróficos en Querétaro, al no tener evento alguno proveniente de la zona de Guerrero con magnitud $M_w > 7.6$, lo que implicaría tener aceleraciones máximas mayores a 5 gales en la ciudad de Querétaro.

5.3 Cálculo del Espectro de Respuesta para los eventos registrados en Querétaro

El enfoque que se le dio al inicio de este trabajo, sustentado por los objetivos planteados, independientemente de la información limitada, recabada solo para una trayectoria de estudio (Guerrero-Querétaro), no impide realizar una aproximación del peligro sísmico al que está expuesto Querétaro, aunque hay que dejar claro, que la estimación que se presentará está acotada principalmente por: el análisis de una sola trayectoria (es decir una fuente sísmica) y con un reducido número de eventos de magnitud pequeña (M_w 4.3 - 5.6).

Por lo anterior, toda la información que se exponga en este apartado es válida sólo para la fuente en Guerrero, por las diferencias de atenuación que existen en cada una de las fuentes de la zona de subducción del pacífico Mexicano (Oaxaca, Michoacán, Colima y Jalisco, principalmente).

Esta primera aproximación del peligro sísmico, se hará mediante el cálculo del espectro de respuesta de la señal observada en Querétaro, aspecto relevante puesto que *ésta información, hasta hoy (año 2010), no se tiene referencia alguna al trabajar con datos observados de la zona y mucho menos el conocimiento de la forma del espectro de respuesta para la ciudad de Querétaro.*

La metodología empleada en el cálculo del espectro de respuesta es muy empleada, desde sus inicios por Benioff en 1934, hasta hoy en día se ha empleado a nivel mundial y es la base de la mayoría de de los reglamentos de construcción, por lo que se decidió continuar con este enfoque.

La estimación de los siguientes espectros de respuesta se calculó con ayuda del software *DEGTRA*, herramienta que facilita la manipulación de datos de una forma eficiente. Los cálculos de la pseudoaceleración (S_a) fueron hechos para un rango de periodos (T) de entre 0-5 segundos, con un ΔT de 0.025 seg, y un amortiguamiento (ζ) del 5% por ser los valores más comunes en las estructuras.

En las figuras 5.10 a 5.14 se estimó los espectros de respuesta correspondientes a los 5 eventos observados en JUR1, Querétaro, bajo el siguiente formato: Espectros de respuesta por componentes horizontales, por

separado (EW Y NS), y el representativo del evento mediante la media cuadrática horizontal (MC).

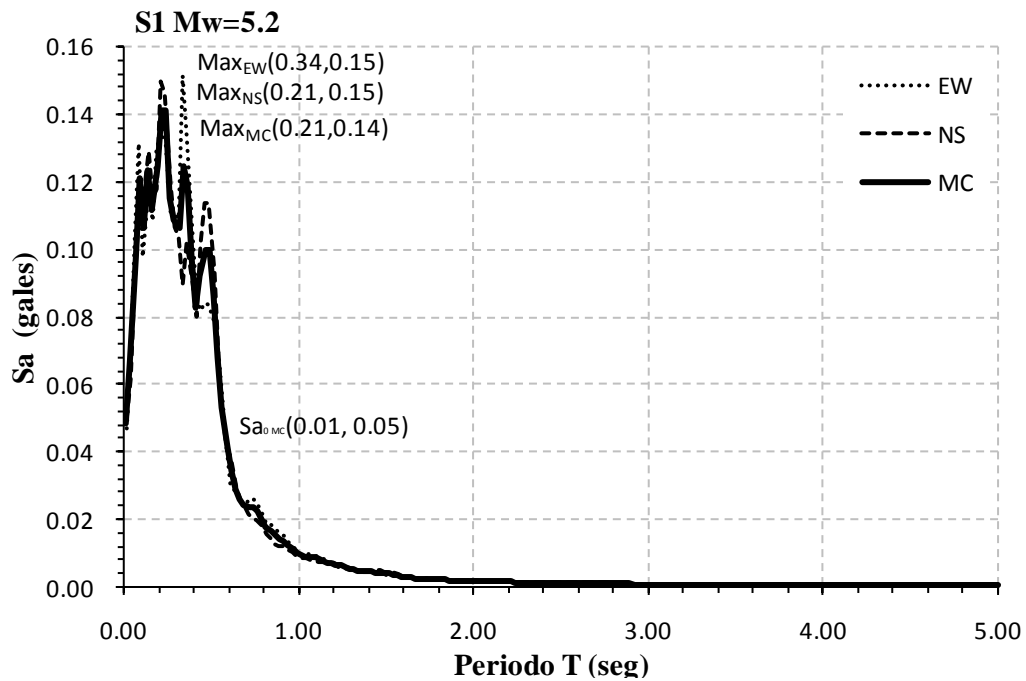


Figura 5.10 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.1, Mw=5.2 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).

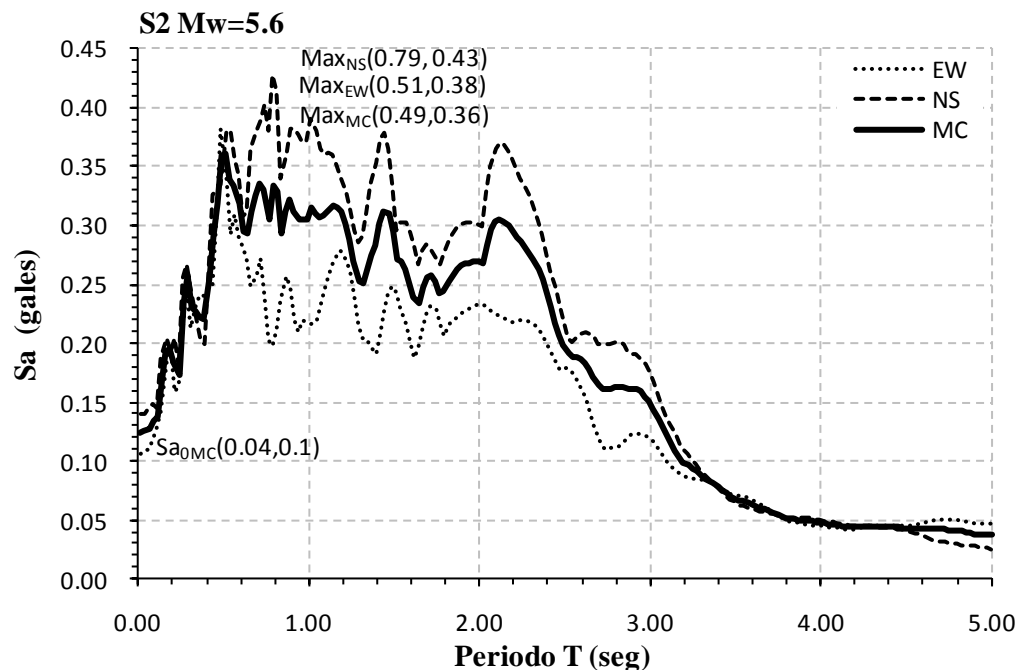


Figura 5.11 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.2, Mw5.6 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).

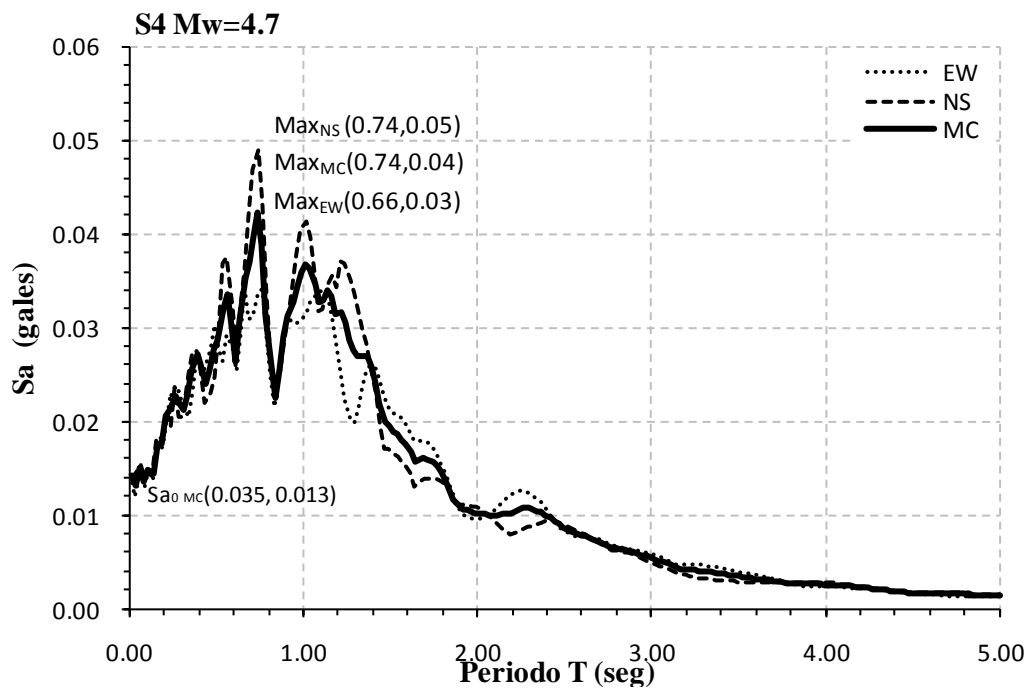


Figura 5.12 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.4, Mw4.7 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).

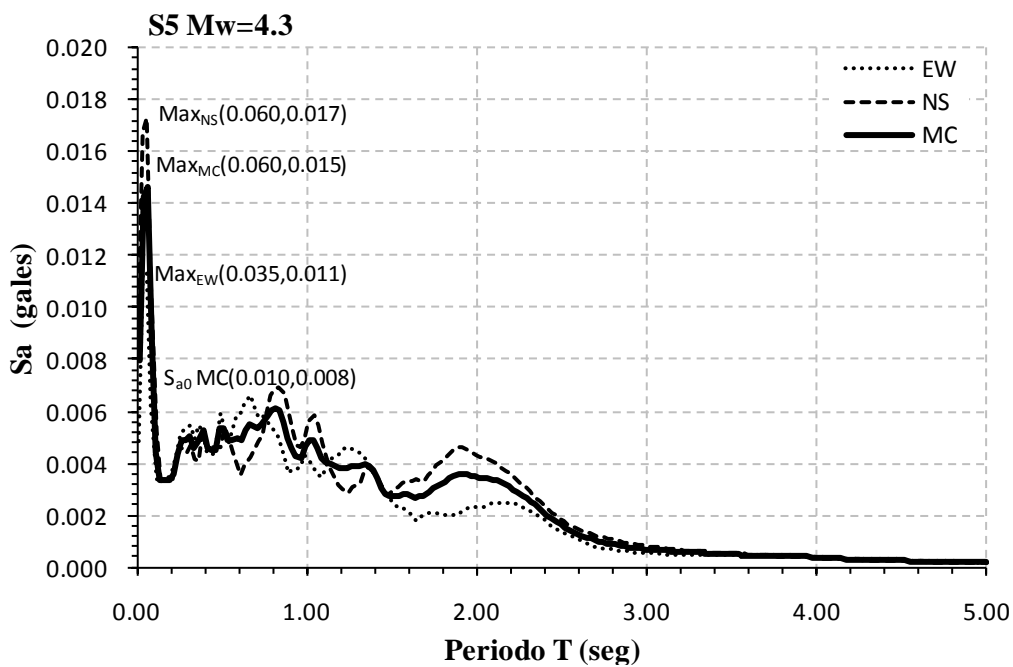


Figura 5.13 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.5, Mw4.3 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).

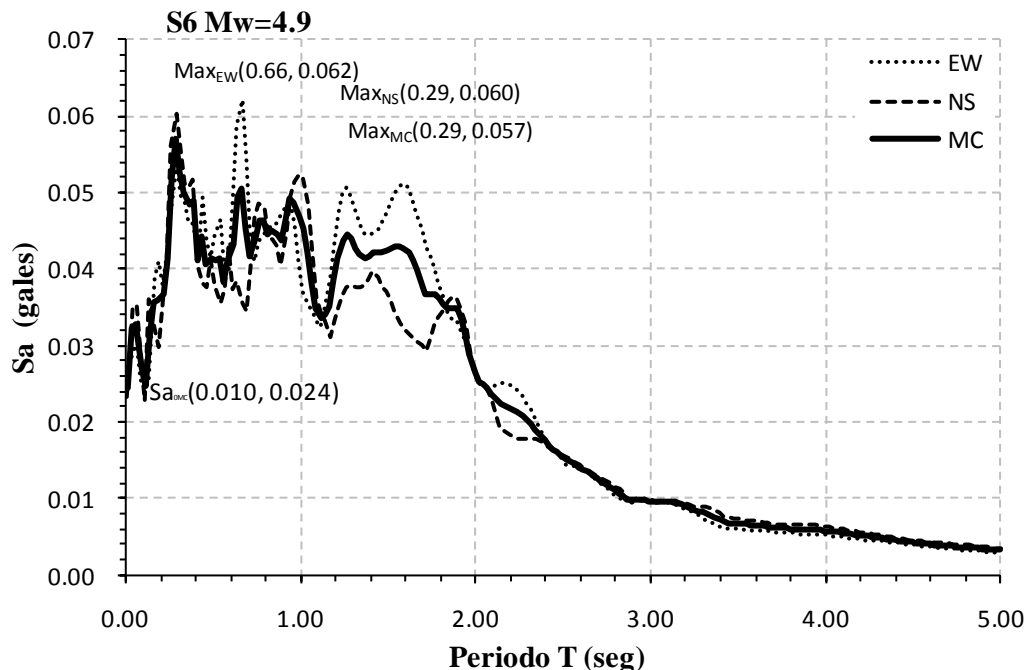


Figura 5.14 Forma del Espectro de Respuesta del evento No.6, Mw4.9 por componentes horizontales (EW y NS) y Media Cuadrática (MC).

De lo anterior, se hizo un análisis de la forma de los espectros de respuesta donde se vió, que la tendencia lógica por sentido común a esperarse, está cuanto mayor sea la magnitud del evento, el espectro se irá abriendo, situación que implicaría la afectación de un mayor rango de periodos de las estructuras. Por ejemplo, en la figura 5.13, evento no.5 de Mw=4.3, el máximo valor puntual de la pseudoaceleración se halla en el periodo $T=0.06\text{seg}$, mientras que para el evento no.2, Mw=5.6, presentado en la figura 5.11 se halló en un rango más amplio de influencia, que abarca entre los periodo $T=0.49\text{seg}$ y 2.1seg .

Otro aspecto importante que se identificó es, qué tanto se amplifica la aceleración del suelo en las estructuras, obteniendo en promedio de estos espectros, un valor de alrededor de 2.6 veces mayor a la inducida por la aceleración del suelo (Sa_{0MC}), valor que desde luego respaldaría a eventos de alrededor de magnitudes Mw de 5.0 ± 0.5 .

Por último, se observó que la forma espectral de todos los eventos están constituidos por 5 picos característicos representativos, cubriendo una meseta con valores máximos del espectro que va desde los periodos 0.06seg a 0.74seg en su

forma representativa MC, aunque en el evento de $M_w=5.6$ presentado en la gráfica 5.11, implica una extensión hasta un valor de periodo $T=2.1$ seg. Situación que varía a primera instancia con la forma del espectro de diseño para la zona B, tipo de suelo 1, reportado en el manual de la CFE-93, en el cual señala una meseta del espectro que va desde los periodos $T_a=0.2$ seg y $T_b=0.6$ seg, que seguramente debería cubrir el rango de tal meseta con diversas formas espectrales estimadas, mientras que los aquí expuestos validan la forma espectral observada de la zona, considerando ser parte de una muestra de eventos de magnitud de alrededor de $M_w=5.0$.

Por estas discrepancias mencionadas, es precisamente la finalidad de este trabajo, el proponer bases sustentadas en mediciones observadas, con el propósito de proponer una primera aproximación de la forma espectral que pudiera adoptar, justificadamente, un espectro de diseño para Querétaro.

5.4 Escalamiento de Espectros de Respuesta en función de la Ley de Atenuación, trayectoria Guerrero-Querétaro, para eventos de magnitud $M_w>5.6$

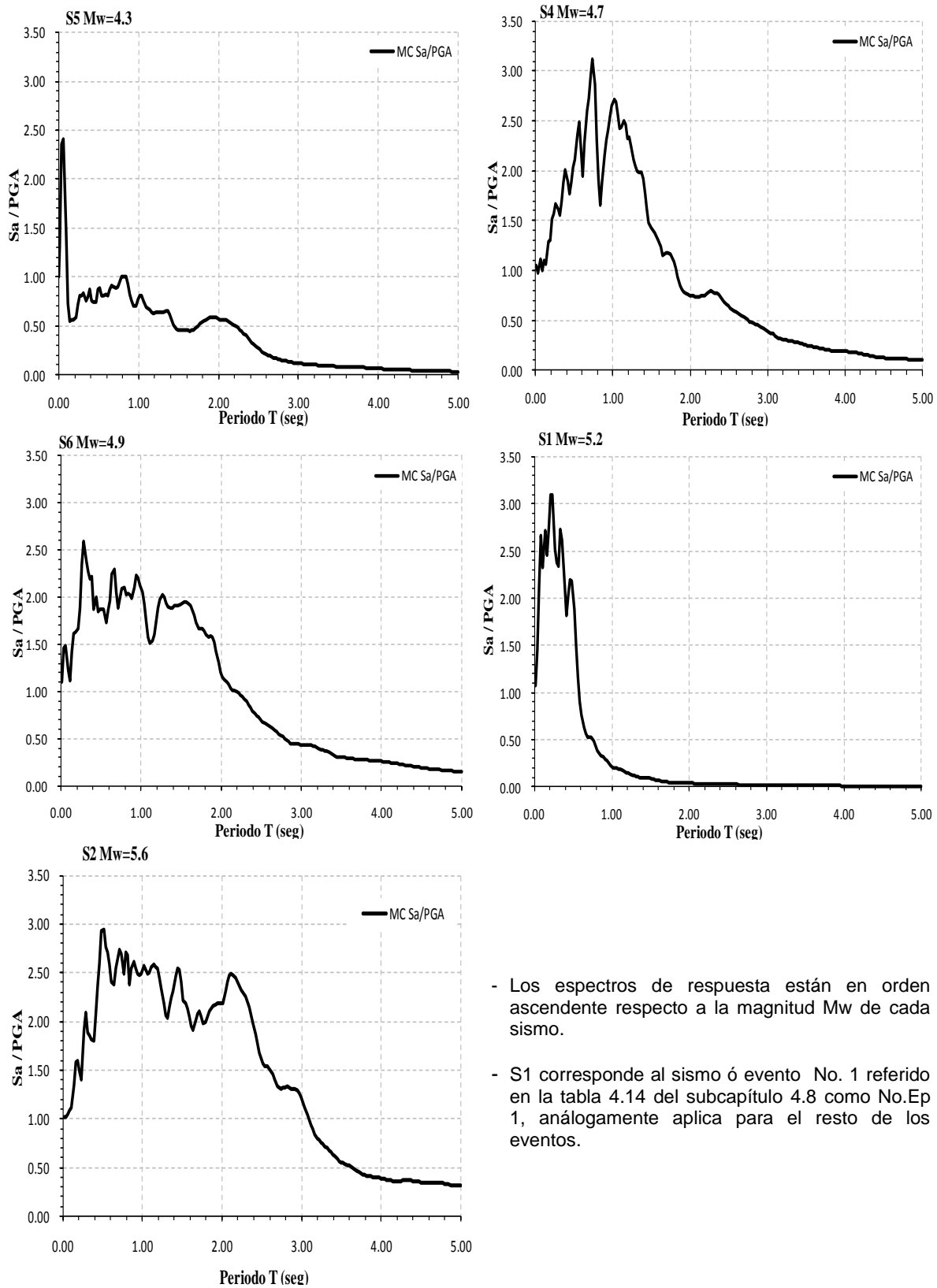
Continuado con el objetivo de conocer el peligro sísmico al que está sujeto Querétaro ante eventos no solo de magnitud $M_w=5.0$, sino mayores como $M_w=7.0$ y 8.0 , sustentado en la sismicidad histórica de México. Por lo que se planteó en base a la muestra presentada de espectros de respuesta en el anterior subcapítulo 5.3 y en apoyo de la metodología mostrada en el subcapítulo 3.2 se calculó una forma espectral escalada. Donde el factor de escalamiento lo proporciona una ley de atenuación, con el valor PGA. Para este trabajo se hará uso de la ley de atenuación obtenida en este estudio.

Recordando los pasos sobre la metodología mencionada, en el subcapítulo 3.2, son:

- 1) Poseer registros observados de diversas magnitudes en la zona de interés.
- 2) Cálculo de espectros de respuesta de cada evento.
- 3) Normalizar los espectros de respuesta, acorde a su valor PGA, respectivo.
- 4) Calcular la forma espectral promedio.
- 5) En base a la ley de atenuación del PGA, obtener los factores PGA de escalamiento, asociadas a una magnitud de interés (ej. $M_w=8.0$).
- 6) Efectuar escalamiento en función de la forma espectral promedio obtenida, acorde al evento con la magnitud de interés.

El primer y segundo punto han sido cubiertos en capítulos anteriores, por lo que ahora se continúa a partir del punto tres, comenzando a normalizar cada evento por medio de la división de los valores de pseudoaceleración entre el valor PGA de cada evento correspondiente. En la figura 5.15 se muestran cada una de las formas normalizadas de cada evento en base a la media cuadrática (MC) representativa del movimiento horizontal del suelo.

A partir de dichas formas espectrales normalizadas, se obtuvo una forma promedio representativa que pudiera caracterizar una forma espectral para Querétaro en particular; sin embargo, esto no fue sencillo puesto que la variabilidad de formas que presenta el muestreo de los eventos hizo que se presentarán diversas formas muy parecidas entre sí dependiendo de los eventos que se tomaran para obtener dicha forma como se aprecian en la figura 5.16 con línea continua, por lo que después de varios cálculos se concluyó que lo ideal, en representación del mayor peligro sísmico para la zona es, sin duda, la forma más extendida y de mayor amplitud de pseudoaceleración, por lo que se agruparon los espectros que tuvieran características similares, de los cuales se seleccionaron fueron los eventos No.2, 4 y 6, correspondientes a las magnitudes $M_w=5.6$, 4.7 y 4.9 respectivamente, como se aprecia en la figura 5.16 y 5.17 con línea continua de color negro.



- Los espectros de respuesta están en orden ascendente respecto a la magnitud Mw de cada sismo.

- S1 corresponde al sismo ó evento No. 1 referido en la tabla 4.14 del subcapítulo 4.8 como No.Ep 1, análogamente aplica para el resto de los eventos.

Figura 5.15 Forma espectral normalizada de la media cuadrática MC, de las componentes horizontales EW y NS, para 5 eventos observados en estación JUR1, Querétaro, Qro.

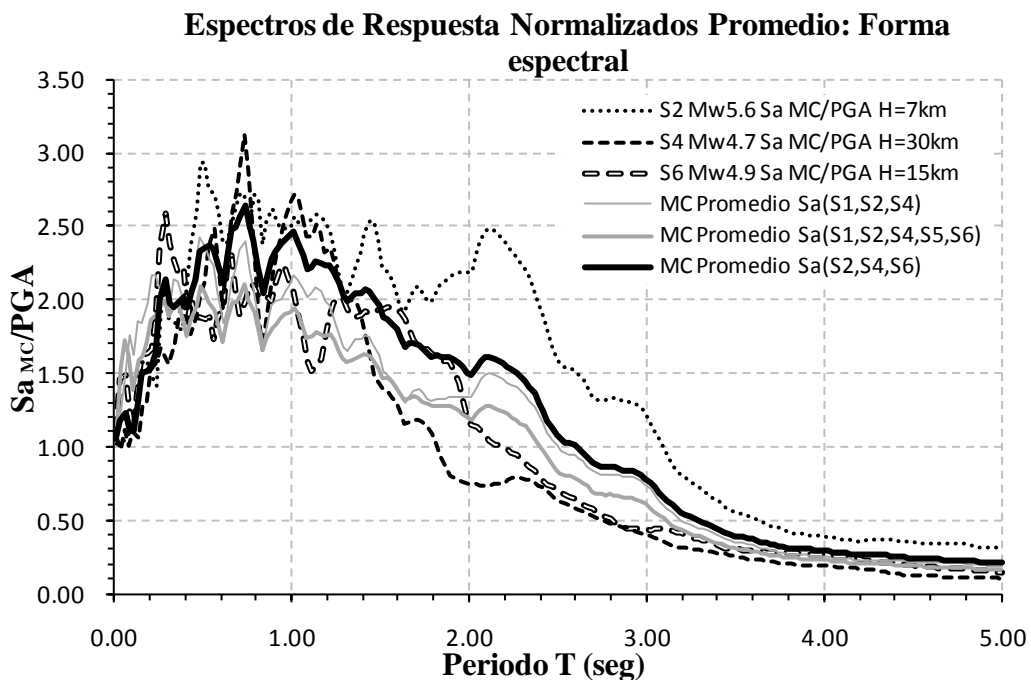


Figura 5.16 Formas de espectros de respuesta. Líneas discontinuas=Espectros normalizados observados; líneas continuas=Espectros normalizados promedio observados correspondientes a los grupos de eventos indicados.

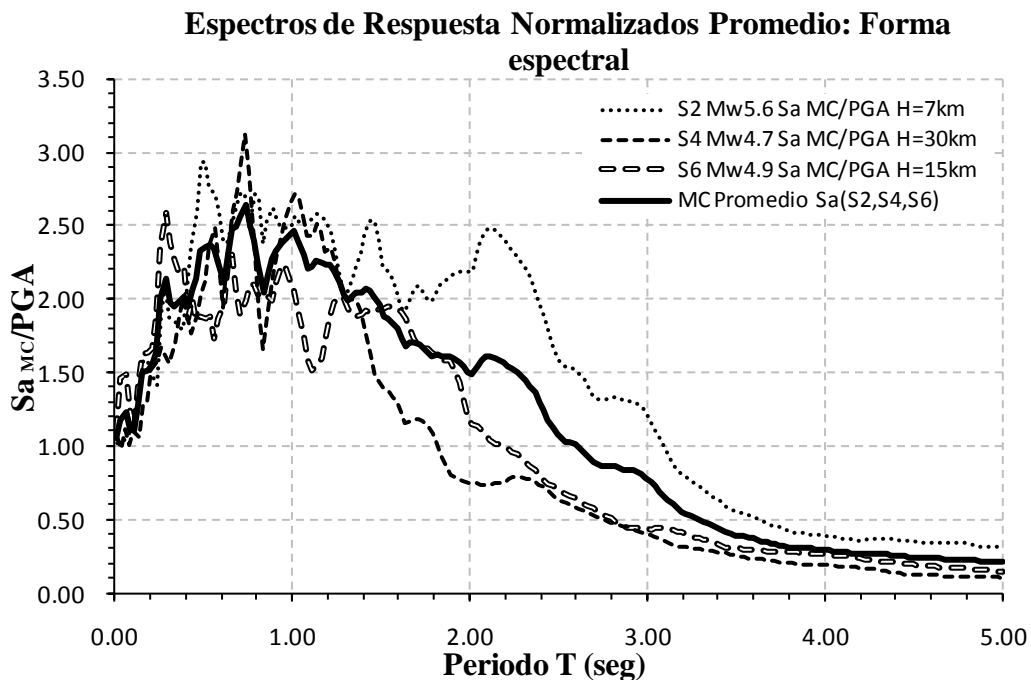


Figura 5.17 Selección Forma Espectral de la Respuesta Normalizada. Líneas discontinuas=Grupo de Espectros normalizados observados seleccionados; línea continua=Forma Espectral Normalizada promedio, correspondiente al grupo de eventos: S2,S4 y S6 .

Aislando la forma espectral normalizada promedio, hasta ahora posible de obtener para Querétaro en función del análisis de la trayectoria Guerrero-Querétaro así como de la ley de atenuación propuesta en este trabajo, como factor de escalamiento, se reafirma algunos de los puntos mencionados en el subcapítulo 5.3 que caracterizan dicha forma mostrada en la figura 5.18, en el cual son más fácil de analizar los siguientes puntos:

- 1) Se observan 5 picos característicos de la forma espectral promedio (MC).
- 2) Estos 5 picos importantes (que podrían dar forma a la meseta del espectro de diseño) se ubican entre 0.1 y 1.5seg de periodo.
- 3) La pseudoaceleración máxima que se presenta en estructuras con el periodo $T=0.74\text{seg}$ correspondiente, es de alrededor de 2.6 veces mayor que la inducida por el suelo.

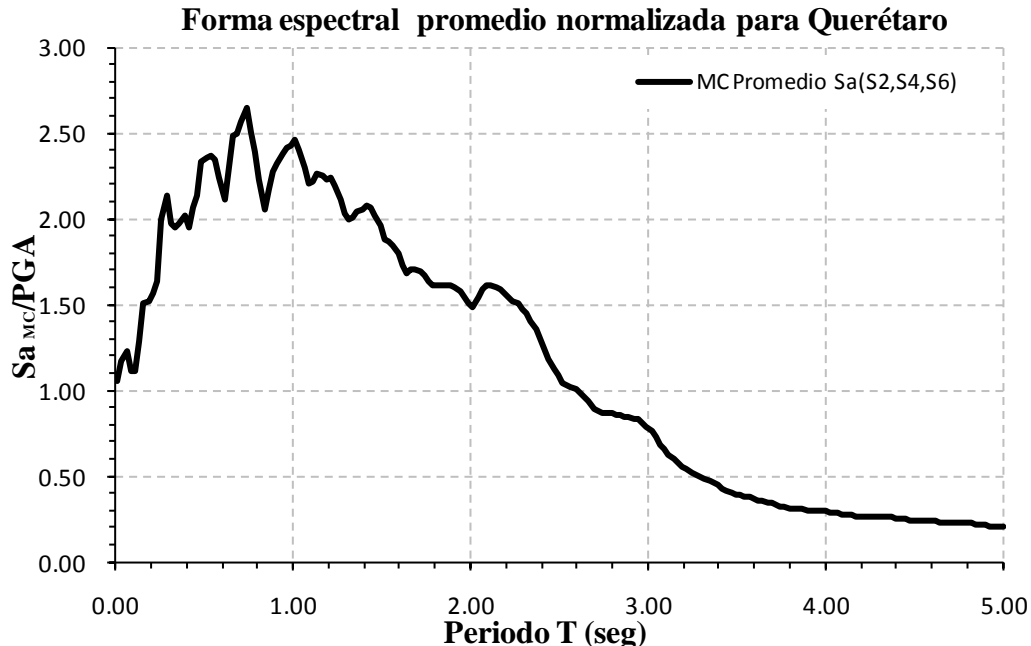


Figura 5.18 Forma Espectral promedio normalizada, representativa de la fuente Guerrero con referencia en Querétaro, generada a partir de los eventos S2,S4 y S6 de magnitudes $M_w=5.2, 4.7$ y 4.9 , respectivamente.

Para iniciar el escalamiento de la forma espectral normalizada estimada, es necesario conocer los valores de escalamiento según la ley de atenuación obtenida en este trabajo (ecuación 5.4, en subcapítulo 5.2.1), con la cual es posible predecir el valor PGA esperado para Querétaro a diferentes magnitudes. En la tabla 5.4 se muestran los valores PGA para Querétaro, asumiendo una distancia hipocentral R promedio de 416km entre Guerrero y Querétaro, para eventos con una profundidad promedio de H=20km a diferentes magnitudes, donde el interés desde luego es el de magnitud mayor (Mw=8.0, por ser el de mayor magnitud registrado en México en 1985), sin embargo se presentan desde Mw5.0 a 8.0, a manera de ver en cuanto decae la señal PGA según la magnitud del evento proveniente de la fuente de subducción en Guerrero, estimada a 100km de ésta (4ta columna tabla 5.4), así como conocer qué relación existe entre las predicciones de una unidad de magnitud tanto en Querétaro (2da columna tabla 5.4), como entre Guerrero y Querétaro (5ta columna tabla 5.4) y el de ésta última que relaciona en sí misma con otras magnitudes (última columna de la tabla 5.4).

Tabla 5.4 Predicción de valores PGA según ecuación 5.4, (ley de atenuación Guerrero-Querétaro) para Querétaro y Guerrero a distancias promedio, así como algunas relaciones de análisis de interés en el decaimiento -atenuación- de las señales a diferentes magnitudes Mw.

Magnitud Mwi	Aceleración en Qro. Rpromedio=420.62km		Aceleración en Gro. a Rpromedio=100km		$\frac{(PGA_k/PGA_i)_z}{(PGA_k/PGA_i)_{z+1}}$	
	PGAi (Gales)	PGA(i+1)/PGAi	PGAk (Gales)	$(PGA_k/PGA_i)_z$	$(PGA_k/PGA_i)_{z+1}$	
5.00	0.0308		3.92	127		
6.00	0.21	6.9	10.7	51		2.5
7.00	1.5	6.9	29.4	20		2.6
7.60	4.6	3.2	53.8	12		1.7
8.00	10.0	2.2	80.4	8		1.5

Nota: Se incluye la magnitud Mw=7.6, por ser la magnitud del evento mayor ocurrido en la zona de Guerrero.

Datos que sin lugar a duda muestra un panorama general cuantitativo de qué ocurre con la señal dentro de la trayectoria de Guerrero-Querétaro, al saber que la señal del PGA observada en Querétaro de una magnitud dada decae o bien se incrementa en 6.9 veces, según sea una unidad de magnitud inferior o superior,

respectivamente. Así mismo, entender que el comportamiento de la señal que se pueda observar en Querétaro dependerá de la magnitud del evento en Guerrero, por ejemplo si se trata de un evento de $M_w=5.0$, se observará en Querétaro una señal de 127 veces inferior a la registrada a 100 km de Guerrero; y por último conocer en qué medida según la relación de de éste último valor atenuado varía en sí misma, para otra magnitud ya sea inferior o superior, resultando tomar el valor de 2.5 veces a esta relación.

Continuando con el escalamiento de la forma espectral, se decidió como primera instancia estimar cuál es la desviación estándar entre los valores observados con los predichos, para posteriormente asociar dicha desviación a la forma espectral escalada para un sismo de magnitud $M_w=8.0$, con la cual se propondrá en el subcapítulo 5.5, un estimado preliminar de la forma del espectro de diseño.

De lo anterior se propuso seleccionar el evento observado de mayor magnitud, correspondiente al S2, con magnitud $M_w=5.6$, distancia hipocentral $R=430.40\text{km}$ y profundidad $H=7\text{km}$, a fin de estimar su desviación estándar del espectro escalado con respecto al observado. Para el espectro escalado, se estimó un factor de escalamiento $PGA=0.12$ gales (predicho de la ley de atenuación de este trabajo, ec.5.4), aplicado a la forma espectral promedio normalizada mostrada en la figura 5.18.

En la figura 5.19 se muestra el espectro escalado para el evento mencionado (S2 en línea continua color negro) y el espectro observado (Real, con línea punteada), además de mostrar las otras formas espectrales promedio, expuestas en la figura 5.16 (líneas continuas grises) debida a los diferentes subgrupos de eventos, donde se aprecia es mayor el error en ellas, por lo que se decidió retirarlas. En la figura 5.20 se muestran dejando sólo las formas escalada “estimada” y observada “Real”, a fin de visualizar en las zonas donde existe cualitativamente mayor incertidumbre entre tales formas, siendo ésta mayor en la zona de 1.8 y 3seg de periodo, que afortunadamente se halla fuera de la zona de los 5 picos importantes identificados en la forma típica espectral para Querétaro

(Figura 5.18), que de alguna forma definen la meseta del espectro de diseño. De ambas formas espectrales (escalada y observada) se estimó una desviación estándar de los residuos en escala logarítmica de +0.068 representando un factor de subestimación de 1.168 respecto al valor observado.

Análogamente se hizo para hallar los valores de interés en ingeniería sísmica y en especial para Querétaro, que es el debido a un evento de mayor magnitud, eligiendo el de $M_w=8.0$, obteniendo valores desde el reportado por la ley de atenuación (factor de escalamiento) con un $PGA=10.0$ gales para el suelo y una posible pseudoaceleración máxima de 26.45 gales correspondientes a una estructura de periodo $T=0.74$ seg, según muestra el espectro de respuesta escalado en la figura 5.21 y que será tomado como base en la estimación preliminar de la forma del espectro de diseño en el subcapítulo siguiente 5.5.

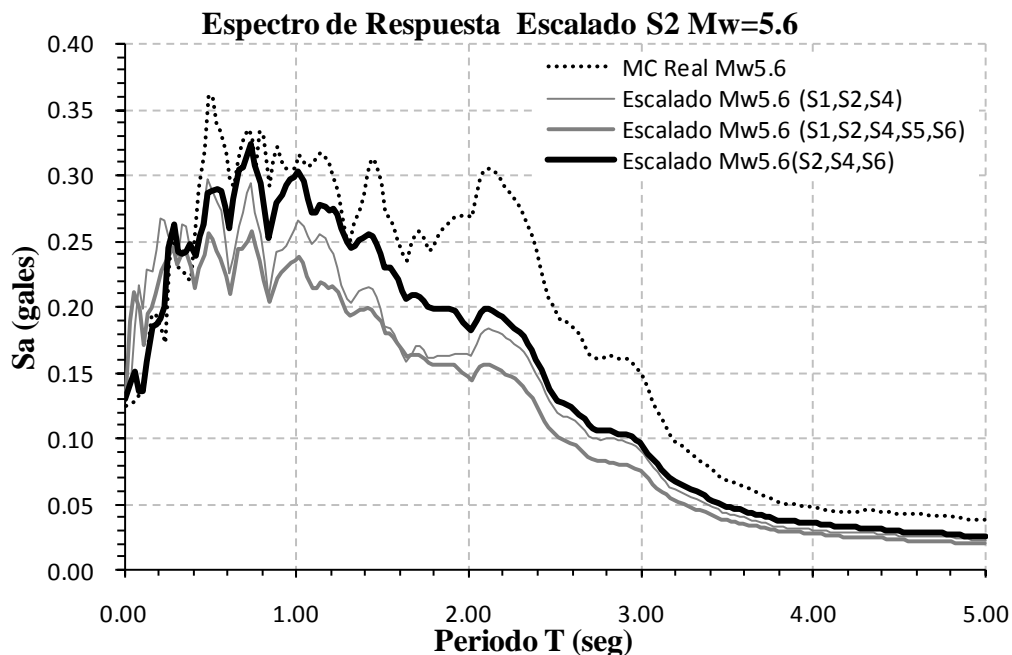


Figura 5.19 Espectro de respuesta escalado para el evento S2. Línea punteada=espectro observado “Real”; Línea continua=espectros estimados “Escalados” en función de los diferentes grupos considerados de eventos.

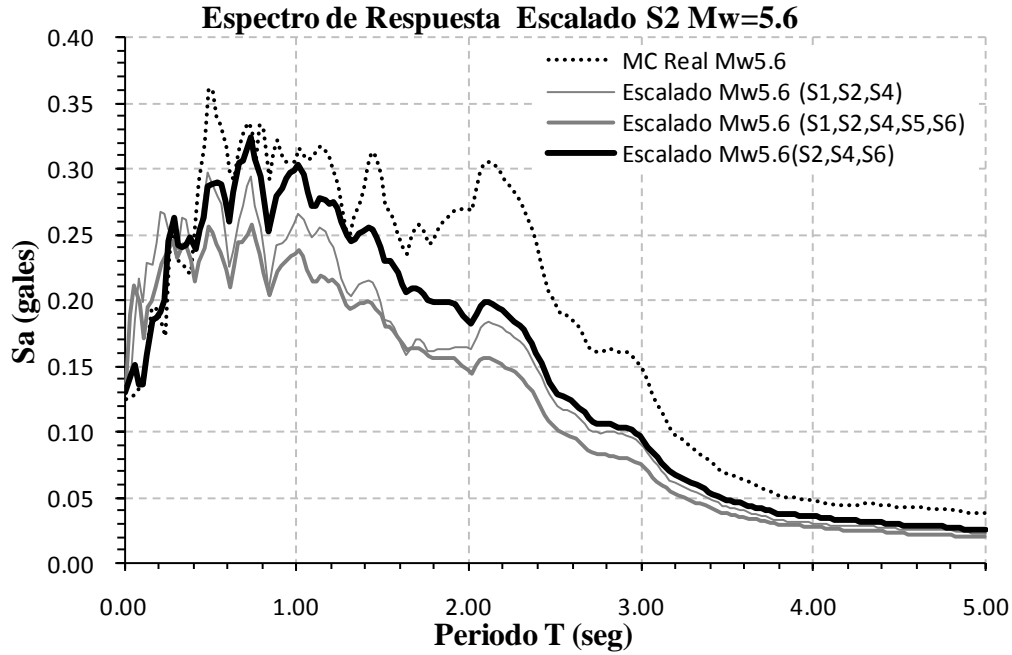


Figura 5.20 Espectro de respuesta escalado para el evento S2. Línea punteada=espectro observado "Real"; Línea continua=espectros estimados "Escalados" en función de los diferentes grupos considerados de eventos.

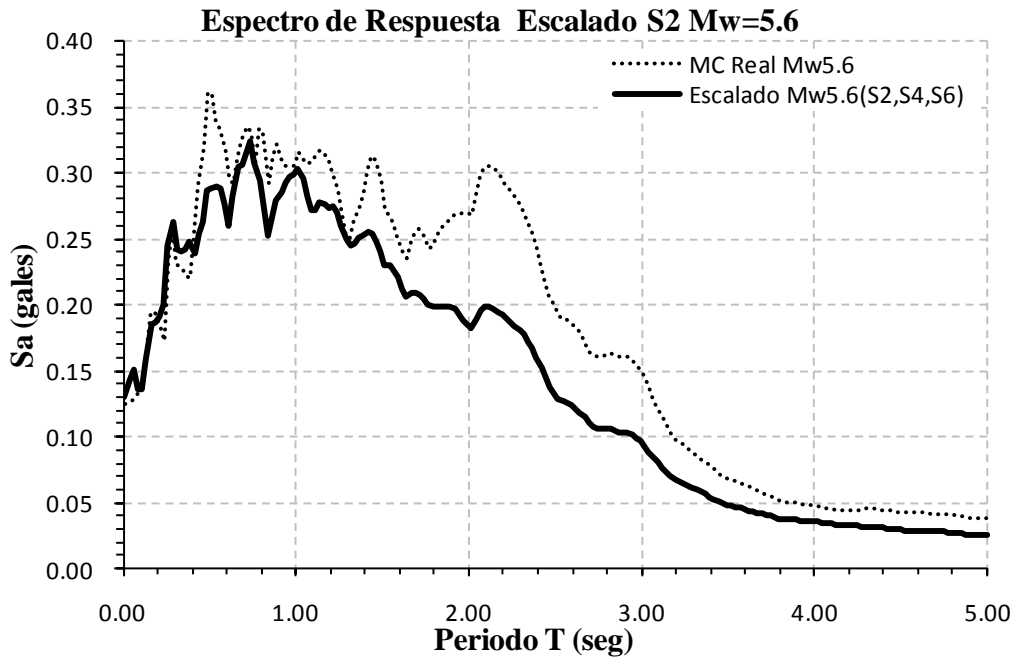


Figura 5.21 Espectro de respuesta escalado para el evento S2. Línea punteada=espectro observado "Real"; Línea continua=espectro estimado "Escalados" en función del grupo seleccionado de eventos más representativos a la forma espectral.

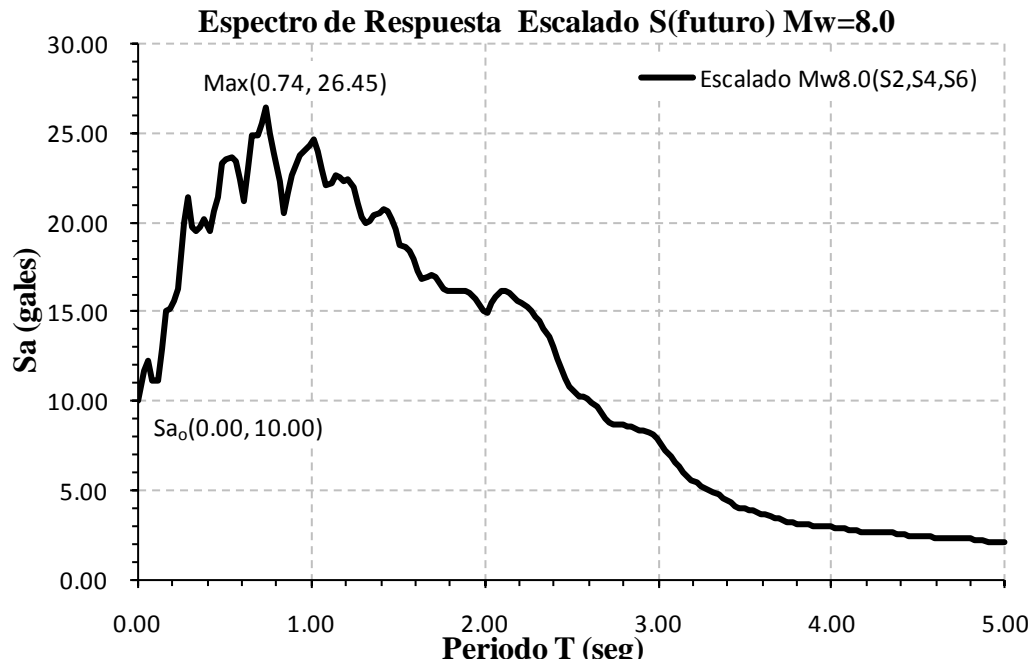


Figura 5.22 Espectro de respuesta escalado para un evento futuro de Mw=8.0, con referencia en Querétaro.

5.5 Propuesta preliminar del Espectro de Diseño acorde al peligro sísmico con fuente en Guerrero debida a eventos interplaca

Considerando la complejidad que implica la estimación a detalle de un espectro de diseño al tener que involucrarse en temas adicionales como confiabilidad, además de no tener todas las fuentes de la zona de subducción analizadas, sino sólo una (Guerrero), y aún más si le sumamos el nuevo enfoque, sobre periodos de retorno y espectros transparentes, que se plantea en el nuevo manual CFE-08, esto sugiere la estimación de un bosquejo, una propuesta preliminar de espectro de diseño muy particular para Querétaro, sin embargo no deja de ser interesante como primera aproximación, compararlo con los reportados en el manual de la CFE-93 y CFE-08, sustentado bajo el criterio de una trayectoria, tierra adentro del continente, con fuente en Guerrero. Esta es la trayectoria que sufre menor atenuación, dicho de otra forma, la señal se especula que podría ser mayor a la comparada, a distancias iguales tierra adentro, para

otras fuentes de la zona de subducción del pacífico mexicano (e.g., Cruz, *et al.*, 2009).

Siguiendo el enfoque de la CFE-08, definiendo el espectro transparente o de colapso el que es obtenido en base a una aceleración máxima del suelo en un periodo de retorno obtenido de un estudio de diseño óptimo, representando la totalidad del tamaño y forma realistas que carecen de factores reductores ajenos al peligro sísmico. De estos espectros transparentes se pueden obtener los espectros de diseño reducidos contra colapso al dividir las ordenadas espectrales por un factor de sobrerresistencia F_R de 2 (valor común en las estructuras), además del de ductilidad Q' y redundancia ρ . Estos dos últimos factores se omitieron en este estudio por la comparativa hacia los espectros de la CFE-93 y homologarlos en su carácter de espectros de diseño reducidos al estado límite del colapso. Además, incluye también un estado límite de servicio obtenido a partir del de colapso por un factor denominado de servicio, $F_{ser}=5.5$, que implica una relación de optimización entre ambos estados límite.

Por otro lado, en este estudio, considerando lo expuesto en los párrafo anteriores, se continuó con el enfoque y relación de espectros de servicio, colapso y colapso reducido. Sólo que se comenzó definiendo el espectro de servicio, el cual se planteó obtenerlo en base a una aceleración máxima producida por un evento de magnitud $M_w=8.0$ (equivalente a la forma espectral escalada con un $PGA=10$ gales correspondiente a una magnitud $M_w=8.0$), multiplicado por un factor representativo de la desviación estándar residual en escala logarítmica ($\log_{residuos} = \log_{espectro\ observado} - \log_{espectro\ escalado}$), deducido éste, en base al evento S2 de mayor magnitud observado en Querétaro de $M_w=5.6$, del cual se obtuvo una desviación estándar de los residuos de 0.068 representando un factor de subestimación de 1.168, valor que se distingue perfectamente en figura 5.22. Y a falta de datos, se propuso tomar el mismo factor de subestimación de 1.168 para obtener el espectro de servicio, debido a un evento de magnitud $M_w=8.0$, como se aprecia en la figura 5.23. A esta última forma, se trazó una envolvente con líneas rectas (figuras 5.23 y 5.24), encaminada a la forma del espectro de diseño, librando los picos máximos en cada fase del espectro de respuesta, considerado como de servicio. Criterios que en general son los principios básicos en la obtención de un espectro de diseño.

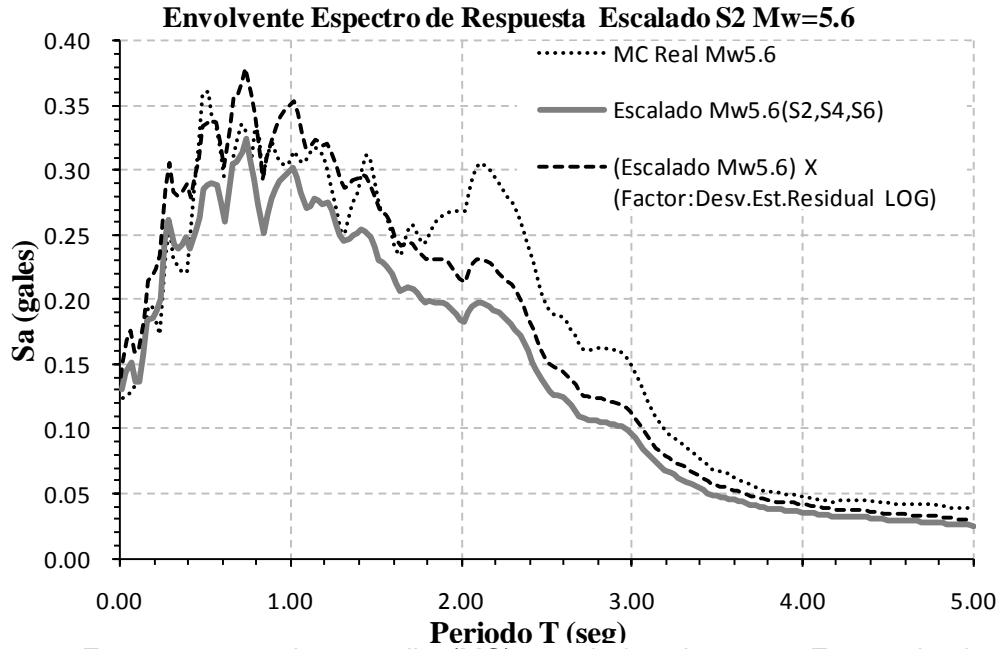


Figura 5.23 Forma espectral promedio (MC) escalada, sin y con Factor de desviación estándar de los residuos logarítmicos, así como la forma espectral promedio (MC) observada “Real”(línea punteada).

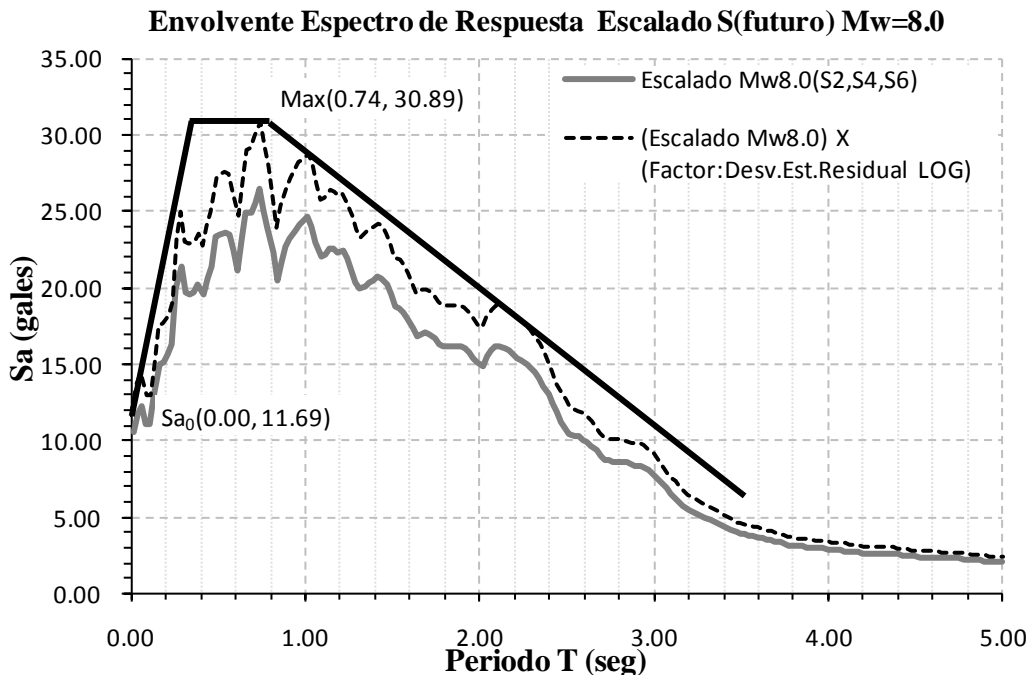


Figura 5.24 Forma espectral promedio (MC) escalada a Mw=8.0 sin y con Factor de desviación estándar de los residuos logarítmicos, y una envolvente lineal del evento S futuro, Mw8.0.

Con la figura 5.24, se ha concluido en la aproximación de estimación preliminar del espectro servicio en su forma normalizada con el valor de la gravedad ($g=981\text{cm/s}^2$), como aparece típicamente en los reglamentos. Este espectro será asociado a las estructuras del grupo B, por considerar un factor de importancia estructural igual a 1.0.

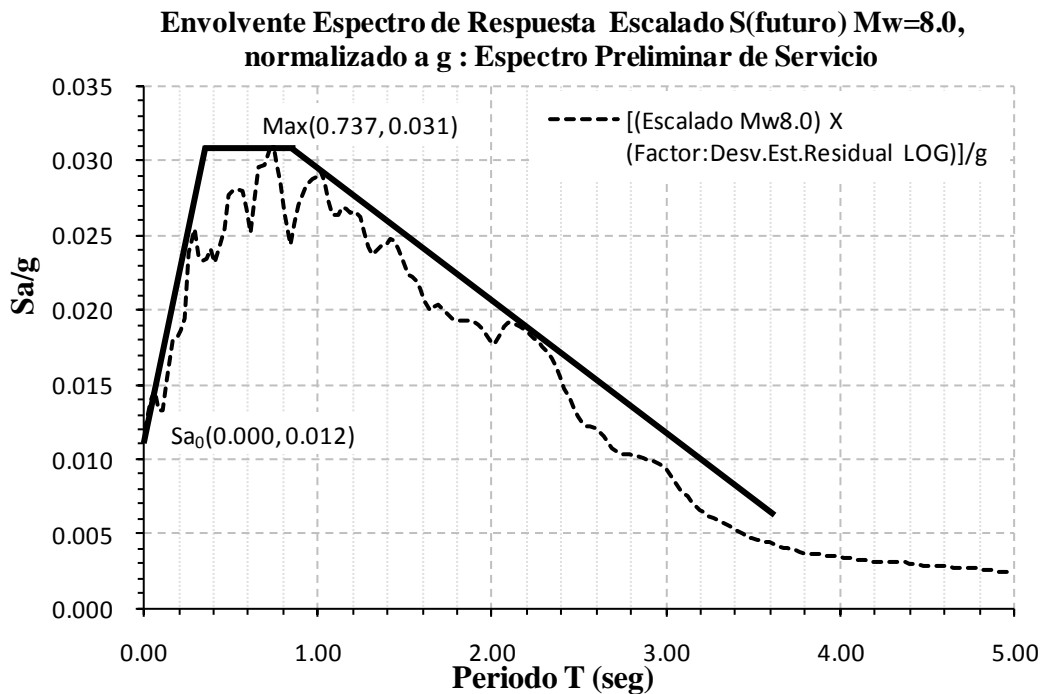


Figura 5.25 Envoltura espectral lineal normalizado a “g”, de una propuesta preliminar en base a un evento S_{futuro}, Mw=8.0, estimado en función de formas espectrales y de la ley de atenuación de la trayectoria Guerrero-Querétaro.

Por último, se estimó un espectro preliminar de diseño reducido para el estado límite de colapso mostrado en la figura 5.25 bajo los lineamientos generales indicados en el manual de la CFE-08, es decir: multiplicando las ordenadas espectrales del espectro de servicio por un factor de $F_{ser}=5.5$ y a su vez dividiéndolo por un factor de sobrerresistencia de $F_R=2.0$, valores típicos tanto para terrenos en roca como para la mayoría de las estructuras, respectivamente. En la figura 5.25 se muestran tres espectros de diseño: dos reducidos para el estado límite de colapso emitidos por el manual de la CFE en sus versiones 1993 y 2008, correspondientes a estructuras del grupo B, y un tercero estimado en este trabajo denominado espectro preliminar de diseño también reducido para el estado

límite de colapso, a fin de analizar las diferencias y sus implicaciones generales en el diseño de las estructuras.

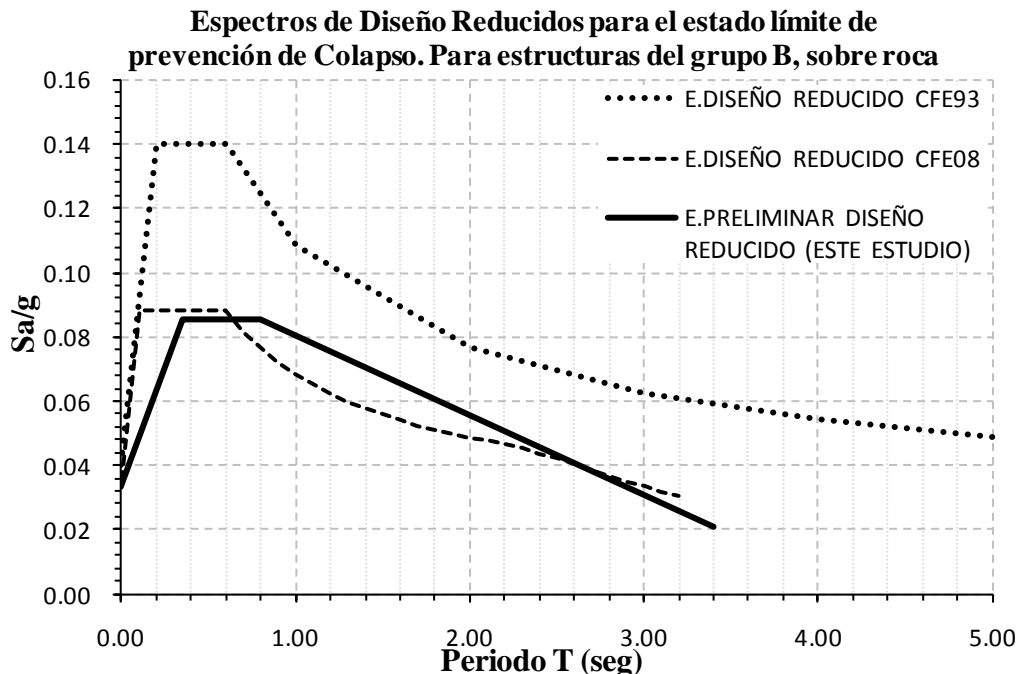


Figura 5.26 Espectros de diseño reducidos para estructuras del grupo B, sobre roca, normalizados a “g” y una propuesta preliminar en base a un evento Sfuturo, Mw8.0, estimado en función de formas espectrales y de la ley de atenuación de la trayectoria Guerrero-Querétaro.

A pesar de que se trata de una primera comparación entre los espectros de diseño reducidos emitidos por la CFE y el presentado en este trabajo, sin olvidar un refinamiento en este último, resultó interesante analizar la tendencia entre los primeros en sus versiones de 1993 y 2008, identificando los siguientes puntos:

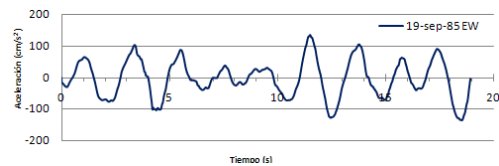
1. Que efectivamente la CFE indica una reducción en sus espectros de respuesta para la zona de Querétaro, al pasar de un valor del coeficiente sísmico de $c=0.14g$ en 1993 al valor de $c=0.088g$ en el 2008.
2. La meseta del espectro la amplió de $Ta=0.2$ y $Tb=0.6$ en 1993 a los valores de $Ta=0.1$ a $Tb=0.6$ en el 2008.
3. El valor de la aceleración del suelo se vió disminuida al tenerse $a_0=0.04g$ en 1993 y pasar a $a_0=0.035g$ en el 2008.

Por lo que, respecto a particularizar un espectro de diseño para Querétaro resulta viable oficializarlo en cuanto se posea mayor información local y de todas las principales fuentes sísmicas circunvecinas. Mientras tanto podemos comenzar a justificar este trabajo por algunos comentarios preliminares de la posible forma del espectro de diseño reducido mostrada en la figura 5.25 para Querétaro sobre roca.

1. *Se redujo el coeficiente sísmico en un 3.5% al reportado por la CFE-08, al pasar de $c=0.088g$ a $c=0.085g$.*
2. *Se redujo la aceleración del suelo en un 6.0%, al reportado por la CFE-08, al pasar de $a_o=0.035g$ a $a_o=0.033g$.*
3. *La meseta del espectro se amplía respecto al CFE-93 y recorre a los valores de $T_a=0.35\text{seg}$ y $T_b=0.8\text{seg}$, respecto al CFE-08.*

Quizás estos valores aún parezcan pequeños, sin embargo no olvidemos la relación proporcional que guardan entre las ordenas espectrales y las fuerzas inerciales de diseño sísmico que a su vez repercuten en el costo de las estructuras donde este fenómeno rige el diseño de la mismas.

VI



6. RESULTADOS Y DISCUSIONES

En este capítulo se hablará de los resultados obtenidos en el presente trabajo así como una breve discusión de los mismos, con objeto de valorar el presente, en función de los recursos disponibles y hacia donde apunta la continuidad de la misma línea de investigación, referente al peligro sísmico de la zona de Querétaro. Es así que se decidió presentar de forma desglosada cada uno de los puntos relevantes en los que se puede definir los alcances logrados:

1. Recopilación de Datos
2. Base de Datos Disponibles
3. Ley de atenuación
4. Efecto amplificador
5. Espectro de Respuesta
6. Espectro de Diseño preliminar propuesto

1. Recopilación de Datos

En este rubro base de la investigación, se logró identificar las redes principales sísmicas, tanto locales como regionales, donde la primera se partió desde la reactivación de la red UAQ, comenzando con capacitación, manejo y calibración de los equipos acelerógrafos (3 equipos marca Kinometrics: 2 Etnas y un Altus), por otro lado, se estableció contacto con la Universidad Autónoma de México Campus Juriquilla, Qro, Centro de Geociencias donde se cuenta con una estación de banda ancha (sismómetro Trillium T120P), del cual se colaboró en el proceso de calibración de datos, considerándose confiables a partir del año 2009.

Con respecto a las estaciones regionales se identificó entre las redes más importantes con que cuenta el país como: Servicio Sismológico Nacional (SSN) y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), referenciando sus localizaciones respectivas de estaciones que pudieran proporcionar información en dirección a Querétaro. Contacto que se logró, en primer lugar, con el CENAPRED, quienes de inmediato tuvimos respuesta favorable al proporcionar información solicitada acorde a las estaciones que coordina, y de las únicas que se hace referencia en este trabajo. En lo que se refiere al SSN, aún no se ha podido establecer relación, situación en la que se pretende trabajar para enriquecer aún más la línea de investigación, con la variedad de información que posee, al coordinar la red sismológica más grande del país.

Volviendo al tema de las redes de estaciones locales, en específico, la red UAQ, se concluyó que los instrumentos de medición no son capaces de registrar un evento sísmico dado el nivel de ruido superior existente en los alrededores en comparación al nivel de la señal observada con referencia en la estación JUR1 que el ruido presente en cada una de las estaciones ($0.1 \text{ gal} \leq \text{ruido} \leq 5 \text{ gales}$ en San Juan del Río y Querétaro, superior a la señal sísmica de magnitud $M_w=5.0$, $\text{PGA} = 0.02\text{gales}$, aprox.). Lo anterior implicó tomar la decisión de reubicar las estaciones, colocando una de ellas (un acelerógrafo) de forma preliminar en la misma caseta de la estación JUR1, confirmando con ello la situación antes planteada, al lograr registrar algunos eventos importantes en últimas fechas ocurridos en Chile el 27 Febrero 2010 y del Norte de México, el 4 Abril del 2010 con magnitudes de $M=8.8$ y $M=7.2$, respectivamente, que nos permitió llevar a cabo la calibración adecuada al establecer el nivel de disparo. Por lo que corresponde al resto de los equipos acelerógrafos se está trabajando en su reubicación adecuada.

2. Base de Datos Disponibles

Con lo anterior, la única posibilidad de recabar información de eventos sísmicos, fue con la estación JUR1, donde implicó una laboriosa pero interesante

procesamiento de los datos (deconvolución) mediante el manejo de distintos software (SAC, SEISAN, MATLAB, etc.) para ser considerados confiables.

La selección de los eventos se hizo en función de los eventos con referencia en la estación JUR1, Querétaro, ocurridos a partir del 2009 de magnitud $M_w \geq 4.0$, bajo la limitación de poder analizar los eventos observados solo en la trayectoria con fuente en Guerrero, logrando recabar un total de 16 registros, correspondientes de 2 eventos principales, 1 evento principal auxiliar y 3 eventos secundarios auxiliares, estos últimos, sólo con referencia en JUR1. Base de datos que se delimitó bajo criterios geológicos y sísmicos, así como del apoyo de un tercer evento auxiliar principal ($M_w=6.6$), ocurrido en años pasados y justificando su uso en el subcapítulo 4.6, al carecer por ahora de mayor información en la estación JUR1, Querétaro.

3. Ley de Atenuación

Se propuso algunas variantes en la metodología para obtener la ley de atenuación de la aceleración máxima del suelo PGA enfocada al análisis por trayectoria definida por el punto de interés en conocer el peligro sísmico y la fuente sismogénica, además de predecir una tendencia de PGA para eventos de mayor magnitud a partir de una muestra de eventos de menor magnitud. Logrando obtener la ecuación ec.5.4 con forma de ec.3.2, donde se propone a partir de la deducción de una metodología basada, principalmente, en la información disponible, siguiendo los criterios estipulados en lo posible, en diversos estudios previos, de entre los más destacables se encuentran los reportados por Joyner y Boore (1981), por Atkinson y Boore (2003), García (2001-06), con algunas variantes muy particulares resumidas en la tabla 6.1.

Ecuación General propuesta en el Modelo: Ley de Atenuación de Aceleración del suelo (PGA), para Querétaro:

$$\log PGA = a(M_w, H) - c_4(M_w, H)R - g(M_w, H)\log R \quad (3.2)$$

$$\log PGA = (-0.25 + 0.325M_w - 0.00608H) + (-0.0125 + 0.00126M_w - 0.000018H)R + (0.00429 - 0.00672M_w + 0.00135H)\log R \quad (5.4)$$

En esta ecuación general, se apreció la influencia de la magnitud M_w y la profundidad H en cada coeficiente, presentando mayor influencia en el coeficiente de ajuste a , como se corrobora en los trabajos previos de Joyner y Boore (1981). El coeficiente que le sigue es g , correspondiente a la expansión geométrica, donde su comportamiento variable con la magnitud M_w en estudios de Atkinson y Boore (2003); y por último, el que se vió menos afectado, sin dejar de ser importante, es el coeficiente c_4 , correspondiente a la atenuación anelástica, y que en este trabajo lo presentamos también como dependiente de la magnitud M_w y la profundidad H . Un aspecto importante es que además de presentar la dependencia de estos coeficientes con la magnitud M_w se agrega una variable más que es la profundidad H y que de alguna manera en los dos primeros coeficientes a y g , sí tienen una explicación lógica y coherente con el modelo, a mayor profundidad el primer coeficiente disminuye y el segundo crece, lo que implica menor valor del PGA en eventos interplaca a grandes distancias.

Tabla 6.1 Variantes principales a los estudios previos: Atkinson y Boore (2003), García et al., (2006).

- a. *Este trabajo parte del análisis de una trayectoria en específico para 3 eventos lo que implica una menor dispersión de residuos al analizar una dirección (norte-sur, terreno adentro) en lugar de combinar las dos direcciones norte-sur y este-oeste (terreno en dirección a la costa) por el conocimiento previo de diferencias en el nivel de atenuación en cada una de ellas, según reportan algunos estudios (Singh et al., 1988; Ordaz, et al., 1989; Jiménez, et al., 2009; García, et al., 2006).*
 - b. *Se parte de 3 regresiones iniciales correspondientes a cada evento en la trayectoria Guerrero-Querétaro, lo que indicó variabilidad en sus coeficientes tanto del término de ajuste (a), como el coeficiente de anelasticidad (c_4), como el de la expansión geométrica (g), que indican la dependencia con la magnitud M_w y la profundidad H en cada ajuste, en particular de cada evento. Mientras que para los otros estudios de comparación lo efectúan englobando diferentes trayectorias según estaciones de estudio y permanece constante el coeficiente de expansión anelástica (c_4), al evaluarse para distintas magnitudes.*
 - c. *Se propone una ecuación que nos permite predecir para magnitudes mayores, $M_w > 5.6$, aún cuando nuestra base de datos no va más allá de este valor, tendencia que creemos posible dado el enfoque de la regresión correspondiente a la segunda etapa. Situación que en estudios previos, además de contar con una base numerosa de eventos también se respalda de una variedad de Magnitudes. Los resultados obtenidos no están, por nada fuera de la realidad.*
-

Todas las curvas estimadas de este trabajo se compararon con dos trabajos: Ordaz *et al.*, (1989) y García (2006). Donde resultó en este trabajo, mayores predicciones para magnitudes grandes ($M_w > 7.5$) lo cual implicaría mayores valores de aceleraciones pico del terreno en Querétaro de alrededor de 4.6 y 10 gales para eventos de magnitud $M_w = 7.6$ y $M_w = 8.0$, respectivamente, provenientes de la zona de Guerrero.

4. Efecto amplificativo

Se realizó un breve análisis del efecto amplificativo basado en las amplitudes de frecuencias, específicamente para el evento S2 de magnitud $M_w = 5.6$, de donde se observó en la figura 5.5 que a bajas frecuencias ($f \leq 0.5 \text{ Hz}$) la amplitud decae más lentamente, sin llegar a identificarse algún efecto amplificativo. Por otro lado en el mismo análisis se vió que las amplitudes a frecuencias altas ($f > 0.5 \text{ Hz}$), la señal se atenúa rápidamente. Lo anterior para distancias donde se halla Querétaro.

Así mismo se estimó la velocidad de propagación de las ondas P y S resultando ser $V_p = 6.67 \text{ km/s}$ y $V_s = 3.55 \text{ km/s}$, respectivamente. Las cuales son velocidades características de valores propios de terreno en roca, por lo que se suma un punto más para proponer la estación JUR1 como confiable para estudios de atenuación, ajena a efectos de sitio.

También se observó que bajo el supuesto anterior de carecer de efectos amplificativos, se procedió en base a la ley de atenuación obtenida, a trazar y comparar los resultados con trabajos como el de Ordaz *et al.*, (1989) y García (2006), resultando en la figura 5.9b tener buena congruencia, especialmente con este último, por lo que sustentó aún más la validez de la ley de atenuación propuesta, además de reafirmar la consideración de la estación JUR1, sobre roca. Sin embargo, a últimas fechas de la realización de este trabajo se identificó un procedimiento, que no descartamos realizar a detalle en otra ocasión, que respalden aún más la estación JUR1, como estación ajena a efectos amplificativos de sitio, denominada Cocientes Espectrales (Lermo y Chávez-García, 1993).

5. Espectro de Respuesta

Se logró estimar por primera vez una forma espectral representativa para Querétaro con datos observados, además de un escalamiento espectral que permitió visualizar las amplitudes para un evento de magnitud $M_w=8.0$, que denominamos espectro de servicio, en referencia al enfoque de la CFE-08. Con ello, se caracterizó el espectro con forma de 5 picos principales, con un valor máximo de $0.031g$, entre los periodos de 0.35seg y 0.8seg .

La metodología de escalamiento de forma espectral consta de dos fuentes principales de error; 1) la estimación del factor de escalamiento PGA, 2) Suponer que la forma del espectro no cambia con la distancia y la magnitud. Por lo que se decidió analizar la forma del espectro de respuesta de todas las estaciones de la trayectoria Gro.-Qro., para el evento S2 de $M_w=5.6$ como se muestra en la figura 6.1 y 6.2 hallando que permanecen en su mayoría los 5 picos característicos máximos, por lo que se piensa el error sea aminorado.

6. Espectro de Diseño preliminar propuesto

De lo anterior se partió para estimar un espectro de diseño preliminar reducido para el estado límite de colapso bajo lineamientos generales indicados en el manual de la CFE-08, en el cual se determinó una forma de espectro de diseño ligeramente menor (ver figura 5.25), reflejando una disminución de 3.5% en el coeficiente sísmico al reportarse un valor de $c=0.085g$, de igual forma la aceleración del suelo, pero en un porcentaje de 6.0%, con un valor de $a_0=0.033g$, además de una meseta espectral limitada por los periodos de entre 0.35seg y 0.8seg .

Sin embargo, se piensa poder llegar a una estimación menor de dicho espectro a medida que se tenga mayor cantidad de eventos observados en Querétaro a fin de que la forma normalizada sea más representativa y no se vea sesgada por valores extremos.

Por otro lado se cree que esta trayectoria de estudio, Guerrero-Querétaro, pueda ser la que rijan en reportar el mayor peligro sísmico dada su menor atenuación reportada en estudios previos (*e.g.*, Cruz *et al.*, 2009) y la similitud de espectros de diseño reducidos de la CFE-93 y CFE-08 con el presentado en este trabajo.

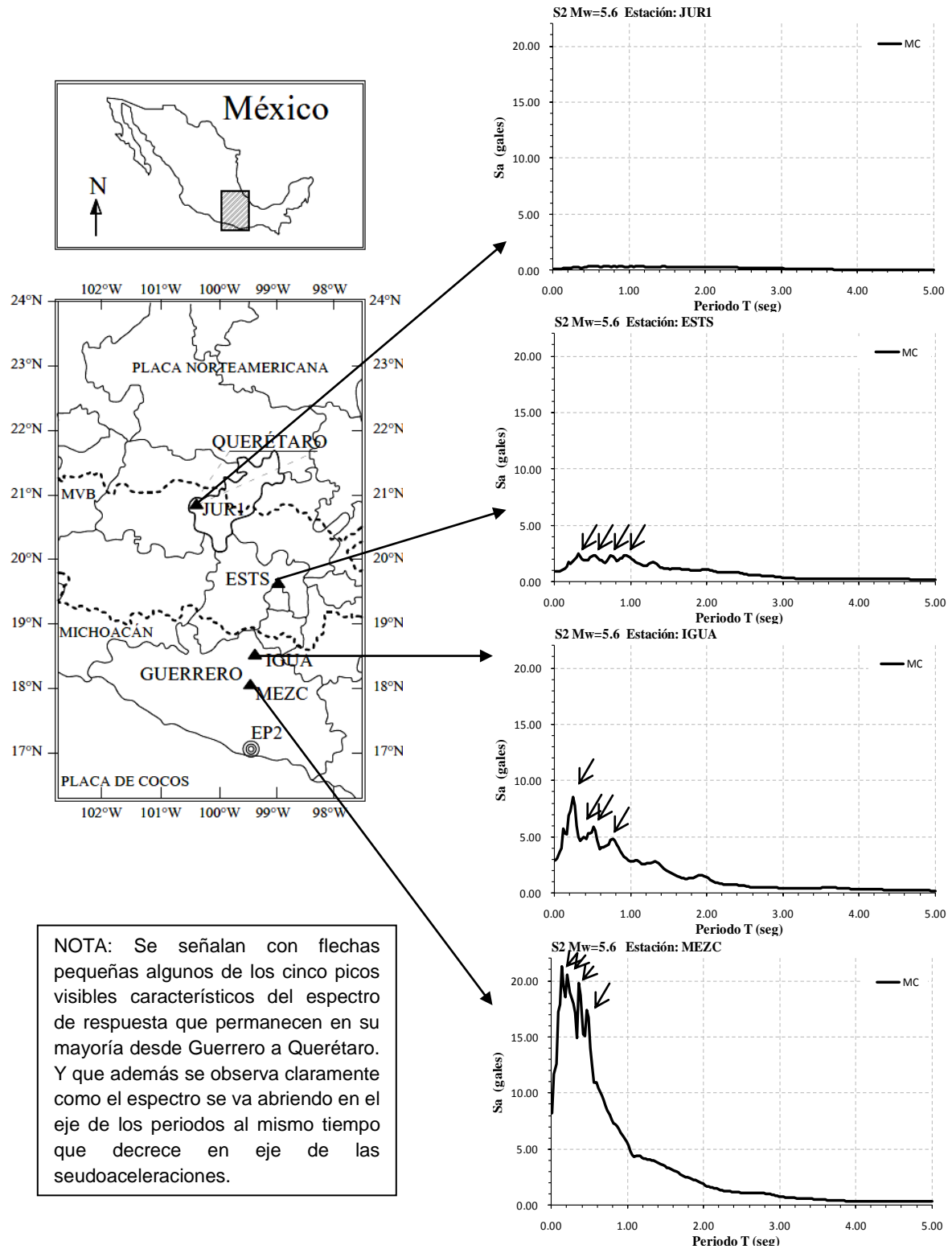


Figura 6.1 Forma del espectro de respuesta debido al evento S2 de $M_w=5.6$, en cada una de las estaciones indicadas desde Guerrero hasta Querétaro.

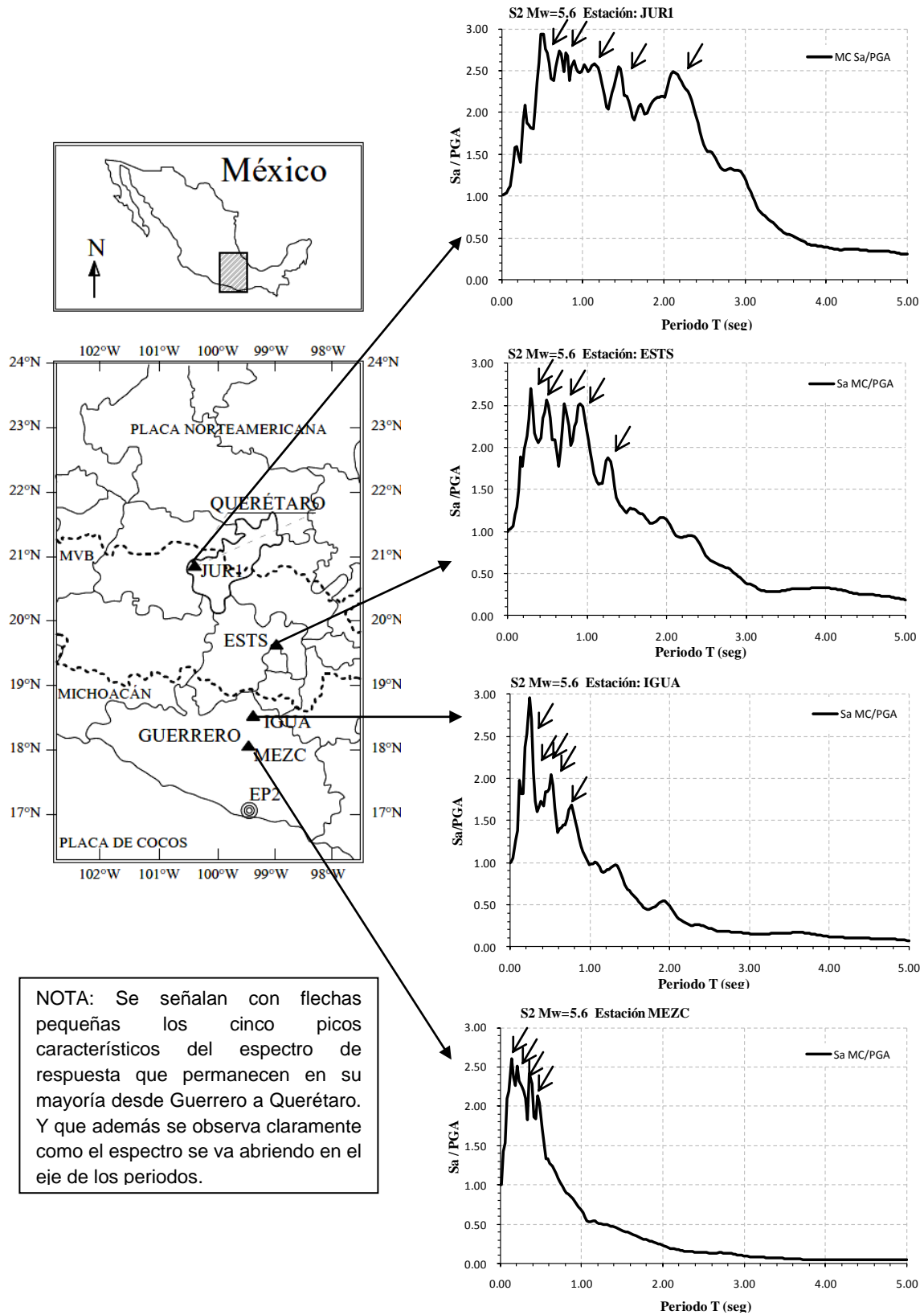
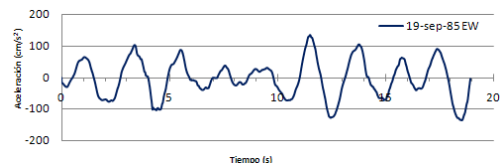


Figura 6.2 Forma del espectro de respuesta normalizado con la PGA debido al evento S2 de Mw=5.6, en cada una de las estaciones indicadas desde Guerrero hasta Querétaro.

VII



7. CONCLUSIONES

Es así, como por primera vez se conocieron valores reales observados de eventos sísmicos en Querétaro provenientes de la zona de subducción y algunos otros aspectos y logros, enumerados en la tabla 7.1 y 7.2, respectivamente. Aspectos que han sido posibles con el apoyo y asesoría, y desde luego, como primer punto el seguimiento de la línea de investigación, en cuanto al peligro sísmico de la zona Querétaro, que encabezan los cuerpos académicos de las instituciones de la FI-UAQ y UNAM, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Querétaro, al cual hemos tratado de aportar este pequeño trabajo, con apoyo económico del CONACYT por medio de la UAQ.

Tabla 7.1 Aspectos destacables del presente trabajo de investigación

1. *Conocer la forma de las trazas sísmicas observadas en Querétaro.*
2. *Conocer que la componente sísmica de mayor impacto la reporta la NS.*
3. *Conocer que el tiempo de llegada, es decir, el tiempo que tarda en llegar la señal proveniente del pacífico (Guerrero), es de $t=50-60$ seg.*
4. *Estimar la velocidad de las ondas P y S, resultando de $V_p=6.67$ km/s y $V_s=3.55$ km/s, respectivamente.*
5. *Conocer que la señal se atenúa, en diferente proporción en función de la magnitud del evento, obteniendo valores para Querétaro de: para un evento de $M_w=5.0$ la señal se atenuará 127 veces, y para un evento de $M_w=8.0$ la señal se atenuará 8 veces al llegar a Querétaro.*
6. *Estimar una $PGA=4.6$ y 10 gales para eventos de magnitud $M_w=7.6$ y 8.0, respectivamente, en base a la ley de atenuación propuesta en este trabajo.*
7. *El cálculo del espectro de respuesta y de diseño en función de lo observado.*

Tabla 7.2 Logros destacables del presente trabajo de investigación

1. *La re-calibración y obtención de los primeros registros sísmicos en Querétaro con la red UNAM y UAQ.*
 2. *Propuesta de algunas variantes en el desarrollo de la metodología en la obtención de ley de atenuación en función de análisis por trayectorias.*
 3. *La estimación de la ley de atenuación, en particular para la trayectoria Guerrero-Querétaro, basada en algunas variantes en el desarrollo de la metodología propuesta en base a la información disponible.*
 4. *Una estimación preliminar aproximada del espectro de diseño para Querétaro, en función de la ley de atenuación de este trabajo.*
-

De lo anterior se concluye que, el comportamiento de la señal sísmica atenuada que logra llegar a la ciudad de Querétaro proveniente de la zona de subducción de Guerrero tiene ciertas variantes no esperadas, que podríamos explicar de la siguiente forma:

El comportamiento de las curvas de atenuación, a partir de la magnitud $M_w=6.2$ las curvas invierten su posición, es decir la predicción de la ecuación propuesta en este trabajo predice valores superiores al modelo propuesto por García (2006), mientras que para magnitudes inferiores a $M_w=6.2$ la misma ecuación, predice valores mayores al estimado con las ecuaciones de este trabajo. Algo semejante pasa con las ecuaciones de Ordaz *et al.*, (1989), solo que para el valor referido de $M_w=6.6$.

Lo anterior implica que Querétaro parece estar vulnerable ante eventos de mayor magnitud con predicciones de $PGA > 5$ gales, para eventos de magnitud $M_w > 7.6$, valor que se halla subestimado con las ecuaciones en comparación. Aspecto que resultó interesante al calcular los espectros de respuesta y a su vez un estimado preliminar del espectro de diseño, basado en la metodología de escalamiento de forma espectral normalizada, donde el factor de escalamiento lo proporcionó el valor PGA estimado de la ley de atenuación propuesta en este trabajo, resultando valores inferiores en un 17% y 39% de los valores de las ordenadas espectrales: a_o y c respectivamente respecto al reportado por el

manual de la CFE-93, mientras que para la versión más reciente, CFE-08, estos valores obtenidos en comparación a los reportados, son inferiores aún en un 6.0% y 3.5%, respectivamente.

Otro aspecto relevante es que la comparación entre el modelo de este trabajo y los modelos previamente propuestos (Ordaz et al., 1989 y García, 2006), se realizaron con diferentes datos, además de la marcada diferencia de la cantidad de eventos (Ordaz et al., 1989: aprox., un centenar de registros, tipo interplaca, de la fuente Guerrero en campo lejano; y García, 2006: 418 registros de 40 eventos interplaca, con rango de magnitudes de $5.0 \leq M_w \leq 8.0$, tanto de campo lejano como cercano con distancia hipocentrales de $16 \text{ km} \leq R \leq 400 \text{ km}$ de las zonas de subducción entre los estados de Colima y Oaxaca), de distintas zonas de subducción, empleados en cada uno respecto al presentado en este trabajo y que sin lugar a duda convergen en ciertos puntos, principalmente con el estudio de García (2006). Comparación aceptada dado que el modelo obtenido en este trabajo, deducido del análisis de una única trayectoria, está incluida de entre las innumerables trayectorias con diferentes direcciones de análisis en la zona de subducción del Pacífico, implícitamente halladas en tales modelos previos, además de considerar en este trabajo, un punto adicional hacia el norte (estación JUR1, sobre roca en Querétaro) dentro de las márgenes del MVB.

Con el modelo para la ecuación de atenuación presentada en este trabajo se minimizó la variación estándar σ_R , de los residuos, en comparación a los que presenta en su modelo García (2006), de 0.33 a 0.21 lo que implica en factores pasar de 2.13 a 1.62, respecto a los valores observados, ventaja que se piensa es por analizar una trayectoria en particular en cada evento, con ello podemos afirmar tener un grado de aceptación muy buena en nuestras predicciones, al menos eso resultó para el rango de magnitudes analizadas en este trabajo ($4.3 \leq M_w \leq 6.6$). Y en cuanto al modelo de Ordaz *et al.*, (1989), reporta una desviación estándar σ_R de 0.25, lo cual quiere decir, tener factores de sobreestimación de 1.78 respecto a los observados.

Respecto a la primer aproximación del espectro de respuesta escalado para un evento de magnitud $M_w=8.0$, en función del factor $PGA=10$ gales estimado con el modelo de la ley de atenuación obtenida en este trabajo,

podemos concluir con la caracterización del mismo, constituido por 5 picos que predicen una aceleración pico del orden de 26.45 gales para Querétaro, que afectaría a estructuras con un periodo de vibrar de entre $T=0.35$ y 1.5seg. , según ubicación de estos 5 picos, con ello se comienza a tener idea del orden del PGA y de la forma espectral promedio en Querétaro basada con mediciones reales observadas. Lo anterior se calculó en base a la metodología de escalamiento de formas espectrales estando conscientes de los errores que se tienen al plantear como hipótesis que la forma del espectro no cambia con la distancia y la magnitud. Situación que sugirió analizar la forma espectral en todas las estaciones de la trayectoria Gro.- Qro., concluyendo que al menos para los eventos en cuestión (S1 al S6), permanece en su mayoría la parte más importante de la forma espectral delimitada por los cinco picos característicos. Como ejemplo de ello se mostró en la figura 6.1 y 6.2 el análisis de la forma espectral para el evento S2 de $M_w=5.6$ en la trayectoria de estudio.

Como punto final de esta investigación, se puede decir que el éxito de éste y cualquier otro trabajo, es el resultado de la interacción de diversos perfiles de formación académica, además de compartir información entre instituciones con objetivos éticamente razonados en pro de la ciencia, al tratar de proponer soluciones ingenieriles que nos exige nuestro país y que marcan la diferencia en el desarrollo científico y tecnológico entre naciones.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrahamson, N A y Youngs, R R, (1992), "A Stable Algorithm for Regression Analyses Using the Random Effects Model", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1), 505-510.
- Abrahamson, N.A. y Silva W.J. (1997). "Empirical response spectral attenuation relations for shallow Crustal Earthquakes", *Seismological Research Letters* 68(1), 94-127.
- Aki, K and P G Richards (1980), "Quantitative Seismology, Theory and Methods" (2 volúmenes). W.H. Freeman, San Francisco. 932 pp.
- Alfaro, A J (2006), "Anotaciones con respecto a la definición de un espectro sísmico en roca para Bogotá-Colombia", *Revista Épsilon*, No.6 Enero-Junio, pp. 63-74.
- Anderson, D L and C B Archambeau (1964), "The anelasticity of the Earth". *J. Geophys. Res.* 69, 2071-2084.
- Anderson, J G, P Bodin, J N Brune, J Prince, S K Singh, R Quaas, y M Oñate (1986), "Strong Ground Motion from the Michoacan, Mexico, Earthquake", *Science* 233(4768), 1043.1049.
- Anderson, J G y Lei Y (1994), "Nonparametric Description of Peak Acceleration as a Function of Magnitude, Distance and Site in Guerrero, Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America* 84(4), 1003-1017.
- Anderson, J G (1997), "Nonparametric Description of Peak Acceleration Above a Subduction Thrust", *Seism. Res. Lett.* 68(1), 86-93.
- Atkinson, G M y D Boore (2003), "Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and their Application to Cascadia and Other Regions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Volumen 93, No. 4, pp. 1703-1729.
- Anzidei, M., E. Boschi, V. Cannelli, R. Devoti, A. Esposito, A. Galvani, D. Melini, G. Pietrantonio, F. Riguzzi, V. Sepe, and E. Serpelloni (2009) "Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data", *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17307, doi:10.1029/2009GL039145.
- Benioff, H (1934), "The physical evaluation on seismic destructiveness", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 24, No. 2, pp. 398-403.
- Biot, M A (1941), "A mechanical analyzer for the prediction of earthquake stresses", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 31, No. 2, pp. 151-171.
- Boncio, P , G Lavecchia y B Pace (2004), "Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy)" Geodynamics and Seismogenesis Laboratory, Dipartimento di Scienze della Terra, Università "G. d'Annunzio" –Campus Universitario, 66013 Chieti, Italia, *Journal of Seismology* 8: 407–425.
- Boore, D M, Joyner W B y Fumal, T E (1997), "Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquake: A Summary of Recent Work", *Seism. Res. Lett.* 68(1), 128-153.
- Brillinger, D R y Preisler, H K (1984), "An Exploratory Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data", *Bulletin of the Seismological Society of America* 74(4), 1441-1450.
- Brillinger, D R y Preisler, H K (1985), "Further Analysis of the Joyner-Boore Attenuation Data", *Bulletin of the Seismological Society of America* 75(2), 611-614.
- Bufaliza, M (1984), "Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos", *Tesis de Maestría*, Facultad de Ingeniería UNAM.
- Bustillos, J M (2005), "Microzonificación Sísmica del Valle de Querétaro", *Tesis Maestría* FI UAQ.

- Campillo, M, J C Gariel, K Aki, y F J Sánchez-Sesma (1989), "Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects During Great 1985 Michoacan Earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(6), 1718-1735.
- Caneva, A, Salcedo E, Van Hissenhoven R y Alfaro A, (2003), "Análisis de la Amenaza Sísmica y de la Magnitud Representativa para Bogotá", *Ingeniería y Universidad* 72, 133-150.
- Caneva, A, Salcedo E, Van Hissenhoven R y Alfaro A, (2004), "Estudio de Sismicidad regional para el análisis de la amenaza sísmica de Bogotá" *Ingeniería y Universidad* 85, 9-25.
- Cárdenas, M., J Lermo y F Núñez-Cornú (1994), "Atenuación de la Energía Sísmica en el Graben de Colima", *GEOS* 14(5), 112.
- Cárdenas, M. y F J Chávez-García (2003), "Regional Path Effects on Seismic Wave Propagation in Central Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), 973-985. doi:10.1785/0120020083.
- Castro, R R, J G Anderson, y S K Singh (1990), "Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves Along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(6), 1481-1503.
- Castro, R R, L Munguía L, C J Rebollar y J G Acosta (1994), "A Comparative Analysis of the Quality Factor Q for the Regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico", *Geof. Int.* 33(3), 373-383.
- CFE-93, (1993), "Manual de Diseño de Obras Civiles, versión 1993, Capítulo 3, Diseño por Sismo" Comisión Federal de Electricidad CFE, México.
- CFE-08, (2008), "Manual de Diseño de Obras Civiles, versión 2008, Capítulo 3, Diseño por Sismo" Comisión Federal de Electricidad CFE, México.
- Chang, T Y, Cotton F y Angellier J (2001), "Seismic Attenuation and Peak Ground Acceleration in Taiwan", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), 1229-1246. Doi:10.1785/0120000729.
- Chopra, Anil K. (1995), "Dynamics of Structures, Theory and Applications to Earthquake Engineering" Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics, Englewood Cliffs, New Jersey, 794 Pages.
- Crisafulli, F y E Villafañe (2002), "Espectros de Respuesta y de Diseño: Guía de estudio", Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ingeniería, Argentina, Provincia Mendoza.
- Cruz, J H, G F Chávez, T Furumura (2009), "Differences in Attenuation of Ground Motion Perpendicular to the Mexican Subduction Zone between Colima and Guerrero: An Explanation Based on Numerical Modeling", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 1, pp. 400-406.
- Domínguez, T, C J Rebollar, y R R Castro (1997), "Regional Variations of Seismic Attenuation of Lg Waves in Southern Mexico", *J. Geophys. Res.* 102(B12), 27501-27509. doi:10.1029/97JB02332.
- Esteva, L y R Villaverde (1973), "Seismic risk, design spectra and structural reliability", *Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng.*, Roma Italy, pp. 2586-2597.
- Esteva, L, Diaz O, Terán A y García J (1988), "Costos probables de daños causados por temblores en construcciones", *informe del proyecto 8750*, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Figuroa, A, A Clemente, R Zúñiga (2010), "Deconvolución de Sismogramas digitales y determinación del ruido sísmico para el sismógrafo Trillium 120 instalado en el campus Juriquilla de la UNAM", *Bol-e* (Órgano de Comunicación electrónica del Centro de Geociencias de la UNAM), Vol. 6, No. 1.
- Furumura, T y S K Singh (2002), "Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes; the Attenuation Functions for Inter-plate and Inslab Events", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2110-2125. doi:10.1785/0120010278.
- García, J D (2001), "Atenuación Sísmica. Aplicación a Terremotos Intraplaca en México Central" *Trabajo de Investigación para obtener el grado de Doctorado*, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.

- García, J D, S K Singh, M Herráiz, M Ordaz y J F Pacheco (2005), "Inslab Earthquakes of Central Mexico: Peak Ground-Motion Parameters and Response Spectra", *Bulletin Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2272-2282.
- García, J D (2006), "Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México central", *Memoria para el grado de Doctorado*, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L. (2005), "Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVIII, número 3: 227-285. Base de Datos Geoquímicos.
- Gutiérrez, C y S K Singh (1988), "Evidencias de Amplificación de Fases Sísmicas Hacia Dentro del Continente Respecto a Trayectorias a lo Largo de la Costa del Pacífico, en México", *GEOS* núm. ext. 155.
- Housner, G W (1959), "Behavior of structures during earthquakes", *Memorias, ASCE*, Vol. 9, No.85, No.4, pp. 109-129.
- Iida, M y H Kawase (2004), "A comprehensive interpretation of strong motions in the Mexican Volcanic Belt", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94:598-618.
- Jara, J M y Rosenblueth, E (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985: Probability Distribution of Times Between Characteristic Subduction Earthquakes. *Earthquake Spectra*, Part A, Vol. 4. No. 3, pp 499-529.
- Johnston, D H and M N Toksöz (1981). "Seismic wave attenuation", Society of Exploration Geophysics. Geophysics Research Series. Edited by M.N. Toksöz and D.H. Johnston.
- Joyner, W y D Boore (1981), "Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 imperial valley, california, earthquake", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Volumen 71, No. 6, pp. 2011-2038.
- Lermo, J y Chavez-García F J (1993), "Site effect evaluation using spectral ratios with only one station", *Bulletin of the Seismological Society of America*, v.83, p. 1574-1594.
- Luigi Petti e Ivana Marino (2009). "Preliminary Comparison Between Response Spectra Evaluated At Close Source For L'aquila Earthquake And Elastic Demand Spectra According To The New Seismic Italian Code", Department of Civil Engineering, University of Salerno, Italy.
- Kanamori, H (1977), "The energy release in great earthquakes", *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2988.
- Kawase, H y K Aki (1989), "A Study on the Response of a Soft Basin for Incident S, P, and Rayleigh Waves with Spectral Reference to the Long Duration Observed in Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5), 1361.1382.
- Knopoff, L. (1964). "Q". *Rev. Geophys. Space Phys.* 2, 625-660.
- Mac Guire, R (1974), "Seismic Structural Response Risk Analysis, Incorporating Peak Response Regressions on Earthquake Magnitude and Distance", MIT, Department of Civil Engineering, *Research Report R*. pp. 74-51.
- Mahdyar, M, Singh S K y Meyer R P (1986), "Moment Magnitude Scale for Local Earthquakes in the Petatlan Region, Mexico, Based on Recorder Peak Horizontal Velocity" *Bulletin of the Seismological Society of America* 76(5), 1225-1239.
- Meli, P R (2001), "Diseño Estructural" Limusa, 2da. Ed. Pag 445, México.
- Nava, F A, R García-Arthur, R R Castro, C Suárez, B Márquez, F Núñez-Cornú, G Saavedra y R Toscano (1999), "S Wave Attenuation in the Coastal Region of Jalisco-Colima, Mexico", *Phys. Earth Pl. Int.* 115(3-4), 247-257. doi:10.1016/S0031-9201(99)00114-4.
- Nigam, Navin C. and Paul C. Jennings, (1968), "Digital Calculation of Response Spectra Strong Motion Earthquake Records", Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena California.

- Nishenko, S P y S K Singh (1987a), "The Acapulco-Ometepec, Mexico earthquakes of 1907-1982: Evidence for a variable recurrence history", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 1359-1367.
- Nishenko, S P y S K Singh (1987b), "Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 2095-2114.
- Ordaz, M, J M Jara, and S K Singh (1989), "Riesgo sísmico y espectros de diseño en el Estado de Guerrero", in *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica, Acapulco, México*, D40-D56.
- Ordaz, M, and S K Singh (1992), "Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Volumen 82, pp. 24-43.
- Ordaz, M, Singh S K y Arciniega A (1994), "Bayesian Attenuation Regressions: An Application to Mexico City", *Geophys J. Int* 117(2) 335-344"
- Ottmøller, L, N M Shapiro, S K Singh y J F Pacheco (2002), "Lateral Variation of Lg Wave Propagation in Southern Mexico", *J. Geophys. Res.* 107(B1), 2008, doi:10.1029/2001JB000206.
- Pampanin, S (2006), "Controversial Aspect in Seismic Assessment and Retrofit of structures in modern Times: Understanding and Implementing Lessons from Ancient Heritage", *NZSEE Bulletin*, Vol. 39 No.2, pp 120-133.
- Pasquale, V, Verdoya M, Chiozzi P and Ranalli G, (1997), "Rheology and seismotectonic regime in the northern central Mediterranean", *Tectonophysics* 270, 239-257.
- RCDF, (2004), "Reglamento de Construcción del Distrito Federal: Normas Técnicas Complementarias para Diseño por Sismo", *Gaceta Oficial del Distrito Federal*, Décima cuarta época, Tomo II, No. 103-BIS.
- RCMQ, (1991), "Reglamento de Construcción para el Municipio de Querétaro: Capítulo VI Diseño por Sismo", *Diario Oficial de Gobierno del Estado La sombra de Arteaga* No.22, Tomo CXXIV.
- Rebollar, C J, L Munguía, A Reyes, A Uribe y O Jiménez (1991), "Estimates of Shallow Attenuation and Apparent Stresses from Aftershocks of the Oaxaca Earthquake of 1978", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(1), 99-108.
- Reyes, C, E Miranda, M Ordaz, y R Meli (2002), "Estimación de espectros de aceleraciones correspondientes a diferentes periodos de retorno para las distintas zonas sísmicas de la ciudad de México", *Revista de Ingeniería Sísmica*, No. 66 pp. 95-121.
- Rodríguez, M, J Havskov y S K Singh (1983), "Q for Coda Waves Near Petatlan, Guerrero, Mexico", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(1), 321-326.
- Sánchez-Sesma, F J, S Chávez-Pérez, M Suárez, M A Bravo y L E Pérez-Rocha (1988), "The Mexico Earthquake of September 19, 1985; on the Seismic Response of the Valley of Mexico", *Earthquake Spectra* 4(3), 569-589. doi:10.1193/1.1585491.
- Shapiro, N M, M Campillo, A Paul, S K Singh, D Jongmans y F J Sánchez-Sesma (1997), "Surface-Wave Propagation Across the Mexican Volcanic Belt and the Origin of the Long-Period Seismic-Wave Amplification in the Valley of Mexico", *Geophys. J. Int.* 128(1), 151-166.
- Singh, S K, L Astiz y J Havskov (1981), "Seismic gaps and recurrence period of large earthquake along the Mexican subduction zone: a reexamination", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 827-843.
- Singh, S K, J M Espindola, J Yamamoto y J Havskov (1982), "Seismic potential of Acapulco-San Marcos region along the Mexican Subduction zone", *Geophys. Res. Lett.* 9, 633-636.
- Singh, S K, E Mena, R Castro y C Carmona (1987), "Empirical Prediction of Ground Motion in Mexico City from Coastal Earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(5), 1862-1867.

- Singh, S K, E Mena y R Castro (1988a), "Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and Near Mexico City from Strong Motion Data", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2), 451-477.
- Singh, S K, M Ordaz, J G Anderson, M Rodríguez, R Quaas, E Mena, M Ottaviani, y D Almora (1989), "Analysis of Near-Source Strong-Motion Recordings Along the Mexican Subduction Zone", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(6), 1697-1717.
- Singh, S K., Ordaz, M., Pacheco, J.F. Quaas, R., Alcántara, L., Alcocer, S., Gutierrez, C., Meli, R., y Ovando, E. (1999), "A Preliminary Report on the Tehuacán, México Earthquake of June 15. 1999 (Mw=7.0)", *Seism. Res. Lett.* 70(5), 489-504.
- Singh, S K, J F Pacheco, M Ordaz y V Kostoglodov (2000), "Source Time Function and Duration of Mexican Earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(2), 468-482. doi:10.1785/0119990081.
- Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica (SMIS), (1997), "Base de Datos de Sismos Fuertes en disco CD, editado por SMIS".
- Spudich, P., J.B. Fletcher, M. Hellweg, J. Boatwright, C. Sullivan, W.B. Joyner, T.C. Hanks, D.M. Boore, A. McGarr, L.M. Baker and A.G. Lindh (1997) "SEA96 – A new predictive relation for earthquake ground motions in extensional tectonic regimes", *Seism. Res. Lett.* 68, no. 1, 190-198.
- Spudich, P, Joyner W B, Lindh A G, Boore D M, Margaris B M y Fletcher J B (1999), "SEA99-A Revised Ground Motion Prediction for Use in Extensional Tectonic Regimes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1156-1170.
- Udías, V A y J Mezcuca (1997), "Fundamentos de Geofísica", Alianza editorial S. A., Madrid 1997.
- Valdés, C, D Novelo y R P Meyer (1987), "Contrast in Coda Q Parallel and Perpendicular to the Mexican Pacific Coast", *EOS* 68(44), 1362.
- Walters, R J, Elliott J R, Agostino N D, England P C, Hunstad I, Jackson J A, Parsons B, Phillips R J and Roberts G, (2009), "The 2009 L'Aquila Earthquake (Central Italy): a Source mechanism and implications for seismic hazard" *Geophysical Research Letters*, XXXX, DOI:10.1029/.
- Youngs, R R, Chiou, S J, Silva W J y Humphrey J R (1997), "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(1), 58-73.

Páginas web:

Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED. Consulta de información, 2010.
<http://www.cenapred.unam.mx/es/QuienesSomos/Instalaciones/labInstrumentacion.html>
<http://www.cenapred.unam.mx/es/Instrumentacion/InstSismica/>

Servicio Sismológico Nacional SSN. Consulta de Datos, 2010.
<http://www.ssn.unam.mx>
<http://laxdoru.igeofcu.unam.mx>
http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/red_sismologica.jsp#Red de Banda
<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Cuaderno1/ch5.html>
<http://www.ssn.unam.mx/website/jsp/Virginia/h-presentacion.htm>