

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**EFFECTO DE LA GEOLOGÍA LOCAL EN LA
RESPUESTA SÍSMICA DE SUELOS, EN EL VALLE DE
OJOS NEGROS, BAJA CALIFORNIA**

TESIS

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

PRESENTA:

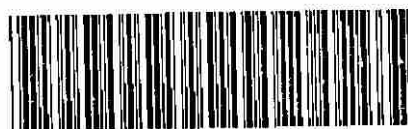
JORGE EDUARDO JASSO MARTÍNEZ

LINARES, N. L.

NOVIEMBRE DEL 2003

TM
Z5818
.E3
FCT
2003
.J3

MICHAEL EDUARDO JASSO MARETÍMEZ 2003



1020149232



UANL

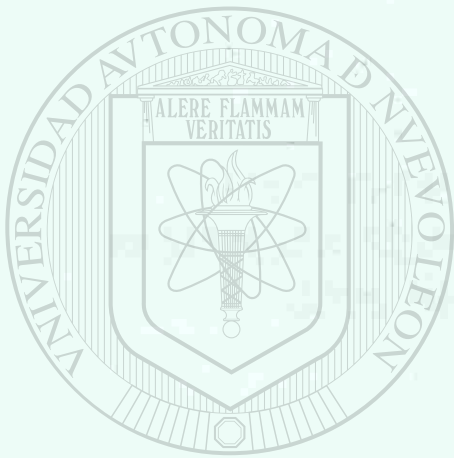
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

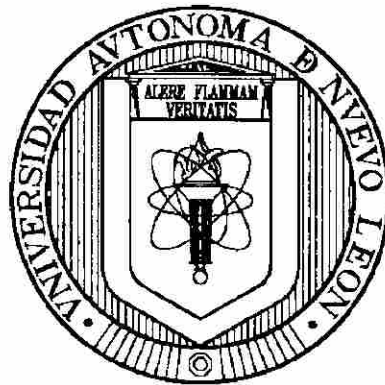
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



NOVIEMBRE DEL 2003

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



EFECTO DE LA GEOLOGÍA LOCAL EN LA
RESPUESTA SÍSMICA DE SUELOS, EN EL VALLE DE
OJOS NEGROS, BAJA CALIFORNIA

TESIS

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE [®]
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:

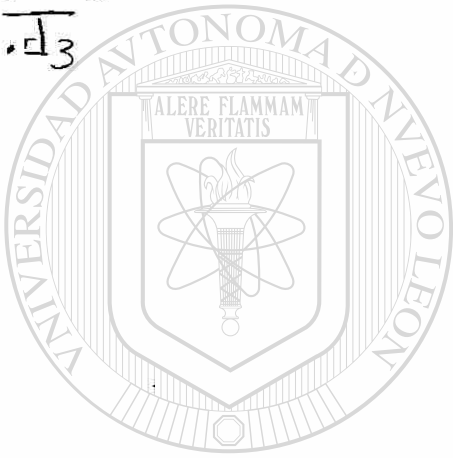
JORGE EDUARDO JASSO MARTÍNEZ

LINARES, N. L.

NOVIEMBRE DEL 2003

977583

TH
Z5818
.E3
FCT
2003
d3



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



FONDO
TESIS



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO
TELS. Y FAX (821) 214 20 10, 214 20 20 Y 214 20 30



**EFFECTO DE LA GEOLOGÍA LOCAL EN LA RESPUESTA
SÍSMICA DE SUELOS, EN EL VALLE DE OJOS NEGROS,
BAJA CALIFORNIA**

**TESIS QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER
EL GRADO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:

JORGE EDUARDO JASSO MARTÍNEZ

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Vo. Bo.

Asesor de tesis

M.C. José Guadalupe Acosta Chang

Asesor interno

Dr. Sóstenes Méndez Delgado

Linares, N.L.

Noviembre del 2003



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO
TELS. Y FAX (821) 214 20 10, 214 20 20 Y 214 20 30



**EFECTO DE LA GEOLOGÍA LOCAL EN LA RESPUESTA
SÍSMICA DE SUELOS, EN EL VALLE DE OJOS NEGROS,
BAJA CALIFORNIA**

**TESIS QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER
EL GRADO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:

JORGE EDUARDO JASSO MARTÍNEZ



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Vo. Bo.

COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



M.C. José Guadalupe Acosta Chang

Dr. Sóstenes Méndez Delgado

M.C. Daniel Garza Rocha

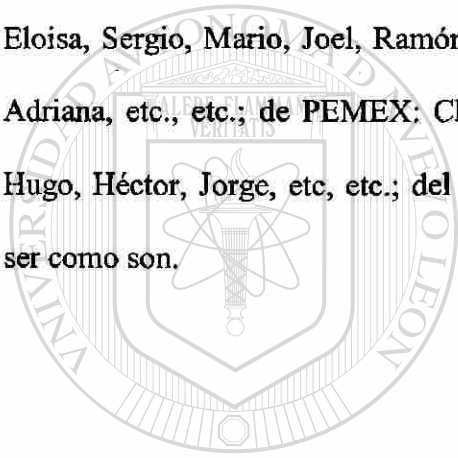
M.C. Gabriel Chávez Cabello

M.C. Tomás Cossio Torres

DEDICATORIA

A mis padres Víctor Manuel (+) y Aurora María, hermanos, sobrinos, etc.

Para esa gran infinidad de extraordinarios amigos (as) de escuela, trabajo y parranda; que con su amistad han hecho que cada día seamos mejores y logremos el triunfo en la vida. Muy especialmente a mis cuates del CICESE: J. G. Acosta Chang, Susy, Gustavo, Oscar R., Eloisa, Sergio, Mario, Joel, Ramón; de la FCT: Sóstenes, David, Enrique, César C., Oneida, Adriana, etc., etc.; de PEMEX: Chío, Cecy, Mony, Nilda, Alfredo, Juan A., Aurelio, Nery, Hugo, Héctor, Jorge, etc, etc.; del IMP: Diana, Martha, Ricky, Alberto, etc, etc. Gracias por ser como son.



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por su apoyo económico.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra, U.A.N.L. y al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, C.I.C.E.S.E.; por su apoyo formacional. Pero sobre todo al elemento humano que constituyen a estos organismos de educación, como lo son: el M.C. José G. Acosta Chang (Asesor) y Dr. Sóstenes Méndez Delgado (Co-asesor) por su completa disponibilidad, conocimientos y paciencia para la culminación del presente trabajo. Así como al resto de los miembros del comité de tesis, M.C. Daniel Garza Rocha, M.C. Tomás Cossio Torres y M.C. Gabriel Chávez Cabello.

Mención aparte merecen la Candidata a M.C. Susana Álvarez Tinajero, que con su valiosísima ayuda se logró culminar esta tesis; así como también al Lic. Gustavo Arellano por su gran apoyo en sistemas; además del M.C. Sergio Vázquez por sus conocimientos geológicos y apoyo de campo.

Al Ing. Hermilo, Rocío, Cecy, Ángel y David A. por su cooperación y observaciones,
mil gracias.

A Juany Montes por todo su apoyo en los trámites de documentación en la F.C.T.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

ÍNDICE

	<i>Página</i>
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABLAS	v
RESUMEN	vi
ABSTRACT	vii
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	1
I.1 Antecedentes	1
I.2 Objetivos	5
I.3 Área de estudio	5
I.4 Resumen	10
CAPÍTULO II GEOLOGÍA Y TECTÓNICA	11
II.1 Introducción	11
II.2 Marco regional	11
II.3 Marco local	15
II.4 Sismicidad	17
II.5 Resumen	24
CAPÍTULO III METODOLOGÍA	25
III.1 Introducción	25
III.2 Métodos geológicos	25
III.3 Sismología de terremotos	26
III.4 Perfiles sísmicos de refracción	34
III.5 Instrumentación	37
III.6 Ecuaciones predictivas	38
III.7 Resumen	41
CAPÍTULO IV PROCESAMIENTO DE DATOS	42
IV.1 Introducción	42
IV.2 Creación y depuramiento de la base de datos	42
IV.3 Cálculo de las velocidades de propagación de ondas de corte	45
IV.4 Cálculo de cocientes espectrales suelo/roca	55
IV.5 Creación de los mapas predictivos del movimiento del suelo	59

	<i>Página</i>
IV.6 Resumen	79
CAPÍTULO V ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	83
V.1 Introducción	83
V.2 Resultados de los cocientes espectrales suelo/roca	83
V.3 Resultados de las ecuaciones predictivas	91
V.4 Resumen	92
CAPÍTULO VI CONCLUSIONES	94
REFERENCIAS	99
ANEXO	104



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



LISTA DE FIGURAS

Figura	Descripción	Página
1	Marco sismotectónico que rodea a la región de estudio, mostrada como un cuadro sombreado. También se muestran los principales sistemas de fallas asociados a la interacción de las placas Pacífico y Norteamérica.	2
2	Localización de la zona de estudio, con los principales sistemas de fallas que existen en ella.	6
3	Epicentros de terremotos de magnitud mayor que 2.0, registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM – CICESE) en el norte de Baja California, durante el periodo de 1973 a julio de 2003.	8
4	Los símbolos de estrellas indican las localizaciones epicentrales de los terremotos de 1956 (M= 6.3 a 6.8) sobre la falla San Miguel.	9
5	Las tres principales provincias geológicas de la Baja California: Plataforma Continental, Cordillera Peninsular y Cuencas y Cordilleras, según RICHARDS, 2001.	13
6	Perfil geológico-estructural general de la Península de Baja California, modificada de BORRÓN, 1997.	14
7	Geología de la zona de estudio. Obtenida a partir de cartas geológicas de INEGI y corroborada con reconocimientos geológicos de campo sobre los puntos de registro.	16
8	Ubicación de las estaciones sísmológicas de la red OJOS NEGROS 1997; los asteriscos indican las estaciones empleadas en el análisis del efecto de sitio en este trabajo.	18
<hr/>		
9	Diagrama que ilustra el concepto de “sitio de referencia”.	31
10	Patrón de radiación de las ondas S_H generado por una fuerza horizontal aplicada perpendicularmente a la dirección del tendido en superficie.	35
11	Modelo para un estrato refractor plano inclinado, con su gráfica de tiempo de viaje observado, para direcciones echado arriba y echado abajo.	36
12.a	Sección sísmica de refracción en el sitio RVIE, con las domocrónicas interpretadas.	48
12.b	Sección sísmica de refracción en el sitio LHER, con las domocrónicas interpretadas.	49
12.c	Sección sísmica de refracción en el sitio ELCA, con las domocrónicas interpretadas.	50
12.d	Sección sísmica de refracción en el sitio LOSC, con las domocrónicas interpretadas.	51
12.e	Sección sísmica de refracción en el sitio DUKE, con las domocrónicas interpretadas.	52

12.f	Sección sísmica de refracción en el sitio EWAG, con las domocrónicas interpretadas.	53
12.g	Sección sísmica de refracción en el sitio SIE1, con las domocrónicas interpretadas.	54
13	Cocientes espectrales entre las componentes N-S en el sitio SIE1 y la estación de referencia LOSC. Aquí se incluyen todos los terremotos registrados simultáneamente en ambos lugares. Nótese algunas curvas de comportamiento anómalo (amplitudes disparadas).	57
14	Ejemplos de sismogramas inservibles para propósitos del cálculo de los cocientes espectrales. Nótese la relación señal/ruido muy pobre. Este sismograma originó una de las curvas anómalas de la figura anterior.	58
15	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación SIE1 y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	60
16	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio SIE1, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	61
17	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación PAPO y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	62
18	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio PAPO, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	63
19	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación ACJI y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	64
20	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio ACJI, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	65
21	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación AGDC y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	66
22	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio AGDC, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la	67

	media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	
23	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación KM62 y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	68
24	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio KM62, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	69
25	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación SDEC y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	70
26	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio SDEC, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	71
27	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación DUKE y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	72
28	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio DUKE, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	73
29	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación LHER y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).	74
30	Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio LHER, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.	75
31	Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación LPER y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para el único terremoto seleccionado. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ij} .	76
32	Con trazo remarcado se muestra el segmento de la falla San Miguel cuyo rompimiento se postula en este trabajo, con longitud de 20 km y magnitud 6.8.	78
33	Distribución de los valores de la máxima aceleración horizontal del movimiento del suelo, predichos para el rompimiento propuesto de un segmento de 20 km	80

	de la falla San Miguel, magnitud 6.8.	
34	Distribución de los valores de la máxima velocidad horizontal del movimiento del suelo, predichos para el rompimiento propuesto de un segmento de 20 km de la falla San Miguel, magnitud 6.8.	81
35	Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_{ij} , en las estaciones LHER y LPER, con dos estaciones de referencia (LOSC y EWAG).	85
36	Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_{ij} , en las estaciones ACJI y DUKE, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).	86
37	Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_{ij} , en las estaciones SIE1 y PAPO, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).	87
38	Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_{ij} , en las estaciones AGDC y KM62, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).	88
39	Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_{ij} , en la estación SDEC, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).	89
40	Distribución de los valores máximos de amplificación relativa en el área de estudio.	96
41	Distribución de los valores de la velocidad de propagación de las ondas de corte en los primeros 30 m del subsuelo del área de estudio.	98

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS



LISTA DE TABLAS

Tabla	Descripción	Página
I	Ubicación geográfica y tipo de suelo de la totalidad de estaciones sismológicas de la red OJOS NEGROS 1997. Donde <i>identificación</i> es la etiqueta que aparece en las figuras 7 y 8; <i>Sismógrafo</i> es la marca del instrumento de registro; LAT y LON son la latitud y longitud geográfica, respectivamente.	21
II	Parámetros instrumentales con que operaron los sensores de las estaciones utilizadas en el presente estudio. Los sismógrafos Reftek poseen una constante del motor (g) igual a $g=838860.8$ cuentas/voltio, mientras que los terra-technolog de $g=819.2$ cuentas/voltio.	39
III	Período de tiempo de grabación que tuvo cada estación sismológica utilizada para el presente estudio.	44
IV	Valores de velocidad v_1 y v_2 calculados para cada estación en donde se realizaron perfiles de refracción sísmica.	47
V	En cada celda de intercepción, entre los sitios (i) y las estaciones de referencia (j), se indican la cantidad de terremotos registrados simultáneamente en ambos lugares.	55
VI	En cada celda de intercepción, entre los sitios (i) y las estaciones de referencia (j), se indican la cantidad de terremotos registrados simultáneamente, después de aplicar un procedimiento de depuramiento de sismogramas ruidosos.	59
VII	Valores de banda de frecuencia (BF), máxima amplitud (MA), frecuencia de los pico máximo (FPM) y amplitud de los picos maximos (APM) presentes en los cocientes espectrales.	91

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

RESUMEN

Las ciudades del norte de Baja California se encuentran sujetas a un alto riesgo sísmico debido a su ubicación dentro de la región de convergencia de dos placas tectónicas (la placa Norteamericana y la Pacífico), que tienen un elevado movimiento relativo (~5 cm/año), lo cual produce grandes concentraciones de esfuerzos en sus principales sistemas de fallas. Por ello, es necesario investigar sobre la caracterización de la respuesta sísmica de los suelos donde se localizan los principales núcleos de población del estado. Una de las más importantes caracterizaciones lo es la distribución de los factores de amplificación del movimiento del suelo inducido por terremotos.

En este trabajo se utilizan métodos basados en el análisis espectral de Fourier para calcular las amplificaciones relativas del movimiento sísmico del suelo. Se usa una base de datos compuesta por varios cientos de terremotos grabados digitalmente en el valle Ojos Negros, Baja California, durante 1997. Las amplificaciones máximas, con un factor de 11.3, resultaron asociadas a los suelos sueltos y suaves; y las mínimas (1.6) a los suelos constituidos por roca intemperizada. La distribución de los valores de amplificación relativa muestran una correlación muy notable con la distribución de las velocidades de propagación de ondas de corte en los primeros 30 metros del subsuelo, medidas con perfiles sísmicos de refracción.

También se caracterizó la respuesta sísmica mediante la creación de mapas de contornos mostrando la distribución de las aceleraciones y velocidades horizontales del movimiento del suelo. Estas fueron calculadas mediante ecuaciones empíricas predictivas aplicadas sobre el modelo del posible rompimiento de un segmento de 20 km de la falla San Miguel. Para incluir el efecto de sitio en dicho modelo, se utilizaron las velocidades de propagación de ondas de corte. Los resultados muestran una muy estrecha relación entre la distribución de los valores predichos con la geología superficial. Se obtuvieron aceleraciones de hasta 550 cm/s^2 y velocidades de hasta 150 cm/s en los suelos aluviales del valle Ojos Negros.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

ABSTRACT

The cities of the north of Baja California have a high seismic risk because of their location into a convergency region from two tectonic plates (North-American and Pacific plates), that have a high relative movement (~ 5 cm/year), producing high concentrations of efforts in their main fault systems. Therefore, is necessary to investigate the seismic response characterization of soils located in the main centres of population in the state. The distribution of amplification factors from movement of soil, induced by earthquakes, is one of the most important characterization from seismic response.

Methods based in spectral analysis of Fourier are used in this job for to calculate the relative amplifications of seismic movement of soil. Using a database that contain hundreds of earthquakes saved digitally in the Ojos Negros valley, Baja California, during 1997. The maximum amplifications, with a factor of 11.3, were associated to the loose soils and softs; and the minimum amplifications (1.6) to the soils constituted by weathering rocks. The values distribution of relative amplification have a high correlation with the distribution of the velocities of propagation of shear waves in the first 30 meters from subsoil, calculated by seismic profiles of refraction.

The seismic response was also characterized by means of the creation of maps with the distribution of maximum accelerations and horizontal velocities of movement soil, calculated by means of predictive empirical equations applied over the model from possible rupture of a segment of 20 km of San Miguel fault. For the inclusion of site effect in such model, the velocities of propagation were used of shear waves. The results show a very close relation of the distribution of the aforesaid values with the surface geology. Accelerations of until 550 cm/s^2 and velocities of until 150 cm/s were obtained in the alluvial soils of Ojos Negros valley.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

EFFECTO DE LA GEOLOGÍA LOCAL EN LA RESPUESTA SÍSMICA DE SUELOS, EN EL VALLE DE OJOS NEGROS, BAJA CALIFORNIA

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

I.1. ANTECEDENTES

Las ciudades del norte de Baja California están sujetas a un elevado riesgo sísmico debido a su cercanía a las zonas sismogénicas asociadas a la interacción de las placas del Pacífico y Norteamérica (figura 1).

Estudios recientes han revelado la fuerte influencia que las condiciones geológicas locales tienen sobre la respuesta sísmica en la superficie del suelo cuando ocurre un terremoto (DARRAGH y SHAKAL, 1991; BARD, 1995; CHÁVEZ-GARCÍA Y CUENCA, 1998; RIEPL *et al.*, 1998). El conjunto de modificaciones que la señal sísmica sufre en los materiales cercanos a la superficie es conocido como *efecto de sitio* y su principal manifestación, desde el punto de vista de los daños a las estructuras civiles, es la amplificación del movimiento del suelo en los materiales terrestres blandos. Los saldos de muerte y destrucción que dejaron algunos de los terremotos más dañinos, como el de Michoacán 1985 que impactó fuertemente a la Cd. de México y el de Kobe, Japón, 1995, pueden atribuirse preponderantemente a los efectos de sitio producidos por los materiales sedimentarios blandos. Si la corteza terrestre fuese homogénea e isotrópica, los lugares ubicados a distancias epicentrales similares estarían sujetos a similares intensidades sísmicas, pero es posible observar diferencias significativas en el efecto de los terremotos en sitios muy próximos entre sí. AKI (1988) afirma que “la aproximación más realista a la microzonación sísmica es la determinación de las correlaciones

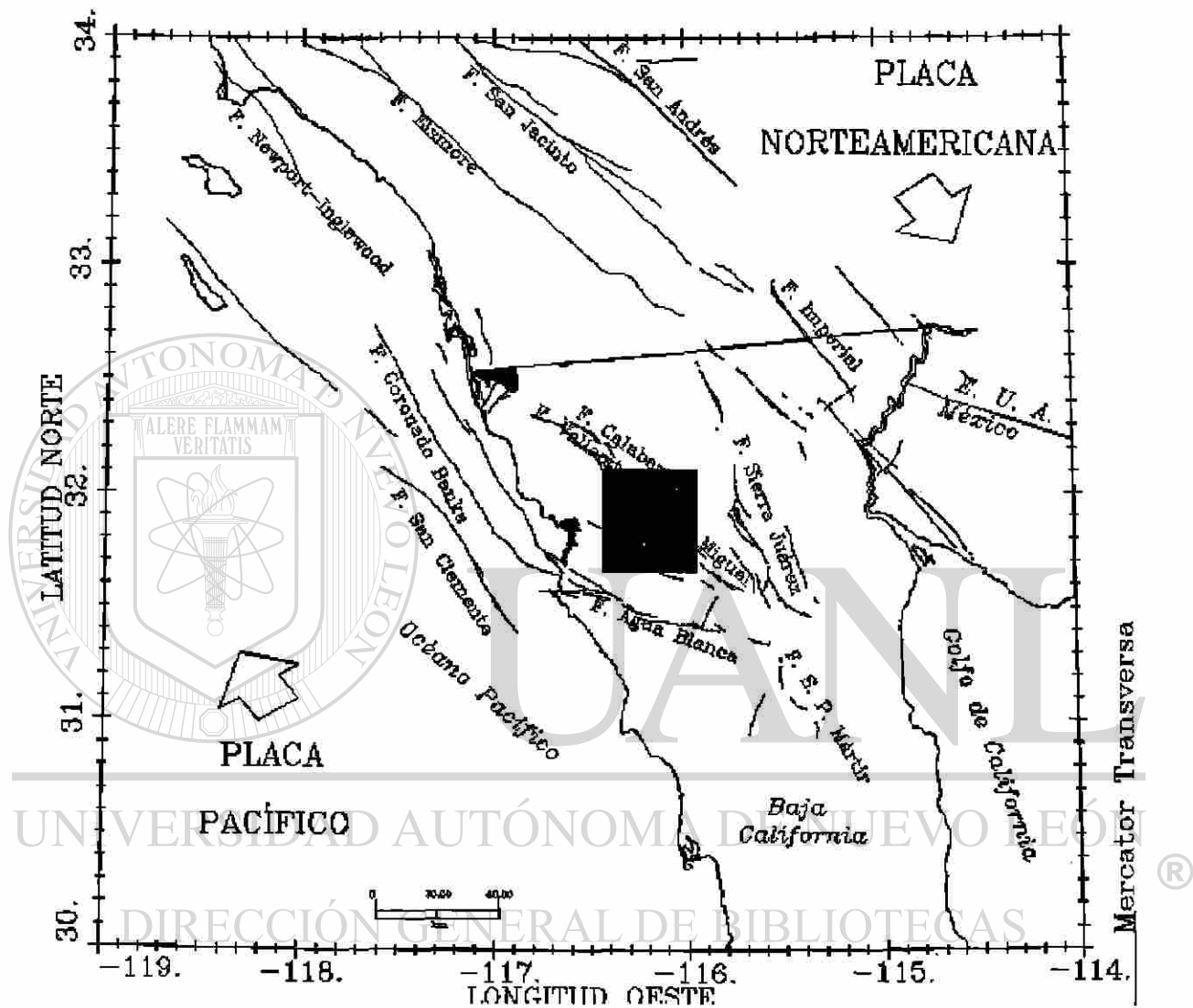


Figura 1. Marco sismotectónico que rodea a la región de estudio, mostrada como un cuadro sombreado. También se muestran los principales sistemas de fallas asociados a la interacción de las placas Pacífico y Norteamérica.

empíricas entre los factores de amplificación y los parámetros geotécnicos de sitio”, lo que implica realizar clasificaciones de los suelos que sean congruentes con las distribuciones de la respuesta sísmica superficial.

Para investigar el efecto de sitio se han propuesto varias clasificaciones de los suelos mediante las diferencias observadas en las amplificaciones del movimiento de la superficie terrestre, desde clasificaciones simples de roca y suelo (TRIFUNAC y BRADY, 1976), otras basadas en la compactación y grosor de los depósitos sedimentarios someros (ABRAHAMSON Y SHEDLOCK, 1997), o en la edad de las formaciones geológicas superficiales (JOYNER y FUMAL, 1984; AKI, 1988), hasta los enfoques más recientes que proponen relaciones cuantitativas, generalmente empíricas, entre la amplificación de sitio y algún parámetro físico de los materiales del suelo. Entre estas últimas relaciones se encuentran las basadas en el parámetro razón de vacío (ROGERS *et al.*, 1985) o en el módulo de corte, y las que hacen depender el efecto de sitio del valor de la velocidad de propagación de ondas de corte en la estratigrafía somera (FUMAL y TINSLEY, 1985, ABRAHAMSON y SILVA, 1997).

En las regiones habitadas, sujetas a peligro sísmico, es muy importante cuantificar el efecto de sitio por medio de un parámetro físico y obtener una microzonación basada en la distribución geográfica de éste. Asimismo, es muy importante verificar esas cuantificaciones mediante técnicas empíricas basadas en abundantes mediciones de los movimientos inducidos por terremotos en diferentes tipos de suelos.

Una microzonación sísmica consiste en la subdivisión de una región en áreas o zonas que tienen respuestas sísmicas cuyas diferencias son mayores que las incertidumbres; esto significa que todos los puntos dentro de cada una de ellas tienen una exposición similar a los

efectos de un terremoto (ACOSTA *et al.*, 1994). Ha habido en nuestro país varios estudios de microzonación de este tipo (por ejemplo MENDOZA *et al.*, 1991; LERMO y CHÁVEZ-GARCÍA, 1993; CHÁVEZ-GARCÍA y CUENCA, 1998); y en particular en el norte de Baja California (ACOSTA *et al.*, 1994 y 1995; ÁLVAREZ *et al.*, 1994 y 1995; ÁLVAREZ y ACOSTA, 1995 y 1997; ACOSTA y MONTALVO, 1997).

Existen dos aproximaciones a la microzonación sísmica; una de ellas hace uso de registros de terremotos obtenidos sobre los principales suelos de la región de estudio; mientras la otra emplea estimaciones empíricas del movimiento del suelo. Hasta la fecha de elaboración de esta tesis no existían en la zonas urbanas del norte de Baja California (Ensenada, Tijuana, Tecate, Mexicali, San Felipe y Rosarito) suficientes registros de terremotos como para realizar una microzonación basada enteramente en datos observados; mientras que las microzonaciones basadas en el empleo de ecuaciones empíricas predictivas del movimiento del suelo requieren también de una base de datos observados para verificar sus resultados. El despliegue de redes sismológicas densas en algunas regiones de Baja California (FREZ *et al.*, 2000, ARELLANO *et al.* 2001), principalmente en valles sedimentarios como el de Ojos Negros, ofrece una oportunidad muy interesante para investigar algunos aspectos de la respuesta sísmica.

La calidad de una microzonación de la respuesta sísmica de los suelos, en términos de la geología superficial, depende en gran medida de la calidad y cantidad de registros de terremotos, obtenidos en una amplia gama de condiciones geológicas superficiales. En este trabajo, por primera vez, se dispondrá de una base de datos tan numerosa y controlada (aprox. 2500 terremotos registrados en el período de observación) como para realizar una microzonación confiable de la respuesta sísmica en función de la geología local.

I.2. OBJETIVOS

En este trabajo se pretende determinar la influencia de la geología superficial o somera en la amplificación del movimiento del suelo inducido por terremotos, en la región del valle de Ojos Negros, Baja California. Para ello, se plantearon los siguientes objetivos y metas:

1. La microzonación de la respuesta sísmica sobre la superficie del suelo, en términos del factor de amplificación relativa.
2. La correlación de la geología superficial, con la respuesta sísmica calculada a partir de registros de terremotos, por medio de los valores de la velocidad de propagación de las ondas de corte en los materiales cercanos a la superficie.
3. La simulación numérica del rompimiento de la falla San Miguel y el cálculo, a partir de este modelo numérico, de las máximas aceleraciones y velocidades del movimiento del suelo esperadas dentro de la región de estudio.
4. La comparación de los dos conjuntos de resultados, lo cual servirá como validación mutua entre ellos.

I.3. ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica entre las coordenadas 116.75° y 115.50° de longitud oeste y 31.50° y 32.25° de latitud norte, la cual comprende, desde el punto de vista estructural, principalmente el Sistema de Fallas San Miguel (SFSM), falla Tres Hermanas (FTH) y falla Ojos Negros (FON) y el Valle de Ojos Negros, ubicado a 34 km al este de la ciudad de Ensenada (figura 2). Sismotectónicamente, la región de estudio y las fallas que controlan su dinámica, pertenecen a la zona de interacción de las placas Pacífico y Norteamérica.

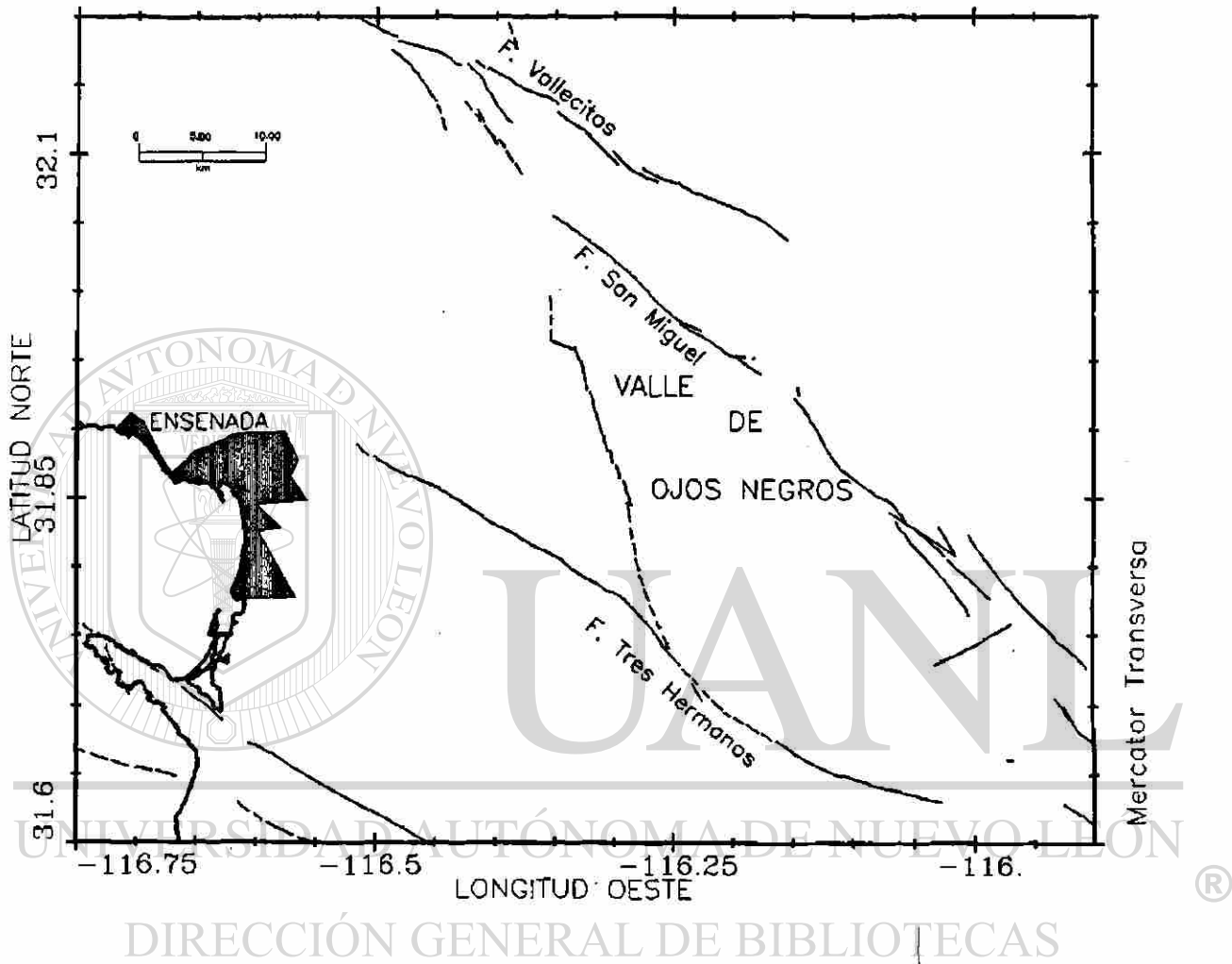


Figura 2. Localización de la zona de estudio, con los principales sistemas de fallas que existen en ella.

La interacción se manifiesta a través de un complejo sistema de fallas geológicas, algunas de las cuales disipan la componente principal del movimiento relativo entre las placas, predominantemente lateral derecho; mientras que otras funcionan como fallas de ajuste de movimientos en otras direcciones.

La sismicidad localizada por la Red Sismológica del Noroeste de México (RESNOM) desde 1973 hasta julio de 2003, para magnitudes mayores que 2.0 (figura 3), sugiere que actualmente existe movimiento en las fallas ubicadas en la parte norte de Baja California. En la zona de estudio o en sus alrededores existen varios sistemas de fallas activas (GASTIL *et al.*, 1975; MINCH, 1979; SUÁREZ-VIDAL *et al.*, 1991; GIROUX, 1993; HIRABAYASHI *et al.*, 1996) las cuales se muestran en la figura 2. Las fallas Agua Blanca, San Miguel-Vallecitos, Tres Hermanas y Ojos Negros son potencialmente peligrosas para los asentamientos humanos del Valle Ojos Negros y también para la ciudad de Ensenada, debido a su cercanía.

La región de estudio ha sufrido los efectos de sismos fuertes en el pasado, con 4 sismos históricos documentados, ocurridos en 1956 con una magnitud arriba de 6 (DOSER, 1992; HIRABAYASHI *et al.*, 1993). Los sismos del 9, 14 y 15 de Febrero de 1956 tuvieron efecto en la mayor parte de Baja California y Sur de California, con magnitudes de 6.8 y 6.1 en el día 9 de Febrero, de 6.3 el día 14 de Febrero y magnitud de 6.4 el día 15 de febrero. El daño total causado por estos sismos fue pequeño, debido a la baja densidad poblacional y a la escasez de estructuras civiles existentes en el año en que ocurrieron; la figura 4 muestra los epicentros de estos terremotos.

La zona urbana de la ciudad de Ensenada se encuentra muy próxima al Valle de Ojos Negros y tiene unidades geológicas superficiales de características similares al citado valle,

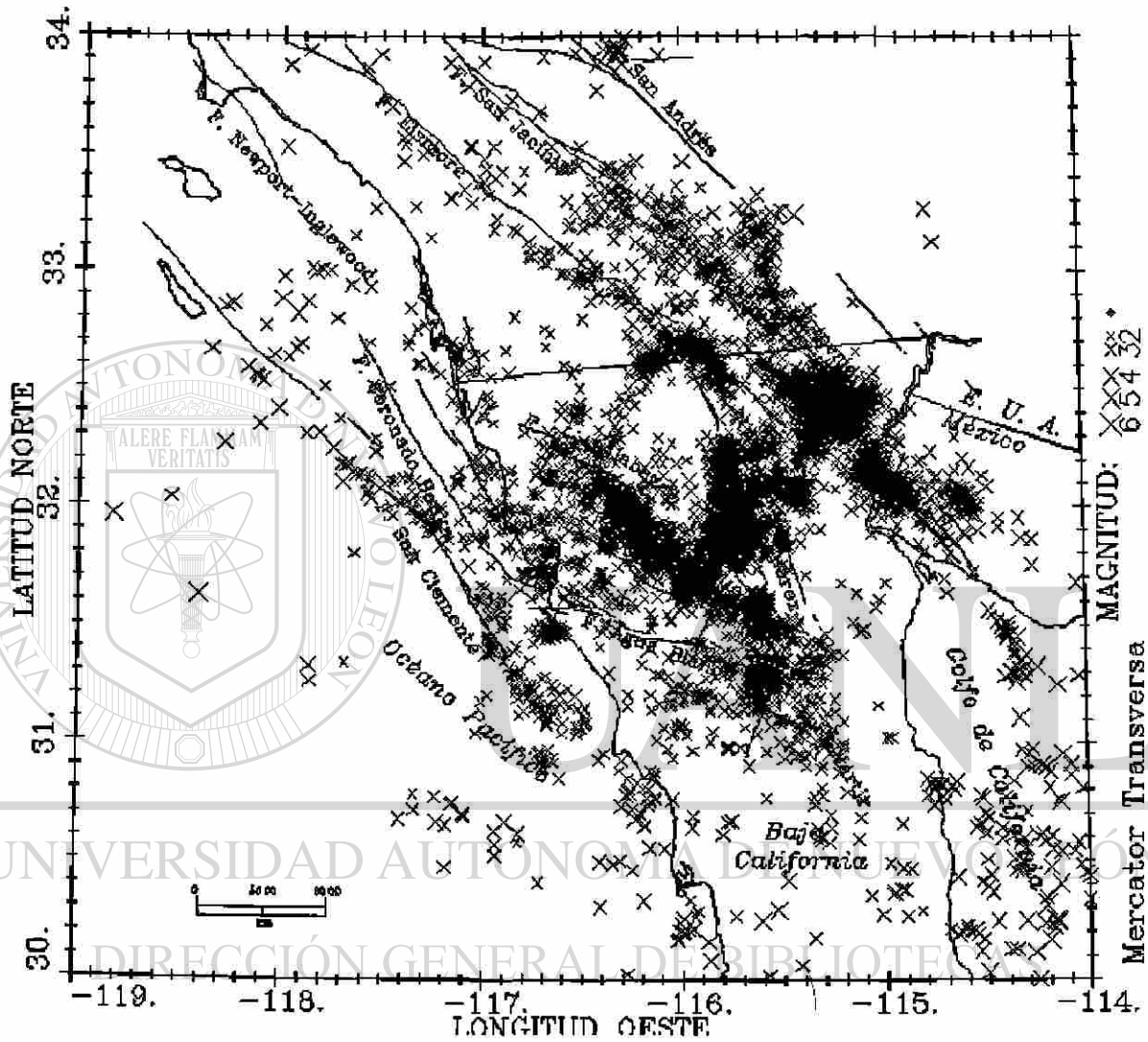


Figura 3. Epicentros de terremotos de magnitud mayor que 2.0, registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM – CICESE) en el norte de Baja California, durante el periodo de 1973 a julio de 2003.

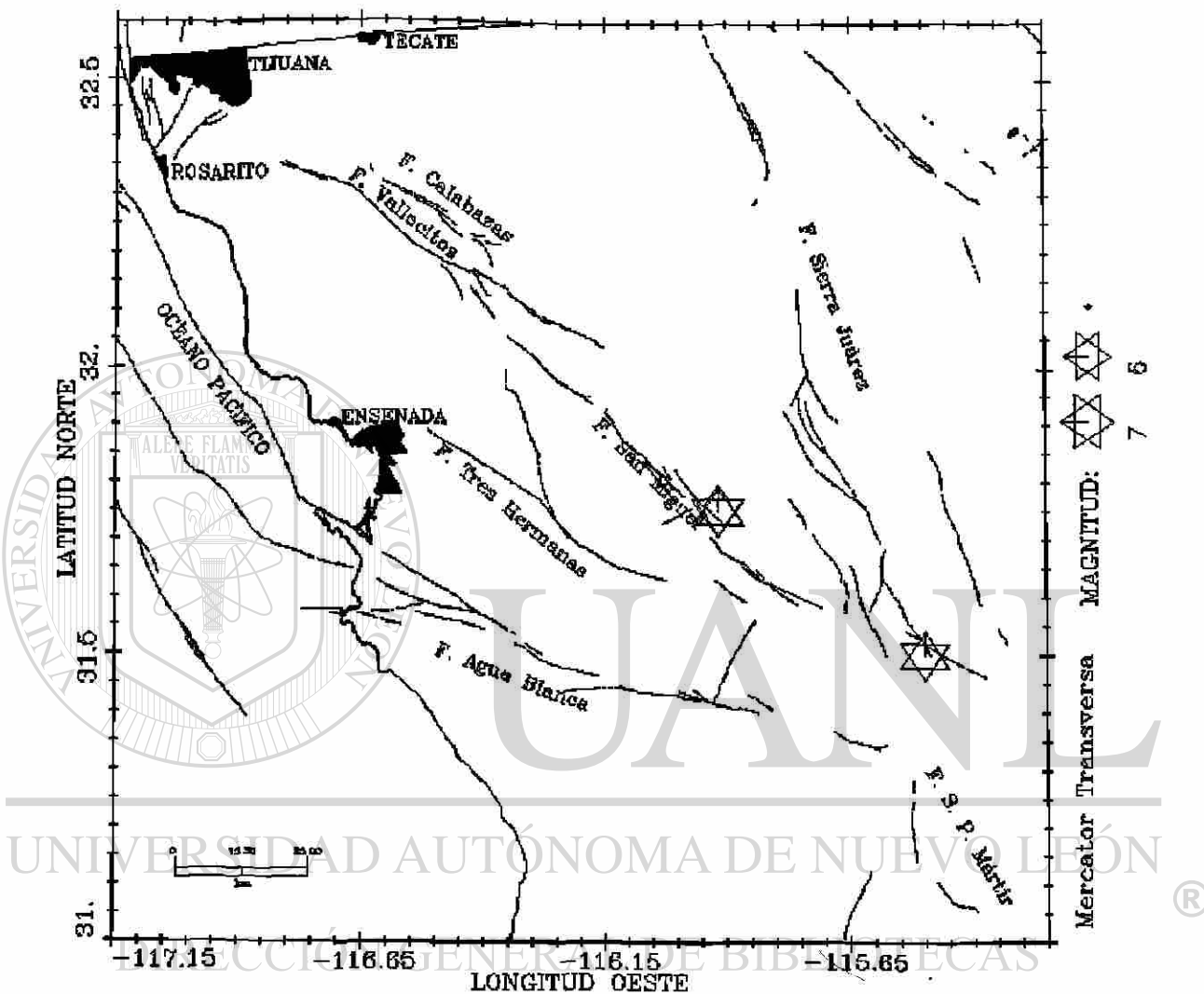


Figura 4. Sismicidad histórica en la región de estudio. Los símbolos de estrellas indican las localizaciones epicentrales de los terremotos de 1956 ($M=6.3$ a 6.8) sobre la falla San Miguel.

por lo que los resultados de este trabajo ayudarán a valorar la respuesta sísmica esperada en esa ciudad ante la ocurrencia de sismos fuertes.

I.4. RESUMEN

En el Capítulo II se tratará la Geología y Tectónica tanto en un Marco regional como local, así como la ocurrencia de Sismicidad en toda la zona. La Metodología que se llevó a cabo para la realización del estudio comprende Métodos geológicos, Sismología de terremotos, Perfiles sísmicos de refracción, y Ecuaciones predictivas; todo ello englobado en el Capítulo III. El Capítulo IV tratará el Procesamiento de Datos, en el cual se tendrá la Creación y depuramiento de la base de datos, Cálculo de las velocidades de propagación de las ondas de corte, Cálculo de cocientes espectrales suelo-roca, Creación de los mapas predictivos del movimiento del suelo. Los Resultados se darán en el Capítulo V, con los Resultados de los cocientes espectrales suelo-roca y los Resultados de las ecuaciones predictivas. Al final el Capítulo VI contendrá las Conclusiones.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN[®]
DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA Y TECTÓNICA

II.1. INTRODUCCIÓN

La península de Baja California está constituida geológicamente por: la Plataforma Occidental al poniente, la Cordillera Peninsular al centro, y la Depresión del Golfo de California al oriente. La zona de estudio está compuesta por sedimentos aluviales, conglomerado y suelo residual, en el Valle de Ojos Negros; mientras que en sus alrededores las rocas que afloran son principalmente ígneas intrusivas ácidas, ígneas extrusivas ácidas y metamórficas. Estructuralmente, el Valle de Ojos Negros es un *graben* delimitado por la falla Tres Hermanos al SW y el sistema de fallas San Miguel al NE (SHOR Y ROBERTS, 1958).

En la región de estudio se definen dos zonas sísmicas (ABBOTT *et al.*, 1993), la primera a lo largo de la falla San Miguel, y la segunda sobre el lado occidental del valle. Para el presente estudio, de un conjunto de estaciones sismológicas se escogieron 12 de ellas, ubicadas estratégicamente tanto sobre suelos sedimentarios no consolidados como sobre roca firme.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

II.2. MARCO REGIONAL

Fisiográficamente, la península de Baja California se compone de un litoral en el océano Pacífico, estrecho y discontinuo, una espina dorsal montañosa y una provincia oriental de cuencas y cordilleras; geológicamente, estos dominios fisiográficos corresponden a la Plataforma Continental, a la Cordillera Peninsular, y a la depresión del Golfo de California, respectivamente (GASTIL *et al.*, 1975). Tectónicamente, las primeras dos provincias son producto de la colisión, de la Placa Norteamericana con la Pacífico; originada en el Cretácico

mientras que la última está directamente relacionada con la apertura del Golfo de California, ver figura 5 (RICHARDS, 2001)

Para este trabajo resultan importantes algunas subprovincias ubicadas dentro de las tres provincias mencionadas antes. Dentro de la Cordillera Peninsular se encuentra la subprovincia de Bloques de Falla Graníticos de las Cordilleras Montañosas Principales. Los bloques de falla graníticos están representados por la Sierra de Juárez y la Sierra de San Pedro Mártir, las cuales forman las cordilleras graníticas principales del estado de Baja California. En la provincia de Cuencas y Valles, la subprovincia Montañas en Bloques de Falla y Valles Aluviales conforma las cuencas y cordilleras del área oriental del Golfo de California. Todo lo cercano a las cordilleras montañosas en bloques y valles aluviales de Baja California pertenece a esta provincia relacionada con la apertura del Golfo de California (MINCH *et al.*, 2003).

En la figura 6 se presenta un perfil de la Península de Baja California que muestra su relación geológico-tectónica hipotética. La firma paleomagnética del Batolito de la Cordillera Peninsular (BCP) y sus relaciones geológicas, es tema de controversias sobre la posición geográfica que ha tomado la Península de Baja California a partir del Proterozoico Tardío (BORRON, 1997).

La formación del BCP ocurrió durante el Cretácico (130-90 m.a.). En este tiempo la placa Farallón estaba siendo inducida y consumida a lo largo del margen occidental de Norteamérica, lo cual dio como resultado la formación de grandes cantidades de material magmático, que enfrió y cristalizó bajo la superficie, adquiriendo la alineación del campo magnético de la Tierra en el Cretácico.

Los estudios paleomagnéticos del BCP indican que la posición de la Península de Baja California en el Cretácico estuvo 900 km al sur de la actual, cerca de los estados de Michoacán y Guerrero, donde formaría un arco insular cercano a la línea de costa (BORRON, 1997).

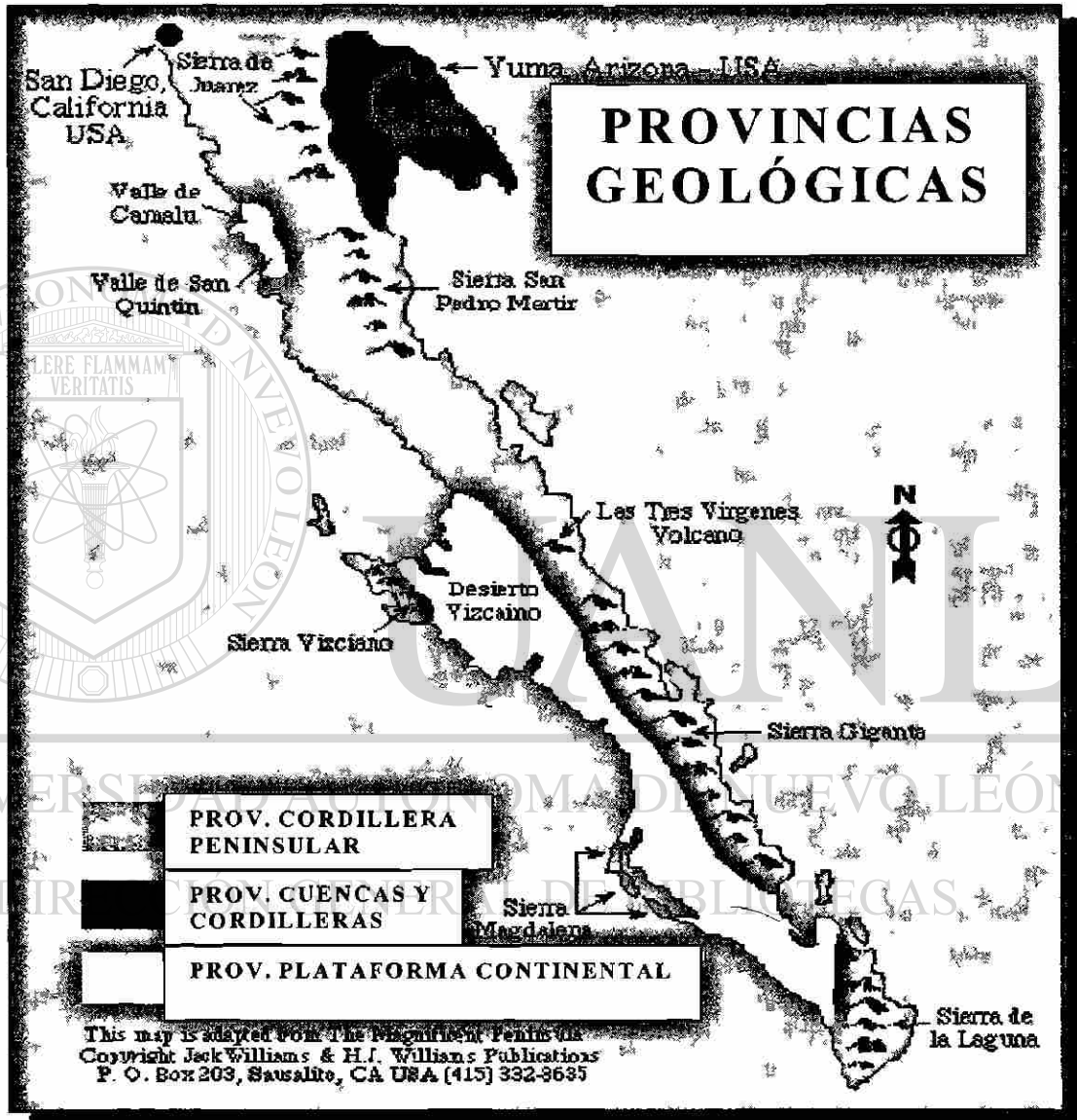


Figura 5. Las tres principales provincias geológicas de la Baja California: Plataforma Continental, Cordillera Peninsular, y Cuencas y Cordilleras, según RICHARDS, 2001.

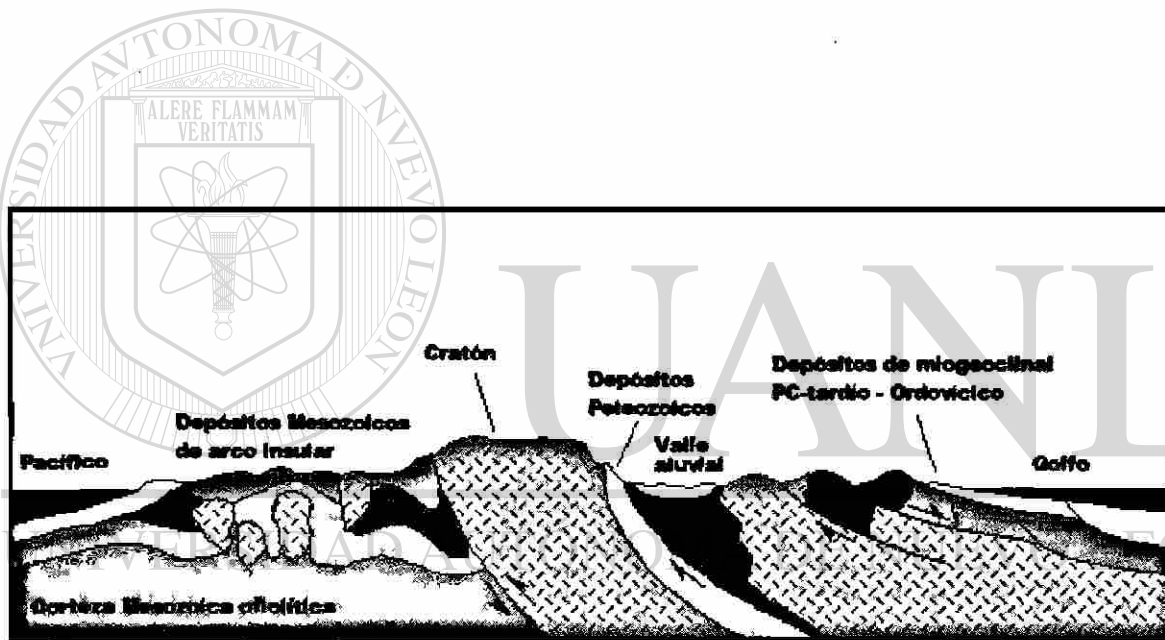


Figura 6. Perfil geológico-estructural general de la Península de Baja California, modificada de BORRON, 1997.

Los datos geológicos sugieren un escenario diferente en la evolución de la Península de Baja California. Las facies de miogeoclinal de las rocas del Proterozoico tardío y Paleozoico (900-254 m.a.) en la porción noreste de la Baja California, se correlacionan con las rocas de la misma edad que las de Sonora, México. Además, las rocas volcánicas conocidas como Poway Rhyolites (Condado de San Diego) han sido geoquímicamente e isotópicamente relacionadas a las riolitas existentes en el noroeste de Sonora. La implicación de estas correlaciones petrológicas es que al final del Paleozoico, la Península de Baja California se abrió de la región de Sonora, ~300 km al sureste de la posición actual; después de ello, hace 130 m.a. la península se desplazó 900 km al sur, donde se levantó el BCP adquiriendo la firma paleomagnética; luego, hace 90 m.a., la Península se desplazó al norte otros 900 km de regreso a la ubicación que tenía previamente (BORRON, 1997).

II.3. MARCO LOCAL

Litológicamente, la zona de estudio está compuesta por sedimentos aluviales, conglomerado y suelo residual, en el Valle de Ojos Negros; mientras que en sus alrededores las rocas que afloran son principalmente ígneas intrusivas ácidas (IGIA): granito, granodiorita, diorita; ígneas extrusivas ácidas (IGEA): riolita y metamórficas (pizarra, gneiss, esquisto, esquisto-gneiss), ver figura 7.

Estructuralmente, el valle Ojos Negros es un graben delimitado por la falla Tres Hermanos al SW y el sistema de fallas San Miguel al NE (SHOR y ROBERTS, 1958). Hacia el este de la falla San Miguel se puede observar por lo menos tres superficies erosionadas en diferentes alturas; las superficies de todas ellas están inclinadas hacia el oeste, lo cual indica algún movimiento vertical de la Sierra de Juárez. Otra posible explicación es que este graben fue creado por un proceso extensional generado entre las fallas San Miguel y Tres Hermanos-

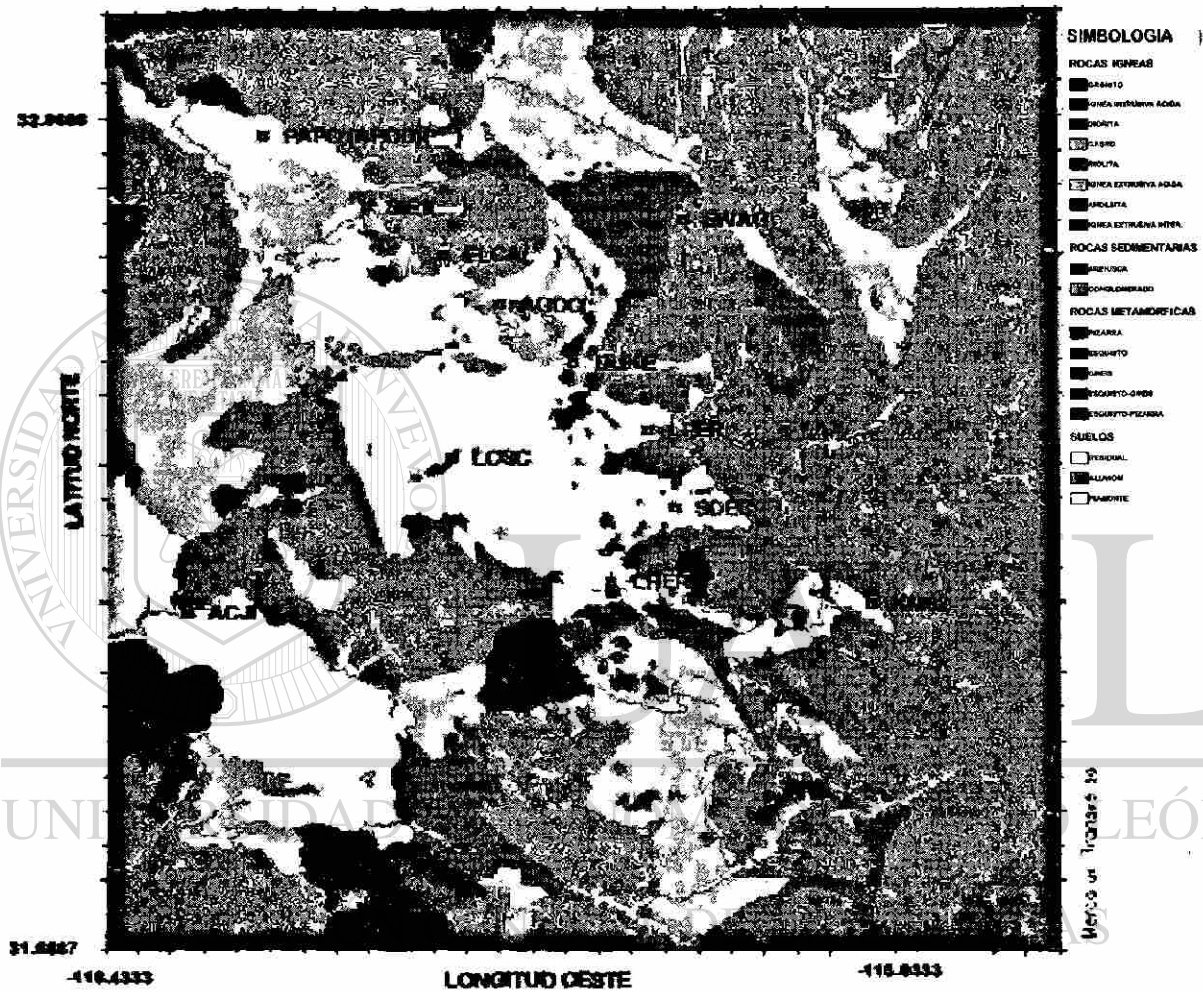


Figura 7. Geología superficial de la zona de estudio. Obtenida a partir de cartas geológicas de INEGI y corroborada con reconocimientos geológicos de campo sobre los puntos de registro.

Ojos Negros (ABBOTT *et al.*, 1993), ver figura 8.

El Sistema de Fallas San Miguel-Vallecitos (SFSM), o la zona de falla San Miguel (REYES *et al.*, 1975) está formada por tres fallas *en echelon* conocidas como Calabazas, Vallecitos y San Miguel. La más activa es la San Miguel. Justo al norte del valle Ojos Negros, la falla San Miguel interacciona con la falla Vallecitos, la cual continúa al norte hacia Tijuana. La falla San Miguel consiste de dos segmentos (GASTIL *et al.*, 1975; HARVEY, 1985): el segmento norte, que se encuentra al este del valle Ojos Negros, y el segmento sur, que se extiende en la porción sureste de ese valle.

La falla San Miguel tuvo un estado temprano de evolución, como lo indica el patrón del fracturamiento *en echelon*, principalmente hacia el este, con carencia de conexiones entre sus segmentos, y la distribución difusa de los epicentros asociados a ella (HARVEY, 1985). Por medio de estudios paleosísmicos, la razón de desplazamiento de esta falla ha sido estimada en el rango de 0.05 a 0.55 mm/año (HIRABAYASHI *et al.*, 1996); sin embargo, mediciones geodésicas (con GPS) recientes elevan esa razón hasta 5 ± 2 mm/año (GONZÁLEZ, 2000, comunicación personal). El lado oeste del valle Ojos Negros se encuentra limitado por una serie de fallas normales conocidas como las fallas Tres Hermanos-Ojos Negros. Estas fallas no son tan activas como la falla San Miguel (FREZ *et al.*, 2000).

II.4. SISMICIDAD

En la región de estudio se encuentran definidas dos zonas sísmicas (ABBOTT *et al.*, 1993). La primera, con una densa sismicidad, está ubicada a lo largo del trazo de la falla San Miguel. Según las evidencias de campo y los mecanismos focales obtenidos para esta zona, se trata de una falla vertical con un movimiento predominantemente de rumbo (SHOR y

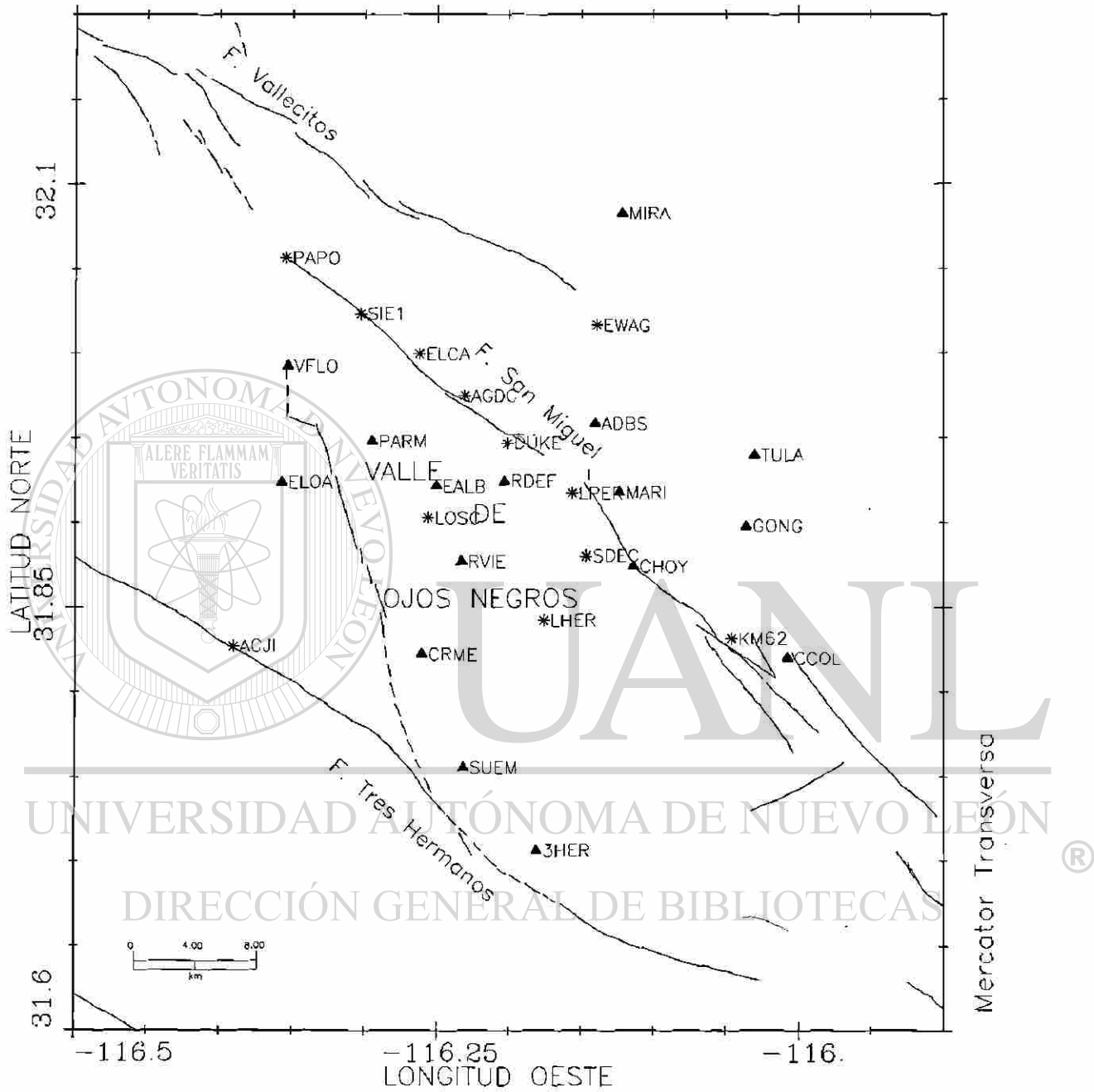


Figura 8. Ubicación de las estaciones sísmológicas de la red OJOS NEGROS 1997; los asteriscos indican las estaciones empleadas en el análisis del efecto de sitio en este trabajo.

ROBERTS, 1958; HIRABAYASHI *et al.*, 1996); esta actividad se continúa al sureste por algunos 7 km, la cual contiene mecanismos focales principalmente de fallamiento normal (FREZ *et al.*, 2000). La zona que comprende al SFSM ha sido la más activa en la península de Baja California en este siglo (HIRABAYASHI *et al.*, 1993). Actualmente el sistema San Miguel se caracteriza por una muy intensa actividad sísmica, con magnitudes pequeñas y moderadas entre 1 y 4 en la escala de Richter (FREZ *et al.*, 2000). Los dos segmentos (norte y sur) son sísmicamente activos. Asociados al segmento sur se encuentran grandes sismos como el evento de San Miguel de 1956 ($M_L=6.8$). Durante ese terremoto, el segmento sur se rompió a lo largo de 17 km, con un desplazamiento de alrededor de 1 m (ABBOTT *et al.*, 1993). El segmento norte tuvo menor movimiento, el cual fue distribuido entre las fracturas *en echelon* (ABBOTT *et al.*, 1993).

La segunda zona sísmica está ubicada sobre el lado occidental del valle. Los mecanismos focales para este segundo grupo de eventos son típicos de una falla normal orientada $N21^\circ W$ con un buzamiento de $50^\circ NE$ e hipocentros que varían de 5 a 19 km de profundidad. SOARES (1981) también encontró una alta sismicidad en la porción norte del valle, principalmente en forma de enjambres sísmicos.

La región de Ojos Negros, con el valle del mismo nombre y los sistemas de fallas Ojos Negros, Tres Hermanos y San Miguel, es una de las zonas sismogénicas más importantes del norte de Baja California, lo cual le confiere gran importancia desde los puntos de vista de la tectónica interplaca y del peligro sísmico regional, esto último debido a la existencia de las zonas sismogénicas descritas arriba, en la cercanía de varios centros urbanos de Baja California. Ante esa situación, son necesarios estudios detallados acerca de los efectos de fuente, trayectoria y sitio, que determinan la intensidad de los efectos de los sismos sobre las estructuras civiles. La sismicidad asociada a esta región ha sido monitoreada por el Southern

California Seismic Network (SCSN) desde 1932 (NORDQUIST, 1964), aunque la cobertura es limitada, tanto acimutalmente como en el umbral mínimo de detección (magnitudes mayores a 2.1). Desde 1979 ha sido monitoreada también por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM, del CICESE), con una mejor cobertura acimutal que la de SCSN, aunque es una red muy esparcida debido al reducido número de estaciones sismológicas que la componen. Dada su importancia tectónica y el peligro sísmico que representa la sismicidad asociada a la región, en 1997 fue instalada allí una red sísmica de 19 estaciones digitales y 5 analógicas, que operó del 20 de mayo al 23 de junio de ese mismo año.

El despliegue de las estaciones de la red se realizó de tal manera que puedan proporcionar una excelente cobertura de las zonas sismogénicas de las fallas San Miguel, Tres Hermanas y Ojos Negros, así como una cobertura adecuada a algunas porciones de la falla Sierra Juárez. Adicionalmente, su despliegue se realizó sobre los principales tipos de suelos y rocas aflorantes en la región, de tal manera de obtener datos para el presente estudio de efectos de sitio. La figura 7 muestra las ubicaciones de aquellas estaciones sismológicas de la red sísmica OJOS NEGROS 1997 que se utilizaron en el análisis de efecto de sitio, con respecto a la geología superficial de la región; mientras que la figura 8 muestra la distribución de la red sísmológica completa, con respecto a las principales fallas de la región.

La Tabla I muestra el nombre, identificación, posición geográfica y tipo de suelo (geología) donde estuvieron colocadas la totalidad de estaciones con que contó la red sísmica OJOS NEGROS 1997.

Para los objetivos de esta tesis se seleccionó un subconjunto de estaciones sismológicas y de registros de terremotos. Esta selección tomó en cuenta la disponibilidad de registros, tanto sobre suelos sedimentarios no consolidados como sobre roca firme, por lo que se eligieron estaciones sobre los dos tipos de superficies. A continuación se describen las

características geológicas superficiales presentes en las ubicaciones de estas estaciones.

Tabla I

Ubicación geográfica y tipo de suelo de la totalidad de estaciones sismológicas de la red OJOS NEGROS 1997. Donde *identificación* es la etiqueta que aparece en las figuras 7 y 8; *Sismógrafo* es la marca del instrumento de registro; LAT y LON son la latitud y longitud geográfica, respectivamente.

ESTACIÓN	Identificación	Sismógrafo	LAT N (grados)	LON W (grados)	GEOLOGÍA
3 HERMANOS	3HER	Reftek	31.70612	116.18083	IGIA
AGUA CALIENTE JIMENEZ	ACJI	Reftek	31.82700	116.39033	aluvión pie de monte
CERRO COLORADO	CCOL	Reftek	31.75300	116.00766	IGIA
KILÓMETRO 62	KM62	Reftek	31.83133	116.04600	IGIA
LOS CASIAN	LOSC	Reftek	31.90267	116.25617	esquistos
SANGRE DE CRISTO	SDEC	Reftek	31.88017	116.14633	residual
SIERRA 1	SIE1	Reftek	32.02316	116.30267	conglomerado
SIERRA 2	SIE2	Reftek	31.99950	116.26200	IGIA
PISTA APODACA APODACA	PAPO APOD	Reftek	32.05600	116.35433	residual metagranito
EWAG	EWAG	Reftek	32.01633	116.13900	IGIA
MI RANCHITO	MIRA	Reftek	32.08283	116.12133	IGIA
ARROYO DE DIOS	ADBS	Reftek	31.95833	116.14033	IGIA
SUR EL MEZCAL	SUEM	Reftek	31.75550	116.23183	IGIA
EL OASIS	ELOA	Reftek	31.92383	116.35717	IGIA
GÓNGORA	GONG	Reftek	31.89767	116.03600	IGIA
AGUA DE CRUZ	AGDC	Reftek	31.97517	116.23083	residual
RINCON DE LAS FLORES	RDEF	Reftek	31.92433	116.20317	IGIA
CRUZ EL MEZCAL	CRME	Reftek	31.82200	116.26033	IGIA
CRUZ DEL MEZCAL	CDEM	Reftek	31.82200	116.26033	IGIA
MARIPOSA	MARI	Reftek	31.91767	116.12350	IGIA
EL CAMPITO	ELCA	Reftek	31.99950	116.26200	IGIA
PARMA	PARM	SSR	31.94817	116.29500	esquistos
TULARCITO	TULA	SSR	31.94000	116.03033	IGIA
TULARCITO 2	T2LA	SSR	31.94483	116.03200	IGIA
RULAS	RULA	SSR	31.94000	116.04600	IGIA
CHOYAS	CHOY	Terra	31.87400	116.11367	aluvión
LA HERRADURA	LHER	Terra	31.84200	116.17550	residual
RODEO VIEJO	RVIE	Terra	31.87717	116.23300	aluvión pie de monte
DUKES	DUKE	Terra	31.94700	116.20100	fluvial
LA PÉRDIDA	LPER	Terra	31.91700	116.15633	residual
VICENTE FLORES	VFLO	Terra	31.99217	116.35283	conglomerado
EL ALBUR	EALB	Terra	31.92150	116.25050	aluvión

- Agua Caliente-Los Jiménez (ACJI), se colocó en suelo aluvial (aluvión de pie de monte) con un espesor aproximado de 10-15 m, producto de la erosión del macizo rocoso que aflora en las cercanías, el cual es de composición ígneo extrusivo intermedio (Igei).
 - Agua de Cruz (AGDC), se ubicó en la superficie de una capa de suelo residual de un espesor aproximado de 1 m, con composición ígnea intrusiva alcalina (granodiorita).
 - Pista Apodaca-Apodaca (PAPO-APOD), colocada sobre la zona de transición de una roca ígnea intrusiva alcalina (granito) a una roca metamórfica (esquisto), altamente meteorizada y que forma una pequeña capa de suelo, considerándosele como suelo residual de roca metagranítica. En sus alrededores se encuentra suelo residual, producto de la roca ígnea intrusiva alcalina (Igia)..
 - Dukes (DUKE), ubicada sobre conglomerado con un espesor aproximado de 5 m, se observó una gradación del sedimento cada 0.5 m.
 - El Campito (ELCA), se colocó sobre un dique compuesto por material extrusivo porfirítico (roca ígnea extrusiva alcalina), con un espesor máximo de 10 m.
-
- EWAG: se colocó sobre roca ígnea intrusiva alcalina (granodiorita). La granodiorita está colindando con una zona de transición de roca ígnea intrusiva alcalina a metamórfica (esquisto), y ésta a su vez con la roca metamórfica. El cuerpo rocoso en su totalidad posee un gran fracturamiento; en la zona de metamorfismo se presentan las fracturas mas penetrantes.
 - KM62, se ubicó sobre roca ígnea intrusiva alcalina, la cual presentaba un bajo grado de meteorización.
 - La Herradura (LHER), estuvo colocada sobre suelo residual de roca metamórfica. Según la morfología presente en los alrededores de este punto, se espera un espesor de los

sedimentos de por lo menos 50 m.

- Los Casián (LOSC), se colocó en la cima de un cerro compuesto por roca metamórfica (esquistos), el cual presenta una cubierta muy delgada de suelo aluvial de aproximadamente 20 cm de espesor. Se espera un espesor del esquistos, bajo el punto de registro, de por lo menos 20 m.
- La Perdida (LPER), se colocó sobre suelo residual de roca ígnea intrusiva alcalina. Por la ubicación de la estación con respecto a los cerros de roca ígnea intrusiva alcalina, se calcula un espesor de los sedimentos dentro de un rango de 15 a 30 m.
- Sangre de Cristo (SDEC), colocada sobre suelo residual producto de roca metamórfica y roca ígnea intrusiva alcalina, al pie de un cuerpo rocoso compuesto por los materiales que formaron el sedimento residual y su zona de transición. El espesor de esta capa de suelo residual, bajo el punto de medición, es difícil de establecer, y pudiera estar participando una estructura (por ejemplo una falla), debido al fuerte contraste de la pendiente entre la estructura rocosa y el suelo residual. Sin embargo, un pozo de agua situado a 500 m hacia

el oriente del punto donde se ubicó la estación, posee alrededor de 7 m de suelo residual sin tocar roca firme. Se encontraron manantiales hidrotermales en la parte baja del pequeño valle donde se ubica el rancho Sangre de Cristo, lo cual reafirma la existencia de un fallamiento profundo.

- Sierra I (SIE1), ubicada sobre conglomerado, producto de roca ígnea, con un grado de redondez pobre y medianamente cementado, que a su vez colinda con suelo residual de roca ígnea. Existe un pozo a 5 m del punto donde se colocó la estación, con una profundidad de 6 m de suelo residual sin tocar roca firme, la cual sumada a la elevación del punto donde se colocó la estación, dan un total de por lo menos 8 m de espesor de la capa

residual. En un radio de 200 m, afloran además distintos tipos de roca metamórfica y volcánica (diques).

II.5. RESUMEN

Al oeste del Valle de Ojos Negros se encuentra el Sistema de fallas San Miguel-Vallecitos (SFSM), formada por tres fallas en *echelon* conocidas como Calabazas, Vallecitos y San Miguel; esta zona ha sido sísmicamente la mas activa de la Península de Baja California en este siglo (HIRABAYASHI *et al.*, 1993), con magnitudes pequeñas y moderadas entre 1 y 4 escala Richter (FREZ *et al.*, 2000); y sismos históricos hasta con una $M_L=6.8$ como el evento de 1956 (ABBOTT *et al.*, 1993). Al occidente del valle se encuentra una zona sísmica menos activa, compuesta por las fallas Tres Hermanos-Ojos Negros.

Esta zona sismogénica es una de las mas importantes del norte de Baja California, la cual es de gran importancia desde el punto de vista de tectónica intraplaca y del peligro sísmico regional, debido a su cercanía con varios centros urbanos de Baja California. La sismicidad asociada a esta región ha sido monitoreada por el SCSN, RESNOM y por una red sísmica temporal de 19 estaciones digitales y 5 analógicas que operó en 1997. El despliegue de las estaciones de la red temporal se realizó estratégicamente sobre las fallas San Miguel, Tres Hermanos y Ojos Negros, así como sobre los principales tipos de suelos y rocas aflorantes en la región.

En el próximo capítulo se considera la metodología llevada a cabo para la obtención de una base de datos completa. Con esta información obtenida es posible realizar estudios detallados acerca de los efectos de fuente, trayectoria y sitio, para determinar la intensidad de los efectos de los sismos sobre las estructuras civiles.

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

III.1. INTRODUCCIÓN

Se emplearon tres conjuntos de métodos para el análisis de los tres tipos de datos que se utilizan en la integración final de resultados (Geología, Sismología de terremotos y perfiles sísmicos de refracción). En este capítulo se describirán los métodos, en el orden mencionado.

Para el levantamiento de datos sismológicos se colocaron 24 estaciones digitales y 5 analógicas, colocadas estratégicamente para cubrir los objetivos del presente estudio.

En regiones, como es el caso, donde no se disponen de acelerogramas o sismogramas producto de sismos fuertes, se necesita recurrir a métodos de predicción de los máximos movimientos del suelo con propósitos de valorar el riesgo sísmico, esto nos lleva al empleo de *ecuaciones predictivas*.

III.2. MÉTODOS GEOLÓGICOS

Como primera aproximación a la caracterización de las condiciones geológicas presentes en los puntos de registro (estaciones sismológicas), se usó la descripción contenida en las cartas geológicas generadas por el INEGI (escala 1:50000, año de edición 1978). A partir de ello, se hicieron reconocimientos geológicos en sitio y se recolectaron muestras de roca en los puntos de registro, para tener así un mejor control en cuanto a la geología superficial y estructural, tanto de detalle en los puntos de registro, como general en todo el valle Ojos Negros. El resultado de este trabajo de campo y de gabinete es la descripción geológica presentada en la sección II.3.

III.3. SISMOLOGÍA DE TERREMOTOS

Los datos básicos de la sección de Sismología de terremotos lo constituyen los sismogramas digitales de un conjunto de terremotos registrados en la red sismológica OJOS NEGROS 1997. Cada terremoto i fue registrado en varias estaciones, al menos una de las cuales estaba sobre roca firme. Sobre cada sismograma digital son aplicados los siguientes procesos.

- a) Con el programa Segy2asc, proporcionado por el consorcio de universidades IRIS-PASSCAL, se convierten los archivos binarios procedentes de los sismógrafos Reftek a archivos con formato ASCII. Esta etapa se realiza en una estación de trabajo SUN-SPARC.
- b) Los archivos ASCII son transferidos a una computadora personal, donde se les clasifica por estación y tiempo de origen de los terremotos.
- c) Se aplican los procesos definidos en el Paquete de Procesamiento Estándar de Acelerogramas (ACOSTA, 1990), del cual se utilizaron los procedimientos correspondientes a los volúmenes I, III y utilerías. Al final de esta etapa se tiene una base de datos consistente en los espectros de Fourier de los sismogramas.
- d) Se calculan los cocientes espectrales con el módulo COCIEN (ACOSTA, 1990) entre estaciones situadas en las diferentes litologías superficiales y las estaciones situadas en roca firme (ígneas intrusivas ácidas, ígneas extrusivas ácidas, esquisto).
- e) Se estiman los efectos de sitio, expresados mediante la amplificación relativa, con los promedios suavizados de los cocientes espectrales.
- f) Se elabora un mapa de microzonación de los efectos de sitio calculados.
- g) Se obtienen las correlaciones entre las distribuciones de la respuesta sísmica (amplificaciones relativas) y de la velocidad de propagación de la onda de corte en los materiales someros.

A continuación se describen con detalle los procesos del c) al g).

Proceso c:

Volumen I. Consiste en demultiplexar, eliminar ganancias y recuperar amplitudes en unidades físicas (cm/s en este caso). Se aplica con los programas ASBIN (para archivos Reftek) y FASE1T (para archivos Terra), y los archivos de parámetros NETWORK.PAR (Describe las constantes instrumentales de las estaciones registradoras, Tabla II) y DATOS1.TER (Contiene el tipo de movimiento –velocidad-, número de canales, orientaciones de los canales, unidades de los datos, etc., Tabla II).

Volumen III: Se calculan los Espectros de Amplitud de Fourier. La representación de la magnitud, $E(\omega)$ en la ecuación 1, de cada una de las amplitudes complejas de la Transformada de Fourier, $F(\omega)$ en la ecuación 2, en función de la frecuencia, se conoce como Espectro de Amplitud de Fourier, definido de la siguiente manera:

$$E(\omega) = |F(\omega)| = \left[[\text{Re}(F(\omega))]^2 + [\text{Im}(F(\omega))]^2 \right]^{1/2}, \quad (1)$$

donde

$$F(\omega) = \int_0^T \alpha(t) e^{-i\omega t} dt \quad (2)$$

es la Transformada de Fourier, $\alpha(t)$ es el sismograma y T es el período.

En la práctica se dispone de una función discreta $\alpha(t)\pi(t - \tau)$. Por tanto, se aproxima la expresión anterior a través de sumatorias eficientemente implementadas en un algoritmo que aprovecha ciertas propiedades de simetría para agilizar el paso del dominio del tiempo al de la frecuencia, algoritmo conocido como Transformada Rápida de Fourier (TRF).

La estimación de los Espectros de Amplitud de Fourier se realiza con el programa ESPECTRO; para ello se definieron ventanas de 5.0 s de longitud a partir del arribo de la fase

S, para los canales N-S y Vertical de los sismogramas utilizados. El programa ESPECTRO calcula la Transformada de Fourier de cada una de las ventanas escogidas en las series de tiempo, mediante el siguiente algoritmo para la estimación de la Transformada Discreta:

$$E(nf_0) = \Delta t \cdot \sum_{k=0}^{N-1} S(k \cdot \Delta t) e^{-i2\pi kn / N}, n = 0, 1, \dots, N / 2, \quad (3)$$

donde: $f_0 = 1 / N \cdot \Delta t$, es la frecuencia de Nyquist; Δt es el intervalo de muestreo, en segundos; $N =$ Potencia de 2 inmediata superior al número de puntos de la serie a transformar; $S(k \cdot \Delta t)$ es la k -ésima muestra del sismograma, en cm/s; $E(nf_0)$ es la n -ésima armónica de la Transformada de Fourier, en (cm/s) X (s) para una serie de velocidad.

El cálculo de los espectros de Fourier en el programa ESPECTRO puede ser acompañado de una serie de opciones que se aplican antes y después de la TRF. A continuación se describen brevemente las opciones elegidas:

- Remoción de media y tendencia parabólica. Antes de calcular la TRF, se remueve la media aritmética de la serie de tiempo, y se ajusta una ecuación parabólica a la traza sísmica, la cual es posteriormente sustraída de ésta para eliminar la componente de frecuencia cero de la TRF, y las componentes de frecuencia muy baja (*torcimiento* parabólico), las cuales puede estar presente en los sismogramas provenientes de sismómetros que están desnivelados, aunque sea ligeramente.
- Aplicación de un “Taper” Cosenoidal: Se aplican desvanecedores con caída cosenoidal sobre ambos extremos de la serie de tiempo, con el objetivo de eliminar las posibles discontinuidades presentes al principio y final de las series; discontinuidades que, de estar presentes en el dominio del tiempo, producirían el llamado efecto de Gibbs en el dominio

de la frecuencia, notable como una serie de oscilaciones en la Transformada de Fourier. Los desvanecedores son aplicados sobre el 5% del total de puntos, en cada extremo.

- **Suavizamiento del Espectro:** Se aplicaron 20 suavizamientos al espectro de amplitud estimado, con una ventana Hanning. Esto lleva como finalidad el incrementar la estabilidad estadística de los espectros, así como el de eliminar las oscilaciones espurias que oscurecen el comportamiento general de la respuesta sísmica en cada estación.

Proceso d:

Al conjunto de factores que modifican la señal sísmica dentro de la estructura geológica cercana al punto de observación en superficie es denominado efecto de sitio; éste se produce en las primeras decenas de metros desde la superficie, principalmente en los primeros 30 metros. Entre esos factores se pueden mencionar la amplificación de las ondas sísmicas y la resonancia en frecuencias características. La amplificación sísmica es muy importante desde el punto de vista de la ingeniería civil, sobre todo en los suelos formados por materiales sedimentarios suaves, mientras que es considerada prácticamente inexistente sobre la roca firme. Uno de los objetivos de la Sismología Aplicada a la Ingeniería es la cuantificación de esta amplificación del movimiento del suelo dentro de las zonas habitadas sujetas a peligro sísmico; esas cuantificaciones son usadas para ayudar a identificar las zonas donde el riesgo sísmico es mayor.

La cuantificación de la amplificación del movimiento del suelo generalmente involucra el empleo de un sitio de referencia, respecto al cual se estima la llamada amplificación relativa (STEIDL *et al.*, 1996). Usualmente el interés de la Ingeniería está en los suelos suaves y por lo común se emplean como sitios de referencia aquellos situados en la superficie, sobre roca firme. En este trabajo se emplean métodos de cocientes espectrales para el cálculo de la

amplificación relativa. El punto crítico en la aplicación de estos métodos consiste en la suposición de que los registros del movimiento en la superficie de la roca, ésto es, en el sitio de referencia, es equivalente al movimiento en la base de la columna de suelo suave donde se estimará la amplificación. Esto último implica exigir que la referencia tenga un efecto de sitio nulo; en el dominio de la frecuencia eso es equivalente a tener una función de ganancia con amplitud unitaria constante; o sea, se espera una respuesta sísmica representativa de un semiespacio.

La figura 9 ilustra el concepto de sitio de referencia; allí se muestra, por medio de la simplificación de la teoría de rayos, las señales sísmicas que provienen de la misma fuente y que arriban a la base de una columna estratigráfica (P) y también a un sitio rocoso (R) cercano al punto de interés sobre los sedimentos (S), la suposición básica es que las señales que arriban a P y R son iguales y ninguna de las dos tiene efecto alguno de sitio. Dicha asunción puede considerarse correcta cuando la distancia entre los puntos P y R es mucho menor que la distancia epicentral, ya que en este caso las diferencias en los efectos de fuente son mínimas entre los dos rayos y las trayectorias seguidas por éstos son prácticamente las mismas, salvo en las cercanías de la superficie. Adicionalmente, se impone la condición de que el basamento geológico sea el mismo en los puntos P y R. En este trabajo se eligieron combinaciones de estaciones sísmicas, estaciones de referencia y epicentros, tal que se cumplieran esas condiciones y así poder asegurar la correcta aplicación de la técnica de cocientes espectrales con estación de referencia sobre roca superficial.

Los cocientes espectrales se computan con el programa COCIEN, dividiendo los espectros obtenidos en zonas de suelo blando o suave, tales como los formados por materiales no cohesivos o roca intemperizada, entre aquellos obtenidos en roca ígnea intrusiva ácida (Igia, considerada como basamento geológico). Un cociente realizado en el dominio de la

frecuencia es equivalente a realizar una deconvolución en el dominio del tiempo (teorema de la convolución en la frecuencia, BRIGHAM, 1988); ésto significa que al dividir el espectro de la estación i entre el espectro en la estación de referencia j , se está deconvolucionando la información registrada en j de la información registrada en i ; si j está en la roca considerada como basamento, entonces la información que se deconvoluciona de i será la producida por los factores de fuente y trayectoria, por lo cual se espera que el resultado de los cocientes espectrales serán los efectos de sitio (expresados como un factor de amplificación relativa):

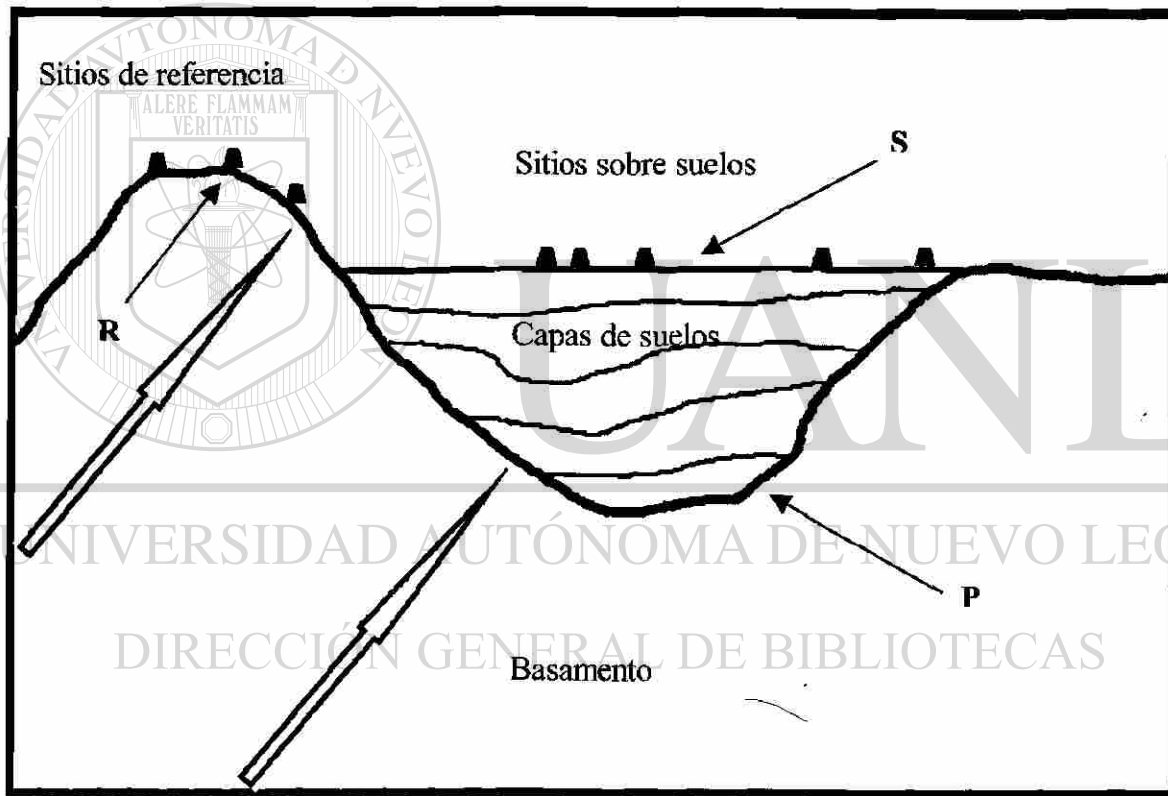


Figura 9. Diagrama que ilustra el concepto de "sitio de referencia".

$$A_{ijk}(f) = \frac{E_{ik}(f)}{E_{jk}(f)}, \quad (4)$$

donde: $A_{ijk}(f)$ es la amplificación del sitio i relativa al sitio de referencia j , para el terremoto k ;

$E_{ik}(f)$ es el espectro del terremoto k , en el sitio i ; $E_{jk}(f)$ es el espectro del terremoto k , en la estación de referencia j ; $i=1,\dots,N$ sitios de estudio; $j=1,\dots,M$ estaciones de referencia; $k=1,\dots,L$ terremotos de la base de datos.

Ahora bien, la ecuación anterior será correcta si efectivamente el espectro en la estación de referencia j sólo contiene los efectos de fuente y trayectoria. Los trabajos publicados respecto a estudios del efecto de sitio concluyen que el movimiento sísmico en roca firme tiene las características mencionadas anteriormente (NAKAMURA, 1989).

Proceso e:

La ecuación (4) implica que en el sitio de estudio i se tendrán L curvas de amplificación (en función de la frecuencia), una para cada terremoto, lo cual constituye la familia de curvas de amplificación respecto a la estación de referencia j ; habrá N familias de curvas, una para cada estación de referencia. Se pretende definir una sola curva de amplificación relativa para cada uno de los M sitios de estudio, por lo que habrá que computar promedios:

Primero un promedio sobre los terremotos:

$$A_{ij}(f) = \frac{1}{L} \sum_{k=1}^L \frac{E_{ik}(f)}{E_{RCjk}(f)} \quad (5)$$

La serie $A_{ij}(f)$ es la función de amplificación (o ganancia) observada en el sitio i , en función de la frecuencia, respecto al sitio de referencia j colocada en un sitio rocoso RC , para todos los L terremotos registrados simultáneamente en i y j . Para cada sitio i se obtienen N funciones $A_{ij}(f)$, una para cada estación de referencia. Conceptualmente, se esperaría que las N funciones de amplificación fuesen iguales entre sí, ya que todas ellas representan al efecto de sitio en el mismo lugar i ; sin embargo, como veremos en el capítulo de resultados, pueden existir pequeñas diferencias entre ellas, debidas principalmente a las componentes aleatorias del ruido

sísmico ambiental en cada sitio de registro. A continuación se aplica un promedio sobre las estaciones de referencia:

$$A_i(f) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N A_j(f). \quad (6)$$

La serie $A_i(f)$ es la función de amplificación relativa (o ganancia), en función de la frecuencia, para el sitio i , respecto a los sitios de referencia situados en roca. Constituye un promedio de la amplificación en i cuando se emplean N estaciones de referencia en roca.

Proceso f:

Los valores de amplificación relativa obtenidos en cada sitio de observación serán asignados a cada área que presente la misma geología superficial. Aquellas geologías que muestren la misma respuesta sísmica serán clasificadas como una misma microzona.

Proceso g:

Existe una significativa relación entre el efecto de sitio y las condiciones geológicas superficiales (AKI, 1988). Esa relación ha sido expresada de diferentes maneras, desde las más sencillas que implican una clasificación simple de sitios en suelo y sitios en roca, hasta relaciones en términos de algún parámetro físico de los materiales terrestres cercanos a la superficie, tal como la velocidad de propagación de las ondas de corte; existen justificaciones observacionales y teóricas para usar esta última aproximación (AKI Y RICHARDS, 1980; BULLEN y BOLT, 1987). Una vez obtenidas las amplificaciones relativas con las ecuaciones (4) a (6), podremos compararlas con los valores de la velocidad de propagación de las ondas de corte en los sitios de observación y así verificar la correlación entre ambos parámetros dentro de la región de estudio. En particular, esperaríamos una correlación directa entre la amplificación relativa (γ , en la ecuación 7) y el promedio de la velocidad de propagación de las ondas de corte en los primeros 30 metros de profundidad (β), tal como ha sido propuesto

para otras regiones en el mundo (JOYNER Y FUMAL, 1984, 1985; BOORE *et al.*, 1997):

$$y = \left(\frac{\beta}{\beta_0} \right)^C, \quad (7)$$

donde β_0 y C son constantes que dependen de la región tectónica.

III.4. PERFILES SÍSMICOS DE REFRACCIÓN

Para registrar el arribo de ondas sísmicas se utilizó un sismógrafo amplificador de 24 canales de EG&G GEOMETRICS, al cual se conecta un geófono por canal. El canal 24 tuvo problemas electrónicos y no fue utilizado. El máximo espaciamiento entre los geófonos fue de 10 m, por lo que se pudo cubrir una longitud máxima de tendido de 220 m.

Como fuente de ondas sísmicas se utiliza una placa metálica y un marro. Debido a que se necesitan generar ondas de corte, se utiliza un arreglo de fuente específicamente diseñado para obtener amplitudes máximas de ondas de corte en su patrón de radiación (MOONEY, 1976); se cava una zanja y en un extremo se coloca la placa metálica en posición vertical y paralela al tendido de geófonos; sobre la placa se aplican golpes horizontales en dirección perpendicular al tendido (figura 10). En el marro se coloca un sensor piezométrico que genera la señal con la cual se activa el modo de grabación en el sismógrafo. Para el perfil directo la fuente es colocada en la posición del primer geófono, y en la posición del último geófono para el perfil inverso. Se aplican filtros pasabanda entre 0 y 125 Hz y un proceso de apilamiento de trazas, para mejorar la relación señal/ruido. Para la extracción de los registros de velocidad de la memoria del sismógrafo se utiliza una computadora portátil, mediante el programa SISTEMA (desarrollado por VEGA, 1991), el cual despliega menús de captura, edición y envío de datos; se entabla comunicación entre la computadora portátil y la memoria del sismógrafo, se transfieren los datos y se almacenan en disco duro.

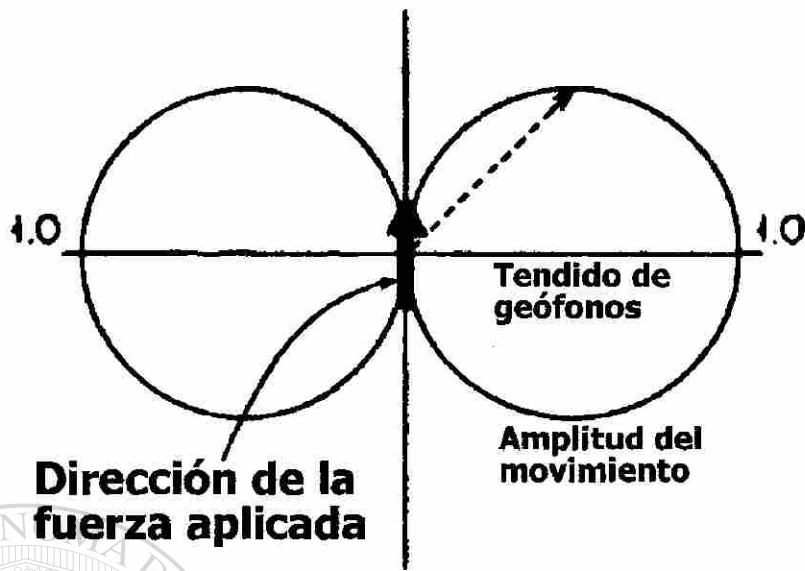


Figura 10. Patrón de radiación de las ondas S_H generado por una fuerza horizontal aplicada perpendicularmente a la dirección del tendido en superficie.

En Sismología de refracción se utilizan ondas que se han refractado con el ángulo crítico; estas ondas se denominan ondas precursoras (SHERIFF Y GELDART, 1995). Para el caso de un refractor plano buzante (ver figura 11) que separa dos capas de velocidades V_1 y V_2 ,

donde $V_2 > V_1$, la expresión que describe el tiempo de propagación de una onda refractada con

un ángulo crítico θ adquiere dos formas diferentes, dependiendo de la posición de la fuente respecto al sentido del echado del refractor. Así, con la fuente situada en el extremo donde el

refractor es más profundo (“tiro echado arriba”), se tiene la expresión (8-a); mientras la

ecuación (8-b) representa el tiempo de viaje cuando la fuente está sobre el punto más somero

del perfil sísmico (“tiro echado abajo”):

$$t_d = \frac{x \sin(\theta + \alpha)}{V_1} + \frac{2h_d}{V_1} \cos \theta, \quad (8-a)$$

$$t_u = \frac{x \sin(\theta - \alpha)}{V_1} + \frac{2h_u}{V_1} \cos \theta, \quad (8-b)$$

donde α es el ángulo de inclinación del estrato refractor, en la dirección del perfil sísmico; h_d es el espesor de la capa bajo el punto de fuente 'tiro echado abajo'; h_u es el espesor de la capa bajo el punto de fuente 'tiro echado arriba'; $h_d < h_u$.

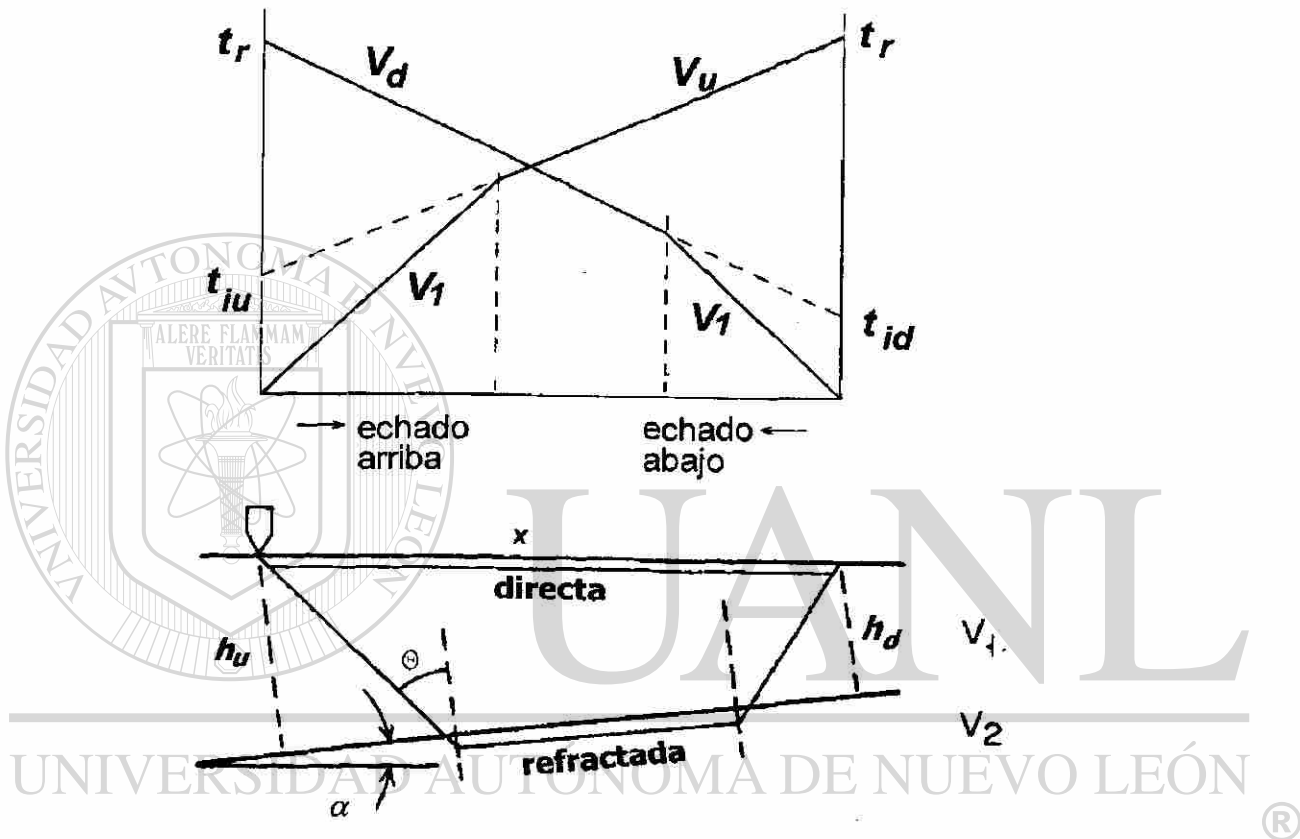


Figura 11. Modelo para un estrato refractor plano inclinado, con su gráfica de tiempo de viaje observado, para direcciones echado arriba y echado abajo.

Las expresiones (8-a y b) representan líneas rectas, cuyas pendientes se interpretan como el inverso de las velocidades aparentes (V_d y V_u) de la segunda capa:

$$V_d = \frac{V_1}{\text{sen}(\theta + \alpha)}, \quad V_u = \frac{V_1}{\text{sen}(\theta - \alpha)}, \quad (9)$$

de donde se deriva que el ángulo de inclinación del refractor es

$$\alpha = \frac{1}{2} \left\{ \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_d} \right) + \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right) \right\}, \quad (10)$$

y la velocidad real de la segunda capa puede ser obtenida a partir de la ecuación

$$\frac{1}{V_u} + \frac{1}{V_d} = \frac{2 \cos \alpha}{V_2}. \quad (11)$$

Una vez obtenidas V_2 y α se puede estimar el valor de la profundidad bajo el extremo más somero del perfil (h_d) en términos del tiempo de intercepción del “tiro echado abajo”:

$$t_{id} = 2h_d \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}. \quad (12)$$

III.5. INSTRUMENTACIÓN

Para este levantamiento de datos sismológicos se colocaron 24 estaciones digitales. Trece estaciones tuvieron sismógrafos digitales marca REF-TEK modelo 72A-07, con sistema de control de tiempo GPS 111A, y geófonos de velocidad marca Mark, modelo L-22, de tres componentes; estos sismógrafos grabaron 200 muestras por segundo. Cuatro sismógrafos digitales marca Kinometrics, modelo SSR-1, con acelerómetros triaxiales marca Kinometrics, modelo WR-1, de banda ancha; estos sismógrafos grabaron 100 muestras por segundo. Dos sismógrafos digitales marca Terra-Technology, modelo DCS-302 (100 muestras/s), con acelerómetros triaxiales Kinometrics WR-1. Adicionalmente, se instalaron 5 sismógrafos analógicos marca Sprengnether, modelo MEQ-800, con sensores verticales de velocidad, marca Kinometrics, modelo Ranger SS1. En todas las estaciones digitales se orientaron los sensores en las tres direcciones ortogonales: vertical, norte-sur y este-oeste; mientras que en las estaciones analógicas se orientó el único sensor en dirección vertical.

Los parámetros electrodinámicos de los sensores, constantes apropiadas para convertir

de unidades digitales (cuentas) a unidades físicas (cm/s , cm/s^2) del movimiento del terreno, se describen a continuación.

1. Constante del Motor (G): se refiere al factor de conversión del voltaje inducido por el sistema electromagnético del sensor, a cuentas digitales grabadas por los sismógrafos; es expresado como cuentas/voltios.
2. Ganancia: es la cantidad de amplificación aplicada a la señal sísmica, antes de grabarla.
3. Sensitividad: representa el factor de conversión entre la velocidad (o aceleración) de la masa del sensor, y el voltaje presente en la salida del sismómetro, sus unidades son voltios/cm/s (o V/cm/s^2).
4. Frecuencia Natural: se refiere a la frecuencia característica de sistema elástico del sensor, sus unidades son hertz.
5. Amortiguamiento: Es el factor de amortiguamiento del sistema electromagnético-elástico del sensor, expresados como fracción del amortiguamiento crítico (% crit).

No se seleccionó ningún evento registrado en las grabadoras SSR, por lo que solamente se mencionan las constantes instrumentales de los aparatos REFTEK y TERRATECHNOLOGY. En la Tabla II se presentan los valores de los parámetros electrodinámicos con que trabajaron los sensores en las estaciones utilizadas en el presente estudio.

III.6. ECUACIONES PREDICTIVAS

En aquellas regiones donde no se dispone de acelerogramas o sismogramas correspondientes a sismos fuertes, como es el caso de la región de estudios, es necesario recurrir a métodos de predicción de los máximos movimientos del suelo con propósitos de valorar el riesgo sísmico.

Tabla II

Parámetros instrumentales con que operaron los sensores de las estaciones utilizadas en el presente estudio. Los sismógrafos Reftek poseen una constante del motor (g) igual a $g=838860.8$ cuentas/voltio, mientras que los terra-technolog de $g=819.2$ cuentas/voltio.

ESTACIÓN	SENSITIVIDAD (V/m/s)		FREC. NAT. (Hertz)		AMORT (% crit)	
	CANAL N-S	* CANAL E-W	CANAL N-S	* CANAL E-W	CANAL N-S	* CANAL E-W
LOSC	90.25	92.05	1.85	1.93	0.75	0.75
SIE1	91.05	91.25	2.02	2.22	0.74	0.70
PAPO	91.20	91.25	1.92	1.92	0.78	0.74
APOD	91.20	88.05	1.92	1.92	0.78	0.74
KM62	88.75	88.45	2.58	2.30	0.58	0.65
EWAG	88.00	88.00	2.00	2.00	0.71	0.71
AGDC	84.70	90.55	2.18	2.16	0.61	0.72
ELCA	89.80	89.65	1.76	2.21	0.79	0.69
SDEC	89.75	92.65	2.33	2.16	0.65	0.73
ACJI	84.50	88.50	2.33	1.88	0.59	0.76
DUKE	02.83	02.74	1.00	0.95	0.70	0.28
LHER	02.84	02.80	0.99	0.97	0.70	0.70
LPER	02.80	02.83	0.96	1.00	0.70	0.70

Los métodos predictivos se basan en el empleo de *ecuaciones predictivas*, las cuales se originan en un análisis estadístico de registros de movimiento del suelo en alguna región particular, y por tanto son válidas para esa región, aunque también suelen ser empleadas en otras regiones con características sismotectónicas similares a las de la región original.

El efecto de un terremoto sobre un punto en la superficie de la tierra, efecto que describimos como el movimiento del suelo, depende básicamente de los tres factores que controlan al fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio. En las ecuaciones empíricas predictivas los tres factores mencionados suelen combinarse en una ecuación paramétrica, cuyos coeficientes son determinados mediante técnicas empíricas aplicadas a grandes conjuntos de registros de terremotos.

En las formas más comunes de ecuaciones predictivas la fuente generalmente es representada como una función de la magnitud del terremoto; la trayectoria por medio de la atenuación inelástica y la expansión geométrica, mientras que el efecto de sitio ha sido representado por medio de funciones de algún parámetro físico del suelo, tal como la

velocidad de ondas sísmicas de corte en la estratigrafía somera (< 30 m) según JOYNER Y FUMAL (1985).

Para la región de estudio se buscó una ecuación predictiva que fuese válida para la zona sismotectónica dominante allí. Se encontró que las ecuaciones predictivas desarrolladas por JOYNER Y FUMAL (1985) y BOORE *et al.* (1997) son apropiadas para esta región ya que fueron obtenidas con análisis de regresión de datos sísmicos del oeste de norteamérica.

Para la estimación de la aceleración máxima horizontal (dirección aleatoria) se utiliza la siguiente ecuación (BOORE *et al.*,1997):

$$\ln a = -0.242 + 0.527(M-6) - 0.778 \ln r - 0.371 \ln (\beta/1396), \quad (13)$$

donde a es el valor a predecir para la aceleración, en cm/s^2 ; M es la magnitud de momento (HANKS Y KANAMORI, 1979), de 5.5 a 7.5; $r = (d^2 + 5.57^2)^{1/2}$; d es la distancia al punto más cercano sobre la proyección de la falla en superficie (en km) y β es la velocidad de propagación somera de las ondas de corte, en m/s.

Para la estimación de la velocidad máxima horizontal (dirección aleatoria) se utiliza la siguiente ecuación (JOYNER Y FUMAL, 1985):

$$\log v = 2.17 + 0.49(M-6) - \log r - 0.0026 r - 0.45 \log (\beta/1190), \quad (14)$$

donde v es el valor a predecir para la velocidad máxima horizontal en dirección aleatoria, en cm/s ; M es la magnitud de momento, de 5.5 a 7.5; $r = (d^2 + 16)^{1/2}$; d = distancia al punto más cercano sobre la proyección de la falla en superficie, en km y β es la velocidad de propagación somera de las ondas de corte, en m/s.

III.7. RESUMEN

Para la caracterización geológica se utilizaron cartas del INEGI y reconocimientos de campo, como se describió en la sección II.3.

En cuanto a la información producto de la Sismología de Terremotos, primeramente se convierte la información digital que se encuentra en archivos binarios a ASCII. Esta información en ASCII se clasifica para identificar los sismos. Se generan los espectros de Fourier para cada canal de orientación y cada sismo. Posteriormente se calculan los cocientes espectrales entre estaciones ubicadas en diferentes litologías superficiales y las que se encuentran en roca firme. Se estiman los efectos de sitio, expresados por la amplificación relativa. Se elabora un mapa de microzonación de los efectos de sitio calculados. Por último se obtienen las correlaciones entre las distribuciones de la respuesta sísmica y de la velocidad de la onda de corte en los materiales someros.

Para el cálculo de las velocidades de los materiales someros y subyacentes, se realizaron Perfiles Sísmicos de Refracción, generando ondas sísmicas de corte.

Los métodos predictivos se basan en el empleo de *ecuaciones predictivas*. El efecto de un terremoto depende de tres factores que controlan al fenómeno sísmico: fuente, trayectoria y sitio. En las ecuaciones empíricas predictivas los tres factores suelen combinarse en una ecuación paramétrica, cuyos coeficientes son determinados a partir de grandes conjuntos de terremotos.

Con esta Metodología se puede obtener una buena base de datos a la cual se le aplica el procesamiento de los mismos, como se trata en el capítulo siguiente.

CAPÍTULO IV. PROCESAMIENTO DE DATOS

IV.1. INTRODUCCIÓN

En este trabajo se eligió caracterizar sísmicamente a los suelos del área de estudio mediante dos aproximaciones: 1) con la aplicación de una técnica de cocientes espectrales, mediante la cual se consigue el aislamiento de las funciones de amplificación del movimiento del suelo inducido por terremotos, en puntos situados sobre suelos sedimentarios o rocosos intemperizados, respecto a sitios sobre roca sana, y 2) con el uso de ecuaciones predictivas para la creación de mapas con el movimiento máximo esperado para un terremoto fuerte. El primer proceso se lleva a cabo con las ecuaciones (1) a (6), mientras que para el segundo se utilizan las ecuaciones (13) y (14). En esta sección, además de la anterior, también se describe el procesamiento e interpretación de los perfiles de refracción, con la aplicación de las ecuaciones (8) a (12).

IV.2. CREACIÓN Y DEPURAMIENTO DE LA BASE DE DATOS

La base de datos original está formada por los registros digitales de 2500 terremotos originados en los sistemas de fallas de la región de estudio, y capturados en las grabadoras sismológicas de la red OJOS NEGROS 97 durante los días 20 de mayo a 23 de junio de 1997 (días Julianos del 140 al 174). Sobre una porción de esa base de datos FREZ *et al.* (2000) aplicaron los análisis estándares para obtener 278 localizaciones hipocentrales y 50 soluciones a los mecanismos de falla.

Para el presente trabajo, la base quedó reducida a 157 sismos por medio de un proceso de selección basado en las siguientes características:

1. Distancias y acimutes. Los terremotos deben de estar localizados epicentralmente, o al

menos, debe de ser posible estimar la distancia epicentral a partir de la diferencia de tiempos de arribo de ondas P y S (t_{s-p}). Las distancias epicentrales deben ser mayores a 30 km, de tal manera que la separación entre las estaciones sea mucho menor que la distancia entre ellas y el epicentro, con esa configuración las estaciones sismológicas tienen acimutes hacia el epicentro prácticamente iguales, con lo que se consigue que los efectos del patrón de radiación y de trayectoria de las ondas entre el epicentro y las estaciones sean los mismos. Como se aprecia en las ecuaciones (4) a (6), al computar los cocientes espectrales, los efectos comunes a las dos estaciones que se dividen resultan eliminados eficientemente, lo cual ayuda a aislar el efecto de sitio, que es lo que se investiga en este trabajo.

2. Registro simultáneo. Cada terremoto debe estar registrado en al menos dos estaciones sismológicas; ésto para calcular los cocientes espectrales que permiten estimar los factores de amplificación relativa. Una de las estaciones registradoras debe de estar situada sobre el tipo de roca elegido como referencia (comúnmente granito o granodiorita, ya que se consideran como el basamento geológico) y las otras sobre los tipos de materiales cuya respuesta sísmica interesa conocer.
3. Calidad. La relación señal/ruido debe ser apreciablemente buena; esto es, la relación entre las amplitudes correspondientes al movimiento del suelo cuando ocurre un terremoto y las amplitudes del ruido de fondo en el sitio de registro. Asimismo, el paquete de ondas de corte debe ser claramente identificable, ya que a partir de ellas se estiman los espectros de Fourier.

Primero, a partir de la lista de estaciones sismológicas presentada en la Tabla I, se eligieron aquellas con los periodos de registro simultáneo más largos; con lo cual se facilita la

búsqueda de terremotos registrados en varias estaciones al mismo tiempo. La elección de los periodos de registros simultáneos más largos se hace siempre considerando que debe estar presente al menos una estación en roca de referencia. La Tabla III indica los periodos de grabación de las estaciones sismológicas. De esta manera, quedaron seleccionadas las siguientes estaciones: EWAG y KM62, en ígnea-granodiorita; LOSC en Metamórfica-esquistosa; ELCA en ígnea-dique volcánico; sobre suelo sedimentario se eligieron las estaciones PAPO en residual de roca metagranítica; AGDC, SDEC, SIE1, LPER y LHER en suelo residual de roca ígnea y/o metamórfica; ACJI en suelo aluvial de pie de monte, y DUKE en conglomerado.

Tabla III.

Período de tiempo de grabación que tuvo cada estación sismológica utilizada para el presente estudio.

ESTACIÓN	PERÍODO DE GRABACIÓN
LOSC	20 de mayo a 23 de junio
SIE1	20 de mayo a 18 de junio.
PAPO	21 de mayo a 31 de mayo
APOD	01 de junio a 09 de junio
KM62	21 de mayo a 09 de junio
EWAG	21 de mayo a 18 de junio
AGDC	06 de junio a 23 de junio
ELCA	13 de junio a 23 de junio
SDEC	21 de mayo a 23 de junio
ACJI	21 de mayo a 04 de junio
DUKE	22 de mayo a 25 de junio
LHER	22 de mayo a 25 de junio
LPER	24 de mayo a 25 de junio

Segundo, se eliminaron aquellos sismos considerados *locales* y se conservaron 1057 terremotos con distancias epicentrales mayores de 30 km, los aquí llamados *regionales*. La discriminación entre locales y regionales se hizo a partir de los t_{s-p} leídos de los registros digitales. Tercero, se conservaron sólo aquellos eventos que tuvieran una S y coda de S claramente identificables y completas (es posible leer t_{s-p} aunque la onda S no esté completa).

Asimismo, se verificó visualmente la relación señal/ruido, eliminándose todos los registros ruidosos. Al finalizar esta etapa de depuración quedaron 517 eventos en la base de datos.

Por último, en la cuarta etapa de depuración, se decidió conservar únicamente los registros de los terremotos cuyas localizaciones epicentrales apareciesen reportadas en alguno de los catálogos sísmicos regionales, ya sea el catálogo de CALTECH (California Institute of Technology, EE.UU.) o el de RESNOM (CICESE, México); de esta manera, el número de terremotos en la base final quedó reducido a 157, con un número total de sismogramas digitales de 895 (con tres componentes ortogonales cada uno). En el ANEXO se muestra una tabla que contiene los datos de los 157 eventos utilizados.

IV.3. CÁLCULO DE LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS DE CORTE

Ya se indicó la importancia que tiene el conocimiento de las velocidades de propagación de las ondas de corte en los materiales someros del suelo (hasta una profundidad de 30 m), ya que este parámetro correlaciona muy cercanamente con el efecto de sitio (JOYNER Y FUMAL, 1984). Aún cuando existen diferentes tipos de suelos en el área de estudio (figura 7), los materiales geológicamente diferentes pueden tener una respuesta sísmica igual; por tanto, se proyectó la realización de perfiles sísmicos de refracción (PSR) en los sitios de estudio situados sobre los suelos más representativos de la región.

Se realizaron PSR en las estaciones LOSC, EWAG, ELCA, SIE1, LHER, DUKE y RVIE, cuyas localizaciones se muestran en la figura 8. En la estación ACJI se utilizó la velocidad medida en RVIE ya que posee el mismo tipo de material sedimentario; mientras que para las estaciones de PAPO y AGDC, se utilizó la velocidad obtenida en SIE1. No se

consideró necesario realizar PSR en todos los sitios donde había estaciones sismológicas, ya que algunos de ellos quedaron ubicados sobre el mismo tipo de suelo (aluvión, por ejemplo).

Caso especial es la estación SDEC, donde no se hizo un PSR, asentada en un suelo que no se observó en ninguna otra estación (residual de ígnea y metamórfica), de tal manera que no podemos asignarle una velocidad con confianza. Aún así, SDEC fue incluida en el análisis de factores de amplificación, aunque con restricciones en cuanto a su empleo en las conclusiones; con reservas, le asignamos una velocidad promedio calculada a partir de las velocidades en las estaciones AGDC (residual de ígnea) y LHER (residual de metamórfica).

Solamente en DUKE y LHER, fue posible realizar los PSR justo sobre sus ubicaciones. Debido a lo abrupto del terreno en donde se colocaron las demás estaciones, los PSR se llevaron a cabo en sus vecindades, cuidando que fueran hechos sobre los mismos tipos de suelos que existían en las estaciones. Un ejemplo claro de lo anterior es LOSC, cuyo sismógrafo estuvo colocado sobre la cima de un cerro, realizándose el perfil sobre un camino lateral construido a base de relleno del mismo tipo de roca que se tenía en donde estuvo la estación, por ello se eligió el valor de la velocidad de la segunda capa, leída en la sección sísmica, como la velocidad somera en el sitio del sismógrafo. La estación KM62 estuvo colocada al pie de un gran cerro de Igia -granito-, altamente fracturado y meteorizado con muestras claras de la existencia de suelo residual, sitio estructuralmente muy semejante a donde se realizó el perfil de ELCA, por lo que se le asignó la velocidad calculada en la capa superior de la estación ELCA. En lo que respecta a la estación LPER, se tomó en cuenta la velocidad obtenida en LHER, debido a que contiene el mismo tipo de estructura (un valle residual de dimensiones de kilómetros cuadrados, de alrededor de 200 km²), con sedimentos aluviales de gran espesor.

La interpretación de los PSR se realizó directamente sobre las gráficas de las domocrónicas de los primeros arribos de las ondas S críticamente refractadas. Sobre las secciones sísmicas fueron aplicados dos procesos numéricos: filtrado digital de las trazas y enfatizamiento de las amplitudes con algoritmos de potencia (raíz cuadrado y cúbica). Las figuras 12 a-g muestran las secciones sísmicas interpretadas. A partir de esas secciones sísmicas se obtuvieron los valores para las pendientes de las domocrónicas, los tiempos de intercepción y las distancias críticas.

Con el empleo de las ecuaciones (8) a (12) se estimaron las velocidades para los dos medios (V_1 y V_2) y la profundidad de la primera capa h_1 . En todas las estaciones, salvo LOSC, cuando el espesor de la primera capa es mayor que 30 m, se elige el valor V_1 como la velocidad (β) correlacionable con el efecto de sitio. Cuando el espesor es menor que 30 m, se realiza un promedio pesado de las velocidades V_1 y V_2 . La tabla IV presenta los valores interpretados para las velocidades y profundidades, así como los valores asignados a los primeros 30 m del subsuelo.

Tabla IV.

Valores de velocidad V_1 y V_2 calculados para cada estación en donde se realizaron perfiles de refracción sísmica.

ESTACIÓN	h_1 (m)	V_1 (m/s)	V_2 (m/s)	β (m/s)
SIE1	?	877	?	877
DUKE	4.3	291	635	586
LHER	30.5	268	306	268
LOSC	4.1	1489	2176	2176
EWAG	3.2	633	2238	2238
ELCA	11.5	1309	1948	1948
RVIE	15.3	473	1010	736

Inferidos:

PAPO				877
ACJI				741
AGDC				877
KM62				1309
SDEC				572
LPER				268

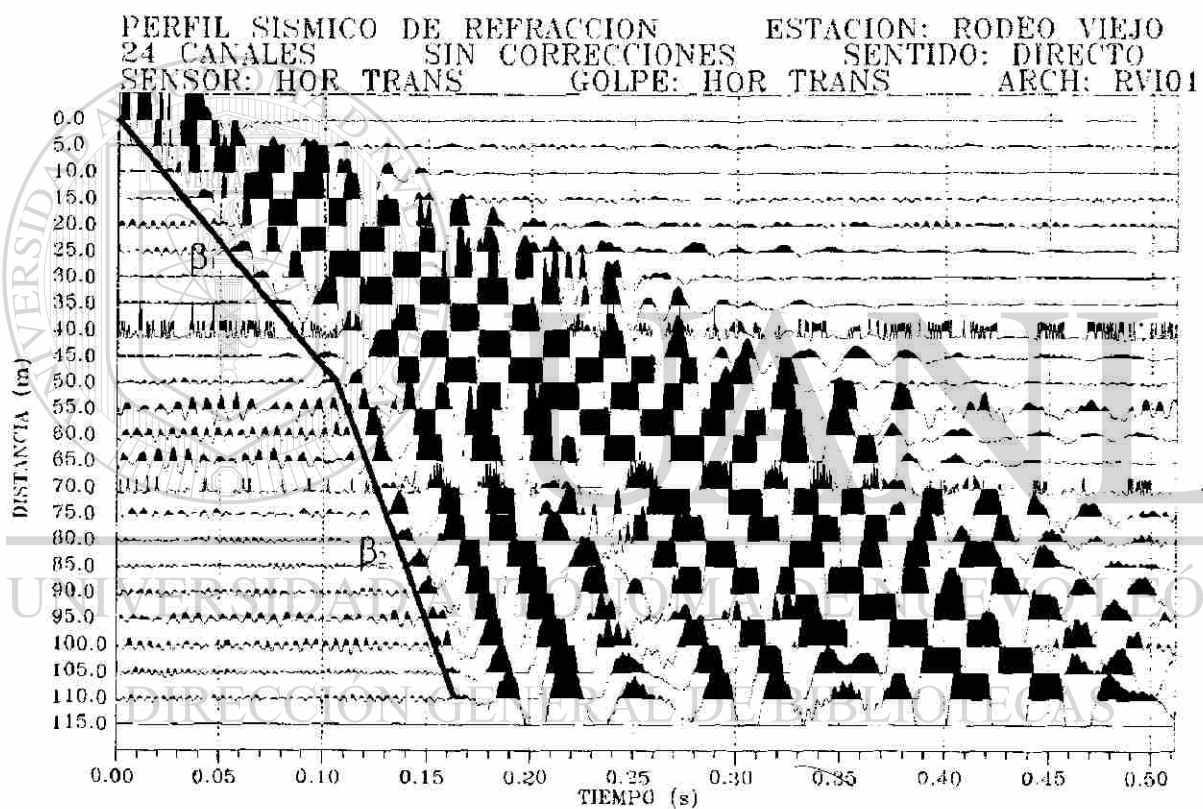


Figura 12.a. Sección sísmica de refracción en el sitio RVIE, con las domocrónicas interpretadas.

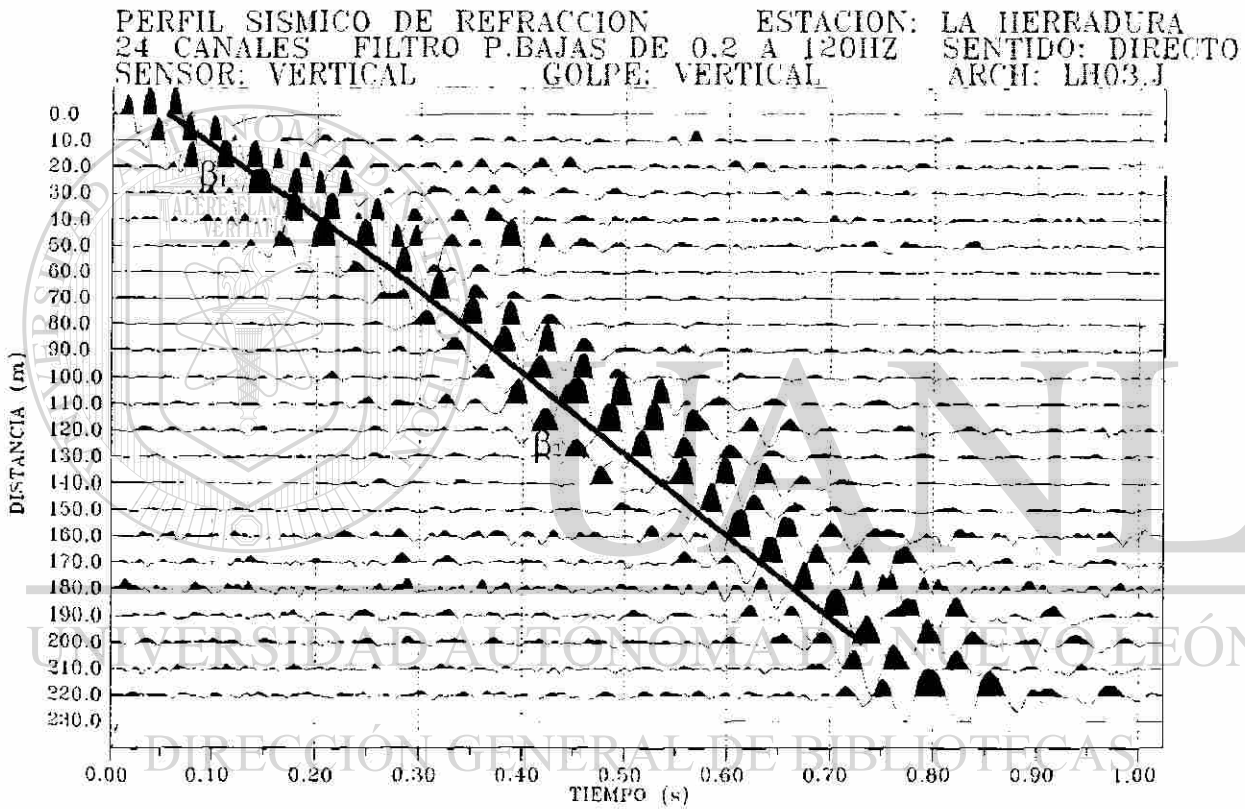


Figura 12.b. Sección sísmica de refracción en el sitio LHER, con las domocrónicas interpretadas.

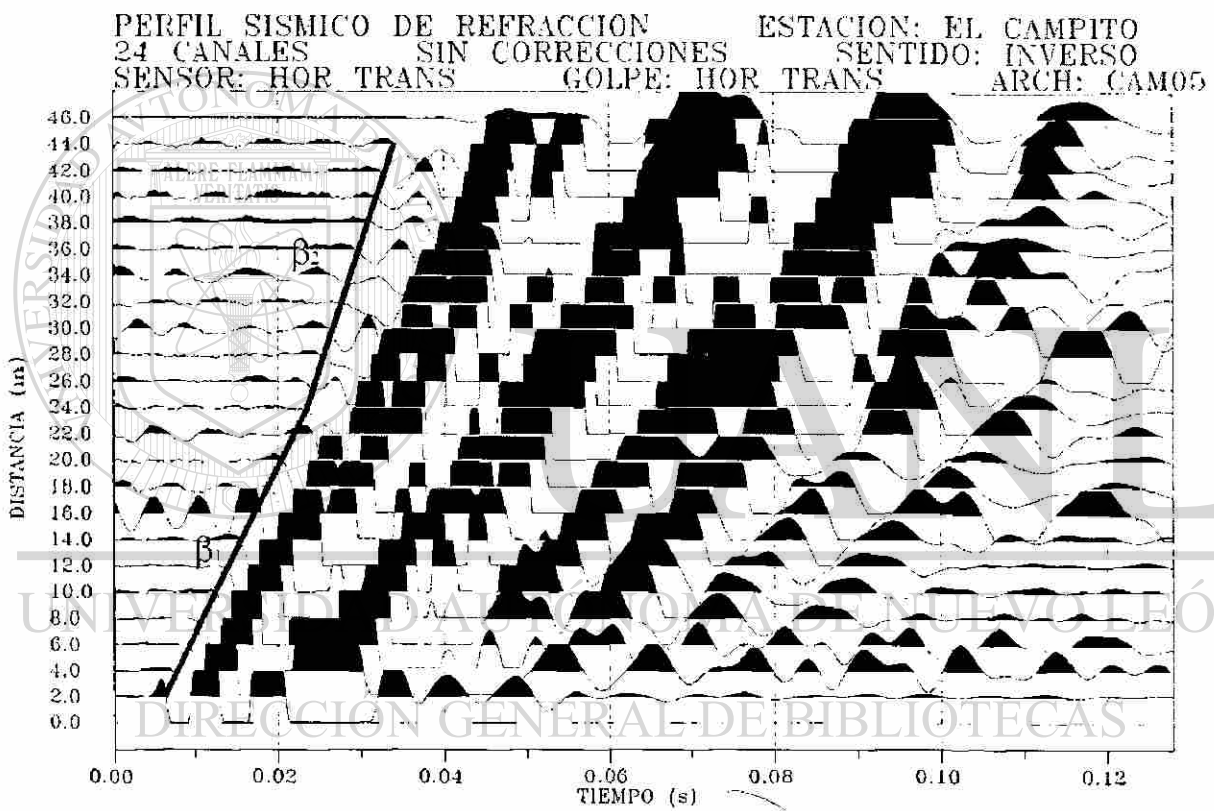


Figura 12.c. Sección sísmica de refracción en el sitio ELCA, con las domocrónicas interpretadas.

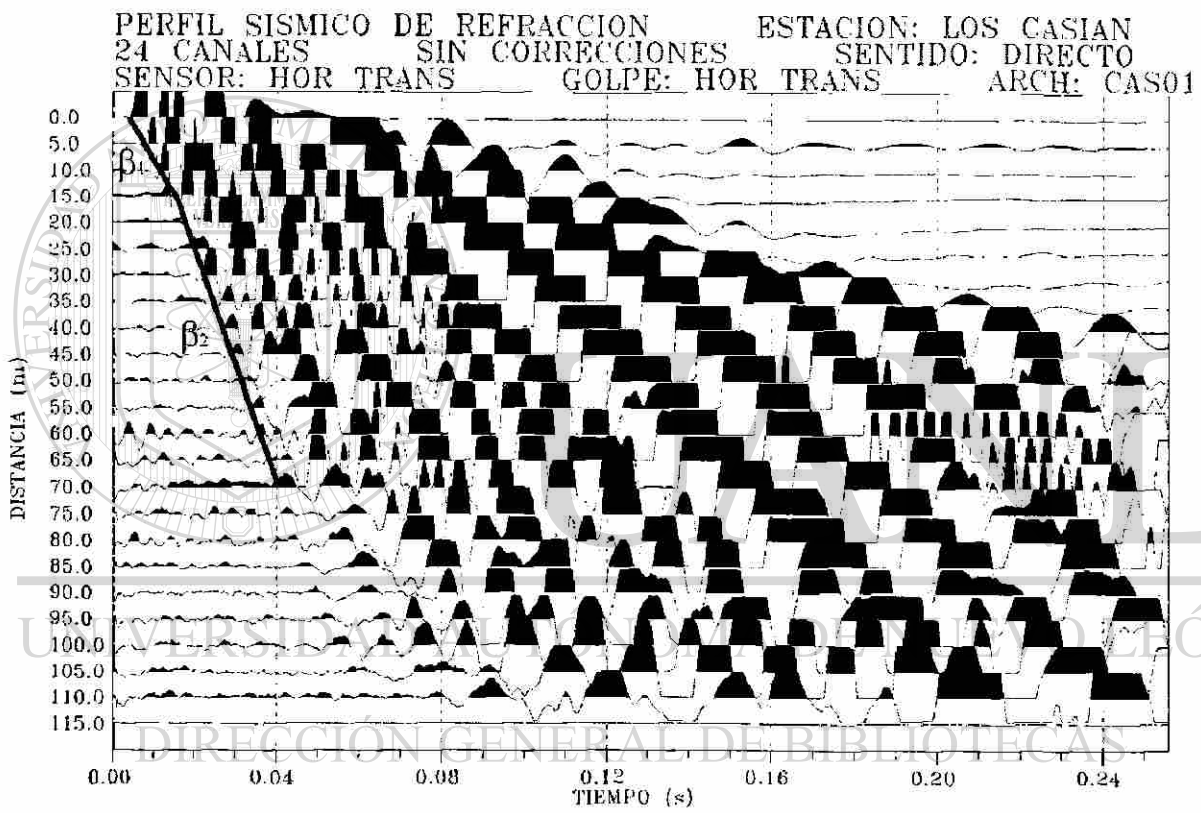


Figura 12.d. Sección sísmica de refracción en el sitio LOSC, con las domocrónicas interpretadas.

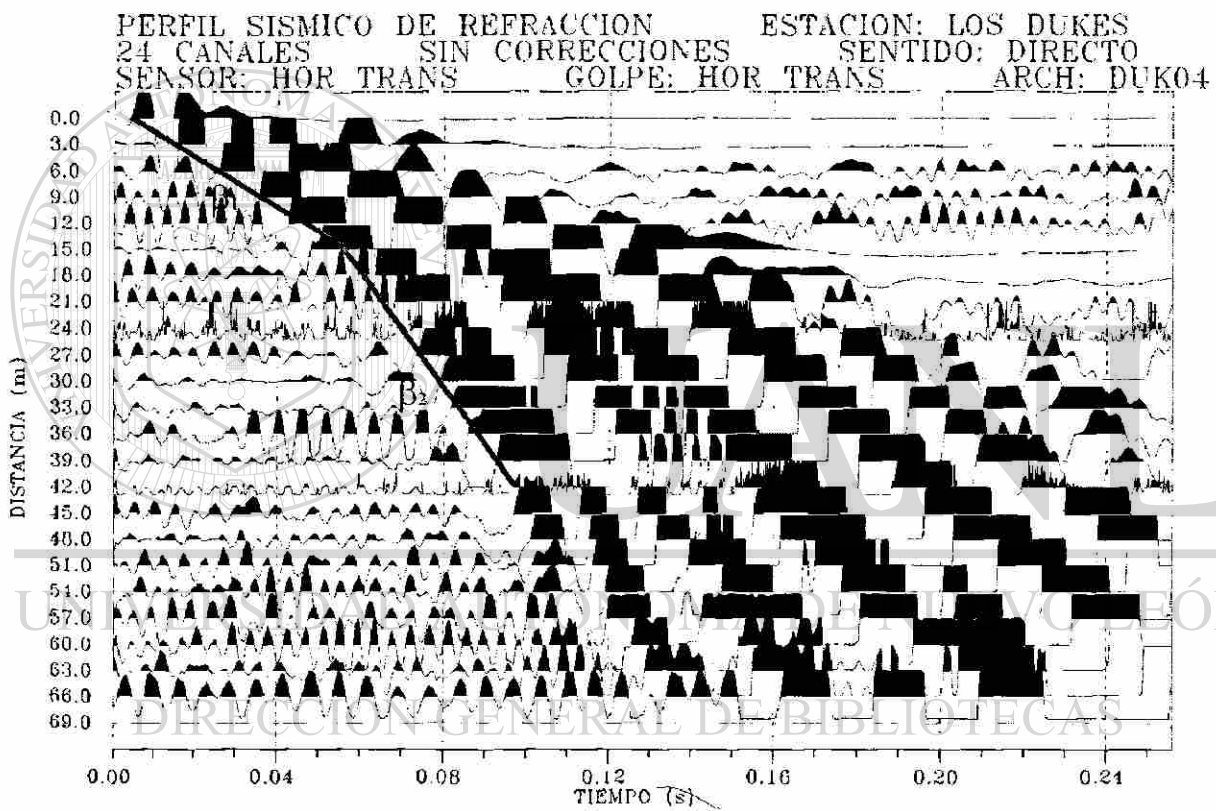


Figura 12.e. Sección sísmica de refracción en el sitio DUKE, con las domocrónicas interpretadas.

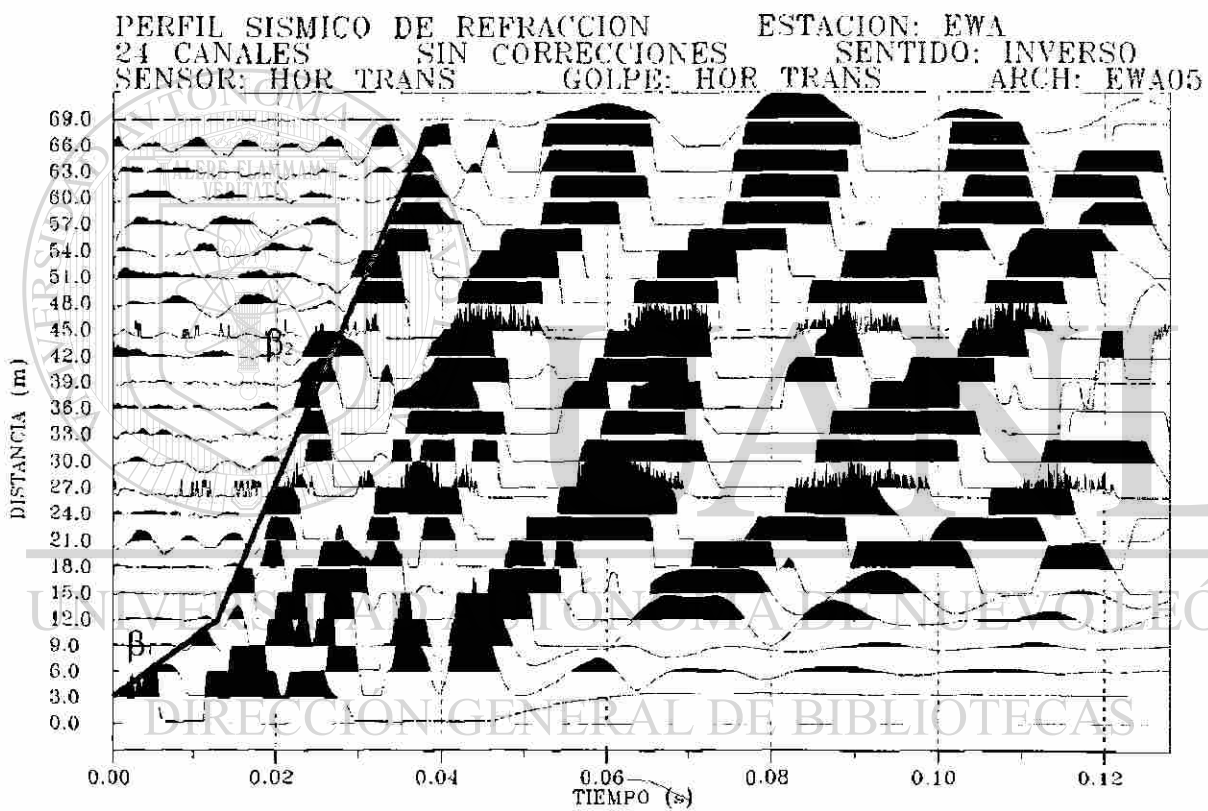


Figura 12.f. Sección sísmica de refracción en el sitio EWAG, con las domocrónicas interpretadas.

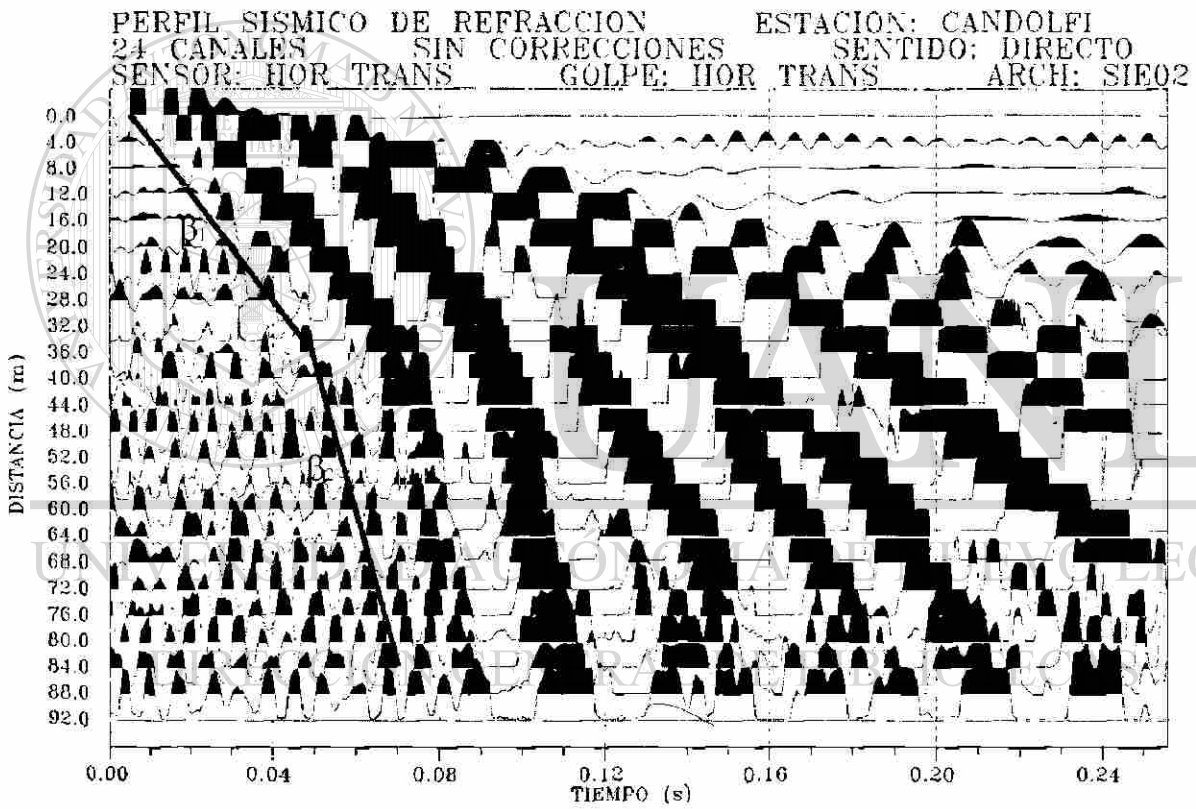


Figura 12.g. Sección sísmica de refracción en el sitio SIE1, con las domocrónicas interpretadas.

IV.4. CÁLCULO DE COCIENTES ESPECTRALES SUELO/ROCA

Las estaciones empleadas como referencia son LOSC, EWAG y ELCA, situadas sobre roca (esquisto, igia e igea, respectivamente). Durante el desplante de estas estaciones se puso especial cuidado en ubicarlas sobre afloramientos de roca sana (no intemperizada), para evitar la presencia de la amplificación producida por materiales superficiales de baja impedancia (densidad por velocidad sísmica, $\rho\beta$).

Se investigó la respuesta de amplificación sísmica relativa en nueve estaciones, situadas en sitios que representan a los principales tipos de suelos presentes en la región de estudio (figura 7). Se aplicó la ecuación (4) para calcular los cocientes espectrales respecto a las estaciones de referencia. La tabla V muestra la cantidad de terremotos registrados simultáneamente, para cada combinación de sitio de estudio y estación de referencia. Esas son las mismas cantidades de cocientes calculados en cada sitio.

Tabla V.

En cada celda de intercepción, entre los sitios (*i*) y las estaciones de referencia (*j*), se indican la cantidad de terremotos registrados simultáneamente en ambos lugares.

Referencia (<i>j</i>)→	(1)	(2)	(3)
(<i>i</i>) ↓ Sitio	LOSC	EWAG	ELCA
(1) SIE1	98	100	15
(2) PAPO	73	80	0
(3) ACJI	34	36	0
(4) AGDC	52	32	34
(5) KM62	76	84	0
(6) SDEC	114	93	33
(7) DUKE	13	10	8
(8) LEER	4	2	0
(9) LPER	1	1	0

En referencia a la ecuación (4):

$$A_{ijk}(f) = \frac{E_{ik}(f)}{E_{jk}(f)}, \quad (15)$$

el índice i está indicado en la 1ª columna de la tabla V (columna de sitios); el índice j por el 1º renglón (estaciones de referencia), y el índice k adquiere valores entre 1 y el número colocado en cada celda de intercepción de dicha tabla.

La figura 13 muestra el conjunto de curvas de cocientes A_{ijk} para el sitio SIE1 ($i=1$), la estación de referencia LOSC ($j=1$) y todos los terremotos registrados simultáneamente en esos dos puntos ($k=1,\dots,98$). En la figura es posible advertir que algunas curvas tienen comportamientos anómalos respecto a la mayoría de éstas, con amplitudes *disparadas*. Se identificaron las curvas anómalas como aquellas que tuviesen amplitudes mayores a 4.5 desviaciones estándares a partir de la media de todo el conjunto de curvas. A continuación, se revisaron visualmente las series de tiempo correspondientes a las curvas anómalas, encontrándose que los sismogramas estaban extremadamente ruidosos. Los sismogramas muy ruidosos fueron eliminados del análisis.

Este mismo procedimiento de depuración se aplicó sobre todos los conjuntos de curvas de cocientes espectrales indicados por las celdas de intercepción de la tabla V. La figura 14 muestra algunos ejemplos de sismogramas eliminados del análisis de cocientes. La tabla VI indica las cantidades de terremotos que sobrevivieron a la depuración por motivos de ruido excesivo. La penúltima columna de la tabla VI indica los números de figuras en donde se muestran los conjuntos de curvas de cocientes espectrales correspondientes a cada sitio i , para todas las estaciones de referencia.

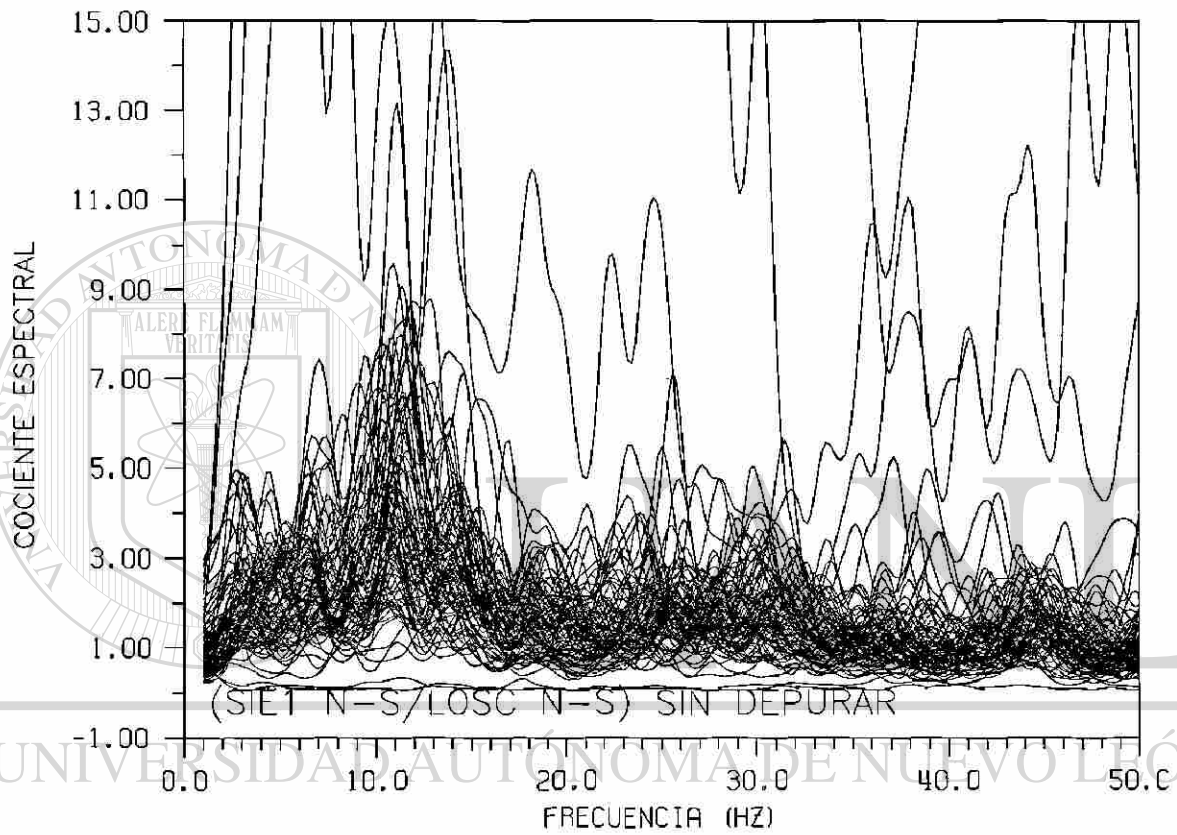


Figura 13. Cocientes espectrales entre las componentes N-S en el sitio SIE1 y la estación de referencia LOSC. Aquí se incluyen todos los terremotos registrados simultáneamente en ambos lugares. Nótese algunas curvas de comportamiento anómalo (amplitudes disparadas).

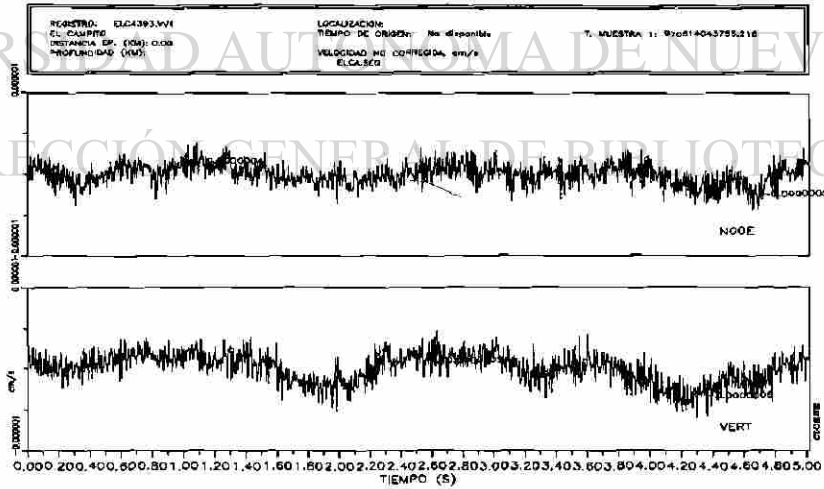
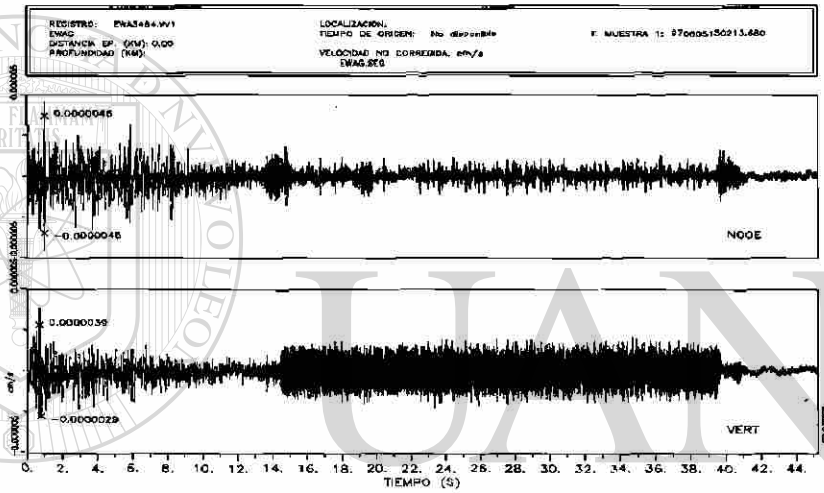
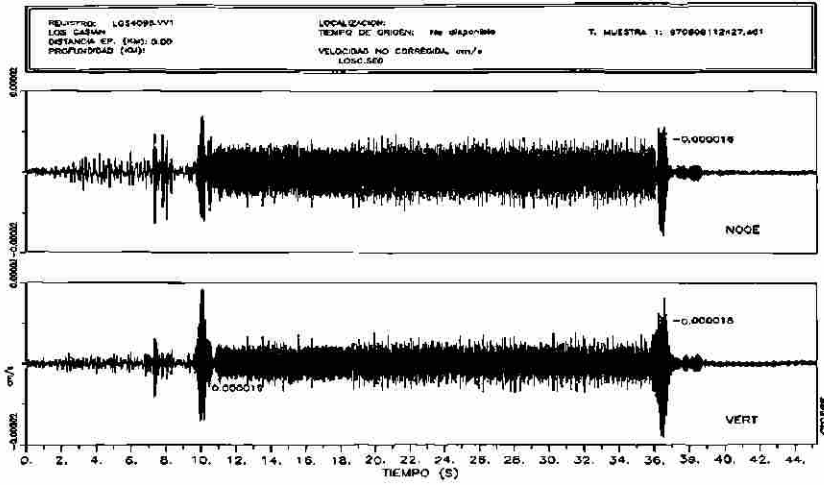


Figura 14. Ejemplos de sismogramas inservibles para propósitos del cálculo de los cocientes espectrales. Nótese la relación señal/ruido muy pobre. Este sismograma originó una de las curvas anómalas de la figura anterior.

Tabla VI.

En cada celda de intercepción, entre los sitios (*i*) y las estaciones de referencia (*j*), se indican la cantidad de terremotos registrados simultáneamente, después de aplicar un procedimiento de depuramiento de sismogramas ruidosos.

Referencia (<i>j</i>)→	1) LOSC	2) EWAG	3) ELCA	Figuras de A_{ik}	Figuras de A_{ij}
(<i>i</i>) ↓ Sitio					
(1) SIE1	66	81	14	15	16
(2) PAPO	50	65	0	17	18
(3) ACJI	23	30	0	19	20
(4) AGDC	31	23	29	21	22
(5) KM62	5 6	62	0	23	24
(6) SDEC	79	57	26	25	26
(7) DUKE	7	9	8	27	28
(8) LHER	3	2	0	29	30
(9) LPER	1	1	0	31	

A cada uno de los conjuntos de cocientes espectrales se le estimó una curva promedio, mediante la aplicación de la ecuación (5). Las curvas promedio resultantes, así como las curvas correspondientes a una desviación estándar arriba y abajo del promedio, son mostradas en las figuras cuyos números aparecen en la última columna de la tabla VI, excepto para la estación LPER, donde sólo se registró un evento.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

IV.5. CREACIÓN DE LOS MAPAS PREDICTIVOS DEL MOVIMIENTO DEL SUELO

Para utilizar las ecuaciones (13) y (14) se requiere primeramente definir la fuente sísmica para la cual se estimarán los máximos movimientos del suelo; esto significa elegir una falla geológica con las siguientes características: a) que por su cercanía a la región de estudio sea capaz de generar movimientos fuertes dentro de ésta; b) que por sus dimensiones y razón

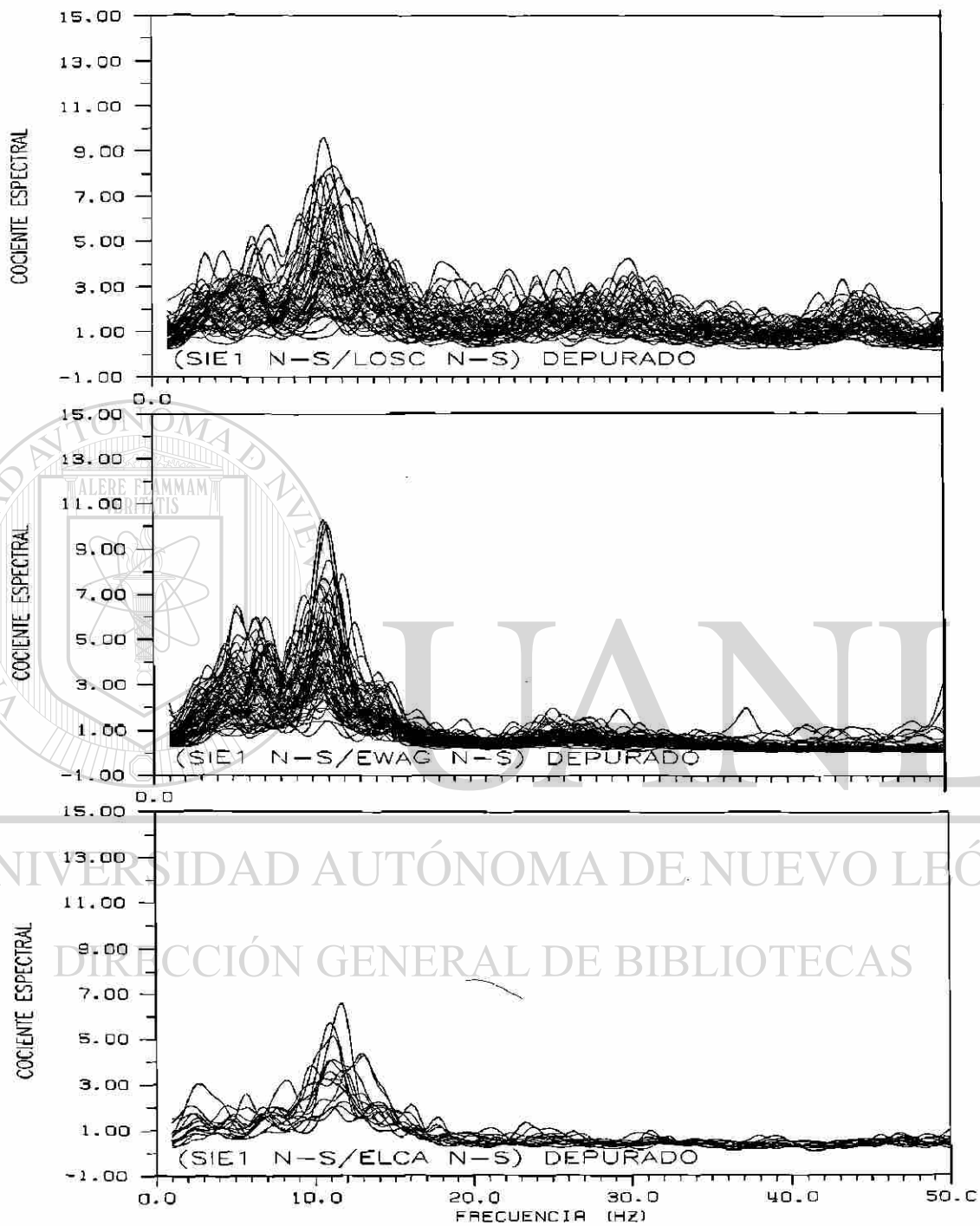


Figura 15. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación SIE1 y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

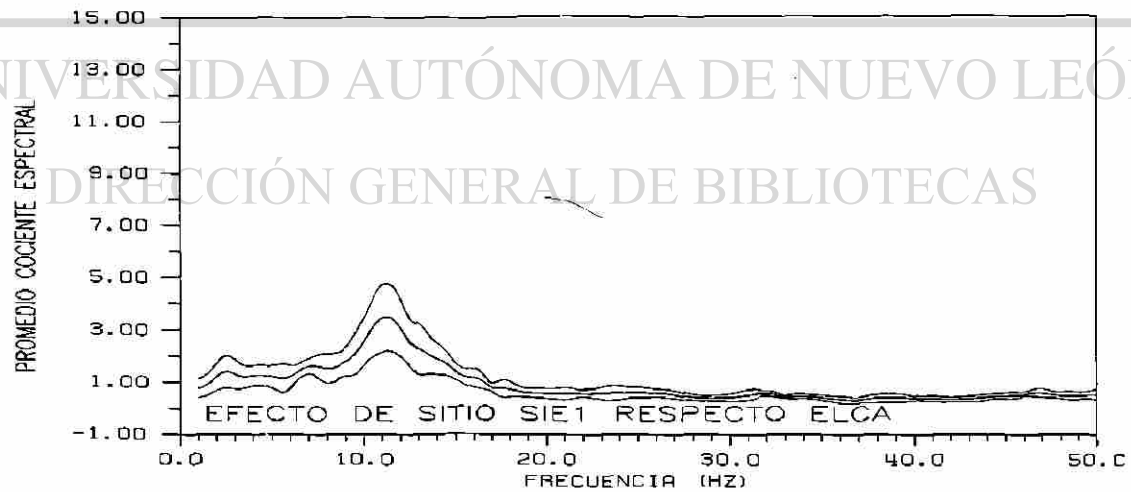
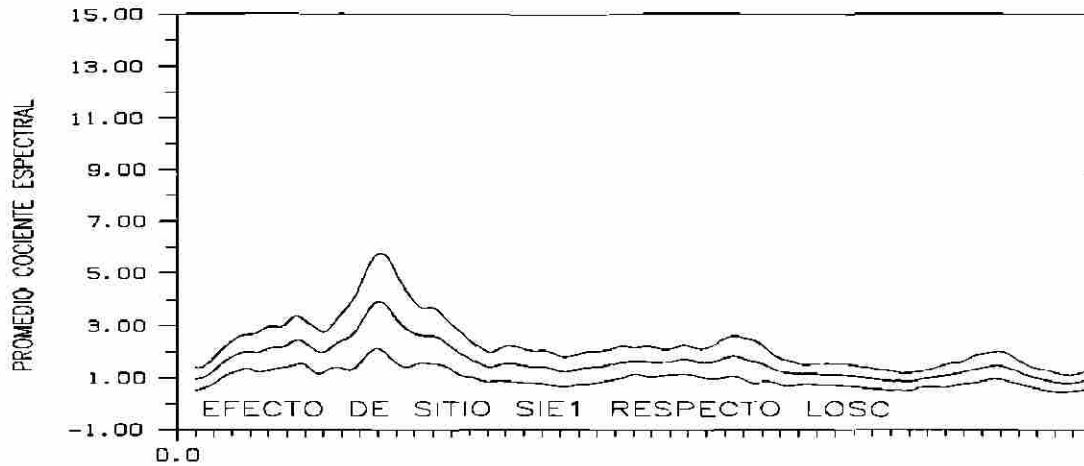


Figura 16. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio SIE1, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

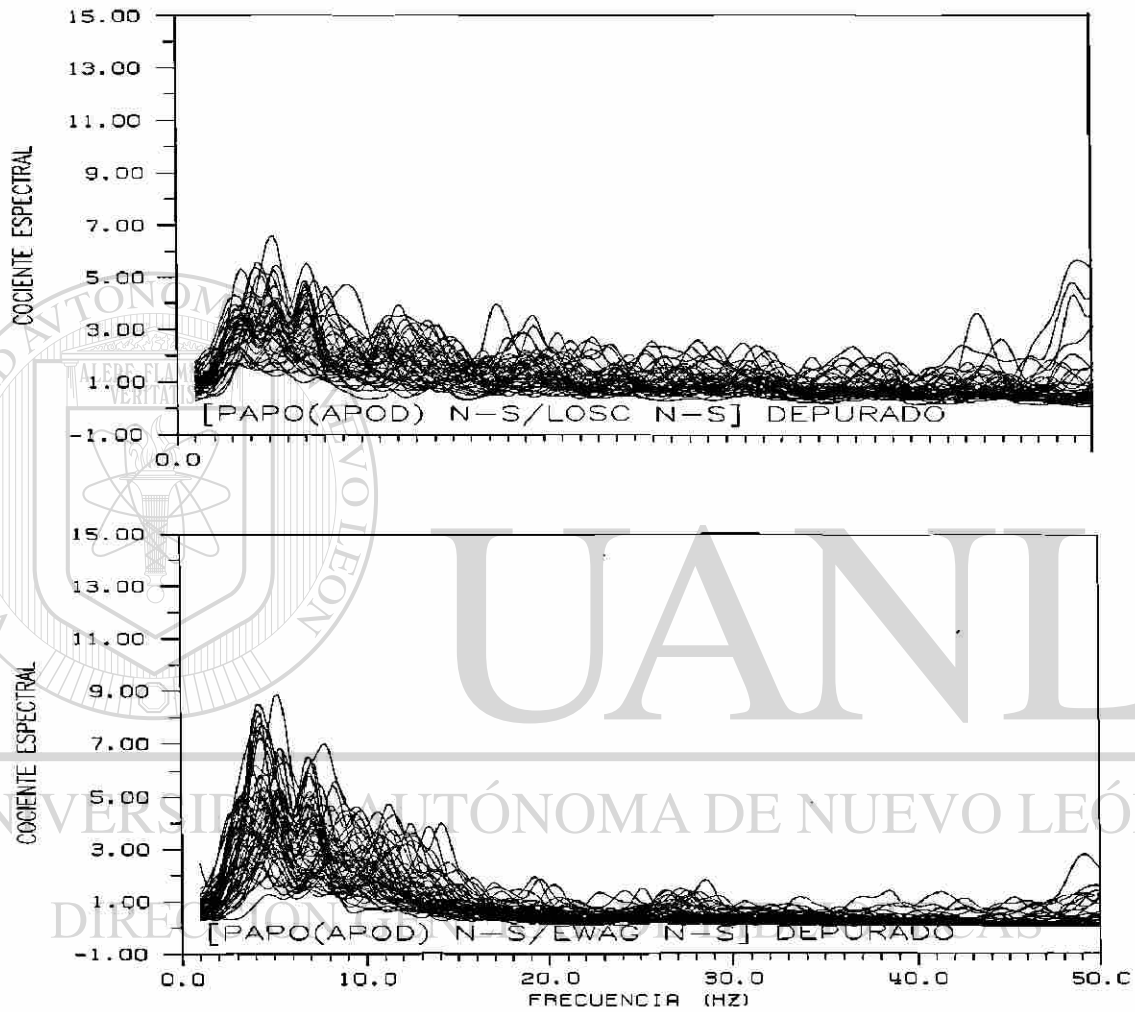


Figura 17. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación PAPO y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

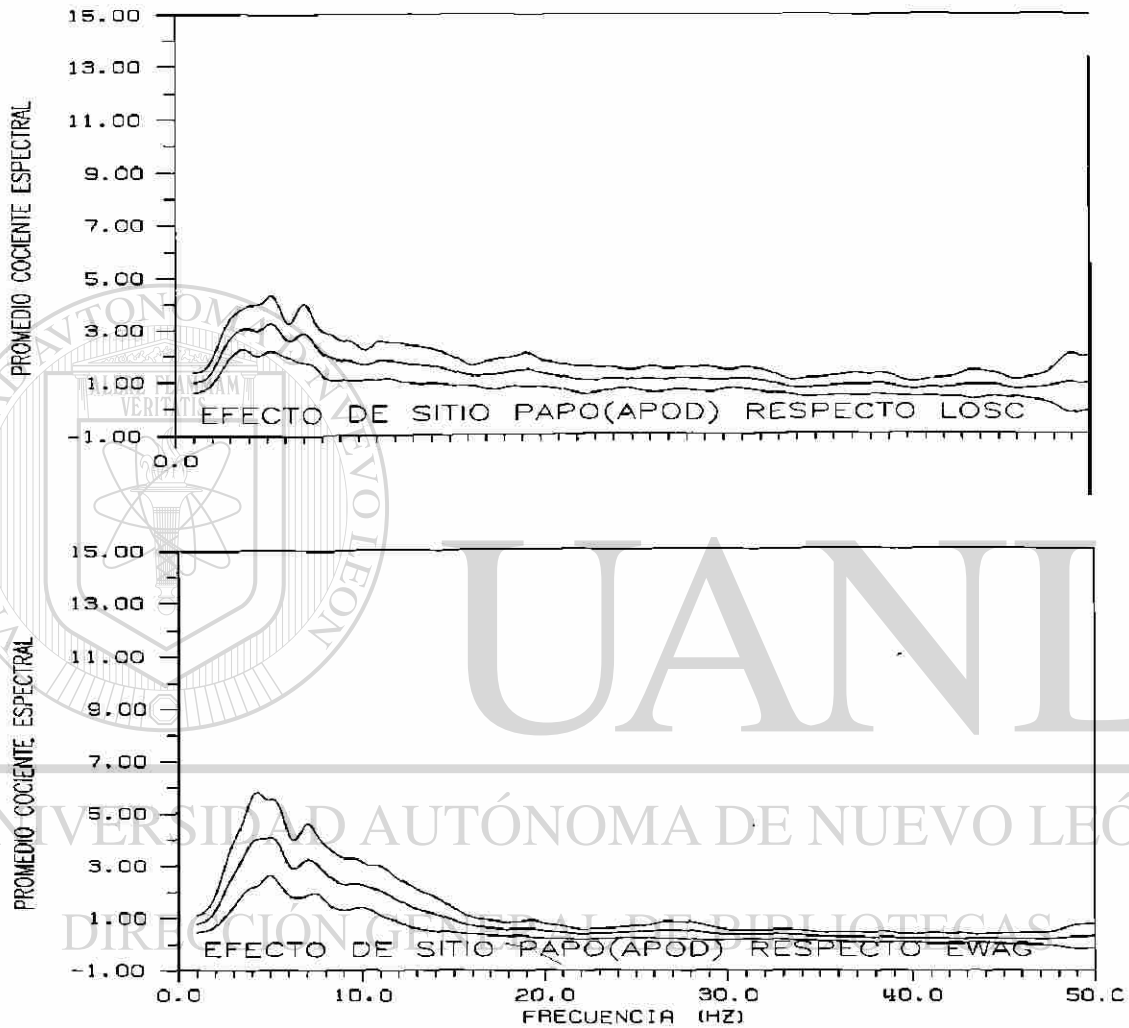


Figura 18. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio PAPO, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

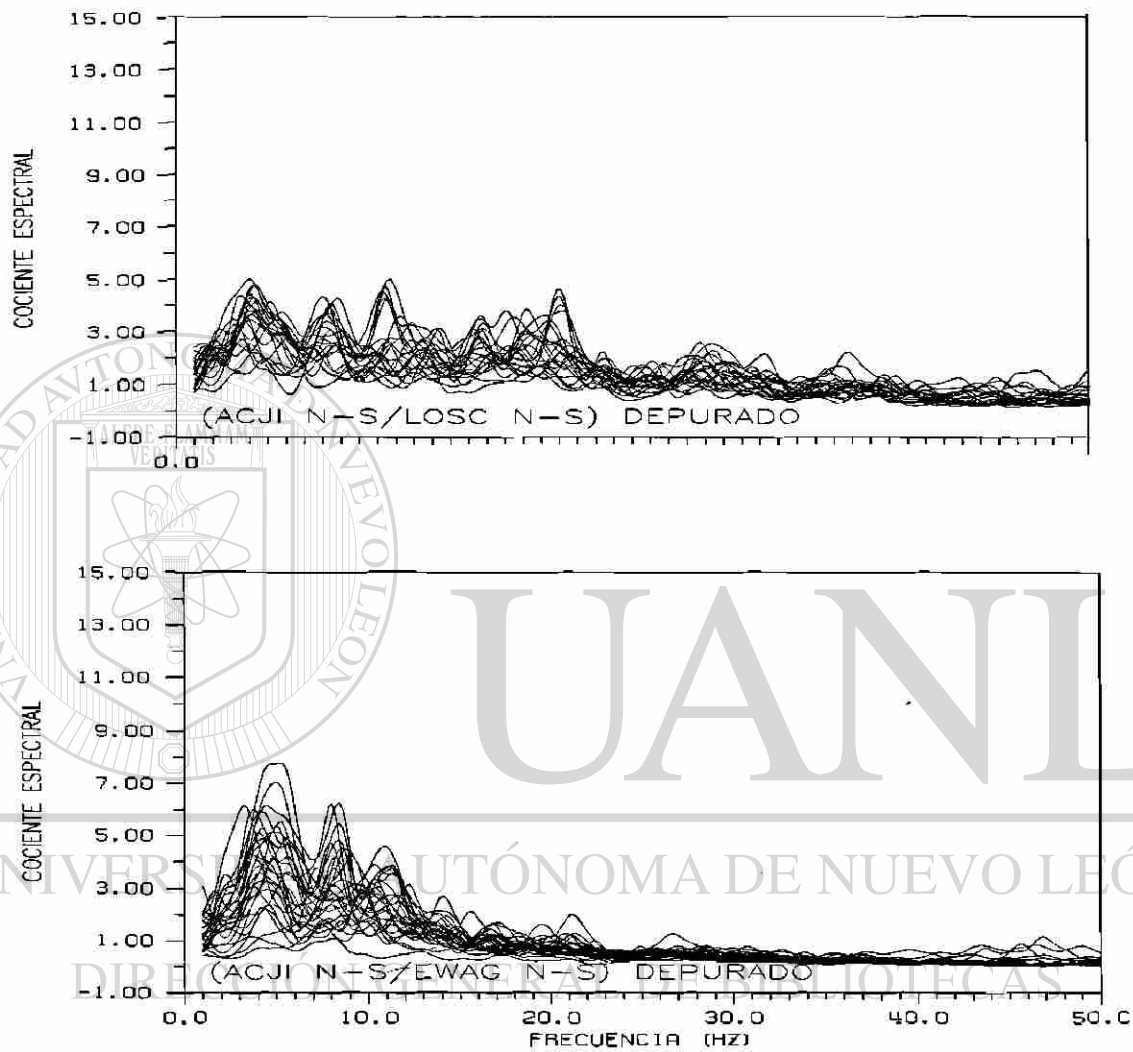


Figura 19. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación ACJI y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

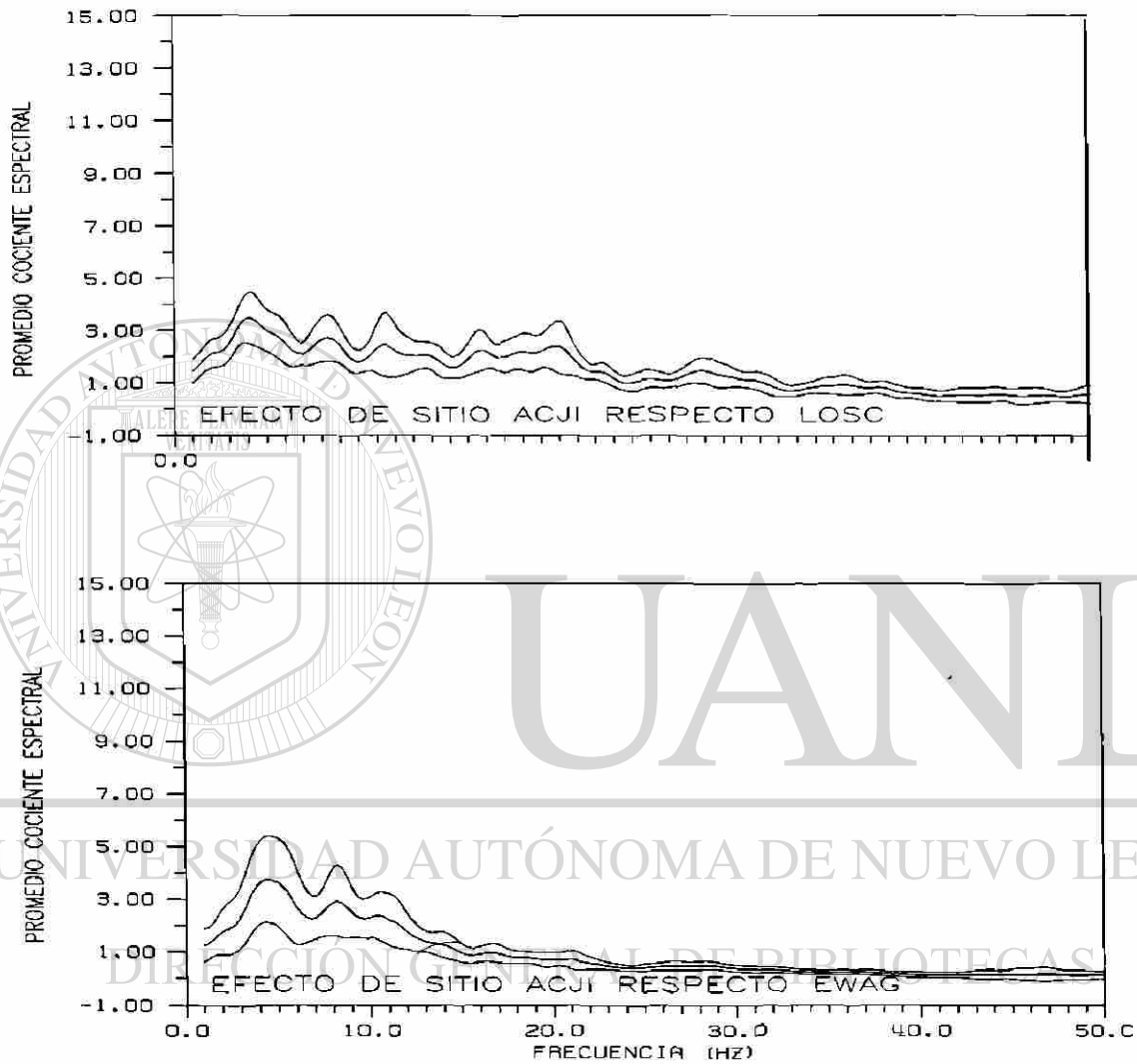


Figura 20. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio ACJI, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

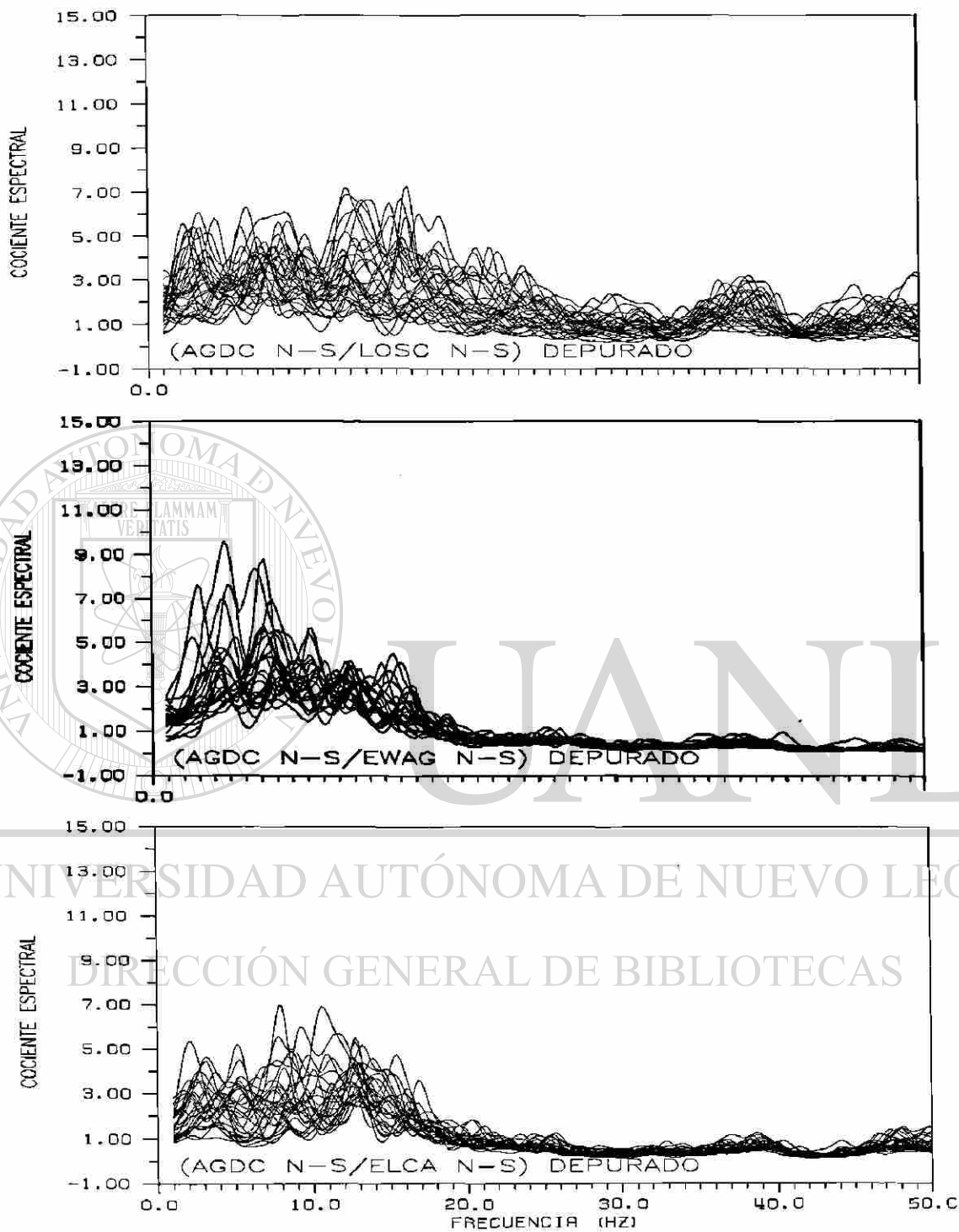


Figura 21. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación AGDC y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

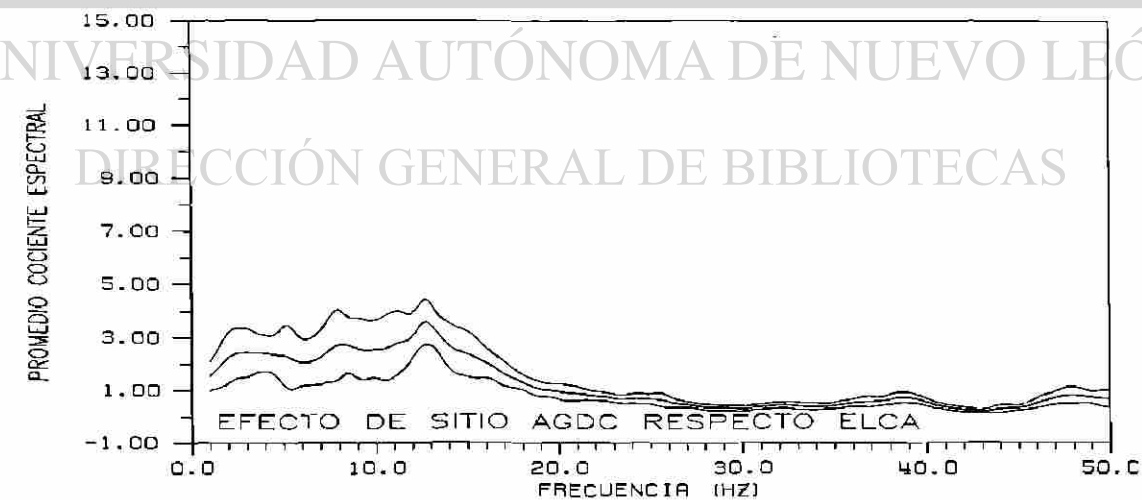
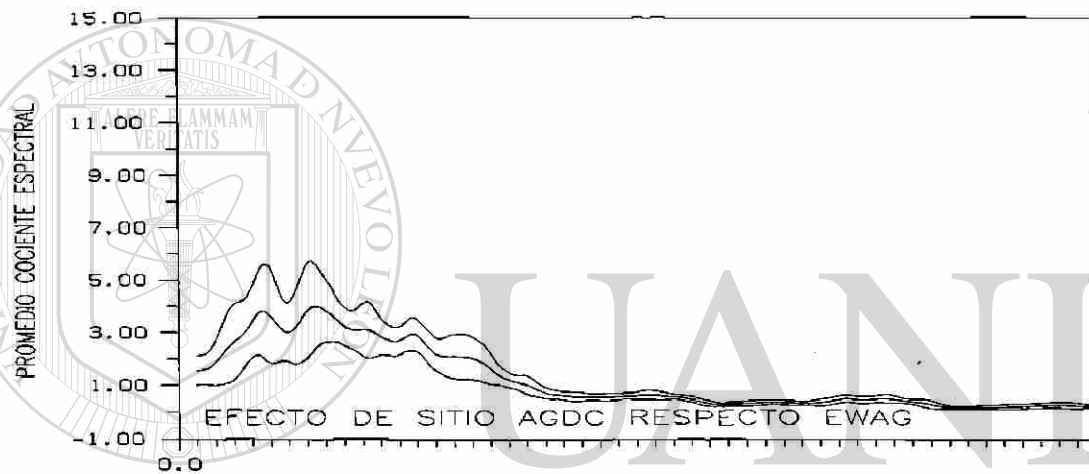
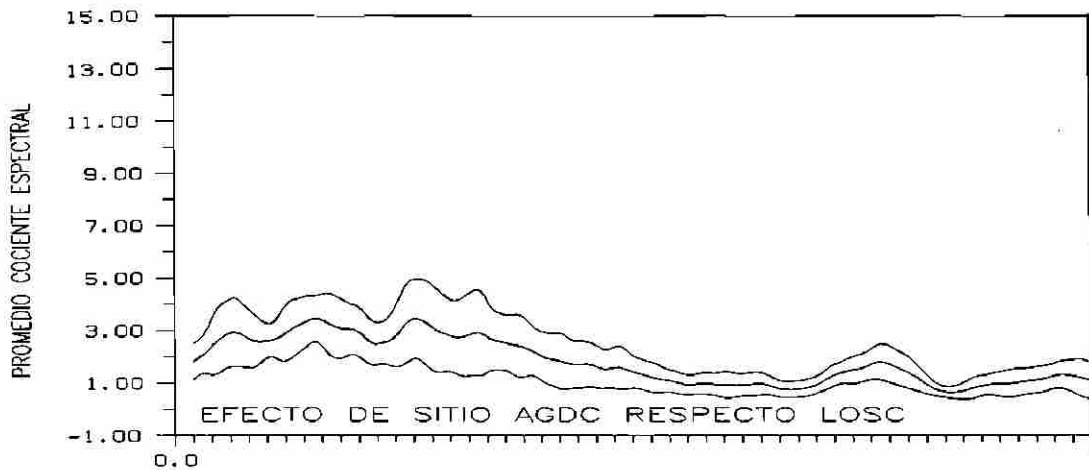


Figura 22. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio AGDC, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

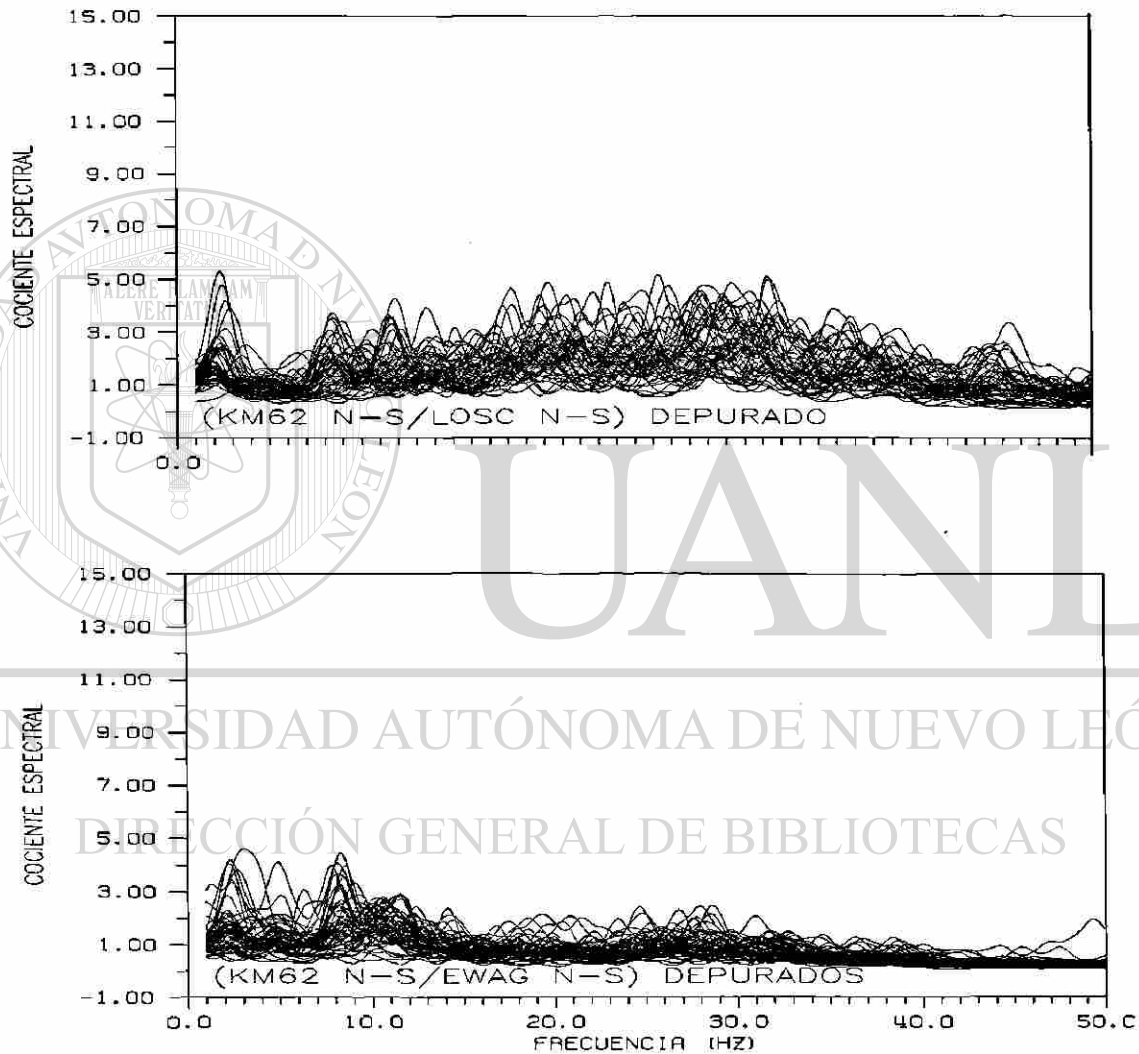


Figura 23. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación KM62 y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

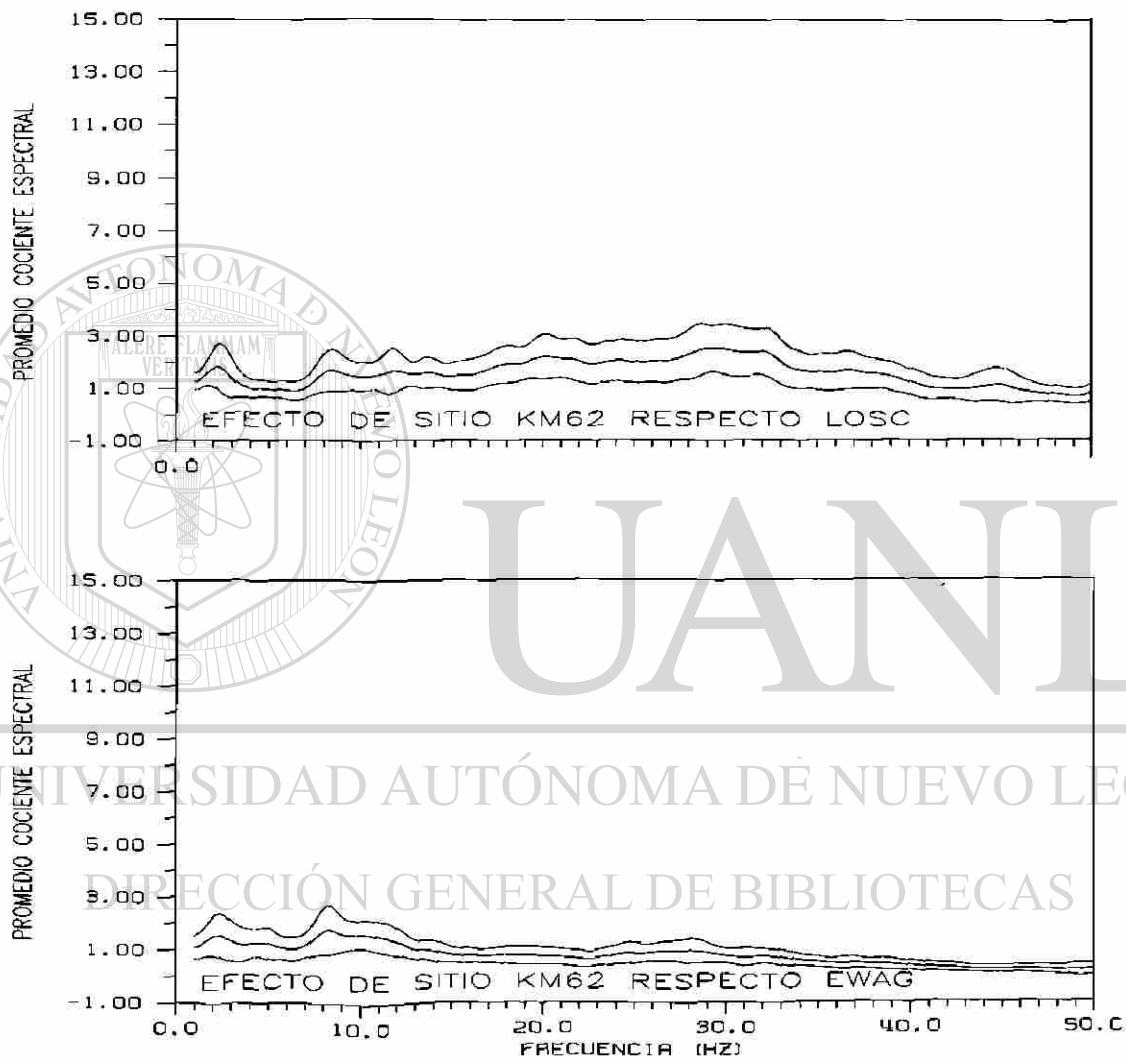


Figura 24. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio KM62, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

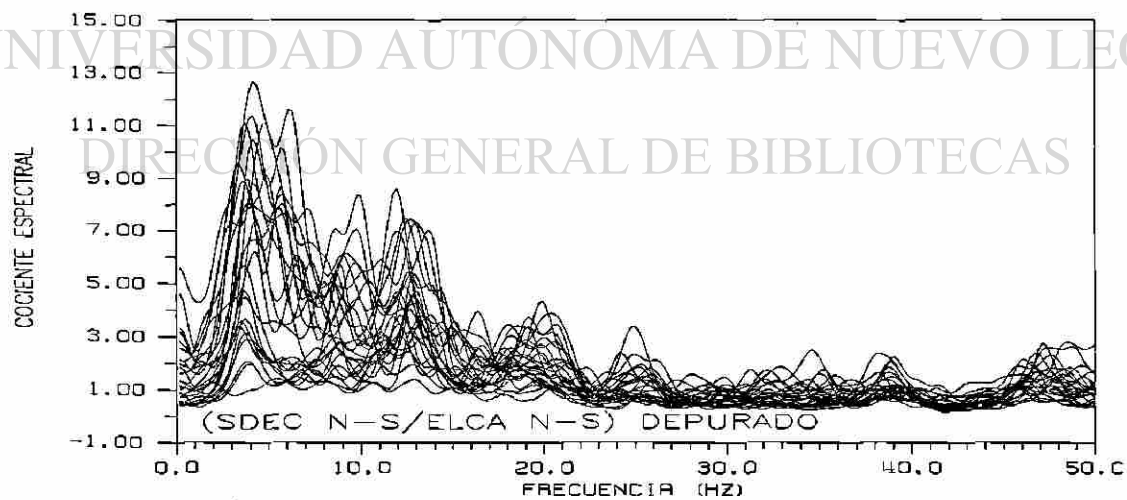
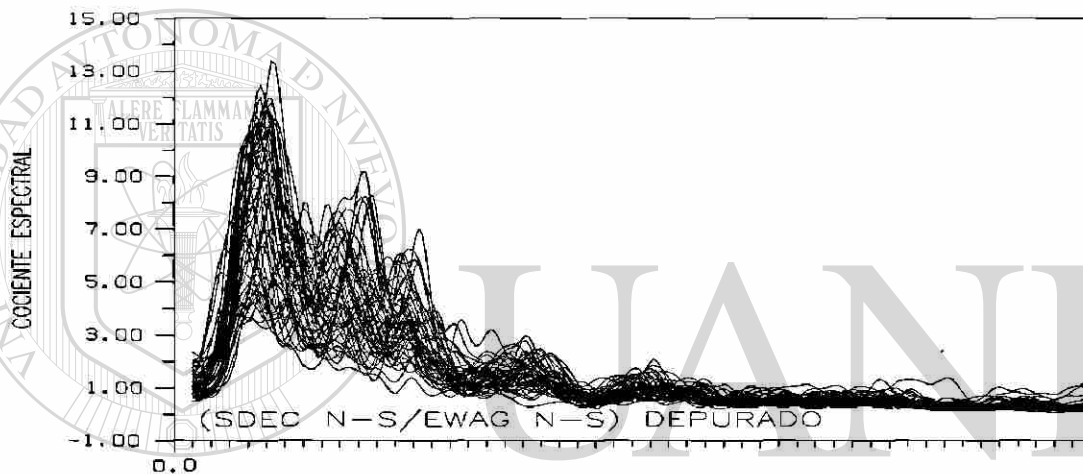
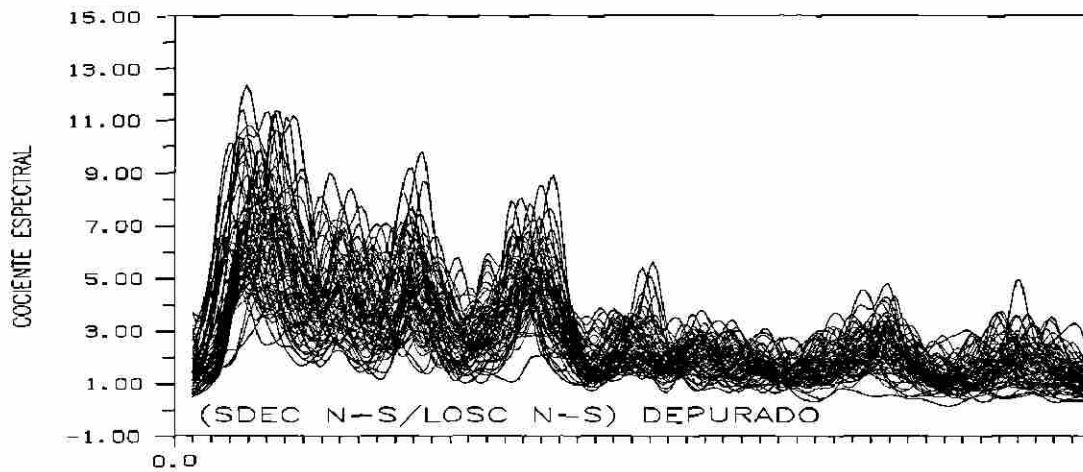


Figura 25. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación SDEC y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

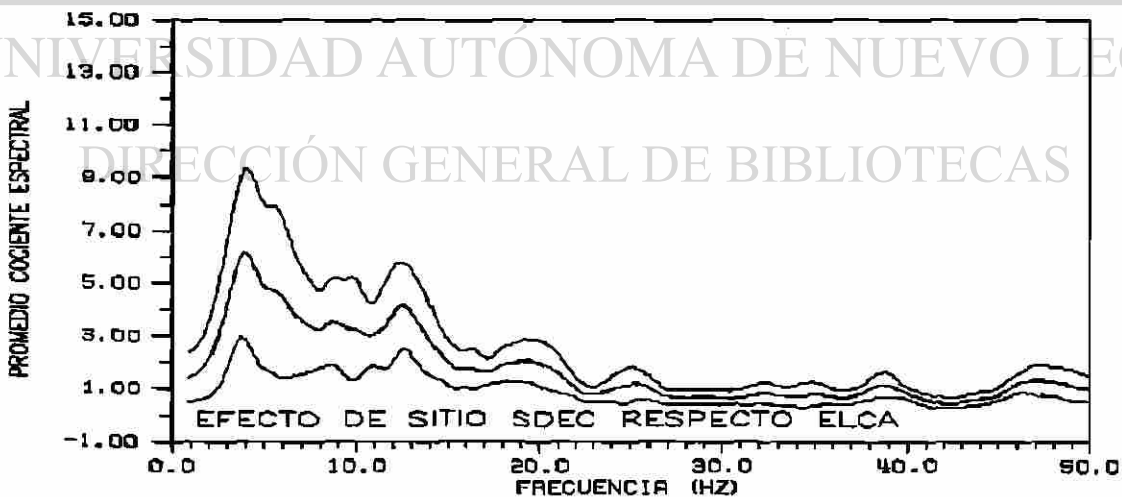
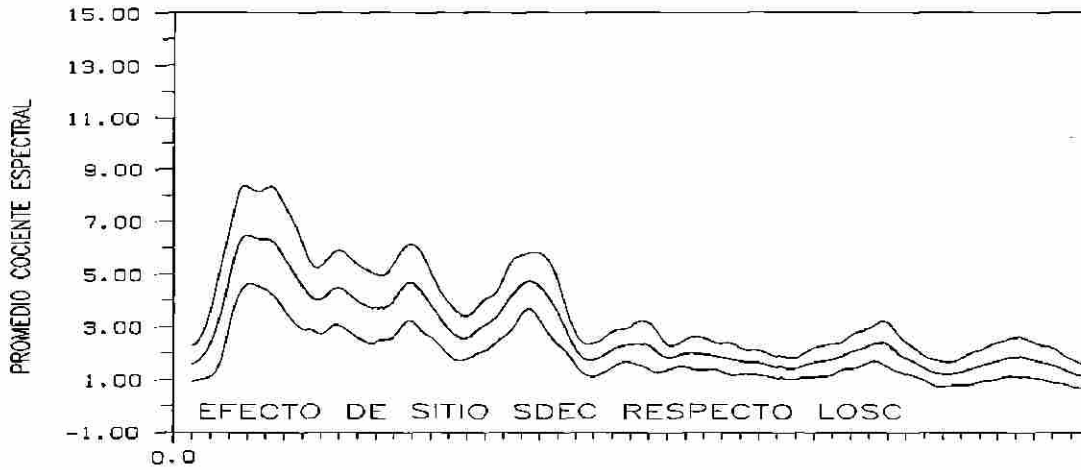


Figura 26. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio SDEC, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

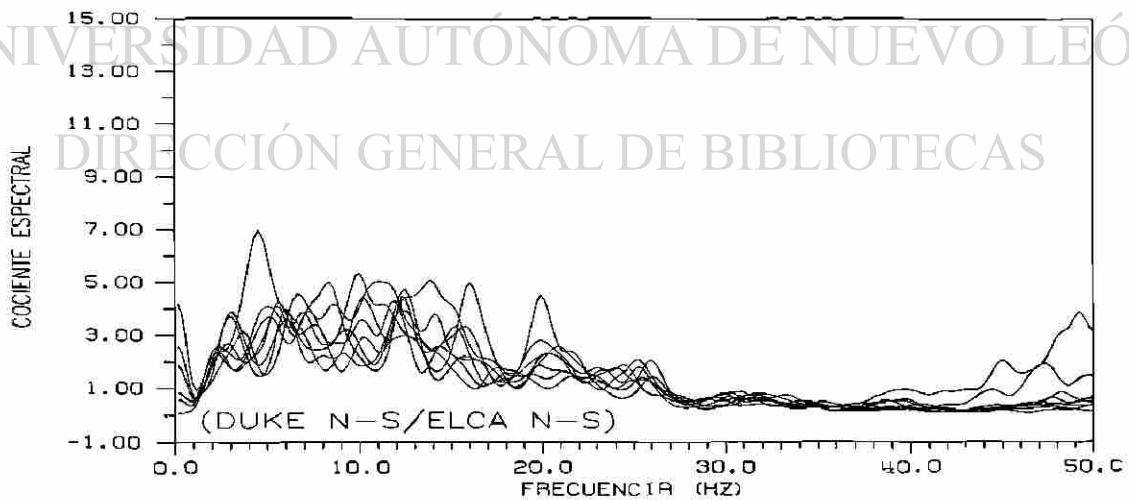
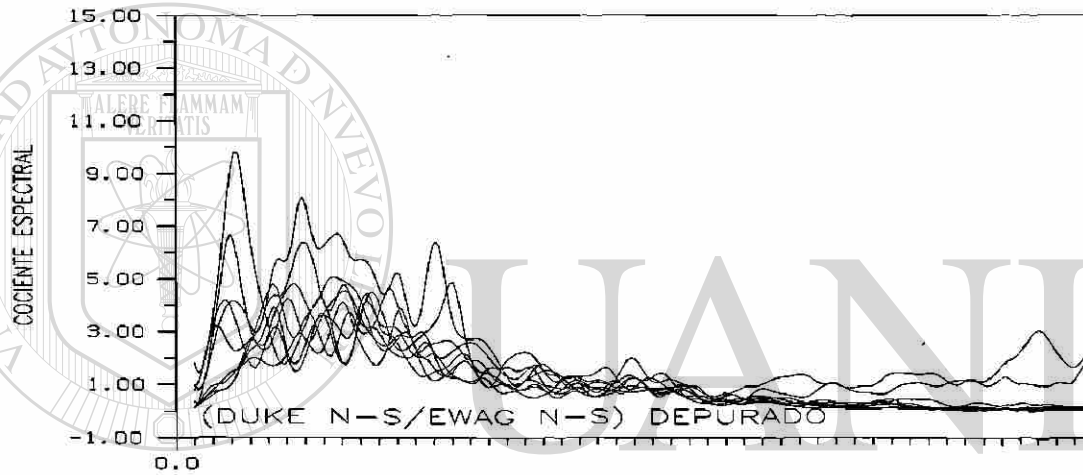
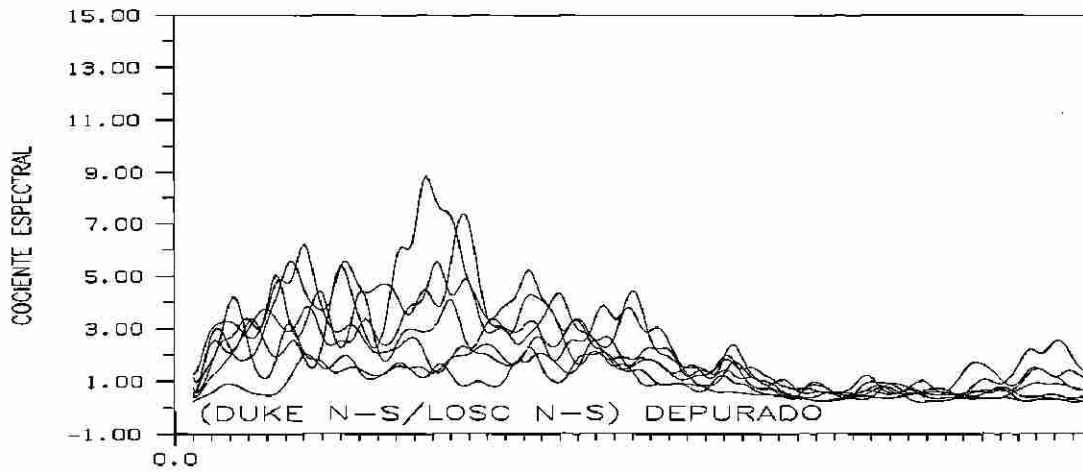


Figura 27. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación DUKE y las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

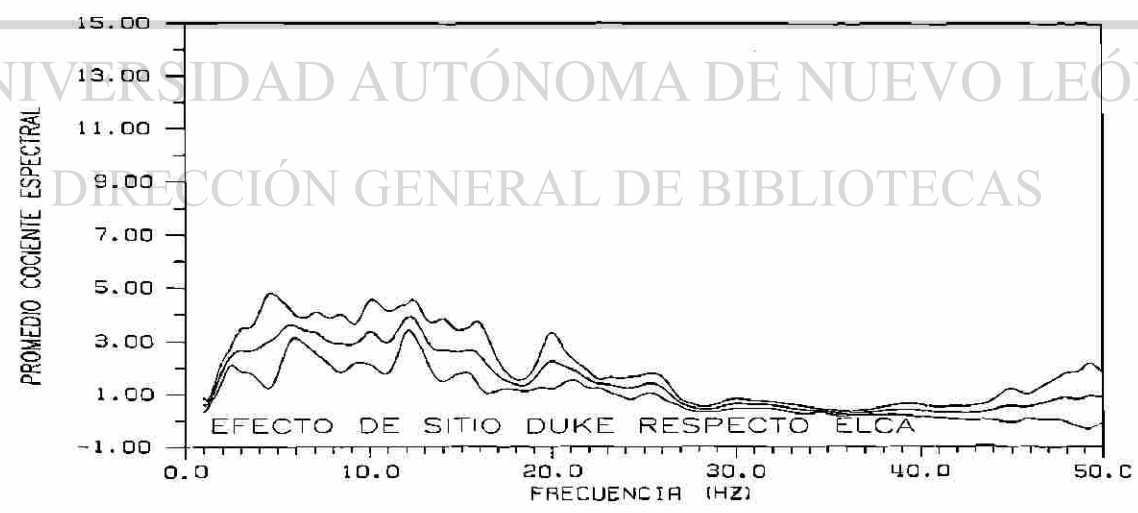
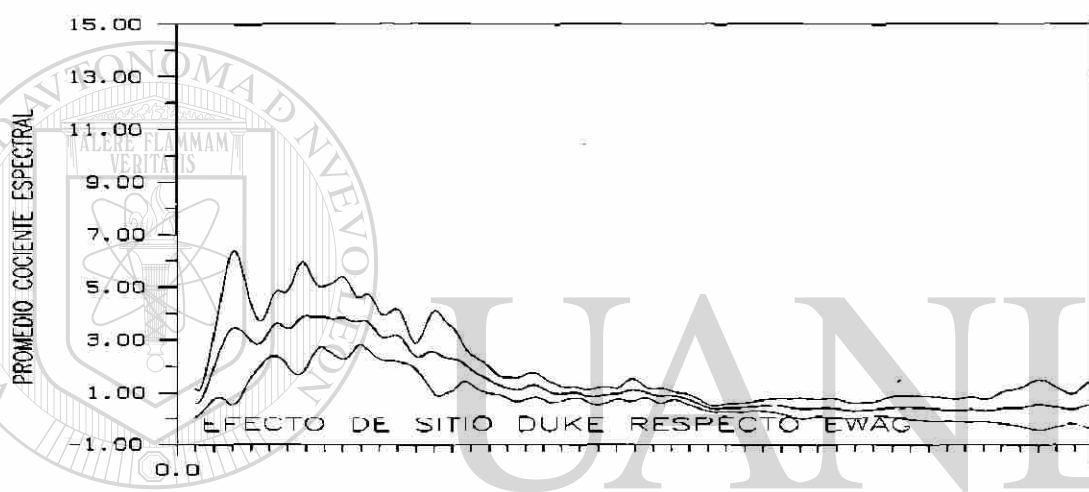
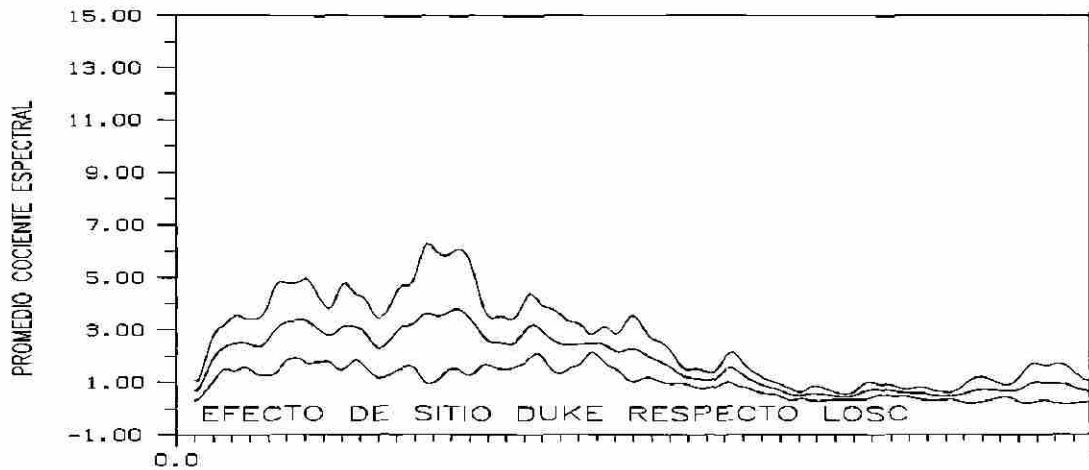


Figura 28. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio DUKE, respecto a las estaciones de referencia LOSC, EWAG y ELCA. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

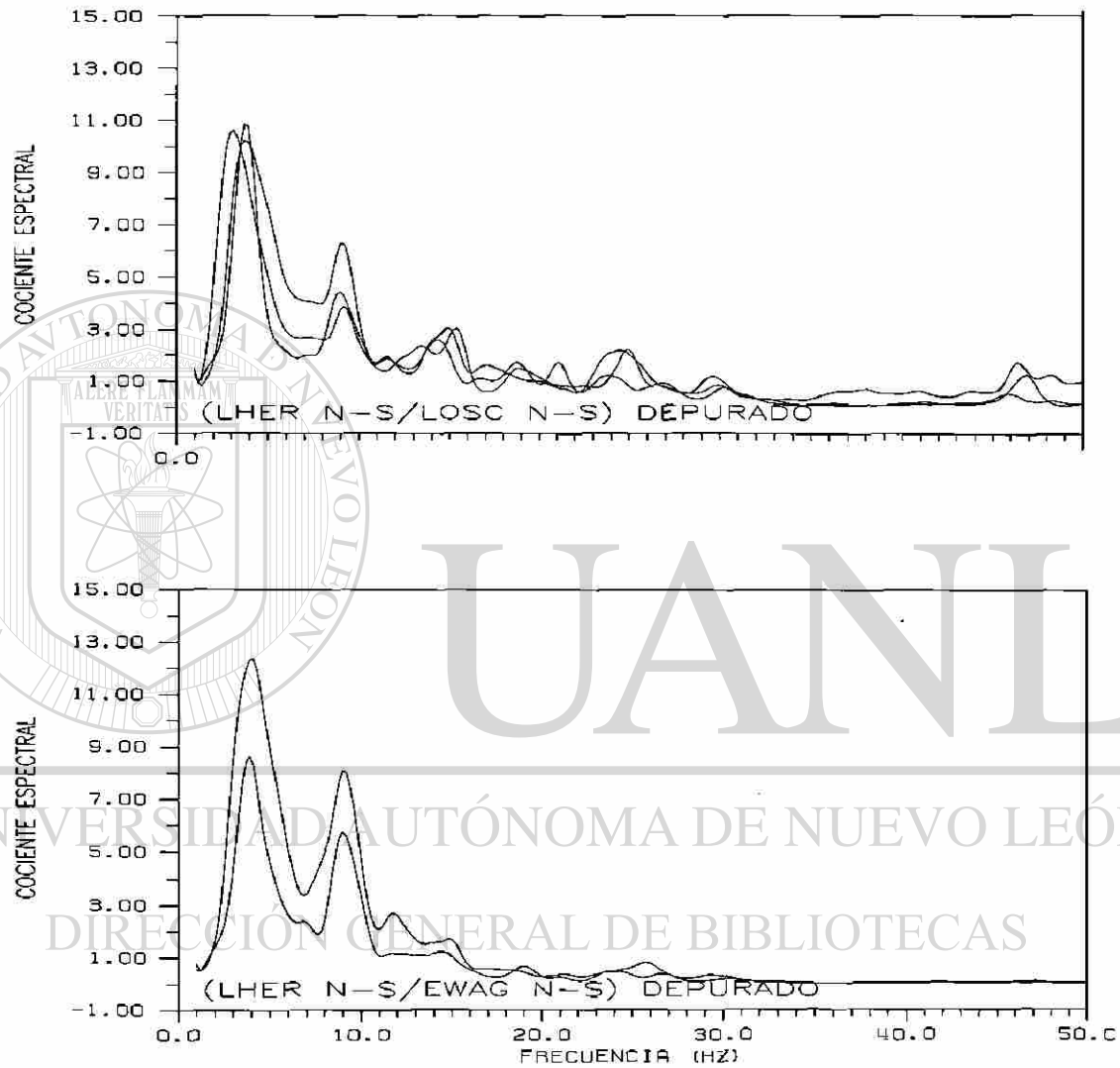


Figura 29. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación LHER y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para todos los terremotos seleccionados. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ijk} , ecuación (4).

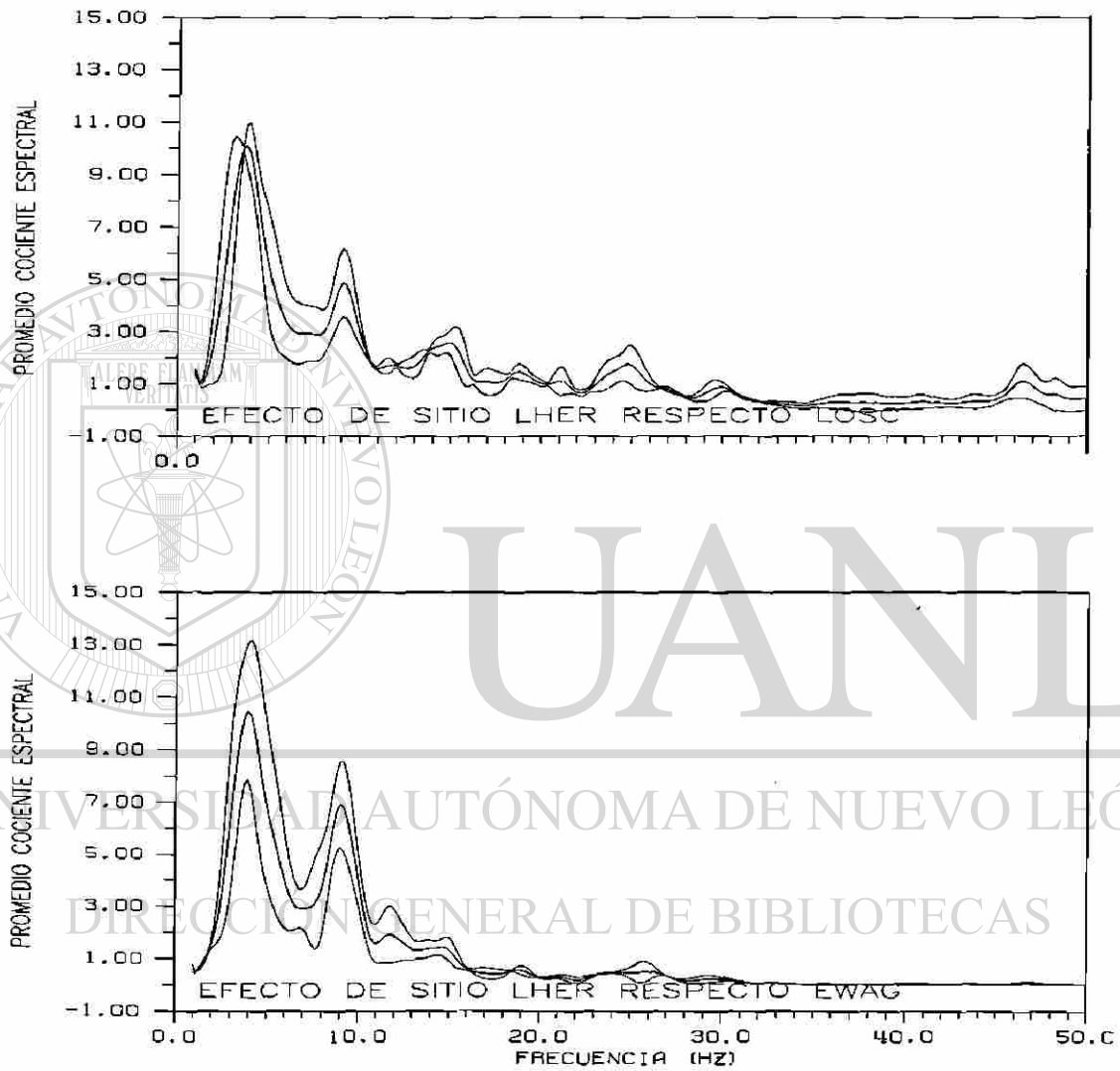


Figura 30. Curvas de las funciones $A_{ij}(f)$, para el sitio LHER, respecto a las estaciones de referencia LOSC y EWAG. La curva central de cada estación es la media de todas las funciones $A_{ijk}(f)$, las curvas superior e inferior son más y menos una desviación estándar de la media, respectivamente.

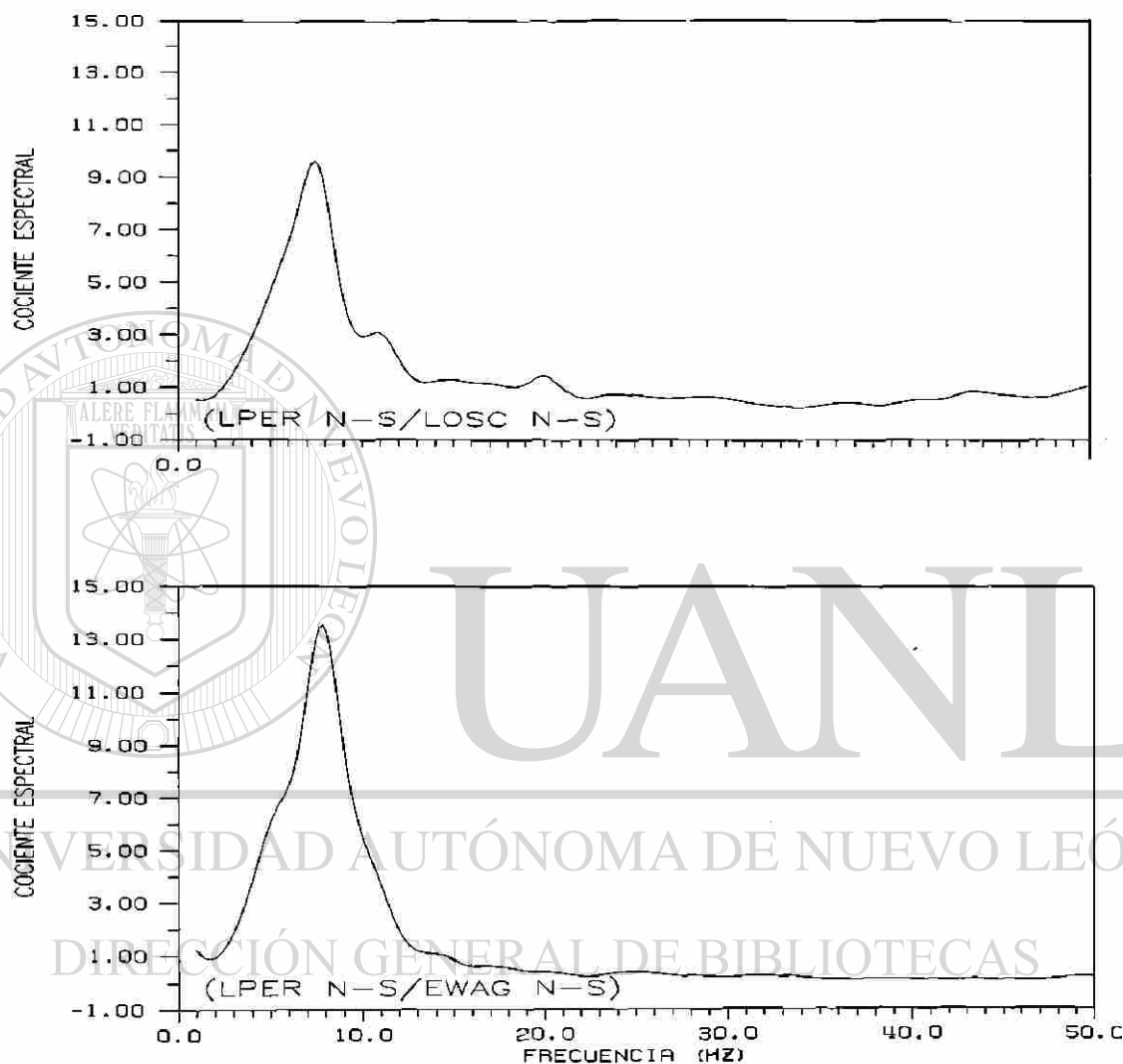


Figura 31. Cocientes espectrales entre las componentes horizontales en la estación LPER y las estaciones de referencia LOSC y EWAG, para el único terremoto seleccionado. Estas curvas representan las funciones de amplificación relativa A_{ij} .

de desplazamiento sea capaz de producir terremotos de magnitud mayor de 5; c) que presente evidencias de actividad durante el Holoceno (0.01 Ma - Reciente); d) que produzca el mayor daño en los sitios de especial interés (concentraciones de población, vías de comunicación, centros industriales y de comercio y estructuras críticas y estratégicas) dentro de la zona de estudio.

La falla que posee esas características es San Miguel (FSM, figura 2), que se extiende a lo largo de 135 km (incluyendo a la rama Vallecitos) con rumbo N-NW. Presenta un movimiento lateral derecho, con planos de falla en arreglo de escalón y echado casi vertical. Varios estudios concuerdan en que esta falla tiene una razón de deslizamiento anual alrededor de 3mm/año (HARVEY, 1985; WESNOUSKI, 1986; JAVIER GONZÁLEZ, 2000, comunicación personal).

En la actualidad esta falla exhibe una de las más elevadas densidades de actividad sísmica en el norte de Baja California (FREZ *et al.*, 2000), con magnitudes de pequeñas a moderadas (figura 3). Esta falla ha sido la fuente de sismos fuertes en el pasado, como los sismos de febrero de 1956, con magnitud local $M_L = 6.8$ (SHOR Y ROBERTS, 1958), cuyas localizaciones epicentrales se muestran en la figura 4. Asociada a estos sismos se observó una superficie de ruptura de 20 km de largo entre 5 y 20 km de profundidad (SHOR Y ROBERTS, 1958; REYES *et al.*, 1975; JOHNSON *et al.*, 1976; SOARES, 1981; y FREZ *et al.*, 2000).

Durante los sismos fuertes de 1956 en la FSM no existía instrumentación sísmica que produjera registros en la zona de estudio. En este trabajo se decidió reproducir numéricamente la distribución de la respuesta sísmica de los suelos inducida por un sismo igual al de mayor tamaño de 1956. Entonces se propone un terremoto producido por la ruptura de un segmento de 20 km de longitud en la FSM, de magnitud de momento $M_w=6.8$ (figura 32).

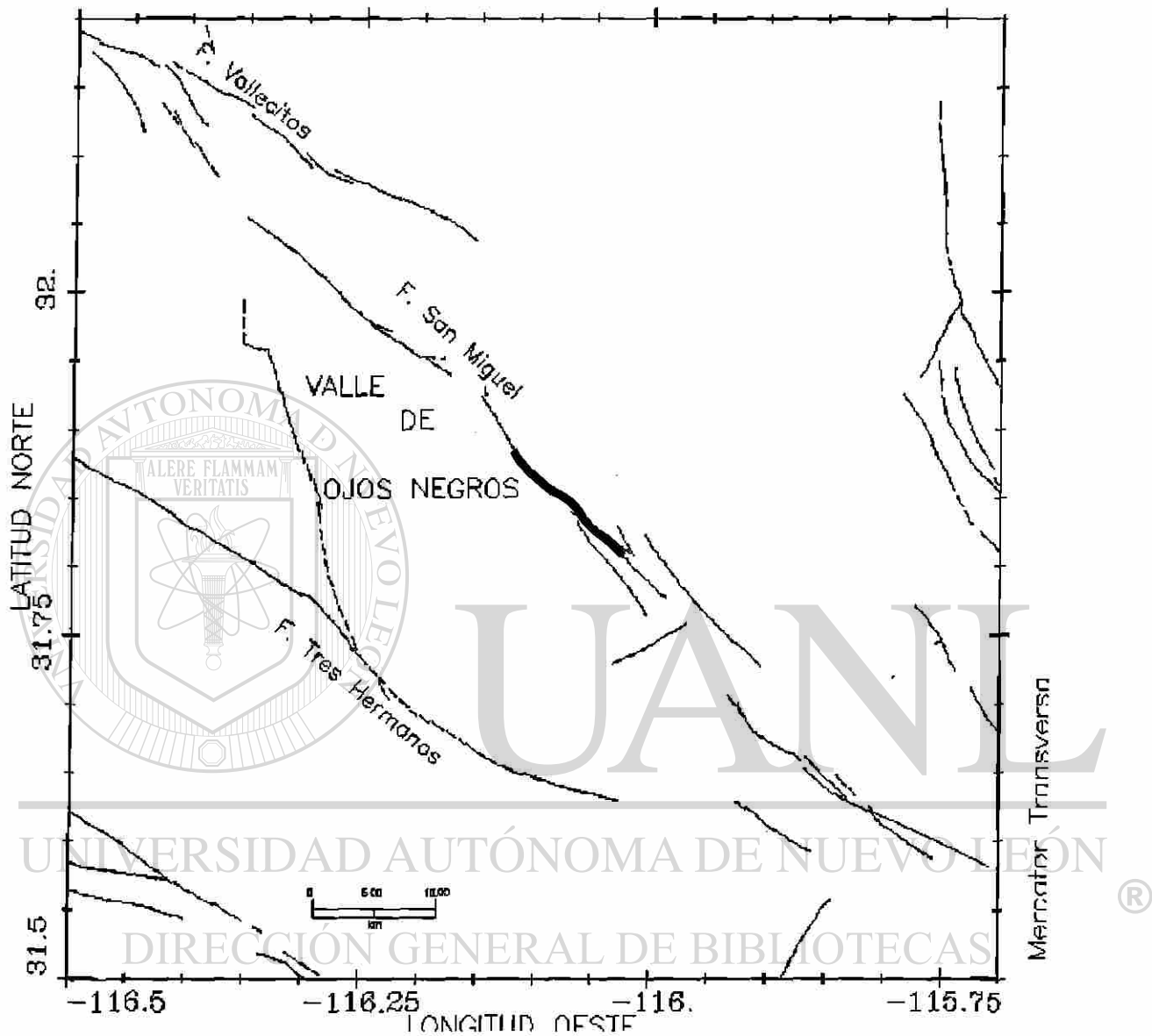


Figura 32. Con trazo remarcado se muestra el segmento de la falla San Miguel cuyo rompimiento se postula en este trabajo, con longitud de 20 km y magnitud 6.8.

Una vez definido el factor de fuente, expresamos la dependencia de la trayectoria en términos de la distancia más corta entre el trazo superficial de la superficie de ruptura propuesta y el sitio donde se calcularán los máximos movimientos del suelo. Por último, el efecto de sitio es expresado por medio de la distribución de las velocidades de propagación de ondas de corte, cuya obtención se describió en el tema IV.3.

Se calcularon la aceleración y la velocidad máximas del suelo en 6816 puntos distribuidos en una rejilla regular dentro del área de estudio. A partir de estos valores se trazaron curvas de iso-aceleración e iso-velocidad, que se muestran en los mapas de las figuras 33 y 34, respectivamente.

IV.6. RESUMEN

Se creó y depuró la base de datos a partir de aproximadamente 2500 sismos quedando reducida a 157, utilizando parámetros como a) Distancias epicentrales mayores a 30 km, b) Registro simultáneo, o sea, sismo registrado en al menos dos estaciones, c) Buena relación señal/ruído.

Para el cálculo de las velocidades de propagación de las ondas de corte, se realizaron Perfiles Sísmicos de Refracción (PSR) en las estaciones LOSC, EWAG, ELCA, SIE1, LHER, DUKE y RVIE. En las estaciones ACJI, PAPO, AGDC, KM62, LPER y SDEC se utilizaron valores de velocidad calculadas en las estaciones donde se levantaron PSR, por su similitud en rasgos geológico-tectónicos.

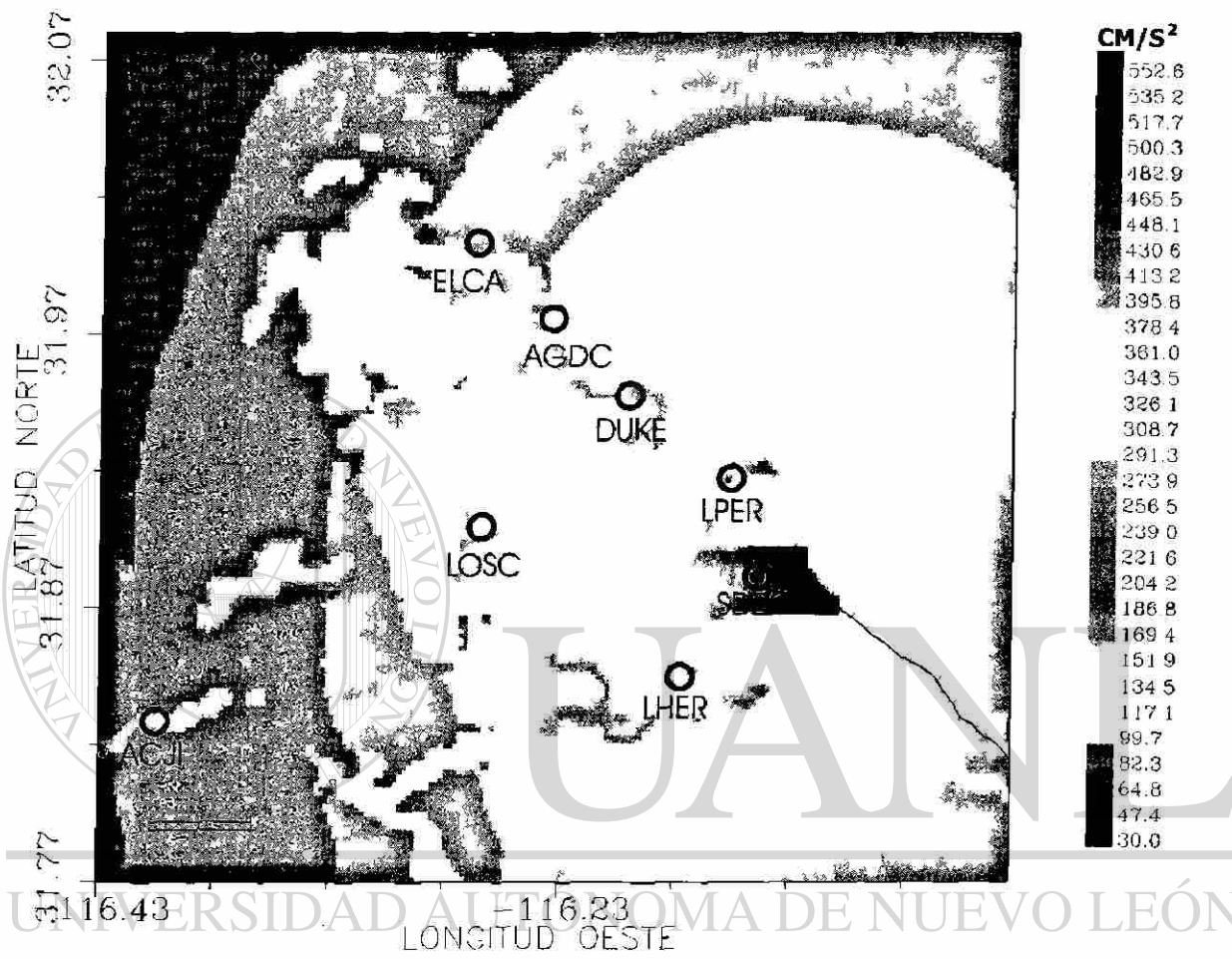


Figura 33. Distribución de los valores de la máxima aceleración horizontal del movimiento del suelo, predichos para el rompimiento propuesto de un segmento de 20 km de la falla San Miguel, magnitud 6.8.

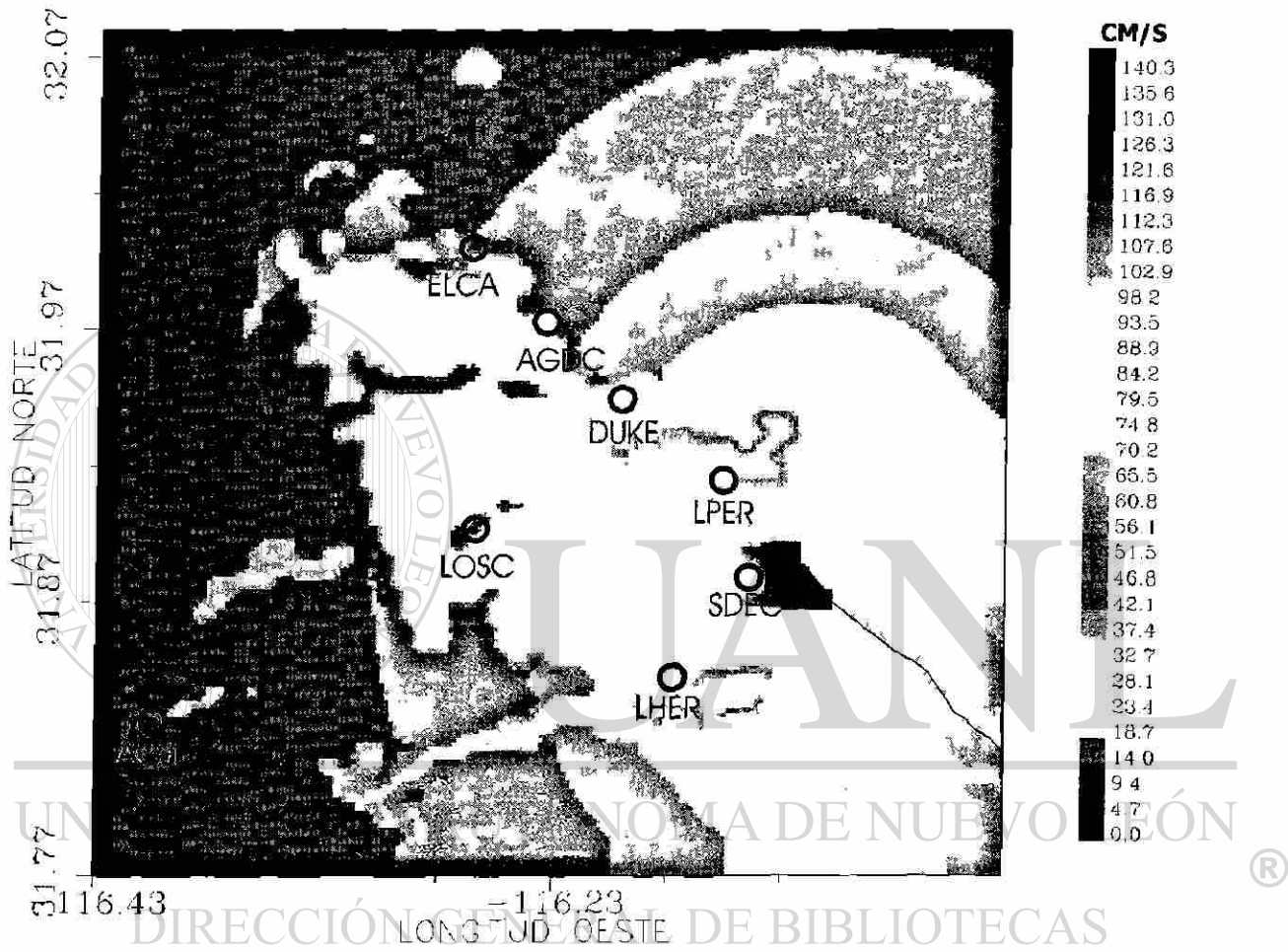


Figura 34. Distribución de los valores de la máxima velocidad horizontal del movimiento del suelo, predichos para el rompimiento propuesto de un segmento de 20 km de la falla San Miguel, magnitud 6.8.

Para el cálculo de los cocientes espectrales se utilizaron las estaciones LOSC, EWAG y ELCA como las de referencia, ubicadas sobre roca no intemperizada. Mientras que el resto de las estaciones se localizaron en sitios que representan los principales tipos de suelos presentes en la región de estudio, para así investigar la amplificación sísmica relativa propia de cada tipo de suelo.

Para la generación de mapas predictivos del movimiento del suelo se requiere definir la fuente sísmica, esto es, elegir una falla geológica que: a) genere movimientos fuertes dentro de la zona de estudio, b) sea capaz de producir sismos de magnitud mayor de 5, c) sea activa durante el Holoceno, d) produzca daños en los sitios de interés. La falla con estas características es la San Miguel, con una longitud de 132 km aprox., rumbo N-NW, una razón de deslizamiento de 3 mm/año, una elevada densidad sísmica en el norte de B.C., fuente de sismos fuertes ($M_L=6.8$) en 1956. Una vez definida la fuente, se generan las trayectorias entre la misma y los sitios donde se calcularán los máximos movimientos del suelo. El efecto de sitio está dado por las velocidades de propagación de ondas de corte ya obtenidas. Con toda esta información ya es posible calcular la aceleración y velocidad máximas del suelo.

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

CAPÍTULO V. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

V.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizarán los resultados obtenidos de los cocientes espectrales suelo/roca, o sea, la amplificación relativa de los diferentes tipos de suelos ante una fuente sísmica, denominado *efecto de sitio*. Se generarán además, los mapas de distribución de valores pico de la aceleración (cm/s^2) y velocidad (cm/s), para el Valle de Ojos Negros, B. C., calculados mediante la metodología de las ecuaciones predictivas.

V.2. RESULTADOS DE LOS COCIENTES ESPECTRALES SUELO/ROCA

Las curvas de los cocientes espectrales de cada sitio de estudio (A_{ij}), son las descripciones de los factores de amplificación del movimiento del suelo, respecto a los sitios de referencia (roca sana), en función de la frecuencia. La función de amplificación relativa (A_{ij}) es una medida del llamado *efecto de sitio*, y por tanto, es una característica propia del punto de la superficie sobre el cual se calcularon. Esto último es posible ya que las tres estaciones de referencia que se emplearon no poseen efecto de sitio propio (en cuanto a amplificación), de tal manera que al realizar el cociente (sitio i / referencia j) son efectivamente eliminados los efectos de fuente y trayectoria del espectro en el punto i , y sólo queda aislado el efecto de sitio. Las tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA) están situadas sobre tres tipos de rocas geológicamente diferentes (metamórfica, ígnea intrusiva ácida e ígnea extrusiva ácida, respectivamente); sin embargo, desde el punto de vista sísmico, se probó que son indistinguibles entre sí, ya que los perfiles sísmicos de refracción determinaron velocidades de propagación de ondas de corte prácticamente iguales (Tabla IV).

Si las tres estaciones de referencia son sísmicamente iguales, el cálculo de las funciones de ganancia relativa (A_{ij}) para cualquier sitio i , debe de arrojar resultados sensiblemente iguales para cualquiera de las tres referencias. Ésto es justamente lo que sucede con los resultados mostrados en las figuras 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28 y 30.

Consideremos, por ejemplo, la figura 16, la cual presenta las funciones (A_{ij}) para el sitio SIE1. Las curvas de amplificación promedio se comportan igual para las tres estaciones de referencia: existe una amplificación en la banda de frecuencias de 9 a 12 Hz, con el máximo en 11 Hz, y factores de amplificación máximos de ~400%. Ésto muestra que las (A_{ij}) han quedado prácticamente independientes del índice j (estación de referencia). Es posible arribar a esta misma conclusión mediante el análisis de los resultados en los nueve sitios de estudio.

Ahora bien, si las A_{ij} son características asociadas al sitio de observación, entonces deberán mostrar comportamientos muy diferentes entre sí en aquellos sitios asentados en materiales geológicamente muy diferentes. Compárense, por ejemplo, las figuras 16 (SIE1, sobre conglomerado) y 30 (LHER, sobre suelo residual); las curvas de amplificación son diferentes en cada sitio, tanto en la posición de la banda de frecuencias de amplificación, como en el valor del máximo factor de amplificación (400% en un caso y 1100% en el otro).

Una vez verificada la homogeneidad de las funciones de amplificación en cada sitio de estudio, se procedió a promediar las funciones A_{ij} , en cada sitio, por medio de la ecuación (6). Con esto se obtiene una sola función de amplificación, A_i , asociada a cada tipo de suelos en los que se ubicaron los sitios de estudio. Estas funciones A_i son mostradas en las figuras 35 a 39.

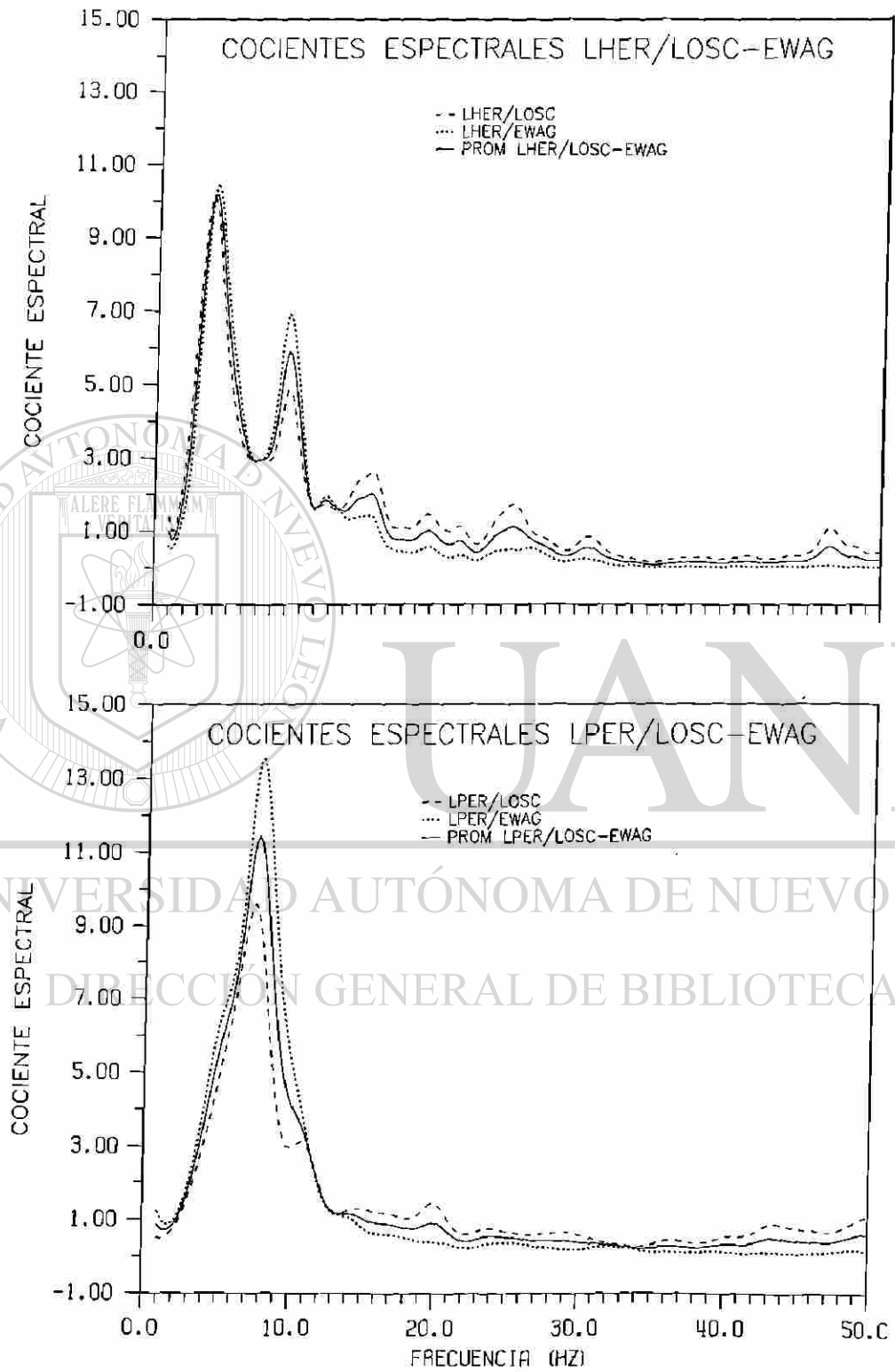


Figura 35. Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_i , en las estaciones LHER y LPER, con dos estaciones de referencia (LOSC y EWAG).

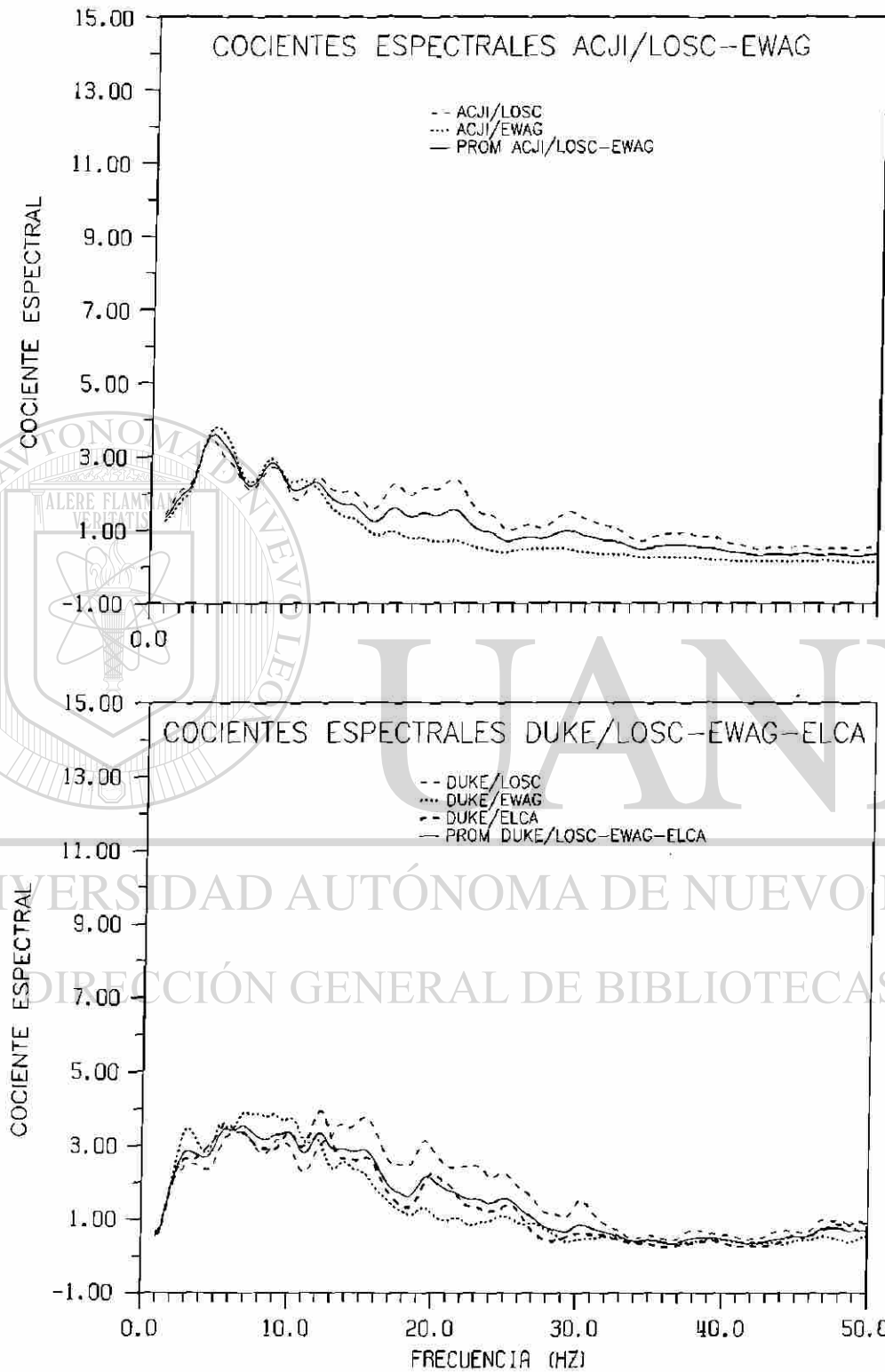


Figura 36. Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_i , en las estaciones ACJI y DUKE, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).

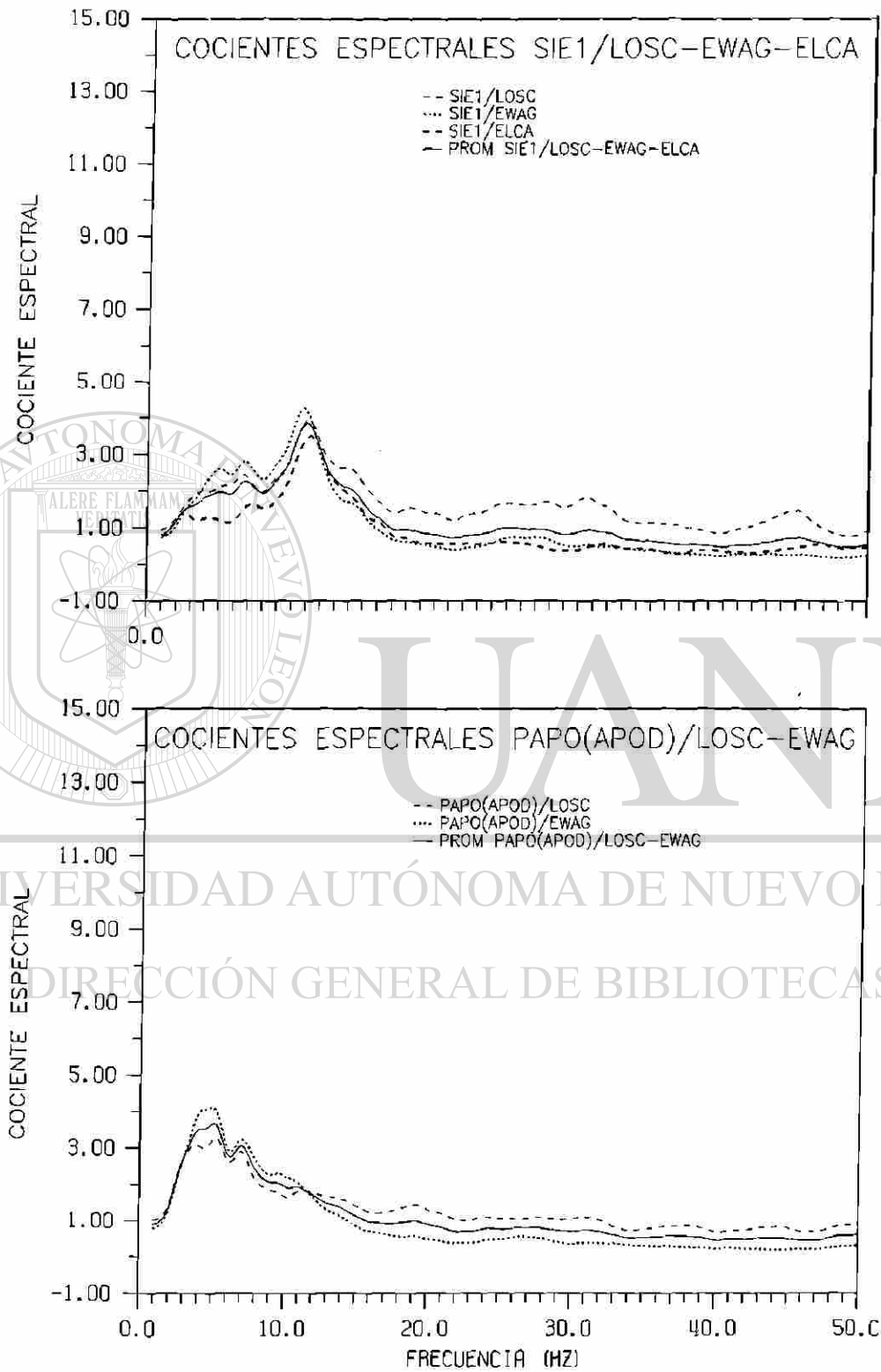


Figura 37. Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_f , en las estaciones SIE1 y PAPO, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).

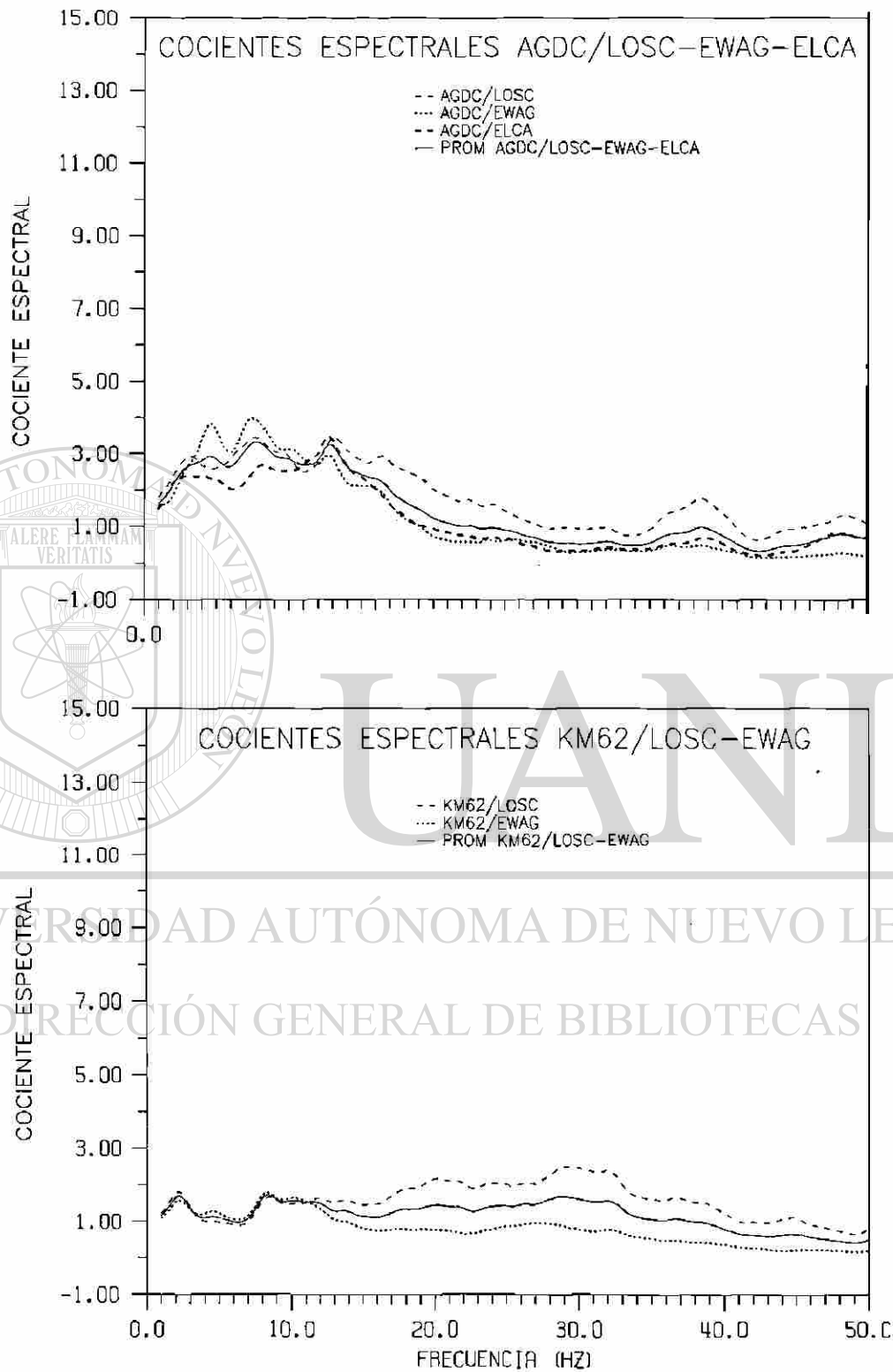
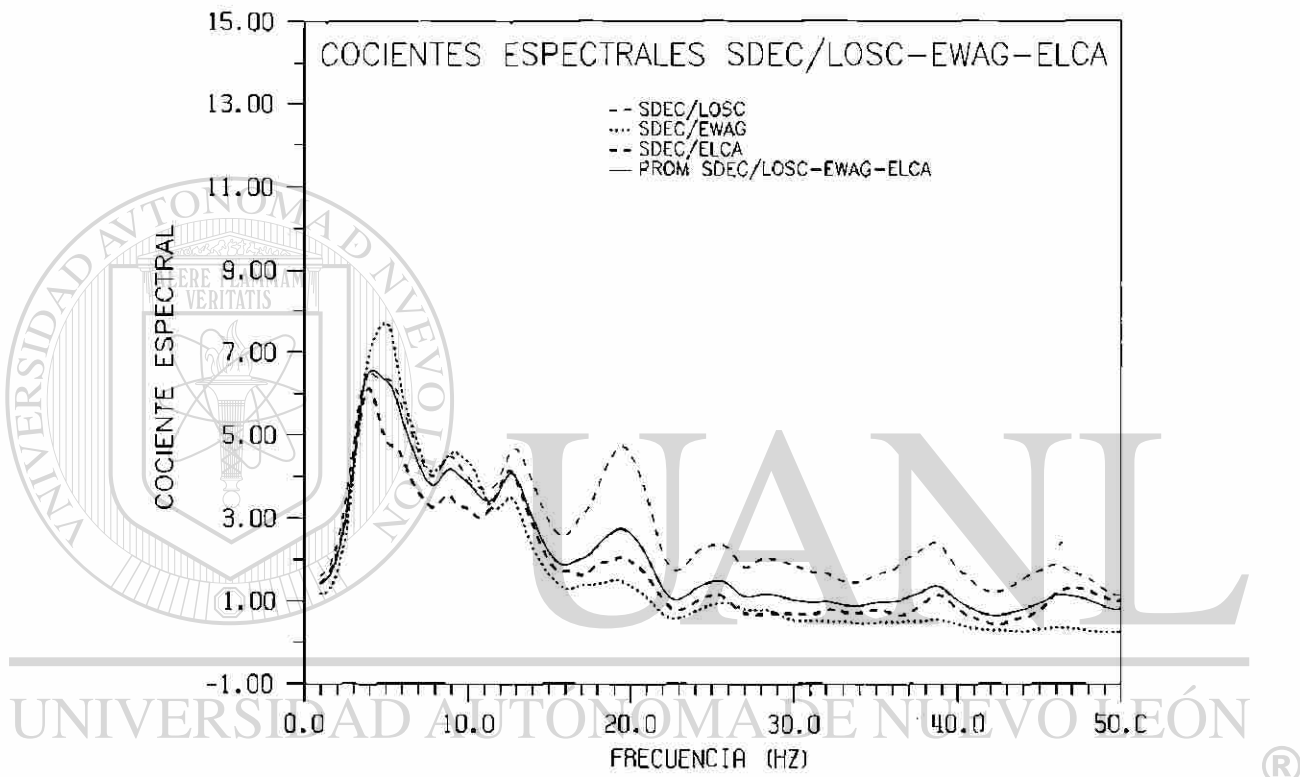


Figura 38. Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_i , en las estaciones AGDC y KM62, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

Figura 39. Promedios (curva continua) de las funciones de amplificación, A_i , en la estación SDEC, con tres estaciones de referencia (LOSC, EWAG y ELCA).

Ahora, se analizan las funciones A_i para hacer un resumen de sus principales características. Desde el punto de vista del peligro sísmico para las estructuras civiles, es importante establecer las bandas de frecuencia dentro de las cuales se presentan las mayores amplificaciones del movimiento del suelo inducido por terremotos, así como los valores máximos de los coeficientes de amplificación de ese movimiento. Definimos el ancho de banda como el intervalo, en Hertz, dentro del cual los valores de la amplificación se mantienen iguales o mayores al 25% de la amplitud máxima de la amplificación. Se obtuvieron, a partir de las figuras 35 a 39, los valores para el ancho de banda (AB), amplificación máxima (AM) y frecuencia (FM) donde ocurre la AM. Por ejemplo, en la figura 35 se aprecia que la máxima amplificación para el sitio LPER (residual de Igia) es de $AM=11.3$ (o 1130 % de amplificación), con un ancho de banda $AB= 2.5$ a 13 Hz, mientras que la frecuencia $FM= 8.0$ Hz es la que presenta la máxima amplitud. La Tabla VII presenta los valores para estos tres parámetros, para los nueve sitios de estudio, así como las velocidades de propagación de las ondas de corte, el espesor de la capa superficial de suelo y el tipo de material superficial.

Como se puede observar, las mayores amplificaciones ocurren entre el rango de 3.4 a 11.3.

Es posible agrupar las funciones de amplificación A_i de acuerdo a la similitud de sus formas; así por ejemplo, las obtenidos sobre suelo residual de roca metamórfica y/o metagranítica y sobre aluvión de pie de monte (LHER, SDEC, PAPO-APOD, ACJI) tienen la misma distribución de los picos máximos, en el rango de frecuencias de 3.9-5.0 Hz, además de que poseen otro pico característico en el rango de frecuencias de 7.2-9.0 Hz.

Las estaciones AGDC, SIE1 y SDEC poseen un pico en la banda de 7.0 a 9.0 Hz, y se manifiesta otro pico alterno en el rango de frecuencias de 11.0-12.9 Hz. Para el resto de las estaciones, se nota que en DUKE (conglomerado) se sufre una amplificación muy regular en la banda de frecuencias de 1.5-17.0 Hz, sin sobresalir picos máximos que pudiesen ser

tomados en cuenta. Por último, se probó el empleo de una estación sobre roca ligeramente intemperizada para estimar su efecto de sitio; en la estación KM62 se obtuvo una pobre amplificación (1.6) con respecto a el resto de las estaciones colocadas sobre suelo.

Tabla VII.

Valores de banda de frecuencia (BF), máxima amplitud (MA), frecuencia de los picos máximos (FPM) y amplitud de los picos máximos (APM) presentes en los cocientes espectrales.

PROMEDIO-COCIENTE	BF(Hz)	MA	FPM(Hz)	APM	h_1 (m)	V(m/s)	GEOLOGÍA
SIE1/LOSC-EWAG-ELCA	2.0-16.0	3.8	7.0 11.0	2.2 3.8	15.7	877	CONGLOMERADO
PAPO(APOD)/LOSC-EWAG	1.5-16.0	3.7	5.0 7.2	3.7 3.0	-	877	RESIDUAL DE ROCA METAGRANÍTICA
ACIJ/LOSC-EWAG	>0.0-22.0	3.6	4.1 8.1	3.6 2.8	-	736	ALUVIÓN DE PIE DE MONTE
AGDC/LOSC-EWAG-ELCA	>0.0-23.0	3.4	4.5 7.8 12.9	2.8 3.4 3.3	-	877	RESIDUAL DE IGIA
KM62/LOSC-EWAG	1.0-16.0	1.6	-	-	-	1309	ROCA IGIA
SDEC/LOSC-EWAG-ELCA	>0.0-23.0	6.5	4.2 9.0 12.7 19.5	6.5 4.2 4.1 2.8	-	572	RESIDUAL DE IGIA Y METAMÓRFICA
DUKE/LOSC-EWAG-ELCA	1.5-27.0	3.6	-	-	4.3	586	CONGLOMERADO
LHER/LOSC-EWAG-ELCA	1.4-16.0	10.0	3.9 9.0	10.0 5.9	30.5	268	RESIDUAL DE ROCA METAMÓRFICA
LPER/LOSC-EWAG	2.5-13.0	11.3	8.0	11.3	-	268	RESIDUAL DE ROCA METAMÓRFICA
LOSC	-	1.0	-	-	-	2176	ROCA METAMÓRFICA
EWAG	-	1.0	-	-	-	2238	ROCA IGIA
ELCA	-	1.0	-	-	-	1948	ROCA IGIA

V.3. RESULTADOS DE LAS ECUACIONES PREDICTIVAS

Las figuras 33 y 34 muestran los mapas de distribución de los valores pico esperados para la aceleración (cm/s^2) y velocidad (cm/s) del suelo, respectivamente, para el valle Ojos Negros, Baja California, calculados mediante la aplicación de la metodología descrita en el tema III.6.

Es notable en esos mapas el efecto de la geología superficial en las amplitudes del movimiento del suelo; se aprecia una significativa amplificación del efecto de un terremoto

sobre los suelos constituidos por materiales suaves y no consolidados, tal como el aluvión; mientras que en los sitios con suelo duro o rocoso el movimiento del suelo es menor. Si no existiese una relación entre la geología superficial y la amplitud de la respuesta sísmica, entonces todos aquellos puntos situados a distancias epicentrales iguales tendrían iguales amplitudes del movimiento del suelo; sin embargo, en los mapas de las figuras 33 y 34, se pueden apreciar diferencias significativas en las amplitudes de puntos equidistantes a la fuente (representada en ese mapa con una línea negra), debido al efecto de sitio. Nótese, por ejemplo, la marcada diferencia en los valores del movimiento del suelo en la frontera del valle aluvial de Ojos Negros.

Son apreciables en los mapas predictivos las franjas simétricas respecto al trazo de la falla, que indican la disminución del movimiento del suelo, y encima de esa tendencia existen las zonas de amplificación debidas a la presencia de suelos suaves.

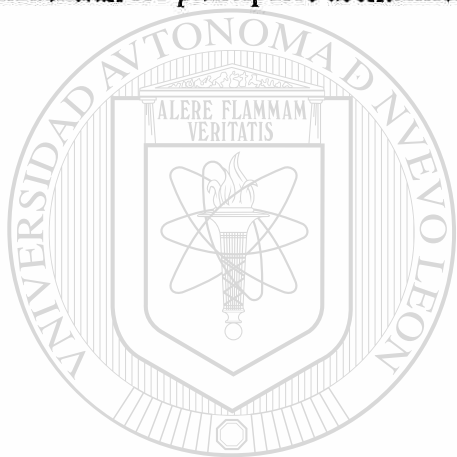
Las mayores aceleraciones y velocidades del suelo (550 cm/s^2 y 140 cm/s , respectivamente) se presentan en el extremo sureste del valle aluvial de Ojos Negros, debido a la combinación del efecto de sitio y la cercanía a la fuente sísmica propuesta; mientras que los valores más pequeños (30 cm/s^2 y 4 cm/s , respectivamente) se encuentran sobre la roca del extremo noroeste de la región. Dentro del valle Ojos Negros, que es donde se encuentran los principales asentamientos humanos, las aceleraciones oscilan entre 550 y 150 cm/s^2 .

V.4. RESUMEN

En resumen, se obtiene que las máximas amplitudes se dan en los sedimentos sueltos, el valle estrictamente, con valores de 10.0 a 11.3 (1000 % a 1130 %), ocurriendo en una banda de frecuencia 1.0-16.0 Hz. Mientras que para estaciones colocadas en sedimentos-roca, sus valores de amplificación varían entre 3.4 y 6.5 (340 % a 650 %), dándose en una banda

frecuencial mas amplia de 1.0-23 Hz.

A partir de las ecuaciones predictivas, se obtiene que las mayores aceleraciones y velocidades del suelo (550 cm/s^2 y 140 cm/s , respectivamente) se presentan en el extremo sureste del valle aluvial de Ojos Negros, debido a la combinación del efecto de sitio y la cercanía a la fuente sísmica propuesta; mientras que los valores más pequeños (30 cm/s^2 y 4 cm/s , respectivamente) se encuentran sobre la roca del extremo noroeste de la región. Dentro del valle Ojos Negros las aceleraciones oscilan entre 550 y 150 cm/s^2 , que es donde se encuentran los principales asentamientos humanos.



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

Existe acumulada una gran cantidad de evidencia acerca de la dependencia de la respuesta sísmica del suelo en las características geométricas y físicas de los materiales geológicos someros (SEED *et al.*, 1976; TRIFUNAC, 1976; AKI, 1988). Dentro del rango de frecuencias de interés para la ingeniería, generalmente se observan mayores amplificaciones de la respuesta sísmica en los suelos sueltos que en los suelos duros (AKI, 1988). La magnitud de esa amplificación, así como su distribución a lo largo de las diferentes frecuencias que componen el movimiento del suelo, resultan ser muy dependientes de las características físicas y de la geometría de los materiales del subsuelo cercanos a la superficie. Por ello, es indispensable el caracterizar la respuesta sísmica de manera particular en cada región, atendiendo las características geológicas del suelo.

En la región de estudio resulta de particular interés la caracterización de los suelos aluviales, metamórficos e ígneos, ya que pertenecen a las mismas formaciones presentes en la zona urbana de la Cd. de Ensenada. En este trabajo se obtuvieron dos descripciones de la respuesta sísmica de los suelos presentes en el valle de Ojos Negros, Baja California; la primera es una descripción cuantitativa de los factores de amplificación relativa del movimiento del suelo respecto a roca firme, calculada a partir de sismogramas digitales registrados sobre los suelos de la región. La segunda descripción consiste en mapas que muestran la distribución de las amplitudes máximas del movimiento del suelo, esperadas con el posible rompimiento de un segmento de la falla San Miguel que originaría un terremoto de magnitud 6.8.

Las amplificaciones relativas (Tabla VII) pueden ser agrupadas en tres rangos de valores: entre 10.0 y 11.3 para sedimentos sueltos; alrededor de 1.0 para roca aflorante y un

rango intermedio entre 3.4 y 3.8. La figura 40 muestra la distribución espacial de esos valores dentro del área de estudio. La máxima amplificación observada es de 11.3 veces sobre suelos compuestos por residual de IGIA, respecto a roca firme, en la banda de frecuencias de 2.5 a 13.0 Hz. La distribución de estos valores máximos de amplificación son mostrados con áreas de color rojo en el mapa de la figura 40. Como comparación usemos el trabajo de AKI (1988), quien concluye, a partir de la revisión de la literatura, que la amplificación para algunos sitios puede adquirir valores de hasta 10 para el rango de frecuencias de 1 a 10 Hz. Cuando el efecto de amplificación de la señal sísmica en suelos sedimentarios llega a ser tan grande como el que se encontró en la región de estudio, puede constituir el principal responsable de daños a las estructuras civiles; tal como ocurrió en la Cd. de México durante los sismos del 19 y 21 de septiembre de 1985 (BECK Y HALL, 1986).

AKI (1988) concluye que la clasificación simple de suelo suelto y roca no satisface adecuadamente las observaciones de la respuesta sísmica sobre la superficie de la tierra, lo cual se ha corroborado en el presente trabajo, ya que los suelos suaves y sueltos de la región presentan amplificaciones de diferente magnitud, respecto a la roca. Por ello, se ha aplicado en esta tesis una clasificación de suelos basada en la distribución de un parámetro físico de los materiales terrestres, la velocidad de propagación de las ondas de corte, cuyo valor es variable dentro de los mismos suelos sueltos. JOYNER Y FUMAL (1984) concluyen que la correlación entre la amplificación del movimiento sísmico del suelo y el valor de la velocidad de propagación somera de las ondas de corte es muy elevado. En el mismo sentido, para la región de estudio encontramos una correlación muy fuerte entre esos dos parámetros, como se puede apreciar en las columnas (MA) y (V) de la Tabla VII.

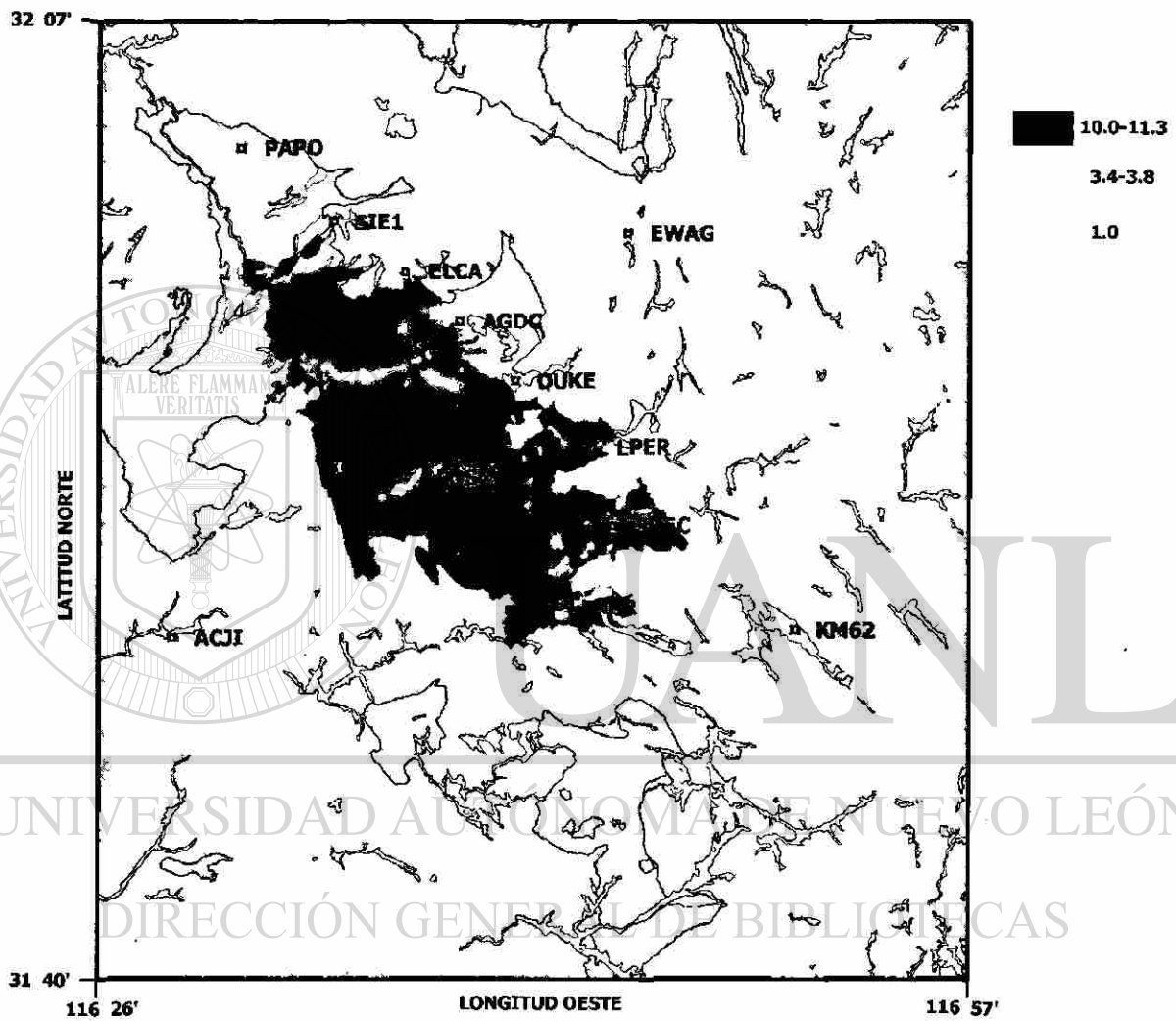


Figura 40. Distribución de los valores máximos de amplificación relativa en el área de estudio.

En el mapa de la figura 41 se muestra la distribución de las velocidades de propagación de las ondas de corte en los primeros 30 metros del subsuelo en el área de estudio, obtenidas mediante perfiles sísmicos de refracción. Se distinguen tres rangos de velocidades: a) velocidades bajas, menores a 300 m/s, asociadas a los suelos sueltos y suaves; b) un rango intermedio de velocidades, entre 500 y 100 m/s, observadas en los suelos producidos por la alteración de las rocas ígneas y metamórficas; y c) un rango de velocidades altas, mayores a 1900 m/s, presentes en las rocas inalteradas. Es interesante la comparación de la distribución de las velocidades con la distribución de las amplificaciones relativas calculadas con métodos espectrales; para ello, véanse las figuras 40 y 41. Es muy notable la correlación directa entre ambas distribuciones espaciales. Cabe hacer notar que la estación SDEC, a pesar de haberle asignado una velocidad de 572 m/s, resultado del promedio de las estaciones AGDC y LHER, no fue tomada en cuenta para la formación de las microzonas de la figura 40 ya que no disponemos de un PSR en su posición, ni de otro sitio con suelo igual. Sin embargo, resulta notable que el promedio de los factores de amplificación de las mismas AGDC y LHER (3.4 y 10.0, respectivamente) resulten en un valor de 6.7, prácticamente igual al valor observado en SDEC (6.5).

Estas altas correlaciones inversas entre factores de amplificación relativa y velocidades someras de propagación de ondas de corte, sostienen la idea de que es posible expresar el llamado efecto de sitio en términos del valor de la velocidad de ondas de corte, al menos en la región de estudio y, por extensión, en toda la provincia geológica donde se encuentran las mismas formaciones geológicas. Esto es un resultado relevante desde el punto de vista de la Sismología Aplicada a la Ingeniería.

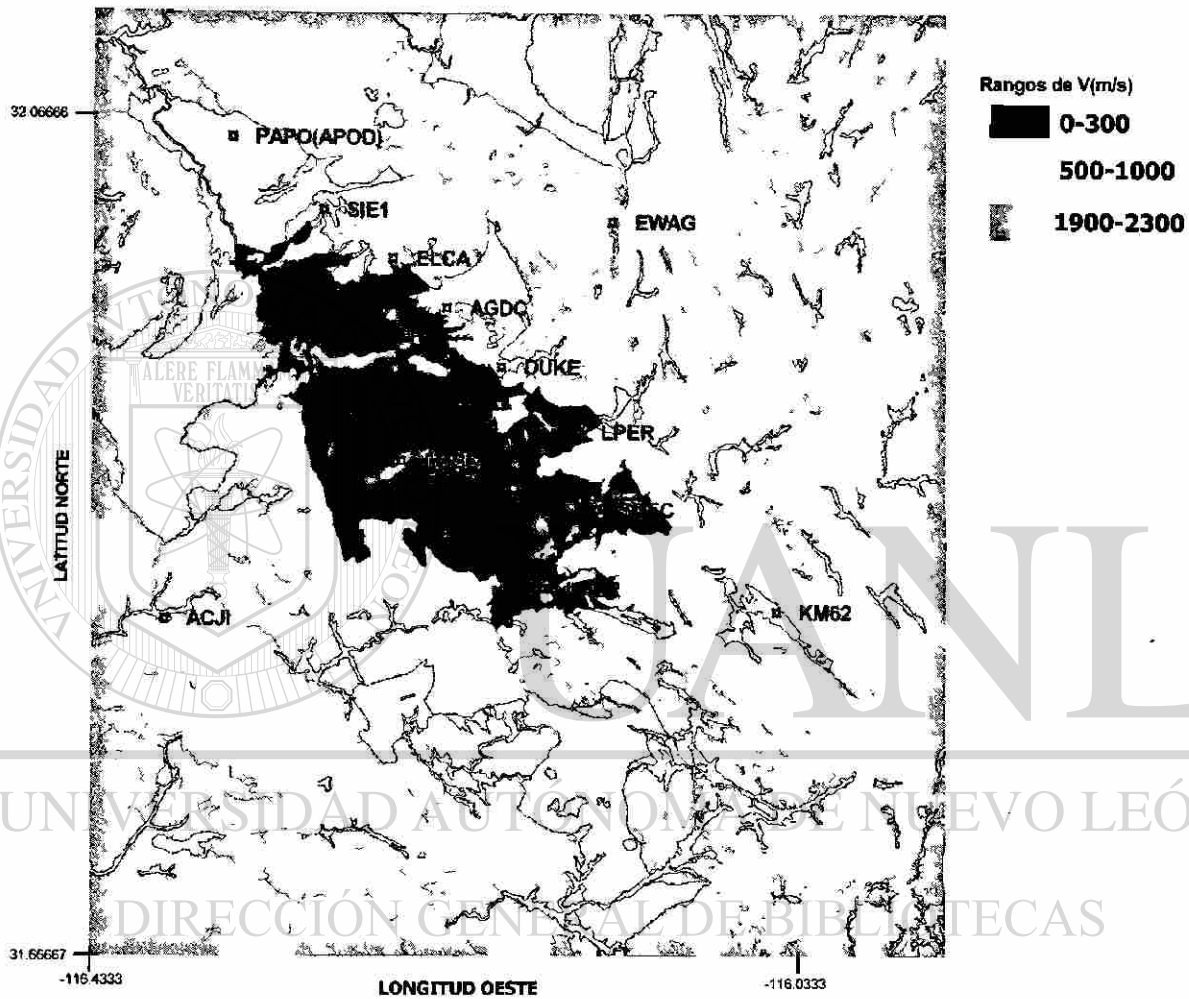


Figura 41. Distribución de los valores de la velocidad de propagación de las ondas de corte en los primeros 30 m del subsuelo del área de estudio.

REFERENCIAS

- Abbott, P.L., Suarez Vidal, F., Sangines, E. M., and Rendina, M. A. 1993. South Coast Geological Society Baja California Field-Trip Road Log. Geologic Investigations In Baja Baja California. Mexico 1993. Annual Field Trip Guide Book No. 21. South Coast Geological Society Inc. Santa Ana, California: p. 256.
- Abrahamson, N. A., and Shedlock, K. M. 1997. Overview. *Seismological Research Letters*. 68(1):9-23.
- Abrahamson, N. A., and Silva, W. J. 1997. Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68:94-127.
- Acosta, J. G. 1990. Procesamiento estándar de acelerogramas. Manual de aplicación del paquete de procesamiento, Versión 5.0). CICESE, B.C.
- Acosta, J., Álvarez, S., Arellano, G., Mendoza, L. 1995. Mapas sísmicos predictivos para la región de Tijuana, B. C. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, CTSIT9503. Serie Sismología. CICESE: 81pág.
- Acosta, J., Álvarez, S., Mendoza, L. y Arellano, G. 1994. Microzonación del área de Tijuana, B. C., con base en la distribución de períodos dominantes del movimiento del suelo. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, CISIT9402. Serie Sismología. CICESE: 34 pág.
- Acosta, J. y Montalvo, J. C. 1997. Intensidades sísmicas para la región de Tijuana, Baja California, a partir del posible rompimiento de la falla La Nación ($M_w=6.5$), *GEOS*, 17(3): 128-138.
- Aki, K., 1988. Local Site Effects on Strong Ground Motion, *in* Earthquake Engineering and Soil Dynamics II. Recent Advances in Ground-motion Evaluation. Proceedings of The Geotechnical Engineering Division of The American Society of Civil Engineers. Geotechnical Special Publication No. 20. J. Edited by Lawrence Von Thun, pages 103-155. ()
- Aki K., and Richards P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and methods. W. H. Freeman, San Francisco.
- Álvarez, S. y Acosta, J. 1995. Amplificación relativa del movimiento del suelo en la Cd. de Tijuana, con registros de explosión. Comunicaciones Académicas, CTSIT9512: 25 pág.
- Álvarez, S. y Acosta, J. 1997. Microzonación de períodos dominantes del movimiento del suelo en Ensenada, B. C., Informe Técnico, Comunicaciones Académicas CTSIT9709, CICESE: 17 pág.

- Álvarez, S., Arellano, G., Montalvo, J. C. y Acosta, J. 1994. Perfiles de velocidad en la Cd. de Tijuana B. C. Comunicaciones Académicas CISIT9403: 11 pág.
- Álvarez, S., González, M., Montalvo, J. y Acosta, J. 1994. Medición de períodos dominantes con microtemores, en la Cd. de Tijuana, B.C. Comunicaciones Académicas, CISIT9404: 21 pág.
- Arellano, G., Álvarez, S., Acosta, J., Frez, J., González, J., Nava, A., Villegas, J., Méndez, I., y Gálvez, O. 2001. Redes sísmicas locales en el norte de Baja California. *GEOS*, V.21, No. 3, p 286.
- Bard, P. Y. 1995. Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In: Proc. Of the 10th European Conference on Earthquake Engineering. Rotterdam: 305-323.
- Beck, J. L., and Hall, J. F. 1986. Factors contributing to the catastrophe in Mexico city during the earthquake of September 19, 1985. *Geophysical Research Letters*. 13(6):593-596.
- Boore, D. M., Joyner, W. B. and Fumal, T. E., 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of recent work. *Seismological Research Letters*. 8(1): 128-153.
- Borron, S. 1997. <http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Lab/6488>.
- Brigham, E. O. 1988. *The Fast Fourier Transform and its Applications*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. USA.
- Bullen, K. E., and Bolt, B. A. 1987. *An introduction to the theory of Seismology*. Cambridge University Press.
- Chávez-García, F. J., and Cuenca, J. 1998. Site effects and microzonation in Acapulco. *Earthquake Spectra* 14(1):75-93.
- Darragh, R. B., and Shakal, A. F. 1991. The site response for two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(3):646-654.
- Doser, D. I. 1992. Faulting processes of the 1956 San Miguel, Baja California, earthquake sequence. *Pageoph.* 139(1): 3-16.
- Frez, J., González, J. J., Acosta, J. G., Nava, F. A., Méndez, I. Carlos, J., García Arthur, R. E. y Álvarez, M. A. 2000. Detailed Microseismicity Study and Current Stress Regime in the Peninsular Ranges of Northern Baja California, Mexico: The Ojos Negros Region. *Bull. Seis. Soc. Am.* 90(5): 1133-1142.

Fumal, T. E., and Tynsley, J. D. 1985. Mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials. Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region. USGS professional paper 1360: 127-149.

Gastil, R. G., Phillips, R., and Allison, E. 1975. Reconnaissance Geology of the the State of Baja California, The Geological Society of America, Inc. Memoir 140. The Geological Society of America, Inc: p. 170.

Giroux B. K. 1993. Net slip on the San Miguel Fault near Los Ojos Negros, northern Baja California: implications for initiation age of faulting. B. S. Thesis, San Diego State University.

Hanks T. C., and Kanamori H. 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geoph. Res.*, 84(B5): 2348-2350.

Harvey T. W. 1985. Geology of the San Miguel fault zone, northern Baja California, Mexico. Master Thesis, San Diego State University. 330 pp.

Hirabayashi, C. K., Rockwell, T. K., and Wesnousky, S. 1993. Late quaternary activity of the San Miguel fault. Northern Baja California, Mexico. Abstract with Programs. Geological Society of America. Vol 25. No. 5: 53-60.

Hirabayashi, C. K., Rockwell, T. K., Wesnousky, S. G., Stirling, M. W., and Suarez-Vidal, F. 1996. A neotectonic study of the San Miguel-Vallecitos Fault, Baja California, Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86:1770-1783.

Johnson, T. L., Madrid, J., and Koczyński, T. 1976. A study of microseismicity in northern Baja California, Mexico. *Bull. Seis. Soc. Am.* 66: 1921-1929.

Joyner, W., and Fumal, T. E. 1984. Use of measured shear wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion. Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering. San Fco. Ca., V 2, pp 777-783.

Joyner, W. B., and Fumal, T. E. 1985. Predictive mapping of earthquake ground motion, in "Evaluating earthq. hazards in the L.A. region". USGS professional paper 1360: 203-220.

Lermo, J., and Chávez- García, F. J. 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.* 83(5): 1574-1594.

Mendoza, L., Acosta, J., Huerta, C., Reyes, A. y Otero, J. 1991. Mapa de periodos dominantes de la vibración ambiental de los suelos blandos del valle de México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.* 43: 19-58.

Minch, J. A., 1979. The late Mesozoic-early Tertiary framework of continental sedimentation, northern Peninsular Ranges, Baja California, México. in Earthquakes and other Perils,

San Diego region. San Diego Association of Geologist Guidebook for the 1979 National GSA Meeting, P. L. Abbott (Editor), Fidelity Printing, San Diego, 43-67.

Minch, J., Minch, E., and Minch, J., 2003. <http://www.math.ucr.edu/ftm/bajaPages/Geology.html>.

Mooney, H. M. 1976, Handbook of Engineering Geophysics. Bison Instruments Inc.

Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR of RTRI*, **30**(1): 25-33.

Nordquist, J. M. 1964. A catalogue of southern California earthquakes and associated electronic data processing programs. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **54** 1003-1011.

Reyes, A., Brune, J., Canales, L., Madrid, J., Rebollar, J., Munguía, L. y Baker, T. 1975. A microearthquake survey of the San Miguel Fault, Baja California, Mexico. *Geoph. Res. Letters*, **2**: 56-59.

Richards B. A. 2003. <http://www.bajaquest.com/maps/geology.html>.

Riepl, J. , Bard, P. Y., Hatzfeld, D., Papaioannou, Ch., and Nechtschein, S. 1998. Detailed Evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (Euroseistest). *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**(2): 488-502.

Rogers, A. M. , Tinsley, J. C. , and Borchardt, R. D. 1985. Predicting relative ground response. *In* Evaluating Earthquake hazards in the Los Angeles region. Ziony ed. USGS Prof. Paper 1360, 221-248.

Seed, H. B., Ugas, C., and Lysmer, J. 1976. Site dependent spectra for earthquake resistant design. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**: 221-243.

Sheriff, R.E., and Geldart, L.P. 1995. Exploration Seismology. Cambridge University Press.

Shor, G., and Roberts, E. 1958. San Miguel, Baja California Norte, earthquakes of February, 1956: a field report. *Bull. Seis. Soc. Am.* **48**: 101-116.

Soares, J. J. 1981. Estudio de microsismicidad a lo largo de dos sectores de la falla de San Miguel, B.C. Tesis UABC. 60 pp.

Steidl, J.H., Tumarkin, A.G., and Archuleta, R. J. 1996. What is a reference site?. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**(6): 1733-1748.

Suárez-Vidal, F., Armijo, R., Morgan, G., and Gastil, G. 1991. Framework of recent and active faulting in Northern Baja California. *In* The Gulf and Peninsular Province of the California. B. Simoneit and J. P. Dauphin (Editors). American Association of

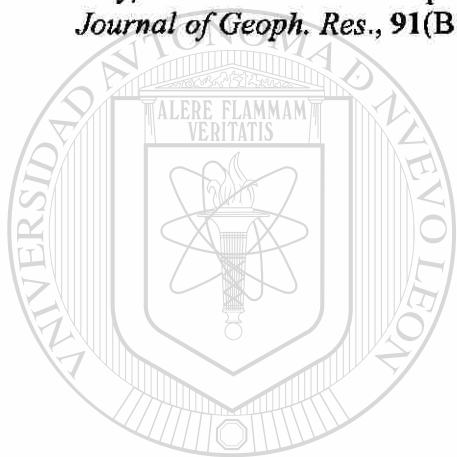
Petroleum Geologist Memorir 47, American Association of Petroleum Geologist. Tulsa Oklahoma, 285-300.

Trifunac, M. D. 1976. Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of earthquake magnitude, source-to-station distance and recording site conditions. *Bull. Seism. Soc. Am.* **66**: 1343-1373.

Trifunac, M. D., and Brady, A. G. 1976. Correlations of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **4**:455-471.

Vega, R.M. 1992. Interfaz para acoplar sismógrafo de 24 canales a computadora portátil. *Geofísica Internacional*. **31**(3):325-329.

Wesnousky, S. G. 1986. Earthquake quaternary faults and seismic hazard in California. *Journal of Geoph. Res.*, **91**(B12): 12587-12963.



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

®

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

ANEXO

||Listado de eventos utilizados en el presente trabajo. #EV es el número del terremoto en la base general de datos de 1997 (FREZ *et al.*, 2000); A, M/D, H/M y S son el año, mes/día, hora/minuto y segundo del tiempo de origen; LAT, LON y PROF son la latitud, longitud y profundidad del hipocentro; MAG es la magnitud Richter (calculados por Resnom y Caltech), con las respectivas estaciones sismológicas que los registraron.

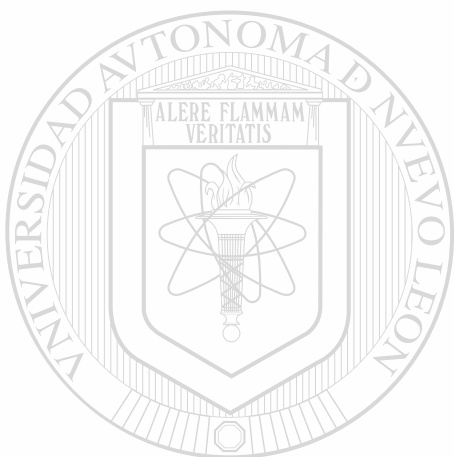
#EV	A	M/D	H/M	S	LAT	LON	PROF	MAG	ESTACIÓN REGISTRADORA
8	97	520	2248	04.99	31 48.32	115 51.77	15.93	1.90	SIE1,EALB
43	97	521	0532	39.94	32 14.24	115 47.62	6.00	1.60	SDEC,LOSC,SIE1
1113	97	521	1149	05.49	32 14.91	115 47.24	6.00	1.60	KM62,SDEC,SIE1,LOSC
1127	97	521	1253	15.93	31 58.18	115 46.42	6.00	2.60	KM62,SDEC,LOSC,SIE1
1133	97	521	1403	43.97	32 11.26	115 52.70	6.00	2.10	SDEC,KM62,LOSC,SIE1
1135	97	521	1407	04.06	32 11.53	115 46.30	6.00	3.30	KM62,SIE1,SDEC,LOSC
2216	97	522	0316	02.46	32 11.81	116 30.60	6.00	1.90	PAPO,SIE1,EWAG,LOSC, SDEC,KM62
4412	97	522	1925	21.25	32 16.15	116 39.98	6.00	3.20	PAPO,SIE1,LOSC,SDEC
4455	97	523	0301	38.72	32 33.50	115 48.65	0.01	2.70	EWAG,PAPO,SIE1,LOSC,SDEC,DUKE,LHER
4475	97	523	0413	11.62	32 33.44	115 48.49	2.37	1.40	EWAG,PAPO,SIE1,KM62,LOSC
4485	97	523	0519	03.18	32 51.31	116 01.37	6.70	1.90	KM62,PAPO,EWAG,SIE1,SDEC,LOSC,DUKE
6681	97	523	1438	41.69	33 04.19	116 27.53	13.74	3.50	PAPO,SIE1,EWAG
7703	97	523	1631	08.28	33 04.50	116 27.36	12.33	1.80	PAPO,EWAG,LOSC,SDEC
7721	97	523	1804	20.29	32 11.20	115 46.78	6.00	2.00	SDEC,EWAG,KM62,PAPO,LOSC,SIE1
7782	97	524	0259	34.87	32 18.65	115 19.42	6.00	2.10	EWAG,KM62,SDEC,SIE1,PAPO,LOSC
9936	97	524	1652	49.34	33 25.58	116 50.10	6.00	1.00	KM62,EWAG,SDEC,LOSC,PAPO,SIE1
9962	97	524	1956	42.98	32 24.54	115 20.23	6.00	2.00	EWAG,SDEC,SIE1,PAPO,KM62,LOSC
9974	97	524	2205	54.64	32 45.39	115 50.21	19.81	1.20	EWAG,KM62,SDEC,PAPO,LOSC,SIE1
1011	97	525	0302	07.35	32 24.27	115 20.92	6.00	1.80	EWAG,KM62,SDEC,SIE1,PAPO,LOSC
1045	97	525	0552	05.12	33 04.46	116 27.40	10.03	2.70	PAPO,SIE1,EWAG,LOSC,SDEC,KM62,DUKE,LHER
1051	97	525	0609	22.53	33 04.82	116 26.95	11.40	1.50	PAPO,SIE1,EWAG,LOSC,SDEC,KM62
1187	97	525	2321	36.46	32 12.97	115 47.78	14.00	2.00	EWAG,KM62,SIE1,PAPO,SDEC,LOSC
1220	97	526	0315	13.98	32 36.90	115 53.61	10.51	1.50	EWAG,KM62,SIE1,LOSC,PAPO,SDEC
1238	97	526	0458	32.90	32 10.55	115 46.08	6.00	1.50	EWAG,KM62,SIE1,SDEC,PAPO,LOSC
1258	97	526	0744	58.77	32 38.03	116 4.60	6.93	1.30	PAPO,SIE1,EWAG,LOSC,KM62,SDEC
1296	97	526	1301	55.83	32 15.49	116 41.02	6.00	1.70	PAPO,SIE1,LOSC,EWAG,SDEC
1308	97	526	1355	59.15	32 15.24	115 47.85	6.00	1.60	EWAG,KM62,SIE1,PAPO,LOSC
1361	97	527	0059	15.46	32 5.76	115 44.04	6.00	1.70	BKM62,SDEC,EWAG,SIE1,LOSC,PAPO,ACJI
1405	97	527	0702	12.53	31 15.01	115 28.58	6.00	2.20	KM62,SDEC,LOSC,ACJI, EWAG,PAPO,SIE1,DUKE
1483	97	527	1554	57.08	31 28.62	116 34.27	8.40	2.10	ACJI,SIE1,PAPO,SDEC,EWAG,KM62,LOSC
1491	97	527	1728	03.68	32 27.76	115 49.24	0.81	1.70	EWAG,PAPO,KM62,ACJI,LOSC,SIE1,SDEC
1542	97	528	0336	25.76	33 4.78	116 27.16	11.60	1.60	EWAG,PAPO,SIE1,ACJI,SDEC,KM62
1586	97	528	0624	11.38	31 54.74	115 47.21	6.00	2.40	SIE1,LOSC,PAPO,ACJI
1588	97	528	0625	08.66	31 51.83	115 48.02	6.00	2.10	KM62,EWAG,SIE1,PAPO,SDEC,ACJI
1549	97	529	0048	14.95	33 20.83	116 54.72	6.91	3.40	PAPO,SIE1,EWAG,ACJI,LOSC,SDEC,KM62,DUKE
1525	97	529	1043	08.85	31 34.04	115 43.13	15.91	2.50	SDEC,LOSC,EWAG,ACJI,SIE1,PAPO,DUKE
171	97	529	1642	40.70	32 14.76	115 45.98	12.00	1.90	EWAG,SIE1,SDEC,PAPO,LOSC,ACJI
190	97	530	0047	29.57	32 13.35	115 48.29	6.00	2.20	EWAG,KM62,SIE1,PAPO,ACJI
198	97	530	0331	12.06	31 59.02	115 50.74	6.00	2.20	KM62,EWAG,SIE1,PAPO,ACJI
216	97	530	1517	18.56	31 46.05	115 46.28	6.00	4.00	KM62,EWAG,SIE1,ACJI,PAPO
274	97	530	1517	18.56	31 46.05	115 46.28	6.00	4.00	LOSC,SIE1,PAPO,ACJI
242	97	530	2133	24.08	31 53.43	115 49.63	6.00	2.80	PAPO,SIE1,ACJI,LOSC
279	97	531	0136	55.96	31 24.02	115 13.46	6.00	2.60	KM62,LOSC,EWAG,SIE1,PAPO,ACJI
293	97	531	0924	39.01	31 54.40	115 46.50	6.00	1.80	KM62,SDEC,EWAG,LOSC,SIE1,ACJI
253	97	531	1257	15.96	31 56.45	115 47.91	6.00	2.50	KM62,SDEC,EWAG,LOSC,SIE1,ACJI

#EV	A	M/D	H/M	S	LAT	LON	PROF	MAG	ESTACIÓN REGISTRADORA
2403	97	531	1715	00.19	32 15.79	115 47.62	6.00	2.20	EWAG,KM62,SDEC,SIE1,ACJI,LOSC
2411	97	531	1819	37.04	31 57.20	115 47.19	6.00	2.30	KM62,SDEC,EWAG,LOSC,SIE1,ACJI,PAPO
2421	97	531	1945	23.99	31 55.83	115 48.15	6.00	2.10	EWAG,KM62,SDEC,LOSC,SIE1,ACJI
2437	97	531	2330	20.77	32 37.61	115 54.30	5.52	1.90	EWAG,SIE1,KM62,LOSC,SDEC
2441	97	531	2351	33.83	31 34.10	115 44.03	6.00	2.40	KM62,SDEC,LOSC,EWAG,ACJI,SIE1
2482	97	601	0506	50.14	32 31.06	115 51.46	7.15	1.40	EWAG,KM62,APOD,LOSC,SDEC,ACJI
2562	97	601	1140	50.56	32 38.42	115 53.91	5.64	1.20	EWAG,SIE1,APOD,ACJI,KM62,SDEC,LOSC
2675	97	602	0506	29.38	32 34.31	115 51.81	6.91	0.80	EWAG,SIE1,APOD,KM62,ACJI,LOSC,SDEC
2745	97	602	1202	45.87	32 13.49	115 41.34	6.00	1.70	SIE1,EWAG,KM62,SDEC,LOSC,APOD,ACJI
2753	97	602	1306	32.40	33 09.19	116 05.02	10.04	1.80	EWAG,SIE1,APOD,LOSC,ACJI,KM62
2822	97	603	0316	52.41	32 39.79	115 55.79	6.32	1.20	EWAG,SIE1,KM62,APOD,LOSC,ACJI
2900	97	603	1020	55.04	31 51.52	115 41.36	6.00	2.20	KM62,SDEC,EWAG,LOSC,SIE1,ACJI,APOD
2946	97	603	1238	01.47	32 11.84	115 47.60	6.00	2.80	EWAG,KM62,SDEC,SIE1,LOSC,APOD,ACJI,LHER
2956	97	603	1253	09.63	32 13.51	115 46.14	12.00	1.90	KM62,SIE1,ACJI,APOD,EWAG,LOSC,SDEC
2966	97	603	1309	12.20	32 11.77	115 47.54	6.00	2.70	EWAG,KM62,LOSC,SDEC,SIE1,APOD,ACJI,LHER
2972	97	603	1327	31.81	32 13.24	115 46.10	6.00	2.00	EWAG,SIE1,KM62,APOD,SDEC,ACJI,LOSC
2974	97	603	1327	32.55	32 13.46	115 47.24	12.00	1.30	EWAG,KM62,SIE1,APOD
2976	97	603	1330	52.84	32 10.75	115 45.78	6.00	2.30	SDEC,EWAG,KM62,SIE1,APOD,LOSC,ACJI
2978	97	603	1337	58.75	32 09.97	115 46.12	6.00	2.20	EWAG,SDEC,KM62,SIE1,LOSC,APOD,ACJI
2986	97	603	1354	11.76	32 13.32	115 46.80	12.00	1.80	EWAG,KM62,SIE1,APOD,LOSC,ACJI,SDEC
2994	97	603	1414	33.00	32 13.62	115 47.31	12.00	1.80	EWAG,KM62,SIE1,LOSC,APOD,ACJI,SDEC
2996	97	603	1420	37.14	32 13.40	115 47.30	12.00	1.90	EWAG,KM62,SIE1,ACJI,SDEC,LOSC
2998	97	603	1441	35.12	32 13.47	115 46.76	12.00	1.70	EWAG,SIE1,KM62,APOD,SDEC,LOSC,ACJI
3004	97	603	1453	57.75	32 12.25	115 47.18	6.00	2.00	EWAG,SDEC,KM62,SIE1,APOD,ACJI,LOSC
3006	97	603	1527	32.94	32 10.26	115 49.90	6.00	1.70	EWAG,KM62,SDEC,SIE1,LOSC,APOD,ACJI
3086	97	603	2357	21.97	32 13.88	115 46.24	6.00	2.00	EWAG,SDEC,KM62,SIE1,APOD,LOSC,ACJI
3101	97	604	0033	20.89	32 55.47	116 17.03	11.31	2.10	SIE1,APOD,EWAG,LOSC,SDEC,ACJI,KM62
3103	97	604	0039	02.61	32 55.55	116 16.71	11.73	1.60	SDEC,SIE1,EWAG,ACJI,APOD,LOSC
3125	97	604	0358	30.10	32 13.59	115 47.68	6.00	2.20	EWAG,SDEC,KM62,LOSC,SIE1,APOD
3145	97	604	0502	17.48	32 13.67	115 47.18	6.00	2.00	EWAG,SDEC,KM62,SIE1,APOD,LOSC
3147	97	604	0502	54.09	32 13.55	115 46.45	6.00	1.70	EWAG,SDEC,KM62,SIE1,APOD
3169	97	604	0641	10.43	32 12.78	115 48.63	6.00	2.30	EWAG,SDEC,KM62,LOSC,SIE1,APOD
3191	97	604	0828	01.62	32 11.50	115 46.86	6.00	2.30	EWAG,SDEC,KM62,LOSC,SIE1,APOD
3215	97	604	1045	52.27	31 56.13	115 45.53	12.00	2.20	SDEC,KM62,EWAG,LOSC,SIE1,APOD
3235	97	604	1202	48.62	32 12.51	115 46.89	6.00	1.60	KM62,SDEC,LOSC,SIE1,APOD,EWAG
3237	97	604	1205	56.47	32 00.69	115 46.62	6.00	2.10	KM62,SDEC,EWAG,LOSC,SIE1,APOD
3279	97	604	1813	17.57	32 12.50	115 46.10	6.00	1.80	EWAG,SDEC,KM62,LOSC,APOD,SIE1
3285	97	604	1843	32.43	32 14.75	115 46.76	6.00	2.00	EWAG,KM62,SIE1,APOD,LOSC,SDEC
3293	97	604	2029	51.54	32 13.06	115 47.36	6.00	2.30	EWAG,KM62,SIE1,SDEC,LOSC,APOD
3299	97	604	2255	23.77	33 28.63	116 31.13	6.00	2.90	APOD,SIE1,EWAG,SDEC,LOSC,KM62
3408	97	605	0839	46.00	32 10.80	115 45.86	6.00	2.10	EWAG,KM62,SIE1,SDEC,LOSC,APOD
3430	97	605	1037	23.27	32 17.74	115 37.29	6.00	1.60	EWAG,KM62,SIE1,SDEC,APOD,LOSC
3484	97	605	1501	38.08	33 07.43	116 04.82	10.78	1.70	EWAG,APOD,SIE1,KM62,LOSC,SDEC,EWAG
3492	97	605	1549	41.34	31 53.87	115 45.00	11.59	2.00	KM62,SDEC,EWAG,LOSC,SIE1,APOD
3506	97	605	1802	44.26	32 30.84	115 49.58	3.23	1.90	APOD,EWAG,SIE1,SDEC,KM62,LOSC
3516	97	605	1908	48.28	32 30.47	115 49.49	1.57	1.50	KM62,EWAG,SIE1,SDEC,LOSC
3573	97	606	0525	53.31	32 12.01	115 46.00	6.00	1.80	EWAG,SIE1,SDEC,KM62,AGDC,LOSC,APOD,LPER
3603	97	606	0950	51.38	32 35.73	116 11.78	10.87	1.60	EWAG,APOD,AGDC,LOSC,SDEC,KM62
3605	97	606	1006	11.06	32 16.74	115 46.98	6.00	1.80	EWAG,KM62,SIE1,SDEC,APOD,AGDC,LOSC
3621	97	606	1234	28.51	32 31.53	115 50.53	2.88	1.80	EWAG,APOD,AGDC,SDEC,KM62,LOSC

#EV	A	M/D	H/M	S	LAT	LON	PROF	MAG	ESTACIÓN REGISTRADORA
3647	97	606	1840	18.81	32 30.56	115 50.38	3.22	1.90	EWAG,SIE1,KM62,APOD,LOSC,AGDC
3659	97	606	2124	37.47	32 12.35	115 47.21	12.00	1.80	SDEC,EWAG,KM62,SIE1,APOD,LOSC
3750	97	607	1333	50.62	32 09.47	115 48.11	6.00	2.90	EWAG,SDEC,KM62,AGDC,LOSC,SIE1,APOD
3764	97	607	1626	08.99	32 15.84	115 15.50	6.00	2.90	EWAG,KM62,SIE1,SDEC,AGDC,APOD,LOSC
3907	97	608	1211	48.83	32 38.80	115 54.93	6.28	1.20	SIE1,APOD,AGDC,SEDC,KM62,EWAG,LOSC
3913	97	608	1219	13.16	31 35.70	115 35.50	16.27	2.20	KM62,SDEC,LOSC,EWAG,AGDC,SIE1,APOD
3983	97	608	1955	39.57	32 12.87	115 47.42	6.00	1.70	EWAG,SDEC,SIE1,KM62,APOD,LOSC,AGDC
3987	97	608	2053	17.72	32 10.80	115 46.25	6.00	1.70	EWAG,SIE1,SDEC,KM62,LOSC,APOD,AGDC
4044	97	609	0516	47.28	32 42.28	115 58.92	2.87	2.20	SIE1,EWAG,APOD,LOSC,SDEC,KM62,AGDC
4096	97	609	1123	46.95	33 15.70	116 01.88	2.22	1.90	EWAG,APOD,SIE1,LOSC,SDEC,KM62
4134	97	609	1742	39.13	33 15.58	116 01.53	1.86	2.30	SIE1,EWAG,APOD,SDEC,KM62,AGDC,LOSC
4136	97	609	1747	25.23	33 15.53	116 02.04	2.63	3.00	SIE1,EWAG,APOD,SDEC,AGDC,LOSC,KM62
4144	97	609	2001	25.56	32 14.62	115 47.22	6.00	1.90	EWAG,SIE1,SDEC,APOD,LOSC,AGDC,DUKE
4165	97	610	0401	07.84	33 14.94	116 17.55	8.40	2.20	SIE1,EWAG,LOSC,SDEC,AGDC
4219	97	610	1111	56.37	32 13.95	115 47.02	6.00	1.60	EWAG,SDEC,SIE1,LOSC,AGDC
4272	97	611	0055	02.44	33 15.59	116 02.01	3.10	2.40	SIE1,EWAG,AGDC,LOSC,SDEC
4302	97	611	0901	17.07	32 21.23	115 57.56	6.00	1.80	EWAG,SIE1,AGDC,LOSC,SDEC
4346	97	613	0444	04.14	31 56.59	115 48.89	6.00	2.80	EWAG,SDEC,AGDC,LOSC,SIE1,ELCA,DUKE
4352	97	613	0613	28.89	31 36.93	115 43.66	15.92	2.00	SDEC,LOSC,EWAG,SIE1,ELCA,AGDC,DUKE
4360	97	613	0810	04.70	31 53.12	115 51.42	6.00	2.40	EWAG,SDEC,LOSC,ELCA,AGDC,SIE1,DUKE
4364	97	613	1116	18.78	32 36.35	115 52.06	13.69	3.40	SIE1,EWAG,ELCA,AGDC,SDEC,LOSC
4393	97	614	0437	56.56	31 30.99	115 36.73	6.00	2.50	SDEC,LOSC,EWAG,AGDC,SIE1,ELCA
4490	97	615	0512	39.14	32 10.89	115 45.82	6.00	1.80	EWAG,SIE1,ELCA,SDEC,LOSC,AGDC
4538	97	615	1201	08.27	32 14.08	115 47.08	6.00	1.90	EWAG,ELCA,SIE1,SDEC,LOSC,AGDC
4562	97	615	1458	31.97	31 55.73	115 45.90	6.00	2.00	SDEC,LOSC,SIE1,ELCA,AGDC,EWAG,DUKE
4580	97	615	2130	13.24	32 11.83	115 47.26	6.00	2.10	EWAG,ELCA,SDEC,AGDC,SIE1,LOSC
4601	97	616	0909	01.93	33 28.59	116 33.56	6.00	2.00	SIE1,ELCA,EWAG,AGDC,LOSC,SDEC
4625	97	616	1451	33.29	31 36.72	116 01.28	6.00	2.10	SDEC,LOSC,ELCA,EWAG,AGDC,SIE1
4645	97	616	2056	43.82	32 13.91	115 48.74	6.00	2.40	EWAG,SIE1,ELCA,SDEC,AGDC,LOSC
4647	97	616	2141	37.55	32 14.78	115 48.44	6.00	2.10	EWAG,ELCA,SDEC,SIE1,AGDC,LOSC
4747	97	618	0134	18.90	32 14.84	115 47.94	6.00	1.80	EWAG,SIE1,ELCA,AGDC,LOSC,SDEC
4801	97	618	1040	28.62	32 14.97	115 48.04	6.00	1.70	EWAG,SIE1,ELCA,SDEC,AGDC,LOSC
4821	97	618	1531	14.92	32 19.77	115 48.36	6.00	1.50	EWAG,ELCA,SIE1,LOSC,SDEC,AGDC
4832	97	619	0142	47.69	31 53.37	115 47.12	6.00	2.40	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA,DUKE
4834	97	619	0554	43.16	31 52.56	115 45.61	6.00	2.30	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA,DUKE
4835	97	619	0939	07.22	31 17.86	115 26.00	6.00	2.90	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA,DUKE
4838	97	619	1121	49.53	31 14.75	115 29.44	6.00	4.70	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4839	97	619	1125	54.29	31 17.20	115 38.53	12.00	2.80	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA,DUKE
4840	97	619	1129	15.79	31 16.22	115 40.00	12.00	2.90	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA,DUKE
4841	97	619	1132	37.65	31 17.62	115 38.53	12.00	2.80	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4843	97	619	1134	40.56	31 16.45	115 38.76	12.00	2.40	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4851	97	619	1448	50.73	32 12.40	115 47.59	10.00	1.60	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4852	97	619	1741	21.32	31 17.80	115 34.21	10.00	2.20	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4854	97	619	1821	34.52	31 55.88	115 44.47	2.74	2.10	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4855	97	619	1916	24.21	31 54.23	115 44.58	3.25	1.80	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4856	97	619	1937	51.02	32 16.66	116 39.38	6.00	0.00	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4857	97	619	1941	03.03	31 27.48	115 46.70	13.59	2.20	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4861	97	620	0459	11.03	31 53.94	115 46.82	10.43	2.10	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4863	97	620	0800	14.36	32 14.88	115 48.86	6.00	1.80	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4865	97	620	0830	18.62	32 14.09	115 47.10	12.00	2.10	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA

#EV	A	M/D	H/M	S	LAT	LON	PROF	MAG	ESTACIÓN REGISTRADORA
4866	97	620	1100	34.63	32 37.32	115 53.85	4.44	1.40	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4868	97	621	0014	05.62	31 16.16	115 26.44	6.00	3.10	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4870	97	621	0332	30.36	31 53.59	115 45.74	6.00	2.30	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4872	97	621	0540	45.05	31 55.88	115 47.42	6.00	2.60	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4875	97	621	0746	55.86	32 14.43	115 47.55	6.00	1.60	SDEC,LOSC,AGDC
4877	97	621	0937	55.63	31 17.31	115 38.21	14.92	2.90	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4881	97	621	1443	24.62	31 56.95	115 46.20	6.00	2.60	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4882	97	621	1605	20.17	32 09.30	115 47.99	6.00	2.70	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4883	97	621	1614	01.74	32 13.08	115 47.50	6.00	2.00	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4884	97	621	2309	19.00	31 11.72	115 38.13	15.84	2.10	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4887	97	622	1146	26.33	31 55.21	115 45.21	6.00	2.30	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA
4889	97	623	0052	11.96	31 16.66	115 33.98	15.91	2.70	SDEC,LOSC,AGDC,ELCA

TOTAL: 157 eventos



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN.®

DIRECCIÓN GENERAL DE BIBLIOTECAS

