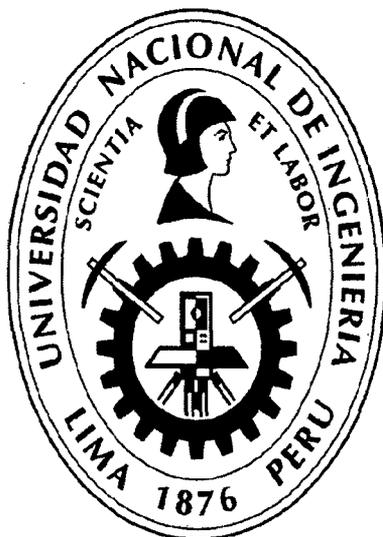


**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL**



**AMPLIFICACIÓN SÍSMICA EN LA CIUDAD DE LIMA
APLICANDO LA TÉCNICA DE COCIENTES ESPECTRALES**

TESIS

Para optar el Título Profesional de:

INGENIERO CIVIL

JORGE JONATHAN CABREJOS HURTADO

Lima - Perú

2013

Digitalizado por:

**Consortio Digital del
Conocimiento MebLatam,
Hemisferio y Dalse**

Dedicatoria

A mis padres, Jorge y Marisol;
a mis hermanos, Gerson, Raissa e Irwin;
y a toda mi extensa familia en este hermoso país;
siempre estaré agradecido por su apoyo y fe en mi.

Dedicatoria Especial

A Kayla, gracias por ese tiempo que nos hiciste felices, ahora eres una estrellita más en el cielo, nunca te olvidaremos linda.

AGRADECIMIENTOS

A Dios Todopoderoso, por haberme regalado estos años junto a una hermosa familia y mantenerla unida, por haber fortalecido mis pasos con dificultades y haber hecho posible que disfrute de sus maravillas, descubriendo en ellas la simpleza y el sentido de la vida.

A mis padres, sin ellos no imagino la vida. Por todo su amor, confianza y dedicación, son mi ejemplo para cuando llegue mi tiempo de ser padre. Gracias infinitas por educarnos y ser como son. A mis hermanos, por todo lo vivido, yo sabía que no nos separaríamos a pesar de las vicisitudes de la vida. Saben que cuentan conmigo para todo. Los quiero mucho.

A la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería. Alma Mater de los mejores Ingenieros Civiles del Perú.

Al Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), cuyo apoyo fue imprescindible para la realización del presente estudio. A todos los amigos que encontré en el CISMID: Selene Quispe, Jorge López, Raúl Aliaga, Cesar Torres, Richi Proaño, Luis Quiroz, Cesar Fajardo, Luis Moya, Pablo Peri, Daniel Basurto, por su amistad y estímulo.

Al Msc. Luis Fernando Lazares La Rosa, un gran educador y mejor persona. Gracias por todos los conocimientos impartidos y lo aprendido durante los trabajos realizados en estos años. Asimismo, agradezco la confianza, paciencia y tiempo invertido en dirigir esta tesis; no hubiera sido posible el término de esta investigación sin su experiencia y consejos. Le deseo todo lo mejor a Ud. y su familia.

A mi princesa, mi Catha, mi mejor amiga, porque contigo conocí el amor, me inspiraste en este tiempo, espero que veamos muchos más atardeceres juntos.

RESUMEN	05
LISTA DE FIGURAS	06
LISTA DE TABLAS	10
LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS	11
INTRODUCCIÓN	13
CAPÍTULO I: GENERALIDADES	15
1.1 ANTECEDENTES	15
1.2 OBJETIVOS	18
1.3 ALCANCE	18
1.4 CONTENIDO DEL ESTUDIO	20
CAPÍTULO II: EL FENÓMENO SÍSMICO	22
2.1 INTRODUCCIÓN	22
2.2 MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO	23
2.3 TECTÓNICA GLOBAL Y GENERACIÓN DE SISMOS	24
2.3.1 Estructura Interna de la Tierra	24
2.3.2 Dinámica Terrestre	26
2.3.3 Origen de los Sismos	28
2.3.3.1 <i>Tectónica de Placas y Deriva Continental</i>	28
2.3.3.2 <i>Teoría del Rebote Elástico</i>	30
2.3.4 Distribución y Frecuencia	31
2.4 CARACTERIZACIÓN DE LOS SISMOS	33
2.4.1 Hipocentro y Epicentro	33
2.4.1.1 <i>Localización de un Terremoto</i>	34
2.4.2 Tipos de Sismos por Ubicación	37
2.4.2.1 <i>Sismos de Interplaca</i>	37
2.4.2.2 <i>Sismos de Intraplaca</i>	37
2.4.2.3 <i>Sismos en Fallas Geológicas</i>	38
2.4.3 Parámetros de Tamaño	38
2.4.3.1 <i>Magnitudes Sísmicas</i>	38
2.4.3.2 <i>Intensidades Sísmicas</i>	44

2.4.3.3 <i>Energía Liberada</i>	48
2.4.3.4 <i>Aceleración Pico (PGA) y otros parámetros de estimación</i>	49
2.5 PROPAGACIÓN SÍSMICA	49
2.5.1 Ondas Sísmicas de Cuerpo	52
2.5.1.1 <i>Ondas Primarias P</i>	52
2.5.1.2 <i>Ondas Secundarias S</i>	53
2.5.2 Ondas Sísmicas de Superficie	54
2.5.2.1 <i>Ondas Rayleigh R</i>	54
2.5.2.2 <i>Ondas Love L</i>	56
2.5.3 Campos Cercano, Intermedio y Lejano	57
CAPÍTULO III: ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS EN LIMA	59
3.1 INTRODUCCIÓN	59
3.2 DESCRIPCIÓN DE LIMA Y CALLAO	60
3.2.1 Reseña Histórica	60
3.2.2 Geografía	60
3.2.3 Geología y Geomorfología Regional	61
3.2.3.1 <i>Cono Aluvial del Río Rímac</i>	61
3.2.3.2 <i>Formación Geológica de La Punta</i>	62
3.2.4 Geotecnia	63
3.3 EMPLAZAMIENTO TECTÓNICO REGIONAL	64
3.4 HISTORIA SÍSMICA DE LIMA Y CALLAO	67
3.5 INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA	70
3.5.1 Red Acelerográfica del CISMID (REDACIS)	71
3.5.2 Red Acelerográfica del IGP	72
3.6 DESCRIPCIÓN GEOTÉCNICA DE LAS ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS	74
3.6.1 Estación CSM	74
3.6.2 Estación CAL	76
3.6.3 Estación CDLCIP	76
3.6.4 Estación MOL	77
3.6.5 Estación LMO	78
3.6.6 Estación NNA	78

CAPÍTULO IV: EL EFECTO DE SITIO	79
4.1 INTRODUCCIÓN	79
4.2 EFECTO LOCAL DE SITIO	81
4.2.1 Casos Históricos	84
4.2.2 Influencia de Depósitos Blandos Superficiales	86
4.2.3 Influencia de la Topografía Superficial	92
4.3 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN	96
4.3.1 Cociente Espectral Estándar “SSR”	97
4.3.1.1 Estación de Referencia	99
4.3.2 Cociente Espectral “HVSr”	100
4.3.3 Cociente Espectral “RRS”	101
4.3.4 Comentarios sobre los Cocientes Espectrales SSR y HVSr	103
4.3.5 Comentarios sobre los Cocientes Espectrales SSR y RRS	105
4.4 ANTECEDENTES DE EFECTOS DE SITIO EN LIMA	108
CAPÍTULO V: ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE SEÑALES	111
5.1 ACELEROGRAMAS	111
5.1.1 Lectura y Procesamiento de Acelerogramas	114
5.1.2 Corrección por Línea Base y Filtrado	114
5.1.3 Análisis del Contenido de Frecuencia	115
5.1.3.1 Espectro de Amplitudes de Fourier	115
5.1.3.2 Espectro de Respuesta Sísmica	116
5.1.3.3 Espectro de Respuesta Sísmica Normalizado	118
5.2 RELACIÓN DE REGISTROS SÍSMICOS UTILIZADOS	119
5.3 ANÁLISIS DE LAS ESTACIONES DE REFERENCIA	123
5.4 ACELERACIONES MÁXIMAS SUELO-ROCA	126
5.4.1 Curva propuesta por IDRIS	126
5.4.2 Curvas Obtenidas para Lima	127
5.4.3 Comparación de Curvas	128
5.5 OBTENCIÓN DE COCIENTES ESPECTRALES	132
5.5.1 Cocientes Espectrales Suelo-Roca	132
5.5.1.1 Estación CSM	133
5.5.1.2 Estación CAL	133
5.5.1.3 Estación CDLCIP	134
5.5.1.4 Estación MOL	134

5.5.2 Cocientes Espectrales HVSR	135
5.6 ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	135
5.6.1 Espectros de Amplitudes de Fourier	135
5.6.2 Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados	141
5.6.3 Cocientes Espectrales	150
5.6.3.1 Cociente Espectral Estándar "SSR"	151
5.6.3.2 Cociente Espectral "HVSR"	160
5.6.3.3 Comparación de Cocientes Espectrales SSR y HVSR	169
5.6.3.4 Cociente Espectral "RRS"	173
CONCLUSIONES	181
RECOMENDACIONES	187
BIBLIOGRAFÍA	188
ANEXOS	

RESUMEN

Las técnicas de Cocientes Espectrales utilizadas para la estimación del efecto de sitio, expresado por el factor de amplificación y las frecuencias resonantes de vibración, vienen siendo aplicadas desde décadas en distintas condiciones geológicas y sobretodo en zonas con instrumentación sísmica. Si bien para los Cocientes Espectrales SSR y RRS resulta necesario contar con acelerógrafos instalados tanto en roca como en suelo cercanos, también se están aplicando métodos como el Cociente Espectral HVSR que no requieren estaciones de referencia. Frente a otros métodos de estimación de efectos de sitio, como el análisis teórico de respuesta sísmica, la aplicación de Cocientes Espectrales permite caracterizar la respuesta dinámica propia del sitio de forma más rápida, sencilla y confiable.

La presente investigación se ha enfocado principalmente en la aplicación de tres tipos de Cocientes Espectrales: el Cociente Espectral Estándar SSR, el Cociente Espectral HVSR y el Cociente Espectral RRS. En general, estas técnicas se basan en la división de Espectros de Fourier o de Respuesta de sismos registrados simultáneamente en suelo y afloramiento rocoso cercano. Se consideraron para el análisis cuatro estaciones acelerográficas en suelo denominadas: CSM, CAL, CDLCIP y MOL, pertenecientes a la Red Acelerográfica del CISMID (REDACIS) y ubicadas en Lima sobre distintas configuraciones geotécnicas. Como estaciones de referencia sobre roca superficial se consideraron las estaciones acelerográficas LMO y NNA, pertenecientes a la Red Acelerográfica del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

Las gráficas obtenidas representan la influencia de las condiciones de cada sitio respecto a un medio más rígido como es la roca superficial, de las cuales se obtuvieron los factores de amplificación y las frecuencias predominantes de vibración. Por último, el uso de tres métodos distintos permitió entre otros corroborar resultados, reconocer ventajas y desventajas de cada técnica y las condiciones de aplicación más apropiadas.

El Autor

LISTA DE FIGURAS

	Pág.	
Figura 2.1:	Conformación Interna de la Tierra.	25
Figura 2.2:	Ubicación de las Placas Tectónicas.	26
Figura 2.3:	Celdas de Convección.	27
Figura 2.4:	Actividad sísmica mundial.	32
Figura 2.5:	Detalle del Hipocentro y Epicentro de un sismo.	34
Figura 2.6:	Llegada de las ondas P y S en un acelerograma.	35
Figura 2.7:	Curva estimada del intervalo de arribo de ondas P y S versus la distancia epicentral.	35
Figura 2.8:	Descripción gráfica de la localización de epicentros sísmicos.	36
Figura 2.9:	Saturación de las escalas de Magnitud Sísmica.	39
Figura 2.10:	Nomograma de obtención de la magnitud local de Richter.	42
Figura 2.11:	Comparación de escalas de Intensidad Sísmica.	45
Figura 2.12:	Propagación de la Onda Primaria P.	53
Figura 2.13:	Propagación de la Onda Secundaria S.	53
Figura 2.14:	Propagación de la Onda Rayleigh.	56
Figura 2.15:	Propagación de la Onda Love.	57
Figura 3.1:	Vista del conglomerado típico de Lima.	63
Figura 3.2:	Sismicidad del Perú, 1990-2006.	67
Figura 3.3:	Acelerógrafo digital modelo ETNA marca Kinematics.	72
Figura 3.4:	Perfil de velocidades de ondas de corte V_S en la estación acelerográfica CSM.	76
Figura 3.5:	Vista del afloramiento rocoso donde se ubica la estación acelerográfica LMO.	78
Figura 4.1:	Diferencia en los acelerogramas debido a distintos sismos y estaciones de registro.	83
Figura 4.2:	Sismo de Loma Prieta (1989), fenómenos y daños asociados a la amplificación de las ondas sísmicas.	85
Figura 4.3:	Modelo Unidimensional de Amplificación de Ondas.	89

Figura 4.4:	Respuestas espectrales teóricas en el centro de depósitos de 1D, 2D y 3D.	91
Figura 4.5:	Aceleraciones máximas normalizadas registradas en la superficie de una montaña en Matsuzaki, Japón.	93
Figura 4.6:	Descripción General del Método: Cociente Espectral Estándar (SSR).	98
Figura 4.7:	Descripción General del Método: Relación Espectral Horizontal/Vertical (HVSr).	101
Figura 4.8:	Espectros de Respuesta para sitios de suelos blandos y roca superficial, sismo de Loma Prieta (1989).	102
Figura 4.9:	Cociente Espectrales RRS para sitios de suelos blandos, sismo de Loma Prieta (1989).	103
Figura 4.10:	Principales Relaciones Espectrales: HVSr, SSR Vertical y SSR Horizontal.	105
Figura 4.11:	Función de Transferencia (SSR) y Cociente Espectral RRS para el perfil de suelo blando "Redwood Shores".	107
Figura 4.12:	Daños ocurridos durante el sismo de Lima del 03/10/1974.	109
Figura 4.13:	Distribución de Intensidades Sísmicas en Lima para el Sismo del 03/10/1974.	110
Figura 5.1:	Acelerograma del Sismo de Pisco del 15/08/2007 registrado en la Estación CAL (La Punta - Callao).	111
Figura 5.2:	Representación de un acelerograma.	113
Figura 5.3:	Formas espectrales normalizadas para distintas condiciones de sitio (Seed et al., 1976).	119
Figura 5.4:	Curva característica "Aceleración máxima en sitios de suelo blando versus Aceleración máxima en roca".	127
Figura 5.5:	Curva "PGA suelo vs PGA roca" obtenida para la estación acelerográfica CAL.	129
Figura 5.6:	Curva "PGA suelo vs PGA roca" obtenida para la estación acelerográfica CSM.	130
Figura 5.7:	Curva "PGA suelo vs PGA roca" obtenida para la estación acelerográfica CDLCIP.	131
Figura 5.8:	Curva "PGA suelo vs PGA roca" obtenida para la estación acelerográfica MOL.	132

Figura 5.9:	Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica CSM.	142
Figura 5.10:	Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica CSM.	143
Figura 5.11:	Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica CAL.	144
Figura 5.12:	Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica CAL.	145
Figura 5.13:	Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica CDLCIP.	147
Figura 5.14:	Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica CDLCIP.	148
Figura 5.15:	Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica MOL.	149
Figura 5.16:	Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica MOL.	150
Figura 5.17:	Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica CSM.	156
Figura 5.18:	Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica CAL.	157
Figura 5.19:	Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica CDLCIP.	157
Figura 5.20:	Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica MOL.	158
Figura 5.21:	Cociente Espectral SSR para la Estación LMO respecto a la Estación NNA.	158
Figura 5.22:	Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica CSM.	164
Figura 5.23:	Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica CAL.	164
Figura 5.24:	Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica CDLCIP.	165
Figura 5.25:	Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica MOL.	165
Figura 5.26:	Cocientes Espectrales HVSR para las estaciones de	168

	referencia LMO y NNA.	
Figura 5.27:	Cocientes Espectrales SSR y HVSR para la estación acelerográfica CSM.	171
Figura 5.28:	Cocientes Espectrales SSR y HVSR para la estación acelerográfica CAL.	172
Figura 5.29:	Cocientes Espectrales SSR y HVSR para la estación acelerográfica CDLCIP.	172
Figura 5.30:	Cocientes Espectrales SSR y HVSR para la estación acelerográfica MOL.	173
Figura 5.31:	Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica CSM.	174
Figura 5.32:	Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica CAL.	176
Figura 5.33:	Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica CDLCIP.	177
Figura 5.34:	Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica MOL.	179

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 2.1: Principales Magnitudes Sísmicas y su aplicabilidad.	40
Tabla 2.2: Escala Mercalli Modificada MMI.	46
Tabla 2.3: Las ondas sísmicas y sus características.	50
Tabla 3.1: Características de las Estaciones Sísmicas utilizadas.	73
Tabla 5.1: Registros Sísmicos de la Estación CSM.	120
Tabla 5.2: Registros Sísmicos de la Estación CAL.	121
Tabla 5.3: Registros Sísmicos de la Estación CDLCIP.	121
Tabla 5.4: Registros Sísmicos de la Estación MOL.	122
Tabla 5.5: Registros Sísmicos de la Estación LMO.	122
Tabla 5.6: Registros Sísmicos de la Estación NNA.	123
Tabla 5.7: Coordenadas Geográficas UTM de las Estaciones Acelerográficas.	124
Tabla 5.8: Distancias entre las Estaciones Acelerográficas.	124
Tabla 5.9: Análisis de la Estación LMO.	124
Tabla 5.10: Análisis de la Estación NNA.	125
Tabla 5.11: Relación de sismos utilizados en los Cocientes Espectrales SSR y RRS (CAL/LMO).	133
Tabla 5.12: Relación de sismos utilizados en los Cocientes Espectrales SSR y RRS (CDLCIP/LMO).	134
Tabla 5.13: Relación de sismos utilizados en los Cocientes Espectrales SSR y RRS (MOL/LMO).	135
Tabla 5.14: Cocientes Espectrales Estándar (SSR) respecto a LMO.	159
Tabla 5.15: Cocientes Espectrales Estándar (SSR) respecto a NNA.	159
Tabla 5.16: Cocientes Espectrales HVSR.	169
Tabla 5.17: Cocientes Espectrales RRS respecto a LMO.	180
Tabla 5.18: Cocientes Espectrales RRS respecto a NNA.	180

LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

- CAL: Estación acelerográfica de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú
- CDLCIP: Estación acelerográfica del Colegio de Ingenieros del Perú – Consejo Departamental de Lima
- CISMID: Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres
- CSM: Estación acelerográfica del CISMID
- DEGTRA: Software para análisis de acelerogramas
- EERC: Earthquake Engineering Research Institute
- EAF: Espectro de Amplitudes de Fourier
- ER: Espectro de Respuesta de Aceleración Absoluta
- ERN: Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados
- HVSR: Cociente Espectral Horizontal/Vertical
- IGP: Instituto Geofísico del Perú
- LMO: Estación acelerográfica de referencia “Universidad Nacional Agraria La Molina”
- MMI: Escala de Intensidad Sísmica de Mercalli Modificada
- MOL: Estación acelerográfica “La Molina”
- NEIC: National Earthquake Information Center
- NNA: Estación acelerográfica de referencia “Ñaña”
- Ondas P: Ondas sísmicas primarias, compresionales o longitudinales
- Ondas S: Ondas sísmicas secundarias, cortantes o transversales
- Ondas L: Ondas sísmicas superficiales “Love”
- Ondas R: Ondas sísmicas superficiales “Raleigh”
- PGA: Aceleración Máxima del Terreno
- REDACIS: Red Acelerográfica del CISMID
- RRS: Cociente de Espectros de Respuesta
- SSR: Cociente Espectral Estándar
- UCB: University of California, Berkeley
- USGS: Servicio Geológico de los Estados Unidos

- A_{\max} : Factor de Amplificación Máxima
- β : Coeficiente de amortiguamiento crítico (%)
- C : Contraste de impedancias
- C_n : Amplitud obtenida del análisis de Series de Fourier
- E : Energía Liberada (ergs)
- f_{res} : Frecuencias de resonancia (hz)
- g : Aceleración de la gravedad (981 cm/s²)
- gal(s): Unidad de aceleración (1 cm/s²)
- M_L : Magnitud Local de Richter
- m_b : Magnitud de Ondas de Cuerpo
- M_0 : Momento Sísmico
- M_S : Magnitud de Ondas Superficiales
- M_W : Magnitud Momento
- T_n : Período natural de vibración (s)
- T_p : Período predominante de vibración (s)
- V_S : Velocidad de Ondas sísmicas S (km/h, m/s)
- V_p : Velocidad de Ondas sísmicas P (km/h, m/s)
- ω_n : Frecuencia obtenida del análisis de Series de Fourier

* En la presente lista se han incluido los símbolos y siglas más resaltantes. Los que no se encuentren en el listado anterior han sido descritos en su respectivo capítulo.

INTRODUCCIÓN

La Tierra es un planeta geológicamente joven y dinámico. A pesar de no aparentarlo cada día algo cambia sobre ella sin siquiera tal vez habernos percatado, y es que actualmente se encuentra en plena evolución y cambios. Mucho menos parece evidente que nuestro planeta vibre continuamente con períodos y amplitudes que van desde los milisegundos y nanómetros hasta los días y metros; por tanto, no sólo cuando suceden sismos.

Los sismos son el producto de la interacción dinámica entre las distintas placas tectónicas que conforman la Tierra. El Cinturón Circumpacífico o Cinturón de Fuego del Pacífico engloba las regiones de más alta actividad sísmica del planeta y el Perú forma parte de este ambiente tectónico, por lo que muchas de sus ciudades son afectadas con relativa frecuencia por sismos moderados y fuertes. Los terremotos conllevan también un gran componente social, muchos de ellos han arrasado pueblos enteros dejando miseria y dolor a su paso. Bajo estos antecedentes, es de vital importancia conocer la respuesta dinámica de los suelos sobre los cuales están asentadas las ciudades peruanas que más daños han sufrido por terremotos, ya que es bastante conocida la influencia de la geología local y las condiciones geotécnicas en la intensidad y amplificación de los sismos.

Al alcanzar la superficie, las ondas sísmicas que conforman los temblores pueden ser amplificadas por los depósitos superficiales de suelos blandos y consecuentemente incrementar los daños estructurales, lo cual se conoce como Efecto de Sitio. La estimación del comportamiento dinámico de los depósitos superficiales ante eventos sísmicos considerables es realizada mediante análisis de respuesta de sitio, permitiendo la identificación de la frecuencia fundamental y de las amplificaciones locales. Una de las técnicas más comunes para estimar el Efecto de Sitio es el Cociente Espectral Estándar (SSR) de acelerogramas.

En las últimas décadas el estudio de estos fenómenos se ha extendido considerablemente, así como la instrumentación sismológica y el número de centros de investigación interesados en sismos, que son cada vez más.

Asimismo, existen redes acelerográficas interconectadas que muestran información casi en tiempo real sobre eventos sísmicos ocurridos. En el Perú, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) cuentan con las mayores redes acelerográficas, abarcando gran parte del territorio nacional.

La presente tesis comprende inicialmente el análisis de registros tiempo-historia de aceleración de sismos captados por 6 estaciones acelerográficas distribuidas en Lima: 4 en suelo y 2 en roca. Las metodologías propuestas son: el Cociente Espectral Estándar (SSR), el Cociente Espectral Horizontal/Vertical (HVSR) y la Relación de Espectros de Respuesta (RRS). Se obtuvieron también los Espectros de Respuesta Normalizados (ERN) y fueron comparados con los propuestos por Seed et al. (1976) según el tipo de suelo. Posteriormente, se propone el estudio de las relaciones entre la aceleración máxima (PGA) en suelo y roca superficial, basándose en la investigación de Idriss (1991).

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 ANTECEDENTES

Lima, la capital del Perú, como cualquier otra ciudad localizada en la zona costera, es afectada por los sismos con origen en la principal fuente sismogénica del Perú; es decir, los debidos al proceso de convergencia y subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Estos sismos presentan diversas magnitudes y ocurren en su mayoría a niveles superficiales e intermedios de profundidad.

Según la historia sísmica de Lima, el sismo de mayor magnitud que causó la destrucción de la ciudad de Lima y Callao ocurrió el 28 de Octubre de 1746 ($8.4 M$). Anteriormente, en un periodo de 211 años desde su fundación en 1535, se produjeron 13 terremotos considerables en los años 1582, 1586, 1609, 1630, 1655, 1687, 1694, 1699, 1716, 1725, 1732, 1734 y 1743; de los mencionados, los 8 primeros fueron los más graves (según Silgado). En el siglo pasado caben destacar sismos como los de 1940 ($I_{MAX} = VIII MM$), 1966 ($I_{MAX} = VII MM$), 1970 ($I_{MAX} = VII MM$) y 1974 ($I_{MAX} = VIII MM$), todos con magnitudes $7.0 < M_s < 8.0$ (magnitud de ondas superficiales). Durante esos años en Lima no se disponía de estaciones acelerográficas en número suficiente como para realizar estudios detallados del sacudimiento del suelo ante la ocurrencia de sismos. Igualmente, no se conocían a profundidad las características físicas del suelo en sus diferentes distritos. Por lo tanto, se estaba recién comprendiendo su respuesta sísmica y los fenómenos dinámicos asociados a ésta.

Conjuntamente a los sismos se produce uno de los fenómenos más influyentes en la respuesta sísmica de los suelos, el denominado Efecto de Sitio, ya que genera la amplificación sísmica asociada a las condiciones locales de sitio (geotécnicas, geológicas y topográficas). Algunos de los casos mundialmente más reconocidos por la gravedad de los efectos de sitio son: Ciudad de México

(1985), Loma Prieta (1989) y Kobe (1995), entre otros. En Lima, luego de los terremotos de 1940, 1966 y 1974, quedó establecido que las zonas más susceptibles a la amplificación sísmica corresponden a La Molina, Chorrillos, Barranco, La Punta y El Callao.

Los primeros estudios referentes a la sismología del Perú datan de mediados del siglo pasado. Uno de los pioneros de esta ciencia en el país fue el Dr. Enrique Silgado Ferro (1915-1999), quien en el año 1978 publicó la que sería su principal obra: "Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)". El libro presenta un estudio histórico y científico de los eventos sísmicos de mayor trascendencia del Perú entre los siglos XVI y XX, dando un gran alcance sobre los niveles de daño ocasionados y estimando algunas características propias de cada sismo en particular.

Repetto, Arango y Bolton Seed (1980) elaboran el siguiente estudio: "Influence of Site Characteristics on Building Damage during the October 3, 1974 Lima Earthquake" (EERC, UCB). Para este trabajo se realizaron diversas investigaciones de campo (principalmente: geotécnicas, geofísicas y de evaluación estructural) dando a conocer finalmente las zonas sísmicamente más vulnerables de Lima.

En el año 1986, el Dr. Jorge E. Alva Hurtado y el Ing. Jorge F. Meneses Loja realizan una investigación con los acelerogramas de 7 sismos registrados en la estación Parque de la Reserva, perteneciente al Instituto Geofísico del Perú (IGP). Entre los sismos analizados cabe resaltar en terremoto de Huaraz del 31 de Mayo de 1970 y el terremoto del 3 de Octubre de 1974; los restantes se dieron en los años 1951, 1966, 1971 y dos más en 1974. El objetivo de dicho trabajo era estimar el Espectro Elástico de Diseño y el Coeficiente Sísmico para Lima. Un año antes, en 1985, el Ing. Meneses Loja dentro de su tesis de grado evaluó registros sísmicos captados en Lima y determinó los correspondientes Espectros de Respuesta.

En el año 2005 el MSc. Fernando Lazares La Rosa y el Ing. Rafael Salinas Basualdo realizan el procesamiento de 21 acelerogramas registrados en la estación acelerográfica Jorge Alva Hurtado, ubicada en el Centro Peruano

Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) de la Facultad de Ingeniería Civil (FIC) de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). El análisis se realizó principalmente en el dominio de la frecuencia mediante los Espectros de Amplitudes de Fourier, buscando determinar si existe alguna influencia en la señal captada debido al azimut y/o distancia epicentral.

El 15 de agosto del 2007, alrededor de las 6:40 horas de la tarde, un terremoto de $8.0 M_w$ (según NEIC; $7.9 M_w$ según el IGP) con epicentro a 74 km al Oeste de la ciudad de Pisco, fue sentido con gran fuerza en un radio de 250 km. En las ciudades más cercanas como Chincha, Tambo de Mora, Pisco e Ica los daños fueron cuantiosos, llegando a ser totales en grandes sectores. En la ciudad de Lima si bien no hubo daños materiales graves el sismo ocasionó un gran susto en la población, debido en gran parte a su larga duración y a las luces resplandecientes que acompañaron el movimiento. Este sismo fue registrado en acelerógrafos instalados por distintas instituciones en la ciudad de Lima, ubicados sobre diversos tipos de suelos, los cuales forman parte de la data sísmica de esta investigación.

La respuesta sísmica local o respuesta de sitio es un aspecto internacionalmente investigado y reconocido, siendo parte fundamental dentro de estudios como los de microzonificación sísmica. Las metodologías propuestas en la actualidad para la evaluación de estos efectos de sitio pueden ser empíricas o teóricas, cada una de las cuales con ventajas y desventajas. Respecto a la estimación de esta respuesta de sitio, las técnicas de Cocientes Espectrales son ampliamente utilizadas en el mundo. Entre ellas el Cociente Espectral Estándar o SSR (Borcherdt, 1970), la técnica más popular y extensamente usada, viene siendo aplicada desde la década del 70. Por su parte, el Cociente Espectral Horizontal/Vertical o HVSR, aplicado inicialmente a microtrepidaciones, también ha sido utilizado con sismos por ciertos investigadores (Lermo y Chávez-García, 1993). Ambas metodologías, sumadas al Cociente de Espectros de Respuesta (RRS), se aplicarán en la presente tesis a fin de estimar los efectos de sitio y lograr un mayor entendimiento del problema, comprobando asimismo lo adecuado de su uso.

1.2 OBJETIVOS

La presente investigación tiene como objetivo fundamental obtener los efectos de sitio en ciertas estaciones sísmicas de Lima mediante el análisis de registros tiempo-historia de aceleraciones. Estos efectos están representados básicamente por dos parámetros: el periodo fundamental de vibración del suelo y su amplificación sísmica relativa, es decir, con respecto al movimiento en roca. Ambas características serán obtenidas para cada sitio, permitiendo así, la comprensión del comportamiento ante sismos de 4 configuraciones distintas de suelos de la capital.

A su vez, se cuenta con ciertos objetivos específicos:

- La aplicación de tres métodos distintos basados en Cocientes Espectrales para evaluar efectos de sitio. Estos son: el Cociente Espectral Estándar (SSR), el Cociente de Espectros de Respuesta (RRS) y el Cociente Espectral Horizontal/Vertical (HVSR).
- Evaluar el desempeño de cada metodología al estimar el período y los factores de amplificación sísmica.
- Desarrollar las curvas PGA suelo vs PGA roca, donde se observa la amplificación asociada de cada configuración geotécnica con respecto a la roca base. (PGA es la aceleración máxima del terreno).

1.3 ALCANCE

La estimación del Efecto de Sitio es clave para la comprensión de la respuesta sísmica de un emplazamiento. Esto conlleva la obtención del periodo de vibración predominante y de las amplificaciones relativas, los cuales están asociados a las propiedades dinámicas de los suelos y rocas existentes. Conociendo estos parámetros es posible estimar satisfactoriamente la respuesta dinámica del subsuelo ante eventos sísmicos de diferente magnitud.

Buscando evaluar los efectos locales, en la presente tesis se propone la aplicación de tres metodologías basadas en el análisis de los Espectros de Amplitudes de Fourier y Espectros de Respuesta de acelerogramas a través de Cocientes Espectrales, estos son: el Cociente Espectral Estándar (SSR), el Cociente de Espectros de Respuesta (RRS) y el Cociente Espectral Horizontal/Vertical (HVSR). De manera complementaria, se analizaron los Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados (ERN) para compararlos con el estudio realizado por Seed et al. (1976).

La evaluación por medio de dichos métodos es aplicada a los 18 sismos más significativos registrados, entre 2005 y 2008, por 6 estaciones acelerográficas en la ciudad de Lima. Se trata de 4 estaciones sobre diversos tipos de suelos: CSM, CAL, CDLCIP y MOL, pertenecientes al Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) de la Facultad de Ingeniería Civil (FIC) de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI) y ubicadas en los distritos del Rímac, La Punta (Callao), San Isidro y La Molina, respectivamente. Asimismo, se consideraron 2 estaciones del Instituto Geofísico del Perú (IGP): LMO y NNA, ubicadas en roca superficial. Cabe resaltar que el total de los 18 sismos ha sido registrado por al menos una estación en suelo (Estación CSM), mientras a lo más 10 de ellos se grabaron en una estación sobre roca superficial (Estación LMO). La cantidad de registros por estación es variable y dependió de las fechas de instalación de cada una y de su periodo de operación. En conclusión, se cuenta con un total de 60 acelerogramas, entre ellos los del terremoto del 15 de agosto del 2007.

A pesar de contar sobretodo con registros de aceleraciones moderadas y una sola estación acelerográfica sobre suelo blando (Estación CAL), se ha realizado un breve estudio sobre las relaciones entre la aceleración máxima (PGA) en suelo y roca superficial, basándose en la investigación de Idriss (1991). Por último, se expone la curva característica obtenida para cada estación.

En el Perú es cada vez más común el uso de Cocientes Espectrales en estudios de respuesta de sitio y/o microzonificación sísmica. En ese sentido, este trabajo responde a la importancia de contar con instrumentación sísmica operativa, que aunque insuficiente, permite realizar estudios como este.

1.4 CONTENIDO DEL ESTUDIO

En el Capítulo II: *“El Fenómeno Sísmico”*, se tratan temas teóricos como el origen de los sismos, su asociación a la Tectónica Global y su distribución en el planeta. Asimismo, se presenta la caracterización de estos fenómenos de acuerdo a su ubicación y parámetros de tamaño.

Finalmente, se expone de forma resumida lo relacionado a la propagación sísmica, con énfasis en los distintos tipos de ondas sísmicas generados y los efectos de campo asociados a la distancia.

En el Capítulo III: *“Estaciones Acelerográficas en Lima”*, se presenta una descripción de los rasgos geológicos y geotécnicos de la ciudad de Lima, así como una breve reseña de su Historia Sísmica y de la Sismotectónica Regional que gobierna esta parte de la Tierra.

En este capítulo se expone el estado actual de la instrumentación sísmica en la capital. Se describen las 2 principales redes acelerográficas: la REDACIS (perteneciente al CISMID) y la Red Sísmica del IGP; así como las estaciones de registro que formarán parte de esta investigación.

En el Capítulo IV: *“El Efecto de Sitio”*, se trata desde un punto de vista teórico todo lo concerniente a este fenómeno, la influencia de las condiciones geotécnicas, de la topografía y los casos históricos más relevantes.

Este capítulo también incluye una breve descripción de los Cocientes Espectrales SSR, RRS y HVSR, los cuales son métodos de estimación del Efecto de Sitio. Por último, se expone brevemente algunos antecedentes de este fenómeno para el caso de la ciudad de Lima.

El Capítulo V: *“Análisis y Procesamiento de Señales”*, abarca sobretodo el procesamiento de los 18 registros sísmicos seleccionados, todos grabados en Lima y sobre distintas configuraciones de suelo. En el procesamiento se aplican el Cociente Espectral Estándar (SSR) y el Cociente Espectral Horizontal/Vertical (HVSR) a los Espectros de Amplitudes de Fourier obtenidos. Posteriormente se

realiza la Relación de Espectros de Respuesta (RRS) utilizando los Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta, igualmente para suelo y roca. Adicionalmente, se obtuvieron los Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados (ERN) para compararlos con el estudio realizado por Seed et al. (1976).

Este capítulo también incluye el estudio de las curvas que relacionan las aceleraciones máximas (PGA) en suelo y roca superficial, para cada estación acelerográfica.

Por último, se detallan las conclusiones alcanzadas por este trabajo y se presentan recomendaciones. Adicionalmente se incluyen los anexos, donde se reúnen los planos y las gráficas obtenidas de cada análisis.

CAPÍTULO II

EL FENÓMENO SÍSMICO

2.1 INTRODUCCIÓN

Los grandes sismos son considerados por muchos como las más espantosas catástrofes que azotan a la humanidad y las que más temor generan en la población debido a su rara ocurrencia, razón por la cual el hombre no puede familiarizarse con ellos, a diferencia de lo que sucede con las tempestades o huracanes. Aunque si bien las primeras descripciones escritas de terremotos datan de 780 a.c., el estudio más concreto de estos fenómenos se da a partir del gran sismo que azotó Lisboa en Noviembre de 1755, disponiéndose desde entonces con mayor información sobre sismos de consideración. Existen dos etapas bastante marcadas en la sismología; inicialmente, durante la denominada etapa *pre-instrumental*, todos los sismos fueron simplemente descritos por sus efectos en el terreno y en la población, y ninguno fue registrado. A partir de la creación de los primeros sismógrafos de precisión se pudo visualizar el movimiento real del suelo durante un sismo, originándose así la etapa más importante denominada *instrumental*. El primer registro preciso de un movimiento fuerte del suelo fue logrado durante el terremoto de Long Beach, California en 1933 (Hudson, 1984); desde entonces, los avances sismológicos han ido de la mano con la tecnología y se han perfeccionado considerablemente en los últimos 20 años.

En la actualidad es mucho lo que ya se conoce sobre los sismos, al menos se sabe que donde ya ocurrió uno tarde o temprano ocurrirá otro de por lo menos el mismo tamaño. Las ciencias naturales y las matemáticas están permitiendo obtener modelos predictivos aceptables de lo que sucedería en determinada localidad si se produjera la ruptura de una falla geológica o el desplazamiento relativo repentino de placas tectónicas asociadas a procesos como el de subducción; es decir, se están logrando descubrimientos importantes pero sin duda es más lo que no se comprende aún.

El siguiente capítulo expone información y conceptos relevantes de la sismología, buscando introducir al lector en las bases del estudio de los sismos. Asimismo, los términos: terremoto, sismo, temblor, evento sísmico, movimiento telúrico, y otros, representan al mismo tipo de movimiento fuerte del suelo y serán citados indiferentemente.

2.2 MOVIMIENTO FUERTE DEL SUELO

Los movimientos fuertes del suelo (del inglés *Strong Ground Motion*), conocidos comúnmente como sismos o terremotos, son movimientos súbitos producto de la ruptura del equilibrio de la Litósfera, en la cual se ha acumulado progresivamente energía elástica debido a los lentos desplazamientos de las partes sólidas del planeta. La ruptura se produce cuando los grandes esfuerzos aplicados sobre las rocas superan su resistencia. Mientras que los terremotos pueden ser asociados con destrucción en el marco de tiempo de la actividad humana, en la evolución de la Tierra ellos son señal de fuerzas geológicas que construyen montañas y crean océanos.

Durante un sismo se liberan enormes cantidades de energía en unas cuantas decenas de segundos, mientras que para acumularse fue necesario un tiempo varias órdenes de magnitud mayor; esta notable diferencia de tiempos genera en parte las graves consecuencias de los terremotos. Una vez liberada esta energía se transforma en movimiento, es decir, se propaga como un tren de diferentes ondas sísmicas que viajan por el interior terrestre reflejándose, refractándose y atenuándose hasta llegar a las formaciones rocosas por debajo de las ciudades. Los depósitos de suelos superficiales modifican el movimiento transmitido desde las rocas profundas, amplificando y atenuando ondas de ciertas frecuencias a manera de filtros frecuenciales, e incluso pudiendo prolongar su duración. A este fenómeno se denomina “Efecto de Sitio”, el cual influye drásticamente en la sacudida percibida y puede generar graves daños en la infraestructura si los terrenos son blandos, ya que estos vibran más fácilmente y amplifican los periodos largos, que suelen coincidir con los periodos largos de las estructuras.

En ciertos casos, cuando la magnitud y profundidad de los sismos son las propicias, éstos son seguidos de tsunamis, olas gigantes que invaden las zonas costeras arrastrando todo a su paso y provocando daños cuantiosos.

2.3 TECTÓNICA GLOBAL Y GENERACIÓN DE SISMOS

2.3.1 Estructura Interna de la Tierra

La Tierra se compone de una serie de cascarones esféricos concéntricos de espesores y propiedades físico-químicas diferentes. Como se observa en la Figura 2.1, básicamente son 3 las zonas en que se divide a la Tierra en profundidad: corteza, manto y núcleo.

La capa más superficial es la corteza, la cual es delgada, comparada a las otras 2, además de rígida y frágil, pudiendo quebrarse. Bajo los océanos, el espesor de la corteza marina varía muy poco y generalmente es de 5 km, siendo compuesta principalmente por rocas basálticas (Sima). En las zonas continentales, la corteza es menos densa promediando los 30 km de espesor y pudiendo llegar hasta los 100 km bajo las grandes montañas, predominando las formaciones graníticas (Sial). La corteza y el manto, cascarón subsiguiente, se encuentran separados por la discontinuidad de Mohorovicic o "Moho", en la cual se observa un incremento de la velocidad de las ondas sísmicas asociado al cambio brusco de rigidez.

El manto es un cascarón esférico que se extiende desde los 35-45 km hasta los 2900 km en promedio, por poco la mitad del radio terrestre. En proporción, constituye el 83% del volumen y el 67% de la masa terrestre. Se compone de 2 estructuras: el manto superior, de entre 150 y 900 km de espesor y en gran parte rocas semisólidas fundidas, y el manto inferior, sólido y de mayor densidad, que se extiende entre los 900 y 2900 km. La densidad del manto aumenta con la profundidad, pasando de 3,5 gr/cm³ en su superficie a 5,5 gr/cm³ en las proximidades del núcleo.

El interior terrestre lo conforma el núcleo. Lo separa del manto inferior la discontinuidad de Gutenberg, una sección de unos 200 km donde existe una transición de materiales y estados. El núcleo lo conforman: 1 cascarón llamado núcleo exterior, que se extiende hasta los 4980 km de profundidad y está compuesto de níquel y hierro en estado líquido, una zona de transición de unos 150 km que separa ambos núcleos, y una esfera sólida de los mismos minerales denominada núcleo interior, que abarca desde los 5120 hasta los 6378 km. En el centro terrestre la temperatura alcanzaría los 4200°C, la presión superaría los 1500 kbares y la densidad estimada es de 15 gr/cm³. El 1/6 del volumen y 1/3 de la masa terrestre lo conforma el núcleo.

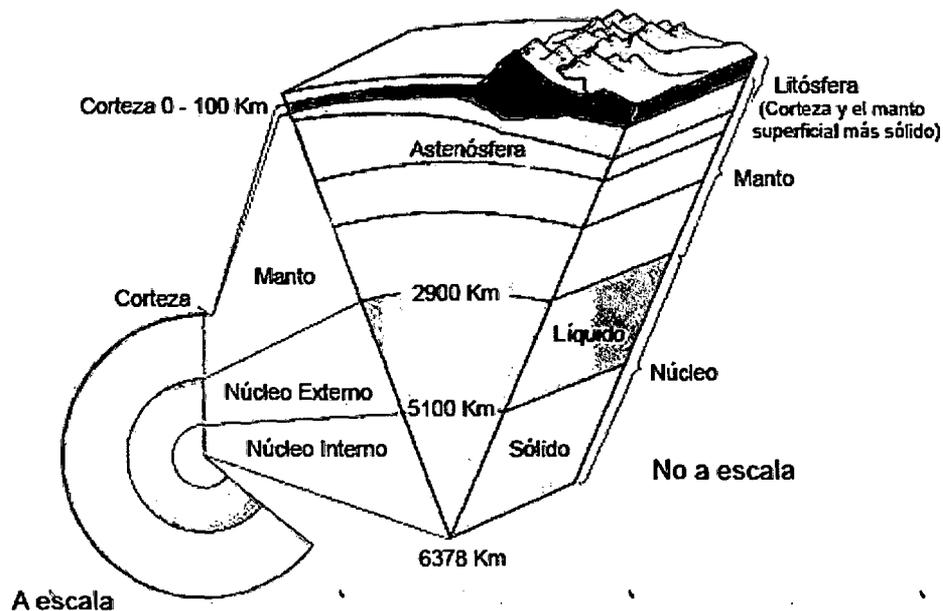


Figura 2.1: Conformación Interna de la Tierra.
(USGS Education Web Site: <http://education.usgs.gov>)

Una sección externa de la Tierra, de especial interés sismológico, es la denominada Litósfera. La Litósfera está conformada por la parte de mayor solidez terrestre, la corteza y el manto más superficial, y a ella le corresponde las 22 placas tectónicas identificadas actualmente. Estas placas tectónicas son: Norteamericana, Sudamericana, Eurasiática, Africana, Indo-Australiana, Antártica, Pacífica, Nazca, Somalia, Filipina, Arábiga, Caribe, Cocos, China, Persa, Turquía, Tonga, Egea, Nuevas Hébridas, Adriática, Juan de Fuca y Rivera (A. Sarria, 2008). Algunas placas tectónicas contienen continentes y otras no, sus desplazamientos son lentos y de trayectorias complejas más o menos

erráticas. En la Figura 2.2 puede observarse la ubicación de las principales placas tectónicas sobre la superficie terrestre y sus movimientos relativos.

Como si la Litósfera flotara sobre ella, aparece luego una zona de transición entre ésta y el verdadero manto terrestre, entre los 70 y 250 km de profundidad, a la cual se ha llamado Astenósfera o capa de baja velocidad. Dicha transición corresponde a la zona de arrastre de la Litósfera por las fuerzas internas de tipo convectivo.

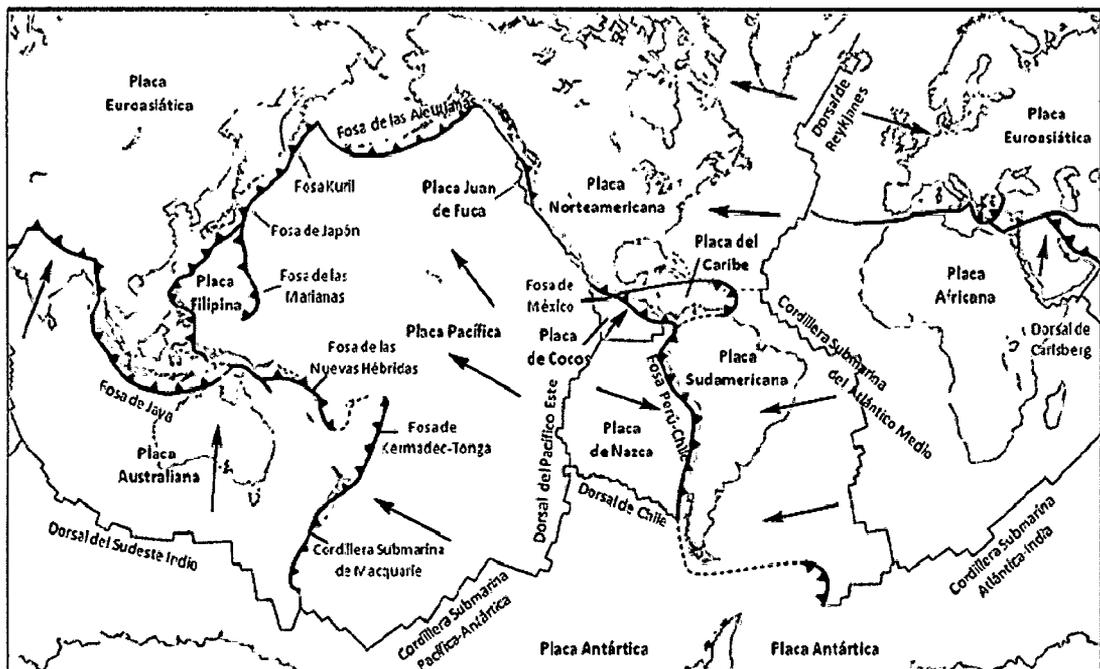


Figura 2.2: Ubicación de las Placas Tectónicas. (Kramer, 1996)

2.3.2 Dinámica Terrestre

La Tierra es un planeta dinámico que se encuentra en constante transformación. Los cambios que ocurren en su superficie son posibles gracias a la intervención de agentes externos e internos. La configuración interna de la Tierra se complementa con la distribución de su temperatura, la cual es creciente con la profundidad, siendo máxima en su centro y mínima en su superficie. La tasa de cambio de la temperatura con la profundidad se denomina gradiente térmico terrestre, y es el causante de flujos calóricos de material magmático llamados

celdas de convección. Este fenómeno junto a la acción gravitacional conforman el motor de la dinámica interna y externa de la Tierra.

A cierta profundidad bajo la corteza terrestre las rocas parcialmente fundidas permiten el desarrollo de procesos convectivos como consecuencia de la aparición de anomalías térmicas o “puntos calientes” que determinan un movimiento que desplaza las capas litosféricas, propiciando así la aparición de fisuras y de zonas de subducción, bordes constructivos y destructivos, respectivamente. En las dorsales oceánicas el material magmático del manto asciende, enfriado rápidamente por el agua, dando origen a un vulcanismo cuyos productos forman nueva corteza marina, fría, frágil y rica en basalto que se expande lateralmente en un proceso denominado expansión oceánica. Dado que la superficie terrestre es constante, la creación de nuevo lecho marino rompería esa condición a menos que la misma cantidad de área que se crea desaparezca de alguna forma (Xavier Le Pichon, 1968). Este mecanismo compensador ocurre en los márgenes convergentes o bordes destructivos, donde las placas tectónicas confrontan a diferente velocidad y subducen en distintos ángulos, lo que genera también un vulcanismo asociado, entre otros, a las zonas de borde continental. En la siguiente gráfica, Figura 2.3, pueden visualizarse los fenómenos físicos explicados previamente.

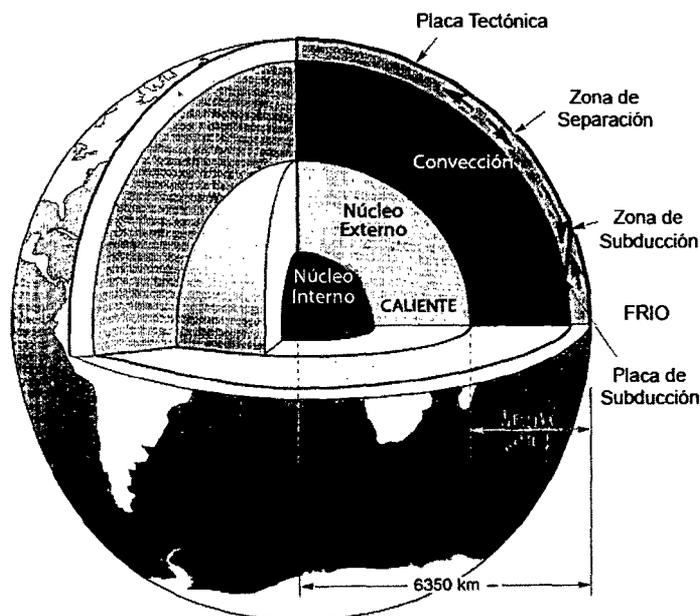


Figura 2.3: Celdas de Convección en el manto terrestre que generan el movimiento de las placas tectónicas. (Kramer, 1996)

2.3.3 Origen de los Sismos

Las placas tectónicas, en sus desplazamientos imperceptibles, van produciendo deformaciones semielásticas en las inmediaciones de los contornos que chocan entre sí. Estas deformaciones implican un almacenamiento lento de energía elástica dentro de las franjas limítrofes deformadas. No sólo en los límites, sino también bastante más adentro de estos se acumula energía. La energía acumulada por unidad de volumen, es decir la densidad de energía, no sólo depende de las propiedades de las deformaciones sino también de las características geométricas y mecánicas de los medios.

Cuando las fuerzas debidas al movimiento de las placas superan las que tratan de mantener unidos los contactos de placas que se mueven una respecto de la otra, se produce una ruptura súbita a lo largo de dichos contactos. Ocurre entonces la liberación de gran parte de la energía elástica que las deformaciones habían almacenado, originándose un sismo.

2.3.3.1. Tectónica de Placas y Deriva Continental

La teoría de la Tectónica de Placas o Tectónica Global fue propuesta en 1968 por Isacks et al., buscando explicar el origen de los sismos. Ella se basa en considerar a la Litósfera, aproximadamente los 100 km más superficiales y rígidos de la Tierra, como un ensamble de placas rígidas que interactúan unas con otras produciendo temblores cada cierto tiempo. Dichas placas tectónicas serían transportadas en direcciones particulares por flujos convectivos (movimientos del manto plástico caliente) en la Astenósfera, ver nuevamente Figuras 2.2 y 2.3.

En el pasado se han tejido múltiples opiniones acerca de la posible variación de la localización actual de los continentes, las cuales se refuerzan en la actualidad con los resultados irrefutables de la expansión del lecho oceánico. A continuación se anotan algunos de los motivos que demuestran positivamente que quienes apoyaron dichas teorías tenían razón:

- La investigación de los antiguos cinturones orogénicos tanto en África como en América, complementada por una amplia datación isotópica, indican que hace unos 500 millones de años actuaron procesos similares de formación de montañas en los territorios de las costas continentales hoy opuestas.
- Tanto en África como en Sudamérica se han encontrado depósitos triásicos de arenas transportadas por el viento en ambientes de desierto. Esto querría decir que los dos continentes se habrían desplazado desde su posición anterior cercana al polo, en el lapso transcurrido entre la glaciación permocarbonífera y los desiertos del Triásico superior.
- Depósitos del Cretáceo Inferior de África y Sudamérica presentan idéntica sucesión litológica con fósiles muy similares. Asimismo, depósitos glaciares inconfundibles se han encontrado en África y Brasil. Existe además una correlación entre el paleomagnetismo en muestras de África y Sudamérica.

De acuerdo con las teorías que se han elaborado sobre la deriva de los continentes, hace unos 225 millones de años existía un protocontinente llamado Pangea rodeado por un solo mar llamado Panthalassa. Hace unos 180 millones de años el Norte y el Sur de Pangea comenzaron a diferenciarse mediante movimientos relativos; el Norte ha sido llamado Laurasia y el Sur Gondwana. Los desplazamientos incluyeron giros en el sentido de las agujas del reloj para Laurasia y en sentido contrario para la parte Sur de la antigua Pangea. Por esta misma época, India comenzó a desplazarse hacia el Norte y Australia hacia el Nor-Oeste.

Hace unos 135 millones de años los actuales continentes estaban mejor diferenciados. Ya se iniciaba la separación entre África y América del Sur, mientras que India había avanzado hacia su actual posición. Australia seguía su lento desplazamiento hacia el Norte mientras Laurasia y África casi mantuvieron su posición anteriormente comentada.

Hace unos 20 millones de años Laurasia y África ya se habían unido. África y Sudamérica estaban completamente separadas y se desplazaban en direcciones contrarias, mientras Australia ya se había separado de la Antártida. En la actualidad la India está unida a Asia, América del Norte y Sudamérica se han unido mediante el arco volcánico de América Central y Australia ha avanzado notablemente hacia el Norte.

2.3.3.2. Teoría del Rebote Elástico

El primer modelo mecánico que buscó explicar este proceso fue establecido por Reid en 1911, a partir del estudio de los movimientos de la falla de San Andrés (California) durante el terremoto de San Francisco de 1906. De acuerdo con esta teoría, conocida como “modelo del rebote elástico”, los sismos son el resultado de un proceso de deformación elástica y acumulación de esfuerzos en una zona de la corteza que se mantiene hasta que se supera la resistencia del material, lo que sucede cuando los esfuerzos de corte alcanzan valores próximos a 1000 bares. En este momento la falla experimenta una dislocación, los esfuerzos se relajan total o parcialmente de forma súbita y la energía elástica acumulada se libera bruscamente. Las rocas deformadas por el esfuerzo “rebotan” a ambos lados de la falla y la deformación elástica desaparece. El terreno próximo a la falla sufre un desplazamiento, que en el caso de la falla de San Andrés y el terremoto de 1906 alcanzó, en algunas zonas, un valor de 6 m. Parte de la energía liberada se disipa en fenómenos no elásticos en la zona de ruptura y parte se propaga en forma de ondas sísmicas que hacen vibrar el terreno.

Por tanto, la generación de un sismo consta de dos etapas: una de acumulación lenta de la energía elástica y otra de relajación súbita. Mientras que la primera puede prolongarse muchos años, la segunda dura únicamente decenas de segundos. Es importante señalar que Reid incluyó en su modelo la interrupción y el reinicio de la ruptura, marcados por la generación de vibraciones que se propagan como ondas sísmicas. Como veremos, la existencia de diversas fases en el proceso de ruptura y su reflejo en la creación de ondas de diferente frecuencia, son una de las aportaciones más importantes de los modelos modernos que explican el mecanismo sísmico.

2.3.4 Distribución y Frecuencia

La distribución de los terremotos sobre la Tierra queda bastante evidenciada gracias a la Figura 2.4, en la que se presentan ubicados geográficamente los epicentros de sismos importantes ocurridos en el mundo, conjuntamente con las placas tectónicas en que se divide la corteza terrestre. Es resaltante la relación entre las convergencias tectónicas y la distribución de los movimientos telúricos, podría decirse que es una patente marcada y propia de dicho fenómeno. Se observa además su acumulación en zonas específicas denominadas franjas de actividad sísmica. En ese sentido es notoria en la figura una franja casi continua que se inicia en la región austral de América del Sur y se prolonga por la costa Pacífica del continente americano para continuar a lo largo del territorio japonés, donde parece dividirse en dos ramales, uno que desciende hasta Nueva Zelanda y otro que penetra el continente asiático llegando hasta Europa. En toda esa extensión se concentra más del 90% de la actividad sísmica mundial.

Históricamente, los sismos con mayor liberación de energía están asociados al cinturón sísmico de mayor actividad denominado *Cinturón Circumpacífico o Cinturón de Fuego del Pacífico*. Este rodea gran parte del Océano Pacífico y corresponde básicamente a los límites de placas tectónicas convergentes, donde ocurren interacciones como el proceso de subducción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Existe además una correspondencia espacial con procesos orogénicos recientes como el vulcanismo y la formación de cadenas montañosas geológicamente jóvenes como Los Andes. Paralelamente, en un segundo cinturón sísmico llamado Cinturón Mediterráneo – Asiático, tienen lugar aproximadamente el 10% de todos los terremotos. La actividad sísmica distante de las márgenes de placas es mínima pero en ocasiones puede ser devastadora.

Respecto a la distribución sísmica en profundidad, aproximadamente el 90% de todos los terremotos se generan a profundidades menores de 100 km y sólo un 3% de todos los hipocentros son profundos, mayores a 300 km. En el tiempo que se vienen estudiando, los sismos superficiales han sido con pocas excepciones, los más destructivos.

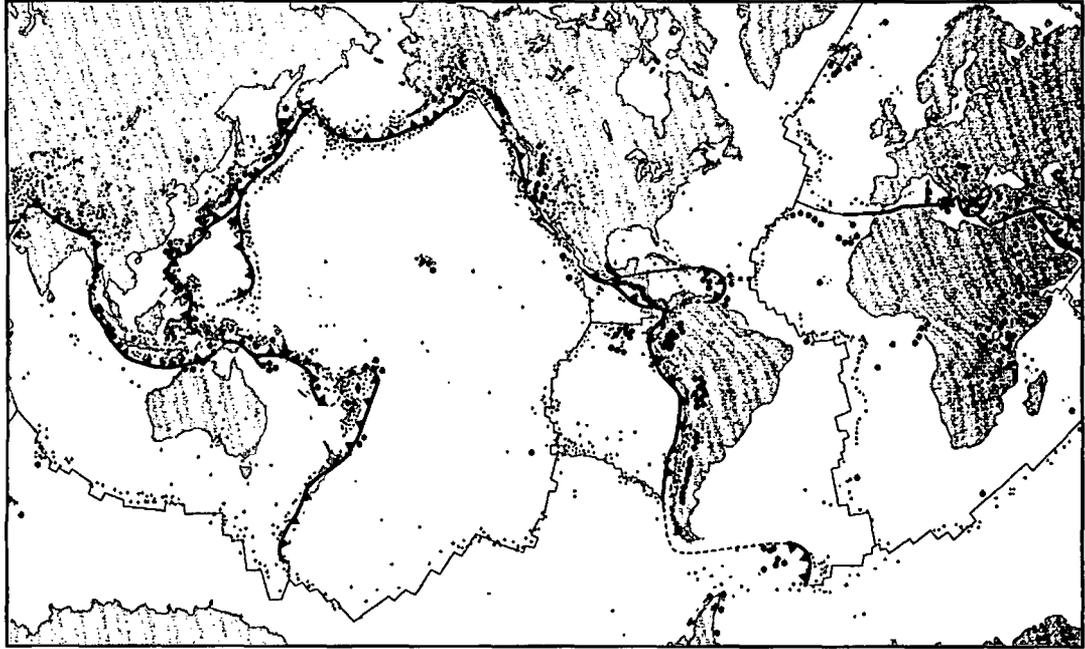


Figura 2.4: Actividad sísmica mundial. Los epicentros de sismos importantes son representados por puntos. La coincidencia entre los bordes tectónicos y la ocurrencia de sismos es evidente. (Kramer, 1996)

La frecuencia de los terremotos queda descrita claramente con la ley de Gutenberg-Richter (1958), la cual es un patrón estadístico que predice la frecuencia promedio con la que suceden los sismos de acuerdo con su magnitud. Esta formulación (2.1) es característica para cada región sísmica.

$$\log N(M) = a - bM \quad (2.1)$$

Donde: $N(M)$ es el número de sismos por año de magnitud M o mayor en una zona (es la inversa del denominado periodo de retorno) y las constantes a y b dependen de la naturaleza sísmica de la región.

Como referencia, E. Silgado (1974) propuso, para la costa peruana entre los 9° y 14° de Latitud Sur y en base a sismos de magnitud $M \geq 6$ ocurridos entre 1940 y 1974, una formulación (2.2) por la cual por ejemplo sismos de magnitud 7.5, 8.0 y 8.4 ocurrirían a periodos de retorno de 13, 22 y 35 años, respectivamente.

$$\log N(M) = 2.65 - 0.5M \quad (2.2)$$

Por otra parte, según el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), desde 1900 se han producido en todo el mundo 87 terremotos de magnitud 8.0 o mayores. En promedio esperaríamos un temblor de tal magnitud cada 1.26 años (87 sismos en 110 años), es decir, uno cada quince meses. Lo cierto es que los terremotos siguen siendo aún impredecibles, a pesar de conocerse con cierta certeza las regiones más vulnerables y la frecuencia de los sismos. Desafortunadamente, no sabemos con precisión cuándo y dónde se producirá el siguiente gran sismo, que podría suceder mañana mismo o dentro de cinco, diez o más años, por lo que el intervalo entre evento y evento es sólo un promedio.

2.4 CARACTERIZACIÓN DE LOS SISMOS

2.4.1 Hipocentro y Epicentro

El hipocentro o foco es una pequeña región del interior terrestre donde se presume que se inicia la ruptura; es decir, representa el punto inicial, en el espacio y tiempo, en donde se genera la dislocación y nacen las ondas sísmicas. El epicentro es la proyección del hipocentro en la superficie terrestre y es la zona donde se siente con mayor intensidad el sismo. La distancia que existe entre el epicentro y el hipocentro se denomina profundidad focal. La localización del foco, en el espacio y tiempo, se define con cuatro parámetros: la hora origen t , las coordenadas geográficas x e y , y la profundidad focal z . El epicentro se localiza únicamente con las coordenadas geográficas x e y . La Figura 2.5 representa el epicentro y foco de un sismo.

El interés por determinar el foco y epicentro de sismos, se remonta a los primeros trabajos de investigación realizados por sismólogos como Mallet y Omori al final del siglo XIX e inicios del siglo XX. Con el desarrollo de la instrumentación y la creación de observatorios sismológicos a nivel mundial, la ubicación de estas zonas se realiza con mayor precisión.

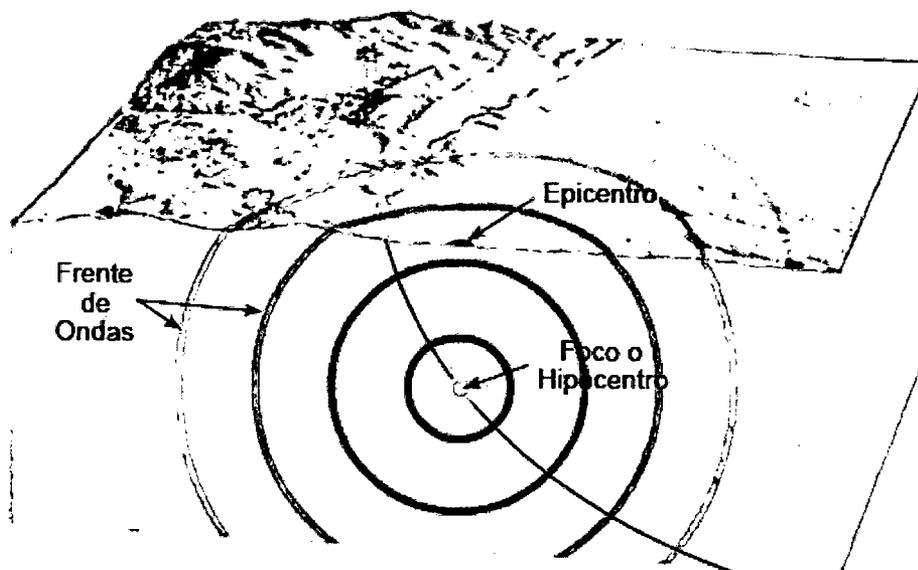


Figura 2.5: Detalle del Hipocentro y Epicentro de un sismo. (L. Braille)

2.4.1.1 Localización de un Terremoto

El principal uso de las redes sismológicas es el de localizar terremotos. Para hacerlo es necesario entender lo siguiente: un sismo crea diferentes ondas sísmicas, entre ellas las ondas P y S, cada una de las cuales viaja a distinta velocidad y por eso arriban a las estaciones sísmicas en tiempos diferentes. Las ondas P, por ser las más rápidas, son las primeras en ser registradas. Las ondas S, que viajan aproximadamente 35% más lento, llegan luego. Una estación cercana al sismo registra las ondas P y S en una sucesión rápida. A medida que incrementa la distancia desde la fuente sísmica la diferencia de tiempo entre el arribo de las ondas P y S también incrementa. Aunque existen técnicas modernas más complejas, se ilustrará el concepto básico usando como ejemplo un sismo en la costa de México y estaciones sísmicas en Norteamérica. Los siguientes 2 pasos muestran como se determina la distancia epicentral utilizando sismogramas y la localización del epicentro con tres estaciones sismológicas.

Paso 1: El tiempo entre el arribo de la onda P y la S (Tiempo S-P) es medido en cada estación, como se observa en la Figura 2.6. El tiempo S-P indica la distancia al terremoto de la misma forma que el intervalo de tiempo entre el flash de luz y el sonido de un rayo indica la distancia a una tormenta. En este ejemplo,

la estación TEIG (con un tiempo S-P de 1.5 min) está más cercana al sismo que la estación SSPA (con un tiempo S-P de 5 min).

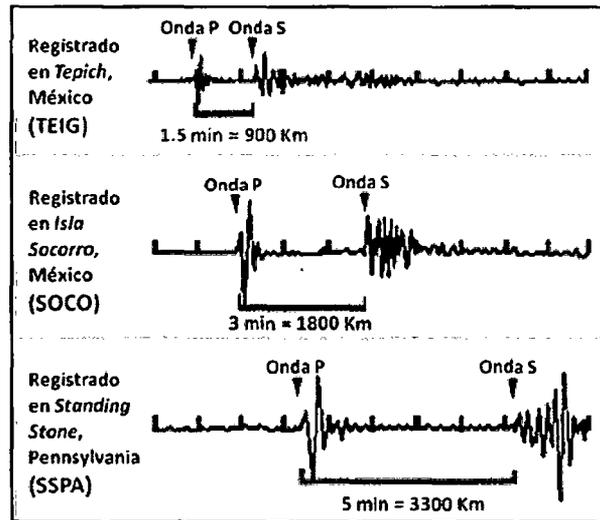


Figura 2.6: Llegada de las ondas P y S en un acelerograma.
 (NEIC Web Site: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>)

De la observación y análisis de muchos sismos, se ha estimado una gráfica que relaciona al tiempo S-P en minutos con la distancia epicentral en kilómetros. En la siguiente gráfica (Figura 2.7) podemos entonces convertir cada tiempo S-P en distancia: un intervalo de 1.5 min corresponde aproximadamente a una distancia de 900 km, 3 min a 1800 km y 5 min a 3300 km.

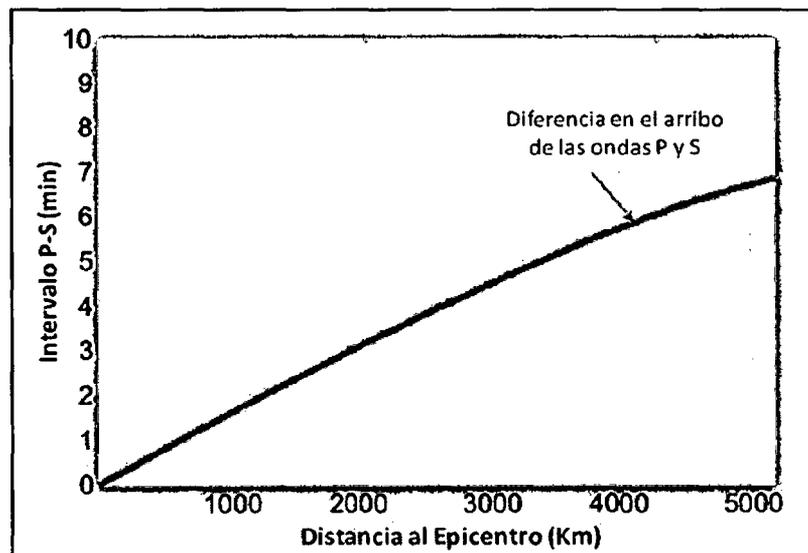


Figura 2.7: Curva estimada del intervalo de arribo de ondas P y S (min) versus la distancia epicentral (km).

(NEIC Web Site: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>)

Paso 2: Una vez que conocemos la distancia del epicentro a las 3 estaciones, podemos determinar su ubicación. Como se muestra en la Figura 2.8, para cada estación se grafica un círculo con centro en ella y de radio igual a la distancia epicentral descifrada del tiempo S-P. El sismo estará ubicado en el punto donde los 3 círculos se intercepten.

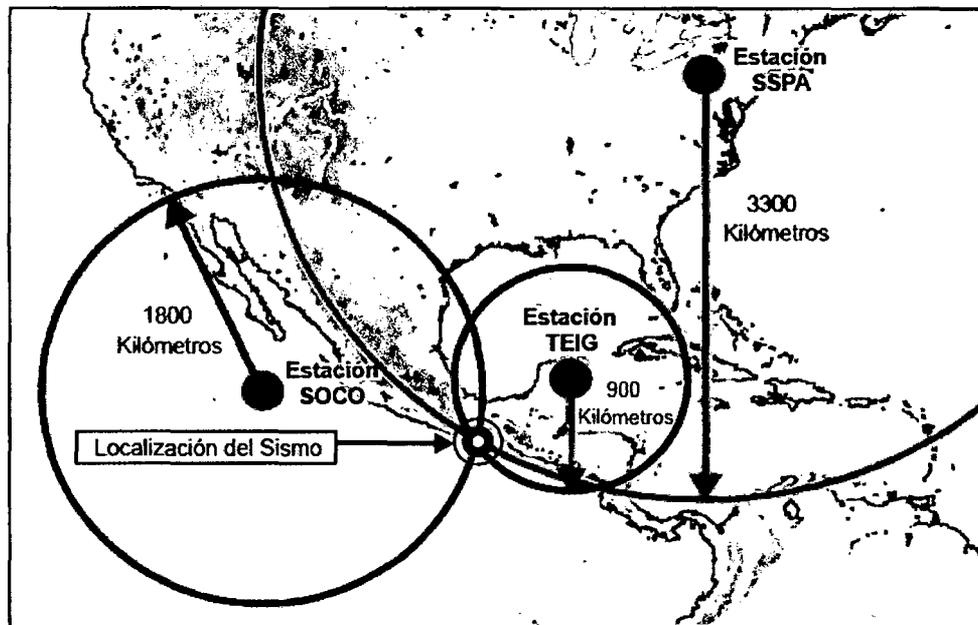


Figura 2.8: Descripción gráfica de la localización de epicentros sísmicos.

La intersección de los círculos determina la ubicación más probable.

(NEIC Web Site: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>)

La determinación del hipocentro requiere por lo menos cuatro estaciones sismológicas dado que es un problema tridimensional. En la actualidad existe software que por ajustes de mínimos cuadrados localizan epicentros y focos de temblores registrados en muchas estaciones, con una gran precisión y rapidez. Para su ubicación el algoritmo supone que el foco está ubicado en cualquier punto del espacio, usualmente en la estación con menor tiempo de la primera llegada de ondas P. Para cada estación existe un primer vector de prueba con coordenadas x , y , z , t , según las tablas tiempo-distancia de Jeffreys-Bullen se estiman los tiempos teóricos de llegada desde el foco supuesto a cada estación, los cuales son diferentes a los realmente registrados. Dichos tiempos van ajustándose iterativamente hasta llegar a una convergencia aceptable y sólo entonces se tiene localizado el foco.

El análisis del total de la información sísmica instrumental, ha permitido concluir que el parámetro focal más inestable lo constituye la profundidad del sismo, debido a las condiciones de contorno bajo las cuales se realizó el cálculo de los parámetros hipocentrales (modelo de velocidad, relación de velocidades, relación distancia/profundidad, número de estaciones, distribución de las estaciones). Los problemas asociados al cálculo de hipocentros han sido ampliamente discutidos por diversos autores (Lomnitz, 1971; Spence et al, 1975; Rodríguez y Vásquez, 1987; Rodríguez y Tavera, 1988; Tavera y Rodríguez, 1991), llegándose a la conclusión de que la correcta localización de un hipocentro o foco dependerá del número y la distribución azimutal de las estaciones sísmicas, del número de fases utilizadas en el análisis, de la relación distancia/profundidad (d/h) y de la magnitud del sismo.

2.4.2 Tipos de Sismos por Ubicación

2.4.2.1 Sismos de Interplaca

Los sismos de Interplaca se generan en las zonas de contacto de las placas tectónicas, en los límites del choque generado por el deslizamiento de una placa con respecto de otra. Se caracterizan por tener magnitudes variables y también bastante altas (>7), focos poco profundos (< 70 km), gran liberación de energía y por lo general ocurren lejos de los centros de población.

Los terremotos que se generan en las zonas de subducción son parte de este tipo de sismos. Estas zonas están aceptablemente bien definidas en la actualidad. La más notable es la del borde del Océano Pacífico, el Cinturón de Fuego del Pacífico.

2.4.2.2 Sismos de Intraplaca

Estos sismos ocurren dentro de las placas tectónicas, lejos de sus contornos y de las zonas de falla. Se originan muy probablemente por la liberación de esfuerzos residuales que se acumularon en procesos cinemáticos antiguos, en ciclos de derivas continentales anteriores al que actualmente se desarrolla. Son de especial interés ya que pueden afectar ciudades cuyas edificaciones no se

hayan diseñado considerando sollicitaciones sísmicas. Se caracterizan por tener magnitudes pequeñas o moderadas.

De acuerdo a su profundidad focal pueden clasificarse en sismos intraplaca superficiales (30 a 70 km), intraplaca intermedios y profundos, con profundidades mayores a los 70 km, incluyendo los generados en la zona de Benioff.

2.4.2.3 Sismos en Fallas Geológicas

Las fallas geológicas se encuentran dentro de las placas litosféricas y desempeñan el papel de fusibles en los mecanismos tectónicos. Estas zonas de debilidad suelen activarse frecuentemente produciendo sismos en muchos casos devastadores, ya que tienden a ser bastante superficiales.

2.4.3 Parámetros de Tamaño

La envergadura de un evento sísmico está asociada a la cantidad de energía liberada, ya que de ella depende la extensión de área afectada y los niveles con los que es sentido el movimiento. El tamaño de un sismo básicamente se estima mediante 2 parámetros: la Intensidad y la Magnitud. Cabe mencionar que un sismo tiene una sola magnitud pero muchas intensidades.

2.4.3.1 Magnitudes Sísmicas

La magnitud sísmica es una cantidad cuantitativa y exacta, es una medida instrumental obtenida en función a formulaciones empíricas que estima el tamaño del sismo mediante un número y no depende del lugar de observación. Existen distintos métodos en que la magnitud es estimada de los sismogramas, entre ellos existen los que se basan en las ondas de cuerpo y los que utilizan las ondas superficiales.

Asimismo, la magnitud es una medida logarítmica del tamaño de terremoto. De forma simple esto quiere decir que a la misma distancia del terremoto, la sacudida será 10 veces mayor durante un sismo de magnitud 5 que durante uno de magnitud 4. Sin embargo, la cantidad total de energía liberada por el terremoto será 32 veces mayor.

Las distintas magnitudes sísmicas han sido desarrolladas para ciertas clases de sismos y deberían utilizarse en ese contexto. Bolt (1989) sugirió usar la M_L o m_b para sismos superficiales entre 3 y 7 de magnitud, la M_S para magnitudes entre 5 y 7.5, y la M_W para magnitudes mayores a 7.5. La relación entre ellas está dada por la Figura 2.9, donde se observan los valores máximos de cada una.

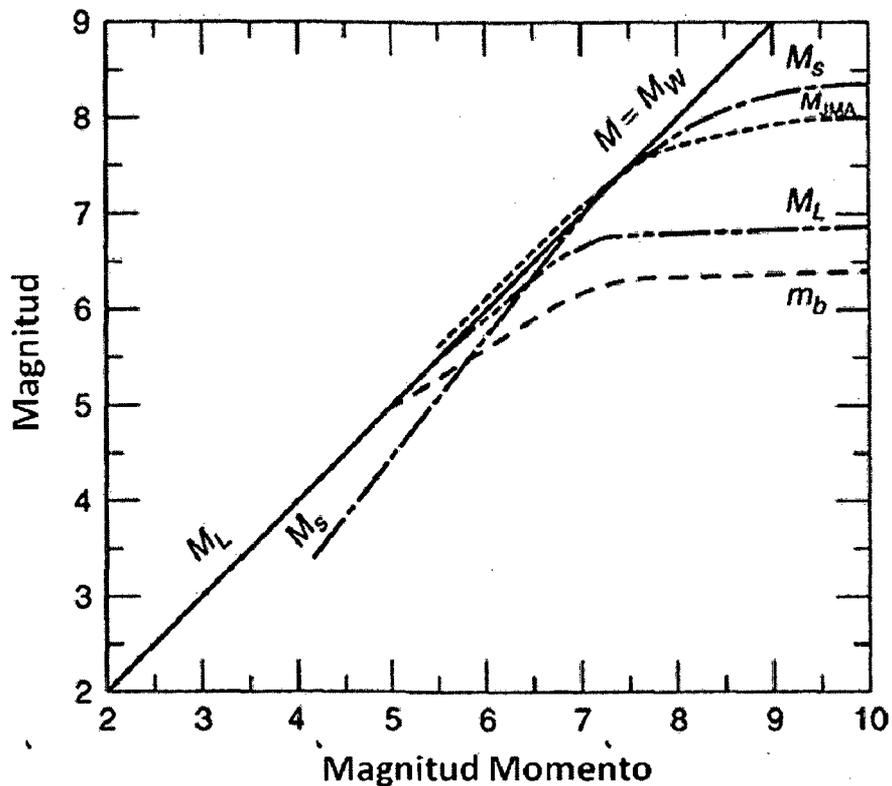


Figura 2.9: Saturación de las escalas de Magnitud Sísmica. (Idriss, 1985)

A continuación se presenta la Tabla 2.1 (información proveniente del USGS), donde se resumen las magnitudes sísmicas más utilizadas.

Tabla 2.1: Principales Magnitudes Sísmicas y su aplicabilidad.
(USGS Education Web Site).

Tipo de Magnitud	Rango de Magnitud aplicable	Rango de Distancia	Comentarios
Duración (M_d)	< 4	0-400 km	Basada en la duración de la sacudida como medida del tiempo de decaimiento de la amplitud del sismograma. A menudo usada para calcular la magnitud de sismogramas con formas de onda "acortadas" debido al rango limitado de grabación dinámica de instrumentación análoga, que hace imposible medir amplitudes máximas.
Local (M_L)	2-6	0-400 km	Basada en la amplitud máxima de un sismograma registrado con un sismógrafo de torsión Wood-Anderson. Aunque ahora estos instrumentos no son empleados extensamente, los valores de M_L son calculados usando ajustes apropiados para instrumentación moderna.
Ondas Superficiales (M_S)	5-8	20-180 grados	Esta magnitud es utilizada para terremotos distantes y se basa en la amplitud de ondas Rayleigh medidas a un período cercano de 20 s.
Ondas de Cuerpo (m_b)	4-7	16-100 grados	Basada en la amplitud de las ondas de cuerpo P. Esta escala solo se usa con sismos de foco profundo, es la más apropiada para estos terremotos.
Momento Sísmico (M_W)	>3.5	Todas	Basado en el Momento del terremoto, que es igual al producto de la rigidez del terreno, el promedio de la dislocación de la falla y el área que se desplazó.
Energía (M_E)	>3.5	Todas	Basada en la cantidad de energía sísmica registrada que ha sido irradiada por el terremoto.

- *Magnitud Richter (M_L)*: Una de las más valiosas contribuciones del Dr. Charles F. Richter fue reconocer que las ondas sísmicas irradiadas por los terremotos pueden proveer buenas estimaciones de sus magnitudes. Richter demostró que, a mayor energía sísmica, mayor es la amplitud del movimiento en un sitio dado.

Esta escala fue propuesta en 1935, principalmente para la estimación de temblores superficiales y locales originados en la falla de San Andrés, situados dentro de 600 km alrededor del epicentro. También conocida como magnitud local de Richter (M_L), es la escala más conocida pero no siempre la más indicada de emplear. Teóricamente se define como el logaritmo (en base 10) del máximo valor de amplitud (en micrómetros) registrado a 100 km del epicentro por un sismómetro de torsión de Wood-Anderson. Es así que Richter escogió arbitrariamente un temblor de magnitud 0 para describir un terremoto que produciría un desplazamiento horizontal máximo de 1 μm registrado por dicho sismómetro a 100 km del epicentro. Esta decisión tuvo la intención de prevenir la asignación de magnitudes negativas. Aunque si bien su trabajo fue originalmente calibrado para este tipo específico de sismómetros, y sólo para sismos en el Sur de California, los sismólogos desarrollaron factores de escala para extender esta escala a otros tipos de sismómetros, a lo largo del mundo.

Richter calculó que la magnitud de un terremoto o sismo puede ser medida conociendo el tiempo transcurrido entre la aparición de las ondas P y las ondas S, y la amplitud de éstas. El diagrama de la Figura 2.10 muestra cómo usar la metodología original de Richter para estimar la magnitud a partir de un sismograma del Sur de California. Las escalas en dicho diagrama conforman un nomograma que permite hacer una estimación matemática a simple vista. Basándose en estos hechos, Richter desarrolló la siguiente ecuación:

$$M_L = \log A + 3 \log(8\Delta t) - 2.92 \quad (2.3)$$

Donde: A es la amplitud de las ondas en el sismograma (en milímetros) y Δt es el tiempo entre el arribo de las ondas P y S (en segundos).

Así después de medir la amplitud de la onda, se le toma el logaritmo, y se le escala de acuerdo a la distancia focal, estimado de la diferencia de tiempo S-P. El factor de distancia proviene de una tabla que puede ser encontrada en el libro "Elementary Seismology" (Richter, 1958). El uso del logaritmo en la escala indica que la energía del sismo aumenta de forma exponencial entre cada nivel.

El mayor problema radica en que es difícil relacionarla con las características físicas de la fuente sísmica. Además, como otras magnitudes sísmicas, sufre un efecto de saturación para magnitudes cercanas a 6.8 que produce estimaciones de magnitudes similares para temblores que claramente son de intensidad diferente (el terremoto de San Francisco de 1906 y el terremoto de Alaska de 1964 tienen casi la misma magnitud Richter a pesar de que el segundo sismo liberó mucha más energía)

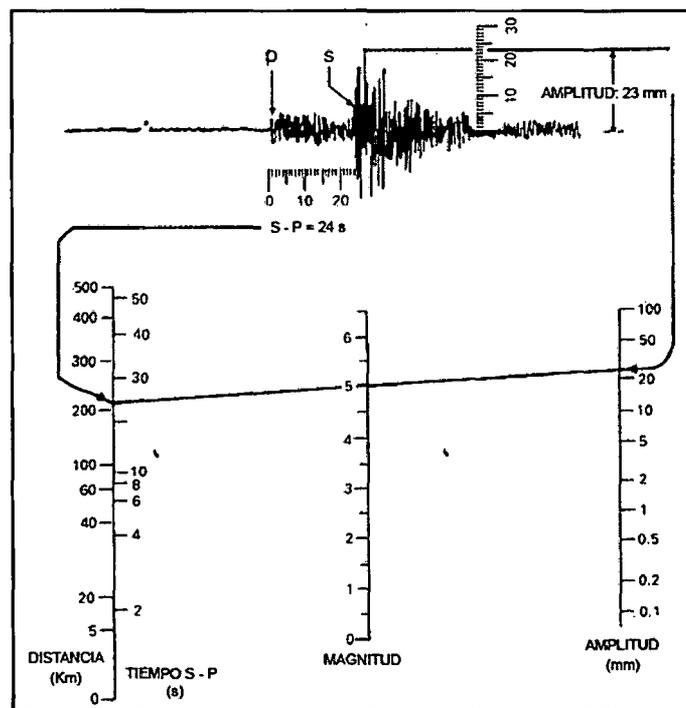


Figura 2.10: Nomograma de obtención de la magnitud local de Richter.
 (USGS Education Web Site: <http://education.usgs.gov>)

- *Magnitud de Ondas Superficiales (M_s)*: Esta escala es la primera en distinguir entre los distintos tipos de ondas sísmicas, en este caso, las superficiales. Gutenberg y Richter (1936) propusieron esta nueva estimación

apoyándose en la predominancia de estas ondas a grandes distancias epicentrales. La magnitud M_s se basa en la amplitud de las ondas Rayleigh con periodos cercanos a 20 s y su valor se obtiene de la siguiente fórmula:

$$M_s = \log A + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (2.4)$$

Donde: A es el desplazamiento máximo del terreno (en micrómetros) y Δ es la distancia epicentral del sismógrafo en grados (360° corresponde a la circunferencia terrestre). Puede determinarse de cualquier sismógrafo ya que utiliza la vibración del suelo en lugar de la amplitud del registro. Es válida para diferentes distancias epicentrales, siendo actualmente más empleada para sismos superficiales (profundidad focal menor a 70 km) y distantes (distancia epicentral mayor a 1000 km), de moderados a fuertes.

- *Magnitud de Ondas de Cuerpo (m_b):* Gutenberg (1945) propuso esta escala para estimar sismos profundos, debido a que muchas veces estos presentan ondas superficiales demasiado débiles como para obtener estimaciones confiables. La magnitud m_b se basa en la amplitud de los primeros pocos ciclos de ondas P que no son influenciados fuertemente por la profundidad focal (Bolt, 1989) y su valor se obtiene de la siguiente fórmula:

$$m_b = \log A - \log T + 0.01\Delta + 5.9 \quad (2.5)$$

Donde: A es la amplitud de la onda P (en micrómetros), T es su periodo (usualmente cercano a 1 s) y Δ es la distancia epicentral del sismógrafo en grados.

- *Magnitud Momento (M_w):* La Magnitud Momento M_w (Kanamori, 1977; Hans y Kanamori, 1979) es actualmente la escala preferida para estimar el tamaño de un sismo. A diferencia de las magnitudes anteriormente comentadas esta no es una cantidad empírica que dependa de las características del movimiento y por tanto no se satura; las magnitudes M_L y m_b se saturan entre 6

y 7 mientras la magnitud M_s alrededor de 8. La Magnitud M_w se obtiene en base al momento sísmico M_0 mediante la formulación siguiente:

$$M_w = (2/3)\log M_0 - 10.73 \quad (2.6)$$

El Momento Sísmico M_0 de un terremoto es una medida directa de los factores que producen la ruptura, y está dado por:

$$M_0 = \mu A \bar{D} \quad (2.7)$$

Donde: μ es el módulo de corte del material a lo largo de la falla (constante de Lamé), A es el área de ruptura y \bar{D} es el desplazamiento promedio producido. Es denominado momento sísmico por sus unidades de fuerza por longitud (dyna-cm), sin embargo, es más una medida del trabajo realizado por el sismo. Como tal, el momento sísmico correlaciona bien con la energía sísmica liberada.

2.4.3.2 Intensidades Sísmicas

La intensidad sísmica es una cantidad cualitativa y subjetiva de los efectos del sacudimiento sobre las estructuras y sobre las personas. Es la medida más antigua utilizada para estimar el tamaño de un sismo. Esta se expresa en numerales romanos y generalmente decrece con la distancia al hipocentro del sismo, de ahí que el término *intensidad epicentral* sea considerado una descripción cruda de su envergadura. Además, la intensidad del sismo está influenciada grandemente por el tipo de suelo subsuperficial, ya que sedimentos blandos vibran más que los firmes.

Buscando uniformizar el estudio de la severidad de los sismos, los estudiosos desarrollaron varias escalas de intensidad que consideraron el daño en las estructuras, así como también, deslizamientos y rupturas del suelo. La escala Rossi-Forel (RF) fue desarrollada alrededor de 1880 y se utilizó por varios años. Consta de 10 grados, del I al X, para valorar el nivel de movimiento. Fue reemplazada en los países angloparlantes por la escala de Mercalli Modificada (MMI). La escala de la Agencia Meteorológica de Japón (JMA), usada en ese

país, y la escala Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK), empleada en el centro y este de Europa, son también actualmente utilizadas. En la Figura 2.11 se muestra una comparación de las distintas escalas sísmicas.

En la actualidad la escala de Mercalli Modificada MMI es la de mayor validez y más amplio uso, asimismo cabe indicar que se han desarrollado algunas escalas empíricas. A continuación se amplía brevemente en dichas escalas.

MMI	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
RF	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X		
JMA	I		II	III	IV	V		VI	VII			
MSK	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Figura 2.11: Comparación de las escalas de Intensidad Sísmica. (Kramer, 1996)

- *Mercalli Modificada (MMI)*: La Escala Modificada de Mercalli (MMI) estima la intensidad de los sismos en función a 12 grados de severidad del daño en las edificaciones (del I al XII). En 1902, el sismólogo italiano Giuseppe Mercalli, basándose en la escala de Rossi-Forel, desarrolló una escala de intensidad relativamente confiable, la cual en su versión modificada (1931) es ampliamente usada hasta hoy. Esta escala, mostrada en la Tabla 2.2, fue modificada analizando el daño en edificaciones californianas durante terremotos (Richter, 1958). Por ejemplo, si son destruidas estructuras de madera bien construidas y la mayoría de edificios de albañilería, la región podría ser asignada con intensidad X MMI.

Tabla 2.2: Escala Mercalli Modificada MMI. (A. Sarria).

Grado	Descripción
I. Muy Débil	Imperceptible para la mayoría excepto en condiciones favorables. Aceleración menor a 0.5 gals.
II. Débil	Perceptible sólo por algunas personas en reposo, particularmente aquellas que se encuentran ubicadas en los pisos superiores de los edificios. Los objetos colgantes suelen oscilar. Aceleración entre 0.5 y 2.5 gals.
III. Leve	Perceptible por algunas personas dentro de los edificios, especialmente en pisos altos. Muchos no lo reconocen como terremoto. Los automóviles detenidos se mueven ligeramente. Sensación semejante al paso de un camión pequeño. Aceleración entre 2.5 y 6 gals.
IV. Moderado	Perceptible por la mayoría de personas dentro de los edificios, por pocas personas en el exterior durante el día. Durante la noche algunas personas pueden despertarse. Perturbación en cerámica, puertas y ventanas. Las paredes suelen hacer ruido. Los automóviles detenidos se mueven con más energía. Sensación semejante al paso de un camión grande. Aceleración entre 6 y 10 gals.
V. Poco Fuerte	La mayoría de los objetos se caen, caminar es dificultoso, las ventanas suelen hacer ruido. Aceleración entre 10 y 20 gals.
VI. Fuerte	Lo perciben todas las personas, mucha gente asustada suele correr al exterior, paso insostenible. Ventanas, platos y cristalería dañados. Los objetos se caen de sus lugares, muebles movidos o caídos. Revoque dañado. Daños leves a estructuras. Aceleración entre 20 y 35 gals.
VII. Muy Fuerte	Pararse es dificultoso. Muebles dañados. Daños insignificantes en estructuras de buen diseño y construcción. Daños leves a moderados en estructuras ordinarias bien construidas. Daños considerables en estructuras pobremente construidas. Mampostería dañada. Perceptible por personas en vehículos en movimiento. Aceleración entre 35 y 60 gals.
VIII. Destructivo	Daños leves en estructuras especializadas. Daños considerables en estructuras ordinarias bien construidas, posibles colapsos. Daño severo en estructuras pobremente construidas. Mampostería seriamente dañada o destruida. Muebles completamente sacados de lugar. Aceleración entre 60 y 100 gals.
IX. Ruinoso	Pánico generalizado. Daños considerables en estructuras especializadas, paredes fuera de plomo. Grandes daños en importantes edificios y colapsos parciales. Edificios desplazados fuera de las bases. Aceleración entre 100 y 250 gals.

X. Desastroso	Algunas estructuras de madera bien construidas son destruidas. La mayoría de las estructuras de mampostería y el marco destruido con sus bases. Rieles doblados. Aceleración entre 250 y 500 gals.
XI. Muy Desastroso	Pocas, si las hubiera, estructuras de mampostería permanecen en pie. Puentes destruidos. Rieles curvados en gran medida. Aceleración mayor a 500 gals.
XII. Catastrófico	Destrucción total, estructuras de todo tipo en ruinas. Pocos sobrevivientes. Grandes masas de roca desplazadas. Los niveles, perspectivas y líneas de visión óptica quedan distorsionados. Los objetos son lanzados al aire.

- *Intensidades Empíricas:* Las intensidades empíricas son formulaciones matemáticas obtenidas del análisis de una gran data sísmica, por lo que dejan de ser únicamente cualitativas y subjetivas. Se citan en breve 2 de las más conocidas escalas de intensidad empíricas: la intensidad de Arias y la intensidad espectral de Housner.

La intensidad de Arias es una función de la magnitud sísmica y la distancia hipocentral (Arias, 1970; Wilson y Keefer, 1985). Este coeficiente describe de mejor forma que la aceleración máxima o la intensidad de Mercalli los daños causados por un temblor. El modelo simplificado de intensidad de Arias se utiliza con frecuencia para zonificar la amenaza de deslizamientos de tierra empleando SIGs. (Wilson y Keefer, 1985; Jibson et al, 1998; Miles y Keefer, 2000). Su formulación es la siguiente:

$$\log I_a = M - 2 \log R + 0.44P - 4.1 \quad (2.8)$$

Donde:

$I_a(m/s)$ = Intensidad de Arias

M = Magnitud del Sismo

$R(km)$ = Distancia Hipocentral

P = Probabilidad de que el I_a real exceda el I_a calculado

Existen investigaciones que con este coeficiente han logrado determinar el desplazamiento de la masa de un talud durante la sacudida del sismo, conocido como deformación de Newmark (Jibson, 1993).

Por su parte, de acuerdo con Housner y su propuesta, la intensidad espectral de Housner estima que la severidad de las vibraciones que excitan un oscilador puede evaluarse a partir del espectro de respuesta de la velocidad de su masa. La severidad media se puede obtener con la expresión:

$$S(In) = \int_{0.1}^{2.5} S_v(T, \xi) dT \quad (2.9)$$

Donde:

$S(In)$ = Intensidad Espectral

S_v = Velocidad Espectral de la Masa (cm/s)

T = Periodo Natural del Oscilador (s)

ξ = Relación de Amortiguamiento Crítico

2.4.3.3 Energía Liberada

Si bien la escala de magnitud compara cuantitativamente grandes y pequeños terremotos, dice muy poco acerca de las características físicas de sus fuentes. Por lo tanto, para tener una mayor precisión de las características sísmicas, es necesario relacionar la escala de magnitud a un parámetro físico básico como lo es la energía.

La energía liberada en un terremoto, se puede correlacionar con su tamaño, medido por la escala de magnitud sísmica; si bien dicha correspondencia no resulta muy exacta, aún así es de utilidad para estimar la cantidad de energía liberada. Por lo general la energía total liberada durante un sismo, E (ergs), se estima con la relación (Gutenberg y Richter, 1956):

$$\log E = 11.8 + 1.5M_s \quad (2.10)$$

Kanamori (1983) demostró que la M_w también puede utilizarse en la relación. Esto implica que un sismo de magnitud 5 debería liberar sólo 0.001 veces la energía liberada por uno de magnitud 7 y, en ese sentido, el sismo de Chile de 1960 ($M_w = 9.5$) liberó tanta energía como 178000 bombas atómicas.

2.4.3.4 Aceleración Pico (PGA) y otros parámetros de estimación

La aceleración del suelo producida por un sismo está relacionada con la intensidad del movimiento. La aceleración máxima (PGA) horizontal es la suma vectorial de las mayores aceleraciones de dos direcciones ortogonales. Este parámetro PGA suele usarse en la evaluación sísmica de taludes. Los movimientos con picos altos de aceleración no son necesariamente más destructivos que aquellos con picos menores, su duración determina en mucho el daño. Generalmente, se asume que la aceleración pico vertical es los dos tercios de la aceleración pico horizontal; sin embargo, en sitios muy cercanos al área epicentral, las aceleraciones verticales adquieren valores mayores y en sitios muy alejados valores mucho menores.

Existen otros parámetros importantes que se utilizan con frecuencia en el análisis sísmico, entre los cuales se encuentran los siguientes:

- Velocidad pico
- Desplazamiento pico
- Período predominante de vibración
- Longitud de onda
- Espectro de Respuesta y de Fourier

2.5 PROPAGACIÓN SÍSMICA

Cuando ocurre la ruptura durante un sismo se generan deformaciones estáticas y dinámicas, iniciándose luego el próximo ciclo acumulativo de energía elástica. La deformación estática es básicamente el desplazamiento permanente del terreno debido al evento. El segundo tipo, denominado deformación dinámica por referirse a movimiento, es generado esencialmente por ondas de esfuerzo

irradiadas desde la ruptura. Mientras la mayor parte de la energía tectónica es tomada por la deformación estática, cerca del 10% de ella se disipa inmediatamente en forma de ondas sísmicas.

La conmoción y destrucción resultantes de los terremotos son causados por dos tipos diferentes de ondas sísmicas: las ondas de cuerpo, que se propagan a través del interior terrestre y son parecidas a las ondas sonoras, y las ondas superficiales, que viajan por la superficie de la Tierra y son análogas a las olas oceánicas. Las ondas sísmicas se propagan con velocidades que dependen de los módulos elásticos o de cortante y de la relación de Poisson del medio.

En su propagación, las oscilaciones sísmicas son afectadas por atenuación mecánica y geométrica, así como por fenómenos de reflexión, refracción y difracción que obedecen a leyes similares a las manejadas por la óptica geométrica. La atenuación geométrica involucra el cambio de intensidad energética, energía por unidad de área, en términos de una potencia de la distancia a la fuente. La atenuación mecánica se deriva de la fricción intergranular del material oscilante y está condicionada por la frecuencia y la amplitud de las oscilaciones.

En la Tabla 2.3 se resumen las características de las ondas sísmicas internas y de las superficiales que luego se explican independientemente.

Tabla 2.3: Las ondas sísmicas y sus características. (L. Braille).

Tipo de Onda Nombres comunes	Movimiento de la Partícula	Velocidad Típica	Otras Características
Ondas P, Compresionales, Primarias o Longitudinales	Alternan compresiones y dilataciones siguiendo la misma dirección de la propagación de la onda (es decir, a lo largo de la trayectoria del rayo); y por tanto, perpendicular al frente de ondas.	Vp: ~5-7 km/s en la corteza terrestre; >~8 km/s en el manto y núcleo terrestre; ~1.5 km/s en el agua; ~0.3 km/s en el aire.	Las ondas P son las más rápidas por lo que conforman el primer arribo energético del acelerograma. Generalmente son de menor amplitud pero de mayores frecuencias que las ondas S o las superficiales. En líquidos o gases, las ondas P son ondas de presión, incluyendo las ondas de sonido.

<p>Ondas S, Cortantes, Secundarias o Transversales</p>	<p>Alternan movimientos transversales que son perpendiculares a la dirección de propagación y a la trayectoria del rayo. Por lo general, se encuentran polarizadas tal que el movimiento de la partícula está en planos verticales u horizontales.</p>	<p>V_s: ~3-4 km/s en la corteza terrestre; >~4.5 km/s en el manto de la Tierra; ~2.5-3 km/s en el núcleo sólido interno.</p>	<p>Las ondas S no viajan a través de fluidos; por lo tanto, no existen en el núcleo externo terrestre (hierro líquido) o en aire, agua o roca fundida (magma). En los sólidos, son más lentas que las ondas P, arribando a continuación de ellas.</p>
<p>Ondas L, Love, Ondas Superficiales u Ondas Largas</p>	<p>Movimiento transversal horizontal, perpendicular a la dirección de propagación sísmica y generalmente paralelo a la superficie terrestre.</p>	<p>V_L: ~2-4.4 km/s en la Tierra dependiendo la frecuencia de propagación y, por tanto, la profundidad a la que penetran de las ondas. En general, las ondas Love viajan ligeramente más rápido que las ondas Rayleigh.</p>	<p>Las ondas Love existen debido a la superficie terrestre. Su amplitud decrece con la profundidad, siendo máximas en la superficie. Son dispersivas, es decir, la velocidad de una onda depende de su frecuencia. Por lo general, las ondas de frecuencias bajas se propagan a mayores velocidades. La profundidad a la que penetran estas ondas depende también de su frecuencia, siendo las de frecuencias bajas las que penetran a mayores profundidades.</p>
<p>Ondas R, Rayleigh, Ondas Superficiales u Ondas Largas</p>	<p>Movimiento en un plano vertical, tanto en la dirección de propagación como perpendicular a ella. Está en fase y es generalmente elíptico y retrogrado.</p>	<p>V_R: ~2-4.2 km/s en la Tierra dependiendo la frecuencia de propagación y, por tanto, la profundidad a la que penetran de las ondas.</p>	<p>Las ondas Rayleigh son también dispersivas y generalmente su amplitud decrece con la profundidad. Son similares a las ondas acuáticas en apariencia y movimiento particular. La profundidad a la que penetran estas ondas depende de su frecuencia, igual que las Love.</p>

2.5.1 Ondas Sísmicas de Cuerpo

En cuanto se generan las ondas sísmicas, estas son rápidamente divididas en 2 tipos debido a las propiedades mecánicas de las rocas, medio principal por el cual viaja esta energía. Estas ondas también llamadas profundas, internas o de volumen se dividen básicamente en:

- Ondas Compresionales, además conocidas como primarias, longitudinales u ondas P, son las más rápidas y por tanto las primeras en ser sentidas durante un sismo. Viajan a velocidades entre 1.5 y 8 km/s en la corteza terrestre.
- Ondas Cortantes, conocidas también como secundarias, transversales u ondas S. Usualmente se propagan al 60% o 70% de la velocidad de las ondas P.

La velocidad de las ondas de cuerpo P y S se ve afectada por el tipo de roca, la temperatura y la presión, por lo que pueden ser utilizadas para investigar las condiciones existentes bajo la superficie de la Tierra.

2.5.1.1 Ondas Primarias P

Las ondas primarias P, al igual que las sonoras, se mueven en virtud de la compresión y expansión alternativas del medio. A su paso generan esfuerzos en la dirección en que se mueven, de esta forma las partículas están sujetas a compresiones y tensiones sucesivas. Tales ondas pueden desplazarse a través de cualquier medio, tanto sólido como fluido. Asimismo, estas ondas sísmicas corresponden a modificaciones de volumen sin cambio de forma.

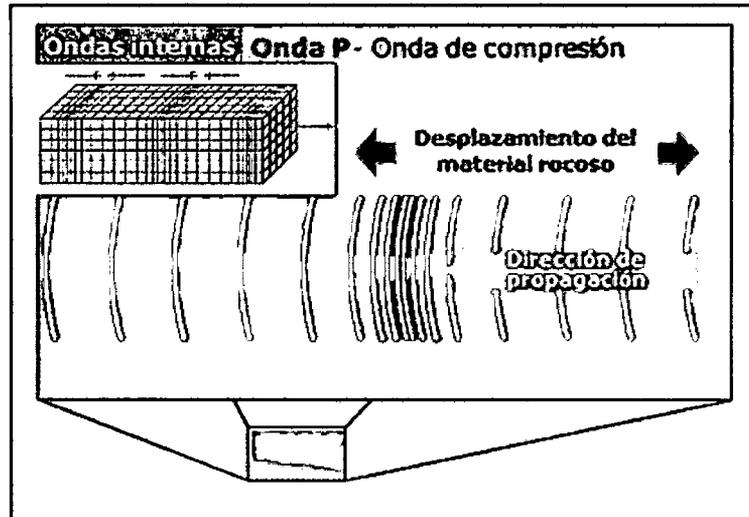


Figura 2.12: Propagación de la Onda Primaria P. (L. Braille)

2.5.1.2 Ondas Secundarias S

Las ondas secundarias S, por su parte, esfuerzan de forma cortante al medio, es decir, las partículas son alejadas en ángulos rectos a la dirección de propagación de la onda. Las ondas S suelen diferenciarse en 2 componentes perpendiculares: SH (propagación vertical de la onda y movimiento de la partícula en el plano horizontal) y SV (propagación horizontal y movimiento vertical). Estas ondas transversales no pueden avanzar a través de líquidos o gases, pues estos medios no transmiten esfuerzos cortantes, estando además relacionadas con cambios de forma sin cambios de volumen.

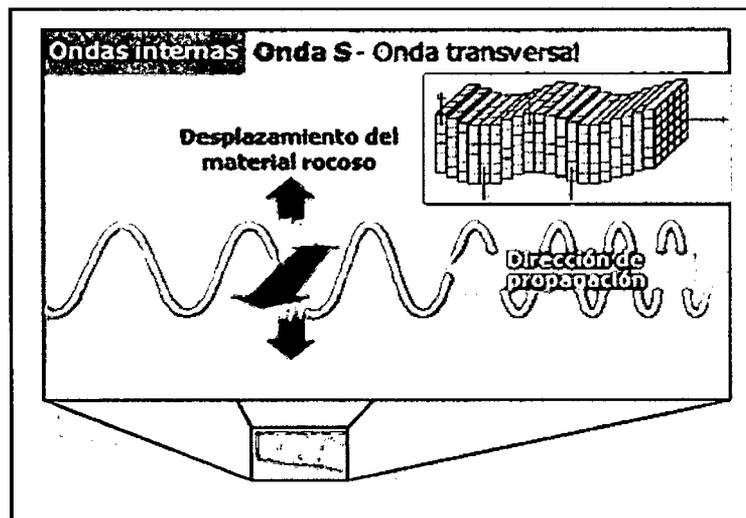


Figura 2.13: Propagación de la Onda Secundaria S. (L. Braille)

2.5.2 Ondas Sísmicas de Superficie

Las ondas superficiales son de dos tipos: las ondas R de Rayleigh, que se desplazan por la superficie de tal manera que las partículas del medio transmisor describen trayectorias elípticas de sentido retrógrado al desplazamiento, y las ondas L de Love, que se asemejan a las ondas de cortante. La velocidad de las ondas superficiales es similar a la de las ondas de corte S.

Según Bath (1973), las ondas Love requieren para su existencia y propagación, una especie de capa de rigidez diferente a la del medio subyacente. Esto hace necesario la existencia de dos estratos de impedancia distinta. En el caso de las ondas Rayleigh sólo se requiere la existencia de una superficie libre para su propagación.

La propagación de las oscilaciones superficiales se caracteriza por el fenómeno conocido como dispersión de la velocidad o simplemente dispersión. La dispersión significa que las ondas de frecuencias diferentes y por tanto de diferentes longitudes de onda se propagan con una velocidad propia dependiente de dicha frecuencia. Asimismo, la dispersión obedece a un fenómeno de penetración del medio en movimiento, esto quiere decir que la onda superficial se desplaza por una capa con un espesor que resulta del mismo orden que la longitud de onda. Las ondas de mayor longitud penetran más profundamente y son afectadas por estratos más rígidos del medio, a diferencia de aquellas de menor longitud de onda que penetran a menor profundidad.

2.5.2.1 Ondas Rayleigh R

Uno de los tipos de ondas de mayor importancia en la exploración del terreno es la onda superficial de Rayleigh. Esta onda viaja a lo largo de la superficie de la Tierra, involucrando una combinación de movimiento longitudinal y transversal, confinado a un plano vertical que incluye la dirección de propagación de la onda. Se propaga sólo en medios sólidos a aproximadamente 94% de la velocidad de las ondas S.

Descubierta por Lord Rayleigh en 1886, el paso de la onda genera un movimiento de trayectoria elíptica en la partícula, siendo el eje mayor del elipsoide el eje vertical. La dirección del movimiento generado alrededor del elipsoide en la superficie libre es llamada retrógrada debido al sentido de rotación de las partículas al paso de la onda sísmica. Una onda de Rayleigh se mueve a lo largo del terreno como una ola viaja a través de un lago u océano. Mientras avanza, mueve al terreno tanto de arriba a abajo como de un lado a otro en la misma dirección en la que se mueve la onda. La mayor parte de la sacudida que se siente durante un terremoto se debe a las ondas de Rayleigh.

La principal característica de las ondas Rayleigh es que su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad, presentando su máximo en la superficie libre. Esta atenuación es menor cuanto mayor es la longitud de onda o periodo, por lo que a diferentes frecuencias obtenemos una valiosa información de la estructura interna de la Tierra para distintas profundidades. Es importante mencionar que el efecto de la disminución de la amplitud por expansión geométrica tiene un menor valor en ondas superficiales que en ondas internas, su cálculo es más simple y dichas ondas superficiales tienen un espectro más importante en las bajas frecuencias.

A diferencia de las ondas Love, en las ondas Rayleigh pueden separarse más fácilmente, en periodo largo, los diferentes modos de vibración y su componente vertical no se verá contaminada. El cálculo de la velocidad de fase de las ondas de Rayleigh se obtiene mediante métodos matriciales de acuerdo a los trabajos de Haskell (1953) y Bath (1968), entre otros.

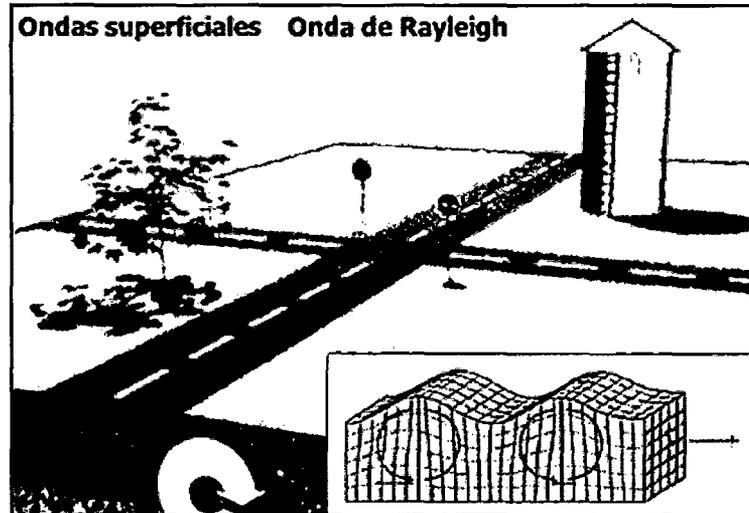


Figura 2.14: Propagación de la Onda Rayleigh. (L. Braile)

2.5.2.2 Ondas Love L

Lievan el nombre de A. E. H. Love, un matemático británico que calculó el modelo matemático para este tipo de ondas en 1911. Las ondas Love se mueven provocando cortes horizontales en el medio, similar a las ondas S y sin componente vertical. Se generan debido a las múltiples reflexiones de las ondas secundarias SH en los estratos superficiales, pudiendo considerarse como ondas S capturadas en la corteza.

Las ondas Love son dispersivas al igual que las Rayleigh, es decir, las distintas componentes que las conforman viajan a velocidades dependientes de sus frecuencias. Asimismo, estas ondas se propagan ligeramente más rápido que las ondas Rayleigh y suelen ser bastante destructivas al generar fuertes movimientos en la superficie terrestre. Su amplitud también disminuye en gran manera con la profundidad.

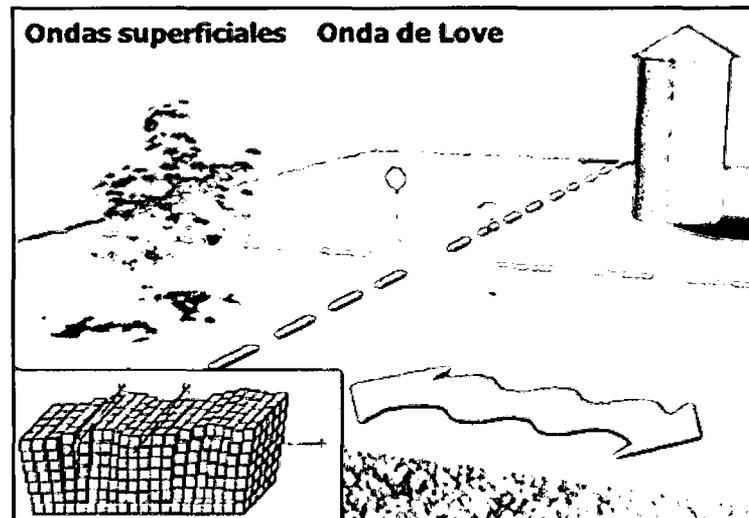


Figura 2.15: Propagación de la Onda Love. (L. Braille)

2.5.3 Campos Cercano, Intermedio y Lejano

El movimiento sentido en un lugar luego de un temblor puede haberse generado en una fuente próxima, intermedia o lejana. La ubicación de estas fuentes, de acuerdo a su proximidad o lejanía, ha sido delimitada en campos de acción sísmica denominados: cercano, intermedio y lejano; cada uno de los cuales está asociada a características propias de la sacudida sísmica.

El primer caso, denominado campo cercano, está compuesto por la zona epicentral y cercanías. Este campo es el más importante para la ingeniería sísmica, ya que al atenuarse rápidamente la aceleración con la distancia, aquí se presentan las aceleraciones máximas y los sacudimientos más destructivos sobre las estructuras. En esta zona el movimiento es rico en altas frecuencias y por tanto en pequeñas longitudes de onda; de esta forma, la proximidad a la fuente implica no sólo los previsible niveles altos en la amplitud sino también un aumento de la frecuencia de las ondas registradas. Es posible que en este campo las ondas P y S lleguen casi juntas porque no han recorrido un trayecto suficiente como para que ocurra su separación. A veces el campo cercano se define como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la ruptura, la cual está directamente relacionada con el tamaño del sismo. La expresión movimiento fuerte del suelo se reserva al movimiento sísmico observado en esta zona.

El campo lejano abarca desde las zonas donde el movimiento percibido ha sido bastante atenuado por la distancia hasta donde se deja de sentir el temblor. En este caso la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en la zona de largos periodos, dado que las altas frecuencias desaparecen con la atenuación. Asimismo, algunos fenómenos físicos que afectan la propagación de las ondas, como la dispersión, la difracción y el esparcimiento, cobran gran importancia. Un emplazamiento puede ser considerado campo lejano cuando su distancia al origen del sismo y la longitud de onda analizada son grandes con respecto a las dimensiones del Foco. Ya que es natural que el tiempo de desfase dependa del camino recorrido por la perturbación, en el campo lejano las fases P y S son claramente identificables en los acelerogramas. En el campo intermedio se considera que las ondas P y S inician su separación. El tamaño del terremoto es crítico para acotar el campo lejano.

Como añadidura, se ha estimado que en el campo cercano las amplitudes telúricas decrecen proporcionalmente al inverso de la distancia elevada al cubo (d^3) y en el campo lejano es inversamente proporcional a la distancia (d).

CAPÍTULO III

ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS EN LIMA

3.1. INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica sobre la franja occidental del Perú no ha cesado desde épocas remotas ni mucho menos cesará. En la actualidad es sabido que el proceso continuo de convergencia y subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana es la principal fuente generadora de eventos sísmicos que afectan esta región. Sismos de diversas magnitudes, por lo general superficiales, se perciben cada cierto tiempo en las ciudades de Lima y Callao, habiendo sido lamentables, en algunos casos, los daños materiales y las vidas humanas perdidas. Asimismo, la sismicidad histórica ha evidenciado que esta fuente es capaz de generar temblores de gran magnitud, el mayor sismo que ha azotado Lima hasta la fecha ocurrió el 28 de Octubre de 1746 ($M = 8.4$). La intensidad sísmica, a su vez, se ve incrementada por la relativa proximidad de dicha fuente sismogénica. Sin embargo, los terremotos de 1966 y 1974 establecieron claramente que el centro de Lima suele sufrir menores intensidades que ciertas zonas periféricas como son los distritos de Chorrillos, Barranco, La Molina, La Punta y El Callao, donde los suelos son más blandos. La historia sísmica también indica que en el área de Lima se han producido intensidades de hasta IX MMI. Hoy se conoce que las diferencias en los movimientos percibidos y la posible amplificación sísmica dependen básicamente de las condiciones particulares de los suelos así como de las condiciones geológicas y topográficas que conforman la gran Lima Metropolitana, a lo que se denomina efecto de sitio.

El siguiente capítulo expone inicialmente una descripción de las condiciones geológicas y geotécnicas de la ciudad de Lima, dando especial énfasis a las estaciones acelerográficas ubicadas en la capital. Posteriormente, se presenta una breve explicación de la sismotectónica regional y la historia sísmica de Lima. Por último, se presenta un resumen de la instrumentación sísmica utilizada en esta investigación, las redes acelerográficas del Centro Peruano Japonés de

Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres de la FIC-UNI (CISMID) y del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

3.2. DESCRIPCIÓN DE LIMA Y CALLAO

3.2.1. Reseña Histórica

La ciudad de Lima llamada antiguamente “La ciudad Jardín”, fue fundada el 18 de Enero de 1538 sobre el pueblo de Lima o Rímac, liderado por el cacique Taulichusco. Francisco Pizarro al fundarla la renombró como “La Ciudad de los Reyes”. Su primer alcalde fue Nicolás de Rivera y Olivera, el Viejo. Con el tiempo se convirtió en la ciudad más poderosa de Sudamérica, siendo el centro del territorio más rico del nuevo mundo. Estaba protegida por murallas y contaba con un poderoso ejército durante la época virreinal.

Lima es hoy capital de la República del Perú y alberga en su territorio más de 8 millones de personas. El centro histórico del distrito del Cercado es hoy considerado como Patrimonio Cultural de la Humanidad, debido a sus atractivos turísticos y monumentales. En la actualidad se hallan en proceso de recuperación las principales casonas, calles y avenidas con el fin de que le devuelvan la prestancia de antaño, cuando llegó a ser la ciudad más importante de este lado del continente.

3.2.2. Geografía

Lima y Callao conforman una sola urbe que se ubica en la Costa Pacífica, sobre los 77°03' de longitud Oeste y los 12°04' de latitud Sur, a 137 m.s.n.m. (Campo de Marte). Los valles de los ríos Chillón y Lurín limitan su extensión por el Norte y por el Sur, respectivamente; hacia el Este limita con el nacimiento del ramal occidental de la Cordillera de los Andes y hacia el Oeste con el Océano Pacífico. La línea costera comprendida entre ambas desembocaduras tiene una longitud aproximada de 65 km.

El área metropolitana tiene una extensión aproximada de 3,923.56 km² y comprende un terreno básicamente plano, con una ligera pendiente promedio de aproximadamente 4-5% en dirección NE-SO. El río Rímac atraviesa el casco urbano de la ciudad, en dirección Este-Oeste, para desembocar al Norte del puerto del Callao. El valle del Rímac constituye el acceso más importante para conectar el área metropolitana con la región central andina del país.

3.2.3. Geología y Geomorfología Regional

El área metropolitana de Lima y Callao está localizada sobre los conos de deyección de los ríos Rímac y Chillón, pertenecientes al Cuaternario Holocénico (Qh-al). Estos estratos cuaternarios están enmarcados en rocas sedimentarias del Jurásico Superior al Cretáceo Inferior, y rocas intrusivas del batolito andino (Cretáceo Superior - Terciario Inferior). Tectónicamente se trata de una suave estructura anticlinal, fallada por estructuras orientadas sensiblemente Norte-Sur, que condicionan un espesor de los depósitos aluviales que varía entre 400 y 600 m, de características heterogéneas, rellenando probablemente una fosa tectónica.

3.2.3.1. Cono Aluvial del Río Rímac

El cono de deyección del río Rímac se extiende desde Santa Clara al Este, Morro Solar al Sur y Bocanegra al Norte. Su profundidad no es bien conocida, Lisson (1926) atribuyó un espesor de más de 500 m mientras Maggiolo (1969) sugirió unos 400 m debajo de La Punta y hasta unos 800 m en el Callao y Lima. Este abanico aluvial fue paulatinamente depositado durante la última etapa del Pleistoceno, sobre el zócalo rocoso más antiguo compuesto de rocas sedimentarias y metamórficas del Mesozoico y una parte del Batolito. Este depósito está compuesto por material de estructura lentiforme donde se superponen depósitos de cantos rodados, gravas, boleos, arena, arcilla y limo, sin orden ni arreglo. A esta configuración de suelo suele denominarse conglomerado o cascajo de Lima.

Según lo propuesto por Maggiolo (1982), a fines del Terciario Superior (Plioceno) y comienzos del Pleistoceno, el río Rímac era torrentoso y de gran poder

erosivo. De esta manera en momentos de calma tectónica logró erosionar profundamente el basamento, constituido por lutitas del Jurásico Superior - Cretáceo Inferior. Es así como el Rímac depositó los potentes estratos de sedimentos clásticos que forman el conglomerado.

Con el transcurrir del tiempo, el Rímac fue virando de Sur-Oeste a Nor-Oeste, hasta que en el Cuaternario Superior (Holoceno) alcanzó su posición actual. Durante este periodo los movimientos tectónicos y el poder erosivo del río disminuyen, depositándose el material fino que conforma la cubierta superficial arcillosa de 8 a 15 m de espesor en el Callao. De esta forma, en la base de los suelos blandos predomina la sedimentación alternada de arenas marinas procedentes del Sur con gravas arenosas del río. La capa superior está constituida por arcillas poco consolidadas en cuya superficie puede existir turba originada por descomposición de algas en ambientes palustres.

El muestreo de la superficie submarina ha revelado que el fondo de la bahía está constituido por un lecho arcilloso-arenoso compresible, con la excepción de La Punta y El Camotal donde se encuentra conglomerado. Del estudio de JICA (1983) se deduce que la arcilla descende sobre un lecho de conglomerado de inclinación suave y continua, confirmando que el fondo marino es la continuación del cono aluvial.

3.2.3.2. Formación Geológica de La Punta

Según Martínez y Téves (1966), la formación de La Punta y su prolongación submarina, como también su tendencia a aumentar de espesor podrían deberse al arrastre marino de materiales caídos desde los acantilados. En tiempos anteriores, el mar socavó el cono deyectivo formando así este acantilado entre el Morro Solar y el Callao. Luego el mar se encargaría de depositar dichos sedimentos en las zonas de las Islas San Lorenzo y el Frontón. Macharé (1979) parece sustentar esta hipótesis al verificar la existencia de terrazas marinas cuaternarias anteriores al Holoceno en la isla San Lorenzo. Pudo observar cantos redondeados mezclados con bloques angulosos que obviamente fueron aportados por el acantilado. Según Romaní (1978), en La Punta los materiales del abanico aluvial han sido erosionados por el mar, dando lugar a una

secuencia de grava mal gradada con limos y arenas, entremezclados de una manera poco uniforme. Sin embargo, otros estudios indican que La Punta conformaría un resto de erosión de lo que sería la última terraza del río Rímac, originado por la mayor resistencia de este sector a la erosión marina por efecto de la protección de las islas, principalmente San Lorenzo (Aramburú Menchaca-CORPEI, 1978).

3.2.4. Geotecnia

La ciudad de Lima, en la mayor parte de su extensión, está ubicada sobre el antiguo abanico aluvial del río Rímac, el cual está constituido principalmente por el denominado “Cascajo” de Lima o conglomerado. El “Cascajo” es el nombre local asignado a una mezcla de arenas, gravas, cantos rodados y boleos mayores a 50 cm, de formas subredondeadas, pobremente gradada pero usualmente bastante densa. Por lo general no posee más de 2% de finos, siendo la cohesión aparente debido al contacto entre granos lo que le permite ser estable en cortes casi verticales como los de la Costa Verde, donde este material se expone claramente (Figura 3.1). Según Repetto et al. (1980) algunas de sus propiedades son: $\phi \geq 40$, $\gamma_d = 2.1 - 2.4 \text{ g/cm}^3$, $G_s = 2.66$, $e_0 = 0.1 - 0.3$.



Figura 3.1: Vista del conglomerado típico de Lima, de gran espesor, en un corte expuesto en la Costa Verde en el Distrito de Barranco. (Cabrejos, 2011)

Este conglomerado superficial presenta condiciones geológicas muy estables, es de buena resistencia y constituye un terreno competente para la cimentación de estructuras. En algunas zonas los espesores de gravas arenosas en estado semicompacto a compacto sobrepasan los 40 m y tienen buen drenaje. En su conjunto este potente banco de material aluvial que conforma el cono de deyección del río Rímac tendría un espesor de entre 100 m a 200 m en la zona del centro de Lima y de hasta 400 m en el Callao. ("Microzonificación Sísmica del Callao y La Punta", 1991).

Asimismo, materiales más finos han sido transportados por el Rímac hacia los distritos de Chorrillos y Barranco, al Sur, y hacia el Callao, al Oeste. Estos depósitos son bastante erráticos, encontrándose capas de arena de densidad media, limos, gravas arenosas y de matriz fina, y arcillas rígidas. En algunas zonas del Callao y La Punta, subyace arcilla marina rígida.

Materiales aluviales se encuentran en tres zonas de Lima: Quebrada Canto Grande en el distrito de San Juan de Lurigancho, Quebradas Pampa Grande y Pampa Arenal (donde se ubica la Universidad Nacional Agraria) en el distrito de La Molina. En estos depósitos predominan arenas densas a muy densas con gravas angulares aisladas. Según Repetto et al. (1980) los 10 primeros metros de arena presentan N_{SPT} desde 25 hasta el rechazo.

Existen a su vez, depósitos eólicos de arena distribuidos irregular e imprevisiblemente sobre algunas zonas de la capital. En su mayoría se encuentran en las pendientes de los cerros al Sur y al Este de Lima. Ocasionalmente también aparecen suelos orgánicos en áreas aisladas, de más de dos metros de espesor. Ambas configuraciones geotécnicas son sumamente desfavorables.

3.3. EMPLAZAMIENTO TECTÓNICO REGIONAL

El Perú forma parte de la más importante extensión de regiones altamente sísmicas que hay en la Tierra, el denominado *Cinturón Circumpacífico*. La frecuente ocurrencia de sismos en la zona costera y la existencia de una fosa

oceánica indican claramente la presencia de una zona de subducción y uno de los mayores bordes tectónicos terrestres. Según estimaciones de Berrocal et al. (1975), la placa oceánica de Nazca se introduce bajo la placa continental Sudamericana a una velocidad de entre 7 y 12 cm por año, siendo esta interacción de placas la que domina el marco tectónico regional a mayor escala. Asimismo, según Pomachagua, O. (2000), los principales rasgos tectónicos de la región occidental de Sudamérica como son la Cordillera de los Andes y la fosa oceánica Perú-Chile, ambos relacionados con la alta actividad sísmica y otros fenómenos telúricos de la región, han sido generados por la interacción y convergencia de las placas citadas.

- *La Cordillera de los Andes:* Esta cordillera bordea la costa Pacífica a lo largo de 7500 km, presenta una altura media de 4000 m y ciertos puntos mayores a 6500 m de altura. Se formó y continúa elevándose debido a la compresión producida en la Placa Sudamericana por la subducción de la Placa de Nazca, por lo que, predominan rocas ígneas plutónicas. Los movimientos sísmicos y la actividad volcánica posteriores han tenido gran importancia en la configuración del relieve. En el Perú, la Cordillera Andina se orienta en promedio en dirección NW-SE, con un ancho de unos 50 km en las regiones Norte y Centro, y hasta 300 km en la región Sur, donde se ubica una gran meseta elevada denominada Altiplano.
- *La Fosa Oceánica Perú-Chile:* Esta fosa marina presenta una gran extensión y profundidad, de hasta 8065 m, siendo prácticamente paralela al litoral costero. Geológicamente, delinea el contacto entre la placa oceánica y la placa continental. Las variaciones de profundidad están asociadas al volumen de sedimentos depositados y a la presencia de una estructura transversal conocida como Dorsal de Nazca, la cual divide la fosa en dos: la Fosa de Lima y la Fosa de Arica.
- *La Dorsal de Nazca:* Se trata de una gran cordillera submarina de 900 km de longitud localizada en el Océano Pacífico, a unos 150 km al Oeste de Ica, entre las latitudes 15° S y 19° S. Esta estructura geológica se formó entre 5 y 10 millones de años atrás como resultado del proceso de distensión del fondo oceánico. Es fundamental en la constitución tectónica

de la región occidental del continente, donde influye en la no continuidad de ciertos rasgos tectónicos.

Hasta la fecha se han desarrollado mapas sismotectónicos que muestran la predominancia de sismos superficiales (profundidad focal < 70 km) en la región oceánica, concentrados casi totalmente entre la fosa marina y la línea costera. Estos sismos se denominan sismos de interfase, son producto de un mecanismo de falla inversa durante el proceso subductivo y alcanzan profundidades promedio de hasta 50 km. Por su parte, adentrándose hacia el continente desde la costa los sismos corresponden a mecanismos focales tipo falla normal, siendo conocidos como sismos de intraplaca. Asimismo, existen en la región continental nidos sísmicos superficiales a lo largo de la zona subandina del Perú Central.

En la Figura 3.2 se han ubicado los sismos sentidos en el Perú entre los años 1990 y 2006, describiendo además su magnitud y profundidad focal. Esta figura muestra claramente la gran actividad sísmica que ocurre en casi todo el territorio peruano y como los sismos de origen subductivo se producen a profundidades cada vez mayores a medida que nos adentramos en el continente. Es también interesante notar los silencios sísmicos frente a Lima y en la costa Norte, donde se esperaría un gran sismo considerando esta carencia de eventos y que los sismos más catastróficos en el Perú han resultado ser los ocurridos en el mar a relativamente poca profundidad.

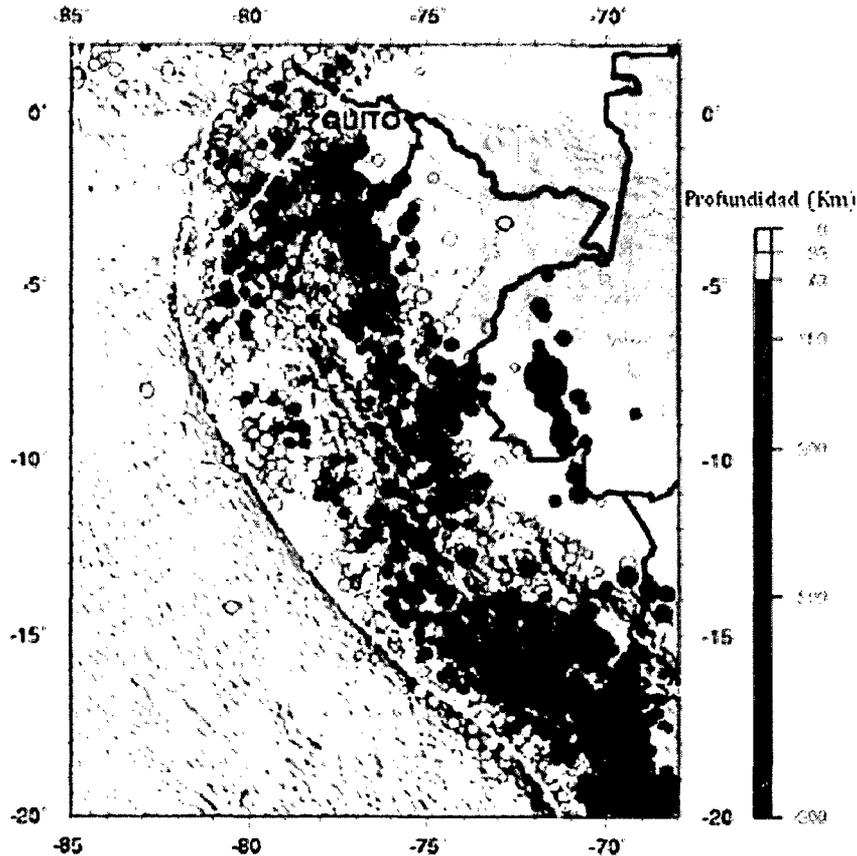


Figura 3.2: Sismicidad del Perú, 1990-2006.
(NEIC Web Site: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>)

3.4. HISTORIA SÍSMICA DE LIMA Y EL CALLAO

Desde el siglo XVI se tiene referencia de la sismicidad histórica del Perú. La fuente básica de datos de intensidades sísmicas es el trabajo de Silgado (1946-1983) y el Proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina), patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS), que describen los principales eventos sísmicos ocurridos en el Perú.

A continuación se hace una revisión de los grandes sismos históricos ocurridos en la Zona Central del Perú y que de alguna forma han afectado a la ciudad de Lima y el Callao:

- Sismo del 15 de Noviembre de 1555. Ocurrió el temblor más fuerte desde la fundación de Lima, que causó muchos desperfectos en las edificaciones. Intensidad: VII MMI en Lima.

- Sismo del 17 de Marzo de 1584. Gran temblor que dañó edificaciones en Lima y Callao. Por espacio de dos días quedó temblando la tierra, contándose movimientos de hasta 8 a 9 min.
- Sismo del 9 de Julio de 1586 (19:30 horas). Terremoto que destruyó Lima y causó un tsunami local de una altura de 5m. Tuvo una longitud de ruptura del orden de 175 km. Hubo de 14 a 22 víctimas. Fue sentido desde Trujillo hasta Caravelí, así como en Huánuco y Cuzco. Por 60 días se dejaron sentir las réplicas. Intensidades de IX MMI en Lima y VI en Ica.
- Sismo del 19 de Octubre de 1609 (20:00 horas). Violento temblor en Lima que derribó y arruinó muchas de sus edificaciones. Intensidad: VII MMI en Lima.
- Sismo del 27 de Noviembre de 1630 (10:30 horas). Averió casas e iglesias. Varios muertos y contusos en Lima. Intensidad: VII MMI en Lima.
- Sismo del 13 de Noviembre de 1655 (14:38 horas). Fuerte temblor que derribó muchas casas y edificios en Lima. Graves daños en el Presidio de la Isla San Lorenzo. Un muerto. Intensidades de IX MMI en el Callao y VIII MMI en Lima.
- Sismo del 17 de Junio de 1678 (20:45 horas). Fuerte sismo en Lima. Estragos en Callao y Lima. Nueve muertos. Intensidades: VII MMI en Lima y Callao.
- Sismo del 20 de Octubre de 1687 (4:15 y 5:30 horas). Dos sismos muy fuertes. Es uno de los más fuertes ocurridos en el centro del Perú. Lima y Callao quedaron muy dañados. Tuvo una longitud de ruptura de 350 km y un tsunami local de 5 a 10 m durante el segundo temblor. Más de 100 muertos. Intensidad máxima de IX MMI en Cañete y de VII MMI en Lima y Callao.
- Sismo del 28 de Octubre de 1746 (22:30 horas). Gran terremoto y posterior tsunami de 15 a 20 m de altura en el Callao. Destruyó casi completamente

la capital y alrededores, se estima que en un área de 440000 km². En Lima perecieron 1141 personas de 60000 habitantes y en el Callao sólo sobrevivieron 200 de 4000 ciudadanos. Tuvo una longitud de ruptura de 350 km. Se sintieron 200 réplicas en las 24 horas siguientes. Intensidad máxima de X MMI en Chancay y Huaral y IX-X MMI en Lima y Callao.

- Sismo del 30 de Marzo de 1828 (7:35 horas). Terremoto en Lima que causó 30 muertos. Daños en el Callao, Chorrillos y Chancay. Intensidades de VII MMI en Lima y VI MMI en Callao, Chorrillos y Chancay.
- Sismo del 4 de Marzo de 1904 (5:17 horas). Fuerte sismo en Lima, sentido en un área aproximada de 230000 km². Daños severos y moderados en Lima. En el Callao y Chorrillos no quedaron casas sin rajaduras. Intensidad: VII-VIII MMI en Lima.
- Sismo del 11 de Marzo de 1926 (5:42 horas). Fuerte sismo en Lima. Se produjeron algunos daños en Lima y Callao, también derrumbes en la ruta del ferrocarril central. Intensidad: V-VI MMI en Lima.
- Sismo del 19 de Enero de 1932 (21:33 horas). Violento sismo que causó muchos daños en Lima, Callao y Huacho. Profundidad focal estimada de 100 km. Intensidad: VI-VII MMI en Lima.
- Sismo del 24 de Mayo de 1940 (11:35 horas). Terremoto que tuvo una longitud de ruptura de 180 km y produjo un tsunami de 3 m de altura. Ocasiónó la destrucción de muchas edificaciones en Lima, Callao, Chorrillos, Barranco, Chancay y Lurín. Hubo 179 muertos y 3500 heridos. Fue percibido desde Guayaquil (III MMI) hasta Arica (III MMI). Intensidad: VIII MMI en Lima.
- Sismo del 17 de Octubre de 1966 (16:41 horas). Fue uno de los más destructores ocurridos en Lima después del sismo de 1940. Tuvo una longitud de ruptura de 100 km y produjo un tsunami de 2.6 m de altura. Afectó principalmente la franja litoral entre Lima y Supe, con un área de percepción aproximada de 524000 km². Dejó cien personas muertas y

daños principalmente en el Callao y la Molina. La máxima aceleración horizontal en Lima fue de 0.4g, hasta hoy la más alta registrada en la capital. Intensidades de VIII MMI en Huacho y VII MMI en Lima.

- Sismo del 3 de Octubre de 1974 (09:21 horas). Sismo en Lima, Mala, Cañete, Chincha y Pisco. Duró 2 min, tuvo una longitud de ruptura de 140 km y causó un tsunami de 1.6 m. En Lima sufrieron daños edificios públicos, iglesias, monumentos históricos, en varios barrios con diferente intensidad entre V y VII MMI; en locales próximos a cerros y de suelo poco consolidado (La Molina), se observó intensidades VII-IX MMI como consecuencia de la amplificación de las vibraciones causadas. Se produjeron 78 muertos y 2550 heridos en Lima. Intensidades de VIII en Lima y VII en Cañete.

- Sismo del 18 de Abril de 1993 (04:16 horas). Sismo fuerte que sacudió la ciudad de Lima y alrededores, en un radio de 140 km. Se produjeron daños considerables en las viviendas construidas con materiales inestables, en los alrededores de la ciudad y en las zonas altas de Lima; ocasionando la muerte de 8 personas y 55 heridos. Fue unos de los terremotos de mayor magnitud después del sismo de 1974. El epicentro se localizó a 55 km al Noreste de Lima. No se registró ninguna réplica. Magnitud: $5.8 m_b$. Intensidades de VI en Lima y V en Cañete y Chimbote.

3.5. INSTRUMENTACIÓN SÍSMICA

En los inicios de la instrumentación sísmica del Perú, el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) tuvo un rol preponderante. El primer acelerógrafo en el Perú (tipo STD) fue instalado por esta institución en el año 1944, en cooperación con el Instituto Geofísico del Perú (IGP). En 26 años, entre los años 1946 y 1972, ocurrieron un total de 22 terremotos, siendo registrados por este acelerógrafo solamente cuatro de estos sismos con aceleraciones mayores de 0.05g. ("Características de los Terremotos en Lima y alrededores", 1978).

En la actualidad la ciudad de Lima se encuentra instrumentalizada con 20 acelerógrafos digitales distribuidos en distintas configuraciones geotécnicas, sobre suelo blando, compacto y afloramientos rocosos. A continuación se detallan las instituciones e instrumentación respectiva que opera en Lima:

- La red acelerográfica del CISMID-FIC-UNI (REDACIS), posee 12 estaciones acelerográficas ubicadas en los distritos de San Martín de Porres, Rímac, Bellavista, Puente Piedra, Villa el Salvador y Callao.
- La red acelerográfica del Instituto Geofísico del Perú (IGP), posee 7 estaciones acelerográficas ubicadas en los distritos de La Molina, Lurigancho, Ate, Santiago de Surco, San Borja y Ancón.
- La Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP), posee 1 estación acelerográfica en el distrito de San Miguel (Campus PUCP).

Cabe resaltar que las 6 estaciones acelerográficas consideradas en este estudio están instrumentadas con acelerógrafos digitales marca Kinematics modelo Altus Etna, registrando el movimiento con 3 sensores Episensor mutuamente ortogonales (EW, NS y Vertical). El muestreo en todos los casos fue de 200 muestras por segundo (tiempo de muestreo = 0.005 s) y a una ganancia de 1.

A continuación se expone una breve reseña de las dos principales redes acelerográficas del Perú: la red acelerográfica del CISMID-FIC-UNI (REDACIS) y la red acelerográfica del IGP.

3.5.1. Red Acelerográfica del CISMID (REDACIS)

El Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), perteneciente a la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería, cuenta con la Red Nacional de Acelerógrafos (REDACIS) a nivel nacional, instalados en algunas ciudades del país. En sus inicios, esta red de monitoreo sísmico fue instalada con el apoyo económico de la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA), bajo la responsabilidad del Laboratorio Geotécnico del CISMID. Dicha red comenzó a operar con acelerógrafos analógicos modelo RION (manufactura japonesa) en el

año 1988, los cuales fueron instalados en las siguientes ciudades: Piura, Moyobamba, Chimbote, Huaraz, Callao, Lima, Ica, Ayacucho, Cusco, Arequipa, Moquegua, y Tacna.

La red acelerográfica fue actualizada con la adquisición de acelerógrafos digitales modelo ETNA marca Kinometrics (Figura 3.3), llegando a instalarse un total de nueve de ellos, de los cuales tres fueron comprados con recursos propios del CISMID-FIC-UNI y los otros seis donados por JICA. En el presente año la REDACIS realizó la gestión para la donación de 10 nuevos acelerógrafos.

La REDACIS cuenta en estos días con las siguientes estaciones acelerográficas: TAC1 y TAC2 (Tacna), MOQ1 y MOQ2 (Moquegua), AQP2 (Arequipa), CSM, CAL, VSV, CMA, PPI, PQR, SMP, UNI1, UNI2, UNI3, UNI4 (Lima). Dichos equipos digitales cuentan con modem y GPS.



Figura 3.3: Acelerógrafo digital modelo ETNA marca Kinometrics.
Equipo instalado en la estación CSM, dentro del CISMID-FIC-UNI. (Lázares, 2007)

3.5.2. Red Acelerográfica del IGP

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) mantiene operativa una red sísmica a nivel nacional compuesta por 21 estaciones sísmicas. Cabe resaltar que en la ciudad de Lima se encuentran operando el mayor número de dichos equipos, un total de

7 estaciones, las cuales al igual que algunas en el interior del país se encuentran interconectadas con la sede central vía internet, siendo accesibles en tiempo real.

Históricamente, las primeras estaciones acelerográficas funcionaron en el Parque de la Reserva y en el campus de la Universidad Nacional Agraria de la Molina, estando esta última aún operativa pero con instrumental moderno. Asimismo, son parte de la red los 3 acelerómetros que vienen funcionando en el proyecto Mantaro-Tablachaca (Huancavelica).

En la actualidad, el IGP ha presentado un proyecto al Gobierno Central para la adquisición de 169 acelerógrafos para ser distribuidos en todo el país, el cual ha sido aprobado en su primera etapa quedando aún a la espera de lograrse el financiamiento. Este proyecto busca conocer la calidad del suelo en cada ciudad, mejorar nuestra Norma Sismoresistente y permitirnos disponer de valores de intensidad instrumental a efectos de proporcionar información para el cuantificar los daños producidos por los sismos. (www.igp.com.pe).

En la siguiente tabla se detallan las 6 estaciones acelerográficas utilizadas en este trabajo, todas ubicadas en Lima. Asimismo, el Plano P-01: Ubicación de las Estaciones Acelerográficas en la ciudad de Lima (ver Anexos) presenta la ubicación de dichas estaciones.

Tabla 3.1: Características de las Estaciones Sísmicas utilizadas.
(Elaboración propia).

Estación	Institución	Fecha de Instalación	Latitud Longitud	Coordenadas Geográficas UTM	Elevación (m.s.n.m.)	Descripción
CSM	REDACIS	10/07/2002	12° 0' 47.77"S 77° 3' 0.76"O	X:276783.1228 Y:8671147.494	130	Suelo Rígido Operativa
CAL	REDACIS	23/07/2004	12° 3' 35.5"S 77° 8' 59.72"O	X:265954.373 Y:8665893.8632	36	Suelo Blando Operativa
CDLCIP*	REDACIS	06/2007	12° 5' 31.2"S 77° 2' 56.4"O	X:276971.0738 Y:8662422.1152	116	Suelo Rígido Operativa
MOL	REDACIS	19/02/2005	12° 5' 21"S 76°55' 48.2"O	X:289920.3273 Y:8662829.8368	279	Suelo Rígido Desinstalada

LMO	IGP	05/2003	12° 5' 6.39"S 76°56' 53.4"O	X:287945.1045 Y:8663264.863	274	Roca Superficial Operativa
NNA	IGP	-	11°59' 24"S 76°50' 23.99"O	X:299652.8364 Y:8674990.0043	584	Roca Superficial Operativa

* Actualmente existe un acelerógrafo REFTEK SMA de propiedad del CDLCIP.

3.6. DESCRIPCIÓN GEOTÉCNICA DE LAS ESTACIONES ACELEROGRÁFICAS

Las estaciones acelerográficas utilizadas en este estudio son 6, todas superficiales, y de las cuales 4 se sitúan sobre suelo y 2 sobre roca. El área de estudio comprende 5 distritos dentro de Lima: San Isidro y Rímac (suelo gravoso denso de espesor variable), La Molina (suelos arenosos y arcillosos de distinto espesor y afloramientos rocosos), La Punta (depósitos marinos blandos en la superficie), y por último, Ñaña (suelos densos y afloramientos rocosos), hacia el Este de la capital. Al no existir estudios geotécnicos y/o geofísicos específicos para cada una de las estaciones acelerográficas, la descripción geotécnica estará ligada a la configuración de suelos de los distritos donde se ubican, siendo ésta lo más aproximada a la realidad.

La información citada corresponde básicamente al proyecto "Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de 42 Distritos de Lima y Callao" realizado por el CISMID-FIC-UNI en el año 2005 a solicitud de la Asociación Peruana de Empresas de Seguros (APESEG). Para mayor detalle, ver el Plano P-02: Ubicación de las Estaciones Acelerográficas en el Mapa de Microzonificación Sísmica de Lima (ver Anexos).

3.6.1. Estación CSM

La estación acelerográfica "Jorge Alva Hurtado", denominada CSM, se ubica dentro de las instalaciones del Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), al costado del Laboratorio Geotécnico, en el distrito del Rímac. Según el Estudio APESEG (2005), esta estación se sitúa en la Zona I (color verde del Plano P-02) que está conformada

por “afloramientos rocosos, estratos de gravas potentes que conforman los conos de deyección de los ríos Rímac y Chillón, y los estratos de grava coluvial-eluvial de los pies de las laderas, que se encuentran a nivel superficial o cubiertos por un estrato de material fino de poco espesor”. También se indica que este suelo tiene un comportamiento rígido, con periodos de vibración natural determinados por las mediciones de microtrepidaciones que varían entre 0.1 s y 0.3 s. Para la Zona I el factor de amplificación sísmica por efecto local del suelo es $S=1.0$ y el periodo natural del suelo es $T_s=0.4$ s, correspondiendo a un suelo Tipo S1 de la Norma Peruana E.030 “Diseño Sismorresistente”.

Por su cercanía a la Formación del Cerro Arrastre (hacia el Este) se presume que bajo la estación acelerográfica CSM la potencia del cascajo aluvial sea menor que en la zona histórica de la capital, donde puede alcanzar profundidades mayores a los 200 m. A través de exploración geofísica con el método de MASW (Análisis de Arreglo Multicanal de Ondas Superficiales) se logró obtener un perfil confiable de velocidades de ondas de corte V_s hasta 30 m de profundidad (Figura 3.4). Esta estructura de velocidades muestra como las V_s se incrementan con la profundidad, variando desde 290 m/s a 2.3 m hasta 670 m/s a 28 m. A esta profundidad es notorio el incremento de la velocidad, que llega hasta 960 m/s, infiriéndose que luego de los 28 m se encuentra el estrato rocoso correspondiente al Cerro Arrastre, parte de la formación Morro Solar (Aguilar et al., 2007).

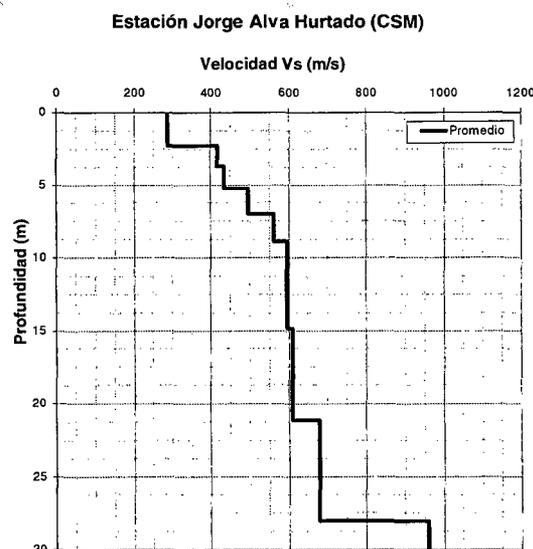


Figura 3.4: Perfil de velocidades de ondas de corte V_s en la estación acelerográfica CSM. Logrado mediante exploración geofísica MASW. (Piedra, 2008)

3.6.2. Estación CAL

La estación acelerográfica CAL se ubica dentro de las instalaciones de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú, en Chucuito, perteneciente a La Punta, Callao. Según el Estudio APESEG (2005), la estación acelerográfica CAL y alrededores se sitúan en la Zona IV (color rojo del Plano P-02) que está conformada por “depósitos de arenas eólicas de gran espesor y sueltas, depósitos marinos y suelos pantanosos”. Respecto al distrito de La Punta, se indica que presenta un perfil estratigráfico particular, con un estrato de grava superficial sobre un depósito potente de arcilla, lo que genera periodos de vibración relativamente largos. Para la Zona IV, los periodos predominantes encontrados en estos suelos son mayores que 0.7 s, por lo que su comportamiento dinámico ha sido tipificado como un suelo Tipo S4 de la Norma E.030 “Diseño Sismorresistente”, asignándoles un factor de amplificación sísmica $S=1.6$ y un periodo natural de $T_s=1.2$ s (caso especial según la Norma).

Como se mencionó anteriormente, los suelos del Callao y La Punta consisten básicamente de arenas, limos y arcillas, depositados ambiguamente y en disposición errática, con algunas zonas de rellenos de matriz de grava limosa y/o arena hasta 1.80 m de profundidad. Bajo estos suelos se encuentra el conglomerado, de 12 m de espesor promedio y compuesto por gravas y arenas pobremente gradadas. Subyaciendo al conglomerado existe un estrato de arena fina con lentes de arcilla y/o limo y estratos de arcilla de baja plasticidad, que en promedio llegan hasta profundidades de 50 m.

3.6.3. Estación CDLCIP

La estación acelerográfica CDLCIP se ubica dentro del local del Consejo Departamental de Lima del Colegio de Ingenieros del Perú, en pleno corazón del distrito de San Isidro. Esta estación acelerográfica se sitúa en la Zona I (color verde del Plano P-02) del Estudio APESEG (2005), al igual que la estación acelerográfica CSM. Sin embargo, en su ubicación se espera que el cono de deyección del río Rímac sea de mucho mayor espesor, estando el terreno conformado predominantemente por un estrato potente de grava fluvio-aluvial, conocido como conglomerado.

Los suelos en el distrito de San Isidro presentan las siguientes características: superficialmente existe material de relleno medianamente compacto hasta los 0.40 m y 0.70 m, consistente en arena limosa fina a gruesa, apareciendo eventualmente un estrato por arcilla limosa, poco húmeda y dura, con cierto contenido de arena fina desde la profundidad anterior hasta 1.40 m. Subyaciendo a estos estratos se encuentra el conglomerado típico de Lima, conformado por una grava pobremente gradada de forma redondeada a subredondeada, medianamente compacta, húmeda, de matriz arenosa, con presencia además de boleos de 6" a 10" y bloques de 12" a 20". Según los registros de pozos perforados de agua, en esta zona el conglomerado alcanza más de 190 m de profundidad.

3.6.4. Estación MOL

La estación acelerográfica MOL se ubicó en la residencia del Dr. Javier Piqué del Pozo (Profesor Principal de la FIC-UNI), en el distrito de La Molina. Según el Estudio APESEG (2005), la estación acelerográfica MOL se sitúa en la Zona I (color verde del Plano P-02) que está conformada por "afloramientos rocosos, estratos de gravas potentes que conforman los conos de deyección de los ríos Rímac y Chillón, y los estratos de grava coluvial-eluvial de los pies de las laderas, que se encuentran a nivel superficial o cubiertos por un estrato de material fino de poco espesor" (ver ítem 3.6.1 para mayor detalle).

El distrito de La Molina presenta distintas configuraciones geotécnicas, estas van desde afloramientos rocosos a suelos aluviales y coluviales (en las zonas bajas próximas a los cerros) y sedimentos fluvio-aluviales de gran espesor en las zonas llanas del valle (a gran distancia de los cerros). A su vez existen zonas cubiertas por depósitos eluviales con espesores considerables, como arenas eólicas sobre las depresiones y en algunas laderas de los cerros. Por lo comentado, es usual que la estratigrafía del subsuelo de La Molina sea bastante variable y errática. Dada su ubicación dentro del distrito, en esta estación deben predominar superficialmente materiales finos y arenosos de poco espesor y bajo ellos debe existir mayor concentración de material gravoso, probablemente de origen coluvial. Esto se debe a su cercanía a la ladera del cerro, lo cual también implica que el basamento rocoso no se encuentre a gran profundidad.

3.6.5. Estación LMO

La estación acelerográfica LMO, perteneciente al IGP, se encuentra en el campus de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Es considerada estación de referencia en el presente estudio por ubicarse sobre un afloramiento rocoso. Precisamente, el sensor se sitúa dentro de una perforación horizontal realizada en la roca intrusiva (véase la Figura 3.5). Por lo mostrado en el Plano P-02, la estación de referencia LMO se sitúa entre las Zonas III y IV (colores naranja y rojo) del Estudio APESEG (2005), las cuales representan zonas de importante amplificación sísmica debido a suelos arenosos y finos con condiciones geotécnicas inadecuadas.



Figura 3.5: Vista del afloramiento rocoso donde se ubica la estación acelerográfica LMO, dentro de la UNALM. Obsérvese la pequeña compuerta verde, a la derecha, que protege al acelerógrafo y el panel solar junto a la antena GPS, en la parte superior. (Quispe y Cabrejos, 2010)

3.6.6. Estación NNA

La estación acelerográfica NNA, es la segunda estación de referencia utilizada y también es de propiedad del IGP, encontrándose ubicada en el distrito de Ñaña, al Este de Lima. El acelerógrafo, de igual forma, se encuentra ubicado sobre roca intrusiva, perteneciente a un afloramiento rocoso superficial. Según el Plano P-02, esta estación de referencia sitúa en la Zona I (color verde) del Estudio APESEG (2005).

CAPÍTULO IV EL EFECTO DE SITIO

4.1 INTRODUCCIÓN

La historia ha evidenciado catástrofes generadas por sismos en diversas zonas del mundo. En la actualidad la realidad no es distinta, sismos de gran y moderada magnitud siguen azotando a las poblaciones. La principal razón es la existencia de fuentes sísmicas cercanas de alta actividad que generan sismos de magnitud considerable. Sin embargo, existen casos en los cuales sismos de magnitud moderada han sido “intensificados” a tal grado de generar colapsos masivos de estructuras y pérdidas de vidas humanas. La ocurrencia de este fenómeno se viene estudiando desde hace muchos años, siendo entendido inicialmente por interpretaciones visuales de los efectos generados por sismos sobre el terreno. En esos años estas manifestaciones llamaron profundamente la atención de hombres, que con aguda interpretación, empezaron a hablar del efecto de sitio sin aun tener conceptos claros del tema. Es así que en 1824, observando los daños durante el terremoto de Cutch (India, 1819), MacMurdo relató: “las construcciones en roca no fueron tan afectadas como aquellas cuya cimentación no alcanzó partes profundas del suelo”. Igualmente Mallet en 1862, en su reporte del terremoto de Neapolitan (1857), resaltó el efecto de las condiciones de la geología local en los daños. A comienzos del siglo pasado, los investigadores Word en 1908 y Reid en 1910, mostraron que la intensidad del movimiento sísmico durante el terremoto de San Francisco (1906) estuvo relacionada con el suelo local y las condiciones geológicas. Por su parte, Gutenberg en 1927 logró desarrollar factores de amplificación dependientes del sitio para registros de microsismos en sitios con diferentes condiciones subsuperficiales. Desde esas interpretaciones tempranas, los efectos de las condiciones geotécnicas locales en los movimientos del suelo han sido observados en terremotos recientes como los de Guerrero-Michoacán (1985), Northridge (1994) y Kobe (1995). En estos y otros sismos la disponibilidad de instrumentación sísmica instalada, como acelerógrafos, ha hecho posible la

estimación cuantitativa de estos efectos, siendo este el rumbo en que se orientan las actuales investigaciones sobre el tema.

En el presente capítulo se dan a conocer los conceptos básicos relacionados al fenómeno de “Efecto de Sitio”, y a su vez se muestra el caso real asociado a la ciudad de Lima.

4.2 EFECTO LOCAL DE SITIO

Durante un evento sísmico son tres los factores fundamentales que determinan el movimiento: la fuente sísmica, el medio por el cual se transmiten las ondas (trayectoria) y el efecto local o de sitio. Este último está siendo objeto de numerosos trabajos sobre todo después de la evaluación de los desastres durante recientes terremotos muy destructivos, donde se ha comprobado una importante variación de los movimientos sísmicos registrados y que en algunos casos no se puede explicar en función de la fuente o de la trayectoria de las ondas. Los terremotos de Ciudad de México (1985) y Loma Prieta (1989), registrados por muchas estaciones localizadas en condiciones geotécnicas diferentes y bien conocidas, relevaron por primera vez la importancia del contraste de impedancias, concepto que se explicará posteriormente. Pruebas adicionales de la importancia de los efectos de sitio más complejos han sido evidenciadas por terremotos destructivos recientes (Armenia 1988, Filipinas 1990, Northridge 1994, Kobe 1995, Kozani 1995, Aegion 1995, Kocaeli and Duzce, Turkey 1999, Athens 1999, Ji-Ji Taiwan 1999, etc).

Las formaciones superficiales de suelo son el producto del continuo proceso de erosión, intemperización y deposición; aquellos suelos son los responsables de la amplificación significativa y de la variación espacial de los movimientos telúricos. La geología superficial y las condiciones geotécnicas de los depósitos de suelos tienen una importancia fundamental en el movimiento del terreno generado por los sismos. Estas condiciones locales, así como también la topografía superficial, modifican las características del movimiento sísmico percibido. Las variaciones del sacudimiento en espacio, amplitud, contenido de frecuencias y duración son denominadas *Efectos de Sitio*. Se ha observado que

este fenómeno puede influenciar profundamente dichas características importantes del sismo. El grado de dicha influencia depende, entre muchos factores, de la estratigrafía y las propiedades físicas de los materiales subsuperficiales, del relieve del sitio y de las características del movimiento que llega a la roca profunda. Asimismo existen otros problemas relacionados a estratos superficiales blandos como son: la potencial ruptura superficial, el fenómeno de licuación, los desplazamientos laterales, los deslizamientos, etc.

En general, los *Efectos de Sitio* pueden ser definidos como las modificaciones de las características (amplitud, contenido frecuencial y duración) del campo de ondas entrante, debido a propiedades específicas y geométricas de los depósitos de suelo (rigidez, espesor, discontinuidades laterales, etc) y la topografía superficial. La modificación es manifestada como una amplificación o deamplificación de las amplitudes del sismo en todas las frecuencias, siendo dependiente de muchos parámetros. Una simple estimación cualitativa y cuantitativa del efecto de sitio es frecuentemente expresada por el factor de amplificación A_{\max} y las frecuencias de resonancia f_{res} (fundamental y sus modos mayores). Algunos parámetros son inherentes al comportamiento dinámico del suelo y a sus propiedades físico-mecánicas (densidad relativa D_r , índice de plasticidad IP , velocidad de ondas sísmicas V_p y V_s , módulo cortante máximo G_o , degradación del modulo de corte con el incremento de la deformación cortante, amortiguamiento interno y comportamiento no-lineal, etc), otros están relacionados con las características del campo de ondas original (intensidad, ángulo de incidencia, etc) y, por último, existen los relacionados únicamente con las condiciones geométricas como la relación entre la topografía superficie - roca base, discontinuidades geológicas laterales, entre otros.

Los Efectos de Sitio incluyen básicamente la influencia del contraste de impedancias entre el depósito superficial de suelo y la roca base profunda o suelo firme considerado como roca, el cual puede ser bien modelado usando modelos unidimensionales (lineal elástico, equivalente lineal o no-lineal). Ellos además incluyen efectos producidos por la profundidad y efectos de frontera, que son generados por fuertes discontinuidades geológicas laterales (anomalías geológicas, fallas, etc). Estos efectos, que son dominados por la presencia de

ondas superficiales, sólo pueden ser estudiados usando modelos 2D y 3D. Finalmente, los efectos de sitio también consideran la variación espacial de las características del movimiento debido a la topografía superficial.

La física y la importancia de los efectos de sitio son cada vez más entendidas y cuantificadas gracias al número creciente de registros de movimientos fuertes grabados por estaciones acelerográficas alrededor del mundo. Modelos numéricos avanzados que usan poderosos computadores también han contribuido considerablemente a este progreso durante las dos pasadas décadas. Sitios experimentales especializados que han estado operando durante los pasados diez años, como el Euroseistest y el valle Ashigara, así como otros arreglos acelerográficos principalmente en Japón (p. ej. La red K) y en California, continuamente producen datos experimentales de alta calidad en sitios densamente instrumentados que por lo general son valles sedimentarios. De esta forma permiten análisis experimentales y teóricos muy detallados de efectos de sitio complejos, y la relevancia de su complejidad debido a sedimentos profundos y efectos de borde, además del pronunciado rol del contraste de impedancias y el papel del comportamiento no lineal del suelo.

Y. Nakamura (1989) mostró en la Figura 4.1 una serie de registros sísmicos captados en distintas estaciones durante diferentes sismos en Japón. Como se observa, los registros en cada estación son diferentes incluso para un mismo temblor debido a las condiciones geológicas particulares de cada sitio. Sin embargo, para distintos sismos la forma de los registros parece mantenerse en cada estación. En tal sentido podría decirse que la influencia del estrato superficial de suelo es más crítica que otros factores en el movimiento resultante, en su intensidad y en los daños que pudiera ocasionar.

La naturaleza de los efectos locales de sitio pueden ser estimados mediante alguno de los siguientes procedimientos:

- Un análisis de respuesta de sitio teórico y simple.
- Medición de movimientos en superficie y profundidad para un mismo sitio.

- Medición de movimientos en superficie para sitios con diferentes condiciones geológicas subsuperficiales.

Claramente cualquier evaluación de riesgo sísmico o peligro sísmico debería incorporar los efectos de amplificación debido a los suelos locales. La pregunta crucial es como esto puede ser hecho con eficacia sin complicar excesivamente el proceso de evaluación del riesgo o aumentar el costo considerablemente. Hay tres modos eficaces de incluir los efectos de sitio en estudios de riesgo sísmico:

- Utilizar una relación de atenuación que incorpore una variedad de clases de suelos.
- Emplear factores de amplificación empíricos de confianza.
- Realizar el análisis de respuesta sísmica del sitio. Este último procedimiento toma tiempo y es costoso, difícilmente consigue resultados confiables para áreas grandes y es más apropiado para evaluar estructuras individuales.

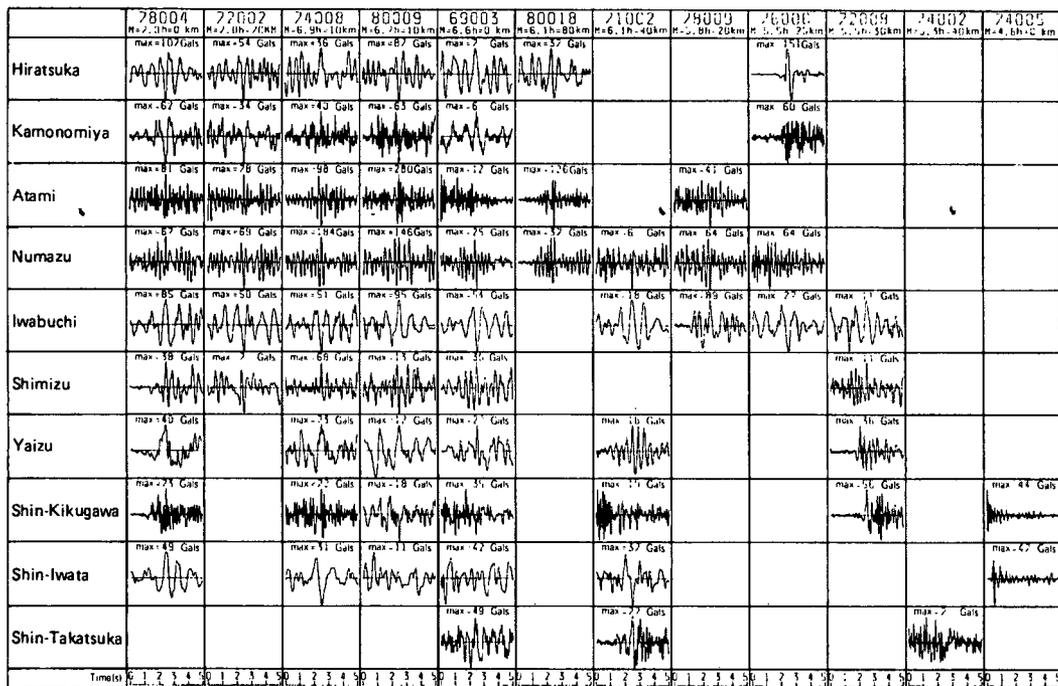


Figura 4.1: Diferencia en los acelerogramas debido a distintos sismos y estaciones de registro. (Nakamura, 1989)

4.2.1 Casos Históricos

El efecto de las condiciones del suelo en el impacto general provocado por sismos grandes ha sido observado en diversas ocasiones en el siglo XX, atribuyéndole la responsabilidad por el daño considerable generado en extensas áreas del territorio. Zonas de amplia destrucción, como en el terremoto de Guerrero-Michoacán (1985) en la Ciudad de México, Loma Prieta (1989) en San Francisco, el sismo de Spitak (1988) en Leninakan y el de Kobe (1995) en las áreas costeras de la ciudad son ejemplos importantes de la influencia de las condiciones del suelo en la intensidad de los sismos y sus daños.

Los daños en la Ciudad de México después del terremoto de Michoacán demostraron concluyentemente los efectos significativos de las condiciones locales de sitio sobre la respuesta sísmica del terreno. Las aceleraciones máximas de los movimientos en la roca fueron generalmente menores a 0.04g y con períodos predominantes alrededor de 0.80 s. Muchos sitios de suelo arcilloso dentro del antiguo lago, ahora seco y sobre el cual la ciudad original fue fundada, presentaron períodos alrededor de 2 s y fueron excitados en su respuesta resonante por los movimientos entrantes. Por consiguiente, los movimientos en la roca base fueron amplificados aproximadamente 5 veces, alcanzando aceleraciones máximas del orden de 0.20g. Los movimientos amplificados tuvieron efectos devastadores sobre las estructuras con períodos cercanos a los del sitio.

En el terremoto de Loma Prieta (Figura 4.2), el daño principal ocurrió sobre sitios de suelos blandos en San Francisco (Oakland), donde las aceleraciones espectrales fueron amplificadas entre 2 y 4 veces respecto a sitios de roca adyacentes (Housner, 1989). En el terremoto de Kobe, la zona con mayores daños fue una extensión lineal a forma de banda cercana a la falla. Esta se localizó sobre donde se produjo la interferencia constructiva de las ondas que irradió la falla directamente a través de los sedimentos y las otras refractadas en la cuenca. Otros ejemplos importantes vienen del terremoto de Northridge (1994), donde hubo una zona aislada de alto daño en el valle de Santa Mónica, y del terremoto de Kocaeli (1999, Turquía), donde otra zona de gran daño se ubicó en la cuenca de Adapazar (Beyen y Erdik, 2002).

Existen otros casos no tan documentados en la literatura que son también buenos ejemplos de este fenómeno. Por ejemplo, el evento de Erzincan (1992), uno de los muchos generados por la falla Anatolia, causó graves daños parte de los cuales fueron atribuidos a las condiciones de sitio y a la resonancia; otra razón fue la mala calidad de las construcciones (Ansal et al., 1993). Parte de la gran destrucción causada por el terremoto de Tangshan (28 de julio de 1976), cerca de Beijing, puede ser atribuida a la existencia de depósitos sedimentarios del período Cuaternario (Chen, 1988). No sólo la gran magnitud ($M = 8.2$) contribuyó al amplio daño que redujo la ciudad industrial de 1 millón de habitantes a escombros, la influencia del suelo marcó claramente la geografía del desastre. Finalmente, el reciente terremoto de Gujarat-Bhuj en el 2001 también causó graves colapsos a una distancia de 250 km del epicentro, denotando una influencia marcada de las condiciones geológicas (Narula et al., 2002). Esta amplificación del movimiento y los efectos de resonancia actuando sobre las estructuras generaron daños importantes.

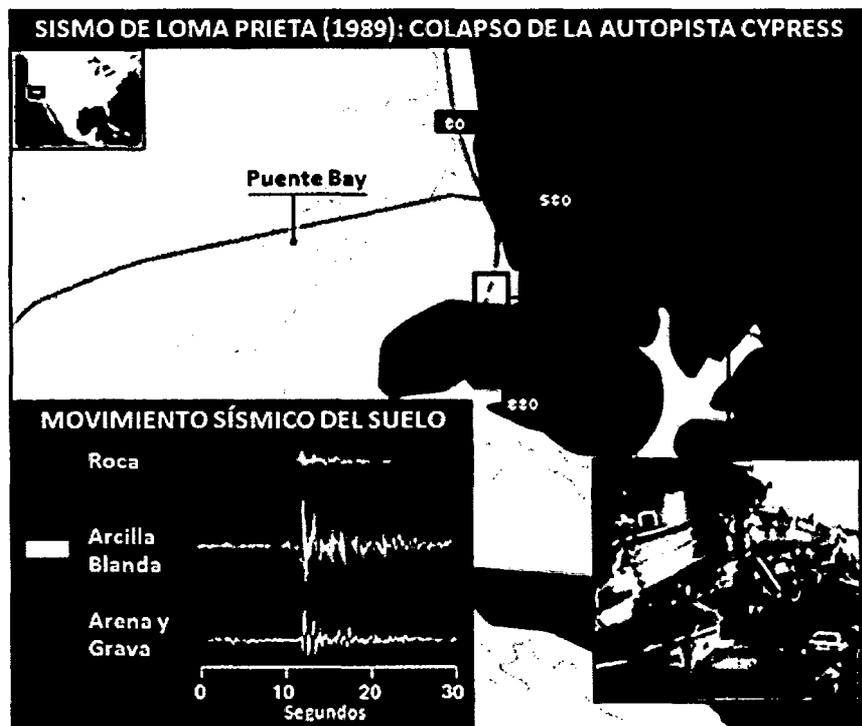


Figura 4.2: Sismo de Loma Prieta (1989), denominado por Idriss como *el sismo geotécnico*, se observaron muchos fenómenos y daños asociados a la amplificación de las ondas sísmicas en estratos blandos. Una muestra fue el colapso de la autopista Cypress en su tramo sobre arcillas blandas y la comparación de los movimientos registrados simultáneamente en Roca, Arcilla Blanda y Arena-Grava. (USGS Education Web Site: <http://education.usgs.gov>)

4.2.2 Influencia de Depósitos Blandos Superficiales

Es reconocido desde hace mucho tiempo que la amplitud del movimiento sísmico es afectada tanto por las propiedades como por la configuración del material geológico cercano a la superficie por el cual las ondas sísmicas se propagan. Estas propiedades son la impedancia (la resistencia al movimiento de las partículas; Aki y Richards, 1980) y el amortiguamiento (relacionada con la atenuación).

Es ampliamente conocido que cada tipo de suelo tiene una respuesta dinámica particular frente a las vibraciones. En el caso de terremotos, básicamente porque no todos ellos transmiten la onda sísmica de la misma forma, pudiendo existir grandes diferencias de amplitud y de duración de un lugar a otro dependiendo de la estructura del suelo. Usualmente los suelos jóvenes y blandos amplifican el movimiento respecto a suelos más compactos, antiguos o estratos rocosos. En la propagación de las ondas a través de la capa más superficial del terreno, se producen distintos fenómenos físicos que originan una composición final del movimiento formado principalmente por: ondas directas y reflejadas P y S, un grupo de ondas que son producto de la dispersión y difracción de las anteriores donde se incluye la onda coda, y las ondas superficiales.

Los suelos blandos que forman estratos superficiales de baja velocidad atrapan energía, amplifican todas las frecuencias debido a la disminución de la impedancia sísmica, incrementándose básicamente las frecuencias resonantes. Varios investigadores han mostrado que para depósitos de espesor dado, la respuesta sísmica será mayor donde las unidades geológicas tengan los valores de impedancia más bajos y donde el contraste de impedancia entre la capa superficial y la subyacente sea el mayor. ("Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation", 2004, Pág. 76).

En el caso de las ondas de corte polarizadas horizontalmente (SH), la impedancia puede definirse como el producto de la densidad ρ , la velocidad de corte V_s y el coseno del ángulo de incidencia, como a continuación se presenta:

$$I = \rho \cdot V_s \cdot \cos \theta; \quad \cos \theta \cong 1 \quad \text{Así: } I = \rho \cdot V_s \quad (4.1)$$

El ángulo de incidencia, θ , es usualmente pequeño cerca de la superficie terrestre y, por tanto, su coseno puede ser considerado igual a 1. Como las ondas sísmicas pasan a través de una región de impedancia decreciente, la resistencia al movimiento decrece y, para conservar la energía, la amplitud de las ondas sísmicas se incrementa. Cuando hay decrementos agudos en la impedancia debajo de la superficie terrestre, como en las interfaces de sedimento-roca, se observa un aumento de la amplitud de las ondas sísmicas ascendentes debido a la resonancia, como en el caso de algunas ondas sísmicas que transmitidas en las capas superiores son atrapadas allí y comienzan a rebotar.

El amortiguamiento interno o atenuación inelástica depende de la magnitud de las deformaciones dinámicas generadas en los materiales durante vibraciones como los sismos. Es considerablemente mayor en suelos blandos que en rocas duras y mitiga el aumento de la amplitud del movimiento sísmico debido a la resonancia. Por tanto, a más fuerte un sismo, mayor el amortiguamiento y menor la amplificación.

El principal fenómeno responsable de la amplificación del movimiento en sedimentos blandos es el agrupamiento y no escape de las ondas en esta capa debido al contraste de impedancias entre la base rocosa más rígida y dicho estrato de suelo. Para el caso más simple de un suelo con densidad ρ_1 y velocidad de onda de corte V_{s1} sobre una capa más rígida de densidad ρ_2 y velocidad de onda cortante V_{s2} , el contraste de impedancias C se expresa de la siguiente forma:

$$C = \frac{\rho_2 \cdot V_{s2}}{\rho_1 \cdot V_{s1}} \quad (4.2)$$

Para entender el concepto básico del efecto de sitio, la simplificación del fenómeno físico complejo ayuda en gran manera. Así, cuando el sedimento es horizontalmente estratificado (unidimensional), este entrampamiento afecta sólo a las ondas de cuerpo que viajan arriba y abajo en las capas superficiales (Figura 4.3). Cuando los sedimentos forman estructuras bidimensionales y

tridimensionales, debido a variaciones en el espesor del suelo, este entrampamiento afecta además a las ondas superficiales que se desarrollan en las interfaces sedimento - roca base y así rebotan hacia adelante y hacia atrás. En todos los casos, este efecto es máximo cuando las ondas que rebotan están en fase con otras. La interferencia entre estas ondas atrapadas conduce a la resonancia.

La resonancia, por lo tanto, es un fenómeno dependiente de la frecuencia y está relacionado con las características geométricas y mecánicas de la estructura de suelo (la densidad, las velocidades de las ondas P y S, el amortiguamiento). Mientras el modelo de resonancia es muy simple en el caso unidimensional, la resonancia vertical de ondas de cuerpo se hace complejo en estructuras bi y tridimensionales. La frecuencia fundamental resonante puede variar entre 0.2 hz (para depósitos de gran espesor o materiales sumamente blandos) y 10 hz o más (para depósitos bastante delgados o rocas intemperizadas). La amplitud de los picos fundamentales resonantes está principalmente relacionada con el contraste de impedancias entre el suelo superficial y el estrato rocoso subyacente, el amortiguamiento de los sedimentos y en un menor grado con las características del campo de ondas incidentes (el tipo de ondas, el ángulo de incidencia, efecto de campo cercano o lejano, etc). Para el caso más simple comentado anteriormente, la amplificación a la frecuencia fundamental de resonancia está dada por la siguiente fórmula:

$$A_0 = \frac{2}{\frac{1}{C} + 0.5 \cdot \pi \cdot \zeta_1} \quad (4.3)$$

Donde: C es el contraste de impedancias y ζ_1 es el amortiguamiento de los sedimentos. Para el caso de amortiguamiento muy bajo ($\zeta_1 \approx 0\%$), la máxima amplificación resulta el doble del contraste de impedancias. Otra observación interesante es que cuando la longitud de onda λ ($\lambda = V_s \cdot T$) es mucho mayor que el espesor del estrato (significa que $\omega H/V_s \cong 0$), la amplitud de los desplazamientos superficiales se duplican. Esto es llamado efecto de superficie libre y es causado por ondas sísmicas ascendentes que son reflejadas en la

superficie de la tierra. En dicha superficie, tanto las ondas ascendentes y descendentes reflejadas están exactamente en fase y la amplitud resultante en dicha posición es duplicada. (“Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation”, 2004, Pág. 143).

La Figura 4.3 representa una ilustración del efecto de resonancia en el dominio de la frecuencia, en particular para una capa sedimentaria de resistencia baja que cubre la roca dura (el contraste de impedancias $C = 5$). Sin tener en cuenta el efecto de superficie libre, donde la amplificación sería duplicada como se mencionó antes, un estrato de 100 m de espesor produce picos de amplificación en aproximadamente 0.5, 1.5, 2.5 hz y mayores frecuencias. De otra parte, una capa de 50 m produce picos en 1, 3 hz y a más altas frecuencias. Puede decirse entonces que la amplificación de picos máximos disminuye con incremento de la frecuencia, debido a la consideración de la atenuación inelástica o amortiguamiento, que en este caso específico toma un valor relativamente grande. Ha sido mostrado, tanto experimental como teóricamente, que esta amplitud muy a menudo alcanza valores entre 6 y 10, mientras que en el caso extremo excede los 20 (un elevado contraste de impedancias y un bajo amortiguamiento).

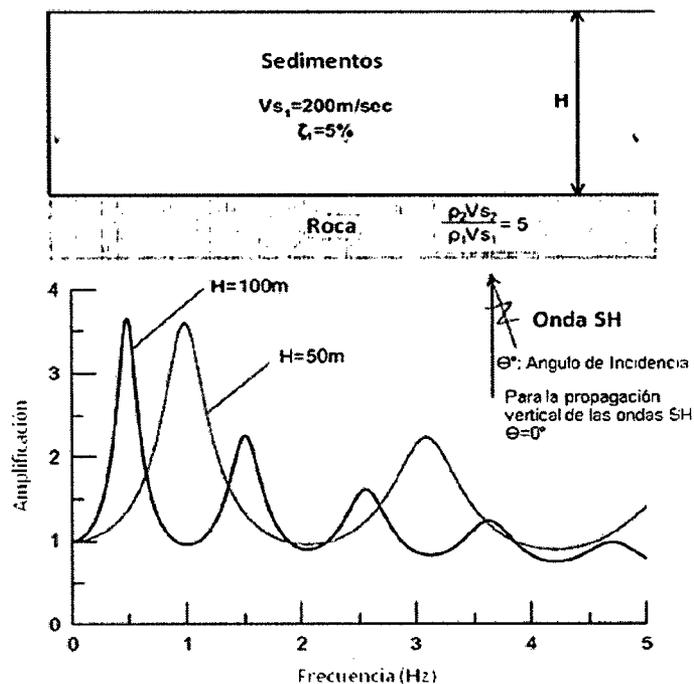


Figura 4.3: Modelo Unidimensional de Amplificación de Ondas.
(adaptado de “Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation”, 2004)

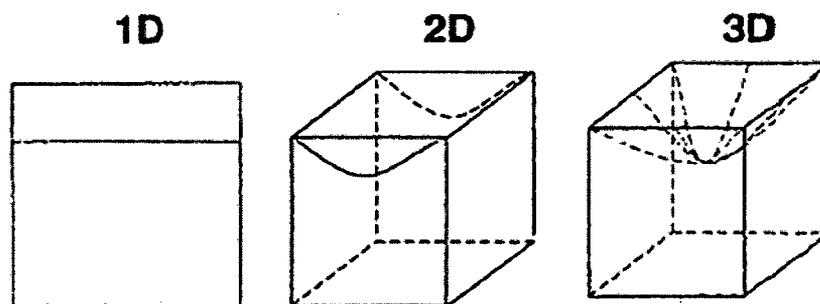
En el caso de estructuras de 2 y 3 dimensiones, la frecuencia fundamental depende también de la geometría del depósito de suelo. La geometría lateral de estas estructuras afecta el nivel de amplificación en frecuencias resonantes especialmente cuando el amortiguamiento del material es bajo. Los efectos complejos que son generados debido a la extensión lateral finita son producto de las zonas de discontinuidades (bordes, fallas, etc) y a las ondas superficiales propagadas lateralmente. El efecto de estas ondas es manifestado de dos modos:

- Cuando la extensión de la estructura de suelo es mucho más grande que su grosor máximo (depósitos superficiales), las ondas tienen las mismas características frecuenciales que en la resonancia unidimensional.
- Sin embargo, cuando la extensión del depósito de suelo es comparable a su grosor (depósitos profundos) y el reflejo hacia adelante y hacia atrás de las ondas emergentes están en fase, las ondas interfieren mutuamente produciendo un modelo de resonancia bidimensional. Los mismos efectos de resonancia están implicados en la modulación de ondas sísmicas debido a estructuras de suelo tridimensionales. La consideración de la segunda y tercera dimensión lateral en los fenómenos de propagación de ondas, para el caso de la resonancia 2D y 3D, conduce a un aumento tanto de la amplificación del movimiento como de los valores de las frecuencias pico.

Una comparación interesante entre la resonancia 1D, 2D y 3D, y los picos espectrales de amplificación es presentada en la Figura 4.4. Las diferencias entre la resonancia 1D y 2D son mucho más pronunciadas que entre los casos 2D y 3D. Esto quiere decir que la consideración de la tercera dimensión en la simulación del movimiento genera diferencias cuantitativas en relación con el análisis 2D (una amplificación mucho mayor y un pequeño cambio en frecuencias resonantes). (“Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation”, 2004, Pág. 144).

En el dominio del tiempo, estas patentes de resonancia afectan las amplitudes máximas del movimiento (principalmente la aceleración pico, PGA, y la velocidad

pico, PGV), las formas de onda y la duración del movimiento, sobretodo en estructuras de suelo bidimensionales. Pruebas experimentales (registros) de terremotos recientes (Ciudad de México, Loma Prieta, Northridge y otros) mostraron que la PGA fue 4 veces mayor en suelo que en sitios de roca. Asimismo, los análisis estadísticos de registros han mostrado que la PGA es amplificada con mayor probabilidad cuando la frecuencia fundamental resonante de un sitio excede 2 - 3 hz. De otra parte, también fue observado que depósitos arenosos licuables inducen una reducción importante de la aceleración máxima (caso de Kobe). Por lo tanto, los valores de PGA sobre sedimentos no pueden ser predichos con franqueza de valores de PGA sobre la roca, esto está relacionado fuertemente con los fenómenos no lineales en el comportamiento del suelo. Una tendencia general sin embargo existe, para niveles moderados de aceleración ($< 0.2 - 0.3g$), en el sentido que se espera la amplificación de la PGA en sitios de suelo respecto a sitios de roca.



Funciones de Transferencia para el punto central de una irregularidad sinusoidal

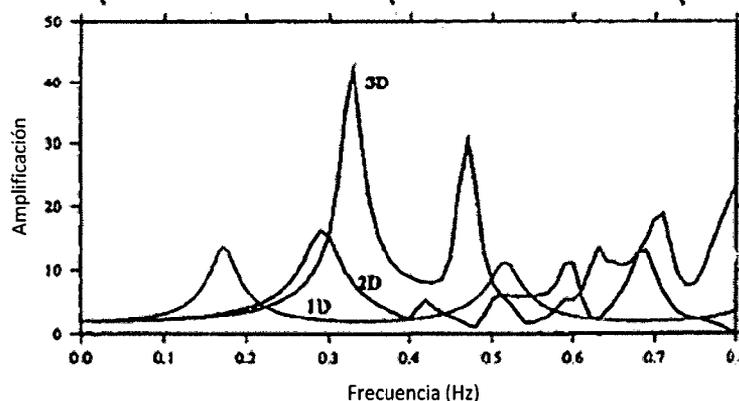


Figura 4.4: Respuestas espectrales teóricas en el centro de depósitos de 1D, 2D y 3D.
(Bard y Riepl, 1999)

El comportamiento amplificadorio de la PGA puede ser atribuido a:

- El hecho de que en suelos con velocidades de ondas S bajas, la energía acumulada causa la amplificación y, por lo tanto, como el suelo se hace "más blando", la amplificación se hace mayor (rango elástico).
- El hecho de que ante una carga dinámica intensa la resistencia cortante del suelo disminuye, entonces, la aceleración máxima se hace menor y el período predominante cambia a un valor más alto (comportamiento no lineal de materiales geológicos).

En cuanto a la duración del sismo, todos los estudios recientes reportan un aumento significativo de ésta para el caso de sedimentos con estratigrafías complejas y sobretodo en períodos altos. Este hecho estaría estrechamente relacionado con la geometría del depósito (2D o 3D) y la existencia de fuertes discontinuidades laterales.

4.2.3 Influencia de la Topografía Superficial

La amplificación debido a la topografía ha sido identificada tanto en estudios teóricos como empíricos. La cima de colinas solitarias, las crestas extensas, los bordes de plateas y los barrancos son zonas donde usualmente ocurre amplificación debido a la difracción y el enfocamiento de las ondas. Los principales resultados demuestran que la amplificación topográfica es máxima en la cima de una montaña, y es máxima a la frecuencia a la cual una longitud de onda de corte iguala el ancho de su base. Los movimientos a los lados de las montañas no son tan amplificados, y los movimientos a lo largo de la base son por lo general deamplificados con respecto a movimientos lejanos al cerro. Ha sido reportado luego de terremotos destructivos (Friuli 1976 e Irpinia 1980 en Italia, Chile 1985, Whittier Narrows 1987, Kozani 1995 y Atenas 1999 en Grecia) que las construcciones localizadas en las cimas de las colinas o montañas sufrieron más daños considerables que las localizadas en las zonas bajas (Brambati et al., 1980; Siro, 1982; Celebi, 1987; Kawase y Aki, 1990). La Figura 4.5 muestra la amplificación de la aceleración del movimiento a lo largo de una pendiente.

Existen pocas pero confiables pruebas instrumentales que evidencian que la topografía afecta la amplitud y el contenido de frecuencias de los sismos (Geli et al., 1988; Faccioli, 1991; Finn, 1991; Chávez-García et al., 1996; LeBrun et al., 1999; Jibson, 1987). Dos ejemplos conocidos de aparentes efectos topográficos son: el observado en el estribo de la Presa Pacoima durante el terremoto de San Fernando en 1971 (Boore, 1972), donde fue registrada una extraordinariamente alta aceleración de 1.25g en la cresta de un canto estrecho adyacente a la presa, y el ocurrido en la estación Tarzana durante el terremoto de Northridge (1994) para el cual la amplificación fue del orden de 5 en los alrededores de 3 hz, alcanzando valores máximos de aceleración comparables. En Europa, registros de movimiento débiles (Bard y Meneroud, 1987 y Nechtschein et al., 1995; Chávez-García et al., 1996; LeBrun et al., 1999) reportaron observaciones similares de grandes amplificaciones, casi con una proporción de 10, en una estrecha banda de frecuencias alrededor de 5 hz.

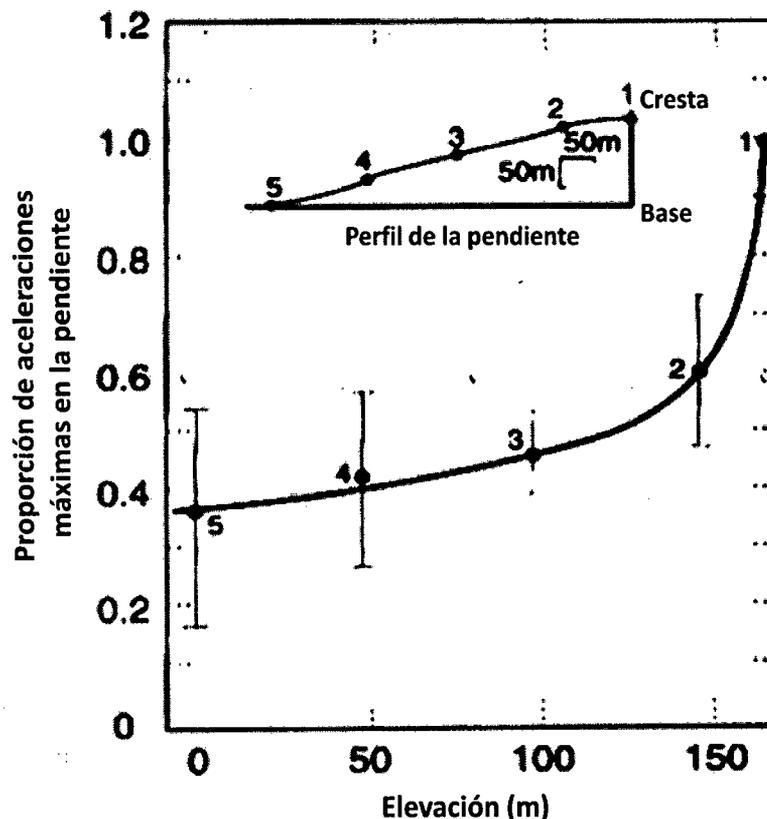


Figura 4.5: Aceleraciones máximas normalizadas registradas en la superficie de una montaña en Matsuzaki, Japón. (Jibson, 1987)

Los modelos teóricos predicen la amplificación sistemática del movimiento sísmico en topografías convexas como montañas, mientras que en geometrías cóncavas como valles se observa la deamplificación de este. Según Bard (1999), estos efectos están relacionados principalmente con tres fenómenos físicos:

- a) La sensibilidad del movimiento superficial al ángulo de incidencia cuando éste se encuentra cercano al crítico, sobretodo para ondas SV (ondas de corte propagadas verticalmente).
- b) El enfoque y desenfoque de las ondas sísmicas a lo largo del relieve topográfico.
- c) La difracción de las ondas de cuerpo y las superficiales que se propagan hacia abajo y hacia afuera de los contornos topográficos produciendo el modelo de interferencia entre ondas directas y difractadas.

Diferentes investigadores han contribuido a definir la importancia de varios parámetros:

- La naturaleza de las ondas incidentes es estudiada por Ashford y Sitar (1997), quienes reportaron que la amplificación de las ondas SV incidentes es mayor porque la reflexión y la difracción de las ondas SH (ondas de corte propagadas horizontalmente) no generan otros tipos de ondas.
- El ángulo de incidencia ha sido estudiado también por Ashford y Sitar (1997), quienes encontraron que en general la mayor aceleración absoluta en la cresta es observada para el caso de ondas que se propagan verticalmente.
- Boore et al. (1981) y Ashford y Sitar (1997) estudiaron el efecto de la inclinación de la pendiente y observaron que la amplificación se incrementa cuando la cuesta se hace más escarpada.
- La variación espacial de un sismo a lo largo de la orilla de cañones con geometría diferente (triangular, semicilíndrica, semielíptica, etc) ha sido estudiada por Sánchez-Sesma et al. (1982), Trifunac (1973) y Wong y

Trifunac (1974). Todos remarcan la importancia de la proporción entre el ancho del cañón y la longitud de onda de las ondas incidente SH y el ángulo de incidencia.

- El contenido de frecuencias del movimiento de entrada es también un parámetro clave. Es observado que para longitudes de onda grandes, es decir frecuencias muy bajas, los efectos topográficos son insignificantes. Los efectos se hacen significativos para longitudes de onda comparables con las características geométricas del relieve (Ashford y Sitar, 1997; Ohtsuki y Harumi, 1983).
- Otros parámetros como la estratigrafía del suelo y sus propiedades dinámicas (G_0 , el amortiguamiento, etc) tienen además un efecto importante sobre la modulación cualitativa y cuantitativa del movimiento sísmico en las irregularidades topográficas.

Las principales conclusiones de los resultados instrumentales y teóricos pueden ser resumidas en lo siguiente:

- La amplificación es generalmente mayor para las componentes horizontales que para las verticales.
- Si es más escarpada la pendiente, mayor será la amplificación en la cresta.
- Cualitativamente los efectos máximos corresponden a longitudes de onda comparables con la dimensión horizontal del rasgo topográfico.
- El valor absoluto de la proporción de amplificación no puede ser estimado o calculado, entre otros motivos, porque generalmente la amplificación del desplazamiento en la cresta es combinada con una deamplificación en la base de la irregularidad topográfica y sus valores absolutos respectivos no son fácilmente estimados a priori.
- La superficie topográfica, en su forma más simple, consiste de superficies convexas (como montañas y colinas) o superficies cóncavas (como valles

y cañones), cada una con diferente comportamiento durante un terremoto. En el caso de topografías convexas, se observan amplificaciones significativas en la cresta comparadas con la base, mientras que en las cóncavas, la amplificación varía principalmente en las zonas laterales más que en la base.

4.3 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN

Existen varios métodos que pueden ser usados para la evaluación de efecto de sitio. La opción del método a utilizar por lo general está relacionada con la importancia del proyecto al cual es aplicado. Generalmente, los métodos son clasificados en cinco categorías principales:

- Las técnicas experimentales-empíricas, que utilizan registros sísmicos (acelerogramas) o registros de vibración ambiental para estimar las características básicas del movimiento sísmico esperado usualmente en el dominio de frecuencia.
- Los métodos empíricos, que evalúan parámetros de los sismos como la aceleración, la velocidad y espectros de respuesta basados en la clasificación de sitio, la velocidad de onda de corte promedio, la topografía, la magnitud del terremoto y relaciones de amplificación existentes. Por lo general estos métodos son incorporados en códigos sísmicos.
- Los métodos semiempíricos, que crean registros tiempo-historia de movimientos sísmicos posibles combinando registros sísmicos de menor magnitud pequeños como movimientos elementales (p. ej. las funciones de Green); estos métodos pueden representar el proceso de ruptura de la falla y los efectos de asperezas.
- Los métodos teóricos, que calculan los efectos de sitio por un modelo analítico y más a menudo numérico de propagación de ondas (1D, 2D o 3D) donde diferentes tipos de ondas con ángulos de incidente diferentes pueden ser usados. La ventaja principal de estos métodos es la posibilidad de usar relaciones constitutivas complejas para describir el

comportamiento dinámico del suelo y la capacidad de modelar con exactitud la estratigrafía del sitio y su topografía.

- Los métodos híbridos, que calculan los registros tiempo-historia de sismos acoplado una componente de período largo determinada por un modelo de falla sísmica teórico con un modelo de propagación de ondas sísmicas computacional teniendo una componente de período más corto obtenida por un método semiempírico.

4.3.1 Cociente Espectral Estándar “SSR”

Conocido comúnmente como Cociente Espectral, la Relación Espectral Estándar o SSR por sus siglas en inglés (Borcherdt, 1970), es la técnica más popular y extensamente utilizada para caracterizar la amplificación de sitio. Muchos estudios previos, desde los años 70, han aplicado las relaciones espectrales para estimar la respuesta de sitio (Borcherdt y Gibbs, 1970; Lermo y Chávez-García, 1993; Field y Jacob, 1995; Theodulis et al., 1996).

El Cociente Espectral Estándar se define como la proporción de los Espectros de Amplitudes de Fourier de un mismo sismo registrado en el sitio de interés frente al registrado en un sitio de roca cercano, considerado como estación o sitio de referencia (Figura 4.6). El SSR también es denominado por muchos investigadores como *Función de Transferencia*. Al tratarse de registros en suelo y roca del mismo movimiento, la fuente sísmica es la misma, y cuando los dos sitios son cercanos, el efecto de trayectoria también es considerado el mismo. De ahí que dicha relación expresa sólo el efecto de las condiciones de suelo locales en el sitio específico.

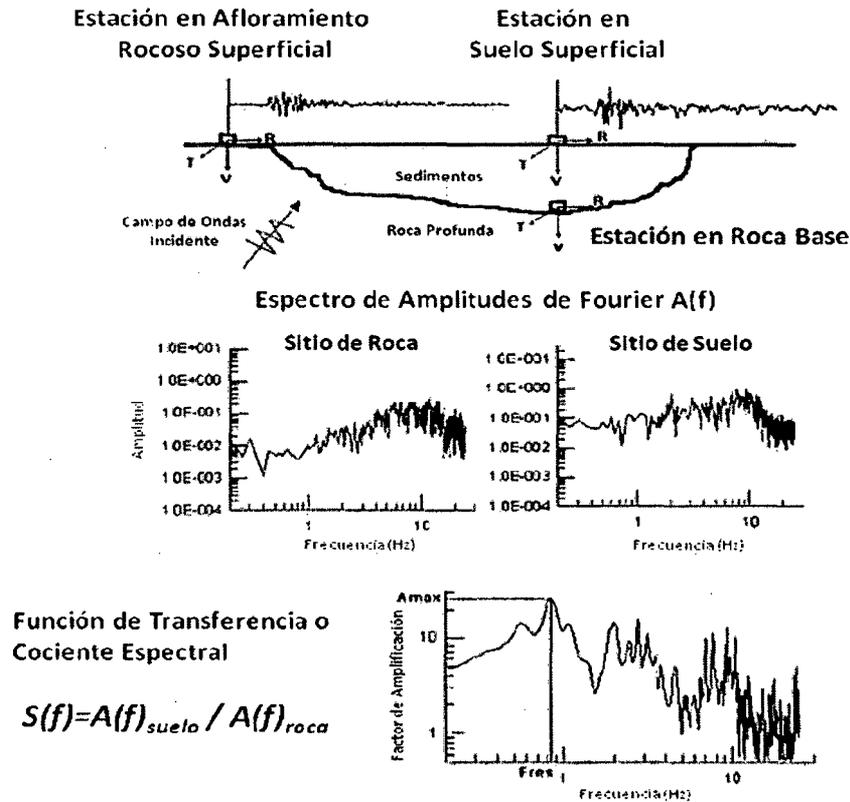


Figura 4.6: Descripción General del Método: Cociente Espectral Estándar (SSR).
(adaptado de "Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation", 2004)

La estación de referencia generalmente es un sitio de afloramiento de roca. Una perforación con un acelerógrafo downhole instalado en roca base es menos frecuente. Las condiciones básicas para el uso de esta técnica en el caso de una estación de referencia superficial son:

- La existencia de registros simultáneos en un sitio de suelo y en el sitio de referencia.
- Teóricamente, el sitio de referencia no debe presentar alguna clase de efecto de sitio (sedimentos y/o topografía). Sin embargo, a menudo no es válida la condición de un sitio de referencia sin efectos de sitio, por ejemplo debido a la inherente meteorización de la roca superficial.
- La distancia entre el sitio de suelo y el de referencia tiene que ser pequeña (p. ej. menor que la distancia epicentral), de manera que el efecto de trayectoria de la energía sísmica sea el mismo para los dos sitios.

Dado que los movimientos reales en la roca profunda no son usualmente registrados, los investigadores por razones prácticas usan los registros sísmicos en la roca superficial haciendo una suposición crítica. Dicha suposición es considerar al movimiento registrado en la roca superficial como equivalente al movimiento que llega a la base de los depósitos de suelo. La influencia de esta consideración fue estudiada, entre otros, por Steidl et al. (1996), quienes analizaron réplicas del sismo de Landers, California ($Ml = 4.7$) registrados en roca superficial, profunda y a distintas profundidades en el estrato de suelo. Las divisiones espectrales utilizando dichos registros permitieron reconocer que la roca superficial amplifica el movimiento de 2 a 4 veces entre 2 Hz y 5 Hz. Esto demostraría, como ellos definen, que los afloramientos rocosos presentan un efecto de sitio "por sí mismos" en dichas frecuencias y no la respuesta plana teórica asumida para una estación de referencia. Hipotéticamente, dicho efecto de sitio estaría asociado a su grado de intemperización y fracturamiento, así como inevitablemente a la superficie libre que causa una caída de la velocidad de las ondas. A pesar de esto, el uso de registros superficiales sigue siendo el más común y aceptado.

4.3.1.1 Estación de Referencia

Steidl et al. (1996) definen a una estación de referencia como una ubicación que presenta una función de transferencia plana con una amplitud de uno, adicionalmente este semiespacio se comporta como la roca base debajo de los estratos de suelo con la excepción del efecto de la superficie libre.

Dado que los movimientos reales en la roca profunda no son usualmente registrados, los sismólogos por razones prácticas usan los registros sísmicos en la roca superficial haciendo dicha suposición. Un registro de vibración por sismo, en este caso un acelerograma, puede ser calculado como la convolución de la fuente, trayectoria, efecto de sitio y respuesta instrumental. La siguiente formulación involucra dichos términos en:

$$A_{ij} = S_i(f) \cdot P_{ij}(f) \cdot G_j(f) \cdot I_j(f) \quad (4.4)$$

Donde: $S_i(f)$ es el término de fuente para el evento i , $P_{ij}(f)$ es el término de trayectoria entre la estación j y el evento i , $G_j(f)$ es el término de sitio para la estación j y $I_j(f)$ es el término de respuesta instrumental para la estación j . La relación espectral es obtenida dividiendo el mismo tipo de espectro de aceleración para la estación j y la estación de referencia k .

Ya que la relación espectral es tomada para un único evento, el término de fuente $S_i(f)$ podría anularse de la relación ya que sería el mismo para ambas estaciones j y k , asumiendo que están al mismo azimut con respecto a la fuente. Adicionalmente, la respuesta instrumental debería ser removida de la data primero. Si la separación entre las estaciones j y k es mucho menor que sus respectivas distancias hipocentrales, probablemente sea una buena suposición cancelar los términos de trayectorias. Si ese no es el caso, una corrección de trayectoria puede ser hecha para que corrija el factor geométrico de propagación multiplicando los datos por su distancia hipocentral o por el tiempo S-P.

4.3.2 Cociente Espectral "HVSR"

En la práctica no siempre están disponibles sitios de referencia adecuados, como lo requiere la técnica SSR anteriormente explicada. Por esta razón, diferentes métodos que no dependen de sitios referenciales han sido desarrollados. Uno de estos métodos es el Cociente o Relación Espectral Horizontal/Vertical, también llamado Cociente Espectral HVSR por sus siglas en inglés. Esta técnica sumamente simple consiste en usar la proporción espectral de la componente horizontal del movimiento sobre la componente vertical, estimando las amplitudes de Fourier a frecuencias diferentes. La suposición básica del método es que la componente vertical del movimiento, en casos donde la estratigrafía el suelo es plana y horizontal, no sufre ninguna clase de influencia relacionada con las condiciones de suelo en el sitio de registro. Lermo y Chávez-García (1993) lo aplicaron inicialmente a la porción de ondas S de registros sísmicos obtenidos en 3 sitios dentro de la Ciudad de México. Generalmente, los Cocientes Espectrales SSR y HVSR exponen semejanzas,

con una mayor coincidencia en frecuencias que en las amplitudes de los picos resonantes. La Figura 4.7 muestra la descripción general del método.

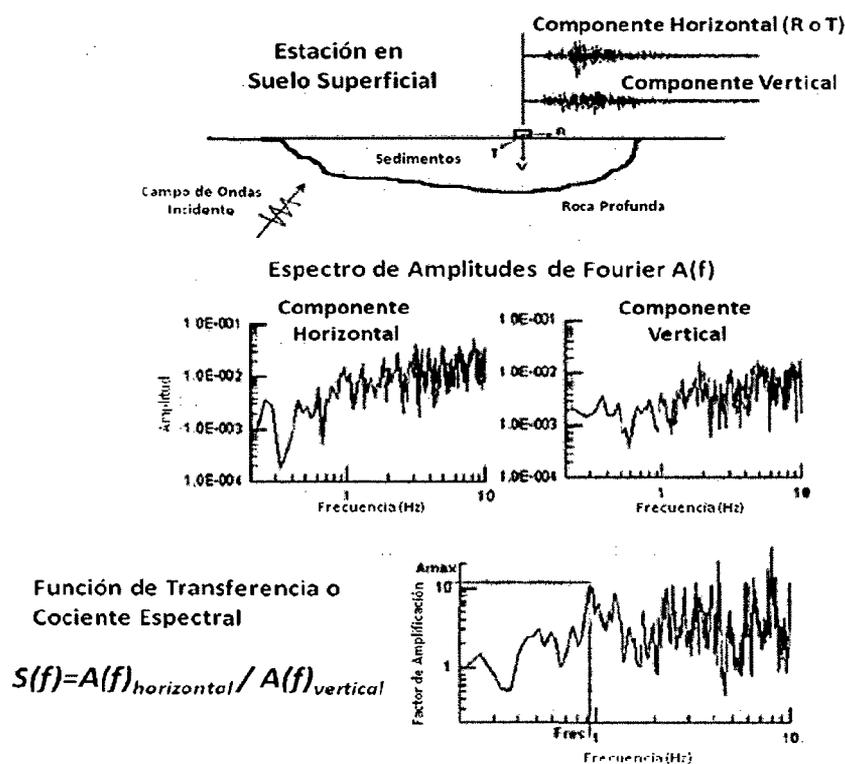


Figura 4.7: Descripción General del Método: Relación Espectral Horizontal/Vertical (HVSr). (adaptado de "Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation", 2004)

4.3.3 Cociente Espectral "RRS"

El Cociente Espectral RRS (por sus siglas en inglés) es llamado a su vez "Relación de Espectros de Respuesta" y es similar al SSR en su formulación. Es uno de los métodos utilizados para cuantificar la influencia de las condiciones de sitio sobre los movimientos experimentados en suelos y consiste en dividir los Espectros de Respuesta Elástica de aceleración absoluta ($\beta = 5\%$) de los respectivos sismos registrados tanto en suelo como en una estación de referencia (afloramiento rocoso o suelo firme). De otro lado, las gráficas de RRS, son más apropiadas para evaluaciones ingenieriles que envuelven Espectros de Respuesta y para la determinación de coeficientes de sitio en códigos sísmicos; sin embargo, esas proporciones no son independientes del movimiento en la roca. Al utilizar el Espectro de Respuesta en vez del Espectro de Fourier, este cociente permite comparar las aceleraciones, y de forma intrínseca las fuerzas

sísmicas, a las cuales una estructura particular estaría sometida durante un mismo sismo si se cimentara sobre suelo (estación de estudio) o sobre roca (estación de referencia).

Luego del sismo de Loma Prieta (Housner, 1990) se logró estudiar la amplificación en suelos blandos a través del Cociente Espectral RRS. En la Figura 4.8 se presentan Espectros de Respuesta Elástica promedio registrados en suelos blandos y sitios rocosos en San Francisco y Oakland durante dicho sismo. Mientras la aceleración en roca estuvo entre 0.08g y 0.1g, esta fue amplificada 2 o 3 veces hasta 0.2g o 0.3g en los sitios blandos. Las ordenadas espectrales en periodos cortos ($T \approx 0.2 - 0.3s$) fueron incrementadas en promedio de 2 a 3 veces. A su vez, la Figura 4.9 muestra el resultado de un estudio estadístico de la amplificación de los cocientes RRS, versus el periodo, para un número de sitios blandos durante este sismo (Joyner et al., 1994). Tanto la Figura 4.8 como la Figura 4.9 muestran que a periodos mayores (entre 0.5 y/o 1.5 - 2 s) la amplificación es aún mayor que a periodos cortos, con valores de RRS ahora en el rango de 3 a 6. Un comportamiento de amplificación similar pero con menores valores de RRS fue observado entre sitios de suelo rígido y sitios rocosos (Housner, 1990; Chang, 1991; Joyner et al., 1994). En algunos de estos sitios blandos, el máximo valor de RRS (RRS_{max}), ocurrió en periodos largos aparentemente relacionados con las características del depósito de suelo.

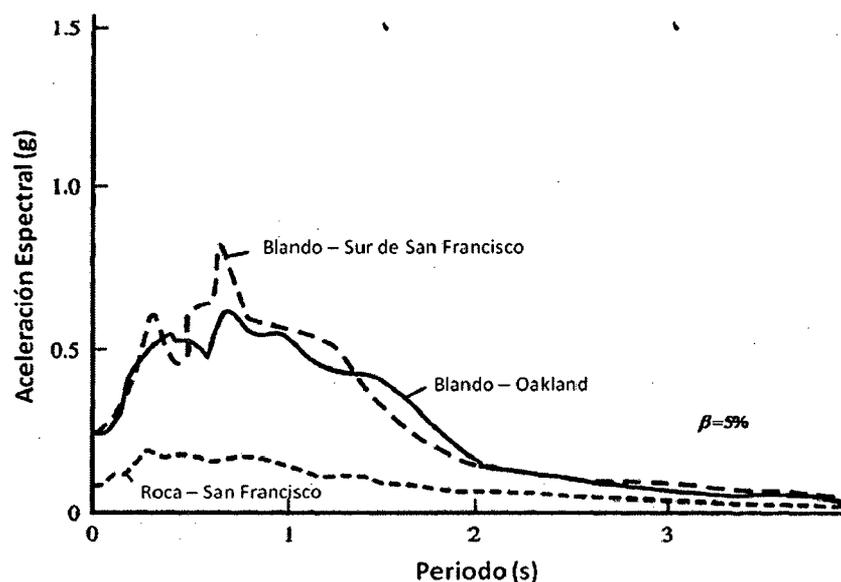


Figura 4.8: Espectros de Respuesta para sitios de suelos blandos y roca superficial, sismo de Loma Prieta (1989) - San Francisco y Oakland, (Housner, 1990)

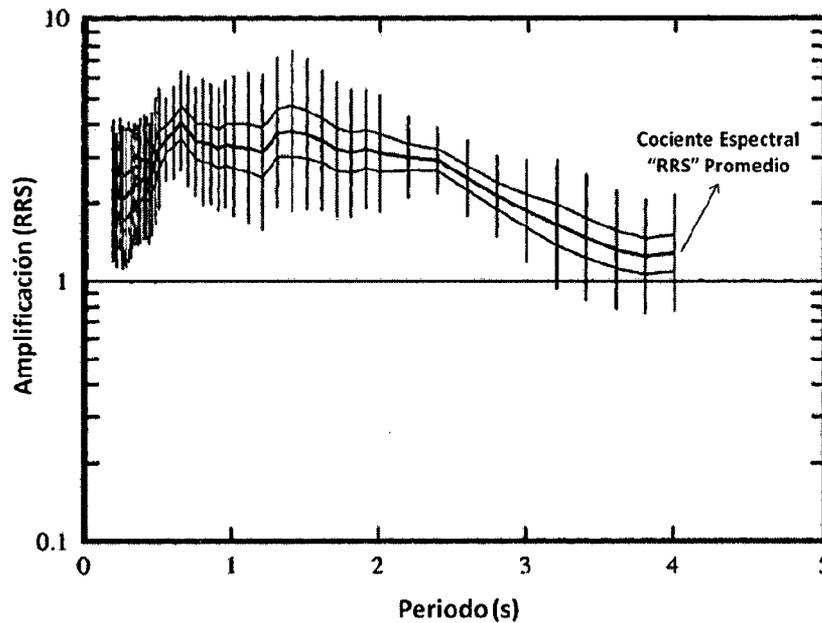


Figura 4.9: Cociente Espectrales RRS para sitios de suelos blandos, sismo de Loma Prieta (1989). Estudio estadístico: la curva media muestra el promedio geométrico. Las curvas por encima y por debajo representan el promedio \pm una desviación estándar. (Joyner et al., 1994)

Un caso aún más extremo de esta amplificación ha sido observado en depósitos arcillosos muy blandos de la Ciudad de México en periodos del orden de 2 a 3 s, con RRS_{\max} entre 3 y 20. Afortunadamente, tanto la poca resistencia como otras características de dicha arcilla hacen poco común esta gran amplificación. Se esperaría que el valor de RRS_{\max} en arcillas blandas sea controlado por 2 factores principales: la relación de impedancias $C = \left(\frac{V_R \gamma_R}{V_S \gamma_S} \right)$ y el amortiguamiento interno del suelo β_s . Una deducción útil de los factores que controlan el valor de RRS_{\max} y la amplificación en suelos blandos, mostrados en las Figuras 4.8 y 4.9, es provista por el modelo de amplificación 1D (estrato de suelo uniforme sobre roca elástica sujeto a propagación de ondas de corte; Roesset, 1977).

4.3.4 Comentarios sobre los Cocientes Espectrales SSR y HVSR

Los Cocientes Espectrales SSR y HVSR son las técnicas experimentales más comúnmente usadas para la estimación de la amplificación sísmica debido a

condiciones del terreno, llámese suelo o roca. Existen muchas referencias sobre resultados comparativos y sobre su aplicabilidad y confiabilidad.

Comparaciones detalladas entre el Cociente Espectral SSR y otras técnicas de estación de referencia (Field et al., 1992; Steidl, 1993; Field y Jacob, 1995) condujeron a unas cuantas conclusiones cualitativas básicas como:

- a) La estimación de efectos de sitio con el empleo del SSR es relativamente estable incluso si los registros son bastante ruidosos.
- b) El proceso debería estar basado en un número significativo de registros de sismos (el uso de un número limitado de registros debería ser evitado).
- c) El nivel de amplificación determinado con la técnica SSR es bastante similar al obtenido con otras técnicas.

Otras comparaciones entre los resultados de los métodos SSR y HVSR condujeron a conclusiones polémicas. Como ya se comentó anteriormente, Lermo y Chávez-García (1993) aplicaron el Cociente HVSR a las ondas S de registros sísmicos, ellos encontraron semejanzas con el Cociente Espectral Estándar SSR y una buena coincidencia tanto en las frecuencias como en las amplitudes de los picos de resonancia. Algunos otros investigadores usaron la técnica HVSR sobre registros de movimientos débiles y fuertes concluyendo que la forma de las relaciones espectrales presenta una estabilidad estadística muy buena con una dependencia menor de los efectos de la fuente y de la trayectoria. Asimismo, esto correlaciona bastante bien con la geología superficial, mientras su nivel de amplificación parece depender del tipo de onda incidente, un hecho que no afecta la frecuencia fundamental de resonancia.

Field y Jacob (1995), luego de comparaciones sistemáticas con otras técnicas, concluyeron que la forma de la función de transferencia es satisfactoriamente reproducida por la técnica HVSR, aunque haya una subestimación del factor de amplificación comparado con la SSR. Sobre el mismo asunto, Raptakis et al. (1998, 2000), usando una amplia data confiable del sitio experimental Euroseistest, demostraron que las diferencias significativas entre las amplitudes

de los métodos SSR y HVSR en la frecuencia fundamental se atribuyen a la amplificación considerable de la componente vertical debido a ondas Rayleigh difractadas en las discontinuidades laterales del depósito de suelo (Figura 4.10).

En conclusión, tanto la técnica SSR como la HVSR son confiables en la estimación de la frecuencia fundamental del perfil de suelo. Sin embargo, la amplitud de la amplificación es comparable sólo cuando la estratigrafía es horizontal y no existen variaciones laterales geométricas. En aquellos casos, dada la presencia de ondas superficiales propagándose hacia adentro, es esperado que parte de ellas afecten la componente vertical y así la amplitud del método HVSR. Por esta razón, en casos donde la estratigrafía no es plana ni horizontal, y siendo esto real en muchas condiciones de sitio, el empleo de la técnica HVSR debería ser aplicado con precaución al menos para la derivación del factor de amplificación en la frecuencia fundamental.

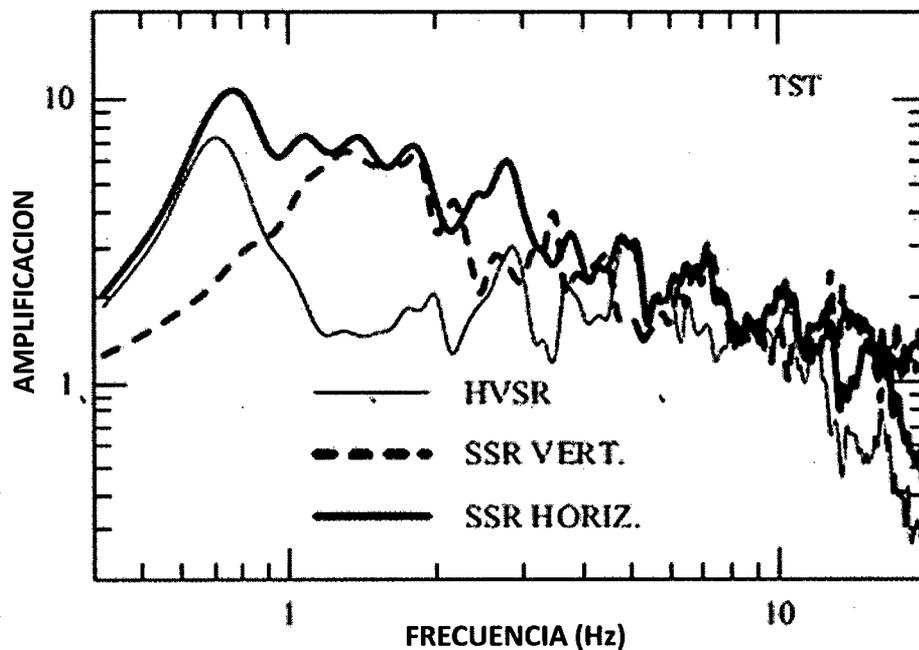


Figura 4.10: Principales Relaciones Espectrales: HVSR, SSR Vertical y SSR Horizontal.
(Raptakis et al., 1998)

4.3.5 Comentarios sobre los Cocientes Espectrales SSR y RRS

Como ya se mencionó, la Función de Transferencia o Cociente Espectral SSR, puede ser propiamente estimada dividiendo los espectros de Fourier de las

componentes horizontales de un sismo en suelo y roca cercanos. Esta relación espectral es constante para cada perfil de suelo sobre roca rígida y en su obtención, sin duda, existen casos más complejos que otros. De igual forma, se caracteriza por ser independiente del movimiento de entrada (movimiento en la roca), suponiendo un comportamiento lineal y la propagación vertical de ondas cortantes.

Si bien ambos cocientes espectrales presentan la misma formulación, cuantifican de manera diferente el contenido de frecuencias del movimiento al utilizar espectros distintos. A pesar de esto, deberían dar resultados parecidos excepto para periodos altos. Asimismo, es importante mencionar que un perfil de suelo dado no cuenta con un único Cociente Espectral RRS, independientemente de efectos de no-linealidad del suelo.

La Figura 4.11 ilustra la relación general entre la Función de Transferencia (SSR, línea negra) y el Cociente RRS de dos movimientos registrados en afloramientos rocosos durante el sismo de Loma Prieta (1989) a distancias epicentrales diferentes (g01090: 11.2 km y rin090: 79.7 km). Ambos cocientes espectrales, el SSR y el RRS, fueron computados en una versión modificada del software SHAKE91 propagando los movimientos en un perfil de suelo blando denominado *Redwood Shores* ($T_n \approx 2s$). Como puede verse, el movimiento registrado cerca de la fuente (g01090, línea azul) muestra en general una menor amplificación (valores más pequeños de RRS) en comparación con el movimiento más distante (rin090, línea verde), sobretodo en períodos menores a 1 s. Una de las razones podría deberse a que el movimiento cercano a la fuente fue relativamente más rico en frecuencias altas que el movimiento registrado en un sitio a mayor distancia epicentral. Similares tendencias del Cociente RRS como función del contenido frecuencial del movimiento se han notado para otros sismos y otros perfiles de suelo blando analizados.

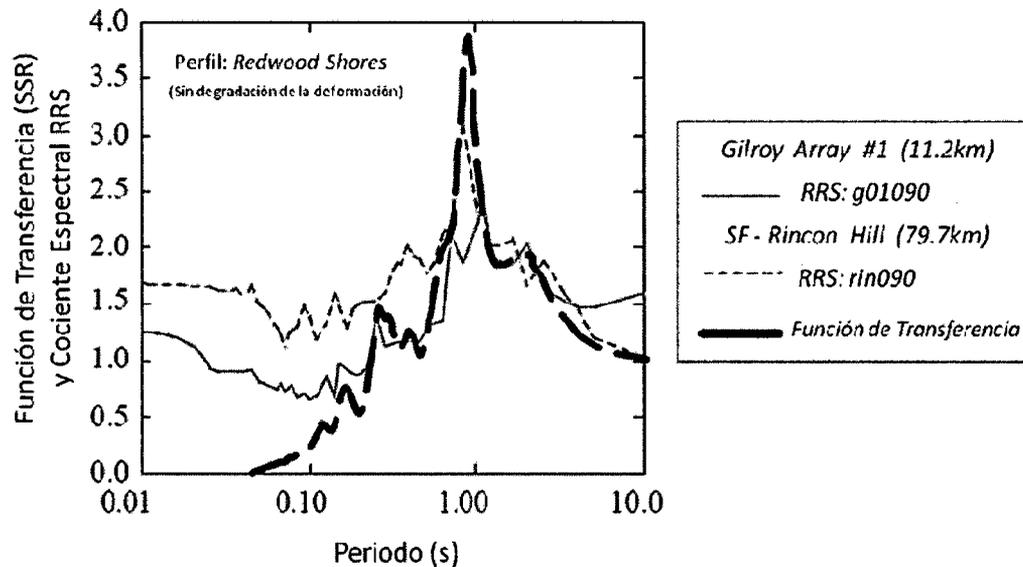


Figura 4.11: Función de Transferencia (SSR) y Cociente Espectral RRS para el perfil de suelo blando "Redwood Shores", computados en una versión modificada del SHAKE91 e impidiendo la generación de una respuesta dinámica no lineal. (adaptado de "The influence of ground motion characteristics on site response coefficients", 2003)

Para el caso del perfil de suelo blando estudiado en la Figura 4.11, ambos tipos de cocientes espectrales coinciden bastante bien en la estimación del periodo predominante de vibración, cercano a 1 s; sin embargo, difieren en los factores de amplificación obtenidos. La Función de Transferencia estima un factor poco menor a 4 y los estimados por los Cocientes RRS van de 2 a 3, dependiendo de la distancia epicentral.

Basado en la suposición que la energía de las ondas sísmicas se preserve, Joyner et al. (1981) propusieron que la amplificación a un periodo dado, medido por el *RRS*, debería ser aproximadamente proporcional a $(V_s)^{-0.5}$, donde V_s es la velocidad de ondas de corte del suelo superficial. A su vez, cálculos empíricos muestran que los factores de amplificación promedio calculados usando el SSR entre sitios de suelo y afloramiento rocosos cercanos son proporcionales a la velocidad de corte de los primeros 30 m (\bar{V}_s) elevado a un exponente (típicamente negativo); este exponente depende de la banda de periodos y de la amplitud del sismo en la roca (Borcherdt, 1993, 1994). Estos resultados son consistentes aquellos obtenidos de otra data sísmica por Borcherdt y Glassmoyer (1994), Midorikawa et al. (1994) y Boore et al. (1994, 1997), quienes

utilizaron Cocientes Espectrales RRS o SSR. Para movimientos en roca menores a 0.1g, Borchardt propone que los factores de amplificación son aproximadamente proporcionales a $\bar{V}_s^{-0.4}$ para periodos cortos y a $\bar{V}_s^{-0.6}$ para periodos mayores y cercanos a 1 s.

4.4 ANTECEDENTES DE EFECTOS DE SITIO EN LIMA

La presencia de daños en estructuras ocasionados por terremotos ha sido recurrente en ciertas zonas críticas de Lima y Callao. En dichos puntos el movimiento, y por tanto la intensidad sísmica, han sido incrementados por estratos de suelos menos compactos y/o configuraciones topográficas especiales. Históricamente, y más aún gracias a los terremotos de 1940, 1966 y 1974, quedó establecido que las zonas más susceptibles corresponden a La Molina, Chorrillos, Barranco, La Punta y El Callao. Igualmente se ha observado que el centro de la ciudad sufre menores intensidades de movimiento y daños. Actualmente se conoce que en distritos como Villa El Salvador también se observarían daños cuantiosos debido a la predominancia de suelos arenosos poco densos.

Las condiciones del subsuelo en los distintos distritos de Lima generan respuestas sísmicas únicas, a lo que denominamos efecto de sitio, y a lo que se asocia esta diferencia en los niveles de movimiento percibidos. Por citar, en el centro de Lima, donde predomina un depósito de grava aluvial de gran espesor con nivel freático profundo, siguen en pie edificaciones centenarias de adobe y quincha que han soportado numerosos sismos. Estructuras similares, en otros distritos donde pueden encontrarse suelos finos o arenosos poco densos con nivel freático superficial, ya han colapsado ante los mismos terremotos.

El último gran sismo que azotó la capital ocurrió el 3 de Octubre de 1974 ($M_s = 7.5$), registrándose una aceleración máxima de 0.25g. Las mayores intensidades (VII-VIII MMI) así como los principales daños se concentraron en tres zonas: al Oeste (puerto del Callao) donde instalaciones navales quedaron considerablemente dañadas, al Este (La Molina) donde estructuras recientemente construidas en la Universidad Nacional Agraria sufrieron daños

graves o colapsaron, y al Sur (Chorrillos) donde sufrieron básicamente edificaciones antiguas de adobe y quincha (Figura 4.12). Poco después del sismo, una investigación dirigida por Husid (USGS) concluyó que “existió una correlación clara entre intensidades elevadas y zonas con niveles freáticos superficiales o condiciones desfavorables del suelo, asociándose a posibles amplificaciones locales de sitio”.



Figura 4.12: Daños ocurridos durante el sismo de Lima del 03/10/1974.

Edificaciones de adobe y quincha en Chorrillos colapsaron. En la Molina un salón de clases y un laboratorio de la UNALM se dañaron parcialmente. En el Callao estructuras portuarias sufrieron severamente. (NEIC Web Site: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>)

La Figura 4.13 muestra la distribución de intensidades sísmicas durante este terremoto, aseverando lo citado anteriormente: intensidades máximas en Chorrillos, Barranco, El Callao y La Molina (VII-IX MMI), donde se observaron los mayores daños (Figura 4.12). El centro de Lima presentó intensidades entre V-VII MMI y daños menores. Esta figura es un claro ejemplo del efecto de sitio asociado a la amplificación sísmica.

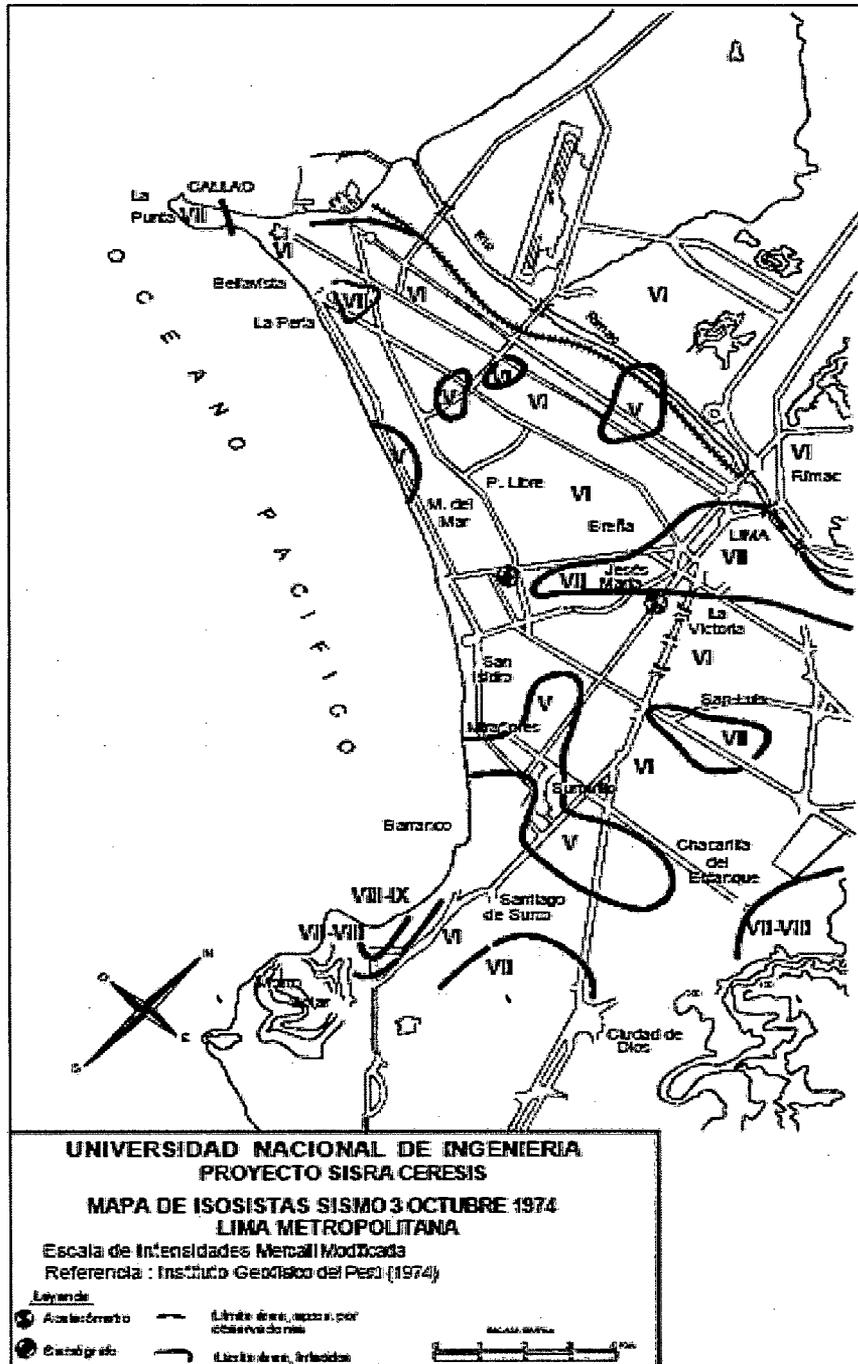


Figura 4.13: Distribución de Intensidades Sísmicas en Lima para el Sismo del 03/10/1974.
(Alva et al.)

CAPÍTULO V

ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE SEÑALES

5.1. ACELEROGRAMAS

Los acelerogramas son registros o grabaciones, décadas atrás analógicas y ahora digitales, de las aceleraciones del suelo producidas por cualquier movimiento de carácter sísmico. Los acelerógrafos son los instrumentos utilizados para registrar estas aceleraciones. Cada acelerograma consta de 2 componentes horizontales, generalmente EW y NS (ésta orientación es variable y queda a criterio del especialista) y 1 vertical (UD); es decir, el sismo se encuentra representado de manera tridimensional en el registro de aceleración (Figura 5.1).

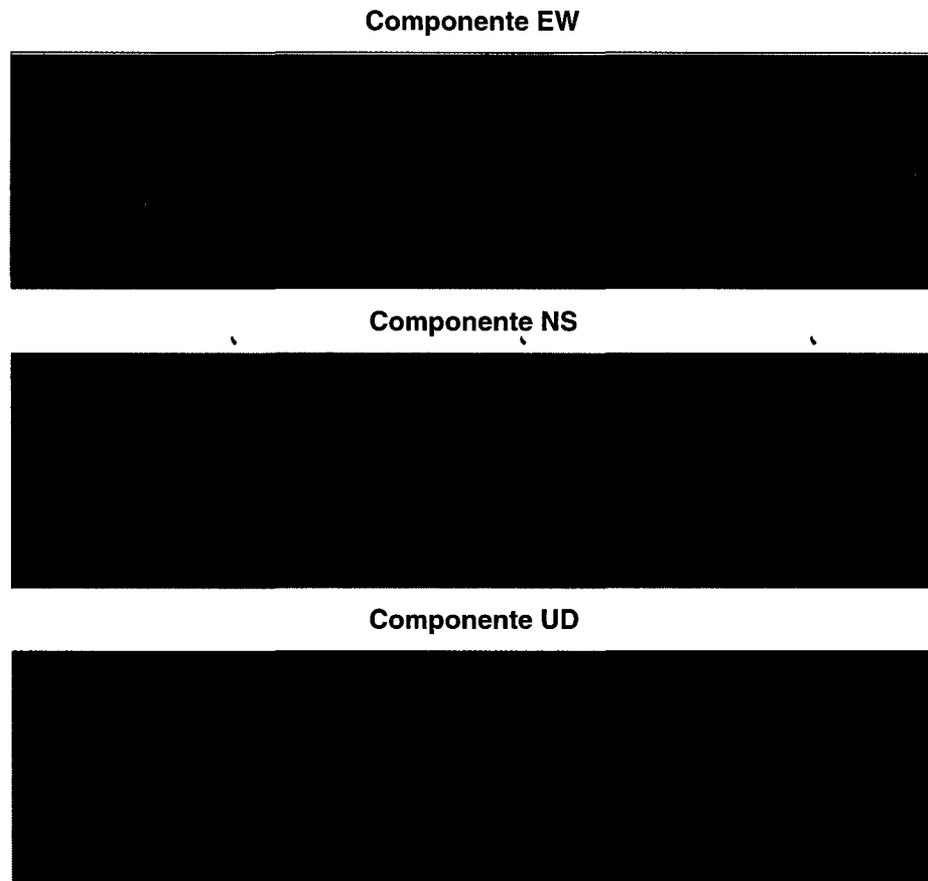


Figura 5.1: Acelerograma del Sismo de Pisco del 15/08/2007 ($M_w = 7.9$) registrado en la estación acelerográfica CAL (La Punta - Callao). (Elaboración propia)

Los acelerogramas registrados en suelo superficial incluyen “información” que es relacionada con tres etapas de la evolución del fenómeno sísmico:

- La activación de la fuente o ruptura de falla.
- La trayectoria de propagación de la energía sísmica.
- El efecto de la geología local en el campo de ondas registrado en sitio.

La amplitud física $r(t)$, potencialmente representando aceleración, velocidad o desplazamiento, y que es registrada en el sitio, puede ser escrita en el dominio del tiempo en la forma de la convolución de tres factores:

$$r(t) = e(t) * p(t) * s(t) \quad (5.1)$$

Donde: $e(t)$ es la señal de la fuente, $p(t)$ es la función que caracteriza la propagación desde la fuente al sitio y $s(t)$ expresa el efecto de las condiciones locales del sitio (efecto de sitio). Todos los factores antes mencionados contribuyen a la respuesta de sitio, tanto independientemente o en combinación con los otros.

De entre muchos investigadores, Newmark y Rosenblueth clasifican a los acelerogramas de la siguiente forma:

- Primera categoría: acelerogramas registrados en terreno firme a cortas distancias de focos superficiales. Se caracterizan por ser prácticamente un solo choque.
- Segunda categoría: registros con movimientos irregulares y de duración intermedia. Las ondas pueden tener una distribución muy uniforme y con periodos entre 0.05 y 6 segundos, o incluso mayores.
- Tercera categoría: acelerogramas de larga duración con periodos dominantes muy definidos.

Los siguientes puntos son de interés cuando se analizan acelerogramas:

- d) La duración de un sismo es trascendental en su capacidad destructiva. Algunos la definen como el lapso entre el primer y último pulso de aceleración que sobrepasa un umbral determinado. Sin embargo para la ingeniería resulta de mayor importancia la duración de la fase intensa del acelerograma.
- e) La frecuencia de las ondas representa el número de cruces por la amplitud cero. Como un sismo está compuesto de diversas ondas de distintas frecuencias se habla de manera general de un “contenido de frecuencias”.
- f) La distribución de la aceleración en un registro puede esquematizarse en tres fases: una aceleración creciente, otra de aceleración elevada idealmente estable y una tercera fase de descenso (Figura 5.2). En el inicio la amplitud es pequeña y está dominada por las ondas P que superan el umbral de disparo del acelerógrafo. Luego el movimiento aumenta en la medida que llegan las ondas S, con mayor energía, y finalmente se compone de ondas R o combinaciones de ondas S, P, R y L. La amplitud se mantiene elevada en un lapso variable denominado “fase intensa” para luego entrar en un proceso de decrecimiento.
- g) Los estudios realizados por varios autores encuentran una correlación entre la duración significativa del terremoto y su magnitud.

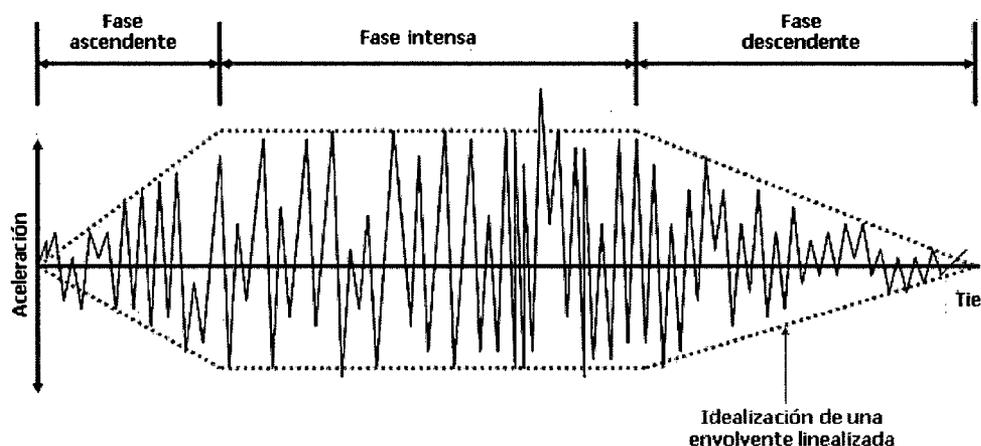


Figura 5.2: Representación de un acelerograma.
Se muestra la distribución de la aceleración en el tiempo. (A. Sarria, 2008)

5.1.1. Lectura y Procesamiento de Acelerogramas

Los registros tiempo-historia de aceleración (archivos *.EVT), obtenidos por acelerógrafos marca KINEMATRICS modelo ETNA, corresponden a valores o pulsos de voltaje, los cuales pueden ser observados directamente con el programa KMI de la misma empresa. Por lo tanto, los archivos *.EVT deben ser transformados a archivos ASCII mediante el ejecutable KW2CNTS32, obteniéndose los archivos de texto de extensión 1g3. Los archivos *.1g3 son los que se procesan mediante el software libre DEGTRA NET 2007 Ver. 1.0. Estos archivos están disponibles en este formato en la página web del CISMID-FIC-UNI.

- DEGTRA NET 2007: Software diseñado en el Instituto de Ingeniería de la UNAM por Ordaz et al., se trata de la última versión. Está diseñado para el análisis de señales sísmicas y todo registro de vibración que guarde el formato requerido. Permite aplicar filtros, obtener los espectros de Fourier y Respuesta, determinar relaciones espectrales, entre otras aplicaciones. En este caso se utilizó para determinar los espectros de Fourier y los espectros de Respuesta Elástica.

5.1.2. Corrección por Línea Base y Filtrado

El procedimiento denominado Corrección por Línea Base (offset) tiene por objeto eliminar el error instrumental presente durante la medición de señales sísmicas, aplicando una formulación matemática de compensación. Este error está asociado principalmente a una incorrecta nivelación del equipo y durante el procesamiento de los registros es el primer paso que se debe realizar. Adicionalmente, y según se hizo en este trabajo, es posible realizar el cortado de la señal antes y después del movimiento fuerte a fin de trabajar sólo con el sismo.

Del filtrado de las señales sísmicas podría decirse que es un proceso muy extendido entre los sismólogos. Con este filtrado se espera eliminar ondas de frecuencias muy altas y/o muy bajas, las cuales no son representativas del fenómeno sísmico ni de la respuesta del suelo. Estas frecuencias, más bien,

corresponden a ruidos de carácter ambiental y cultural asociados a las diversas actividades humanas. En la presente investigación se consideró conveniente aplicar el filtro pasa-banda en 2 rangos independientes: 0.1 hz – 10 hz y 0.1 hz – 20 hz, siendo cada uno aplicado a las señales crudas antes de procesarlas. Sin embargo, sólo se presentarán los resultados para las señales crudas al no observarse diferencias rotundas en los respectivos Cocientes Espectrales al aplicarse los filtros, sobretodo en el rango de frecuencias de interés ingenieril, lo que comprueba que estas proporciones se mantienen bastante constantes a través de las frecuencias.

5.1.3. Análisis del Contenido de Frecuencias

Los sismos son movimientos complejos compuestos por grupos de ondas de distinta amplitud y frecuencia. De ahí que las cargas dinámicas generadas sean complicadas y presenten un amplio rango de frecuencias. Este contenido de frecuencias describe como se distribuye la amplitud del movimiento sísmico a través de diferentes frecuencias, siendo fundamental su análisis para demostrar que la respuesta sísmica de depósitos de suelo es muy sensible a la frecuencia de las cargas impuestas. En este estudio se consideran dos metodologías del estudio frecuencial de sismos, el espectro de Amplitudes de Fourier y el espectro de Respuesta Elástica.

5.1.3.1. Espectro de Amplitudes de Fourier

El análisis de Fourier consiste en descomponer una señal, periódica o no, en una sumatoria de funciones armónicas simples (como las Seno y Coseno) de diferente frecuencia, amplitud y fase. Con el análisis de Fourier una función periódica $X(t)$ puede escribirse como:

$$X(t) = C_0 + \sum_{n=1}^{\infty} C_n * \text{Sen}(\omega_n t + \phi_n) \quad (5.2)$$

Donde: C_n , ϕ_n y ω_n son la amplitud, el ángulo de fase y la frecuencia del término armónico “n” de la serie de Fourier. La serie de Fourier provee una

descripción completa del movimiento del suelo ya que el movimiento puede ser completamente recuperado por la inversa de la transformada de Fourier.

El Espectro de Amplitudes de Fourier (EAF) viene a ser el gráfico de la amplitud de Fourier C_n versus la frecuencia ω_n . Si se realiza para un acelerograma, éste muestra como la amplitud del movimiento es distribuida con respecto a la frecuencia o periodo del suelo. Este espectro expresa el contenido de frecuencias de un movimiento de manera muy clara, lo que permite identificar la frecuencia que predomina en el movimiento del suelo. Si el EAF es angosto significa que el movimiento tiene una frecuencia predominante producto de un registro tiempo-historia suave, casi sinusoidal. Un espectro ancho corresponde a un movimiento que contiene una variedad de frecuencias, es decir, un acelerograma dentado e irregular. De igual forma puede obtenerse el Espectro de Fase de Fourier graficando el ángulo de fase ϕ_n y la frecuencia ω_n (Kramer, 1996).

La consecuencia práctica de este análisis es que los valores espectrales serán máximos para aquellas frecuencias en las cuales hay buena similitud entre la señal y las ondas coseno y seno. El espectro muestra, entonces, el contenido frecuencial de la señal y la energía relativa de que disponen dichas ondas dentro del acelerograma puesto que evalúan su amplitud, siendo la energía proporcional a ésta elevada al cuadrado.

En el Anexo I se presentan las gráficas de los Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF), por cada estación sismográfica.

5.1.3.2. Espectro de Respuesta Sísmica

El concepto de Espectro de Respuesta fue formulado y propuesto inicialmente por Maurice Biot en su tesis doctoral (Caltech, 1932), para estimar la respuesta sísmica de estructuras idealizadas. Hacia 1942, Biot y el Profesor Theodore von Kármán ya habían desarrollado totalmente la base teórica de esta metodología, siendo desde entonces aplicada en el diseño y análisis de estructuras sísmoresistentes ya que permite representar de manera conveniente la influencia

combinada de la amplitud de las aceleraciones del terreno, su contenido de frecuencias y la duración de las sacudidas durante los terremotos.

El Espectro de Respuesta es el resultado de un procedimiento matemático mediante el cual se resuelve la ecuación de movimiento amortiguado con movimiento en la base para una “familia de estructuras”, llámese así a un grupo de estructuras con una misma razón de amortiguamiento crítico (asociado generalmente al material) idealizadas como sistemas dinámicos de 1 grado de libertad (S1GDL). Cada uno de estos S1GDL idealizados presenta una frecuencia circular ω característica, es decir, una relación rigidez-masa y un periodo de vibración específicos. La excitación propuesta como movimiento en la base es generalmente un registro tiempo-historia de aceleración.

La solución de la ecuación de movimiento permite conocer la posición, la velocidad o el desplazamiento de la masa en función del tiempo transcurrido para el proceso oscilatorio. Básicamente lo obtenido es la respuesta dinámica de cada S1GDL, lo cual es un nuevo registro tiempo-historia de aceleración. Si para cada uno de estos se identifica el valor máximo de la respuesta (la aceleración pico) y se grafica respecto al periodo de vibración del modelo, que es igual a $\frac{2\pi}{\omega}$, se obtiene lo denominado como Espectro de Respuesta de Aceleración. Gráficamente este espectro nos permite visualizar las máximas respuestas que han tenido como demanda una “familia de estructuras” o sistemas de 1GDL frente a un determinado movimiento.

Debido a lo poco complicado de su obtención y a lo bastante útil para identificar el periodo de las estructuras que tuvieron mayor sollicitación sísmica este espectro es bastante usado en la práctica de la ingeniería sísmica. Las razones de amortiguamiento crítico de los materiales de construcción comunes se encuentran entre 4% y 7%, siendo de 5% para estructuras de concreto armado. El espectro de respuesta tiende a suavizarse a medida que se incrementa el amortiguamiento crítico.

Seed et al. (1969) sugirieron el uso del “periodo predominante” como representación del contenido frecuencial de un movimiento de entrada. Este

periodo predominante T_p es definido como el periodo para el cual el espectro de respuesta de aceleraciones de un registro dado presenta el mayor valor espectral. Se observa además un valor de aceleración para un periodo fundamental $T = 0$ segundos, el mismo que está asociado a un sistema dinámico infinitamente rígido. Este sistema teóricamente no vibra; por tanto, dicha ordenada espectral representa la aceleración máxima del terreno (PGA).

A cada acelerograma le corresponde un espectro de respuesta único. De aquí que una forma efectiva de comparar acelerogramas se obtenga mediante la comparación de sus espectros correspondientes. Esta comparación resulta más efectiva cuando se comparan los espectros normalizados de aceleración, es decir, aquellos espectros adimensionales que resultan de dividir todas las ordenadas espectrales entre la aceleración máxima del terreno.

En el Anexo II se muestran para cada estación sismográfica las gráficas de los Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta (ER).

5.1.3.3. Espectro de Respuesta Sísmica Normalizado

El Espectro de Respuesta Normalizado consiste en dividir el respectivo Espectro de Respuesta entre la máxima aceleración del suelo. De forma teórica esta aceleración máxima coincidiría con la aceleración máxima de un sistema de 1 grado de libertad (S1GDL) muy rígido. Por tanto, es bastante común utilizar la aceleración para un periodo $T = 0.01s$, lo cual también se realizó en la presente investigación. Básicamente este procedimiento busca estimar en cuantas magnitudes se ve incrementada o disminuida la aceleración máxima del suelo por cada tipo de estructura, caracterizada por un periodo T .

Los Espectros Normalizados han sido ampliamente requeridos en códigos sísmicos de edificación para estimar los coeficientes sísmicos de estructuras de acuerdo a cada zona. Un trabajo muy interesante y frente al cual se compararán nuestros resultados es el realizado por Seed et al. (1976). En dicho trabajo, utilizando 104 acelerogramas registrados durante 23 sismos, se realiza un análisis estadístico de los Espectros de Respuesta Normalizados para 4 condiciones de sitio: arcilla y arena de blanda a media, suelos no cohesivos

profundos (>75 m), suelos rígidos (<45 m) y roca. Obsérvese como para cada sitio varía de forma particular la amplificación de la aceleración máxima del terreno a través de las frecuencias (Figura 5.3).

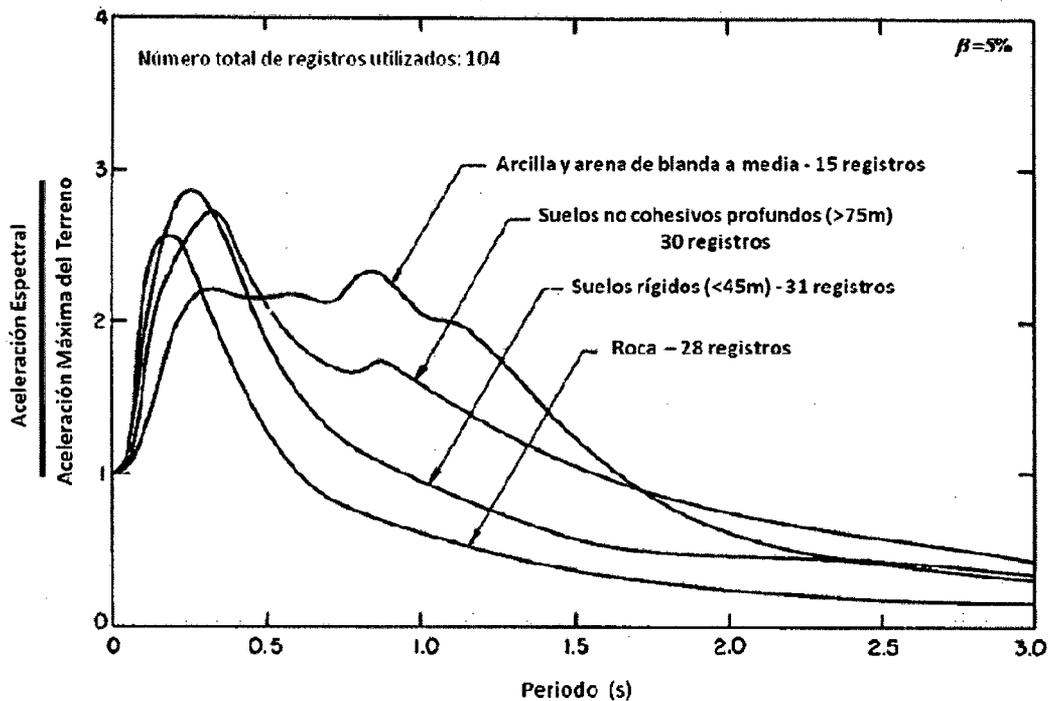


Figura 5.3: Formas espectrales normalizadas para distintas condiciones de sitio. (Seed et al., 1976).

5.2. RELACIÓN DE REGISTROS SÍSMICOS UTILIZADOS

Inicialmente se realizó la recopilación de la mayor cantidad de registros sísmicos pertenecientes a las estaciones acelerográficas de la REDACIS - CISMID (CSM, CAL, CDLCIP y MOL) y del IGP (LMO y NNA). Corroborando con los catálogos sísmicos del IGP y la data de la REDACIS se consideró utilizar 18 sismos registrados entre los años 2005 y 2008, periodo escogido por su alta actividad sísmica y porque se contó con un mayor número de estaciones acelerográficas operativas. En este proceso fue necesario dejar de lado aquellos que por su baja magnitud (dada por el IGP) y/o aceleración máxima del suelo no serían de relevancia para esta investigación.

Los sismos considerados, en total 18, pertenecen al proceso subductivo de las placas Nazca y Sudamericana, presentando magnitudes de Richter (local)

$3.8 \leq M_L \leq 7.0$ y magnitudes Momento $M_w \leq 7.9$. Se trata de 12 sismos superficiales, con profundidades focales entre 23 y 67 km, y de 6 sismos intermedios, con focos entre 71 y 124 km de profundidad. Como se observa en el Plano P-03: Ubicación de Epicentros de Sismos Utilizados, 12 de los sismos se concentran en la región Lima, mar adentro y en el continente. Estos presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 5.7, con profundidades focales entre 33 y 124 km. Por su parte, otros 5 sismos presentan epicentros en el mar frente al Departamento de Ica, entre los que destacan el sismo de Pisco del 15/08/2007 ($M_L \leq 7.0$, $M_w \leq 7.9$) y 2 de sus réplicas. En general, estos 5 eventos presentan magnitudes $5.5 \leq M_L \leq 7.0$ y $M_w \leq 7.9$, con focos superficiales entre 23 y 43 km de profundidad. Por último, se consideró el sismo del 25/09/2005 de magnitud $7.0 M_L$ y de profundidad focal 115 km, ocurrido en el oriente peruano y que fue registrado sólo en las estaciones acelerográficas CSM y MOL.

Si bien se han considerado 18 sismos representativos, sólo en la estación acelerográfica CSM se han registrado todos. En las otras 5 estaciones el número de registros sísmicos (acelerogramas) es variable debido en gran parte a su operatividad en el tiempo y a la disponibilidad de estos acelerogramas por parte de las instituciones competentes. Por lo tanto, se cuenta con la siguiente data sísmica expresada en las tablas que a continuación se presentan.

Tabla 5.1: Registros Sísmicos de la Estación CSM. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M_L	M_w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	02/03/2005	08:48	11.86	76.14	5.7		124	17.2	14.5	5.3
02	25/07/2005	01:51	12.24	77.33	4.0		42	40.8	37.3	17.2
03	25/09/2005	20:55	5.80	76.20	7.0		115	16.1	16.9	5.2
04	14/10/2005	00:01	12.40	76.74	4.4		74	58.4	66.0	12.9
05	10/11/2005	11:38	12.26	76.22	4.0		71	21.9	12.0	4.0
06	27/12/2005	12:02	12.22	76.57	4.5		99	55.7	35.2	10.8
07	11/05/2006	22:45	11.96	77.40	4.3		80	15.7	16.4	6.4
08	25/05/2006	20:57	11.74	77.41	4.5		38	48.3	40.8	9.7

09	27/06/2006	06:28	12.91	77.05	3.8		33	9.6	10.1	3.3
10	20/10/2006	05:48	13.55	77.02	6.2	6.4	43	18.3	14.2	10.8
11	26/10/2006	17:54	13.44	76.92	5.8		42	17.4	10.5	5.2
12	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	30.3	21.5	7.0
13	15/08/2007	18:40	13.67	76.76	7.0	7.9	40	73.9	46.9	32.9
14	17/08/2007	08:18	13.61	76.85	5.5		23	14.6	12.0	7.1
15	19/08/2007	15:11	13.64	76.69	5.7		30	8.7	5.9	4.4
16	29/03/2008	01:40	12.17	77.73	4.3	4.4	48	22.3	18.5	6.5
17	29/03/2008	07:51	12.25	77.25	5.3	5.3	51	100	77.5	26.8
18	07/06/2008	08:06	12.48	77.29	5.0		67	31.1	28.8	11.5

Tabla 5.2: Registros Sísmicos de la Estación CAL. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M _L	M _w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	02/03/2005	08:48	11.86	76.14	5.7		124	9.2	7.4	2.8
02	14/10/2005	00:01	12.40	76.74	4.4		74	13.3	11.9	11.5
03	10/11/2005	11:38	12.26	76.22	4.0		71	7.2	9.8	3.5
04	26/10/2006	17:54	13.44	76.92	5.8		42	11.5	12.3	4.8
05	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	7.9	8.9	2.8
06	15/08/2007	18:40	13.67	76.76	7.0	7.9	40	95.8	101	31.6
07	17/08/2007	08:18	13.61	76.85	5.5		23	9.4	10.7	3.4
08	19/08/2007	15:11	13.64	76.69	5.7		30	10.0	9.8	4.0
09	29/03/2008	01:40	12.17	77.73	4.3	4.4	48	10.6	12.2	6.7
10	29/03/2008	07:51	12.25	77.25	5.3	5.3	51	82.6	75.3	88.9
11	07/06/2008	08:06	12.48	77.29	5.0		67	29.0	24.9	13.7

Tabla 5.3: Registros Sísmicos de la Estación CDLCIP. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M _L	M _w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	15/08/2007	18:40	13.67	76.76	7.0	7.9	40	54.7	58.8	33.0
02	17/08/2007	08:18	13.61	76.85	5.5		23	9.0	7.6	4.2
03	19/08/2007	15:11	13.64	76.69	5.7		30	4.3	4.3	3.3

04	29/03/2008	01:40	12.17	77.73	4.3	4.4	48	13.3	9.0	4.4
05	29/03/2008	07:51	12.25	77.25	5.3	5.3	51	109	89.1	62.9

Tabla 5.4: Registros Sísmicos de la Estación MOL. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M _L	M _w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	02/03/2005	08:48	11.86	76.14	5.7		124	25.2	17.2	20.7
02	25/07/2005	01:51	12.24	77.33	4.0		42	11.3	12.7	14.4
03	25/09/2005	20:55	5.80	76.20	7.0		115	17.1	12.8	14.7
04	14/10/2005	00:01	12.40	76.74	4.4		74	17.4	19.7	22.7
05	10/11/2005	11:38	12.26	76.22	4.0		71	12.9	15.4	18.0
06	27/12/2005	12:02	12.22	76.57	4.5		99	31.2	40.8	48.5
07	11/05/2006	22:45	11.96	77.40	4.3		80	18.3	25.6	15.2
08	25/05/2006	20:57	11.74	77.41	4.5		38	10.4	10.1	13.6
09	27/06/2006	06:28	12.91	77.05	3.8		33	13.5	13.5	16.1
10	20/10/2006	05:48	13.55	77.02	6.2	6.4	43	24.3	29.6	19.9
11	26/10/2006	17:54	13.44	76.92	5.8		42	12.3	15.0	9.5
12	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	12.6	13.0	18.5
13	15/08/2007	18:40	13.67	76.76	7.0	7.9	40	78.7	69.0	57.1

Tabla 5.5: Registros Sísmicos de la Estación LMO. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M _L	M _w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	27/12/2005	12:02	12.22	76.57	4.5		99	13.7	18.3	7.8
02	11/05/2006	22:45	11.96	77.40	4.3		80	9.2	5.5	4.8
03	25/05/2006	20:57	11.74	77.41	4.5		38	8.1	6.7	3.1
04	27/06/2006	06:28	12.91	77.05	3.8		33	4.0	3.6	2.8
05	26/10/2006	17:54	13.44	76.92	5.8		42	6.7	4.7	4.4
06	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	5.3	5.5	2.7
07	15/08/2007	18:40	13.67	76.76	7.0	7.9	40	25.3	21.2	14.2
08	17/08/2007	08:18	13.61	76.85	5.5		23	4.1	4.5	3.3
09	19/08/2007	15:11	13.64	76.69	5.7		30	5.1	3.2	2.4

10	29/03/2008	07:51	12.25	77.25	5.3	5.3	51	62.0	64.7	29.5
11	07/06/2008	08:06	12.48	77.29	5.0		67	13.6	12.8	7.3

Tabla 5.6: Registros Sísmicos de la Estación NNA. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M _L	M _w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	02/03/2005	08:48	11.86	76.14	5.7		124	28.3	33.2	22.5
02	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	13.2	10.1	10.4
03	15/08/2007	18:40	13.67	76.76	7.0	7.9	40	22.1	18.7	21.6

De las estaciones indicadas, la señal registrada en la Estación LMO para el sismo del 15/08/2007 sólo es posible visualizarla y no será analizada en esta investigación; sin embargo, sus valores de aceleración dados por el IGP sí se considerarán en las correlaciones aceleración suelo - roca. Asimismo, el registro de la Estación NNA para el mismo sismo tuvo que ser escalado por un factor de 0.25 a fin de alcanzar los niveles de aceleración dados por el IGP y si será utilizado.

5.3. ANÁLISIS DE LAS ESTACIONES DE REFERENCIA

El uso de estaciones acelerográficas sobre roca superficial, consideradas estaciones de referencia, es imprescindible para estimar efectos de sitio mediante Cocientes Espectrales SSR o RRS. Sin embargo, según Steidl et al. (1996) estas estaciones deberían guardar ciertos criterios como: la cercanía al sitio de estudio (distancias hipocentrales mucho mayores que la separación entre estaciones), mismos azimuts respecto a la fuente o una respuesta dinámica plana (la nula amplificación en roca superficial ya ha sido desestimada experimentalmente).

En la siguiente Tabla 5.7 se muestran las coordenadas geográficas UTM de las estaciones acelerográficas utilizadas (ver su ubicación en el Plano P-01). Igualmente, se presentan en la Tabla 5.8 las distancias existentes (en km) entre

dichas estaciones. Para este análisis, la estación CAL representa el caso más crítico al encontrarse más alejada de las estaciones en roca LMO y NNA, con distancias de 22.15 y 34.91 km respectivamente (en negritas). Por tanto, se ha dispuesto comparar dichas distancias con respecto a las distancias epicentrales e hipocentrales de los sismos registrados en dichas estaciones de referencia (Tabla 5.9).

Tabla 5.7: Coordenadas Geográficas UTM de las Estaciones Acelerográficas.
(Elaboración propia).

Estación Acelerográfica	X	Y	Elevación (m.s.n.m.)
CSM	276783.1228	8671147.494	130
CAL	265954.373	8665893.8632	36
CDLCIP	276971.0738	8662422.1152	116
MOL	289920.3273	8662829.8368	279
LMO	287945.1045	8663264.863	274
NNA	299652.8364	8674990.0043	584

Tabla 5.8: Distancias entre las Estaciones Acelerográficas. (Elaboración propia).

Estación Acelerográfica	CSM	CAL	CDLCIP	MOL	LMO	NNA
CSM	-	12.04	8.73	15.55	13.67	23.19
CAL	12.04	-	11.55	24.16	22.15	34.91
CDLCIP	8.73	11.55	-	12.96	11.01	25.94
MOL	15.55	24.16	12.96	-	2.02	15.58
LMO	13.67	22.15	11.01	2.02	-	16.57
NNA	23.19	34.91	25.94	15.58	16.57	-

Tabla 5.9: Análisis de la Estación LMO. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Distancia Epicentral "Re" (km)	Distancia Hipocentral "Rh" (km)	Re/Distancia Máxima	Rh/Distancia Máxima
01	27/12/2005	12:02	43.79	108.50	1.98	4.90
02	11/05/2006	22:45	51.12	95.17	2.31	4.30

03	25/05/2006	20:57	63.18	73.87	2.85	3.34
04	27/06/2006	06:28	91.92	97.76	4.15	4.41
05	26/10/2006	17:54	149.93	155.77	6.77	7.03
06	11/12/2006	16:53	67.38	86.52	3.04	3.91
07	15/08/2007	18:40	176.52	181.06	7.97	8.17
08	17/08/2007	08:18	169.04	170.64	7.63	7.70
09	19/08/2007	15:11	174.28	176.89	7.87	7.99
10	29/03/2008	07:51	37.57	63.56	1.70	2.87
11	07/06/2008	08:06	57.37	88.41	2.59	3.99

Tabla 5.10: Análisis de la Estación NNA. (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Distancia Epicentral "Re" (km)	Distancia Hipocentral "Rh" (km)	Re/Distancia Máxima	Rh/Distancia Máxima
01	02/03/2005	08:48	77.40	146.67	2.22	4.20
02	11/12/2006	16:53	68.94	87.93	1.97	2.52
03	15/08/2007	18:40	187.18	191.53	5.36	5.49

Para la estación de referencia LMO, ninguno de los 11 sismos se produjo a distancias epicentrales menores a 1.70 veces la distancia máxima considerada de 22.15 km entre ésta y la estación CAL. Para las distancias hipocentrales, todos los sismos ocurrieron a más de 2.87 veces la distancia mencionada. Como máximos se tienen factores de 7.97 para los epicentros y 8.17 para los hipocentros. Por lo tanto, en la estación de referencia LMO se presentan distancias epicentrales e hipocentrales mayores a 37 y 63 km, respectivamente.

Para la estación de referencia NNA, los 3 sismos se produjeron a distancias epicentrales mayores a 1.97 veces la distancia máxima considerada de 34.91 km entre ésta y la estación CAL. En cuanto a las distancias hipocentrales, ninguno de los sismos ocurrió a menos de 2.52 veces la distancia antes considerada. Asimismo, como máximos se tienen factores de 5.36 para los epicentros y 5.49 para los hipocentros. Por lo tanto, para la estación NNA las distancias epicentrales e hipocentrales son mayores a 68 y 87 km, respectivamente.

Según los casos analizados, en todos ellos las distancias entre las estaciones acelerográficas y las estaciones de referencia son menores que las distancias epicentrales de los sismos hacia ambos tipos de estaciones, pudiendo concluirse que las estaciones de referencia utilizadas sí son válidas para los objetivos planteados en la presente tesis.

5.4. ACELERACIONES MÁXIMAS SUELO-ROCA

5.4.1. Curva Propuesta por IDRIS

Seed et al. (1976), y más recientemente Idriss (1990, 1991), estudiaron la relación entre la aceleración pico registrada en suelo y la obtenida en un afloramiento rocoso cercano. Seed y sus colaboradores tuvieron a su disposición mayormente registros en suelos granulares rígidos y profundos, encontrando una ligera diferencia entre las aceleraciones en roca y suelo para esos sitios (caso del conglomerado profundo de Lima).

Por otra parte, la Figura 5.4 muestra la relación desarrollada por Idriss (1991) entre las aceleraciones máximas en suelos blandos, especialmente arcillas, y las registradas en roca. Para niveles bajos de vibración (aceleraciones bajas en roca), la curva está basada en registros de sitios distantes obtenidos durante los sismos de la Ciudad de México (1985) y de Loma Prieta (1989). Asimismo, Idriss utilizó cálculos de respuesta de sitio para extrapolar la curva a mayores aceleraciones.

Para aceleraciones en roca entre 0.05g y 0.10g, denominadas “bajas”, las aceleraciones correspondientes en suelo blando son entre 1.5 y 4 veces mayores (esto es, $RRS \approx 1.5-4$ para $T=0$). En forma general, las aceleraciones pico en roca menores a 0.40g son típicamente amplificadas en suelos blandos; sin embargo, para niveles mayores de vibración, un amortiguamiento mayor del suelo debido a un comportamiento no lineal tiende a deamplificarlas. También podría decirse que el factor de amplificación decrece a medida que incrementa la aceleración en roca, llegando a ser aproximadamente 1 cuando esta aceleración es 0.40g y tendiendo a la deamplificación a mayores

valores. La amplificación a bajas intensidades de vibración, y la no ocurrencia de ésta o incluso la deamplificación a elevados movimientos en roca, está relacionada directamente con el comportamiento esfuerzo - deformación no lineal del suelo a medida que se intensifican las aceleraciones en roca. La no linealidad en el comportamiento del suelo es generalmente reconocible en diferencias entre las respuestas de sitio (definida por relaciones espectrales) cuando las aceleraciones máximas exceden 0.40g, la velocidad pico excede 30 cm/s o la deformación máxima es mayor al 0.1%. Los efectos de la no linealidad generalmente reducen las amplitudes mediante la disminución de la rigidez cortante efectiva de los sedimentos e incrementando el amortiguamiento histerético.

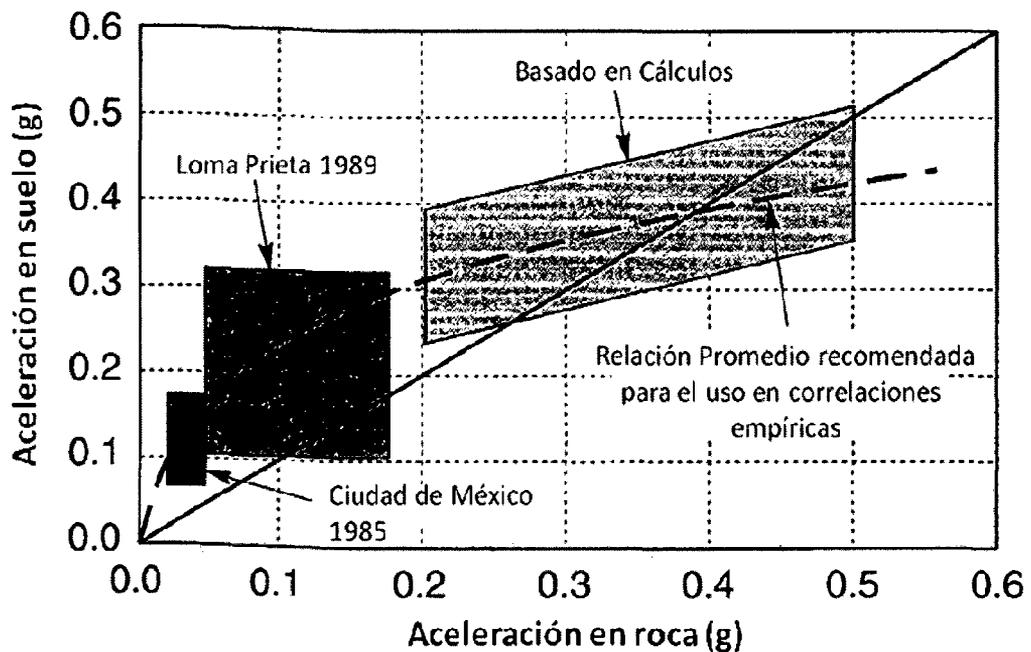


Figura 5.4: Curva característica “Aceleración máxima en sitios de suelo blando versus Aceleración máxima en roca”, propuesta por Idriss (1991). (Kramer, 1996)

5.4.2. Curvas Obtenidas para Lima

Para el caso de Lima se han realizado las curvas que relacionan las aceleraciones máximas en suelo y roca, basándose en el trabajo de Idriss (1991), para las 4 estaciones acelerográficas ubicadas sobre suelo. Sin embargo, debido a su configuración geotécnica sólo la estación CAL podría

confiablemente compararse con el comportamiento propuesto para suelos arcillosos blandos.

Las curvas obtenidas relacionan las resultantes pitagóricas de las aceleraciones máximas horizontales de sismos registrados simultáneamente en suelo y roca cercanos. Se utilizó solamente la estación LMO como estación de referencia. Cabe resaltar que tanto el número de sismos, que depende de cada estación, como el nivel de aceleraciones, menores a 90 gals en roca, significaron una limitación en la creación de gráficas confiables. Los sismos utilizados se encuentran resumidos en las Tablas 5.5, 5.11, 5.12 y 5.13.

5.4.3. Comparación de Curvas

En forma general, ninguna de las curvas obtenidas para Lima (Figuras 5.5 a 5.8, en color negro) llega a alcanzar el nivel de amplificación propuesto por Idriss para suelos blandos, representando por la curva roja. Asimismo, en todos los casos la aceleración en roca es amplificada al encontrarse por encima de la curva identidad $y=x$, en línea punteada.

Para la estación acelerográfica CAL (Figura 5.5) sólo un punto coincide exactamente con la curva de Idriss. Los otros 5 puntos se encuentran por debajo, siendo la curva propuesta de mucha menor amplificación. De igual manera resulta interesante observar que para estos pocos valores analizados la dispersión entre ellos es considerable, sobretodo para aceleraciones en roca mayores a 20 gals, imposibilitando un buen ajuste de la curva ($R^2=0.7752$). Tanto las cualidades de los sismos (magnitud, tipo de fuente, trayectoria, otros) como las propias características de los estratos arcillosos estudiados en ambos casos (profundidad, impedancia, resistencia cíclica, amortiguamiento, plasticidad, etc.) influyen en los niveles de amplificación representados por ambas curvas.

La curva obtenida para la estación acelerográfica CAL considera sismos con aceleraciones en roca superficial de hasta 90 gals registrados a poco más de 22 km de distancia (Tabla 5.8) en la estación acelerográfica LMO. Tal distancia podría también estar influyendo en la gran irregularidad de los valores y en

niveles menores de amplificación. Asimismo, sería inadecuado esperar que ambas gráficas coincidan ya que responden a condiciones del terreno, fuentes sísmicas e instrumentación distintas; así también es sabido que las correlaciones empíricas como éstas sólo son válidas para los valores con los cuales se realizaron.

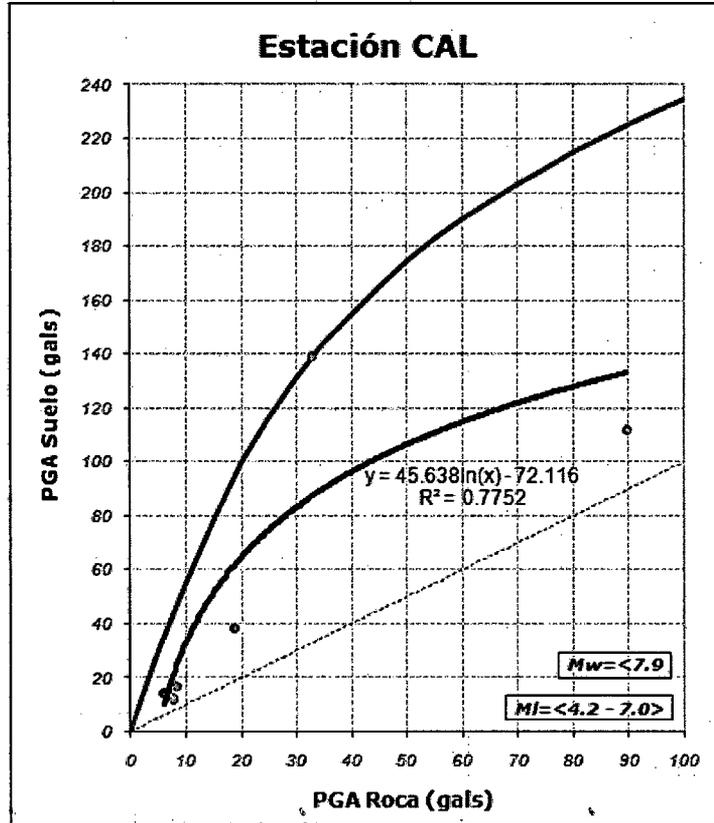


Figura 5.5: Curva "PGA suelo vs PGA roca" obtenida para la estación acelerográfica CAL.
 (Elaboración propia)

Para la estación acelerográfica CSM (Figura 5.6) los valores analizados guardan una aceptable correlación hasta 40 gals en roca, donde los factores de amplificación van desde 1.2 hasta 6.2 alrededor de 10 gals, entre 2 y 3.2 cerca a 20 gals y 2.5 alrededor de 30 gals en roca. Para mayores valores la curva se acerca a la curva identidad, disminuyendo la amplificación como por ejemplo en 90 gals, donde se presenta un factor de 1.4. A grandes rasgos, la curva obtenida para CSM estima amplificaciones entre 2.3 y 4 hasta 50 gals en roca, rango en el que la curva de Idriss estima factores entre 3.5 y 6.

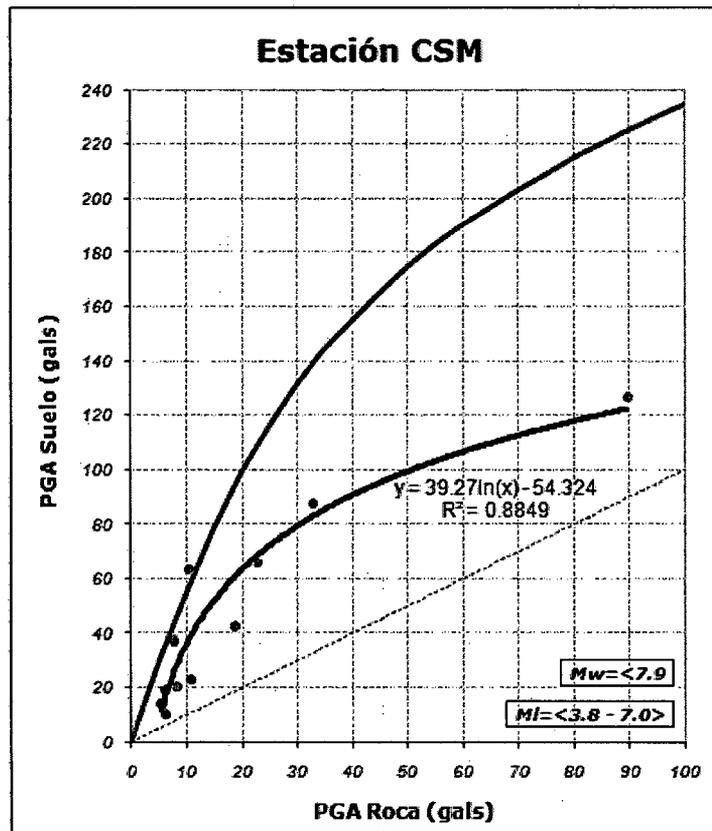


Figura 5.6: Curva "PGA suelo vs PGA roca" obtenida para la estación acelerográfica CSM.
(Elaboración propia)

Para la estación acelerográfica CDLCIP (Figura 5.7) los valores analizados guardan una aceptable correlación hasta 90 gals en roca, donde los factores de amplificación varían entre 1 y 3. Para mayores valores la curva se acerca a la curva identidad, disminuyendo la amplificación como por ejemplo en 90 gals, donde se presenta un factor de 1.6. A grandes rasgos, la curva obtenida para CDLCIP estima amplificaciones de hasta 3 para aceleraciones en roca menores a 30 gals, observándose amplificaciones menores entre 1.5 y 2.5 para aceleraciones mayores. De forma similar, de la curva de Idriss se observa la atenuación de los niveles de aceleración en suelo (factores de amplificación suelo-roca cada vez menores) a medida que aumenta la aceleración en roca.

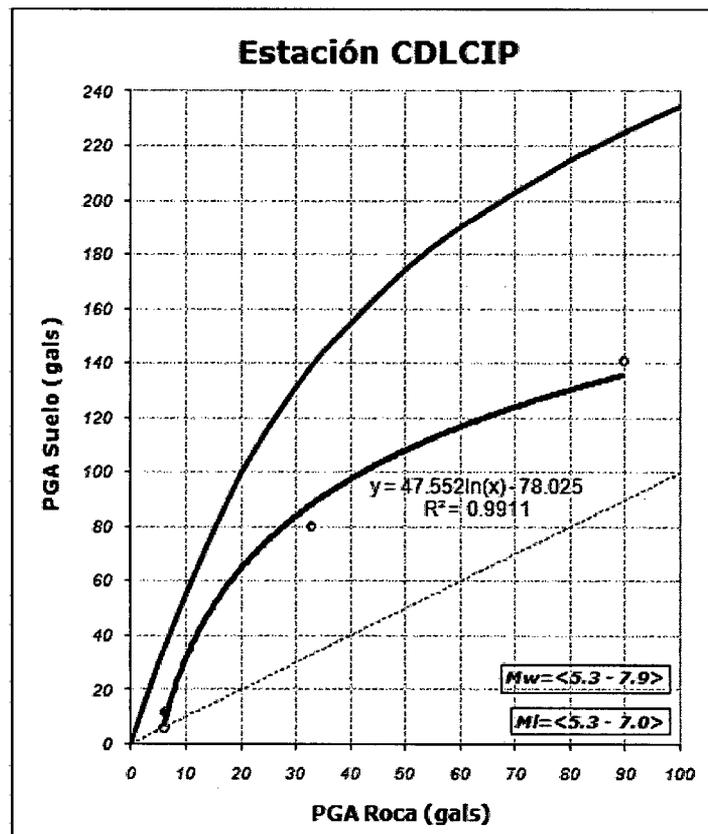


Figura 5.7: Curva “PGA suelo vs PGA roca” obtenida para la estación acelerográfica CDLCIP. (Elaboración propia)

Para la estación acelerográfica MOL (Figura 5.8) no se observa una correlación aceptable entre los valores de aceleración analizados, lo cual conlleva a un mal ajuste de la curva representado por el coeficiente $R^2=0.7961$. De igual forma, sólo se contó con aceleraciones en roca de hasta 40 gals, menores en comparación a las otras estaciones acelerográficas analizadas. En este caso en particular no sería conveniente citar factores de amplificación.

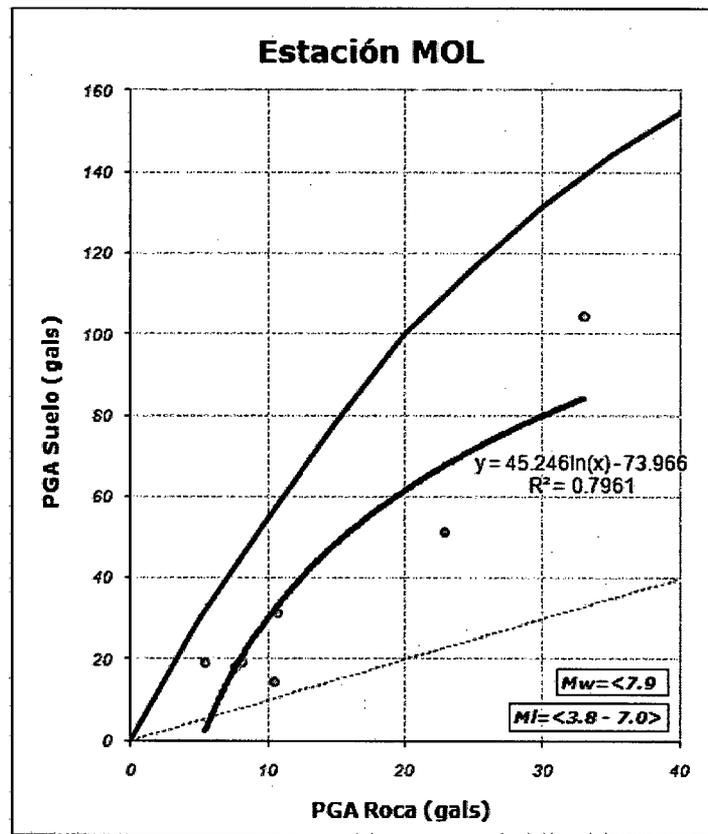


Figura 5.8: Curva “PGA suelo vs PGA roca” obtenida para la estación acelerográfica MOL.
 (Elaboración propia)

5.5. OBTENCIÓN DE COCIENTES ESPECTRALES

5.5.1. Cocientes Espectrales Suelo-Roca

Los Cocientes Espectrales Estándar (SSR) entre las estaciones sísmicas en suelo (CSM, CAL, CDLCIP y MOL) y las estaciones en roca (LMO y NNA), denominadas estaciones de referencia, se obtuvieron luego de dividir los Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF) de sismos registrados simultáneamente en ambas estaciones, considerando las direcciones horizontales EW y NS. El mismo procedimiento fue ejecutado con los Espectros de Respuesta (ER), a lo que se denominan Cocientes Espectrales RRS. El número de registros procesados en cada análisis es variable y depende de la estación de referencia utilizada. Cabe recordar que para los análisis realizados en la presente tesis sólo se realizó la corrección por línea base, sin aplicación de un filtrado de las señales sísmicas utilizadas (ítem 5.1.2).

En el Anexo III se presentan las gráficas, por cada estación acelerográfica, de los Cocientes Espectrales SSR obtenidos y su promedio aritmético. De igual manera, en el Anexo V se muestran los Cocientes Espectrales RRS obtenidos y su promedio aritmético, obtenidos para cada estación.

5.5.1.1. Estación CSM

En la estación acelerográfica del CISMID (CSM) se utilizaron el total de acelerogramas registrados en las estaciones de referencia para realizar tanto los Cocientes Espectrales SSR como los Cocientes Espectrales RRS. Por tanto, respecto a la estación de referencia LMO (CSM/LMO), fueron 10 los sismos procesados (véase la Tabla 5.5), con magnitudes locales $3.8 \leq M_L \leq 5.8$. Por su parte, con respecto a la estación de referencia NNA (CSM/NNA) y para ambos Cocientes Espectrales se procesaron los 3 sismos registrados en esta ubicación (Tabla 5.6), con magnitudes $5.7 \leq M_L \leq 7.0$ y $M_w \leq 7.9$.

5.5.1.2. Estación CAL

En la estación acelerográfica CAL de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú se utilizaron un total de 6 registros sísmicos de magnitudes $4.2 \leq M_L \leq 5.8$ para realizar los Cocientes Espectrales SSR y RRS respecto a la estación de referencia LMO (CAL/LMO), véase la Tabla 5.11. Respecto a la otra estación de referencia NNA (CAL/NNA), al igual que la estación acelerográfica CSM, se procesaron los 3 sismos registrados en dicho sitio de referencia (Tabla 5.6).

Tabla 5.11: Relación de sismos utilizados en los Cocientes Espectrales SSR y RRS (CAL/LMO). (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M_L	M_w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	26/10/2006	17:54	13.44	76.92	5.8		42	11.5	12.3	4.8
02	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	7.9	8.9	2.8
03	17/08/2007	08:18	13.61	76.85	5.5		23	9.4	10.7	3.4

04	19/08/2007	15:11	13.64	76.69	5.7		30	10.0	9.8	4.0
05	29/03/2008	07:51	12.25	77.25	5.3	5.3	51	82.6	75.3	88.9
06	07/06/2008	08:06	12.48	77.29	5.0		67	29.0	24.9	13.7

5.5.1.3. Estación CDLCIP

En la estación acelerográfica CDLCIP del Colegio de Ingenieros del Perú (Consejo Departamental de Lima) se utilizaron únicamente 3 sismos para realizar los Cocientes Espectrales SSR y RRS respecto a la estación de referencia LMO (CDLCIP/LMO), según detalla la Tabla 5.12. Estos presentan magnitudes M_L entre 5.3 y 5.7. Por su parte, con respecto a la estación de referencia NNA (CDLCIP/NNA) y para ambos Cocientes Espectrales sólo se procesó el sismo del 15/08/2007 (N°3 de la Tabla 5.6).

Tabla 5.12: Relación de sismos utilizados en los Cocientes Espectrales SSR y RRS (CDLCIP/LMO). (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M_L	M_w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	17/08/2007	08:18	13.61	76.85	5.5		23	9.0	7.6	4.2
02	19/08/2007	15:11	13.64	76.69	5.7		30	4.3	4.3	3.3
03	29/03/2008	07:51	12.25	77.25	5.3	5.3	51	109	89.1	62.9

5.5.1.4. Estación MOL

En la estación acelerográfica MOL ubicada en La Molina se utilizaron 6 registros sísmicos de magnitudes $3.8 \leq M_L \leq 5.8$ para realizar los Cocientes Espectrales SSR y RRS respecto a la estación de referencia LMO (MOL/LMO), véase la Tabla 5.13. Respecto a la otra estación NNA (MOL/NNA), se procesaron igualmente para ambos Cocientes Espectrales los 3 sismos citados en la Tabla 5.6.

Tabla 5.13: Relación de sismos utilizados en los Cocientes Espectrales SSR y RRS (MOL/LMO). (Elaboración propia).

N°	Fecha	Hora Local (GMT - 5)	Latitud	Longitud	M _L	M _w	Profundidad (Km)	Amáx (gals)		
								EW	NS	UD
01	27/12/2005	12:02	12.22	76.57	4.5		99	31.2	40.8	48.5
02	11/05/2006	22:45	11.96	77.40	4.3		80	18.3	25.6	15.2
03	25/05/2006	20:57	11.74	77.41	4.5		38	10.4	10.1	13.6
04	27/06/2006	06:28	12.91	77.05	3.8		33	13.5	13.5	16.1
05	26/10/2006	17:54	13.44	76.92	5.8		42	12.3	15.0	9.5
06	11/12/2006	16:53	11.64	77.37	4.2		54	12.6	13.0	18.5

5.5.2. Cocientes Espectrales HVSR

Los Cocientes Espectrales HVSR se realizaron tanto para las estaciones sísmicas en suelo (CSM, CDLCIP, CAL y MOL) como para las estaciones en roca (LMO y NNA). Se obtuvieron luego de dividir los Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF) de las direcciones horizontales EW y NS entre el respectivo Espectro de Fourier de la componente vertical, para cada sismo registrado. Asimismo, se obtuvieron para la componente horizontal promedio. En el Anexo IV se muestran las gráficas, por cada estación sismográfica, de los Cocientes Espectrales HVSR obtenidos y su promedio aritmético.

Respecto al número de registros utilizados, se procesaron el total de sismos registrados en cada estación sismográfica (véase Tablas 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 y 5.6).

5.6. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.6.1. Espectros de Amplitudes de Fourier:

Los Espectros de Amplitudes de Fourier "EAF" (Anexo I) obtenidos de registros sísmicos permiten identificar las frecuencias predominantes o naturales del movimiento, aquellas con mayores amplitudes. Entre ellas se encuentra la

frecuencia fundamental del terreno, que es la menor de aquéllas y que es distinta para cada estación acelerográfica. El número de sismos registrados y analizados es variable y depende de cada estación, ver Tablas 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 y 5.6.

Estación CSM: Los registros sísmicos analizados fueron 18 y presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 7.0, siendo el sismo de Pisco (15/08/2007) el más fuerte registrado ($7.0 M_L$, $7.9 M_w$).

- *Componente EW:* Los sismos más débiles muestran un valor máximo alrededor de 7 hz y 2 picos menos considerables en frecuencias cercanas a 1.8 hz y 4 hz. El sismo del 08/03/2009 (07:51, $5.3 M_w$) presenta máximos en 7.5 hz y 20 hz, guardando similitud en su forma espectral y picos con los sismos débiles. Por su parte, el sismo más considerable (15/08/2007) ha generado valores máximos en 1 hz, 1.6 hz, 4 hz y 6 hz, manteniéndose el pequeño pico en 7.5 hz y otro en 5 hz. Todos los sismos muestran máximos en 20 hz y 40 hz asociados, los cuales pueden deberse a la cercanía de la zona de contacto suelo-roca.
- *Componente NS:* En esta dirección, los sismos más débiles muestran un valor máximo en 7.5 hz y 2 picos menos considerables en frecuencias cercanas a 1.5 hz y 4 hz. El sismo del 08/03/2009 (07:51, $5.3 M_w$) mantiene los máximos en 7.5 hz y 18 hz, así como otro menor en 5.2 hz, presenta la misma forma espectral que los sismos débiles pero con mayores amplitudes. Por su parte, el sismo más considerable (15/08/2007) muestra picos en 1 hz, 1.7 hz y alrededor de 3 hz, manteniéndose un máximo valor en 7 hz. Igualmente, todos los sismos muestran máximos en 20 hz y 40 hz asociados a ruido externo.

Por lo tanto, podríamos concluir que a pesar que los valores máximos son variables y dependientes de la magnitud del sismo, su azimut y la trayectoria de las ondas, las frecuencias a las cuales se presentan estos máximos tienden a mantenerse constantes. Para la estación acelerográfica CSM las mayores amplitudes se producen entre 3 hz y 8 hz, pudiendo considerarse que las

frecuencias predominantes van de 4 hz a 7 hz. Sin embargo, estos valores se producen sobretodo para el sismo de Pisco del 15/08/2007; considerando los demás sismos las mayores amplitudes se dan entre 7.5 hz y 18 hz.

Estación CAL: Los registros sísmicos analizados fueron 11, con magnitudes M_L entre 4.0 y 7.0. Igualmente, el sismo de Pisco (15/08/2007) fue el más fuerte registrado ($7.0 M_L$, $7.9 M_W$).

- *Componente EW:* En esta estación es notoria la predominancia de frecuencias bajas alrededor de 1 hz, en comparación a la estación CSM. Los sismos débiles muestran valores máximos bastante claros alrededor de 0.8 hz, 2 hz y 6 hz. Por su parte, el sismo del 15/08/2007 parece mantener los mismos máximos en frecuencias bajas, en 0.8 hz, 1 hz y 1.6 hz, sin casi incrementarse aquel alrededor de 6 hz.
- *Componente NS:* De la misma manera, en la dirección NS las mayores amplitudes se concentran en rangos de frecuencias definidos, sobretodo entre 0.6 hz y 3 hz, con menor proporción alrededor de 6 hz. Los sismos débiles muestran valores máximos bastante claros alrededor de 0.7 hz, 1.8 hz, 2.5 hz y 6 hz. Por su parte, el sismo del 15/08/2007 muestra la predominancia de frecuencias entre 0.5 hz y 3 hz, donde los máximos se mantienen en 0.8 hz y alrededor de 1.7 hz. El pico en 2.5 hz ha sido levemente incrementado y aquel alrededor de 6 hz casi no varía.

Para la estación acelerográfica CAL es claro que las condiciones geotécnicas, donde predominan suelos blandos, influyen en la respuesta dinámica del sitio. Debido a esto, en esta estación predominan frecuencias más bajas en comparación a la estación CSM o las demás sobre el conglomerado compacto, produciéndose las mayores amplitudes entre 0.5 hz y 3 hz. Dentro de este rango las frecuencias predominantes, claramente identificables, son 0.8 hz y 1.7 hz.

Estación CDLCIP: Los registros sísmicos analizados fueron 5, entre los que se encuentran el sismo de Pisco del 15/08/2007 ($7.0 M_L$, $7.9 M_W$) y 2 de sus réplicas. Los sismos presentan magnitudes M_L entre 4.3 y 7.0.

- *Componente EW:* En esta dirección se observan 2 tendencias distintas de movimiento, una de frecuencias alrededor de 1 hz y otra con varios picos a más de 2 hz. Estas tendencias podrían estar influenciadas por el azimut y trayectoria de las ondas sísmicas, puesto que los sismos analizados corresponden a epicentros cercanos y lejanos de la capital. El sismo de Pisco (15/08/2007), y al parecer también sus réplicas, presentan entre 0.5 hz y 3 hz sus máximos valores. Dentro de este rango podríamos citar como principales los picos alrededor de 0.7 hz, en casi 1 hz, en 1.5 hz y en 2.5 hz. Otro sismo con epicentro más cercano a Lima, el del 080329 a las 07:51 horas ($5.3 M_L$, $5.3 M_W$), muestra máximos en 2.5 hz, en casi 8 hz y cercanos a 12 hz. Como se observa, en ambas tendencias el pico en 2.5 hz se repite.
- *Componente NS:* En esta dirección, a diferencia que en la componente EW, los valores máximos parecen limitarse al rango de frecuencias entre 0.8 hz y 5 hz, lo cual se observa tanto para sismos fuertes y débiles. Dentro de estas frecuencias podríamos citar ciertas amplitudes máximas en 0.9 hz, 1.5 hz, 2 hz y 3.5 hz. Sin embargo, el sismo del 080329 ($5.3 M_L$, $5.3 M_W$) presenta picos entre 6 hz y 16 hz, evidenciando frecuencias más altas por su epicentro más cercano (efecto de campo cercano).

Por lo tanto, podríamos concluir que para la estación acelerográfica CDLCIP, podría existir influencia del azimut y de la trayectoria de las ondas en las frecuencias que presentan las máximas amplitudes, las cuales van de 0.6 hz a 11 hz. No se ha logrado identificar la frecuencia fundamental del sitio.

Estación MOL: Los registros sísmicos analizados fueron 13 y presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 7.0. Igualmente, el sismo de Pisco (15/08/2007) fue el más fuerte registrado ($7.0 M_L$, $7.9 M_W$).

- *Componente EW:* En esta estación, los sismos débiles y el gran sismo de Pisco comparten casi el mismo rango de frecuencias de las mayores amplitudes. Asimismo, en comparación a la estación CSM, estas frecuencias predominantes son un poco mayores y se restringen a un

rango más estrecho y fácil de observar. Los sismos débiles muestran valores máximos bastante claros entre 6 Hz y 10 Hz. Por su parte, para el sismo del 15/08/2007 este rango va desde 5 Hz hasta 10 Hz, observándose entre 6 Hz y 9 Hz las amplitudes mayores. En ambos casos, entre 0.1 Hz y 5 Hz no se observan amplitudes importantes.

- *Componente NS:* De la misma manera, la amplificación se limita a rangos de frecuencias notorios, sobretodo entre 5 Hz y 10 Hz. Los sismos débiles presentan sus amplitudes máximas en este rango de frecuencias. Para el sismo del 15/08/2007 se mantiene igualmente este rango, pudiendo observarse entre 5.5 Hz y 8 Hz los valores máximos. A comparación de la componente EW, aparecen 2 picos en 0.8 Hz y 4 Hz pero sin valores tan elevados. Asimismo, para frecuencias menores a 5 Hz las amplitudes son bastante menores.

Para la estación acelerográfica MOL, de la misma forma que en la estación CAL, las condiciones geotécnicas parecen influenciar considerablemente para restringir el movimiento más importante entre ciertas frecuencias. Para esta estación las mayores amplitudes se producen entre 5 Hz y 10 Hz, siendo entre 6 Hz y 8 Hz donde se encuentran los valores máximos. La frecuencia predominante podría considerarse 7 Hz.

Estación LMO: Los registros sísmicos analizados fueron 10, con magnitudes M_L entre 3.8 y 5.8. El sismo más fuerte analizado fue el registrado el 080329 a las 07:51 horas ($5.3 M_L$, $5.3 M_W$). Al tratarse de una estación en roca, y a diferencia de una estación sobre suelo, las ondas sísmicas no deberían sufrir amplificaciones importantes debido al efecto de sitio. Esto implica que cada movimiento estará más bien influenciado por el azimut del epicentro respecto a la estación, la trayectoria de las ondas y el efecto de campo cercano o lejano.

- *Componente EW:* En esta dirección, los sismos de menores amplitudes se agrupan en dos tendencias, de acuerdo al rango de frecuencias predominantes. Se observa que 6 de ellos presentan sus valores mayores alrededor de 10 Hz, sobretodo entre 6 Hz y 12 Hz. Por su parte, otros 3 sismos débiles de los cuales 2 son réplicas del sismo de Pisco presentan

frecuencias menores, entre 1 hz y 4 hz, pudiendo deberse a la lejanía de la fuente. El sismo más intenso (080329) muestra picos definidos en 4 hz, en 7 hz el máximo de todos y otro en 12 hz, por tanto su comportamiento se asemeja más al del primer grupo de sismos débiles.

- *Componente NS:* En este caso, parece mantenerse la misma tendencia que en la componente EW para sismos débiles, valores máximos entre 2 rangos de frecuencias distintos, el primero entre 1 hz y 4 hz y alrededor de 10 hz y el segundo entre 6 hz y 12 hz. Sin embargo, para el sismo del 080329 las amplitudes mayores se observan entre 2 hz y 11 hz, con máximos en 2.2 hz, 5 hz y 10.5 hz; entonces, podría decirse que su comportamiento se asemeja más al del primer grupo de sismos débiles.

Para la estación acelerográfica LMO, siendo una estación de referencia en roca, el movimiento se ve afectado básicamente por la ubicación del epicentro respecto a la estación (azimut y distancia) y por la trayectoria de las ondas, siendo casi despreciable el efecto de sitio asociado a las características geotécnicas. En general se observa que los movimientos en roca son más ricos en frecuencias altas y a su vez menos intensos. Por lo comentado, no sería adecuada la designación de una frecuencia fundamental para sitios rocosos.

Estación NNA: Los registros sísmicos analizados fueron 3 y presentan magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, siendo el sismo de Pisco (15/08/2007) el más fuerte registrado ($7.9 M_w$). Al tratarse de una estación en roca, similar a la estación LMO pero más distante y ubicada al este de la capital, los movimientos sísmicos estarían influenciados por el azimut, la trayectoria de las ondas y el efecto de campo cercano o lejano, más no por la amplificación asociada a las condiciones geotécnicas.

- *Componente EW:* En esta estación, los sismos débiles (050302 $5.7 M_L$ y 061211 $4.2 M_L$) presentan amplitudes máximas en frecuencias mayores a las respectivas para el sismo de Pisco ($7.9 M_w$), debido básicamente a la ubicación de los epicentros. Para el sismo del 050302 los máximos valores se dan en 3 hz y entre 7 hz y 9 hz, mientras para el sismo del 061211 los

máximos respectivos se dan alrededor de 10 hz, entre 8 hz y 12 hz. Por su parte, para el gran sismo de Pisco las amplitudes máximas se presentan alrededor de 1 hz, sobretodo entre 0.5 hz y 1.5 hz.

- *Componente NS:* De la misma manera, para el sismo del 050302 son notorios dos máximos, el mayor en 3.5 hz y otro en 7.5 hz. Por su parte, el sismo del 061211 presenta un solo máximo alrededor de 9.5 hz, con amplitudes importantes sobretodo entre 8 hz y 12 hz. El sismo de Pisco presenta en esta dirección amplitudes menores que en la dirección EW, debido posiblemente a un efecto de direccionalidad en el trayecto de las ondas. Asimismo, el rango de frecuencias predominantes va desde 0.7 hz hasta 3 hz y no es tan claro como en la dirección EW.

Para la estación acelerográfica NNA, es claro que al tratarse de una estación de referencia en roca, el movimiento no sufre cambios significativos a causa de las características geotécnicas, sino depende básicamente de la ubicación del epicentro respecto a la estación (azimut y distancia) y de la trayectoria de las ondas. Sin embargo, podemos observar que en general los movimientos en roca son menos intensos y contienen frecuencias más altas. Por lo tanto, no sería adecuada la designación de una frecuencia fundamental para este tipo de caso.

5.6.2. Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados

Los Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados (ERN) corresponden a los Espectros de Respuesta divididos entre la máxima aceleración del suelo, como se detalla en el ítem 1.3.3 del presente capítulo. Se ha considerado un amortiguamiento del 5% y para el análisis se considera la componente promedio horizontal (promHOR). Los resultados serán confrontados con los obtenidos por Seed et al. (1976), según el tipo de suelo.

Estación CSM: Analizando los 18 sismos registrados en esta estación (Tabla 5.1), habiendo realizado sus ERN y comparándolos con los espectros normalizados propuestos por Seed et al. para suelo rígido (SEED_STIFF) y para roca (SEED_ROCK), se tiene:

- **Componente promHOR:** Se observa una acumulación de espectros en un rango estrecho de periodos, menores a 0.20 s, con una tendencia mayoritaria a presentar máximos alrededor de 0.06 s con amplitudes menores a 4.2. De los 18 sismos 13 de ellos sólo se ubican en este rango. Los 5 sismos restantes (curiosamente los del sismo de Pisco, sus 2 replicas y otros 2 también cercanos a ellos), además de tener máximos como los 13 sismos, presentan espectros más amplios con máximas amplitudes a mayores periodos. Entre 0.10 s y 0.40 s, tales espectros se asemejan a los espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido (pico máximo de 2.85 en 0.25 s) y roca (pico máximo de 2.56 en 0.20 s), aunque con mayores amplitudes hasta 0.30 s. Para periodos mayores a 0.30 s, existe más similitud con el espectro propuesto para roca.

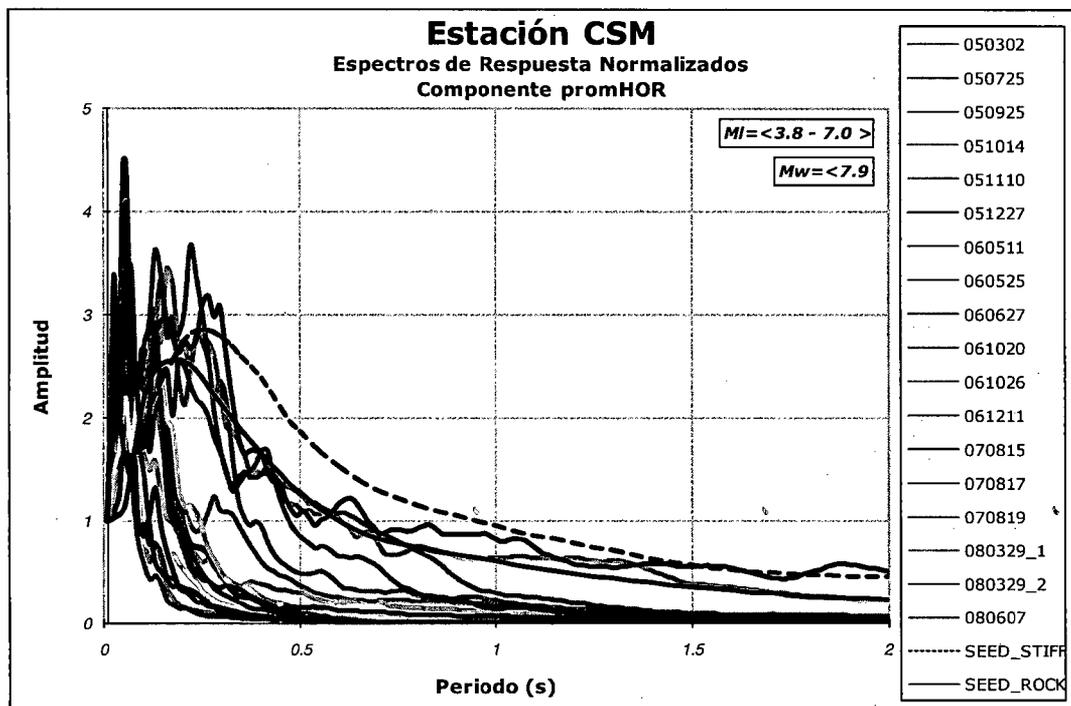


Figura 5.9: Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica CSM (Componente promHOR). Incluye los espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido y roca. (Elaboración propia)

Si analizamos promedios es clara la diferencia entre las formas espectrales de los promedios para los 18 o 13 sismos y el promedio estimado para los 5 sismos. Los primeros promedios (en verde y azul) son estrechos, sin amplificaciones a más de 0.20 s y con máximos en 0.06 s mayores a 3; no existe similitud entre

éstos y los propuestos por Seed et al. Esto podría producirse porque la estación se encuentra sobre una zona de contacto entre suelo gravoso y roca (revisar los periodos del suelo, los mismos que ya se observaron en los EAF de la estación). Por su parte, el promedio en rojo (5 sismos) guarda mayor relación con los espectros de Seed et al. al ser más amplio, con sus 2 picos en 0.15 s y 0.24 de respectivas amplitudes 3 y 2.8. De 0.10 s a 0.30 s este promedio se ubica entre los espectros propuestos por Seed et al., para periodos mayores la amplificación es menor a la estimada para roca. La forma espectral con mayores amplificaciones a periodos altos podría asociarse a las considerables distancias epicentrales de los sismos.

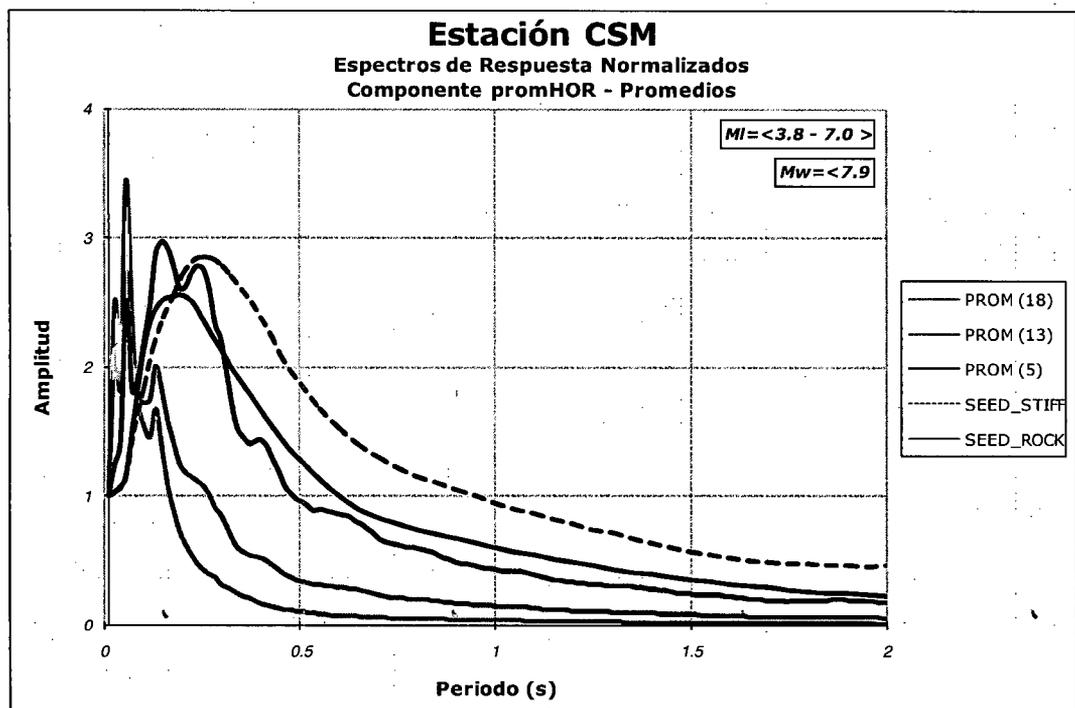


Figura 5.10: Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica CSM (Componente promHOR). Incluye los espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido y roca. (Elaboración propia)

El análisis realizado evidencia que el suelo de la estación acelerográfica CSM es rígido.

Estación CAL: Se analizaron los 11 sismos registrados en esta estación (Tabla 5.2), para los cuales sus ERN fueron comparados con el espectro normalizado propuestos por Seed et al. para suelo blando (SEED_SOFT).

- **Componente promHOR:** En similitud a las estaciones acelerográficas CSM y CDLCIP analizadas anteriormente, se observa que los espectros de respuesta normalizados (ERN) se dividen en dos formas espectrales o tendencias. La primera tendencia está asociada a sismos cercanos, con principal amplificación en bajos periodos de hasta 0.25 s (con picos en 0.06 s y 0.16 s de amplitudes máximas 4.4 y 3.3), evidenciando espectros estrechos que excepto para 1 sismo no presentan amplificación más allá de 0.60 s. El sismo de Pisco, sus 2 réplicas y otro cercano a éstos conforman la denominada segunda tendencia, cuyos espectros normalizados son en principio más amplios y muestran mayor amplificación hacia periodos mayores, sobretodo entre 0.30 s y 0.80 s. El nivel de amplificación resulta ser de entre 2 a 4 veces entre 0.30 s y 0.80 s, siendo mucho mayor al propuesto para suelo blando (SEED_SOFT) que es de 2 a 2.3 veces entre 0.20 s y 1.00 s. Para este caso, a diferencia de las coherencias encontradas para otras estaciones acelerográficas, no existe una buena correlación entre el espectro propuesto por Seed et al. y los ERN analizados, tanto en los periodos característicos y amplitudes máximas como en la forma de atenuación de la amplitud espectral.

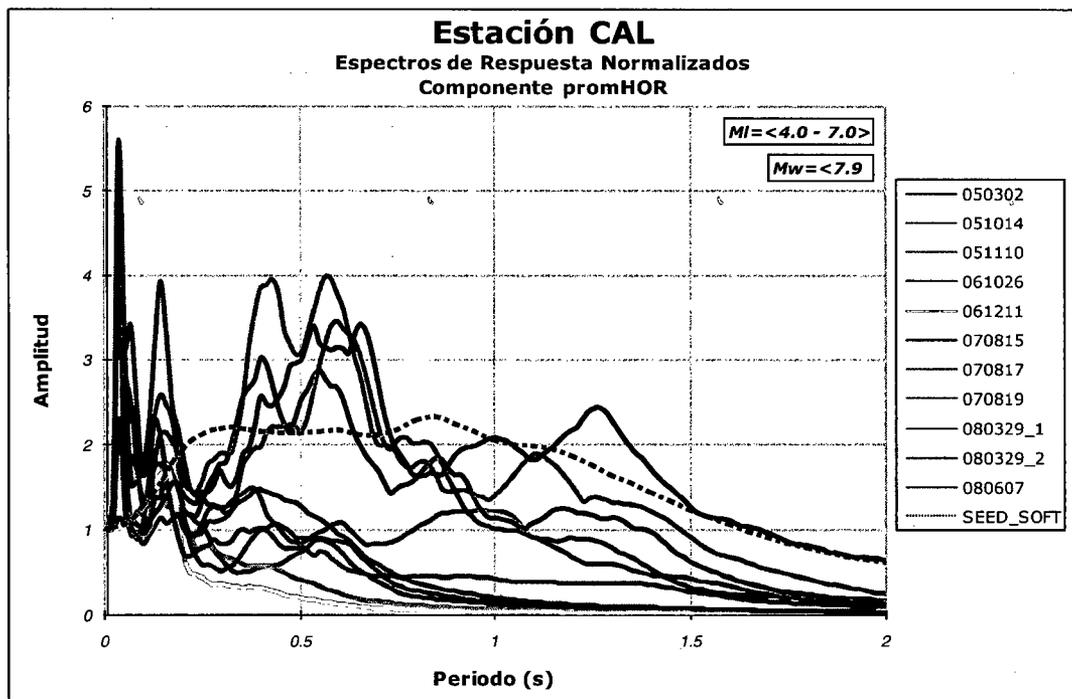


Figura 5.11: Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica CAL (Componente promHOR). Incluye el espectro propuesto por Seed et al. para suelo blando. (Elaboración propia)

A continuación se analizan los promedios obtenidos, en este caso el promedio total (en azul y obtenido de 11 sismos) y el promedio para los sismos del Sur (en rojo y obtenido de 4 sismos). Se observa que a pesar que el primer promedio presenta 2 picos de amplitudes 4.3 y 1.9 en periodos bajos de 0.04 s y 0.14 s, mostrando a su vez amplificación de hasta 1.65 entre 0.30 s y 0.70 s, subestima las amplificaciones en comparación al espectro propuesto para suelo blando y no presenta amplificación más allá de 0.70 s. El segundo promedio disminuye los picos en bajos periodos pero presenta amplitudes mayores que el primer promedio desde 0.20 s, manteniendo el rango entre 0.30 s y 0.70 s donde se manifiestan las máximas amplitudes. En general, el espectro propuesto por Seed et al. presenta mayores amplitudes excepto entre 0.35 s y 0.70 s, donde el segundo promedio parece restringir su amplificación y se observan 2 máximos en 0.42 s y 0.58 s de amplitudes 2.9 y 3.3.

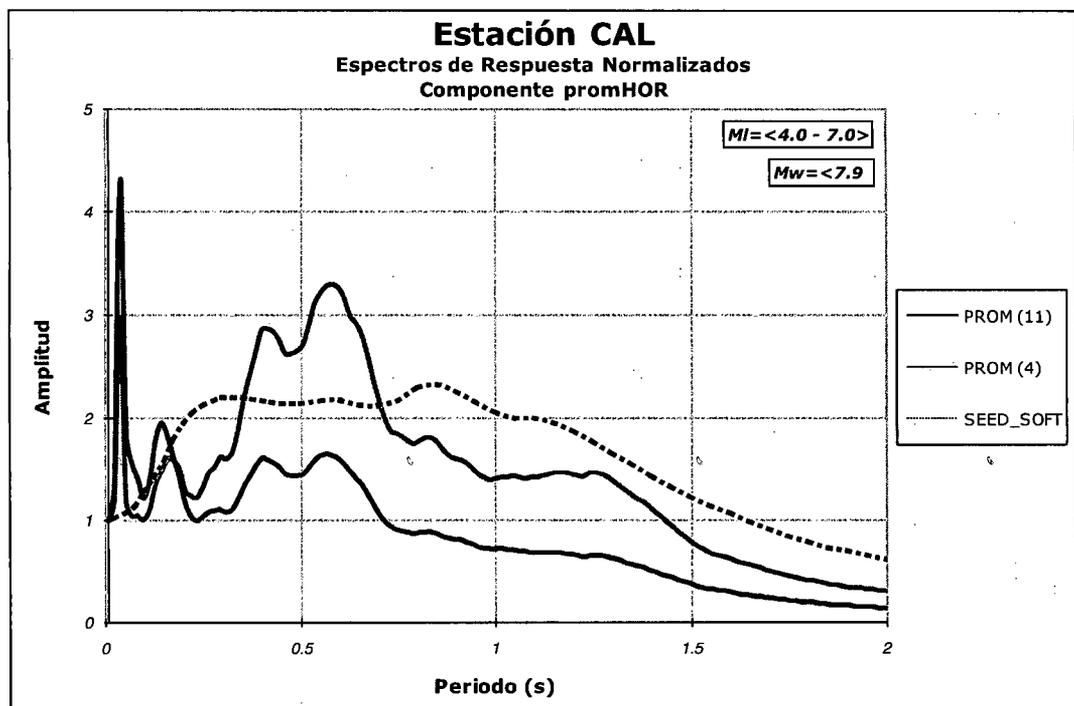


Figura 5.12: Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica CAL (Componente promHOR). Incluye el espectro propuesto por Seed et al. para suelo blando. (Elaboración propia)

De este análisis se evidencia que el suelo de la estación acelerográfica CAL es blando, tanto o más blando que el analizado por Seed et al. en su estudio.

Estación CDLCIP: Se analizaron 5 sismos en esta estación (Tabla 5.3), para los cuales sus ERN fueron comparados con los espectros normalizados propuestos por Seed et al. para suelo rígido (SEED_STIFF) y para suelo profundo (SEED_DEEP).

- *Componente promHOR:* Se observan dos formas espectrales o tendencias, la primera está asociada a 2 sismos cercanos y presenta amplificación únicamente hasta 0.30 s (con picos en 0.09 s y 0.15 s de amplitud máxima 3.7), por lo que se trata de espectros estrechos parecidos a los obtenidos en la estación CSM. La segunda tendencia está dada por el sismo de Pisco y sus 2 réplicas, cuyos espectros normalizados son más amplios y muestran mayor amplificación hacia periodos mayores. Para este segundo caso es notoria la coherencia con los espectros de Seed et al., tanto en las amplitudes máximas y periodos característicos como en la forma de atenuación de la amplificación. El espectro propuesto para suelo rígido (pico máximo de 2.85 en 0.25 s) comparte casi el mismo periodo característico que los espectros obtenidos, aunque éstos presentan amplitudes algo mayores (máximos a 0.20 s y 0.25 s de entre 2.7 y 3. de amplitud). Por su parte, el espectro propuesto para suelo profundo (pico máximo de 2.71 en 0.33 s) guarda mayor relación con el obtenido para el sismo de Pisco, sobretodo para periodos mayores a 0.30 s.

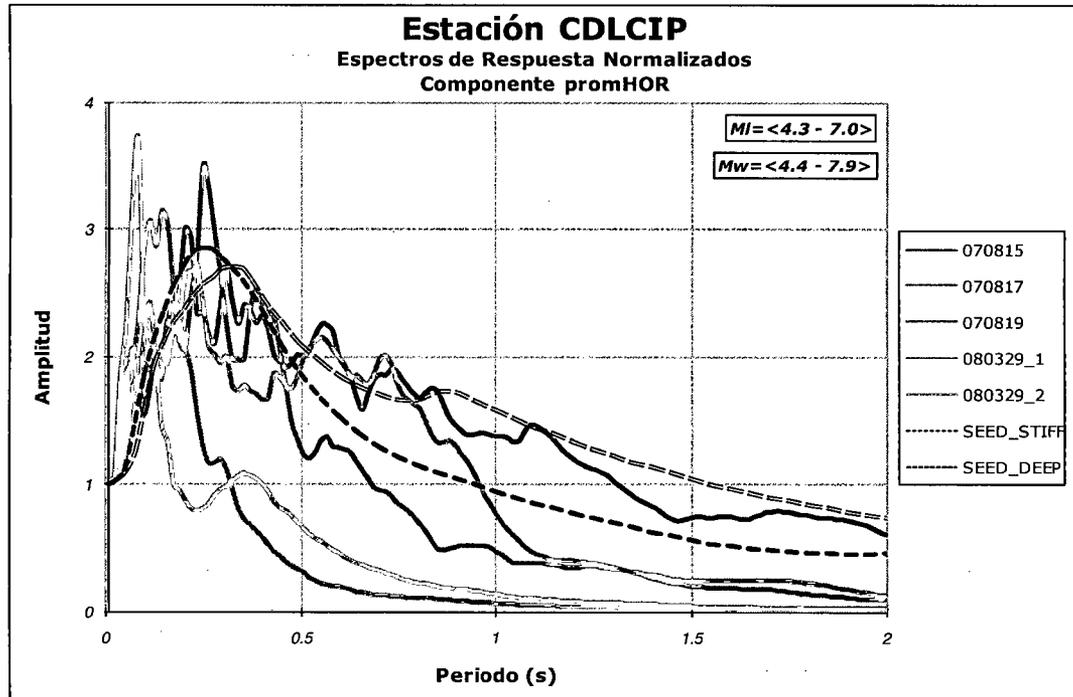


Figura 5.13: Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica CDLCIP (Componente promHOR). Incluye los espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido y profundo. (Elaboración propia)

Analizando promedios, en este caso el promedio total (en naranja) y el promedio para los sismos de Pisco (en azul), observamos que el primero además de amplificar periodos menores subestima las amplificaciones y no presenta amplificación más allá de 0.70 s, teniendo un pico máximo de amplitud 2.26 a 0.12 s. Este promedio total, obtenido de 5 sismos, presenta amplitudes bastante menores a las obtenidas por Seed et al. para suelo rígido (SEED_STIFF) y profundo (SEED_DEEP), salvo para periodos menores a 0.15 s.

Por el contrario, el segundo promedio se ajusta más a los espectros propuestos por Seed et al., su máxima amplitud de 2.76 es ligeramente mayor que el pico del espectro SEED_DEEP; asimismo, este máximo se da en 0.25 s coincidiendo con el periodo del espectro SEED_STIFF. Para periodos entre 0.50 s y 1 s este promedio se encuentra entre ambos espectros de Seed et al., pero a periodos mayores a 1 s se aproxima más al espectro de suelo rígido aunque con menores amplitudes.

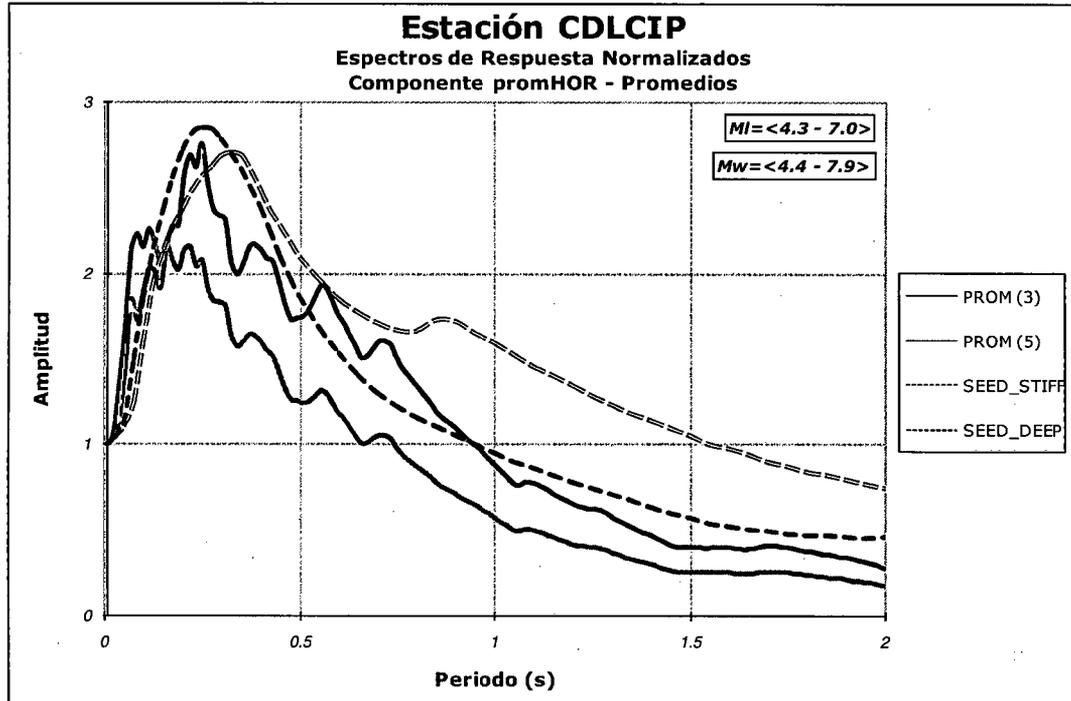


Figura 5.14: Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica CDLCIP (Componente promHOR). Incluye los espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido y profundo. (Elaboración propia)

De este análisis se muestra que la respuesta dinámica de la estación acelerográfica CDLCIP se asemeja al comportamiento de un suelo rígido y de profundidad considerable.

Estación MOL: Se analizaron los 13 sismos registrados en esta estación (Tabla 5.4), para los cuales sus ERN fueron comparados con los espectros normalizados propuestos por Seed et al. para suelo rígido (SEED_STIFF) y para roca (SEED_ROCK).

- **Componente promHOR:** Se observa una clara acumulación de espectros en un rango estrecho de periodos, menores a 0.25 s, con una tendencia mayoritaria a presentar máximos entre 0.10 s y 0.15 s, con amplitudes menores a 4.6. De los 13 sismos 10 de ellos no presentan amplificación a más de 0.25 s, y sus máximos van de 3.5 a 4.5 de amplitud en periodos de 0.11 s a 0.13 s. Cabe resaltar que estos 13 sismos presentan epicentros relativamente cercanos a la ciudad de Lima, área del presente estudio. Los 3 sismos restantes (curiosamente los del sismo de Pisco y otros 2 también

al Sur de Lima) mantienen prácticamente la misma tendencia, con amplificaciones de 4.3 a 4.6 en periodos de 0.13 s a 0.15 s. Sin embargo, estos 3 sismos presentan mayores amplitudes que los sismos con epicentros cercanos para periodos mayores a 0.30 s, lo cual podría deberse al efecto de campo lejano en el cual predominan las frecuencias bajas. Es de interés reconocer que sin importar la ubicación epicentral los espectros normalizados resultan muy similares, lo que denota que en la estación MOL el efecto de sitio asociado a sus condiciones geotécnicas gobierna en la respuesta sísmica. En esta ubicación el estrato de suelo superficial sería de poco espesor y estaría únicamente amplificando la señal más no modificando la baja frecuencia de vibración de la roca base. Se evidencia igualmente que ninguno de los espectros normalizados obtenidos se asemeja a los propuestos por Seed et al. para suelo rígido y para roca.

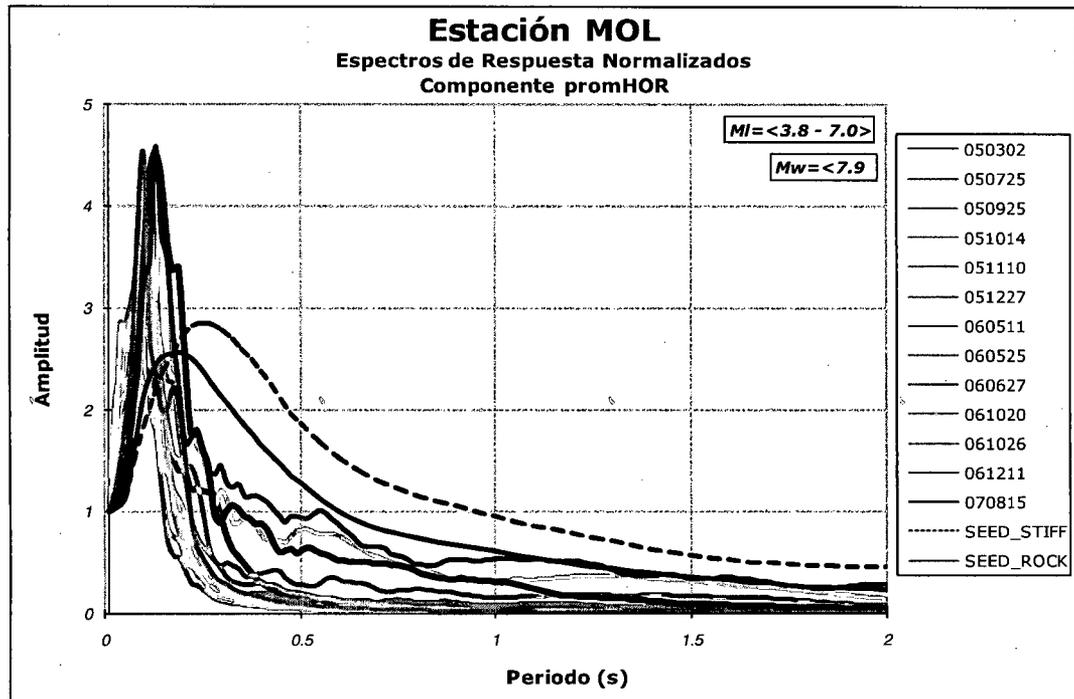


Figura 5.15: Espectros de Respuesta Normalizados por sismo para la estación acelerográfica MOL (Componente promHOR). Incluye los espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido y roca. (Elaboración propia)

Analizando el promedio total obtenido de 13 sismos, en este caso en azul, es notoria la discrepancia que existe con respecto a los espectros propuestos por

Seed et al., lo cual ya se había evidenciado con los espectros normalizados por sismo. El promedio obtenido es un espectro estrecho, con amplificaciones sólo hasta 0.22 s; así también, la amplificación máxima de 3.40 es mayor que para los espectros propuestos y el periodo de 0.10 s al cual se produce el máximo es menor. Estos valores obtenidos evidenciarían que en esta ubicación la roca está bastante superficial, de allí el periodo característico bajo, y la amplificación se debería al estrato de suelo existente.

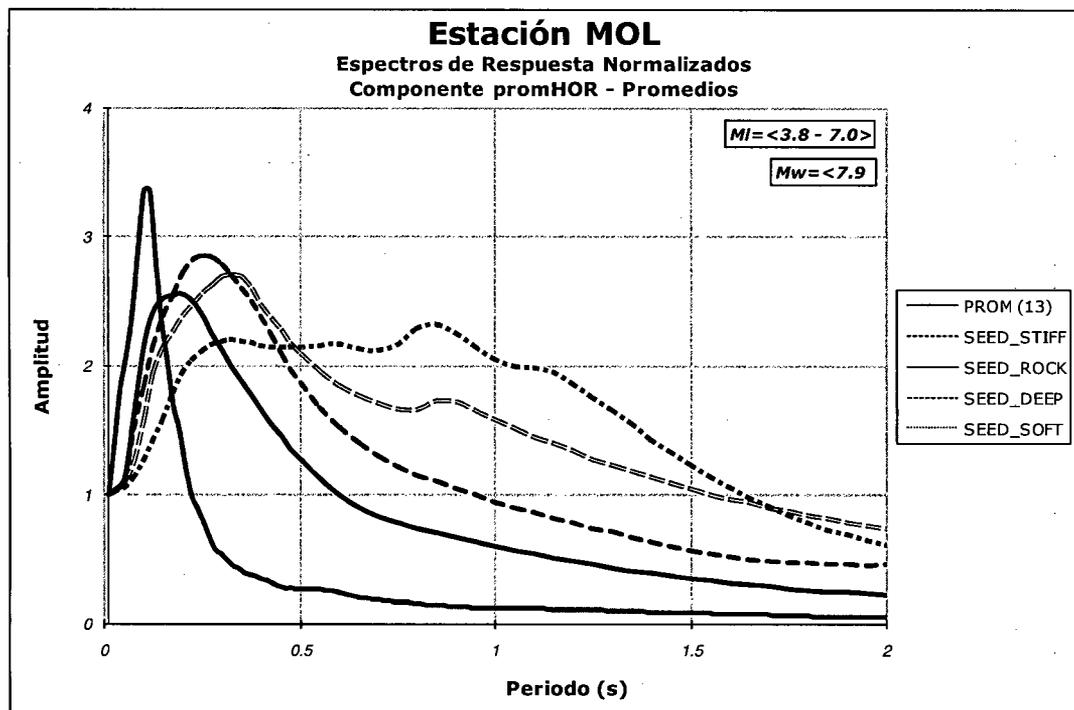


Figura 5.16: Espectros de Respuesta Normalizados Promedios para la estación acelerográfica MOL (Componente promHOR). Incluye los 04 espectros propuestos por Seed et al. para suelo rígido, roca, profundo y blando. (Elaboración propia)

Del análisis realizado se evidencia que el suelo de la estación acelerográfica MOL es rígido y de poco espesor, vale decir con la roca base bastante superficial.

5.6.3. Cocientes Espectrales

Los distintos métodos utilizados dan origen a gráficas representativas de cada sismo. A su vez, como parte del procesamiento, se realizaron gráficas promedio

(en línea más gruesa) con la finalidad de representar un comportamiento que englobe a todos los sismos considerados. Por tanto, el siguiente análisis y discusión de resultados estará basado en dichas gráficas promedio.

5.6.3.1. Cociente Espectral Estándar "SSR"

Los Cocientes Espectrales Estándar SSR (Anexo III) se realizaron con respecto a las 02 estaciones de referencia (LMO y NNA), siendo considerada para el análisis la componente promedio horizontal (promHOR). A continuación se presentan los resultados obtenidos para cada estación sísmica.

Estación CSM: Teniendo como referencia a la estación acelerográfica LMO, los Cocientes Espectrales CSM/LMO obtenidos fueron 10. Los sismos analizados presentan magnitudes de Richter (M_L) entre 3.8 y 5.8. Del Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR:* En el rango de frecuencias más bajas, entre 0.1 hz y 0.9 hz, el Cociente Espectral suelo-roca presenta un valor de ligeramente menor a la unidad, siendo la gráfica bastante plana. Pueden observarse factores de deamplificación de 0.9 en 0.25 hz y 0.8 hz, 0.8 en 0.55 hz y una amplificación ligera alrededor de 0.2 hz. Entre 0.9 hz y 2.5 hz se produce una deamplificación mayor, con factores entre 0.7 (alrededor de 1 hz y 2 hz), y 0.9 en 1.7 hz. A partir de 2.5 hz y hasta 10 hz se presenta la amplificación de interés, observándose amplificaciones menores a 2 entre 2.5 hz y 5.5 hz, y de 2.5 en 10 hz. En este rango de importancia el factor de amplificación máximo es de 3.2 en 7.6 hz. Para frecuencias mayores a 10 hz, se observan picos de amplitudes de 8 y 10 en 20 hz y 40 hz, respectivamente.

Respecto a la estación de referencia NNA, fueron 3 los sismos analizados (Tabla 5.6), los cuales presentan magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, menores a $7.9 M_w$. Analizando el Cociente promHOR total se puede decir:

- *Componente promHOR:* En el rango de frecuencias entre 0.1 hz y 0.4 hz ocurre la amplificación de hasta 4 veces alrededor de 0.2 hz. Entre 0.5 hz y

3 Hz la amplificación no es mayor a 2 y la gráfica es bastante horizontal. Por su parte, de 4 Hz a 8 Hz se observa la amplificación más importante, con factores de amplificación entre 4.5 y 6.6, que corresponde al máximo valor observado en 7.1 Hz. La amplificación disminuye entre 8 Hz y 10 Hz, variando entre 2 y 3 veces. Para frecuencias mayores a 10 Hz, se observan los mismos picos que los obtenidos respecto a la estación LMO, pero con amplitudes respectivas de 14 y 9.

En forma general, los Cocientes Espectrales respecto a la estación de referencia NNA presentan mayores amplificaciones que los obtenidos respecto a la estación LMO, manteniendo ambas formas parecidas que permitieron la identificación de casi las mismas frecuencias de vibración.

Estación CAL: Teniendo como referencia a la estación acelerográfica LMO, los Cocientes Espectrales CAL/LMO obtenidos fueron 6, con sismos de magnitudes M_L entre 4.2 y 5.8 (Tabla 5.11). Del Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR:* Como se observa, en esta estación acelerográfica el Cociente Espectral promHOR presenta una amplificación importante, sobretodo en frecuencias relativamente bajas. En el rango de frecuencias entre 0.1 Hz y 0.5 Hz la amplificación tiende a ser constante alrededor de 2 veces. Entre 0.5 Hz y 1 Hz se presenta la amplificación más importante, representada por un pico máximo en 0.72 Hz con un factor de amplificación de 11.5. Asimismo, entre 1 Hz y 4 Hz se observan picos en 1.7 Hz, 2.5 Hz y 3.5 Hz con amplificaciones de 7.6, 4.5, 1.3, respectivamente. Como en las direcciones EW y NS, para las frecuencias siguientes se tienen deamplificaciones de 0.6 y 0.5 alrededor de 4.5 Hz y 10 Hz respectivamente, y una amplificación constante cercana a 2 veces entre 5 Hz y 8 Hz. Se observa igualmente una elevada amplificación de hasta 10 veces alrededor de 25 Hz.

Respecto a la estación de referencia NNA, los Cocientes Espectrales CAL/NNA obtenidos fueron 3, con sismos de magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, menores a $7.9 M_w$ (Tabla 5.6). Analizando el Cociente promHOR total se puede decir:

- *Componente promHOR:* En el rango de frecuencias entre 0.1 hz y 0.5 hz se presentan picos en 0.17 hz y 0.29 hz, con respectivas amplitudes de 5.7 y 3.6. Entre 0.5 hz y 3 hz se presentan los máximos de amplificación que caracterizan la respuesta sísmica de la estación acelerográfica CAL, destacando aquellos en 0.72 hz y 1.77 hz con amplitudes de 7.6 y 7, respectivamente. Asimismo, para las siguientes frecuencias hasta 10 hz se observan factores de amplificación de 3 para 5.7 hz y deamplificación de 0.5 para 10 hz. Se observa nuevamente una amplificación importante alrededor de 25 hz, para este caso de 7 de amplitud.

En forma general, ambos Cocientes Espectrales analizados (respecto a LMO y NNA) son muy semejantes salvo por variaciones en las amplitudes. Entre 0.7 hz y 0.9 hz y para frecuencias mayores a 20 hz, el Cociente Espectral respecto a la estación LMO presenta mayores amplificaciones; lo contrario ocurre para frecuencias menores a 0.5 hz y entre 3 hz y 7 hz, donde la mayor amplificación se presenta respecto a la estación de referencia NNA.

Estación CDLCIP: Respecto a la estación de referencia LMO, los Cocientes Espectrales CDLCIP/LMO obtenidos fueron 3. Los sismos utilizados presentan magnitudes M_L entre 5.3 y 5.7, mayores a $5.3 M_w$ (Tabla 5.12). Del Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR:* Como se observa, es poco considerable la amplificación del Cociente Espectral promHOR obtenido en esta estación acelerográfica, presentando un valor máximo cercano a 2. Asimismo, es complicada la identificación de una frecuencia predominante por su forma bastante plana, a diferencia de los Cocientes Espectrales de las estaciones acelerográficas anteriormente analizadas. A pesar de esto, podríamos citar las amplificaciones de amplitud 1.9 producidas en 0.8 hz y 1.8 hz, así como el rango entre 2.5 hz y 3.5 hz, donde los factores van de 1.8 hasta 2.3 (exactamente en 3.42 hz). Para frecuencias mayores a 10 hz, hasta 20 hz se observa una amplificación promedio de 2 y un máximo de amplitud 4 en 70 hz. En comparación a la estación acelerográfica CSM los factores de amplificación y sus frecuencias asociadas son menores, lo cual debería

asociarse a la diferencia de espesores del conglomerado en ambas ubicaciones.

Respecto a la estación de referencia NNA, sólo se contó con el registro del sismo de Pisco del 15/08/2007, de magnitudes $7.0 M_L$ y $7.9 M_w$. De este cociente espectral podría decirse:

- *Componente promHOR:* Como se observa, nuevamente la amplificación del movimiento en roca producida en esta estación acelerográfica no es excesiva, no superando un valor de 4. En el rango de frecuencias más bajas, entre 0.1 hz y 1 hz, el Cociente Espectral presenta diversos picos de hasta 3 de amplitud, como los mostrados en 0.17 hz y 0.94 hz. Como en casi todos los casos estudiados, las amplificaciones más importantes se dan entre 1 hz y 10 hz, donde tenemos picos en 1.5 hz y 1.77 hz, ambos con amplitudes de 3.1, y el máximo en 3.58 hz con un factor de 3.6. Para frecuencias mayores a 10 hz, se observa un máximo de amplitud 3.8 en 17 hz y deamplificación en frecuencias mayores a 28 hz.

En forma general, ambos Cocientes Espectrales (respecto a LMO y a NNA) presentan poca concordancia en su distribución de amplitudes en el rango de frecuencias estudiadas, lo que conlleva a formas distintas y frecuencias predominantes no tan cercanas. Asimismo, nuevamente se confirman mayores amplificaciones para el Cociente Espectral respecto a la estación de referencia, NNA, en este caso el sismo de Pisco. El Cociente Espectral obtenido representa bastante bien el comportamiento dinámico de un depósito profundo de suelo rígido, por sus no tan elevadas amplificaciones y frecuencias predominantes entre 1 hz y 6 hz.

Estación MOL: Respecto a la estación de referencia LMO, los Cocientes Espectrales MOL/LMO obtenidos fueron 6. Los sismos analizados presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 5.8 (Tabla 5.13). Del Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR:* En esta estación acelerográfica la amplificación del movimiento del suelo con respecto a la roca se restringe o concentra

entre 3.5 hz y 20 hz, donde destaca un máximo de 6.5 de amplitud en 9.4 hz. Se observan otros picos menores en 6.3 hz y alrededor de 15 hz con amplitudes de 3.9 y 3.4, respectivamente. Asimismo, el Cociente Espectral es bastante plano entre 0.1 hz y 3.5 hz (con una ligera tendencia a la deamplificación de hasta 0.7 de amplitud) y entre 20 hz y 50 hz (amplificación promedio de 2). Cabe resaltar que en comparación a las otras 2 estaciones sobre suelo rígido (CSM y CDLCIP), la estación MOL presenta una amplificación significativamente mayor en el rango de frecuencias de importancia ingenieril, con una identificable frecuencia fundamental también mayor.

Respecto a la estación de referencia NNA, los Cocientes Espectrales MOL/NNA obtenidos fueron 3, con sismos de magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, menores a $7.9 M_w$ (Tabla 5.6). Analizando el Cociente promHOR total se puede decir:

- *Componente promHOR:* En esta estación acelerográfica se observa que las amplificaciones más significativas se dan entre 3 hz y 20 hz, como se había obtenido respecto a la estación de referencia LMO. En este rango destacan las frecuencias entre 5 hz y 12 hz, para las cuales las amplitudes van de 5 hasta 7, observándose los máximos en 5.85 hz de amplitud 7.1, en 7.34 hz de amplitud 6.5, y el pico en 9.6 hz, obtenido también respecto a LMO, con una amplificación de 6.4. Por su parte, el máximo en 15.6 hz se ve amplificado hasta 5.5. Asimismo, el Cociente Espectral es bastante plano entre 0.1 hz y 3 hz, sin casi ninguna amplificación excepto entre 0.1 hz y 0.6 hz. Como ya se había comentado, cabe destacar que la estación acelerográfica MOL presenta las amplificaciones y frecuencias de vibración mayores de las estaciones sobre suelo rígido.

Como ya se había notado para la estación acelerográfica CSM, para la estación MOL los Cocientes Espectrales respecto a la estación de referencia NNA presentan mayores amplificaciones que los obtenidos respecto a la estación LMO, manteniendo ambas formas parecidas que permitieron la identificación de casi las mismas frecuencias de vibración.

A continuación, las Figuras 5.17 a 5.20 presentan la superposición de los Cocientes Espectrales Promedio (Componente promHOR) de las estaciones acelerográficas en suelo respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA (para mayor detalle véase el Anexo III).

En forma general, el Cociente Espectral promHOR respecto a NNA presenta amplitudes ligeramente mayores al obtenido respecto a LMO en todo el rango de frecuencias analizado, siendo ambos cocientes de formas muy parecidas. Por lo tanto, podríamos concluir que la estación NNA presenta mejores condiciones como estación de referencia. Esta conclusión se observa también en la Figura 5.21, en la cual el Cociente Espectral LMO/NNA (promedio horizontal) para el sismo del 061211 muestra que la estación LMO produce amplificación.

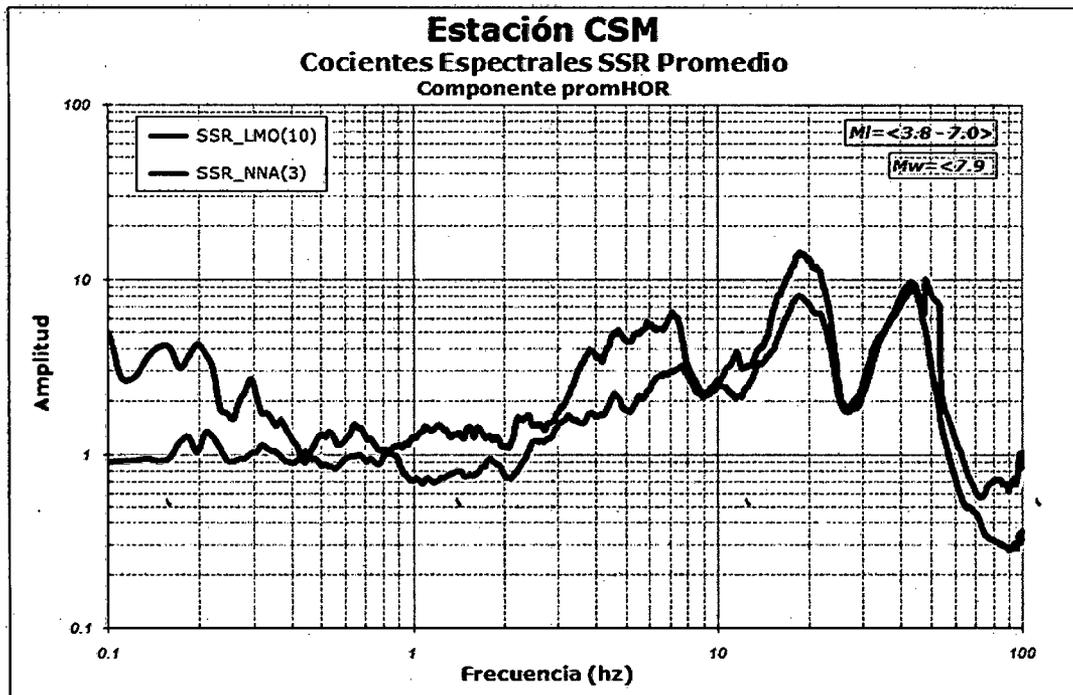


Figura 5.17: Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica CSM. Respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

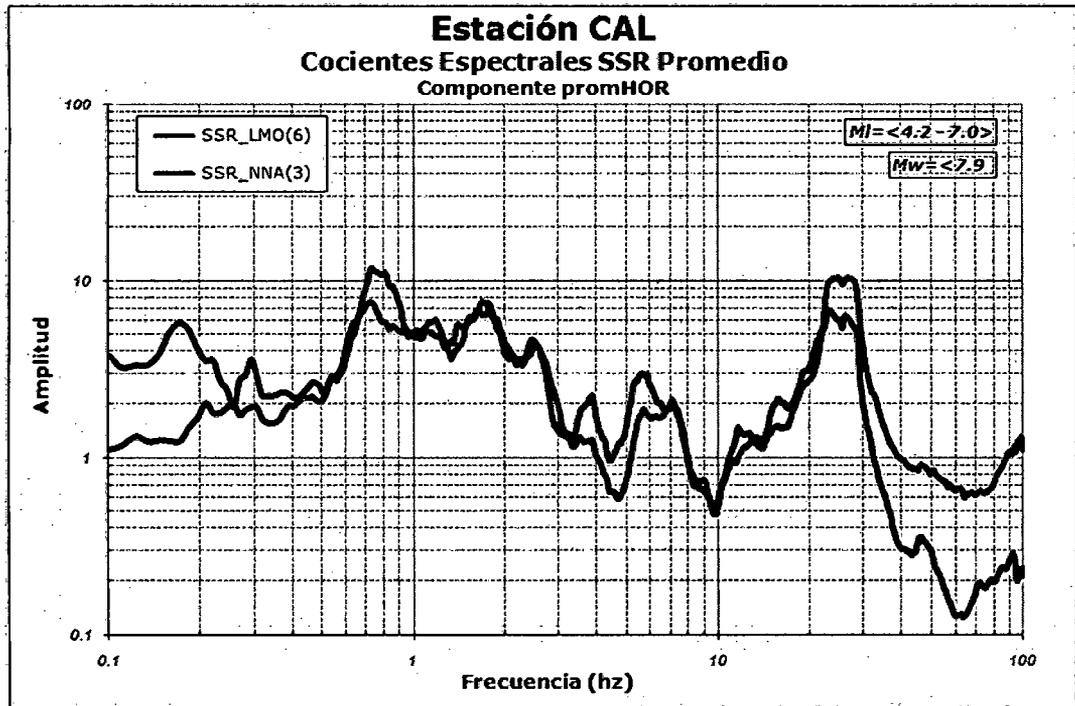


Figura 5.18: Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica CAL. Respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

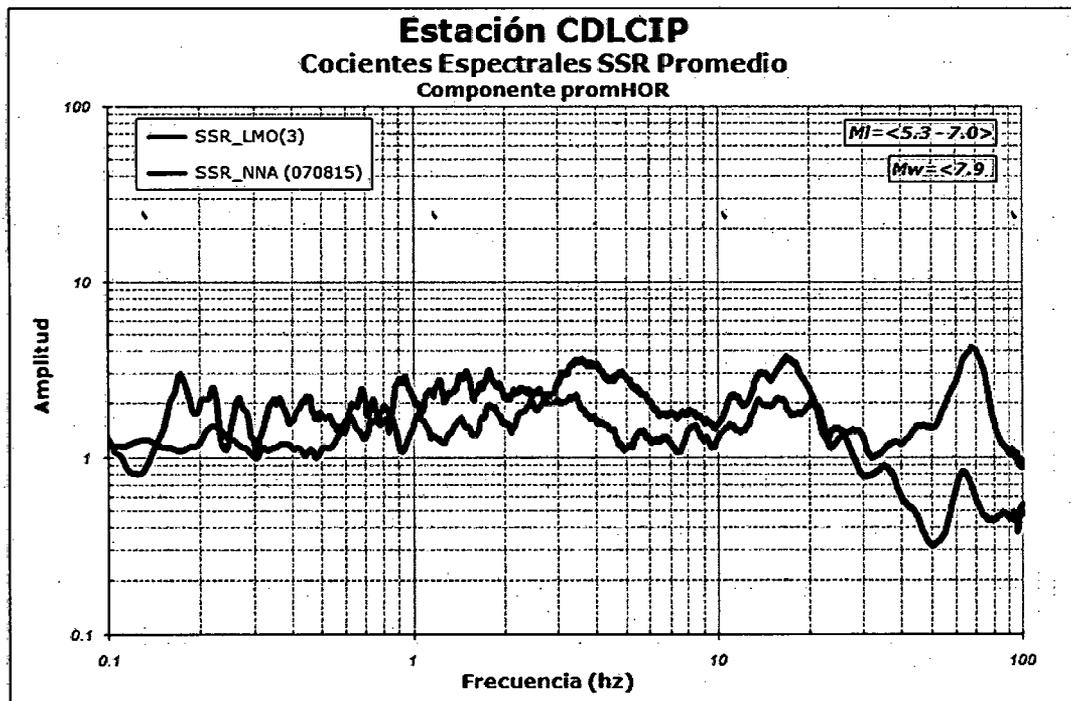


Figura 5.19: Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica CDLCIP. Respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

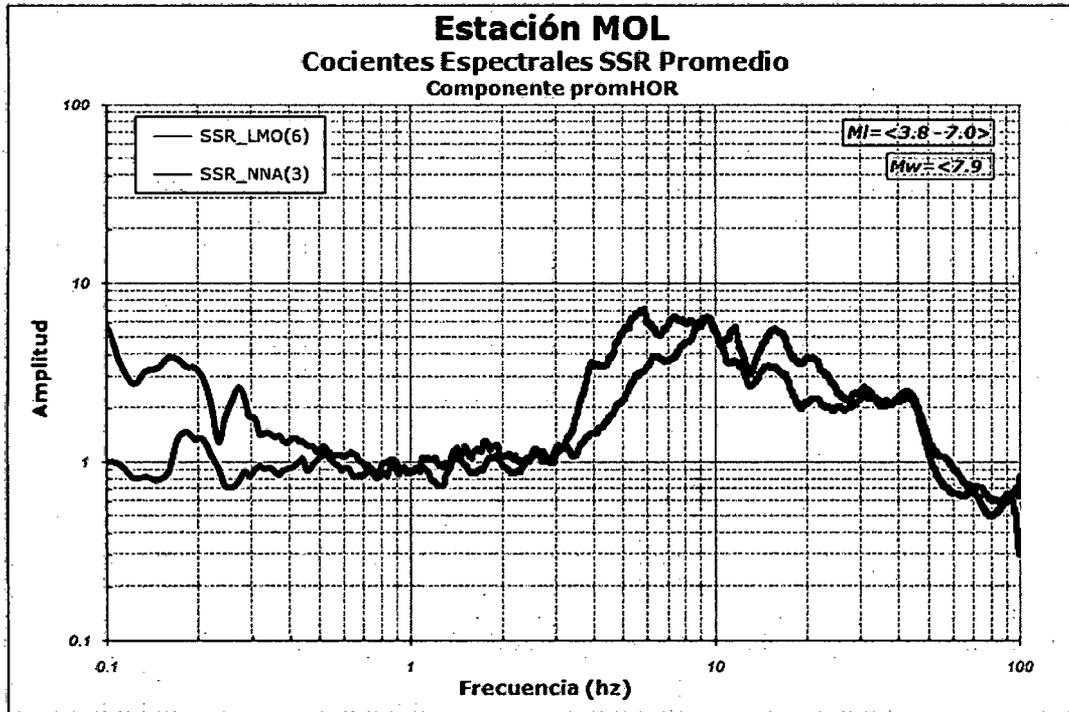


Figura 5.20: Cocientes Espectrales SSR Promedio para la Estación acelerográfica MOL. Respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

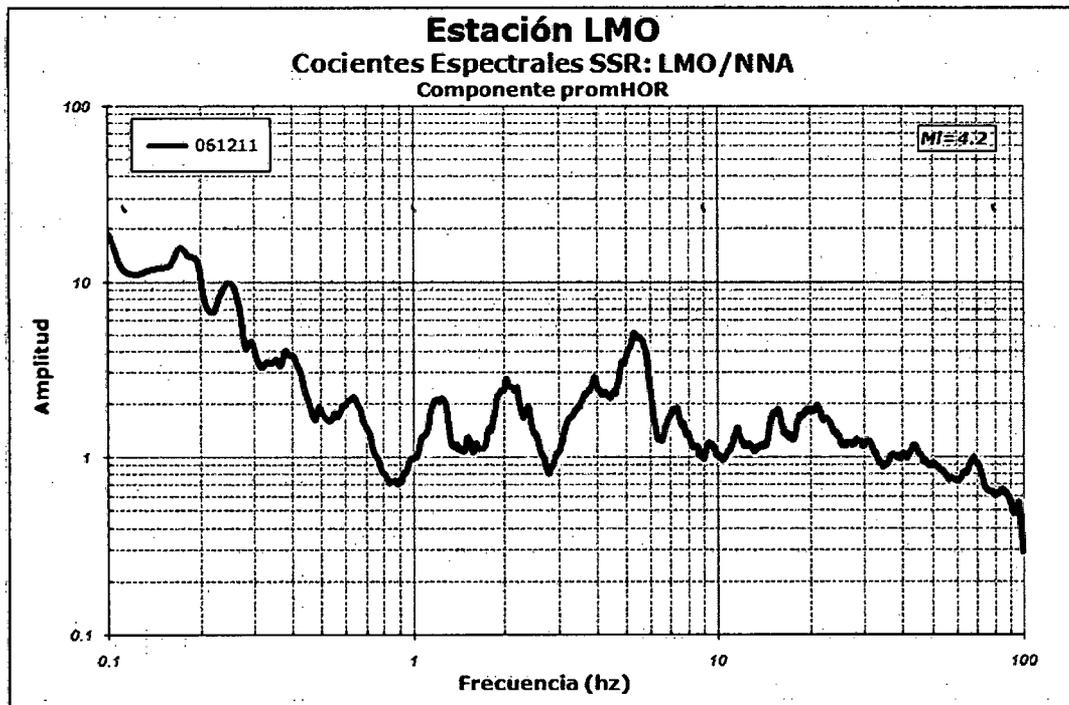


Figura 5.21: Cociente Espectral SSR para la Estación LMO respecto a la Estación NNA (Promedio Horizontal). Realizado para el sismo del 061211. (Elaboración propia)

A continuación se presentan las Tablas 5.14 y 5.15 con el resumen de las frecuencias, periodos y amplitudes de los máximos obtenidos por cada componente y para cada caso analizado con los Cocientes Espectrales SSR.

Tabla 5.14: Cocientes Espectrales Estándar (SSR) respecto a LMO.
(Elaboración propia).

N°	Estación Acelerográfica	Componente	Cociente Espectral Estándar (SSR)		
			Frecuencia (hz)	Periodo (s)	Amplitud
01	CSM $M_L < 3.8 - 5.8 >$	EW	6.8	0.15	3.9
		NS	7.6	0.13	3.8
		promHOR	7.6	0.13	3.2
02	CAL $M_L < 4.2 - 5.8 >$	EW	0.81;1.7	1.23;0.59	12.8;7.5
		NS	0.72;1.7	1.39;0.59	12.6;7.9
		promHOR	0.73;1.7	1.37;0.59	11.6;7.6
03	CDLCIP $M_L < 5.3 - 5.7 >$ $M_w \geq 5.3$	EW	3.44;8.2	0.29;0.12	2.4;1.8
		NS	1.85;2.43	0.54;0.41	2.6;2.6
		promHOR	3.42	0.29	2.3
04	MOL $M_L < 3.8 - 5.8 >$	EW	6.6;9.2	0.15;0.11	4.5;6.7
		NS	6.2;9.5	0.16;0.11	4.3;6.6
		promHOR	6.3;9.4	0.16;0.11	3.9;6.5

Tabla 5.15: Cocientes Espectrales Estándar (SSR) respecto a NNA.
(Elaboración propia).

N°	Estación Acelerográfica	Componente	Cociente Espectral Estándar (SSR)		
			Frecuencia (hz)	Periodo (s)	Amplitud
01	CSM $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_w \leq 7.9$	EW	7.1	0.14	7.1
		NS	7.1	0.14	6.1
		promHOR	7.1	0.14	6.6
02	CAL $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_w \leq 7.9$	EW	0.75;1.77	1.33;0.57	6;7.3
		NS	0.71;1.1;1.53	1.41;0.91;0.65	10.5;8.6;7.2
		promHOR	0.72;1.77	1.39;0.56	7.6;7

03	CDLCIP $7.0 M_L$ $7.9 M_w$	EW	1.77;3.5	0.57;0.29	3.7;3.2
		NS	1.42;3.42	0.70;0.29	3.4;4.3
		promHOR	1.5;1.77;3.58	0.67;0.57;0.28	3.1;3.1;3.6
04	MOL $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_w \leq 7.9$	EW	5.81;7.34;9.6	0.17;0.14;0.1	7.4;6.8;7.35
		NS	5.86;8.26;9.18	0.17;0.12;0.11	7;6.44;6.1
		promHOR	5.85;7.34;9.6	0.17;0.14;0.1	7.1;6.5;6.4

5.6.3.2. Cociente Espectral "HVSr"

El análisis por Cocientes Espectrales HVSr (Anexo IV), a diferencia de las otras metodologías, no requiere de una estación de referencia. De acuerdo a cada estación se analizaron cierto número de sismos y el promedio general se representa con una línea roja. Para mayor explicación léase el Capítulo IV de la presente tesis.

Estación CSM: En esta estación acelerográfica se analizaron 18 sismos (Tabla 5.1). Los sismos analizados presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 7.0, menores a $7.9 M_w$.

- **Componente EW:** En forma clara se observa una función de transferencia empírica típica de un suelo compacto, la cual tiende a ser bastante plana y sin picos de amplificación diferenciados. En el rango de frecuencias entre 0.1 hz y 1 hz, la amplificación no excede el valor de 2, pudiendo considerarse un promedio de 1.5. Entre 1 hz y 10 hz las amplitudes no aumentan considerablemente, no superando un valor de 3. En este rango se observa un máximo en 3.3 hz con una amplitud de 2.9 y otro alrededor de 7 hz con una amplitud de 2. Para frecuencias mayores a 10 hz se observan picos que estarían asociados a fuentes de origen antrópico.
- **Componente NS:** Similar a la componente EW, en esta dirección el Cociente Espectral HVSr promedio es también bastante plano y sin picos de amplificación diferenciados. Entre 0.1 hz y 2 hz, la amplificación no excede el valor de 2. Asimismo, entre 2 hz y 8 hz las amplitudes son poco

mayores a 2, apareciendo ciertos máximos en 3 hz, 4 hz y 7.2 hz con amplitudes de 2.3 aproximadamente. Los picos en frecuencias mayores a 10 hz no son representativos de la respuesta del suelo.

- *Componente promHOR*: El Cociente Espectral HVSR promedio (Figura 5.22) es casi plano entre 0.1 hz y 2 hz, donde no excede una amplitud de 2. Por su parte, entre 3 hz y 4.5 hz las amplitudes son mayores a 2, siendo de 2.5 en 3.3 hz. Asimismo, en 7.2 hz aparece un pico de 2.2 de amplificación. Los picos bastante elevados en frecuencias mayores a 10 hz estarían asociados a ruidos y/o fuentes antrópicas, no siendo representativos de la respuesta del suelo.

Estación CAL: En esta estación acelerográfica se analizaron 11 sismos (Tabla 5.2). Los sismos analizados presentan magnitudes M_L entre 4.0 y 7.0, menores a $7.9 M_w$.

- *Componente EW*: La función de transferencia empírica obtenida, en la cual se observan varios picos máximos y difiere drásticamente de las obtenidas para sitios rígidos, demuestra que en efecto la estación acelerográfica CAL se ubica sobre sedimentos blandos. Se observa claramente un máximo en 0.77 hz con una amplificación de 10 y otros menores en 1.8 hz, 2.6 hz y 3.5 hz con amplitudes nada despreciables de 5.4, 4.5 y 1.9, respectivamente. De igual forma, en 7 hz y 9 hz se observan picos con amplificaciones menores a 2. Extrañamente, en 5 hz y 10 hz ocurren deamplificaciones de 0.6 y 0.9. Por último, en 25 hz ocurre un pico elevado que no estaría asociado a la respuesta del sitio.
- *Componente NS*: Similar a la componente EW, en esta dirección se observan picos de amplificación diferenciados típicos de sitios blandos. Inicialmente, se observa un pico máximo en 0.7 hz con una amplificación de 11. Asimismo, se repiten los picos en 1.8 hz, 2.6 hz y 3.6 hz, ahora con amplitudes de 5.5, 4.3 y 1.8, respectivamente. Entre 6 hz y 8 hz se mantiene una amplificación de 1.5. De igual manera ocurren deamplificaciones de 0.6 y 0.7 alrededor de 5 hz y 10 hz. Por último, en 25

hz ocurre un máximo de 7 de amplitud que no estaría asociado a la respuesta del sitio.

- *Componente promHOR:* El Cociente Espectral HVSR promedio (Figura 5.23) muestra su máximo pico en 0.77 hz con una amplificación de 10.5. Le siguen los picos en 1.8 hz, 2.6 hz y 3.6 hz con amplitudes de 5.4, 4.4 y 1.9, respectivamente; mientras entre 6 hz y 8 hz la amplificación promedio es de 1.5. Las deamplificaciones de 0.6 y 0.8 alrededor de 5 hz y 10 hz se mantienen. Por último, el pico en 25 hz estaría asociado a ruidos y/o fuentes antrópicas y no representaría la respuesta del sitio.

Estación CDLCIP: En esta estación se analizaron 5 sismos (Tabla 5.3), los cuales presentan magnitudes M_L entre 4.3 y 7.0, menores a $7.9 M_w$.

- *Componente EW:* Similar a la estación acelerográfica CSM, en esta estación acelerográfica la forma casi plana y sin picos de amplificación de los Cocientes Espectrales HVSR obtenidos denotan que se trata de un sitio de suelo compacto. A pesar que en todo el rango de frecuencias analizado la amplificación no supera un valor de 3 y que es difícil encontrar máximos, podríamos citar ciertos picos en 0.8 hz, 3.5 hz y 13 hz con amplitudes de 2.5, 2.7 y 2.6, respectivamente. Como se vio anteriormente, un pico en frecuencias altas como el observado en 65 hz no es representativo de la respuesta del suelo.
- *Componente NS:* Similar a la componente EW, en esta dirección el Cociente Espectral HVSR promedio es también bastante plano en ciertos rangos de frecuencias y no presenta amplificaciones elevadas. Sin embargo, podríamos citar el máximo pico de amplitud 3.5 presente en 3.5 hz y otros picos menores en 0.85 hz y 1.8 hz de amplitudes cercanas a 2.5. A diferencia de la componente EW, alrededor de 13 hz no existe un pico y la amplificación no supera un valor de 2. Igualmente, se observa un máximo en frecuencias elevadas.
- *Componente promHOR:* El Cociente Espectral HVSR promedio (Figura 5.24) sigue la tendencia antes comentada para las componentes EW y NS,

bastante horizontal y con ciertos máximos de amplificaciones bajas. Entre los máximos podemos citar nuevamente aquel en 3.5 hz de amplitud 3 y los observados en 0.8 hz y 13 hz de amplitudes poco mayores a 2. Asimismo, entre 1 hz y 2 hz aparece un rango donde la amplificación se mantiene en un valor de 2. Como se comentó, el pico de alta frecuencia observado no estaría asociado a la respuesta dinámica del depósito de suelo, pudiendo deberse a fuentes de origen antrópico.

Estación MOL: En esta estación se analizaron 13 sismos (Tabla 5.4), los cuales presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 7.0, menores a $7.9 M_w$.

- *Componente EW*: En esta estación acelerográfica los Cocientes Espectrales HVSR obtenidos demuestran que en efecto se trata de un sitio de suelo rígido. En la dirección EW, el Cociente Espectral promedio es bastante horizontal entre 0.1 hz y 10 hz, donde salvo un pico poco claro alrededor de 5.7 hz de 2.2 de amplitud, la amplificación es menor a 2. Extrañamente para frecuencias elevadas entre 10 hz y 40 hz ocurre una deamplificación del movimiento de hasta 0.5. Como se viene observando ocurre también un pico en altas frecuencias de origen antrópico.
- *Componente NS*: A pesar de la poca amplificación y la forma casi plana de los Cocientes Espectrales analizados, es posible diferenciar un sólo máximo en 5.4 hz con una amplitud de 2.7. Asimismo, es interesante notar la deamplificación de todas las frecuencias mayores a 10 hz.
- *Componente promHOR*: La tendencia casi horizontal de los Cocientes Espectrales HVSR (Figura 5.25) entre 0.1 hz y 10 hz nos demuestran que casi no existe una frecuencia a la cual la amplificación sea máxima. A pesar de esto, podríamos citar el ligero pico en 5.4 hz de 2.5 de amplitud. De igual forma, a partir de 10 hz la deamplificación del movimiento llega hasta niveles de 0.6.

A continuación, las Figuras 5.22 a 5.25 presentan la superposición de los Cocientes Espectrales HVSR Promedio para cada una de las 04 estaciones

acelerográficas en suelo, mostrando el cociente promedio en línea roja gruesa y los obtenidos por cada sismo en línea celeste.

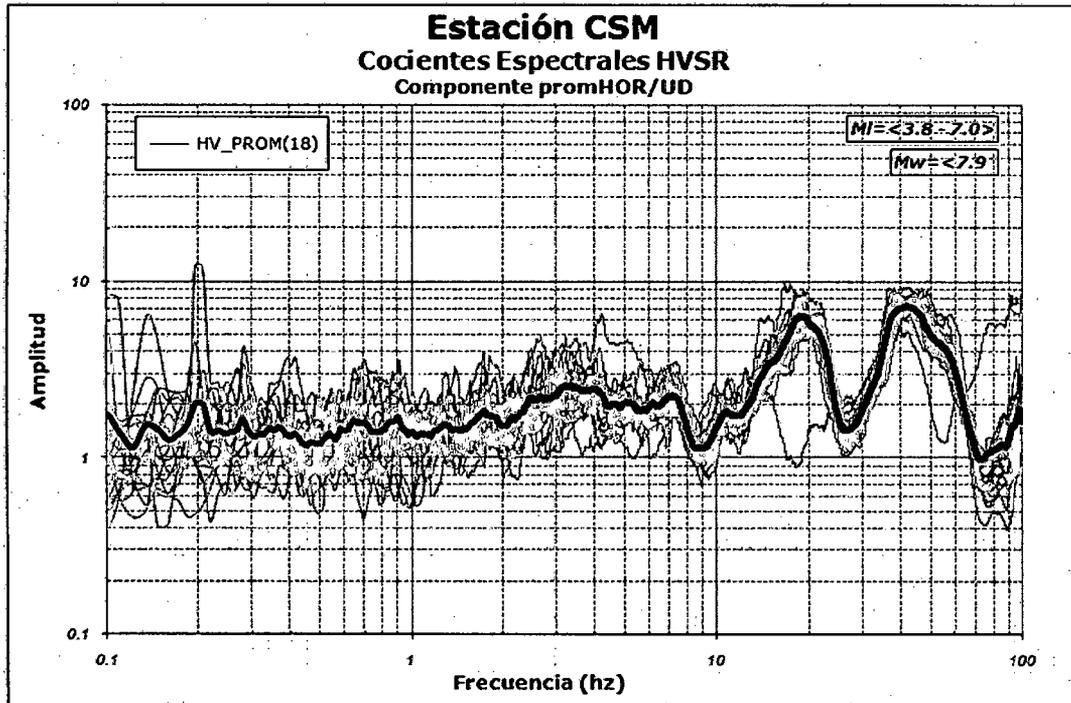


Figura 5.22: Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica CSM. (Elaboración propia)

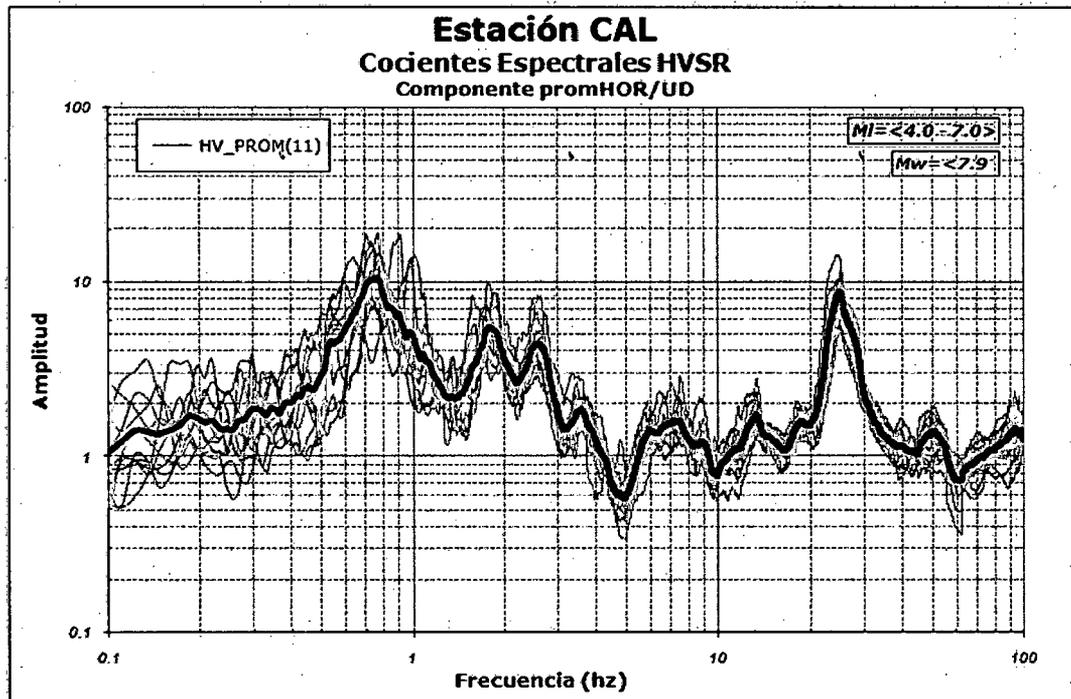


Figura 5.23: Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica CAL. (Elaboración propia)

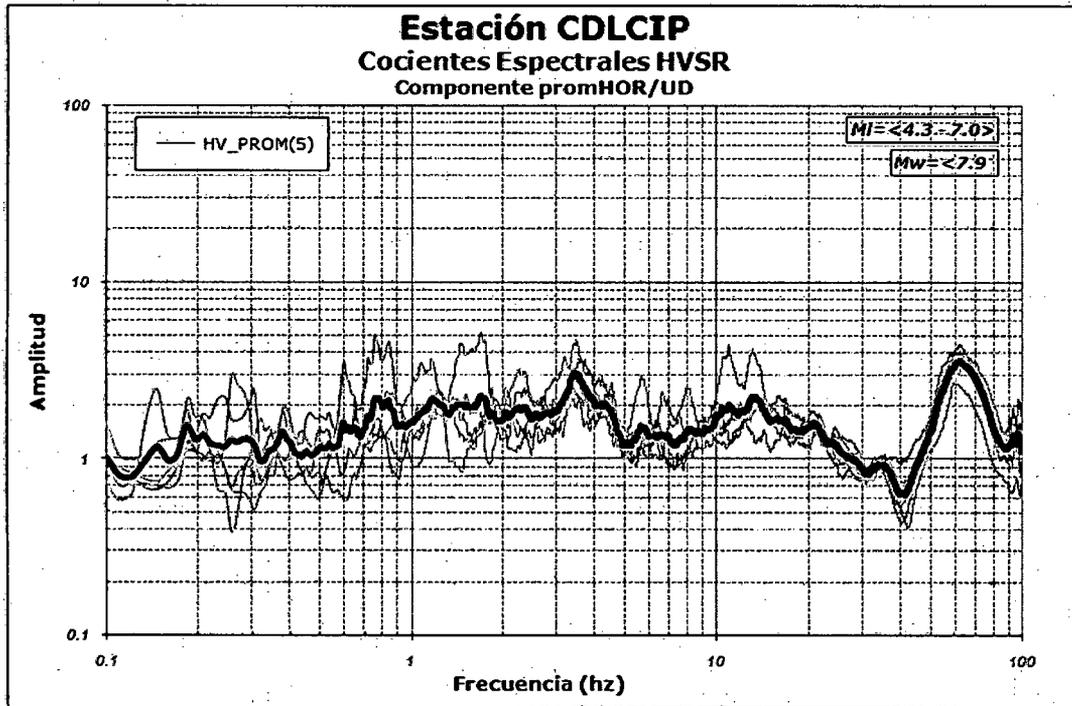


Figura 5.24: Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica CDLCIP. (Elaboración propia)

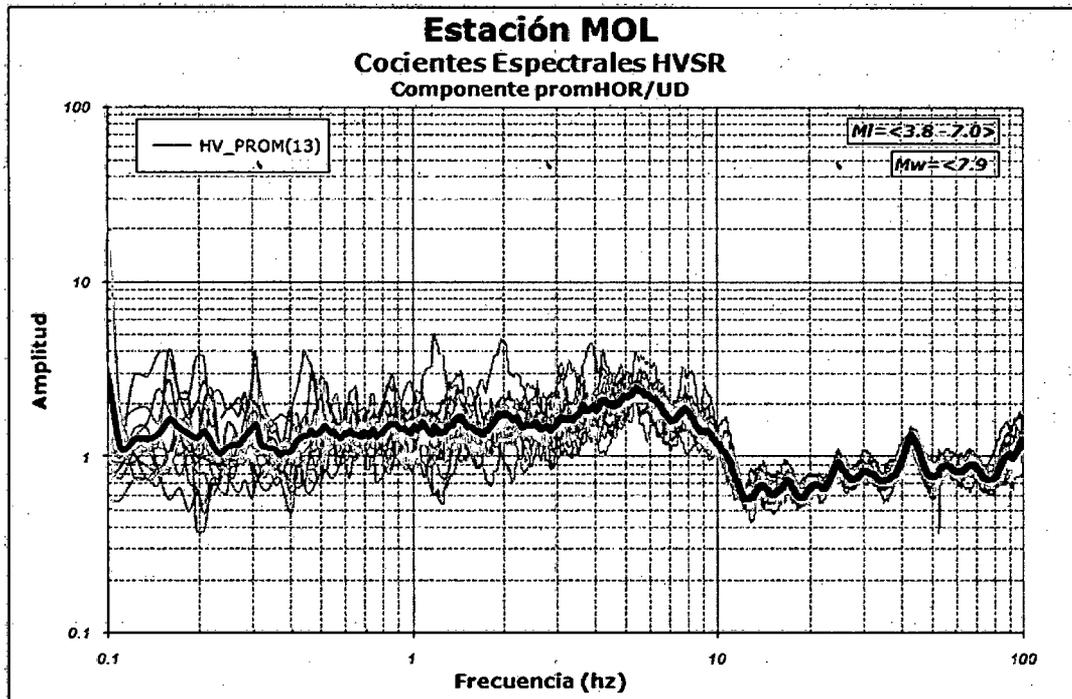


Figura 5.25: Cocientes Espectrales HVSR para la estación acelerográfica MOL. (Elaboración propia)

Estaciones sobre roca superficial

El principal objetivo de realizar Cocientes Espectrales HVSR para estaciones sobre roca superficial consiste en verificar si se tratan de estaciones de referencia aceptables apoyándonos en la hipótesis de Nakamura (1989) y luego corroborando con los resultados obtenidos por Steidl et al (1996).

Según Nakamura (1989) al utilizar el Cociente Espectral HVSR, ya sea con microtrepidaciones o sismos, estamos considerando que el movimiento vertical superficial no se ve afectado por las condiciones geotécnicas y es igual al movimiento de la roca profunda. A su vez, debe considerarse que la roca vibra idénticamente en todas las direcciones, es decir, los movimiento horizontales son iguales a los verticales. Por su parte, según lo propuesto por Steidl et al (1996), los sitios en roca superficial poseen un efecto de sitio *por sí mismos* al incrementar el movimiento de la roca profunda de 2 a 4 veces entre 2 hz y 5 hz.

Estación LMO: Como se sabe esta estación acelerográfica es una de las 02 estaciones de referencia utilizadas en este estudio. Se analizaron 10 sismos (Tabla 5.5), los cuales presentan magnitudes M_L entre 3.8 y 5.8.

- **Componente EW:** Al tratarse de un sitio sobre roca se espera que el movimiento en todas las direcciones, sea horizontal o vertical, sea el mismo y de las mismas características. Sin embargo, según los Cocientes Espectrales HVSR analizadas la amplificación varía entre 1.3 y 2.4 (ligero máximo en 7.7 hz), es decir, alrededor de 2 en un rango amplio de frecuencias, entre 0.1 hz y 20 hz. Así también se observa una mayor desviación de los Cocientes HVSR para frecuencias bajas, entre 0.1 hz y 0.7 hz, lo cual desaparece en adelante. Dichas modificaciones e incremento del movimiento horizontal pueden deberse a la condición de la roca superficial, afectada sobretodo por la meteorización y por el efecto de la refracción de las ondas en esta superficie libre.
- **Componente NS:** En esta dirección se observa igualmente una tendencia hacia la horizontalidad, casi ninguna amplificación y sin valores máximos del Cociente Espectral HVSR promedio. Para frecuencias bajas, entre 0.1

hz y 1 hz, los cocientes parecen crecer ligeramente desde 0.7 de amplitud hasta 2 en 1 hz. Por su parte, entre 1 hz y 10 hz la amplificación varía entre 1.3 y 2.3 (pequeño pico en 7.7 hz), ocurriendo una disminución de la amplitud a medida que aumentan las frecuencias hasta 45 hz.

- *Componente promHOR:* En este primer caso de roca superficial, el Cociente Espectral HVSR promedio muestra una tendencia casi horizontal con amplitudes entre 1.2 y 2.4 en un rango muy amplio de frecuencias, desde 0.1 hz hasta 70 hz. A pesar de no ser un máximo, podríamos citar un pequeño pico de 2.4 de amplitud en 7.7 hz. Como ya se había comentado, la roca superficial, de acuerdo a su estado, tiende a amplificar el movimiento en ciertas frecuencias y en cierto grado.

Estación NNA: Esta estación acelerográfica es la segunda estación de referencia utilizada en este estudio, siendo más lejana que la estación LMO. Se analizaron 3 sismos (Tabla 5.6), los cuales presentan magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, menores a $7.9 M_w$.

- *Componente EW:* En comparación a la estación de referencia LMO, los Cocientes Espectrales HVSR analizados en la estación acelerográfica NNA no son tan planos y presentan ciertos picos de amplificación y deamplificación. A pesar de no presentar amplitudes mayores a 2.5, excepto para frecuencias altas, podrían citarse algunos picos pequeños en 0.8 hz, 1.4 hz, 2.5 hz, 6.6 hz, con amplitudes de 2.4, 2.1, 1.9, 2.2, respectivamente. Asimismo, existe deamplificación alrededor de 0.3 hz, 4 hz y 5 hz, con amplitudes entre 0.6 y 0.8.
- *Componente NS:* En general, los Cocientes Espectrales presentan amplitudes menores a 2.5 entre 0.1 hz y 20 hz, con ligeros picos en 0.5 hz, 2.4 hz, 6.6 hz, de amplitudes de 2.3, 1.7, 2.3, respectivamente. Se observa también deamplificaciones entre 0.7 y 0.9 alrededor de 1.2 hz y 4 hz.
- *Componente promHOR:* En este segundo caso de roca superficial, el Cociente Espectral HVSR promedio muestra una tendencia poco horizontal con amplitudes entre 0.7 (deamplificación en 4 hz) y 2.3 (pico en 6.6 hz).

En comparación a la otra estación en roca LMO, hasta 1 hz ambas se comportan de manera muy parecida, con amplitudes menores a 2. Sin embargo, entre 1 hz y 10 hz, la estación de referencia NNA presenta menores amplitudes en casi todo el rango e incluso alguna ligera deamplificación, lo que podría ser una razón más para considerarla como una estación en roca más rígida. Los ligeros picos observados anteriormente en 0.5 hz, 0.8 hz, 1.4 hz, 2.5 hz y 6.6 hz, se mantienen. Como se observa, la roca en NNA amplifica ligeramente el movimiento vertical en casi todas las frecuencias, excepto alguna deamplificación pequeña.

En la siguiente Figura 5.26 se han superpuesto los Cocientes Espectrales HVSR promedio de las estaciones de referencia LMO y NNA. Se observa que la primera estación de referencia presenta mayores amplificaciones a través de las frecuencias, con lo que nuevamente podemos concluir que la estación acelerográfica NNA presenta mejores condiciones para ser considerada como estación de referencia.

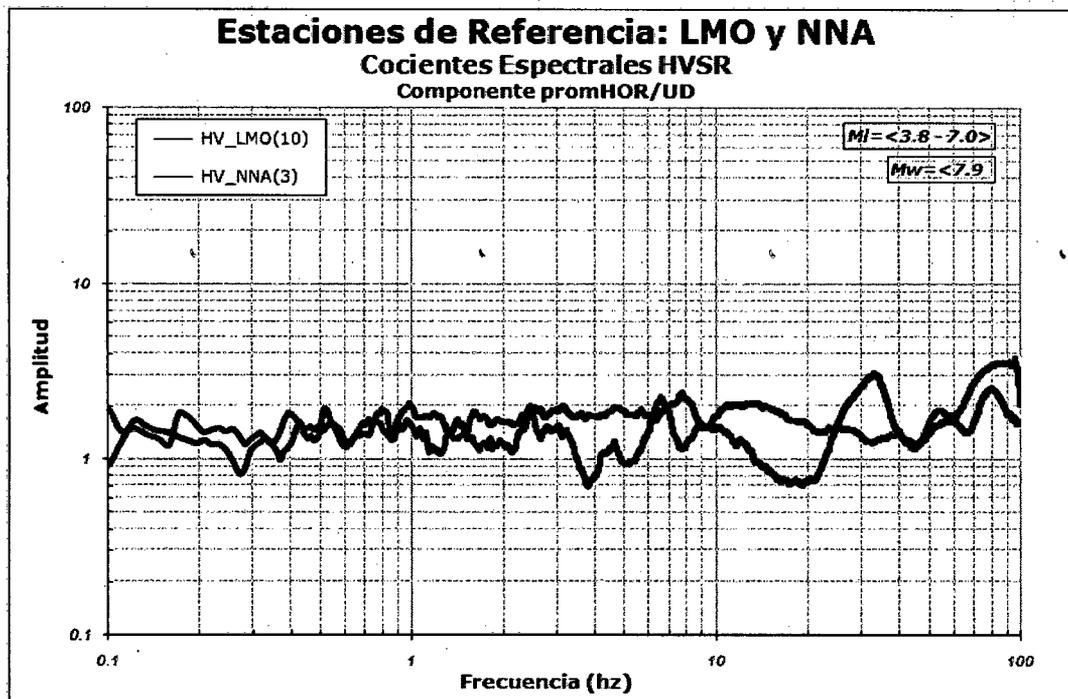


Figura 5.26: Cocientes Espectrales HVSR para las estaciones de referencia LMO y NNA (Promedio Horizontal). (Elaboración propia)

A continuación se presentan la Tablas 5.16 con el resumen de las máximas amplitudes obtenidas para cada una de las 06 estaciones acelerográficas analizadas.

Tabla 5.16: Cocientes Espectrales HVSR. (Elaboración propia).

N°	Estación Acelerográfica	Componente	Cociente Espectral HVSR		
			Frecuencia (hz)	Periodo (s)	Amplitud
01	CSM $M_L < 3.8 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	EW	3.3;7	0.3;0.14	2.9;2
		NS	3;4;7.2	0.33;0.25;0.14	2.3;2.3;2.3
		promHOR	3.3;7.2	0.3;0.14	2.5;2.2
02	CAL $M_L < 4.0 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	EW	0.77;1.8;2.6	1.3;0.56;0.38	10;5.4;4.5
		NS	0.7;1.8;2.6	1.43;0.56;0.38	11;5.5;4.3
		promHOR	0.77;1.8;2.6	1.3;0.56;0.38	10.5;5.4;4.4
03	CDLCIP $M_L < 4.3 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	EW	0.8;3.5;13	1.25;0.29;0.08	2.5;2.7;2.6
		NS	0.85;1.8;3.5	1.18;0.56;0.29	2.5;2.5;3.5
		promHOR	0.8;3.5;13	1.25;0.29;0.08	2.1;3;2.2
04	MOL $M_L < 3.8 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	EW	5.7	0.18	2.2
		NS	5.4	0.19	2.7
		promHOR	5.4	0.19	2.5
05	LMO $M_L < 3.8 - 5.8 >$	EW	7.8;15	0.13;0.07	2.5;2.1
		NS	7.8;14.5	0.13;0.07	2.4;2
		promHOR	7.8;14	0.13;0.07	2.4;2.1
06	NNA $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	EW	6.7;8.8;33	0.15;0.11;0.03	2.2;1.8;3.5
		NS	6.7;9.5;33	0.15;0.10;0.03	2.4;1.8;2.8
		promHOR	6.7;9;33	0.15;0.11;0.03	2.4;1.7;3.1

5.6.3.3. Comparación de Cocientes Espectrales SSR y HVSR

Las Figuras 5.27 a 5.30 presentan para cada estación acelerográfica los Cocientes Espectrales SSR (respecto a ambas estaciones de referencia, representados en color azul y rojo) y los Cocientes Espectrales HVSR

(representados en color verde). Los Cocientes Espectrales mostrados corresponden a los promedios horizontales.

Para la estación acelerográfica CSM no se observa una buena coherencia de los Cocientes Espectrales hasta 10 Hz, presentándose formas distintas y máximos de distintas amplitudes a frecuencias también diferentes. Sin embargo, para frecuencias mayores a 10 Hz es clara la coincidencia de los picos máximos, siendo el Cociente Espectral HVSR de menor amplitud.

Para la estación acelerográfica CAL es notoria la coincidencia entre los Cocientes Espectrales, tanto en las frecuencias como en las amplitudes de los picos; esto se evidencia en la gran similitud de las formas espectrales. Cabe señalar que a lo largo de las frecuencias analizadas el Cociente Espectral HVSR coincide mejor con el Cociente Espectral SSR respecto a la estación LMO, siendo discrepante con el obtenido respecto a NNA para frecuencias menores a 0.4 Hz y mayores a 30 Hz.

Para la estación acelerográfica CDLCIP los Cocientes Espectrales obtenidos son bastante parecidos, aunque de por sí ninguno permite reconocer claramente frecuencias predominantes de movimiento. Los Cocientes Espectrales HVSR y SSR respecto a LMO guardan mayor relación para frecuencias menores a 1 Hz y mayores a 30 Hz. En el rango de 1 Hz a 30 Hz el Cociente Espectral HVSR se encuentra entre los respectivos Cocientes SSR.

Para la estación acelerográfica MOL, similar a lo observado para la estación acelerográfica CSM, no se observa una buena coherencia de los Cocientes Espectrales a lo largo de las frecuencias analizadas. Cabe resaltar que el Cociente Espectral HVSR es de mucha menor amplitud a partir de 5.5 Hz, mostrando inclusive deamplificación para frecuencias mayores a 10 Hz. Sin embargo, para frecuencias entre 0.5 Hz y 3.5 Hz es de mayor amplitud que los Cocientes Espectrales SSR.

En resumen, podemos concluir que la mejor coherencia entre Cocientes Espectrales HVSR y SSR se da en suelos blandos como los presentes en la estación acelerográfica CAL. Por lo tanto, en este tipo de terrenos el uso del

Cociente Espectral HVSR sería recomendable y permitiría representar de manera confiable la función de transferencia del sitio, logrando así identificar las frecuencias naturales de vibración y sus amplitudes. Por su parte, para depósitos profundos y densos como los presentes en la estación acelerográfica CDLCIP el uso de únicamente el Cociente Espectral HVSR para estimar la función de transferencia del sitio es menos recomendable. En este caso no se observa la gran similitud obtenida para suelos blandos y dicho Cociente Espectral HVSR podría brindar información tanto correcta como errada. Por último, para suelos de poco espesor y cercanos a afloramientos rocosos como los presentes en las estaciones acelerográficas CSM y MOL las diferencias entre los Cocientes analizados son significativas, por lo que no sería recomendable el uso del Cociente Espectral HVSR.

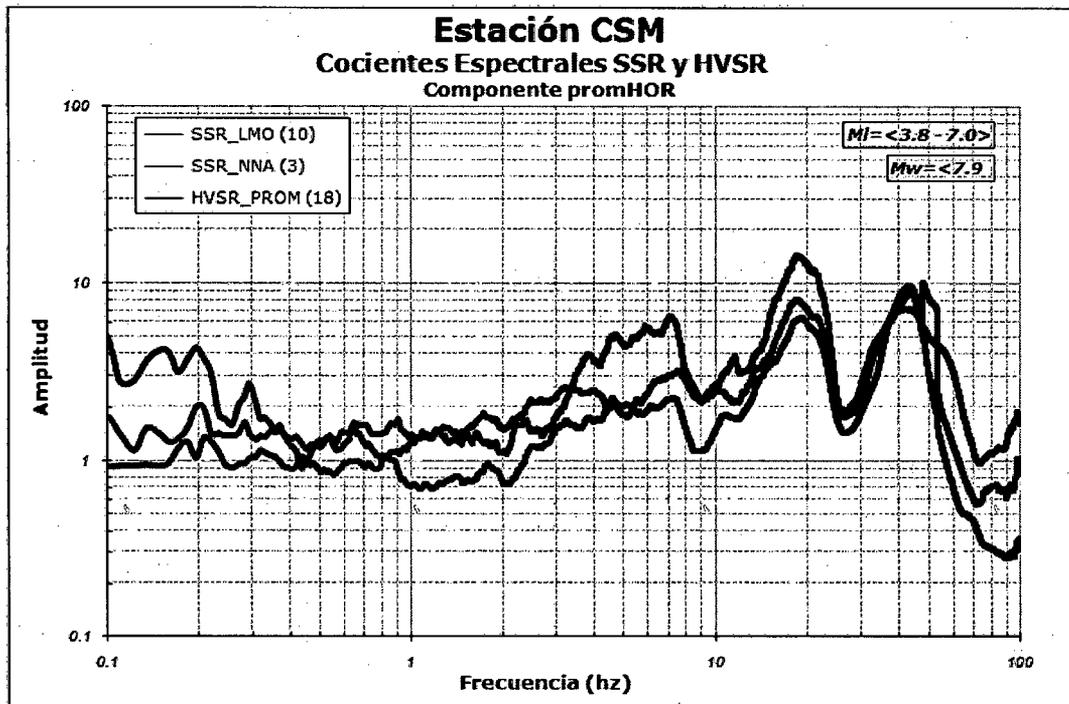


Figura 5.27: Cocientes Espectrales SSR y HVSR para la estación acelerográfica CSM (Promedio Horizontal). (Elaboración propia)

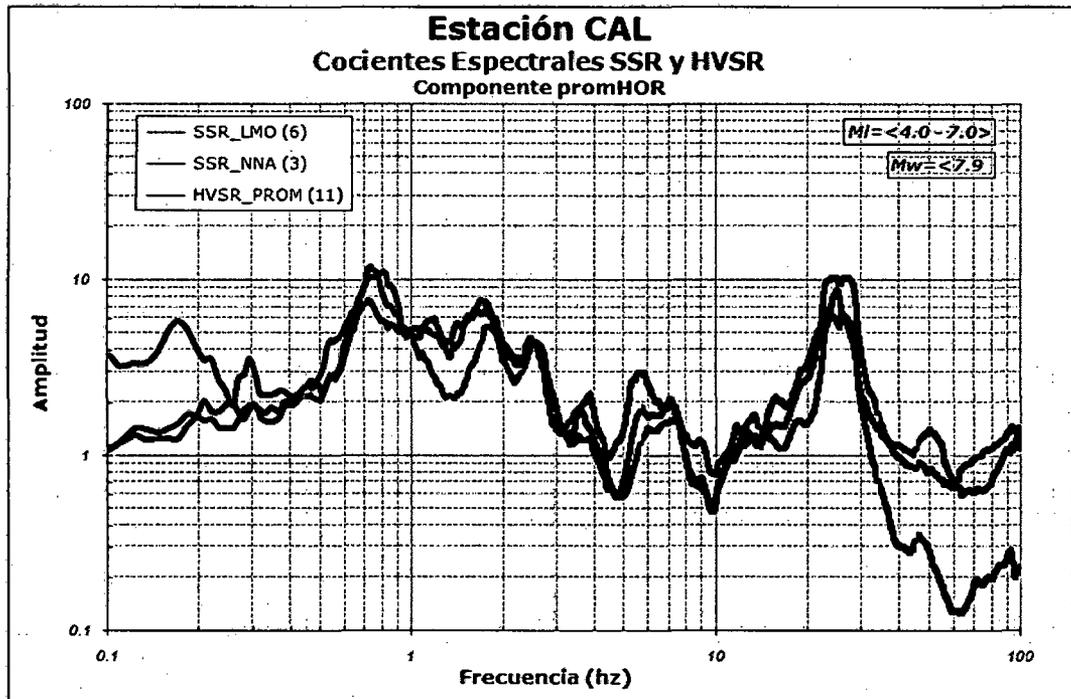


Figura 5.28: Cocientes Espectrales SSR y HVSr para la estación acelerográfica CAL
(Promedio Horizontal). (Elaboración propia)

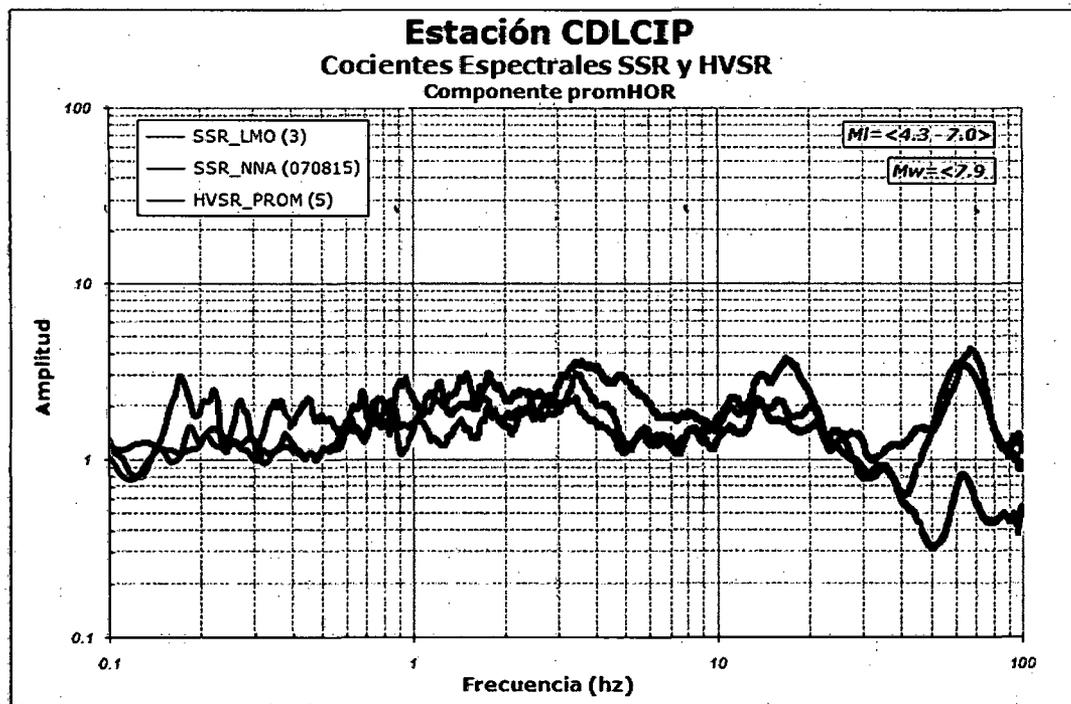


Figura 5.29: Cocientes Espectrales SSR y HVSr para la estación acelerográfica CDLCIP
(Promedio Horizontal). (Elaboración propia)

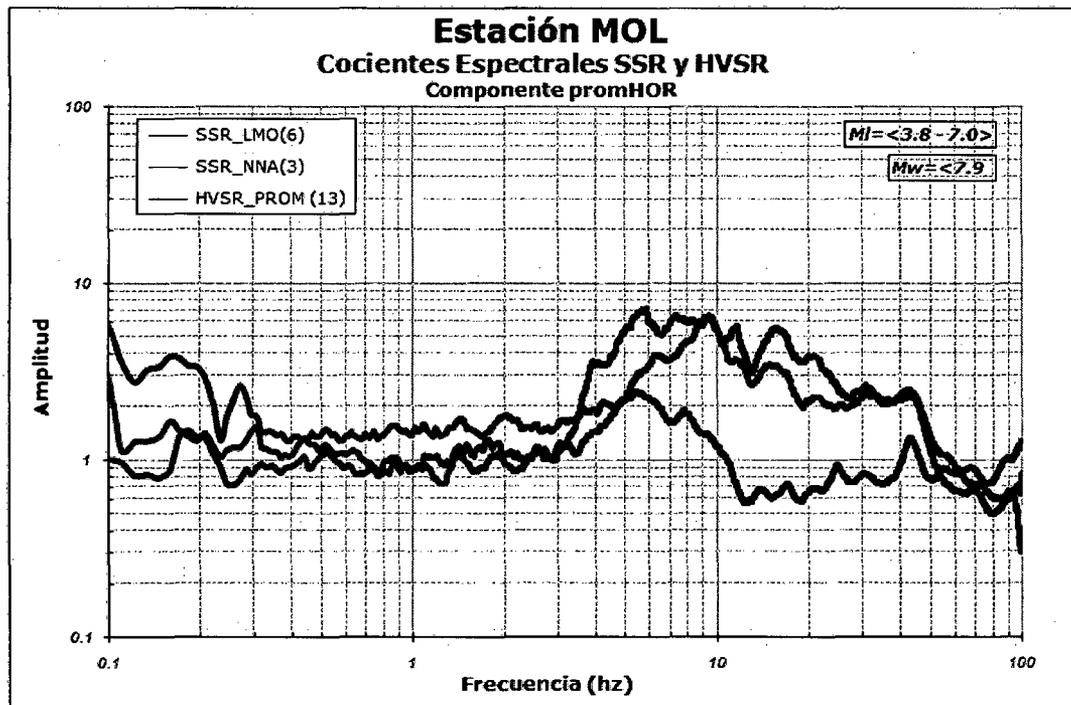


Figura 5.30: Cocientes Espectrales SSR y HVSR para la estación acelerográfica MOL (Promedio Horizontal). (Elaboración propia)

5.6.3.4. Cociente Espectral "RRS"

Los Cocientes Espectrales de Espectros de Respuesta RRS (Anexo V) se realizaron con respecto a las 02 estaciones de referencia (LMO y NNA), siendo considerada para el análisis la Componente Promedio Horizontal (promHOR). A continuación se presentan los resultados obtenidos para cada estación acelerográfica.

Estación CSM: Respecto a la estación LMO, los Cocientes Espectrales RRS (CSM/LMO) obtenidos fueron 10. Los sismos analizados presentan magnitudes de Richter (M_L) entre 3.8 y 5.8. Analizando el Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR:* Para este caso, la Componente promHOR obtenida (en línea azul) no permite reconocer adecuadamente la respuesta sísmica de estructuras ubicadas sobre la estación acelerográfica CSM. La

respuesta es bastante plana para periodos entre 0.1 s y 10 s, sin máximos representativos. Para periodos menores a 0.1 s podría citarse un máximo en 0.06 s de amplitud 4.09.

Respecto a la estación NNA, los Cocientes Espectrales RRS (CSM/NNA) obtenidos fueron 3. Los sismos analizados se resumen en la Tabla 5.6, presentando magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, siendo el mayor el sismo de Pisco del 2007 ($7.9 M_w$). De los Cocientes Espectrales CSM/NNA podría decirse:

- *Componente promHOR*: Para este caso, la Componente promHOR (en línea roja) permite reconocer que la respuesta sísmica estructural sobre la estación acelerográfica CSM se da para periodos menores a 0.3 s, con presencia de picos máximos en 0.06 s y 0.16 s de amplitudes 7.21 y 5.93. La respuesta sísmica es menor para periodos mayores a 0.3, con amplitudes entre 2 y 3.6. Cabe resaltar que se observa un incremento de la respuesta sísmica en comparación a la obtenida con la estación de referencia LMO.

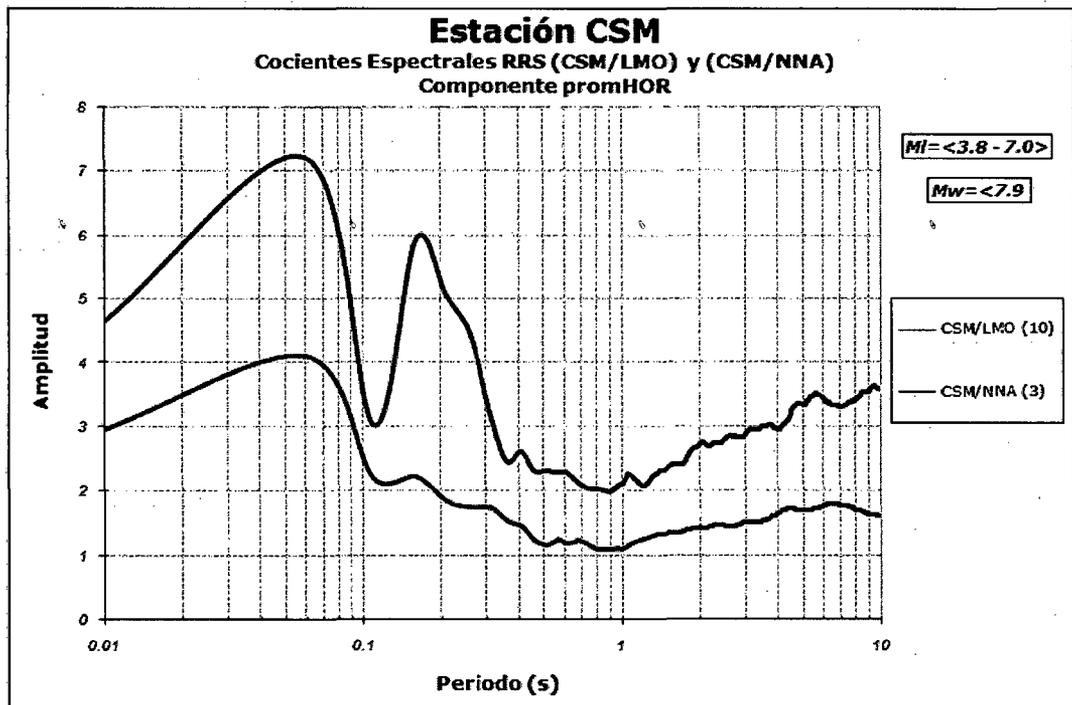


Figura 5.31: Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica CSM (Componente promHOR) respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

Estación CAL: Respecto a la estación LMO, los Cocientes Espectrales RRS (CAL/LMO) obtenidos fueron 6. Los sismos analizados presentan magnitudes de Richter (M_L) entre 4.2 y 5.8. (Tabla 5.11). Analizando el Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR*: Para este caso, la Componente promHOR obtenida (en línea azul) muestra que la respuesta sísmica predominante de estructuras ubicadas sobre la estación acelerográfica CAL se presenta principalmente entre los periodos de 0.3 s y 3 s, con amplitudes mayores a 2. En este rango se observan 2 picos máximos notorios en 0.58 s y en 1.36 s de amplitud 5.6 y 6.62 respectivamente; un ligero máximo de amplitud 4.45 se presenta en 0.84 s. Para periodos menores a 0.3 s se observa un máximo en 0.16 s de amplitud 1.75. Para periodos mayores a 3 s la forma espectral es bastante plana con amplitudes entre 2.1 y 2.5.

Teniendo como referencia a la estación NNA, los Cocientes Espectrales RRS (CAL/NNA) obtenidos fueron 3. Los sismos analizados se resumen en la Tabla 5.6, presentando magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, siendo el mayor el sismo de Pisco del 2007 ($7.9 M_w$). Del Cociente promHOR total podría precisarse:

- *Componente promHOR*: Para este caso, la Componente promHOR (en línea roja) es similar a la obtenida respecto a la estación de referencia LMO, presentando prácticamente los mismos picos aunque con menores amplitudes. La respuesta sísmica predominante se observa entre 0.3 s y 2.5 s, rango en el cual se tienen hasta 3 máximos: en 0.56 s de amplitud 4.65, en 1.06 s de amplitud 4.33 y en 1.31 s de amplitud 4.76. Para periodos menores a 0.3 s la respuesta es mayor a la obtenida con la estación LMO, se observa el mismo máximo en 0.16 s pero de amplitud 2.62. Para periodos mayores a 3 s ocurre lo inverso, siendo la forma espectral bastante plana alrededor de 2 y presentándose un máximo en 5.5 s de amplitud 2.5.

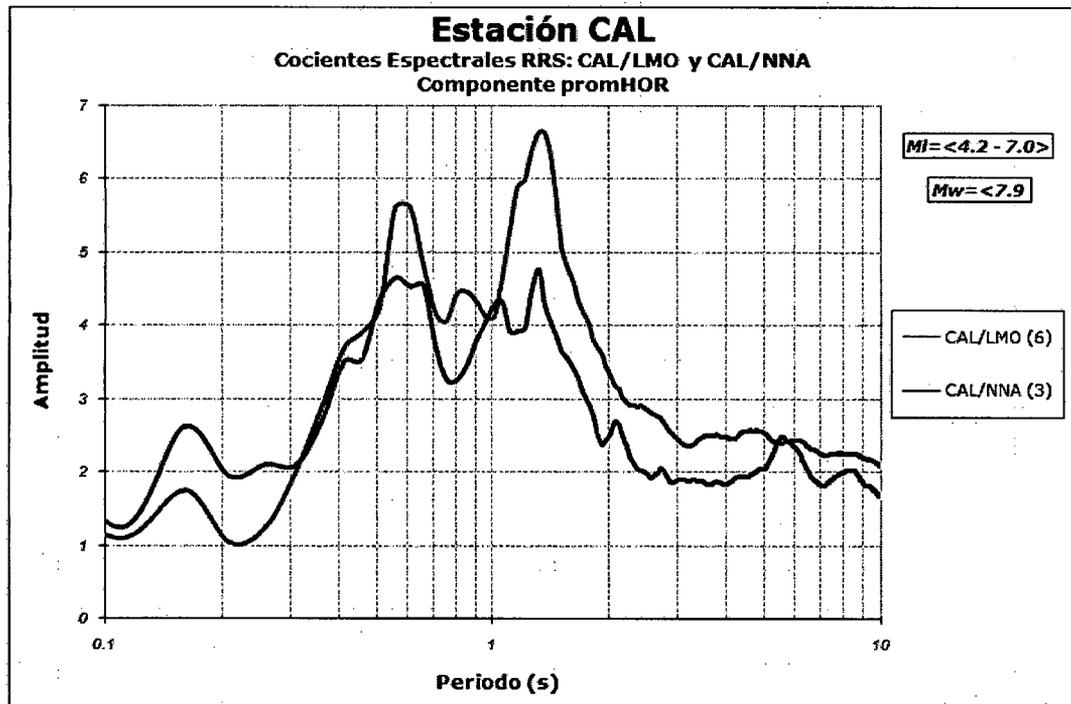


Figura 5.32: Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica CAL (Componente promHOR) respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

Estación CDLCIP: Respecto a la estación LMO, los Cocientes Espectrales RRS (CDLCIP/LMO) obtenidos fueron 3. Los sismos analizados presentan magnitudes de Richter (M_L) entre 5.3 y 5.7 (Tabla 5.12). Analizando el Cociente promHOR total podría decirse:

Componente promHOR: Para este caso, la Componente promHOR obtenida (en línea azul) muestra una respuesta sísmica variable con amplitudes menores a 2 en el rango de periodos analizados de 0.1 s a 10 s. No se observan máximos definidos que faciliten la identificación de periodos de vibración. A pesar de lo comentado anteriormente podrían citarse los siguientes leves picos en 0.26 s, 0.56 s y 1.31 s de amplitudes respectivas 1.74, 1.86 y 1.78

Respecto a la estación de referencia NNA, sólo se contó con el registro del sismo de Pisco del 15/08/2007, de magnitudes $7.0 M_L$ y $7.9 M_w$. De este cociente espectral podría decirse:

- **Componente promHOR:** Para este caso, es notorio el incremento de la respuesta sísmica en comparación a la obtenida con la estación de referencia LMO. Sin embargo, la forma espectral continúa siendo variable y sin presentar picos bien definidos. Entre 0.1 s y 1.3 s se presentan las mayores amplitudes, donde podrían citarse los máximos en 0.21 s, 0.31 s y 0.55 s de amplitud promedio 3.4. Alrededor de 2 s y 5 s se presentan ligeros máximos de hasta 2.3 de amplitud.

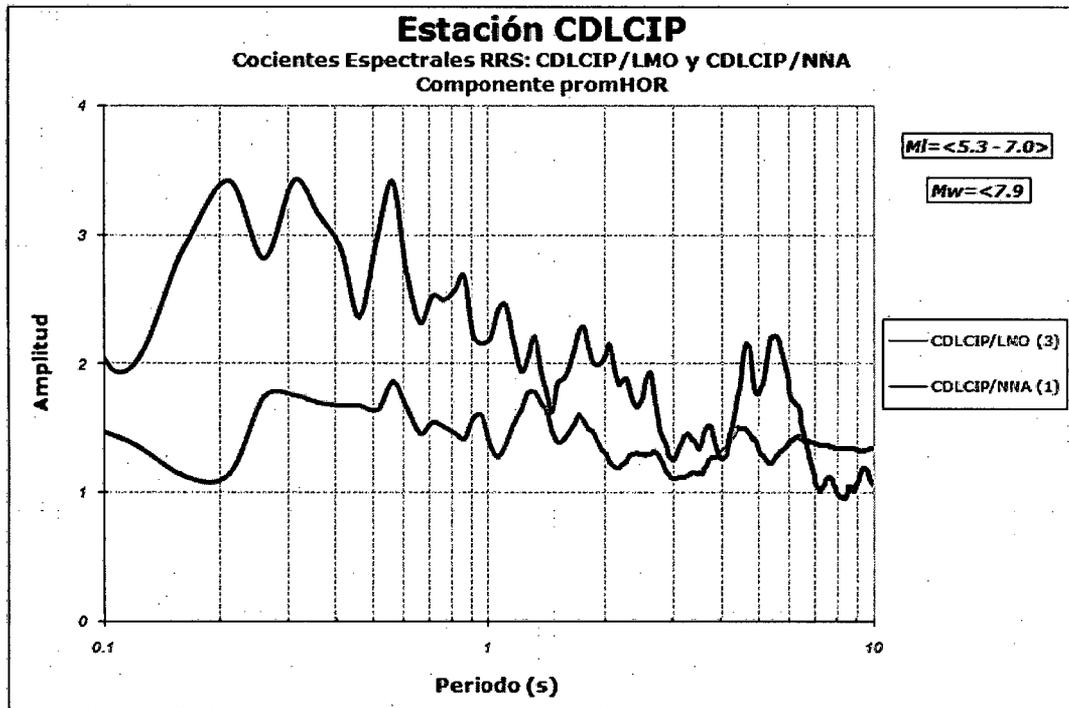


Figura 5.33: Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica CDLCIP
(Componente promHOR) respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

Estación MOL: Para la estación acelerográfica MOL, a diferencia de las otras estaciones analizadas, los Cocientes Espectrales obtenidos se muestran en un rango más amplio de periodos, abarcando desde 0.01 s hasta 10 s.

Respecto a la estación LMO, los Cocientes Espectrales RRS (MOL/LMO) obtenidos fueron 6. Los sismos analizados presentando magnitudes de Richter (M_L) entre 3.8 y 5.8 (Tabla 5.13). Analizando el Cociente promHOR total podría decirse:

- *Componente promHOR:* Para este caso, la Componente promHOR obtenida (en línea azul) muestra un único pico máximo bien diferenciado de amplitud 4.57 en 0.11 s, lo que evidencia que la respuesta sísmica predominante se restringe a un rango estrecho de periodos, sobretodo ente 0.05 s y 0.2 s. Para periodos bajos menores a 0.05 s la curva obtenida es plana de amplitud promedio 2.5. Por su parte, para periodos entre 0.3 s y 10 s la respuesta es ligeramente más variable con amplitudes que oscilan entre 1.6 y 2.3.

Respecto a la estación NNA, los Cocientes Espectrales RRS (MOL/NNA) obtenidos fueron 3. Los sismos analizados se resumen en la Tabla 5.6, presentando magnitudes M_L entre 4.2 y 7.0, siendo el mayor el sismo de Pisco del 2007 ($7.9 M_w$). Del Cociente promHOR total podría precisarse:

- *Componente promHOR:* Para este caso, al igual que para la estación acelerográfica CDLCIP, se evidencia que la estación de referencia NNA produce una respuesta sísmica mayor que la estación LMO, aunque ésta no se mantenga en todo el rango de periodos analizados. Es notorio que la respuesta sísmica predominante se presenta para periodos menores a 0.3 s, donde existe un pico máximo en 0.16 s de amplitud 5.08. Para periodos menores a 0.1 s las amplitudes varían de 3.6 a 4.4, en tanto que para periodos entre 0.3 s y 10 s se observan amplitudes entre 1.4 y 3. En este último rango se observa la mejor coincidencia de Componentes promHOR.

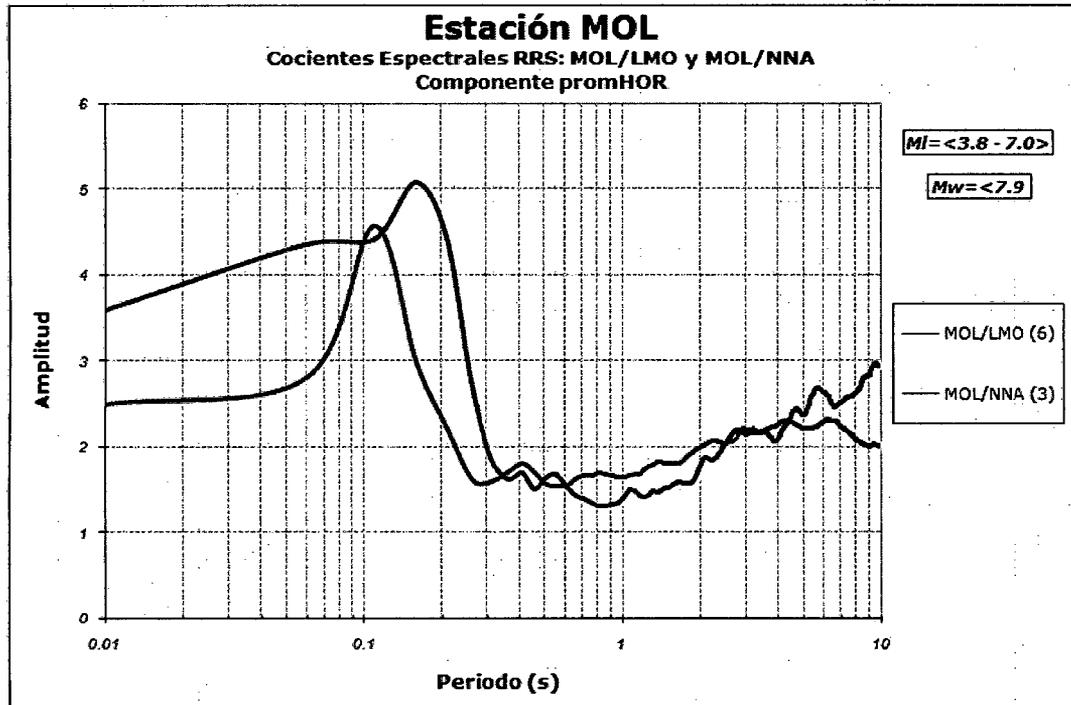


Figura 5.34: Cocientes Espectrales RRS para la estación acelerográfica MOL
(Componente promHOR) respecto a las estaciones de referencia LMO y NNA. (Elaboración propia)

A continuación se presentan las Tablas 5.17 y 5.18 con el resumen de las frecuencias, periodos y amplitudes de los máximos obtenidos para la Componente promHOR en cada caso analizado con la técnica de Cociente Espectrales RRS.

Tabla 5.17: Cocientes Espectrales RRS respecto a LMO.

(Elaboración propia).

N°	Estación Acelerográfica	Componente	Cociente Espectral RRS		
			Frecuencia (hz)	Periodo (s)	Amplitud
01	CSM $M_L < 3.8 - 5.8 >$	promHOR	16.7	0.06	4.09
02	CAL $M_L < 4.2 - 5.8 >$	promHOR	1.72;0.74	0.58;1.36	5.6;6.62
03	CDLCIP $M_L < 5.3 - 5.7 >$ $M_W \geq 5.3$	promHOR	3.85;1.79;0.76	0.26;0.56;1.31	1.7;1.8;1.8
04	MOL $M_L < 3.8 - 5.8 >$	promHOR	9.09	0.11	4.57

Tabla 5.18: Cocientes Espectrales RRS respecto a NNA.

(Elaboración propia).

N°	Estación Acelerográfica	Componente	Cociente Espectral RRS		
			Frecuencia (hz)	Periodo (s)	Amplitud
01	CSM $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	promHOR	16.7;6.25	0.06;0.16	7.21;5.93
02	CAL $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	promHOR	1.79;0.76	0.56;1.31	4.65;4.76
03	CDLCIP $7.0 M_L$ $7.9 M_W$	promHOR	4.76;3.26;1.82	0.21;0.31;0.55	3.4;3.4;3.4
04	MOL $M_L < 4.2 - 7.0 >$ $M_W \leq 7.9$	promHOR	6.25	0.16	5.08

CONCLUSIONES

1. Las estaciones acelerográficas CSM y CDLCIP se encuentran sobre el conglomerado de Lima, considerado como suelo rígido (Zona I del Plano P-02). Sin embargo, sus respuestas sísmicas son únicas y distintas, dejando entrever que factores como la profundidad del estrato o la proximidad a configuraciones rocosas como cerros influyen sobre manera en dichas formas de vibrar.
2. La estación acelerográfica MOL se ubica sobre suelo arenoso en estado denso, considerado como suelo rígido (Zona I del Plano P-02). El espesor del estrato amplifica el movimiento más no el periodo y filtra en cierto grado las ondas de frecuencias bajas. Según los análisis realizados, su respuesta sísmica más importante se restringe a un rango estrecho de periodos, por lo general menores a 0.20 s.
3. La estación acelerográfica CAL, situada en La Punta – Callao, se sitúa sobre sedimentos predominantemente blandos que generan periodos de vibración relativamente altos (Zona IV del Plano P-02). Las funciones de transferencia empíricas obtenidas de los distintos métodos espectrales revelan una gran amplificación y un comportamiento dinámico característico de suelos blandos, por lo que es sin duda el caso analizado más interesante.
4. La limitada data sísmica, sobre todo para sitios sobre roca superficial, restringió la obtención de curvas “PGA suelo vs PGA roca” más confiables. A esta carencia en el número de sismos se une la falta de eventos sísmicos fuertes, de elevadas aceleraciones en roca. Esto se observa al constatar que en nuestro caso se llegó hasta 90 gals de aceleración máxima en roca, mientras en el trabajo de Idriss et al. (1991) se tienen aceleraciones registradas mayores a 100 gals y hasta 400 gals, gracias a estimaciones matemáticas. A pesar que dicho trabajo se refiere únicamente a suelos blandos y por tanto sólo es comparable al caso de la

estación acelerográfica CAL, se consideró realizar las gráficas para las otras estaciones acelerográficas: CSM, CDLCIP y MOL.

5. De las curvas “PGA suelo vs PGA roca” obtenidas se puede concluir que para las estaciones acelerográficas CAL y MOL las gráficas sólo son referenciales y no pueden ser consideradas confiables debido a la gran variabilidad de las aceleraciones registradas. Por su parte, para las estaciones acelerográficas CSM y CDLCIP las gráficas presentan menor dispersión de valores de aceleración y podrían ser adecuadas en la manera que se las compare con otras curvas obtenidas para suelos del mismo tipo.
6. La estación acelerográfica CSM presenta Cocientes Espectrales SSR y HVSR poco coherentes entre sí, con formas que no se asemejan en el rango de frecuencias de interés ingenieril. Respecto a la estación de referencia LMO, Cocientes Espectrales SSR presentan una amplificación máxima de 3.2 en 7.6 hz, equivalente a 0.13 s. Respecto a la estación NNA, las amplitudes aumentan hasta 6.6 en 7.1 hz, equivalente a 0.14 s, observándose un rango entre 4 hz y 8 hz con amplitudes mayores a 4. Por su parte, los Cocientes Espectrales HVSR son bastante planos y no muestran buena correlación con los Cocientes Espectrales SSR, siendo sus amplitudes mucho menores. Por lo tanto, podría concluirse que para la estación acelerográfica CSM la respuesta sísmica está representada de manera confiable por los Cocientes Espectrales Estándar SSR, presentando un periodo característico de 0.14 s (frecuencia fundamental de 7.4 hz) y un factor de amplificación promedio de 4.9.

La estación acelerográfica CAL presenta Cocientes Espectrales SSR y HVSR casi idénticos, resaltando la concordancia en las frecuencias asociadas a las máximas amplificaciones. Respecto a la estación de referencia LMO, se observa un pico claro en 0.73 hz (1.37 s) de amplitud 11.64 y otro menor de amplitud 7.58 en 1.70 hz (0.59 s). Respecto a la estación NNA, se observan los mismos picos en 0.72 hz (1.39 s) de amplitud 7.57 y en 1.77 hz (0.56 s) de amplitud 6.98. Por su parte, los Cocientes Espectrales HVSR muestran también los anteriores máximos en

0.77 hz (1.30 s) de amplitud 10.45 y otro en 1.77 hz (0.56 s) de amplitud 5.39. Podríamos concluir entonces que para la estación acelerográfica CAL ambos métodos de Cocientes Espectrales son confiables, los cuales determinan un periodo característico de 1.35 s (frecuencia fundamental de 0.74 hz) y un factor de amplificación promedio de 9.9. Otro periodo natural de vibración importante es 0.57 s (1.75 hz), con una amplificación promedio de 6.7.

8. La estación acelerográfica CDLCIP presenta Cocientes Espectrales SSR y HVSR bastante planos y parecidos entre sí, sin picos fácilmente identificables. Respecto a la estación de referencia LMO, entre 2.5 hz y 3.5 hz la amplificación promedio es de 2, observándose un máximo en 3.42 hz (0.29 s) de amplitud 2.25. Respecto a la estación NNA, se observa un aumento de la amplificación, con un pico máximo de amplitud 3.60 en 3.58 hz (0.28 s). Por su parte, los Cocientes Espectrales HVSR muestran el mismo máximo de amplitud 3.05 en 3.43 hz (0.29 s). Podríamos concluir que para la estación acelerográfica CDLCIP ambos Cocientes Espectrales son relativamente confiables, de los cuales se determina un periodo característico de 0.29 s (frecuencia fundamental de 3.45 hz), asociado a un factor de amplificación promedio de 2.97.
9. La estación acelerográfica MOL presenta Cocientes Espectrales SSR y HVSR poco coherentes entre sí, situación similar a la estación acelerográfica CSM. Respecto a la estación de referencia LMO, se observa un pico claro en 9.39 hz (0.11 s) de amplitud 6.46 y otro menor de amplitud 3.93 en 6.35 hz (0.16 s). Respecto a la estación NNA, se observa un rango de amplificación importante entre 4 hz y 10 hz, donde se tienen los máximos en 5.85 hz (0.17 s) de amplitud 7.12, en 7.34 hz (0.14 s) de amplitud 6.50 y el mismo pico en 9.59 hz (0.10 s) de amplitud 6.42. Por su parte, los Cocientes Espectrales HVSR no muestran buena correlación con los Cocientes Espectrales SSR, sus amplitudes son bastante menores siendo posible observar un máximo de amplitud 2.45 en 5.40 hz (0.19 s) y otro menor en 7.78 hz (0.13 s) de amplitud 1.90. Podríamos concluir entonces que para la estación MOL la respuesta dinámica está mejor representada por los Cocientes Espectrales Estándar SSR, siendo el

periodo característico de 0.10 s (frecuencia fundamental de 9.49 Hz), asociado a un factor de amplificación de 6.44.

10. Los Cocientes Espectrales SSR y HVSR en casi todos los casos analizados coinciden bastante bien en la estimación de las frecuencias fundamentales de vibración. Sin embargo, el Cociente Espectral HVSR subestima la amplificación dada por el Cociente Espectral SSR, salvo para la estación acelerográfica CAL ubicada sobre suelos blandos. Por lo tanto, podríamos concluir que para sitios de suelos blandos el Cociente Espectral HVSR es bastante confiable en la estimación de la frecuencia fundamental y la amplificación relativa, lo cual hace prescindible la existencia de una estación de referencia. Para sitios como el conglomerado de Lima sólo sería capaz de estimar las frecuencias de vibración.
11. Los Cocientes Espectrales RRS, utilizados para comparar la respuesta sísmica de estructuras ubicadas sobre suelo y sobre roca, se consideran confiables únicamente para la estación acelerográfica CAL. Para esta estación acelerográfica los periodos predominantes obtenidos (0.58 s y 0.56 s) coinciden bastante bien con los periodos obtenidos con los otros Cocientes Espectrales, de igual manera las amplitudes no diferencian demasiado. Para las otras 03 estaciones acelerográficas los resultados obtenidos en parte coinciden y en parte no, por lo que los Cocientes Espectrales RRS no se consideran confiables para condiciones de suelo rígido.
12. Para estimar lo adecuado de su uso como estaciones de referencia, se realizó previamente un análisis entre las distancias estación acelerográfica-estación de referencia y las distancias epicentrales. Se concluyó que las estaciones de referencia utilizadas sí son válidas para los objetivos planteados en la presente tesis.
13. El Cociente Espectral Estándar SSR entre las estaciones de referencia LMO y NNA se realizó con un único acelerograma, el sismo registrado simultáneamente el 11 de Diciembre del 2006 ($4.2 M_L$). Se observa que el Cociente Espectral LMO/NNA presenta amplitudes de hasta 8.8 en el

rango de frecuencias de importancia ingenieril. De acuerdo a los resultados obtenidos, se puede concluir que la estación de referencia NNA presenta mejores características para ser utilizada como estación de referencia. Sin embargo, la estación de referencia LMO no deja de ser óptima como sitio en roca y sin duda mucho más confiable en comparación a cualquier sitio de suelo rígido.

14. Del análisis de los Espectros de Respuesta de Aceleración Absoluta Normalizados (ERN) de las estaciones acelerográficas en estudio respecto a los Espectros Normalizados propuestos por Seed et al. (1976), según el tipo de suelo, se pudieron dar conclusiones sobre las condiciones de suelo de las estaciones acelerográficas. Este análisis evidencia que la estación acelerográfica CSM se ubica sobre suelo rígido y que la estación acelerográfica CAL se ubica sobre suelo blando, tanto o más blando que el analizado por Seed et al. en su estudio. Por su parte, la estación acelerográfica CDLCIP presenta una respuesta dinámica que corresponde a un suelo rígido y de profundidad considerable. Por último, la estación acelerográfica MOL se ubica sobre suelo rígido y de poco espesor, vale decir con la roca base bastante superficial.
15. A pesar de encontrarse sobre la Zona I del Estudio APESEG (2005), caracterizado como suelo rígido (color verde del Plano P-02), las estaciones acelerográficas CSM y CDLCIP (conglomerado de Lima) y MOL (depósito arenoso, denso y de poco espesor) presentan respuestas dinámicas distintas y manifestadas en las formas de sus Cocientes Espectrales. Las estaciones acelerográficas CSM y MOL, por su cercanía a cerros de roca y el espesor relativamente pequeño del estrato de suelo, muestran periodos cortos de vibración: entre 0.13 s y 0.25 s para CSM y entre 0.10 s y 0.20 s para MOL. Esto también podría estar influenciando en la obtención de amplificaciones nada despreciables de hasta 6.5 o 7 en estas estaciones. Si en la estación CSM se estiman 28 m de conglomerado (Capítulo III), es posible que en la estación MOL el estrato sea aún de menor espesor, logrando filtrar frecuencias medias y bajas y amplificando sólo las mayores. En el caso de la estación acelerográfica CDLCIP, donde se obtuvieron Cocientes Espectrales bastante horizontales y similares, el

gran espesor del estrato estaría filtrando las frecuencias altas y por su rigidez no generaría altas amplificaciones. Cabe resaltar que, al compararlo con los Cocientes Espectrales SSR, los Cocientes Espectrales HVSR no generan resultados confiables para los casos de las estaciones acelerográficas CSM y MOL, donde los estratos son rígidos y bastante superficiales, siendo distinto para la estación acelerográfica CDLCIP, en la cual se observa una buena correlación y donde el estrato es a su vez rígido y bastante profundo.

RECOMENDACIONES

1. En un país como el nuestro, tan asociado a la actividad sísmica, el mejoramiento y mantenimiento de la instrumentación sísmica de las redes sismográficas y acelerográficas operativas debería verse como un acto de política de Estado. Debería considerarse de igual manera ampliar la instrumentación sísmica no sólo en Lima, sino también en otras ciudades importantes sujetas a fenómenos sísmicos.
2. La actualización de los análisis de Cocientes Espectrales realizados incluyendo la nueva data sísmica (acelerogramas) registrada en estos últimos años en las estaciones acelerográficas consideradas.
3. La aplicación de la Técnica de Cocientes Espectrales a las nuevas estaciones acelerográficas que han sido instalados por la REDACIS en la ciudad de Lima.

BIBLIOGRAFÍA

- AKI, K. Y CHIN, B. H. "Local Site Effects on Weak and Strong Ground Motions". International Symposium on Earthquake Disaster Prevention. Japón. (1992).
- ALVA HURTADO, JORGE E. "Dinámica de Suelos". 1er Edición. Facultad de Ingeniería Civil, Sección de Post-grado, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú. (2002).
- ALVA HURTADO, JORGE Y CHANG, CHING. "Características de los Terremotos en Lima y alrededores". Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. III Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones. Lima, Perú. (1978).
- ALVA HURTADO, JORGE.; HUAMÁN EGOÁVIL, CARLOS. Y OHTSUKI, T. "Respuesta dinámica de los suelos de los distritos de La Punta-Callao en Lima, Perú". Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. XIII Congreso Internacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones. Nueva Delhi, India. (1994).
- ALVA HURTADO, JORGE. Y MENESES LOJA, JORGE. "Determinación del Espectro Elástico de Diseño y Coeficiente Sísmico para Lima". Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. VI Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Cajamarca, Perú. (1986).
- ÁLVAREZ RUBIO, SONIA. "El Efecto Local sobre el Movimiento Sísmico del Suelo: Fenomenología y Resultados Recientes". E.U.I.T. Industrial, Univ. Politécnica de Madrid. Madrid, España.

- ATILLA ANSAR EDITOR, KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS. "Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation". Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. Estambul, Turquía. (2004).
- DOBRY, R.; BORCHERDT, R.; CROUSE, C.; IDRIS, I.; JOYNER, W.; MARTIN, G.; POWER, M.; RINNE, E. Y SEED, R. "New Site Coefficients and Site Classification System Used in Recent Building Seismic Code Provisions". Earthquake Spectra Bulletin, Volume 16. Estados Unidos de América. (2000).
- FITZKO, FRANCESCA.; COSTA, GIOVANNI.; DELISE, ANDREA. Y SUHALDOC, PETER. "Site Effects Analyses in the Old City Center of Trieste (NE Italy) using Accelerometric Data". Department of Earth Sciences, University of Trieste. Italia. Journal of Earthquake Engineering, Vol. 11, pp 33–48. (2007).
- HERRÁIZ SARACHAGA, MIGUEL. "Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros". 1ra Edición. Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú. (1997).
- HUAMÁN EGOÁVIL, CARLOS E. "Microzonificación Sísmica de La Punta y El Callao". Tesis de Grado. Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú. (1991).
- IDRIS, I. M. "Earthquake Ground Motions at Soft Soil Sites". Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, St. Louis Missouri. Estados Unidos de América. (1991).
- JOYNER, W.; FUMAL, T. Y GLASSMOYER, G. "Empirical Spectral Response Ratios for Strong Motion Data from the 1989 Loma Prieta, California, Earthquake". National Center for Earthquake Engineering Research Special Publication NCEER-94-SP01. Buffalo, NY, Estados Unidos de América. (1994).

- KRAMER, STEVEN LAWRENCE. "Geotechnical Earthquake Engineering". University of Washington. Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Estados Unidos de América. (1996).
- LÁZARES LA ROSA, FERNANDO. Y SALINAS BASUALDO, RAFAEL. "Análisis de acelerogramas registrados en la ciudad de Lima obtenidos con la Red Acelerográfica del Cismid". Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. XIV Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Iquitos, Perú. (2003).
- LÁZARES LA ROSA, FERNANDO. Y SALINAS BASUALDO, RAFAEL. "Influencia del Acimut y la Distancia Epicentral en los acelerogramas registrados en Lima obtenidos con la Red Acelerográfica del Cismid". Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. XV Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Ayacucho, Perú. (2005).
- LERMO, J. F. Y CHÁVEZ-GARCÍA, F. J. "Site Effect Evaluation using Microtremor Measurements. A Review in three cities in Mexico and results of a New Technique". International Symposium on Earthquake Disaster Prevention. (1992).
- MENESES LOJA, JORGE F. "Evaluación de Acelerogramas y Determinación de Espectros de Respuesta en Lima". Tesis de Grado. Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú. (1985).
- MIRAGALL, CARLOS. Y SANMARTÍN, AVELINO. "Respuesta Sísmica de suelos estratificados en régimen no lineal". Revista de Obras Publicas, Madrid. España. (1983).
- NAKAMURA, YUTAKA. "Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and its Applications". 12WCEE. Auckland, Nueva Zelanda. (2000).

- REPETTO, PEDRO.; ARANGO, IGNACIO. Y BOLTON SEED, H. "Influence of Site Characteristics on Building Damage during the October 3, 1974 Lima Earthquake". Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley. Estados Unidos de América. (1980).
- SAKAJIRI, N. Y SASATANI, T. "Effect of Deep Soil-Deposit on Strong Ground Motion". Hachinobe Institute of Technology y Hokkaido University. Japón.
- SARRIA MOLINA, ALBERTO. "Terremotos e Infraestructura". 2da Edición. Universidad de Los Andes, Facultad de Ingeniería, Ediciones Uniandes, Bogotá, Colombia. (2008).
- SILGADO FERRO, ENRIQUE. "Historia de los sismos más notables del Perú (1513-1974)". Instituto de Geología y Minería. Lima, Perú. (1978).
- STEIDL, JAMISON H.; TUMARKIN, ALEXEI G. Y ARCHULETA, RALPH J. "What is a Reference Site?". Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 6, pp. 1733-1748, Diciembre. (1996).
- STEIDL, JAMISON H. "Response to E. H. Field's: Discussion of Variation of Site Response at the UCSB Dense Array of Portable Accelerometers". Earthquake Spectra, Vol. 10, No. 2. (1994).
- TAVERA, HERNANDO. Y BERNAL, ISABEL. "Aceleraciones Máximas Registradas en la Ciudad de Lima: Sismo de Pisco del 15 de Agosto del 2007 ($7.0M_L$)". Dirección de Sismología- CNDG/IGP. (2007).
- TSIGE, M. Y GARCÍA FLORES, I. "Propuesta de clasificación geotécnica del Efecto de Sitio (Amplificación Sísmica) de las formaciones geológicas de la Región de Murcia". Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España. (2006).

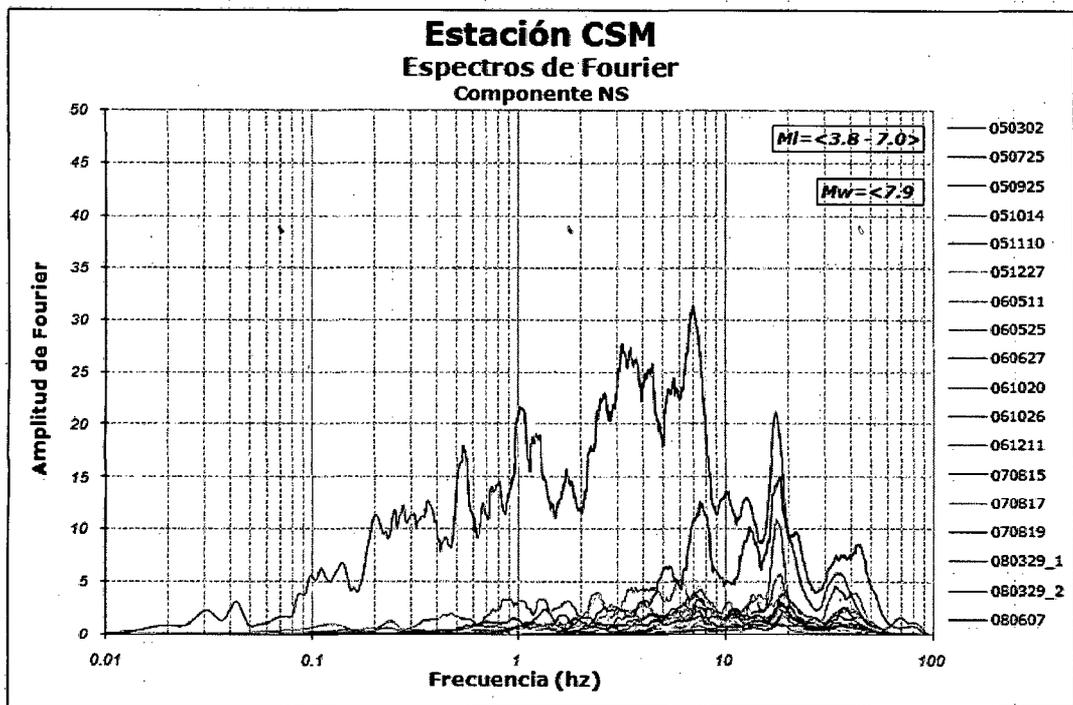
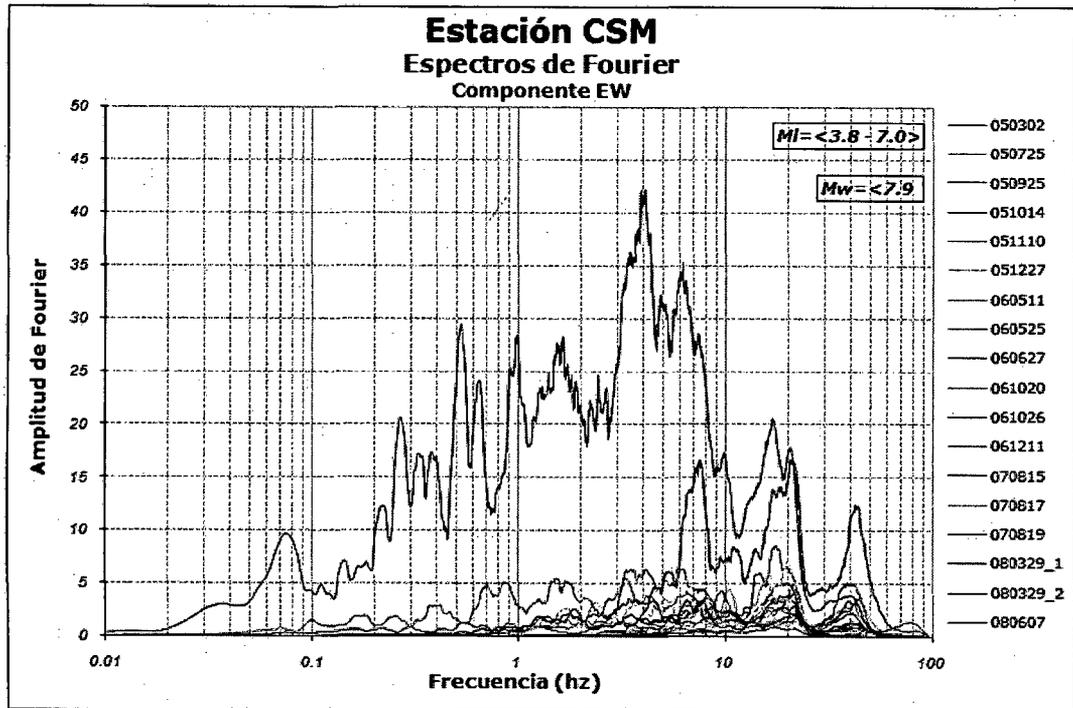
ANEXOS

PLANOS

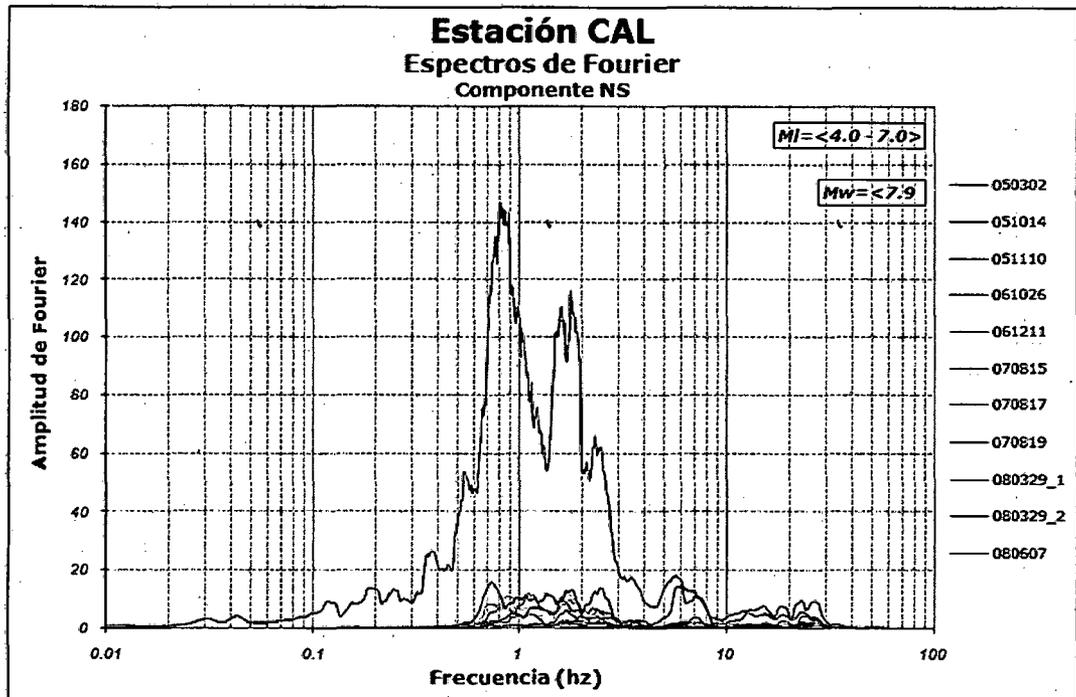
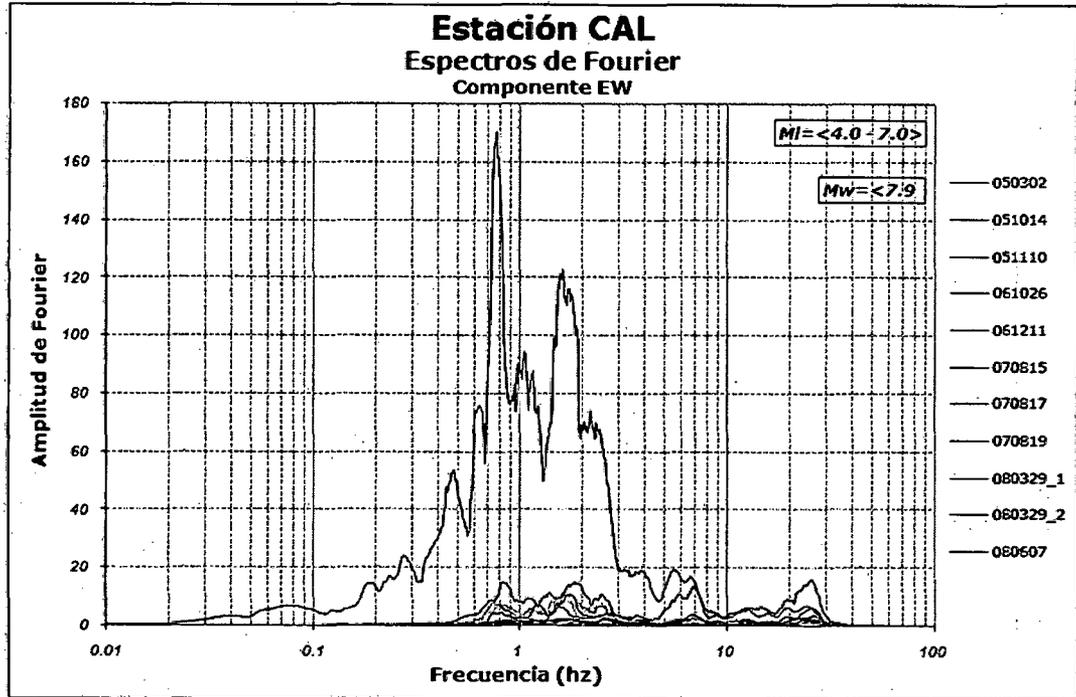
ANEXO I

ESPECTROS DE AMPLITUDES DE FOURIER (EAF)

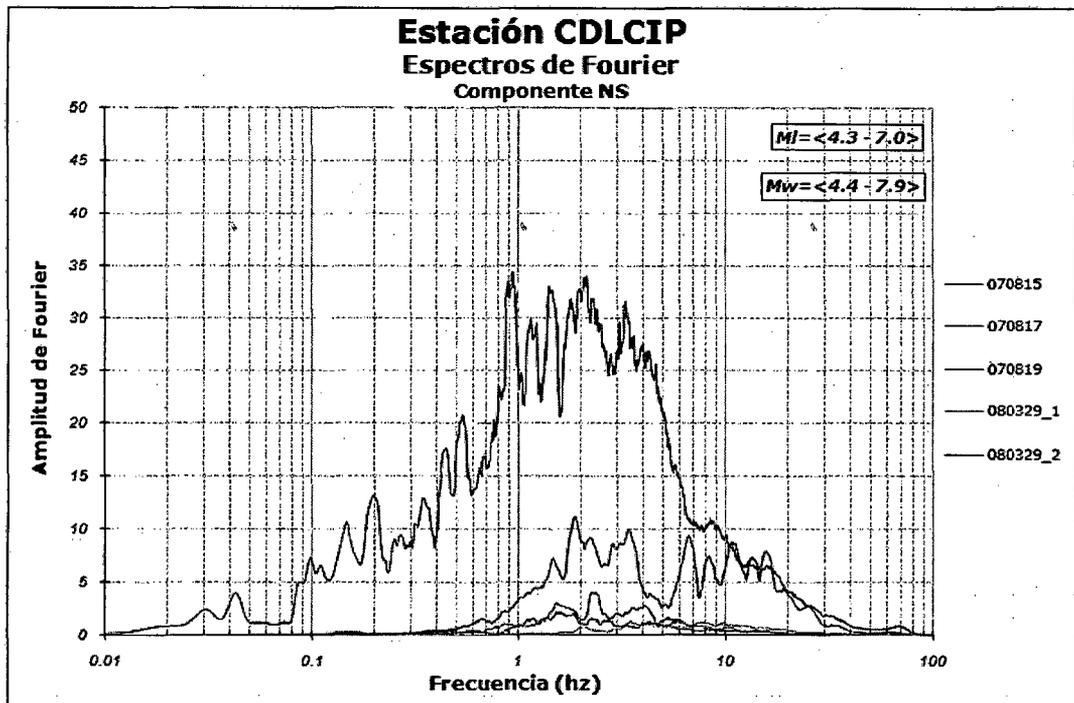
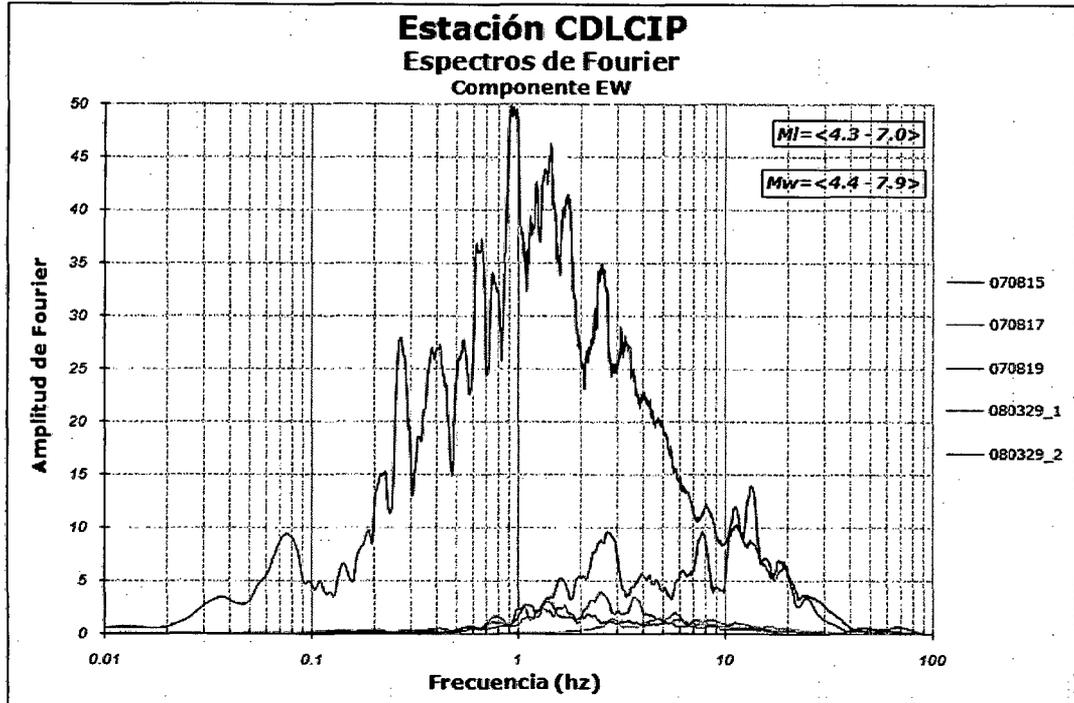
Estación CISMID (CSM)



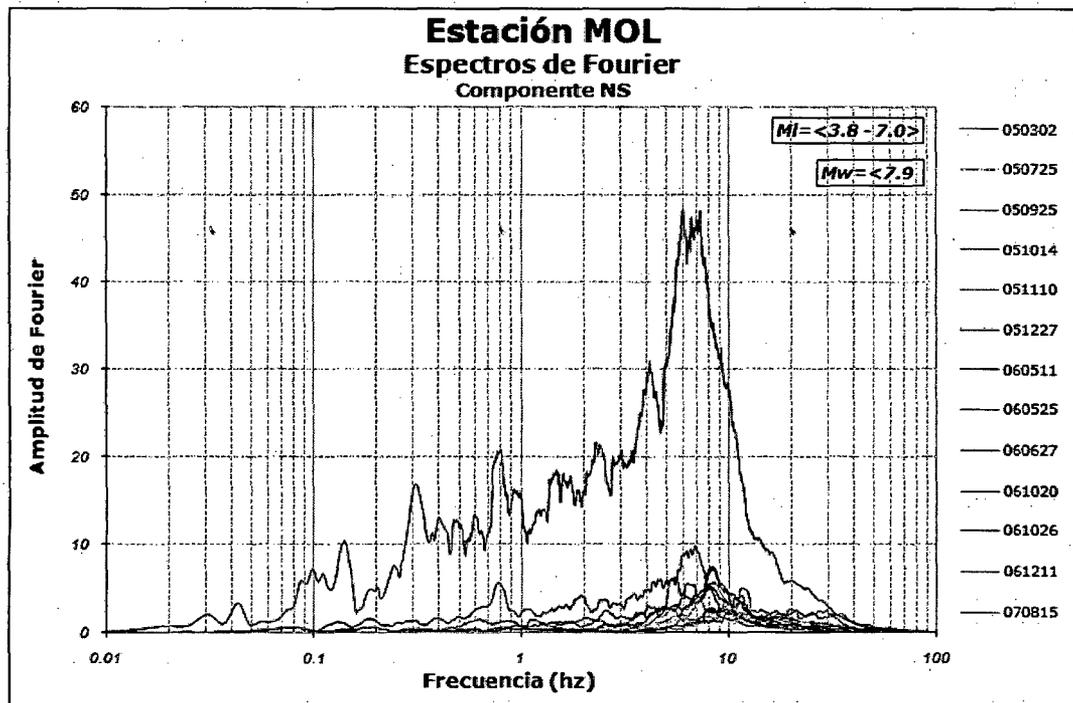
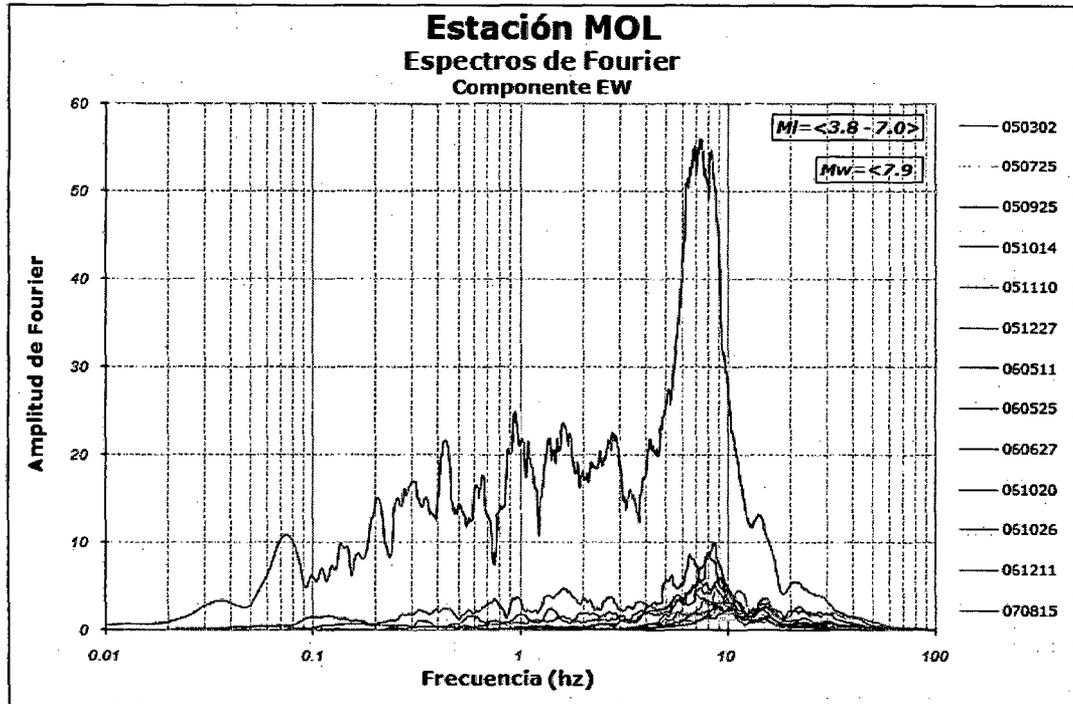
Estación DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (CAL)



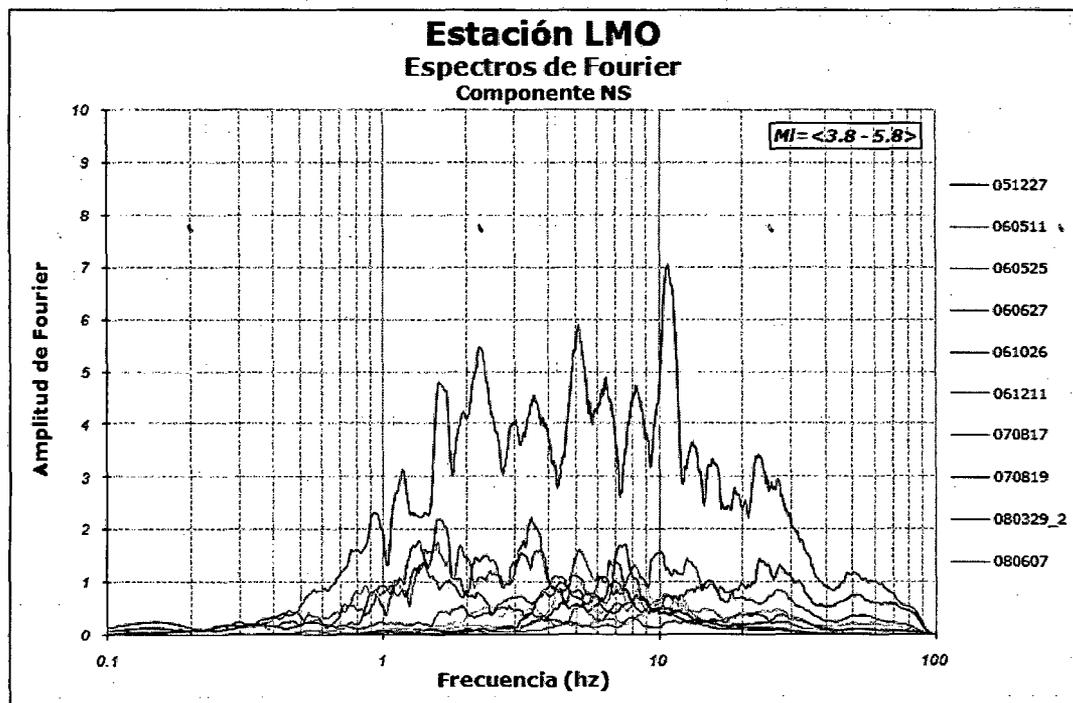
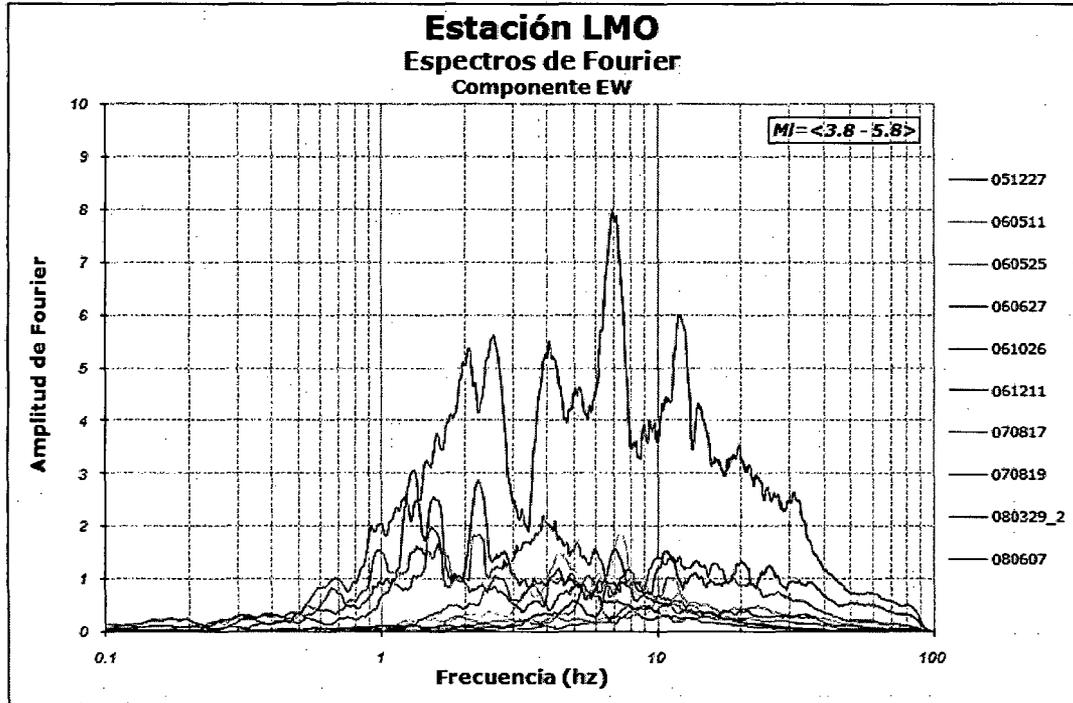
Estación COLEGIO DE INGENIEROS (CDLCIP)



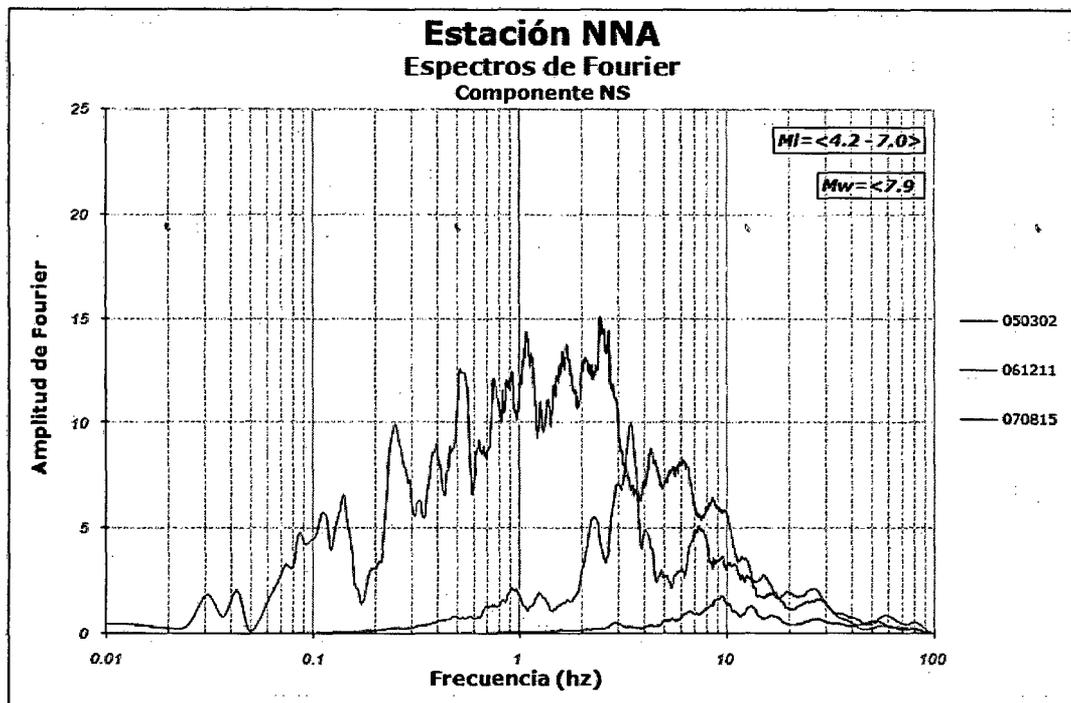
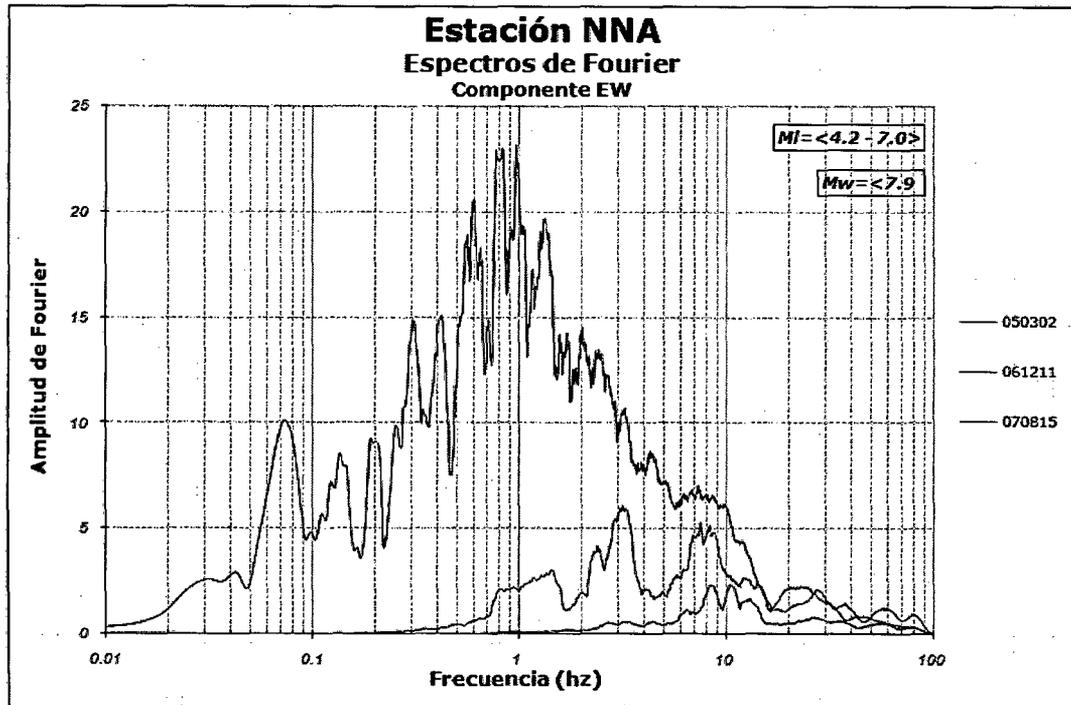
Estación LA MOLINA (MOL)



Estación LMO



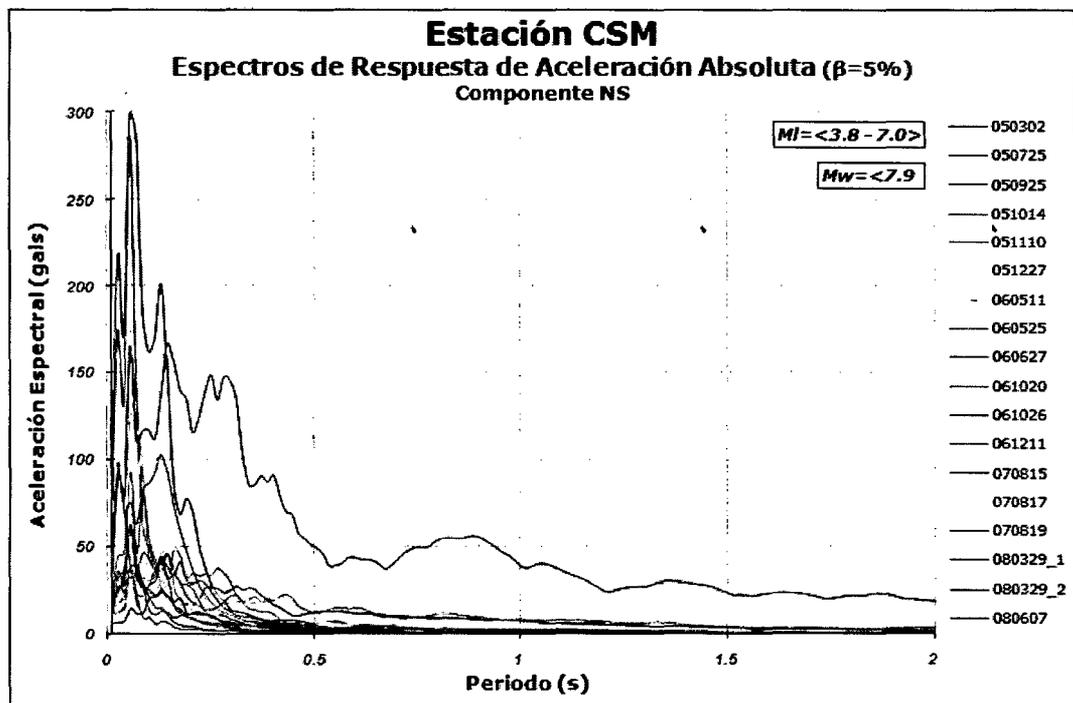
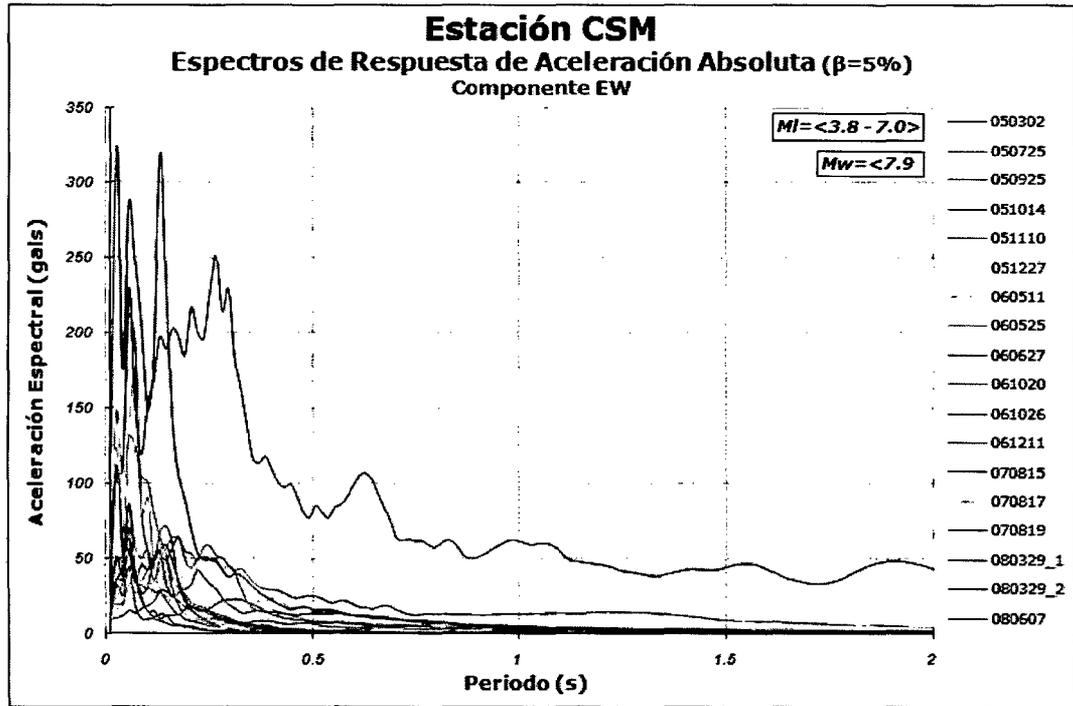
Estación ÑAÑA (NNA)

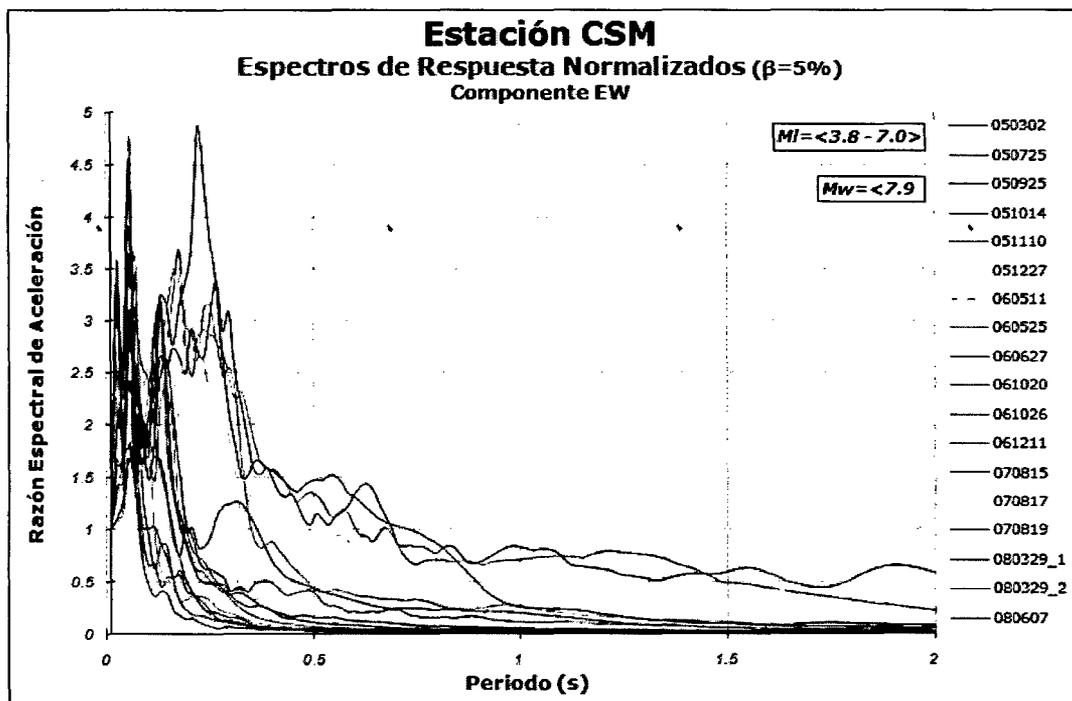
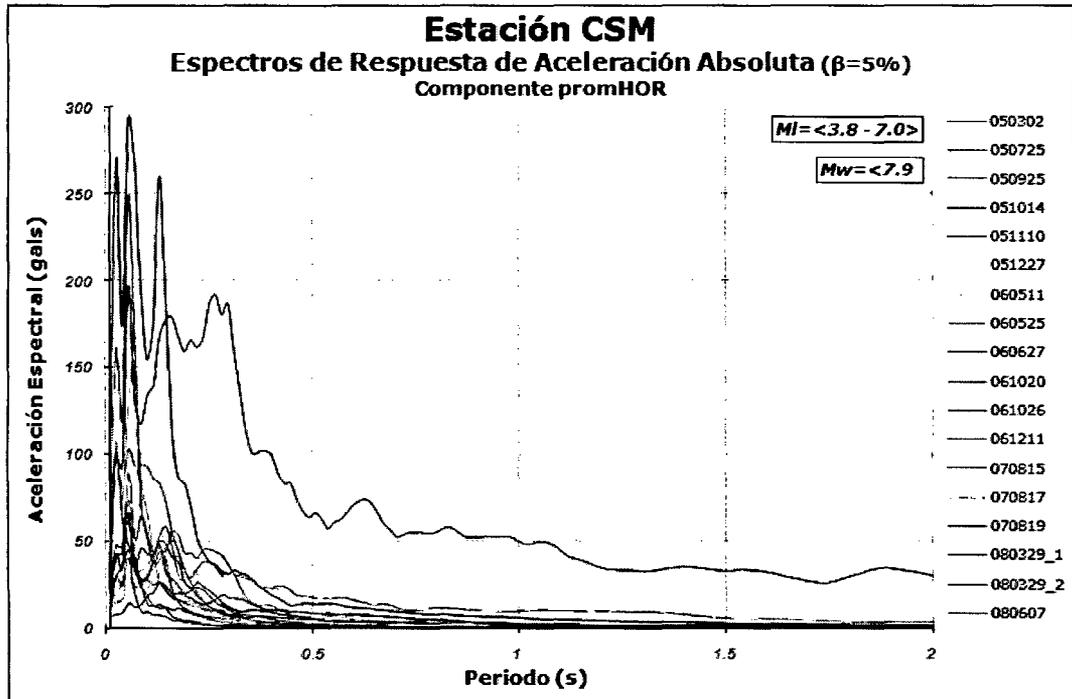


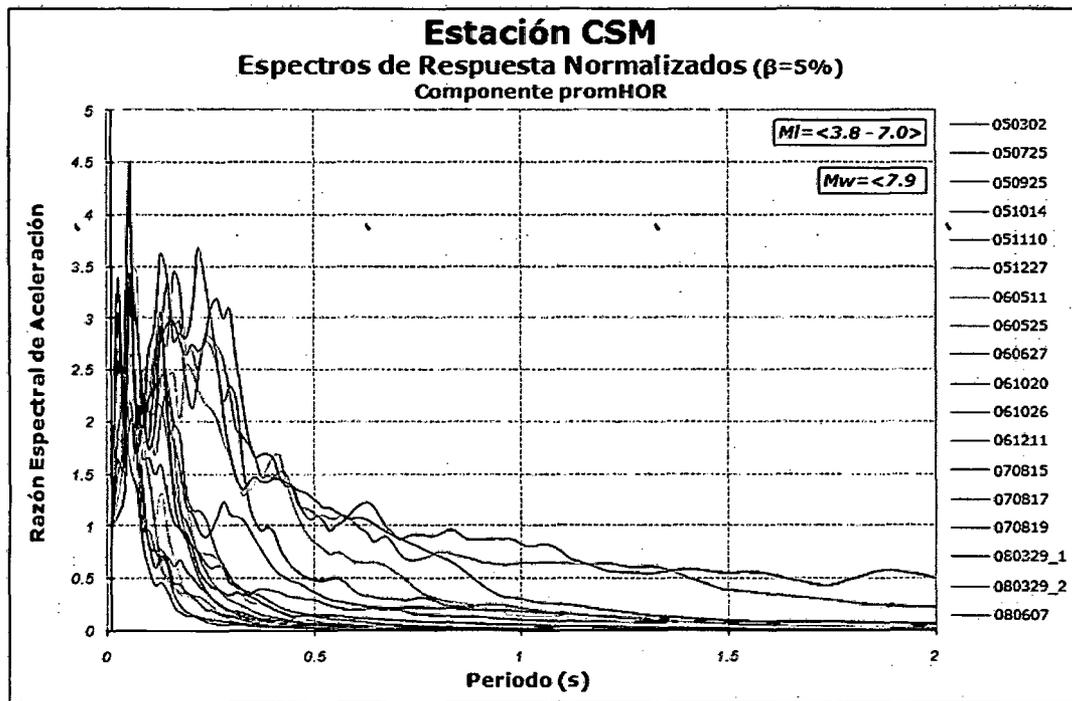
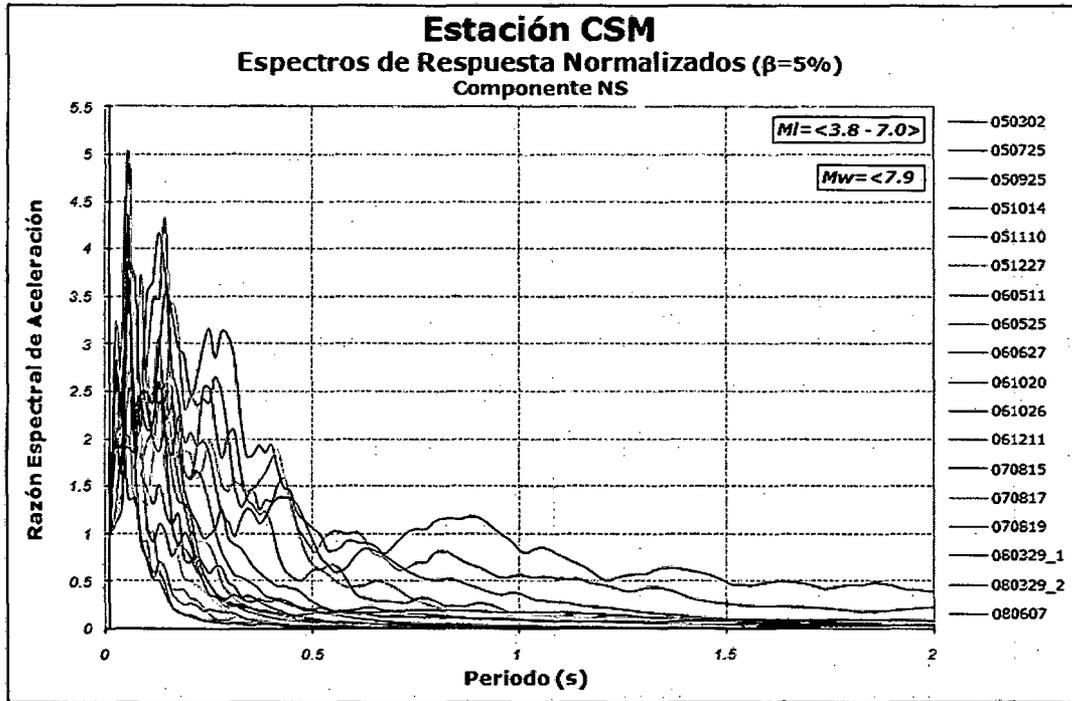
ANEXO II

***ESPECTROS DE RESPUESTA ELÁSTICA DE
ACELERACIÓN (ER) Y ESPECTROS DE
RESPUESTA NORMALIZADOS***

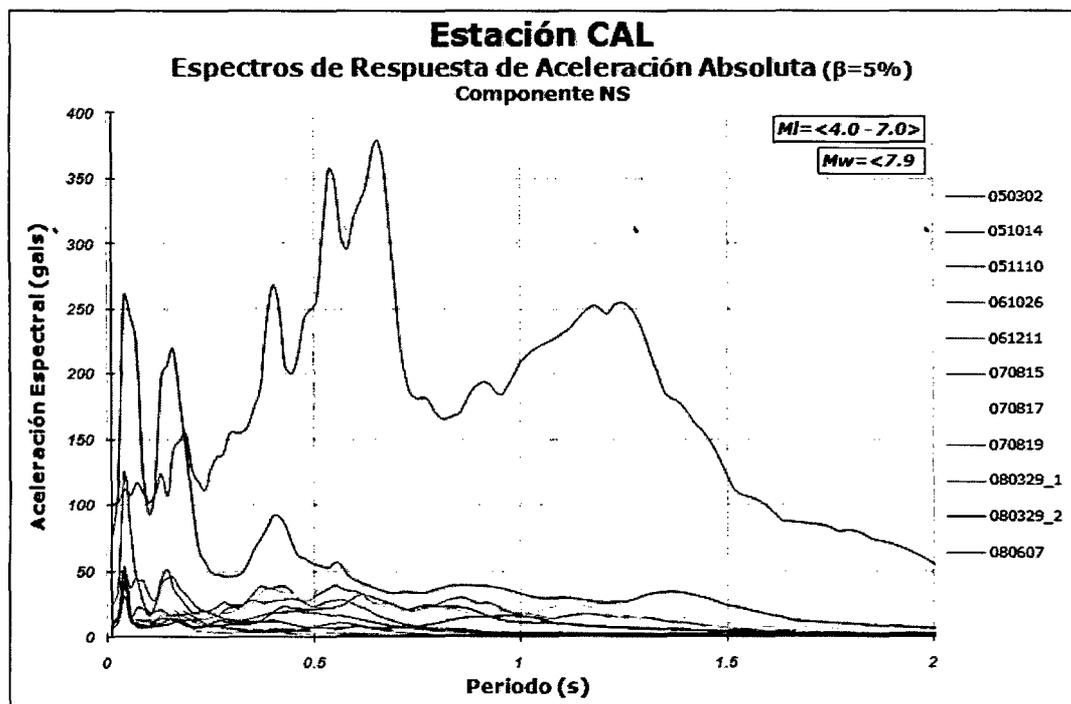
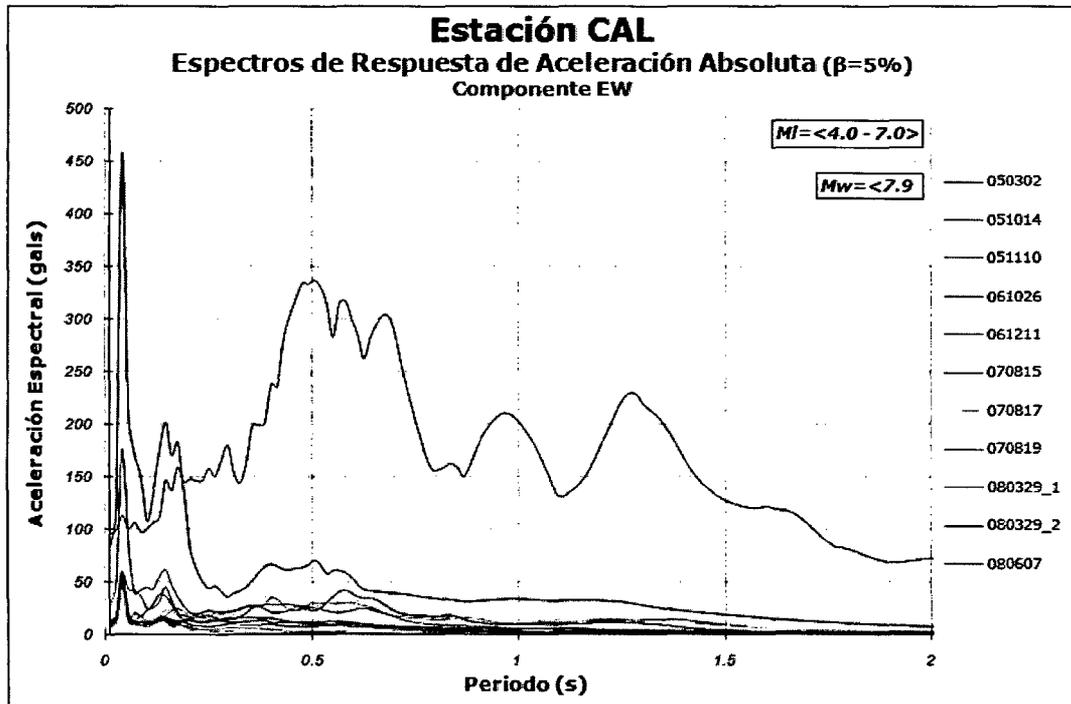
Estación CISMID (CSM)

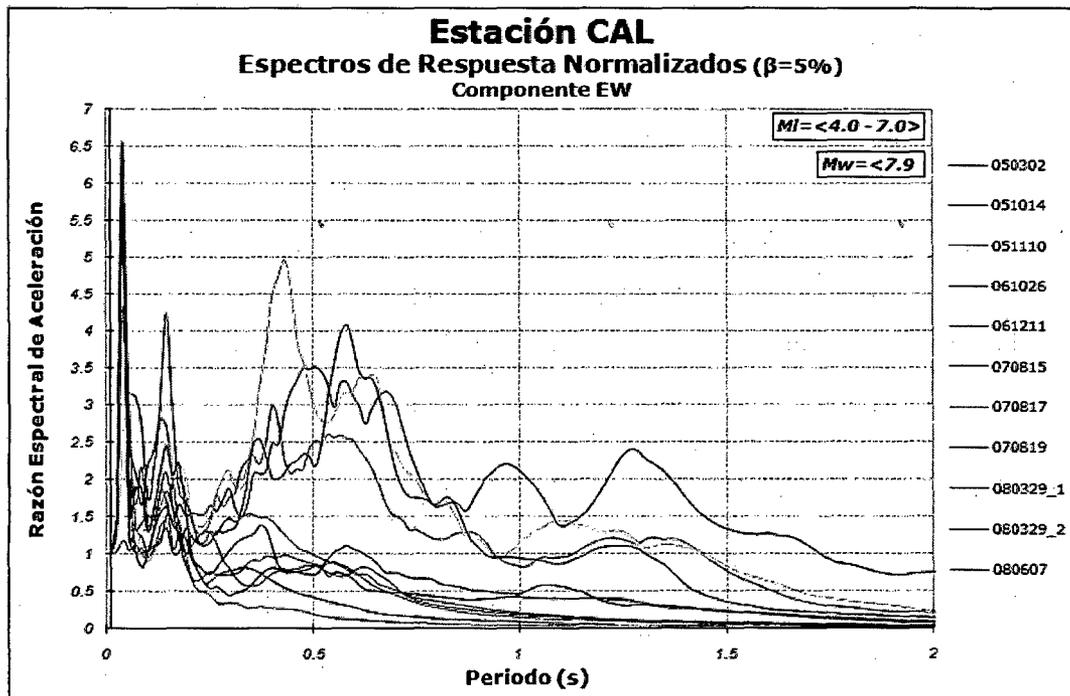
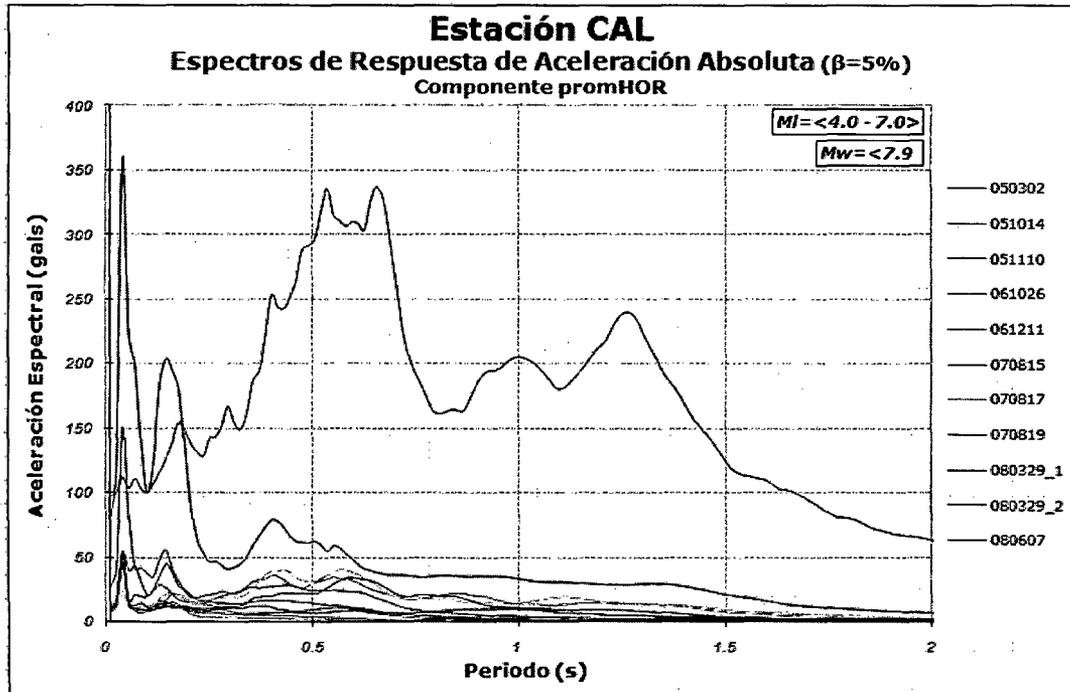


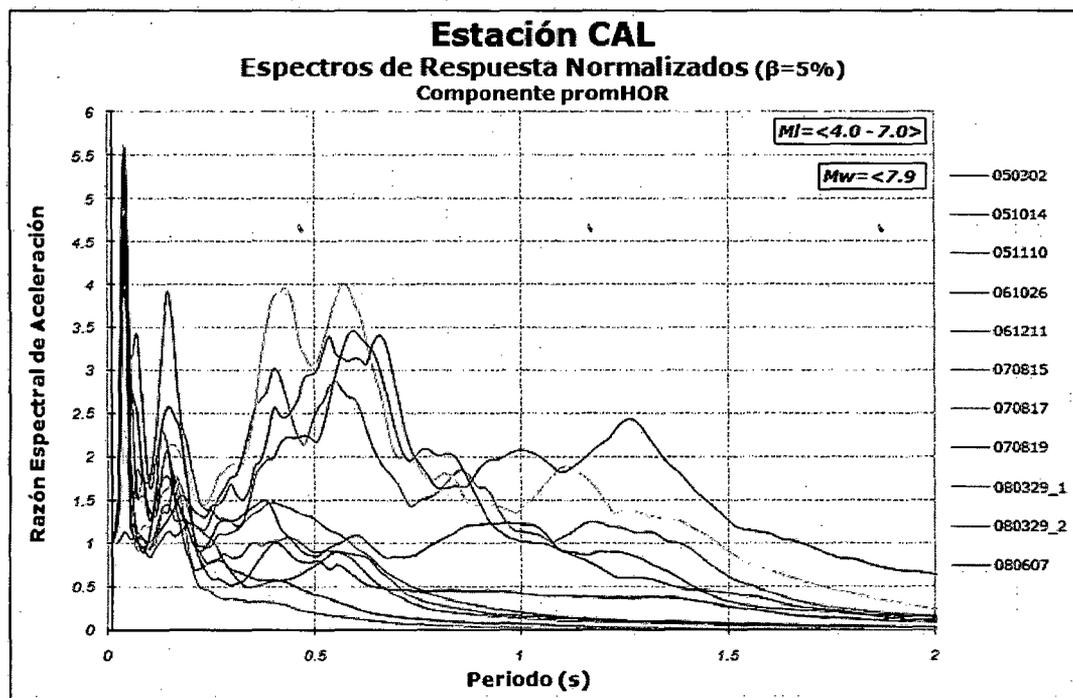
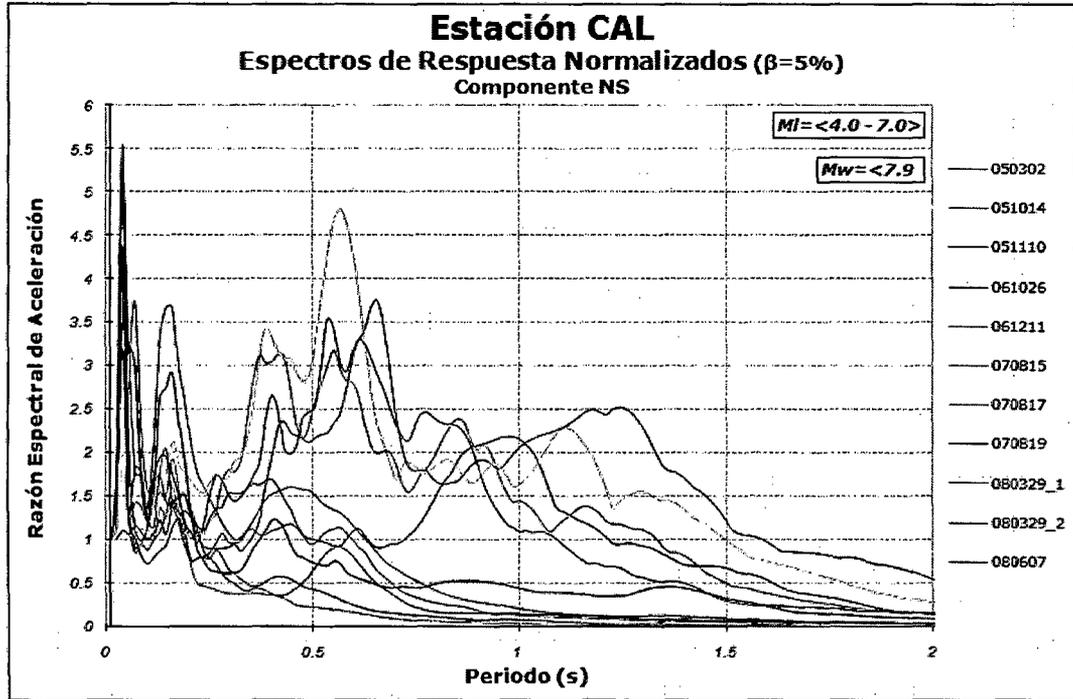




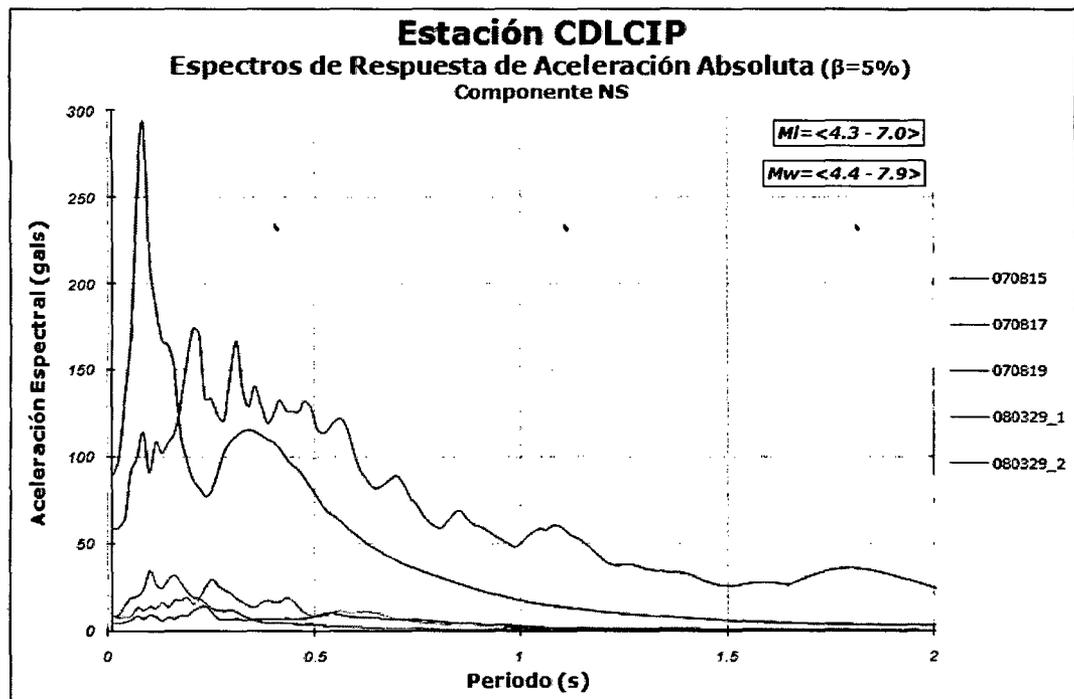
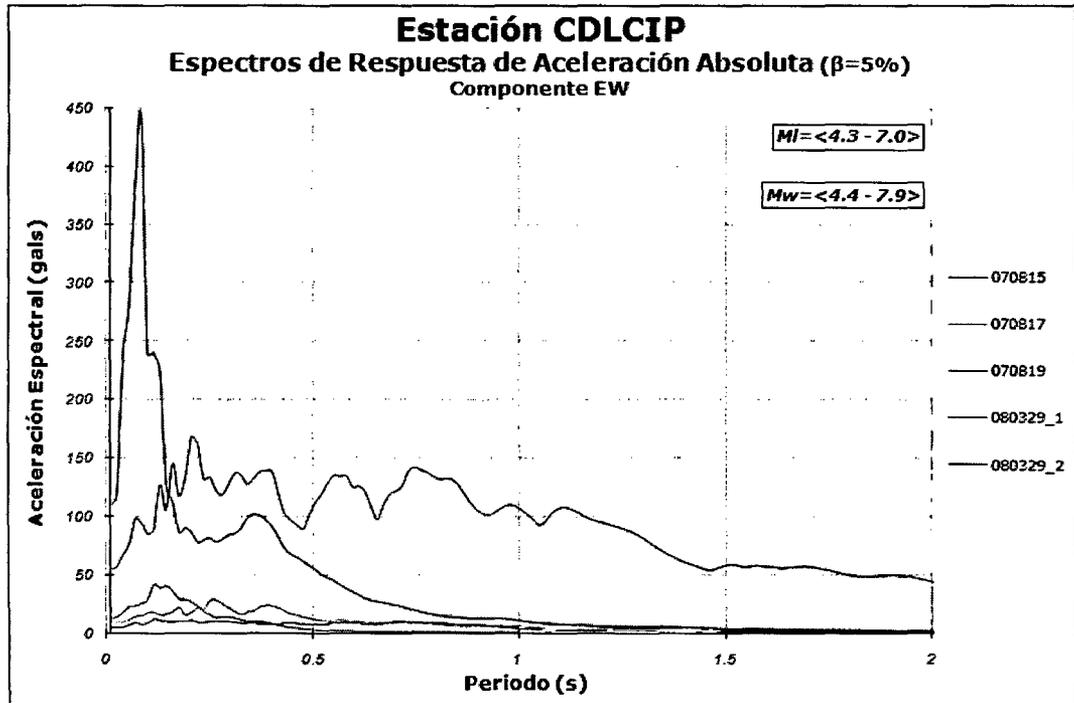
Estación DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (CAL)

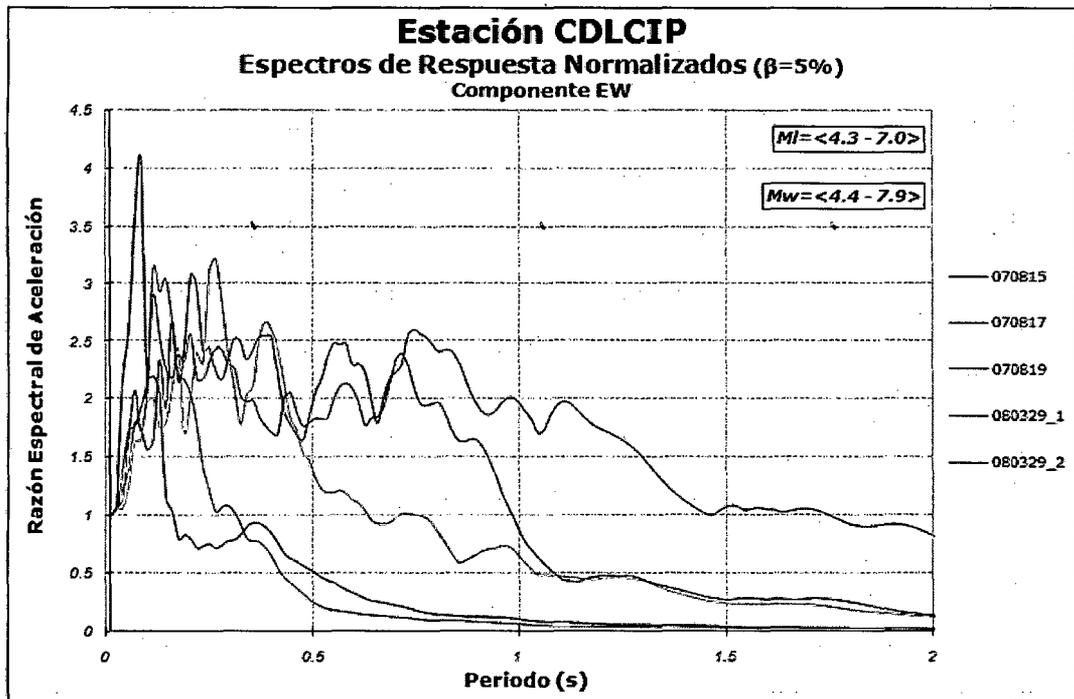
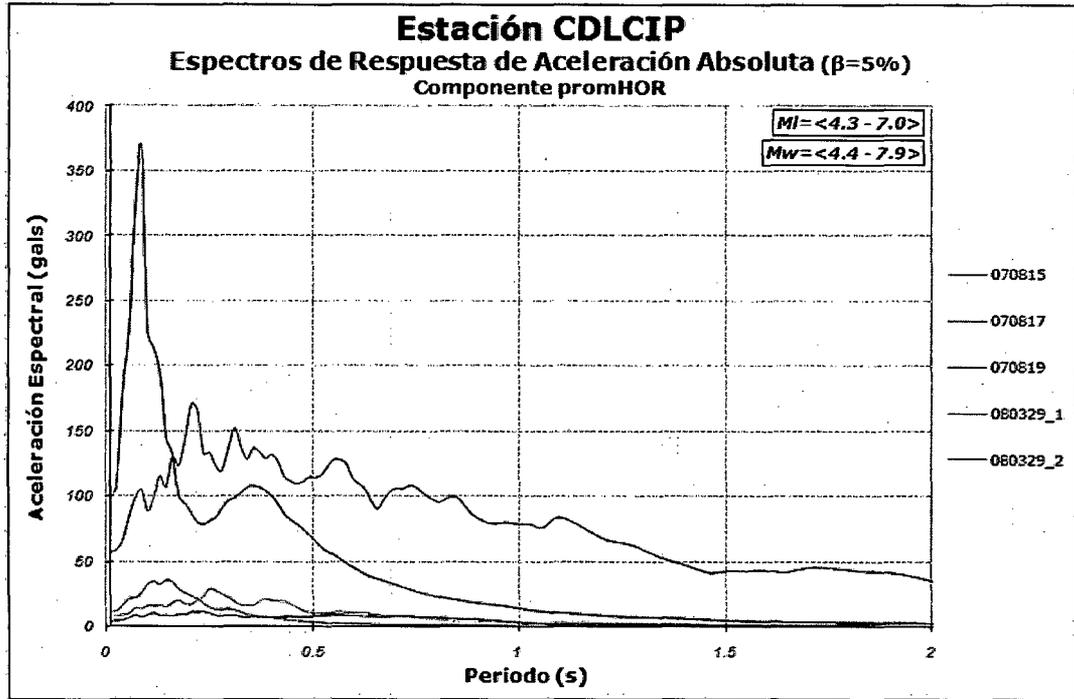


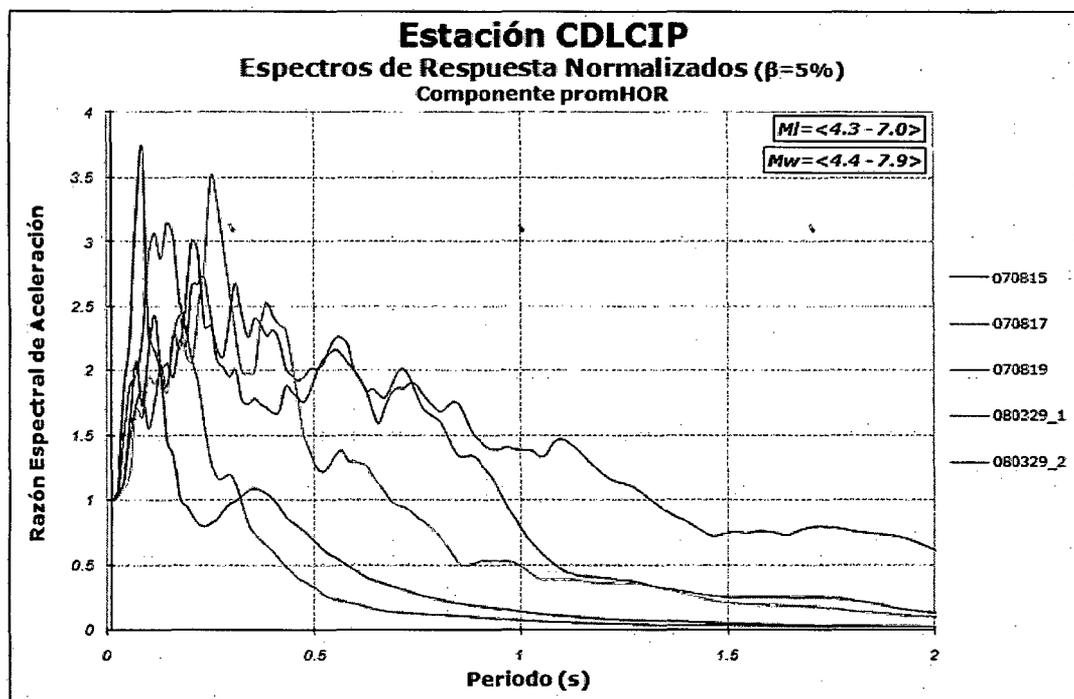
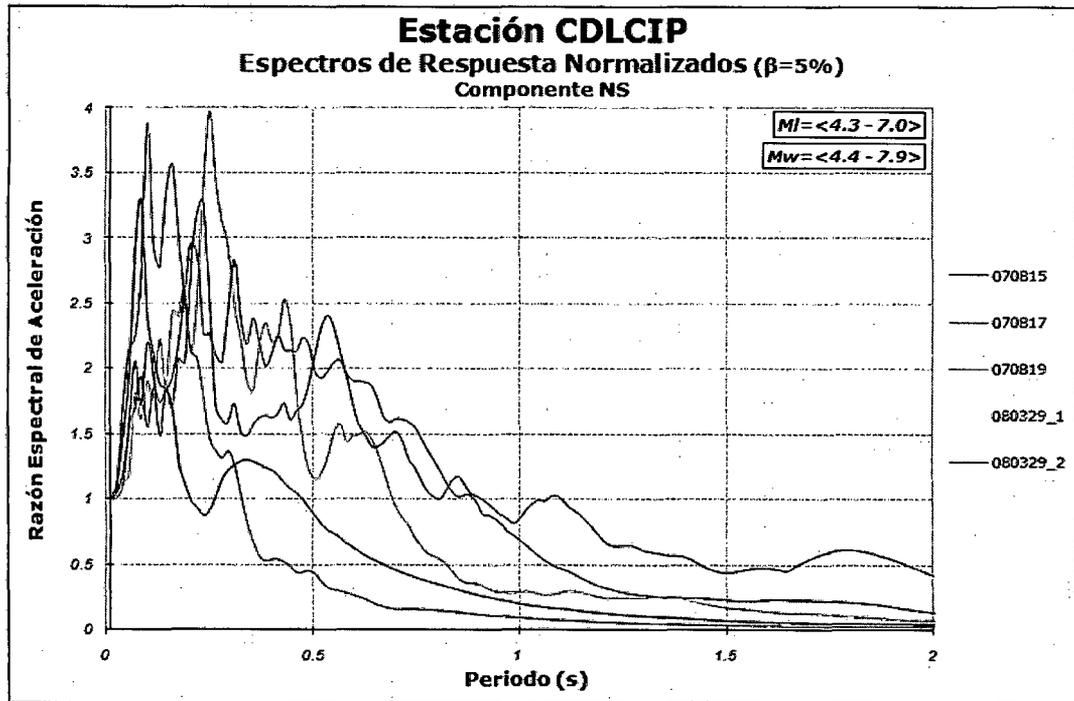




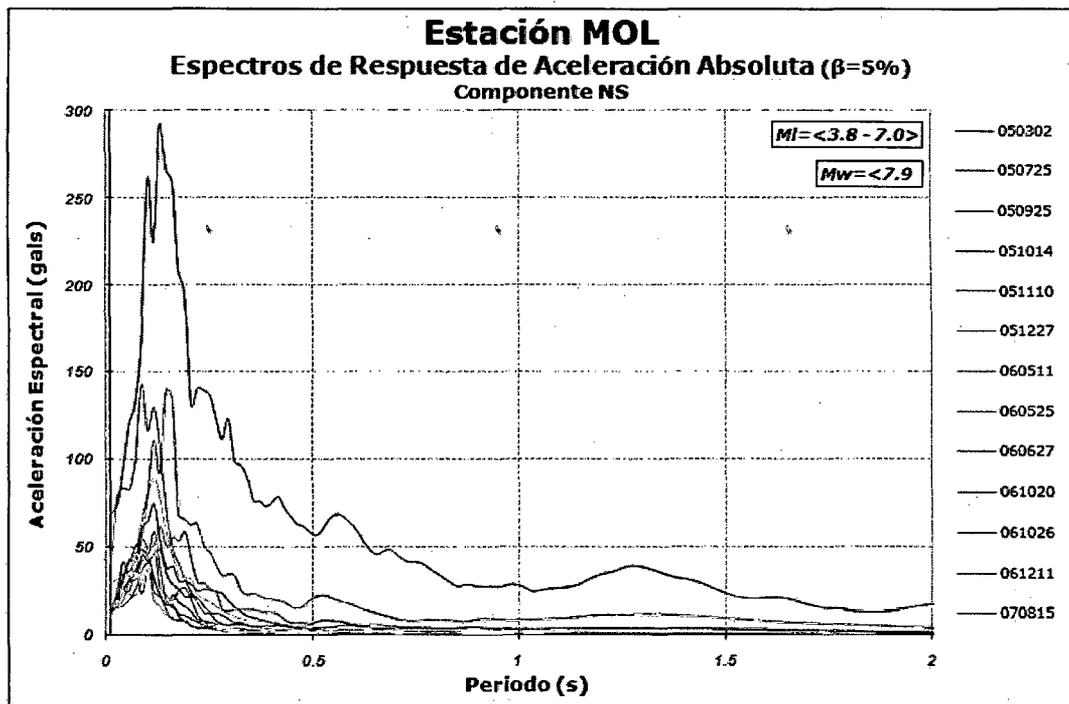
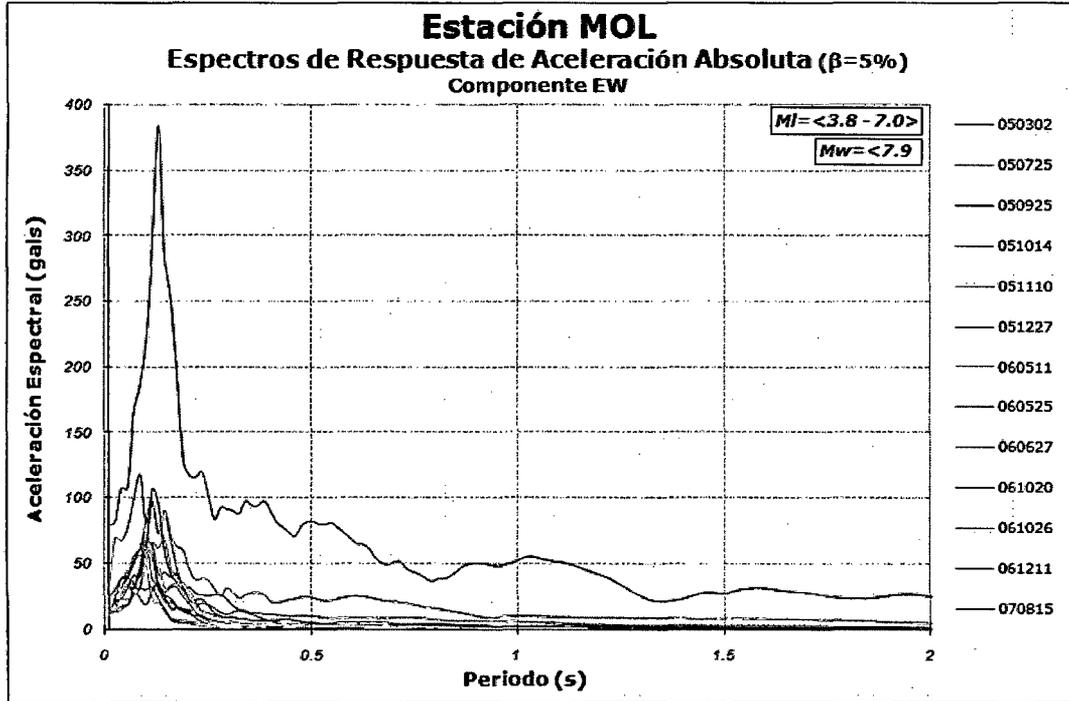
Estación COLEGIO DE INGENIEROS (CDLCIP)

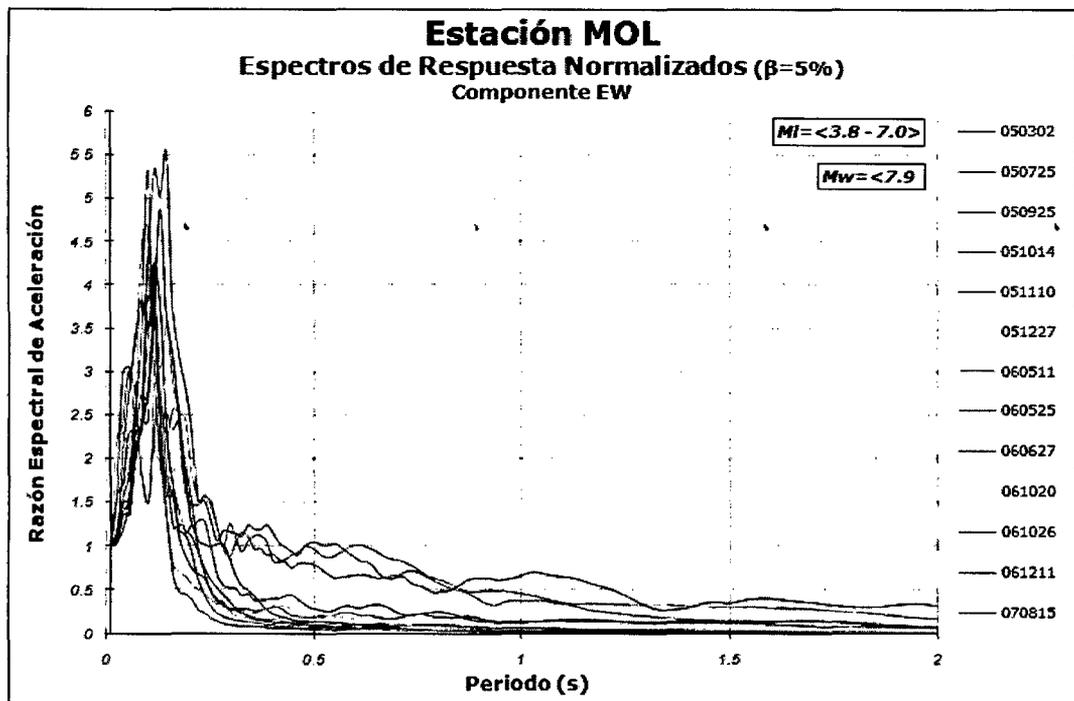
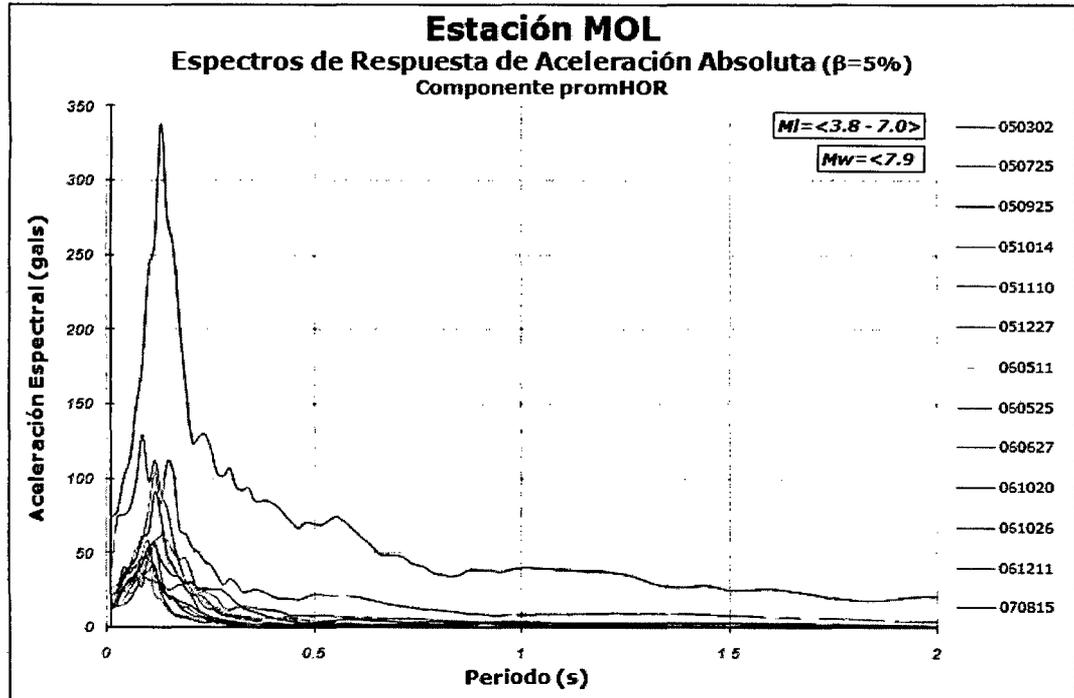


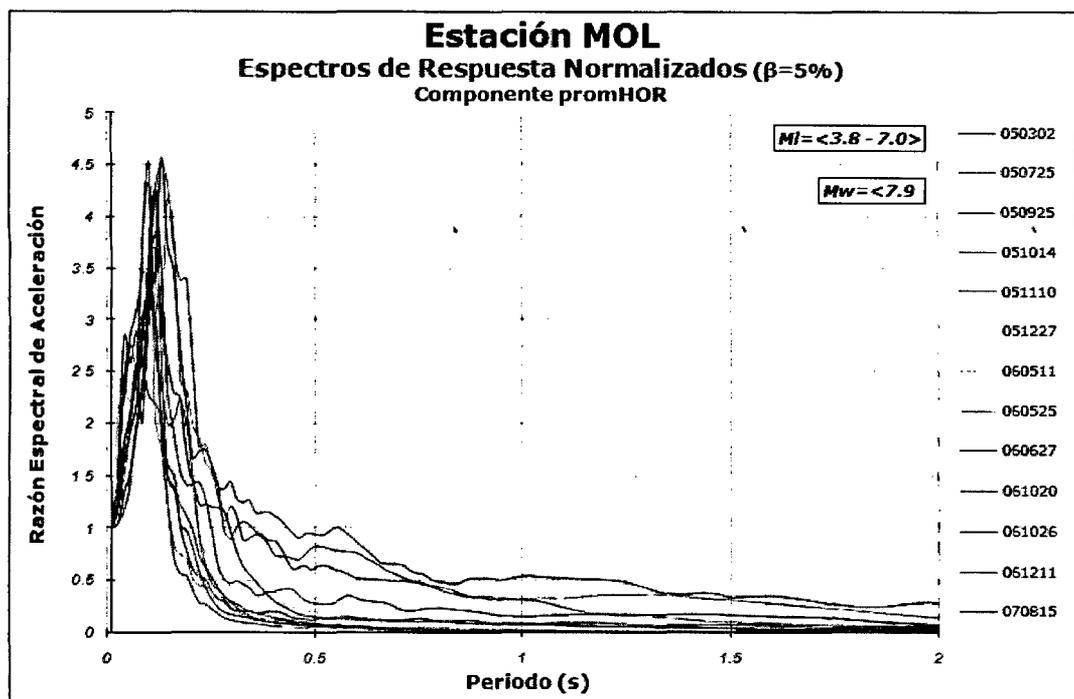
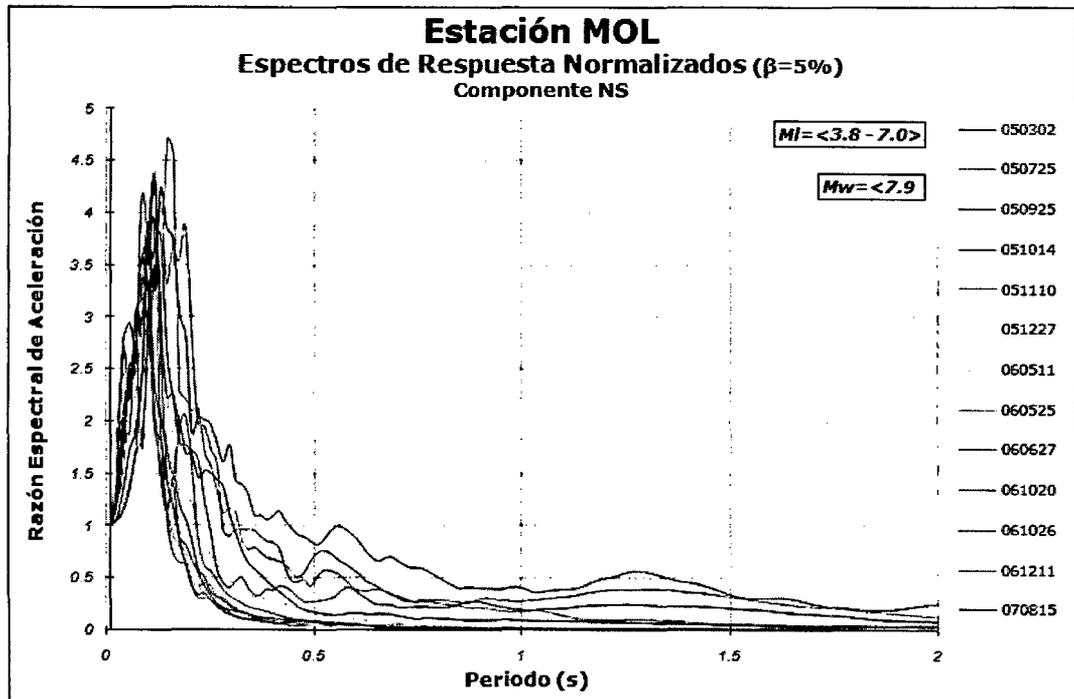




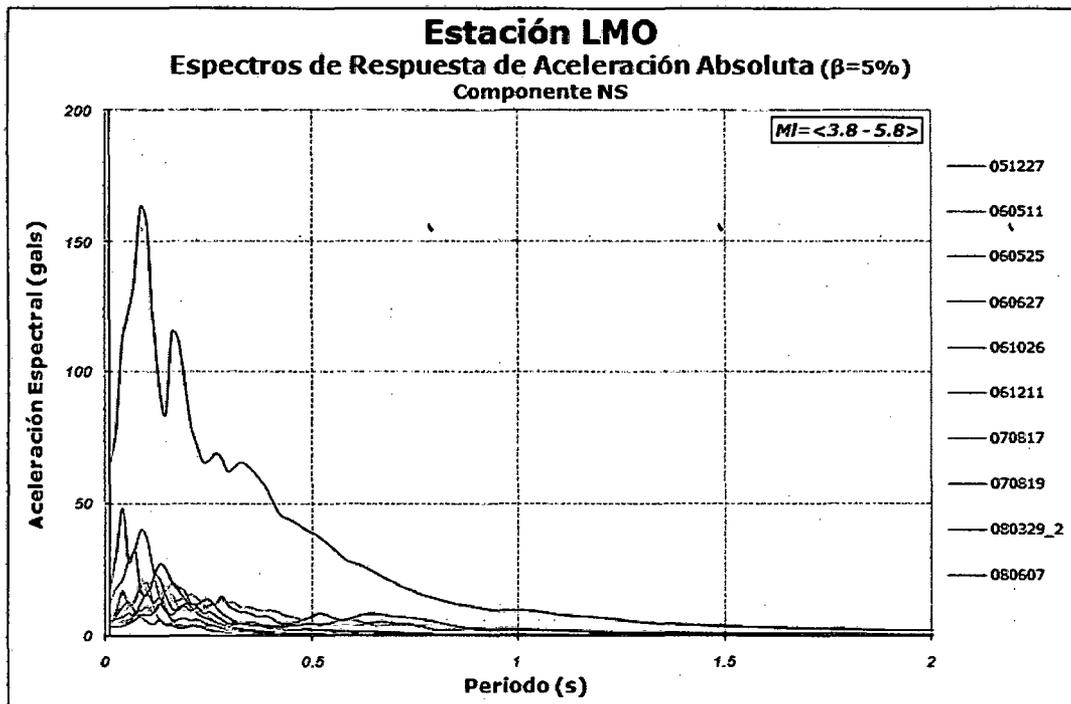
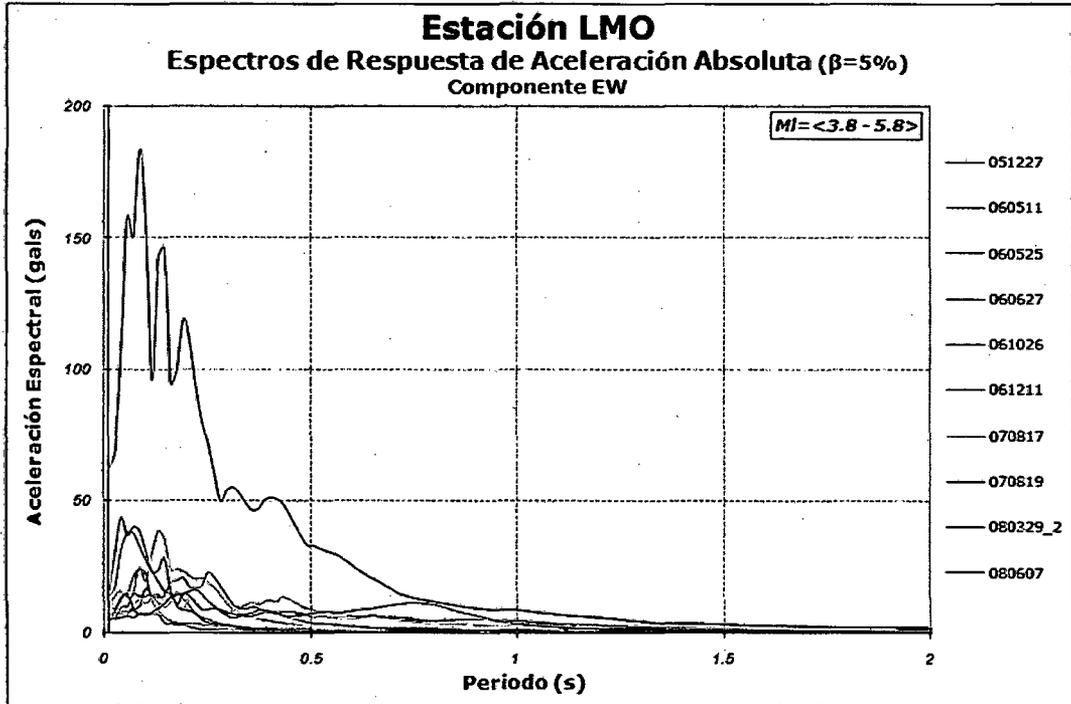
Estación LA MOLINA (MOL)

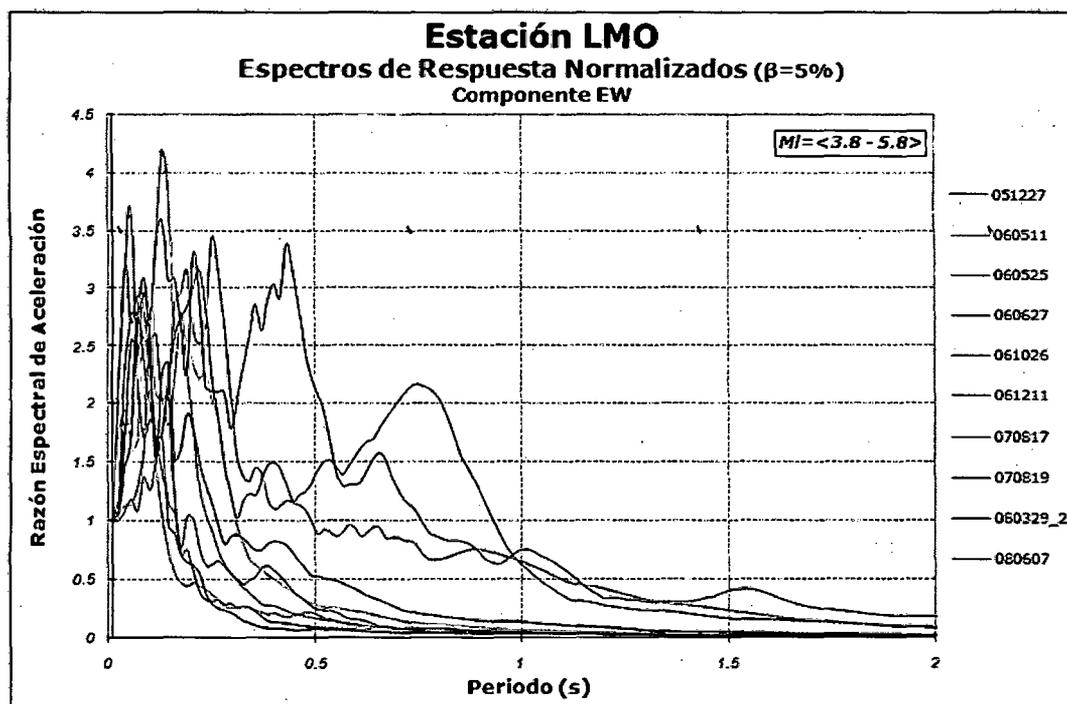
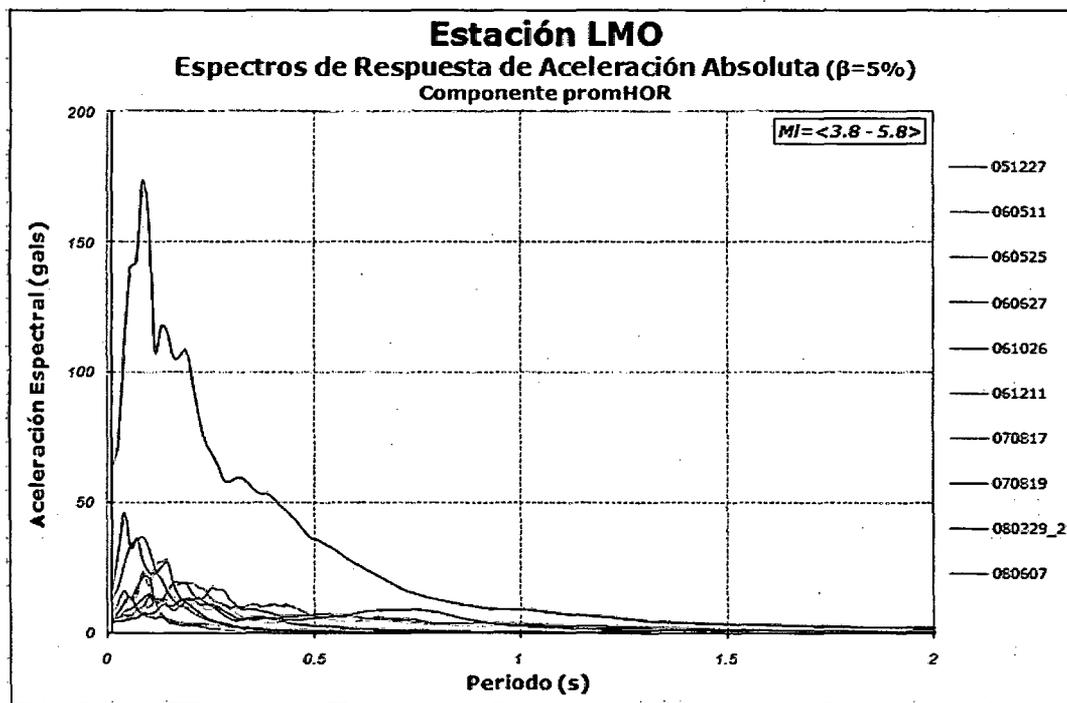


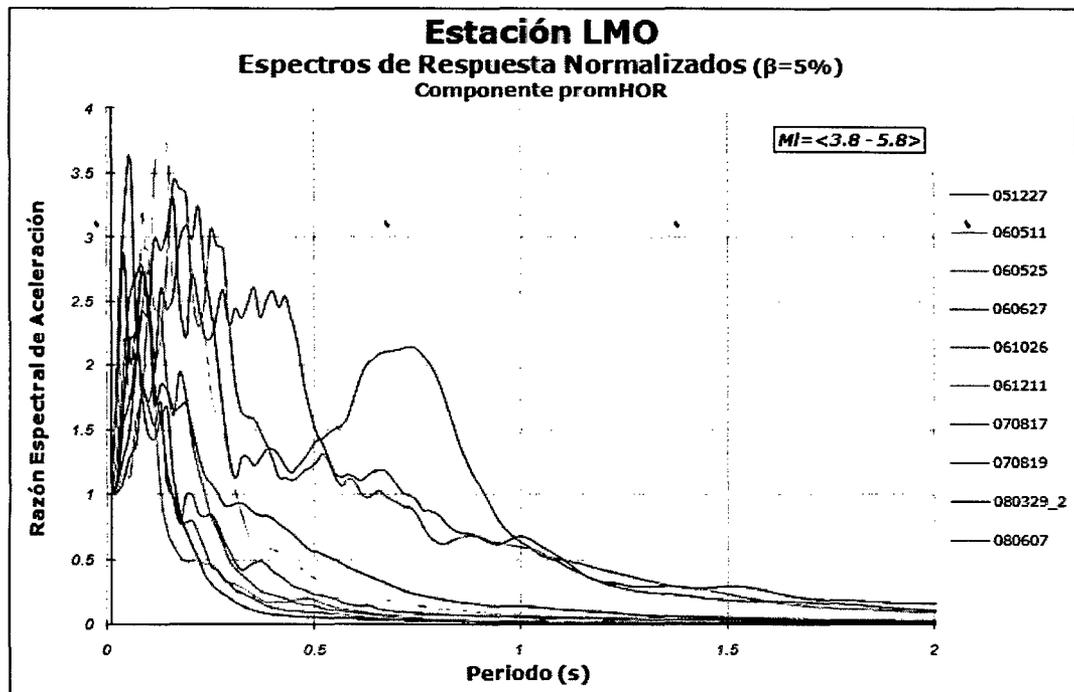
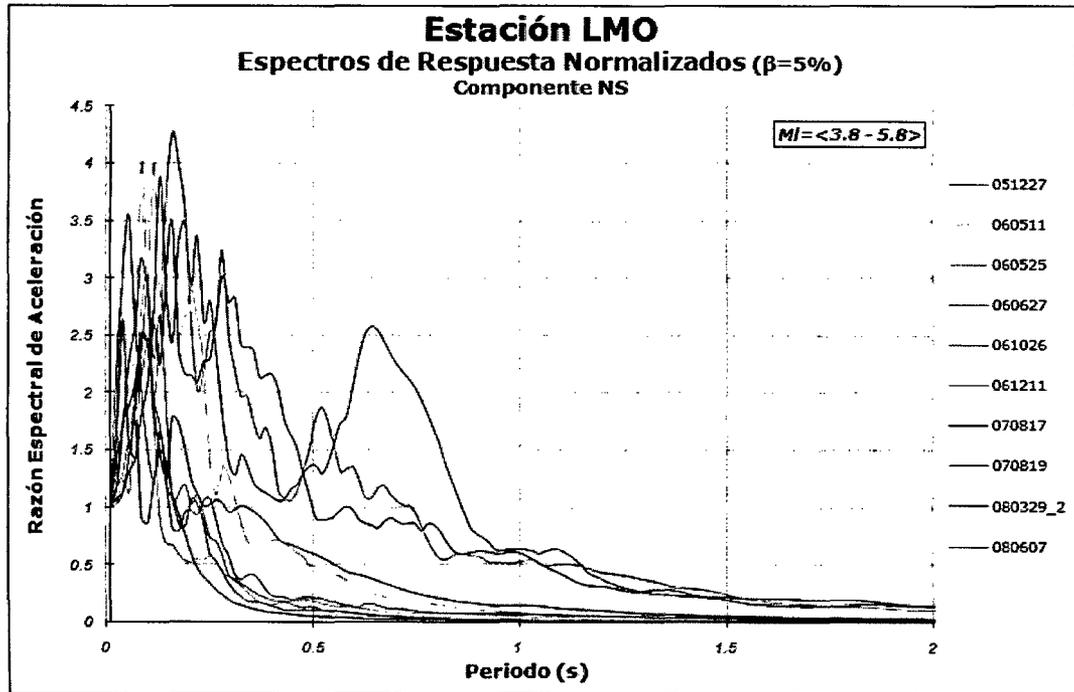




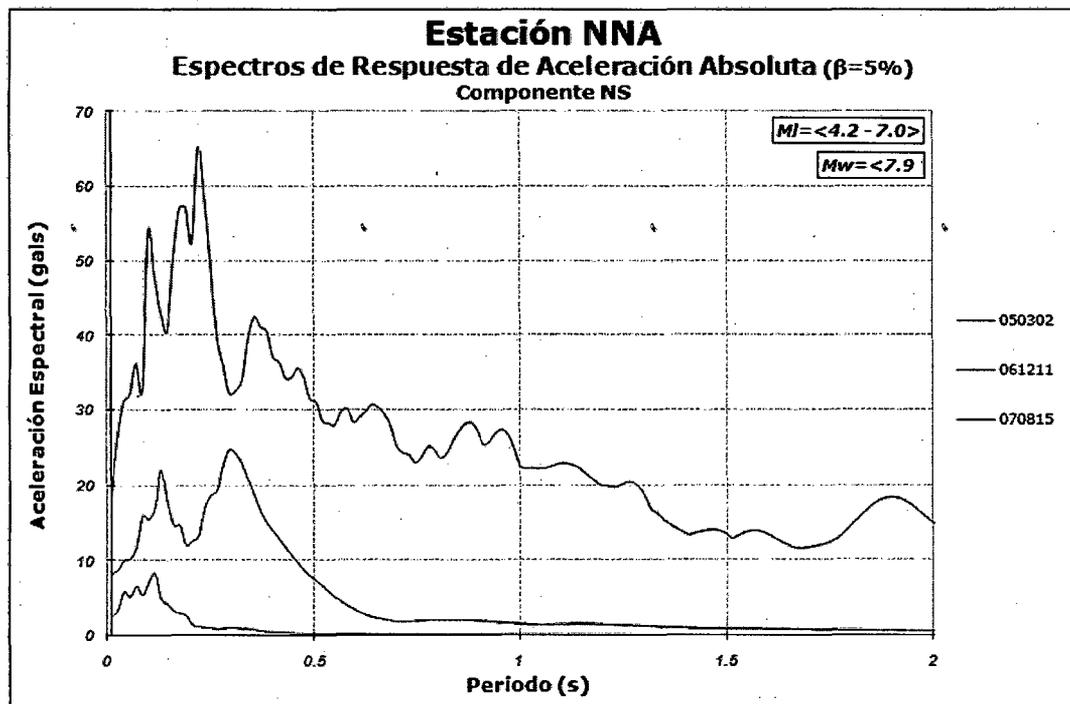
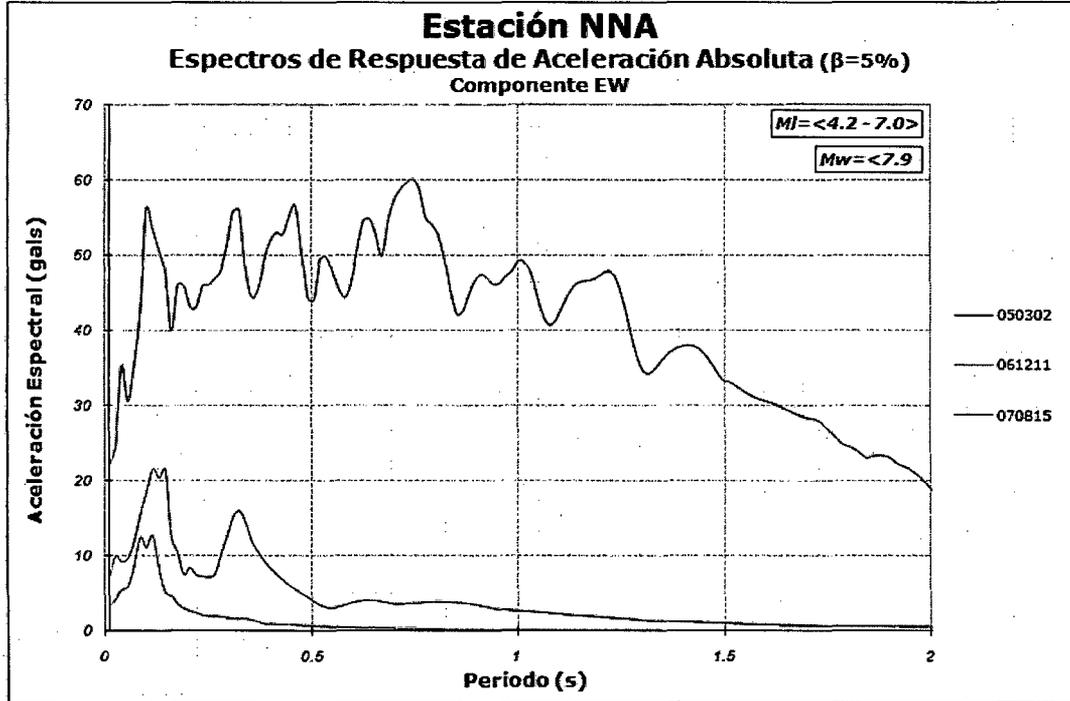
Estación LMO

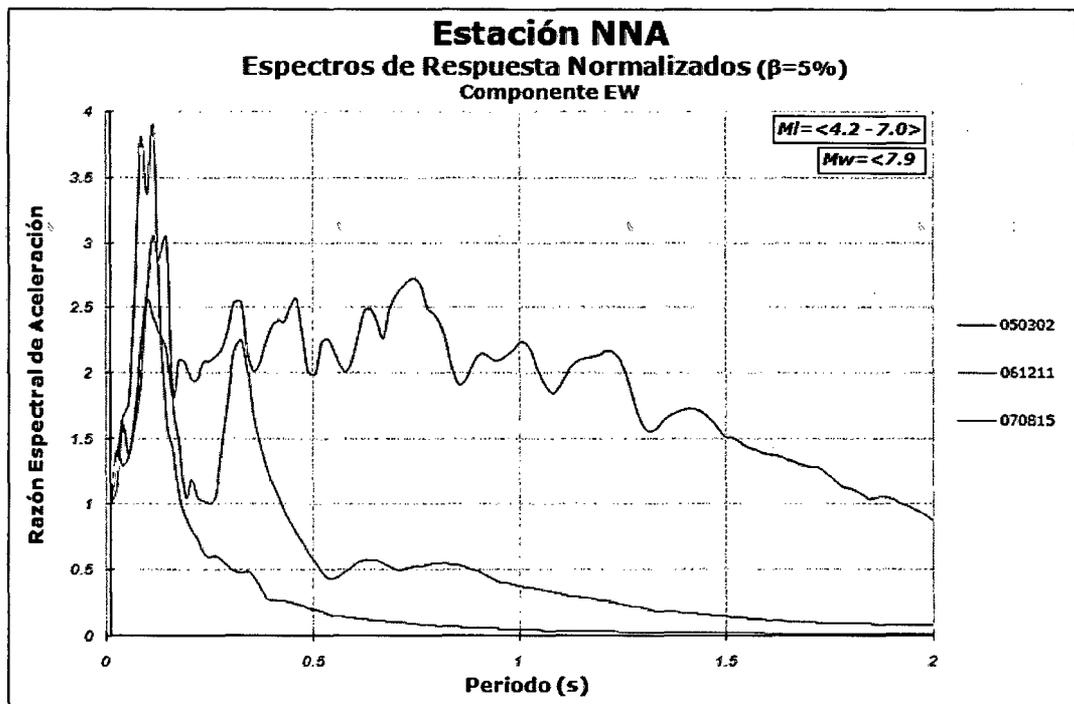
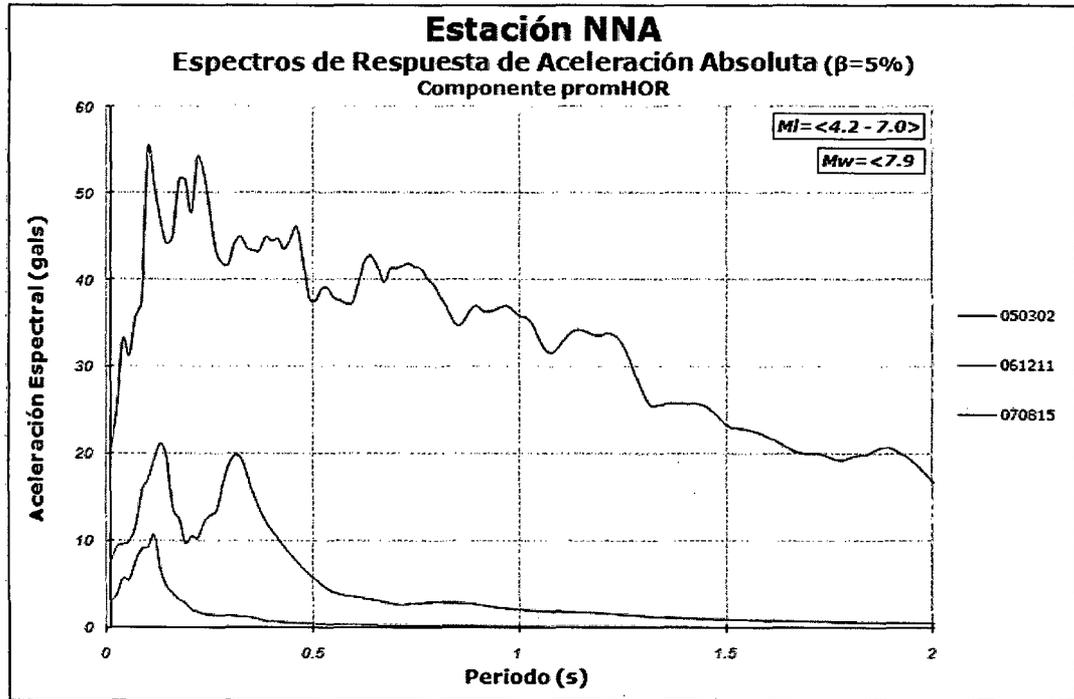


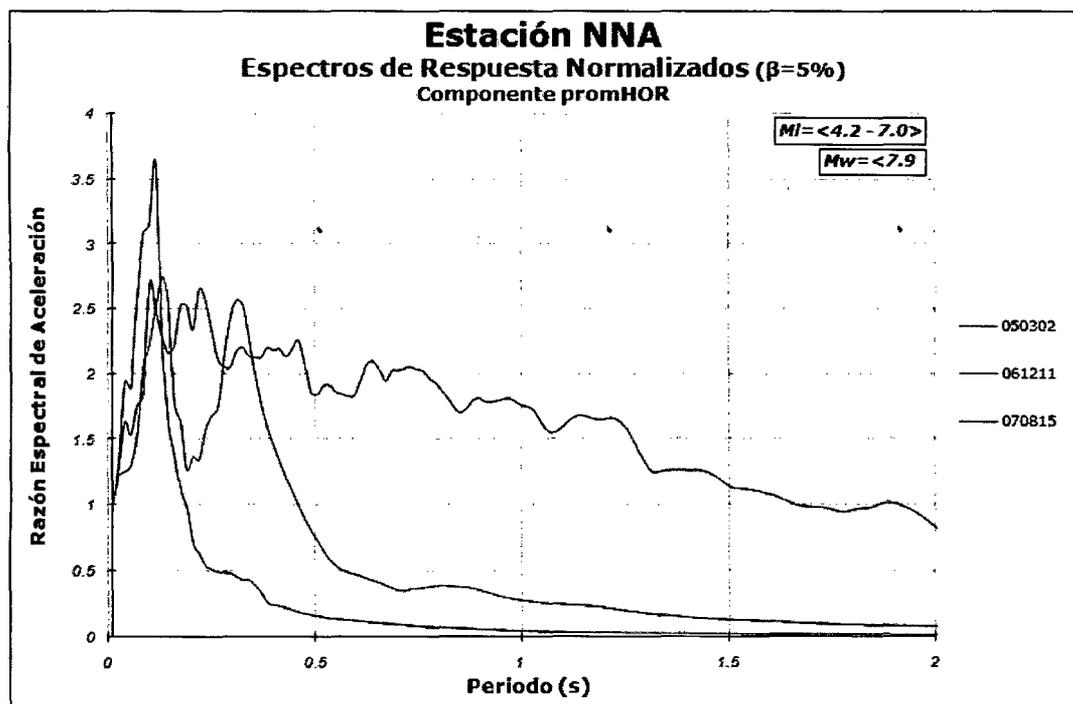
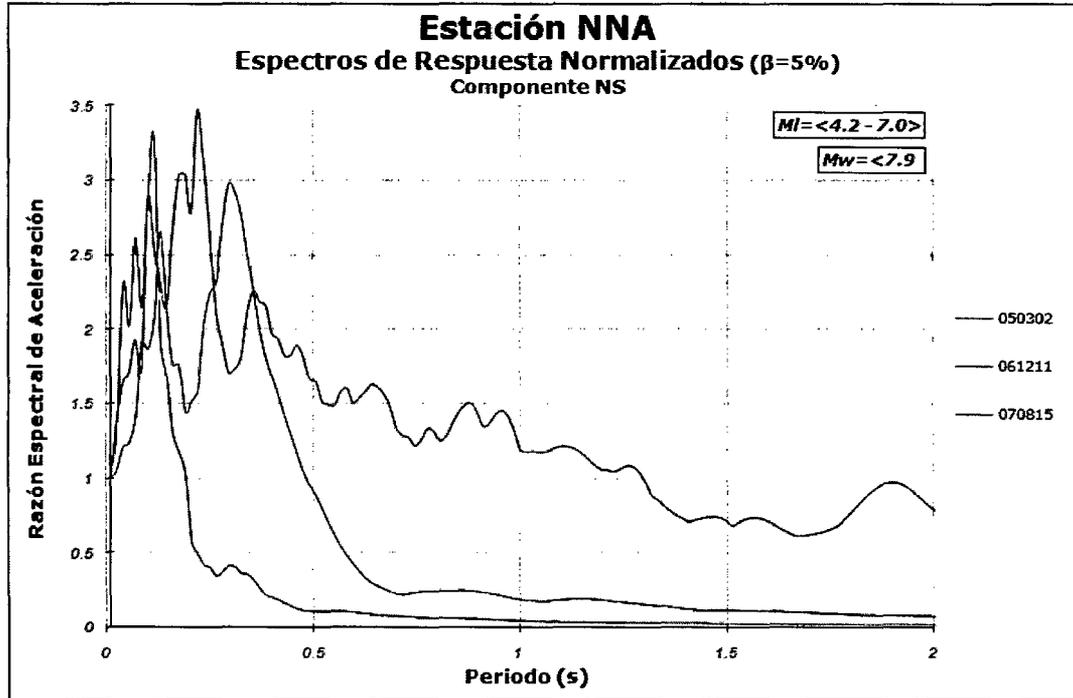




Estación ÑAÑA (NNA)



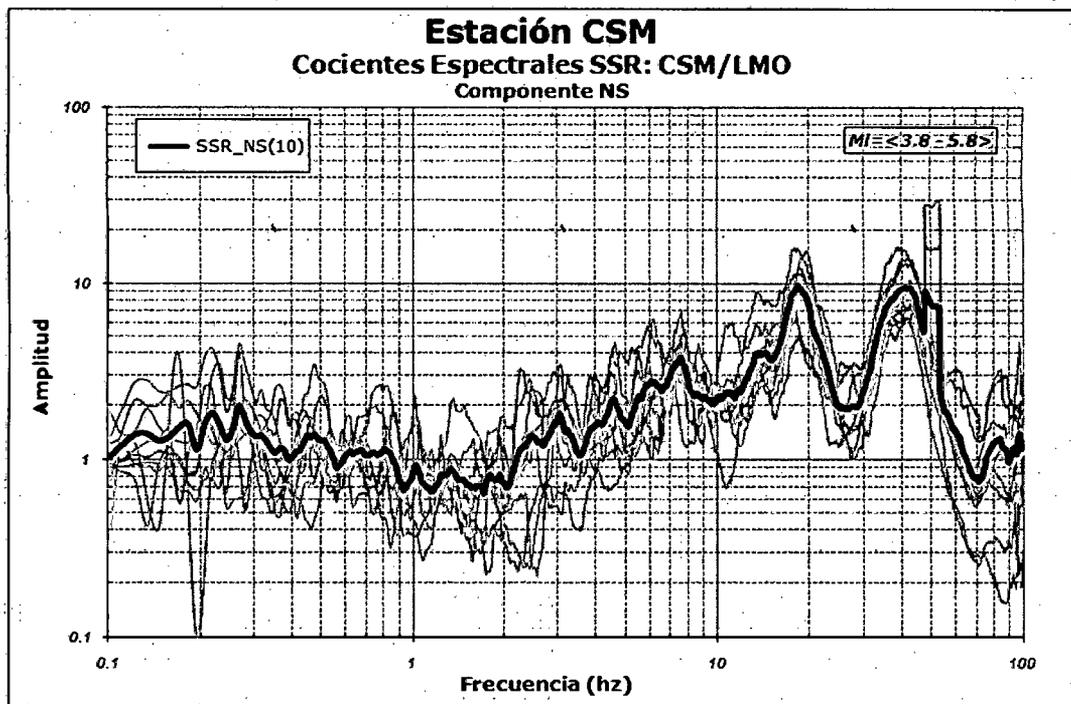
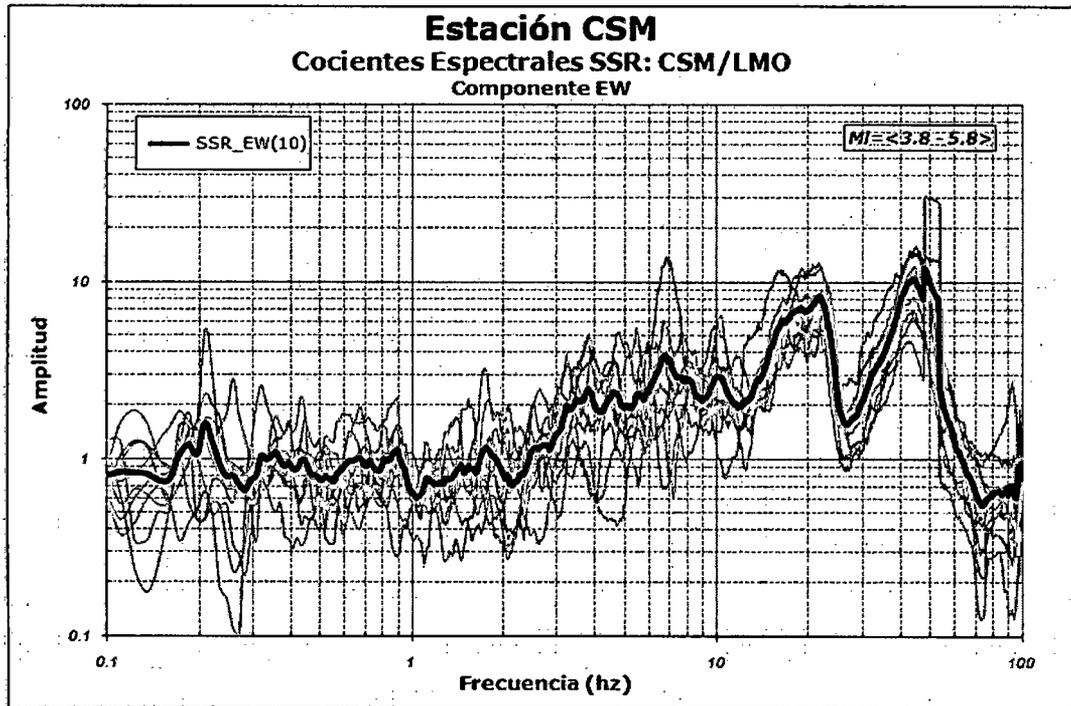


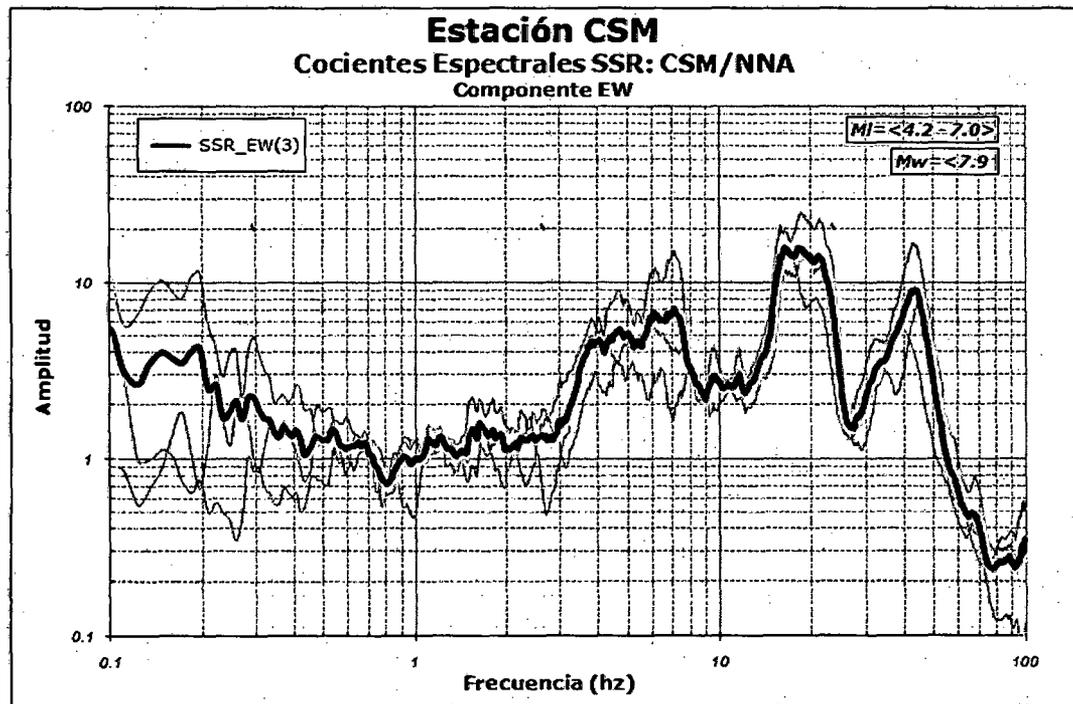
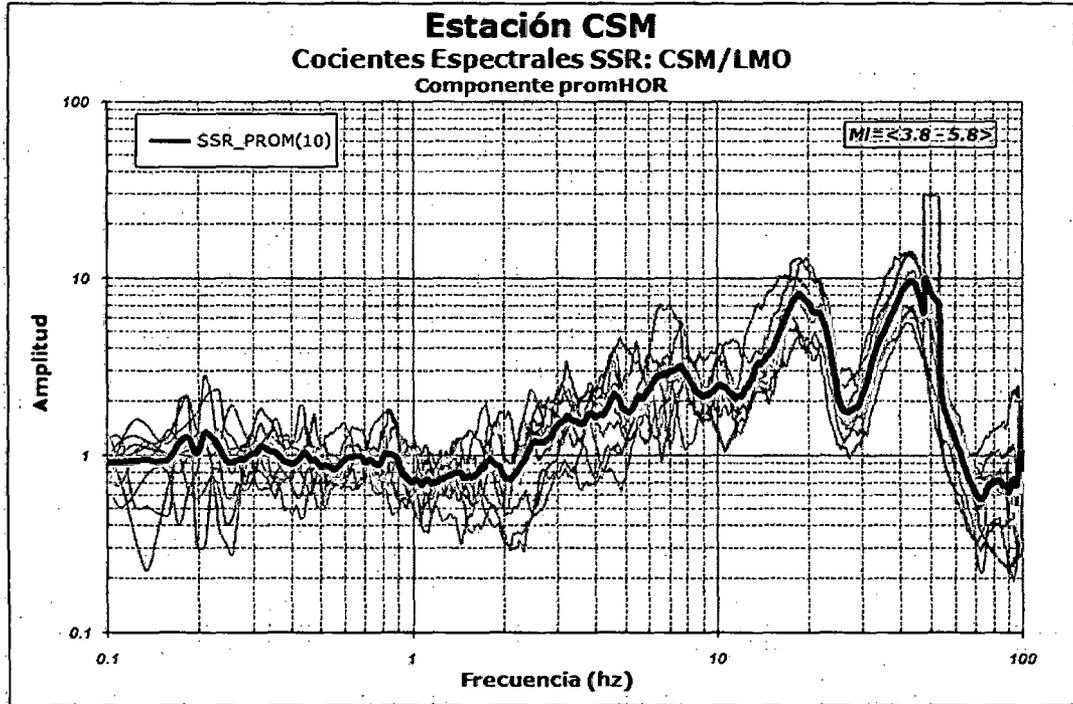


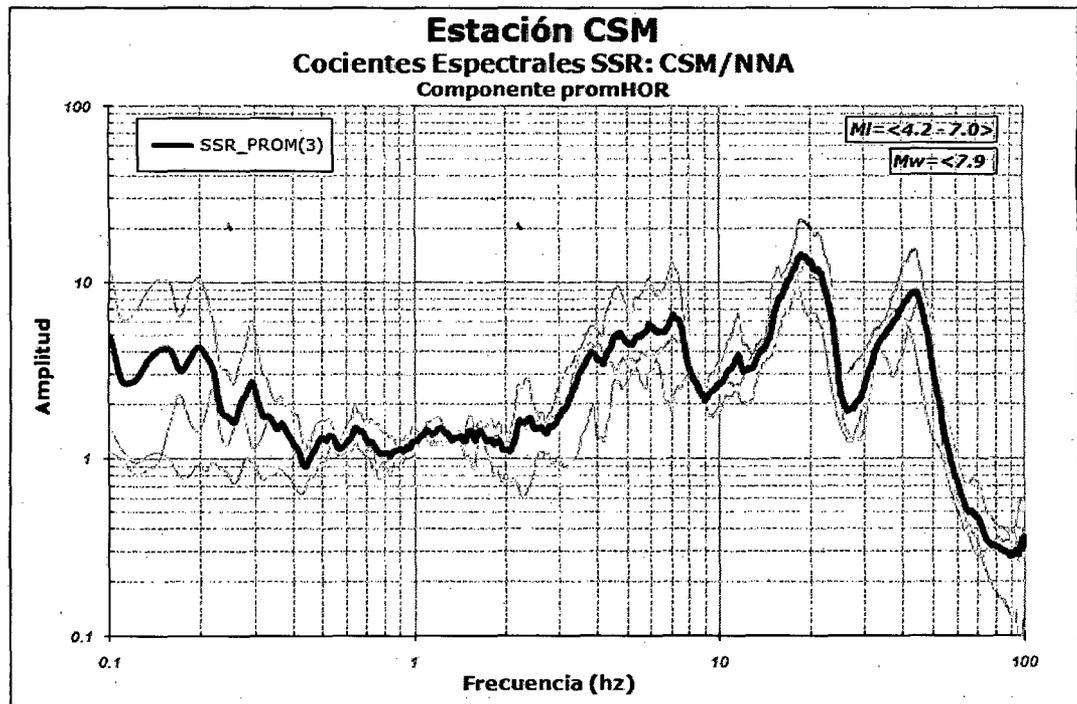
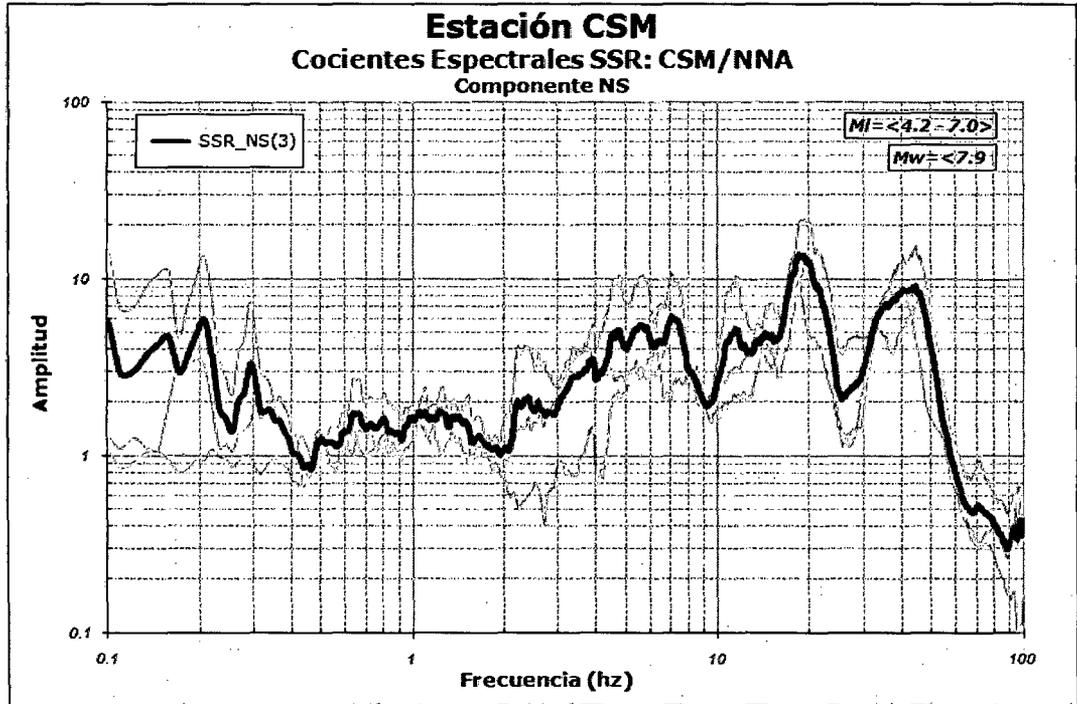
ANEXO III

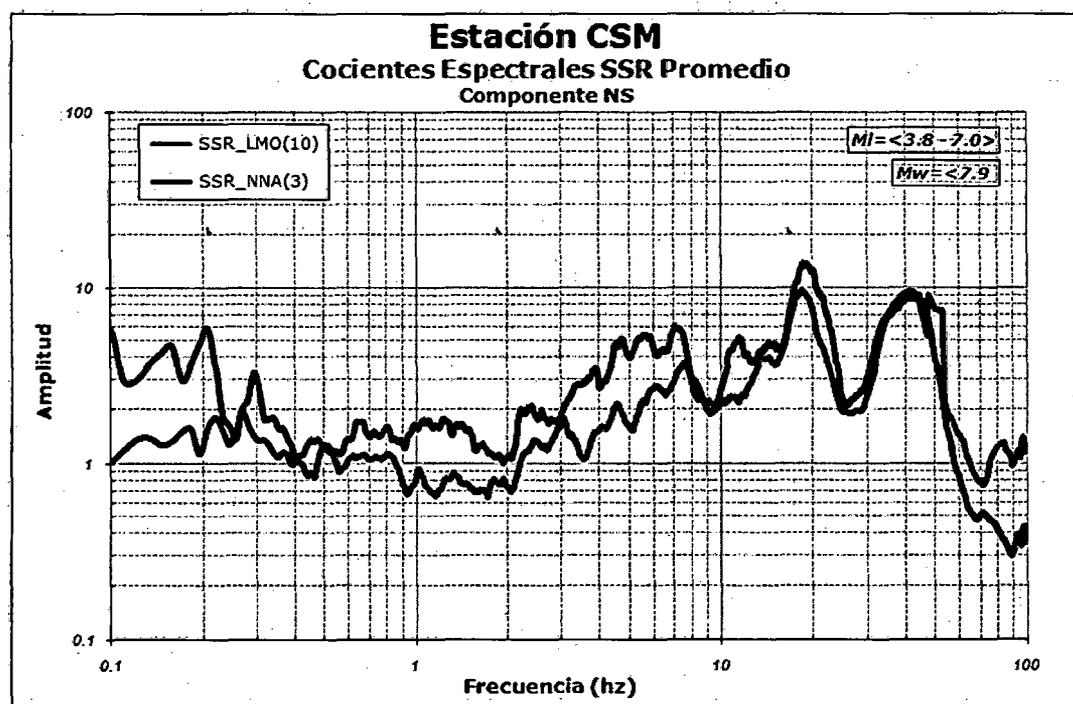
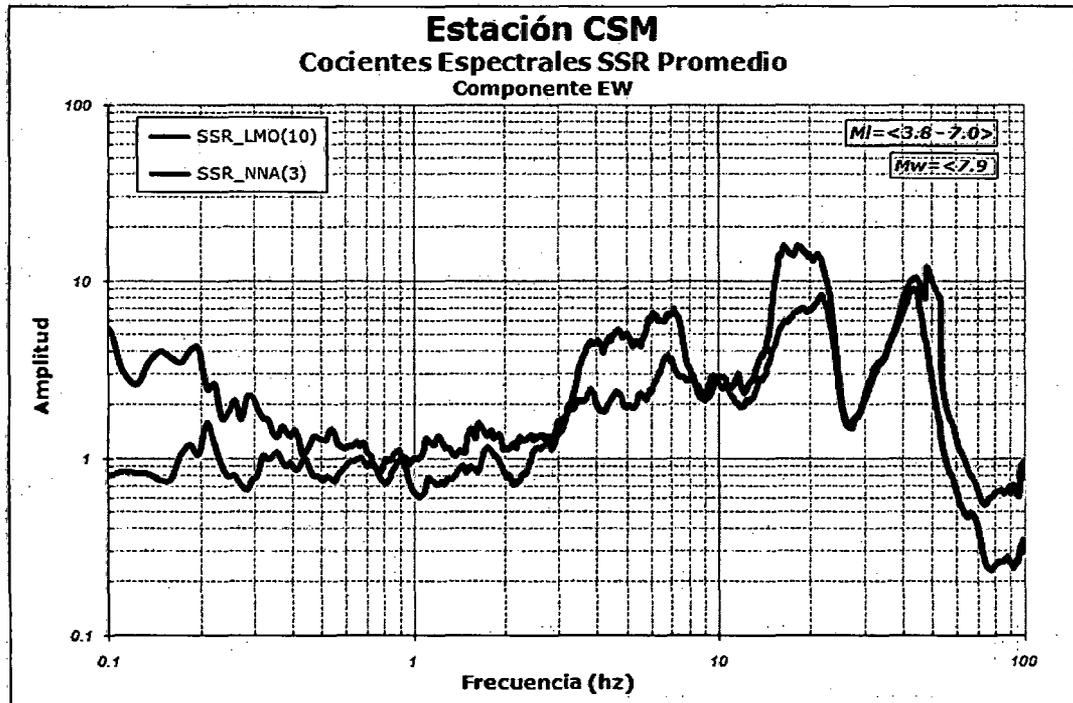
RELACIONES ESPECTRALES ESTÁNDAR (SSR)

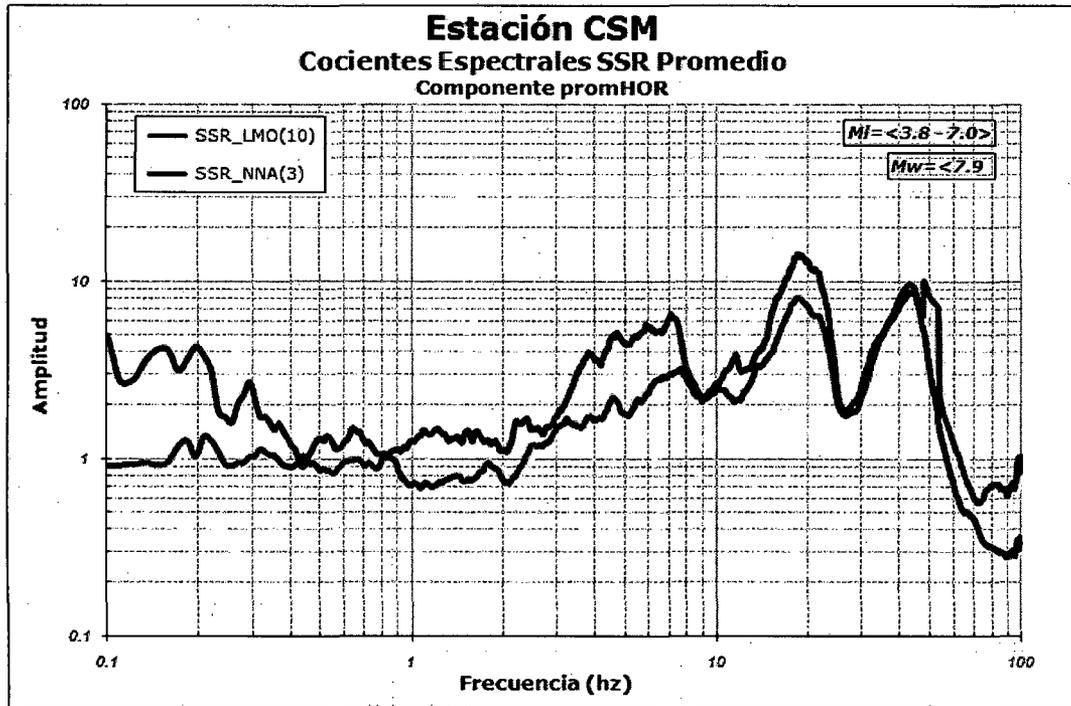
Estación CISMID (CSM)



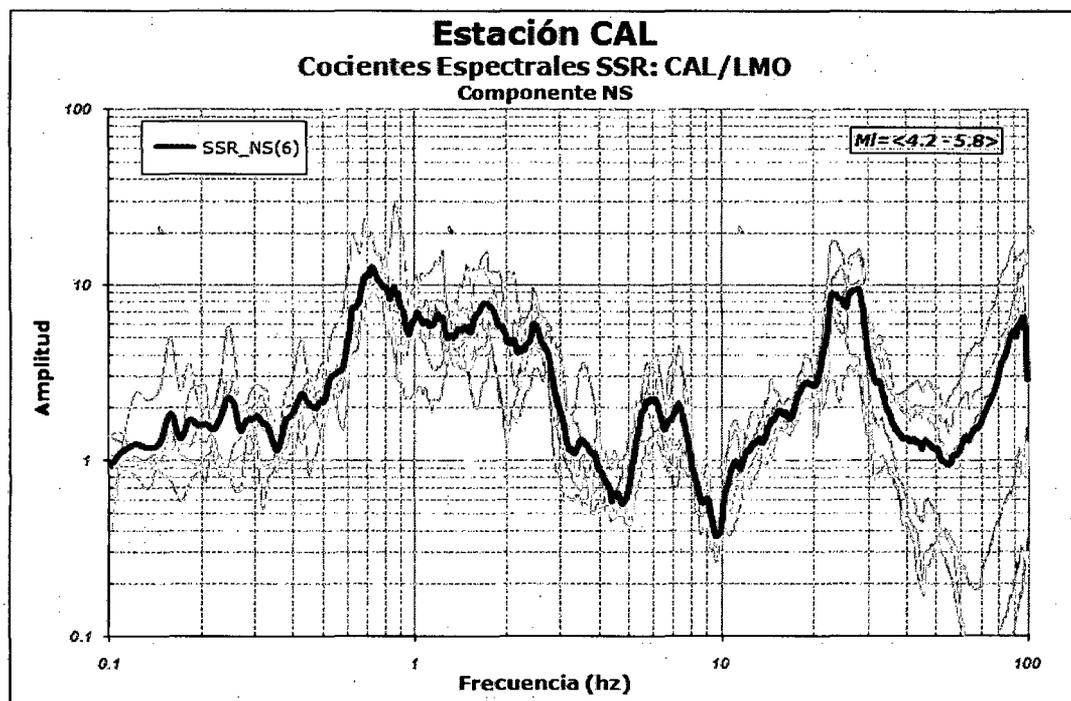
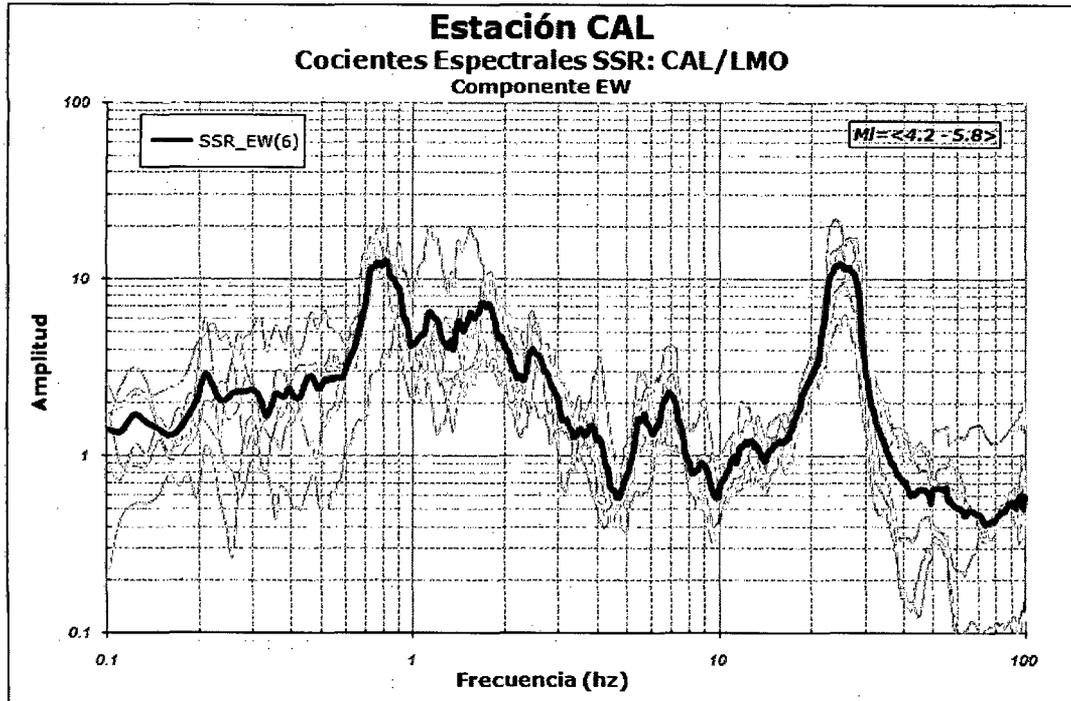


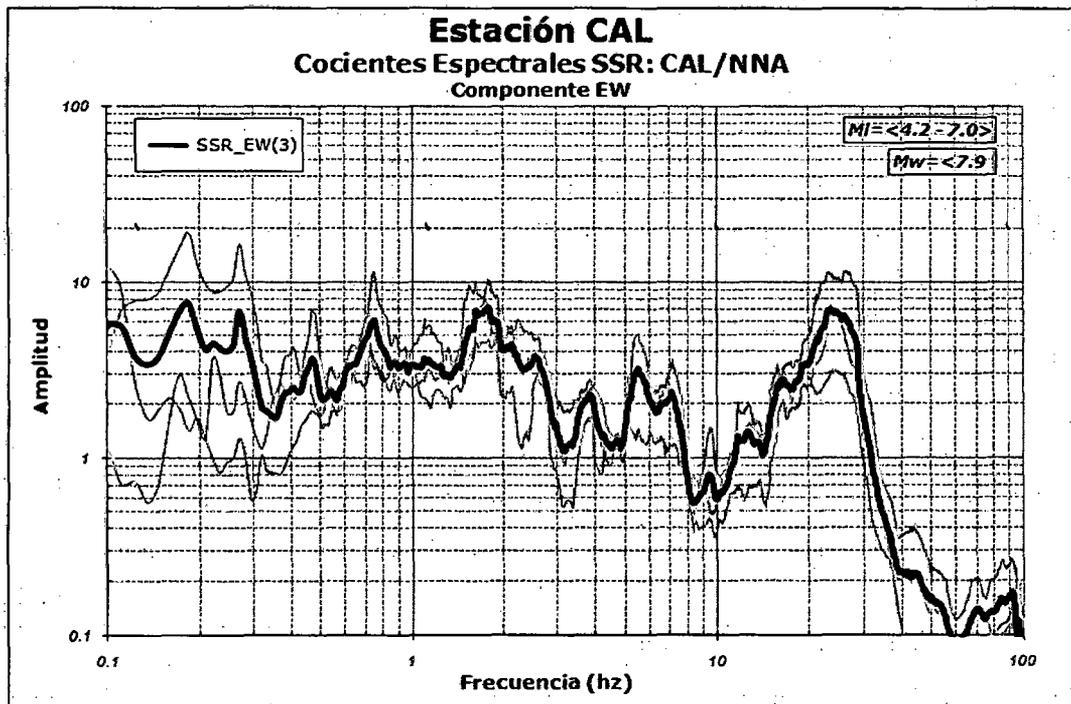
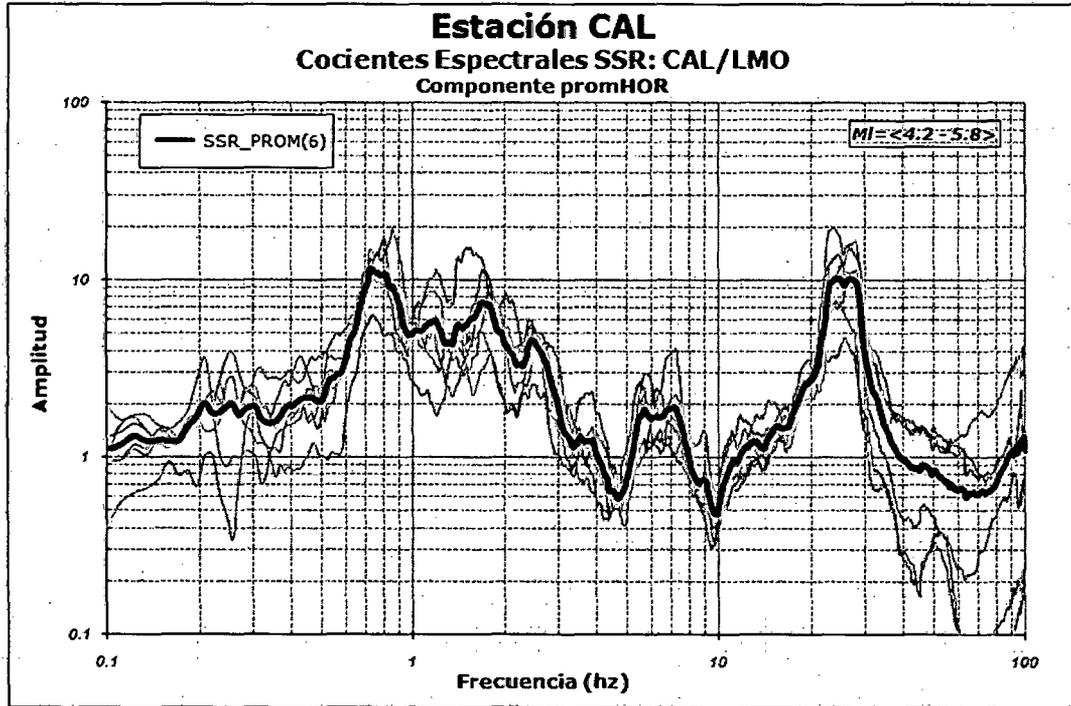


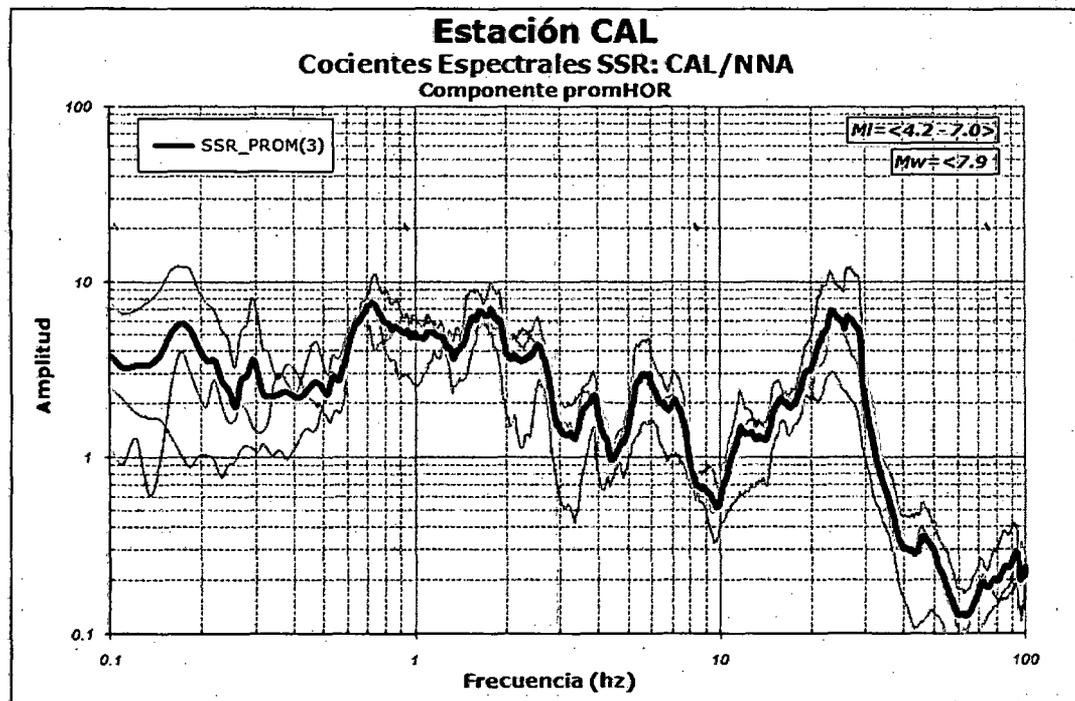
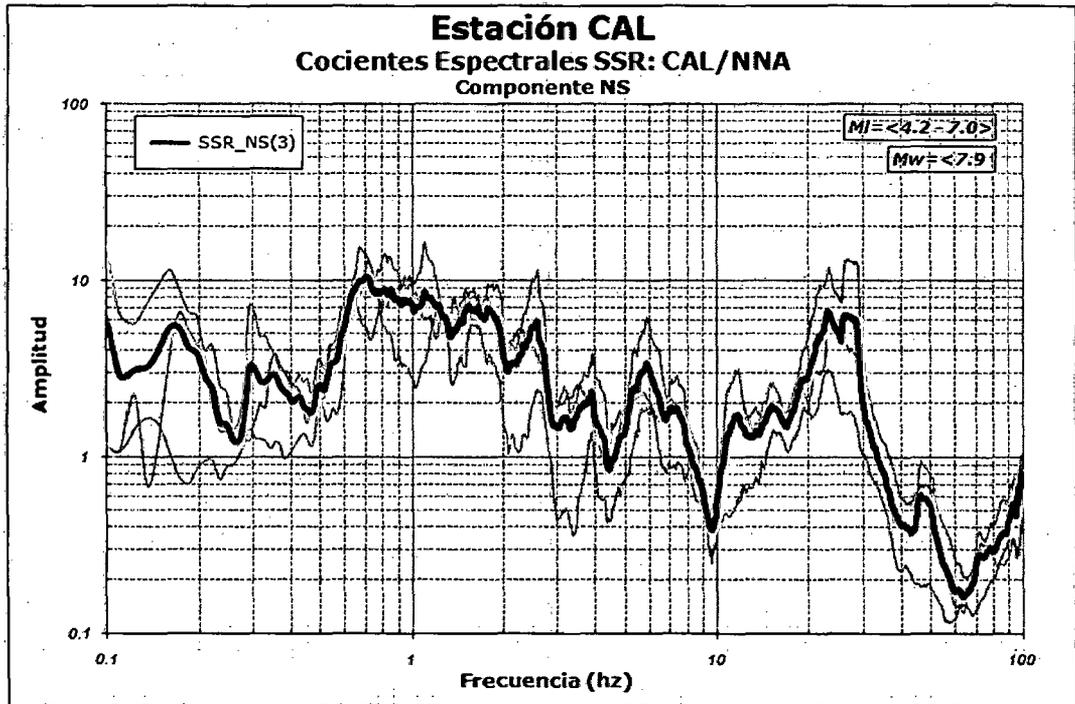


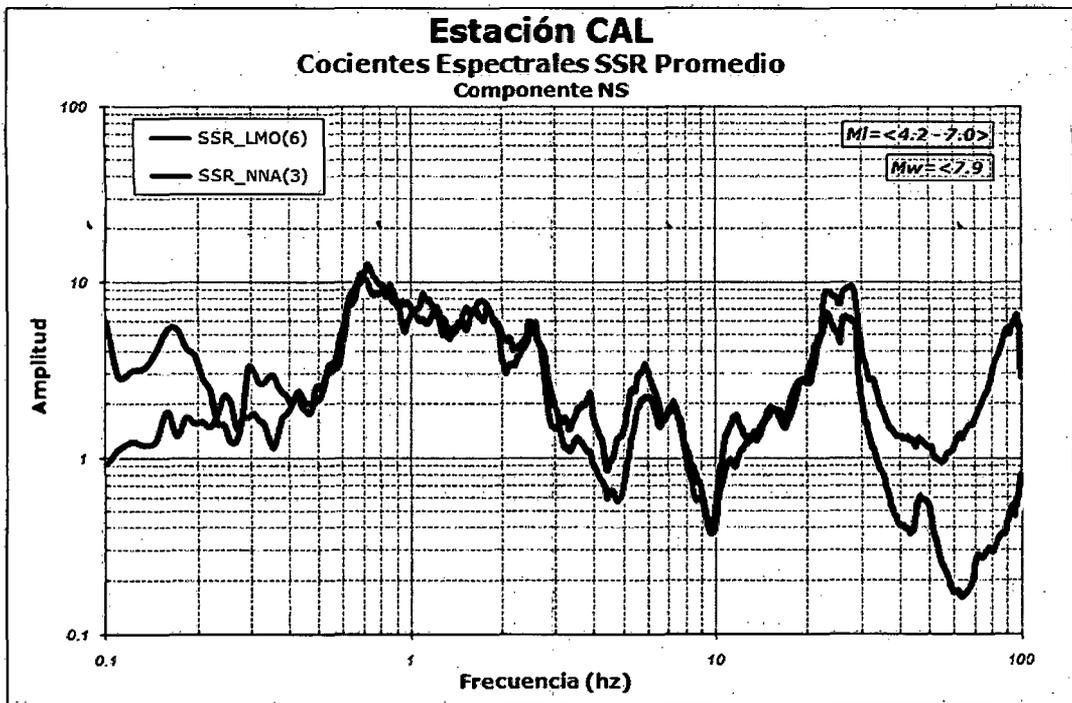
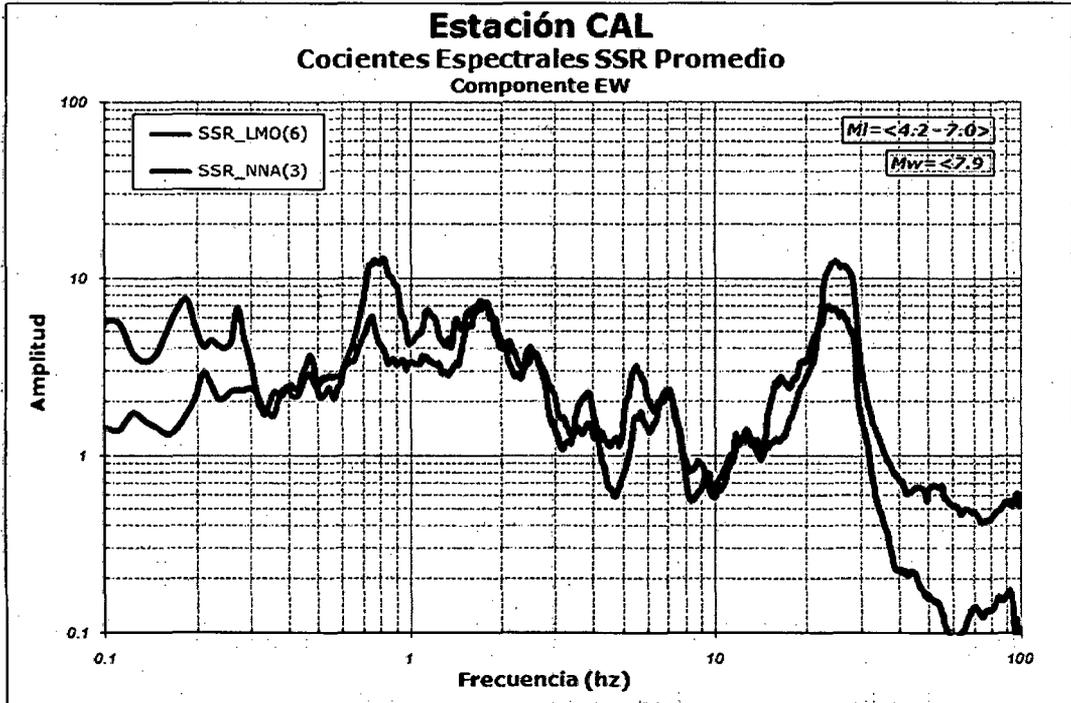


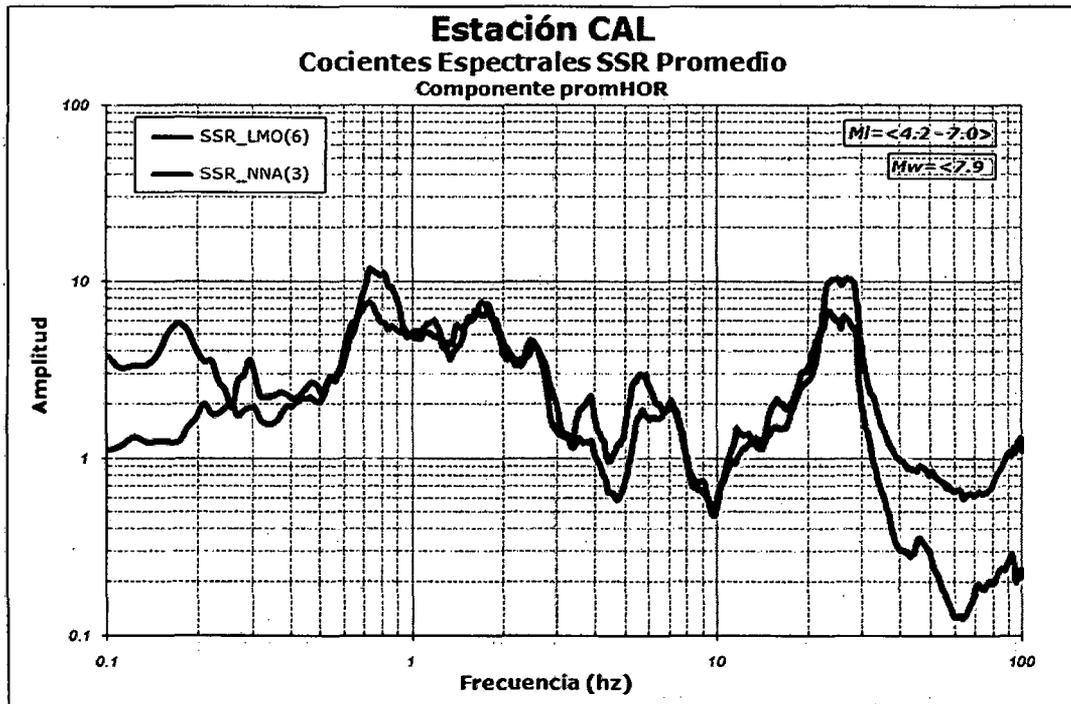
Estación DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (CAL)



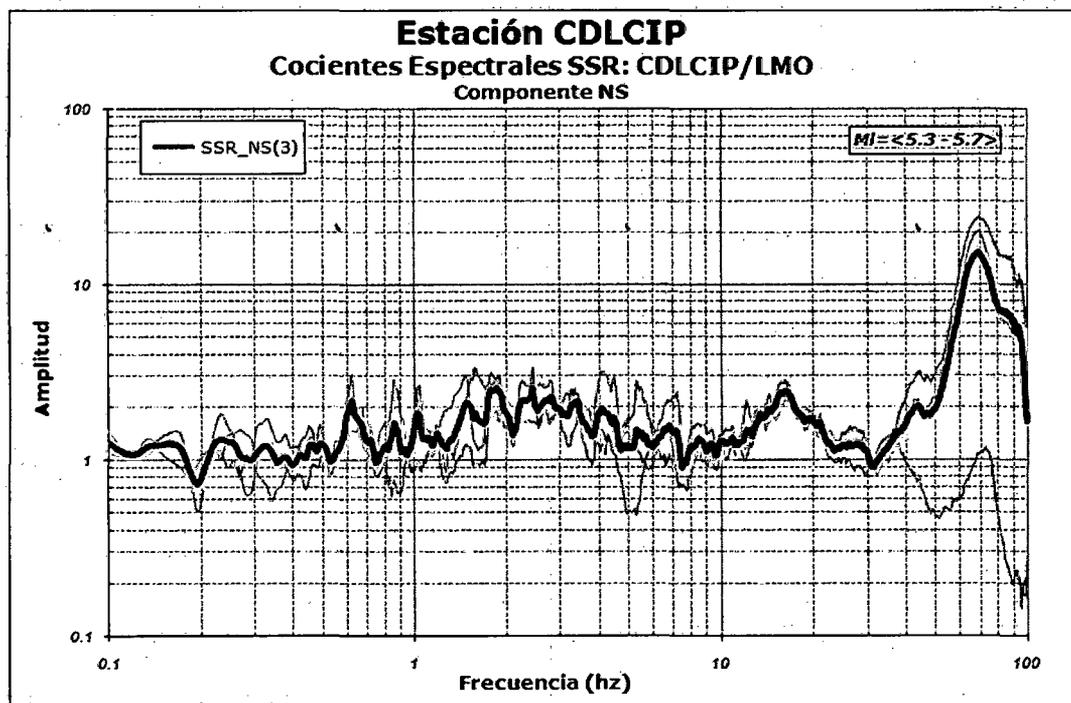
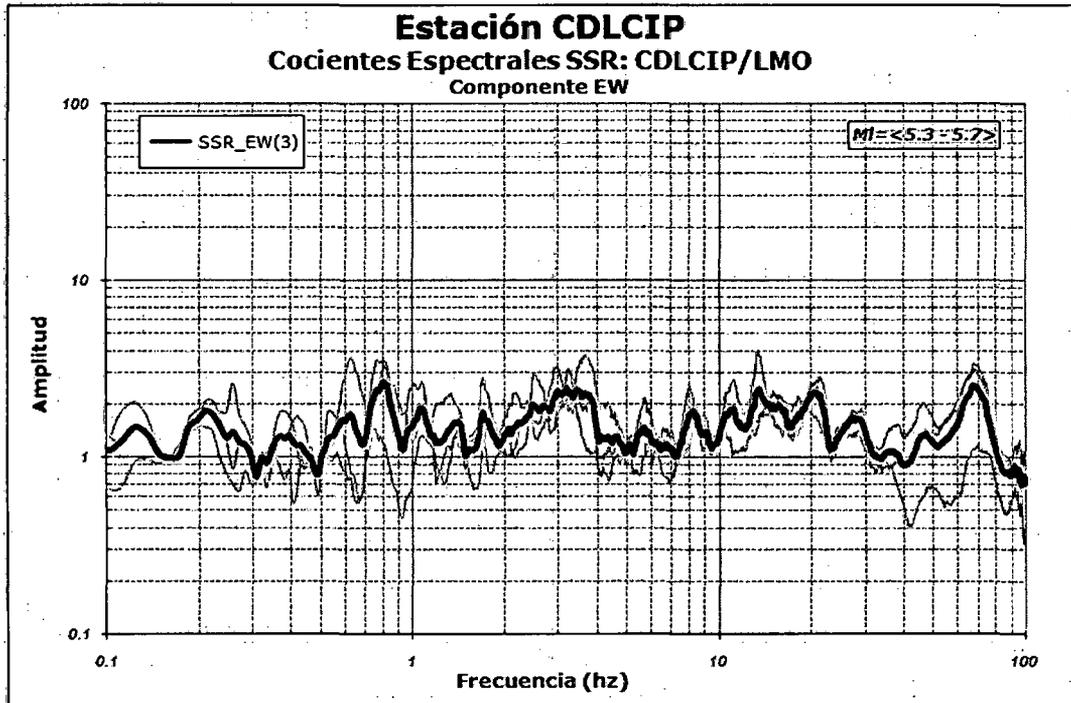


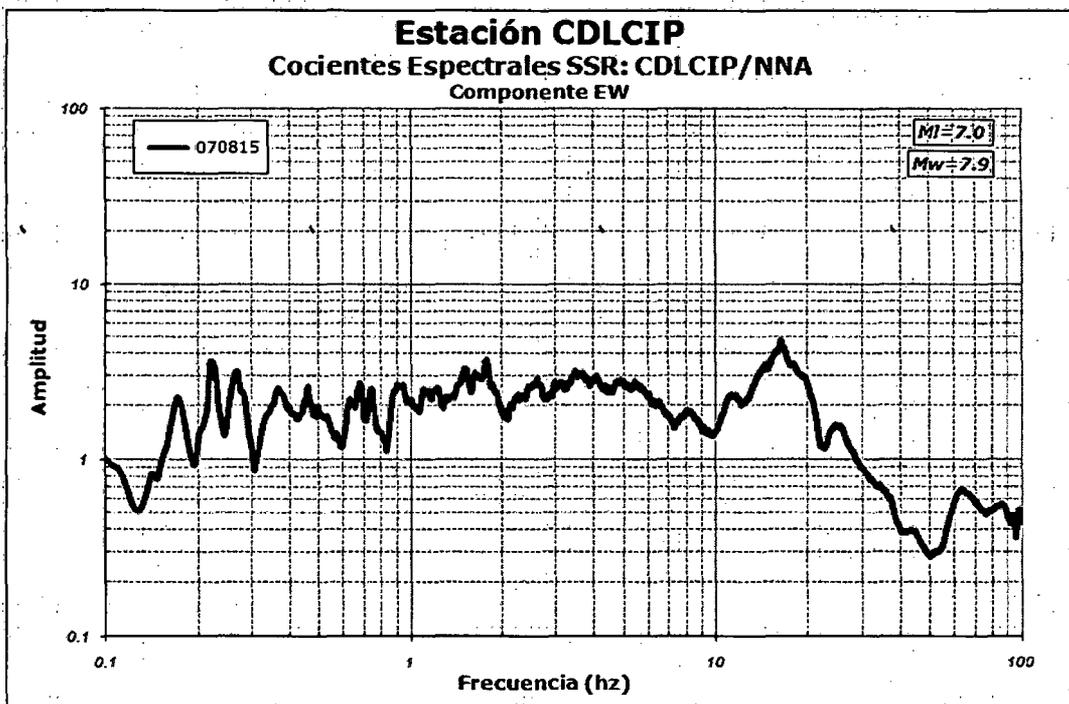
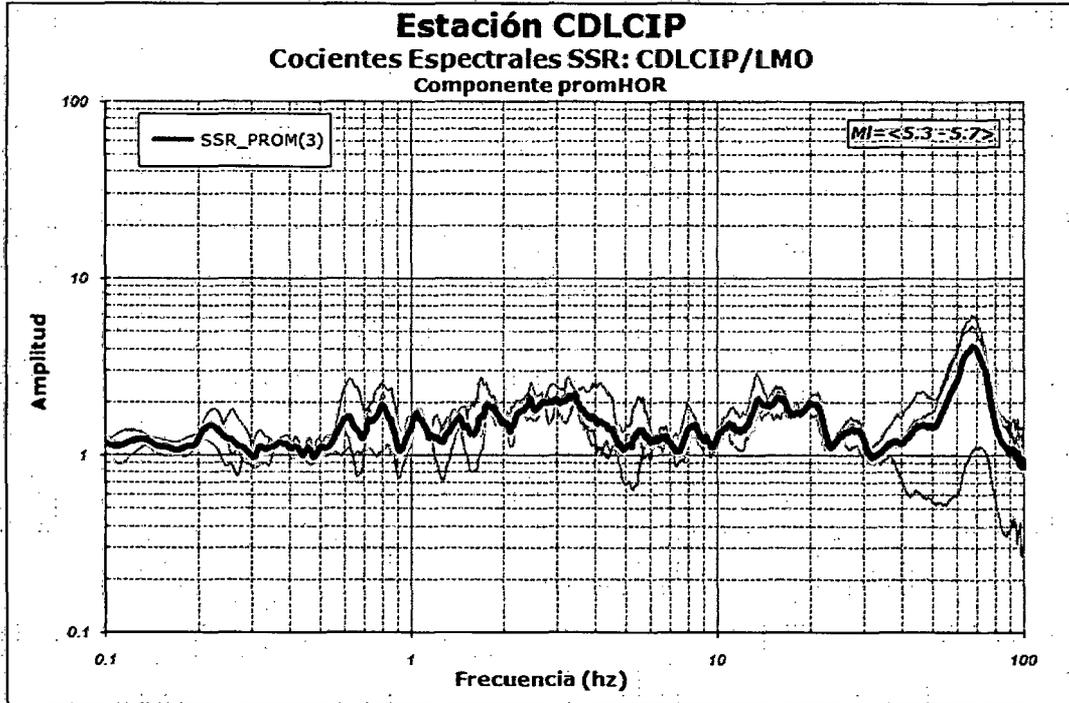


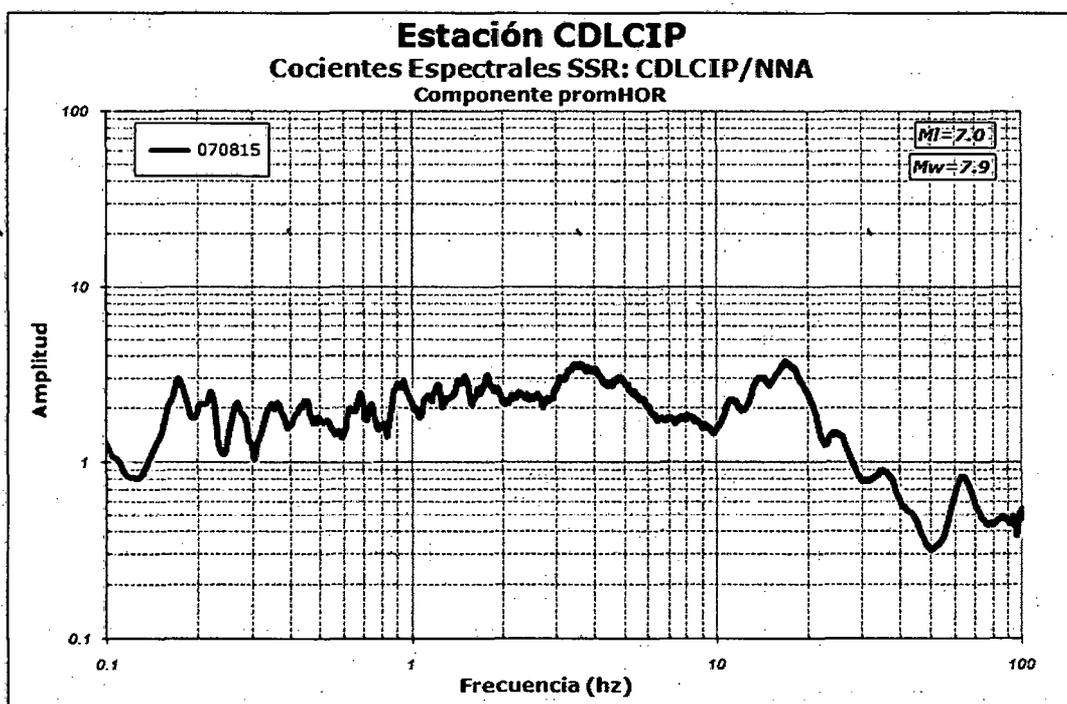
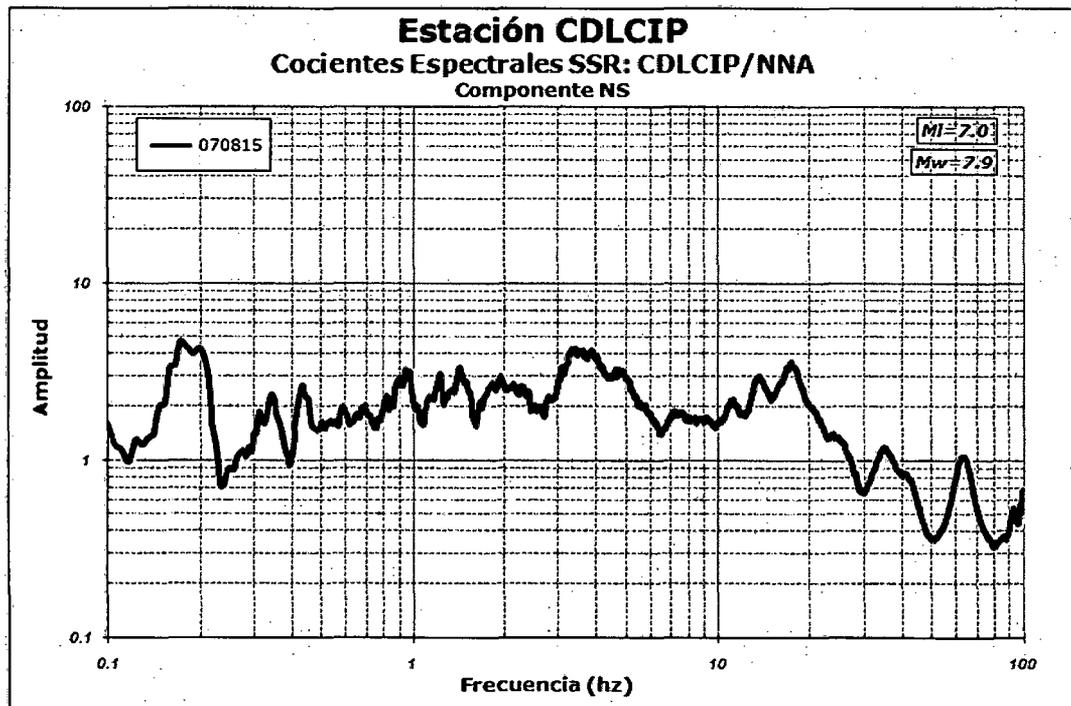


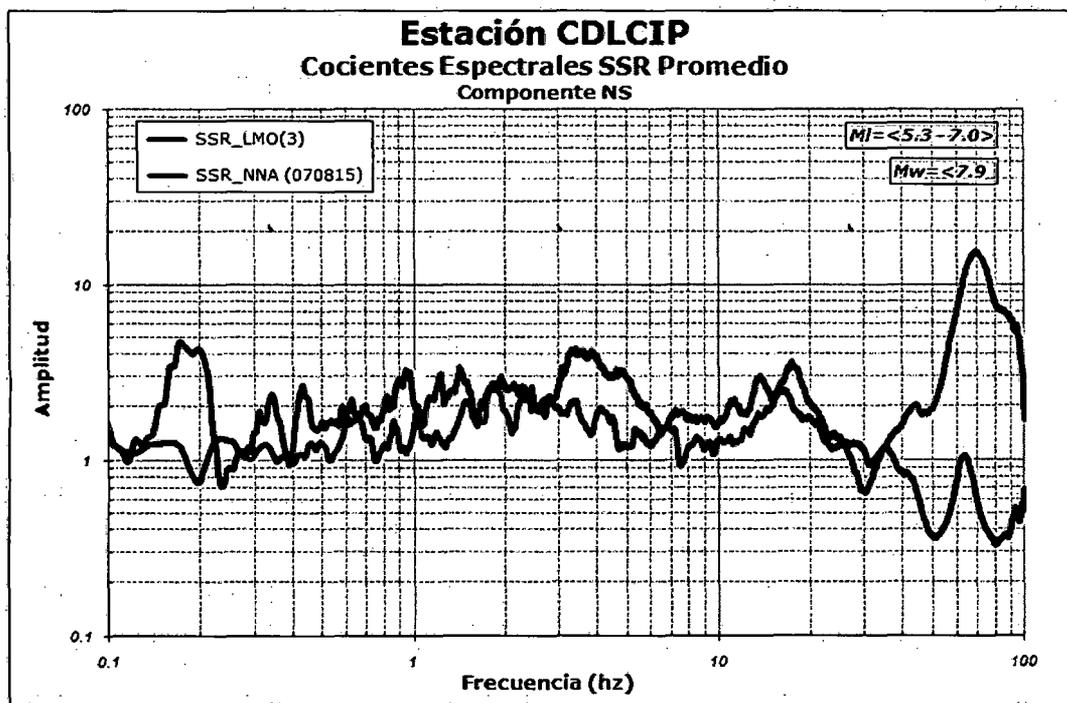
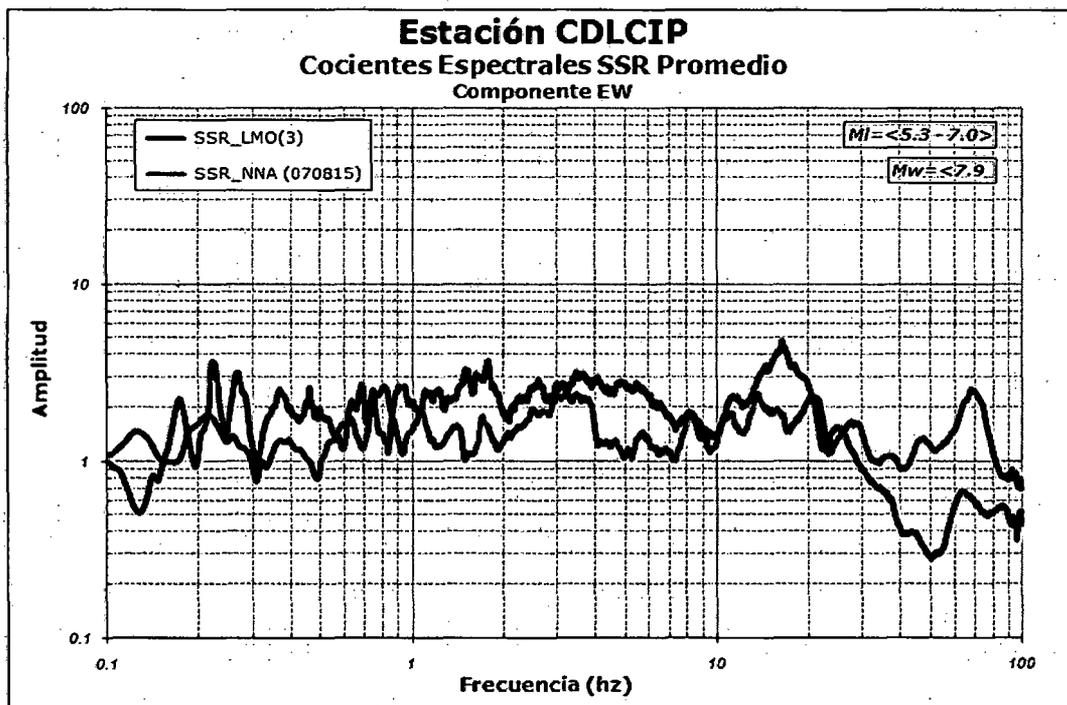


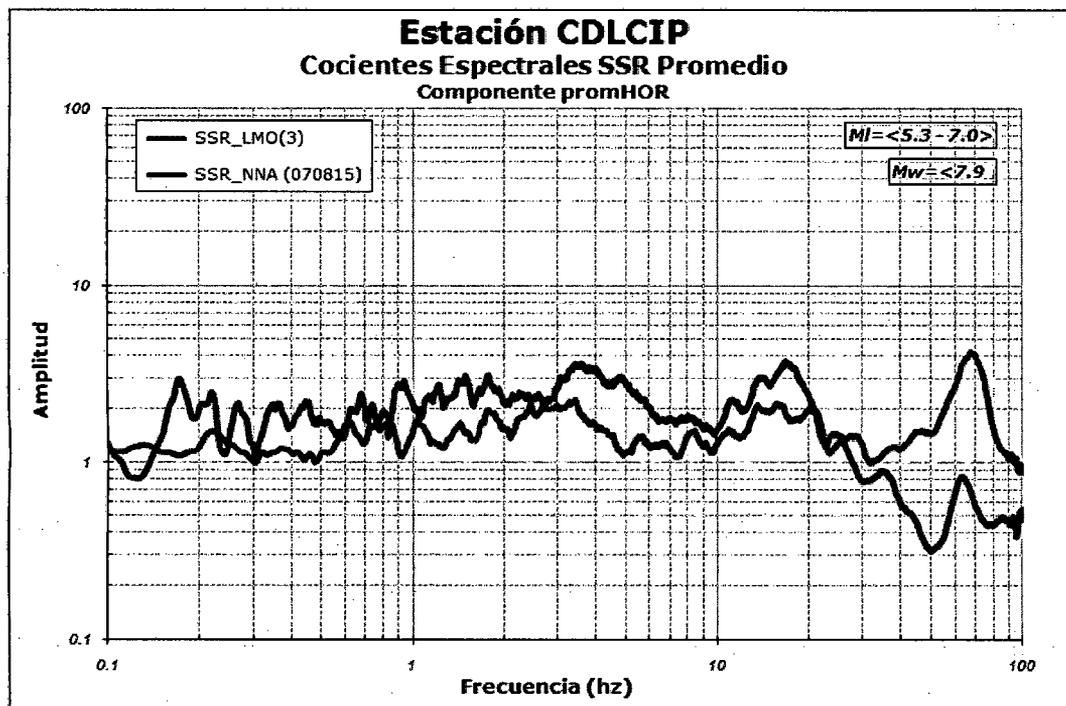
Estación COLEGIO DE INGENIEROS (CDLCIP)



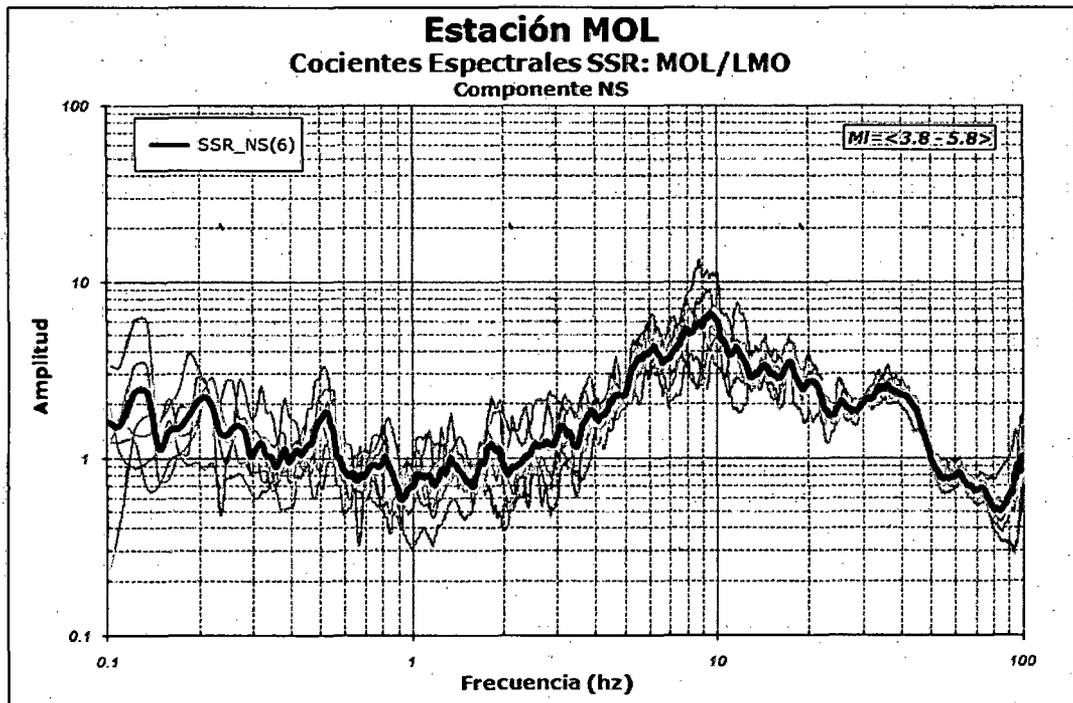
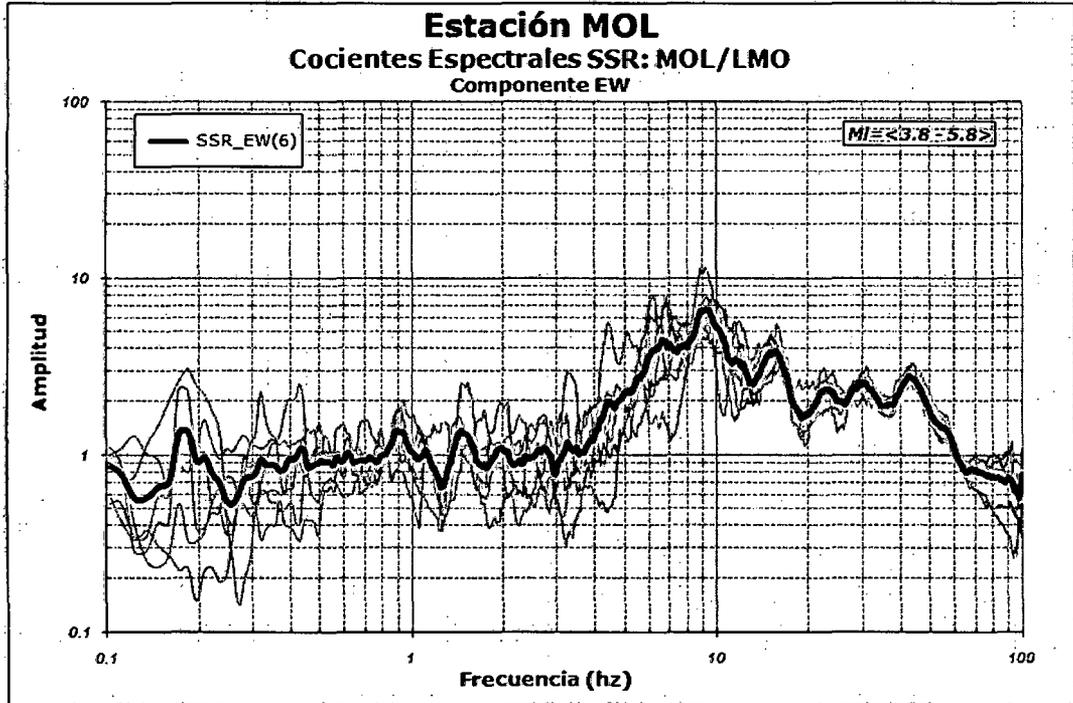


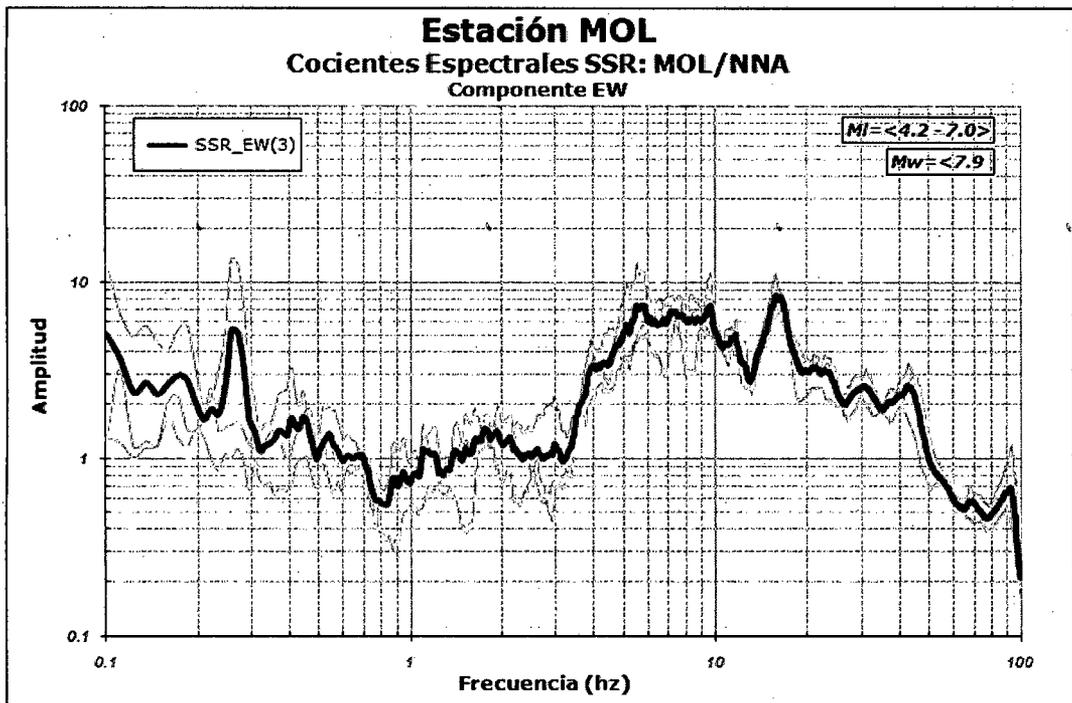
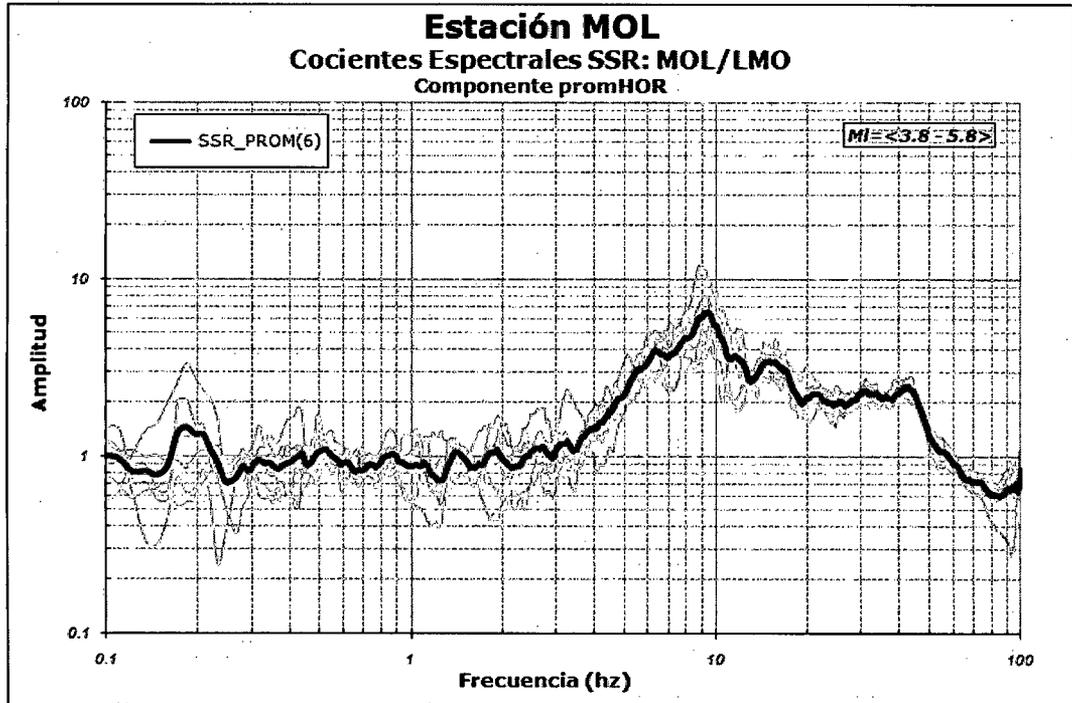


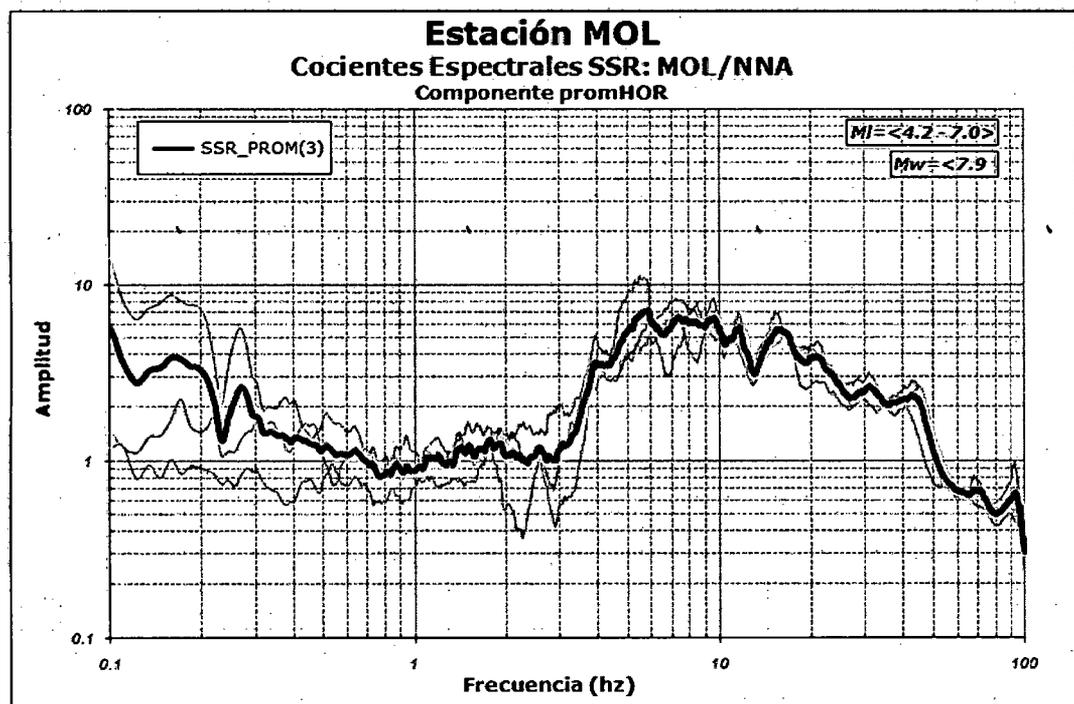
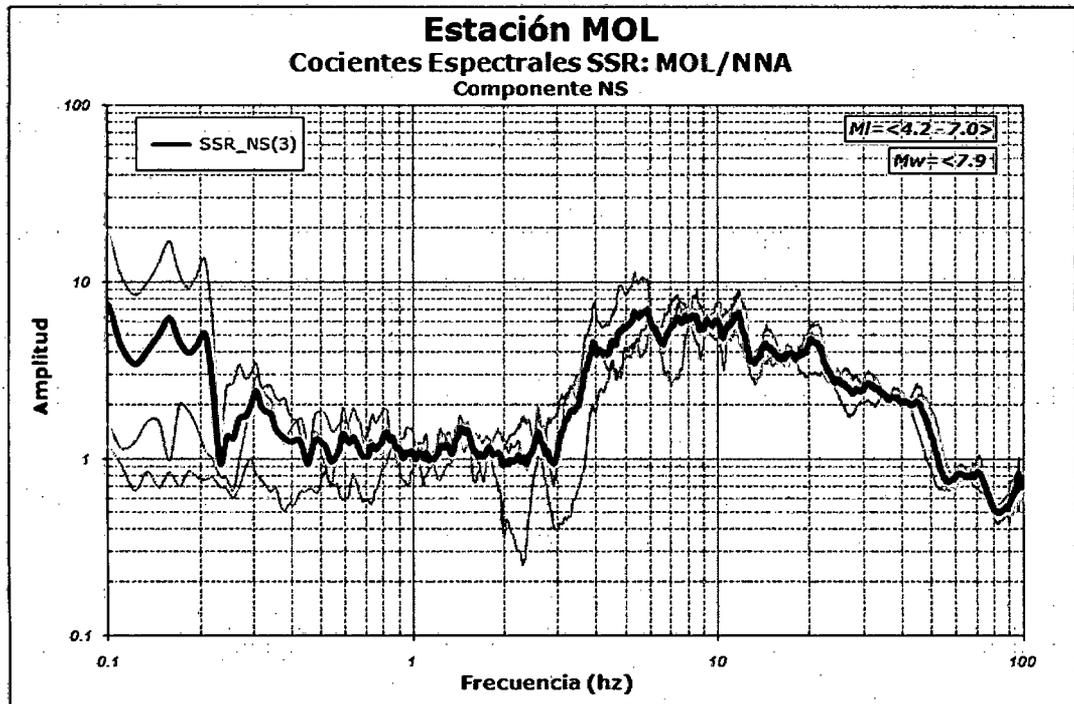


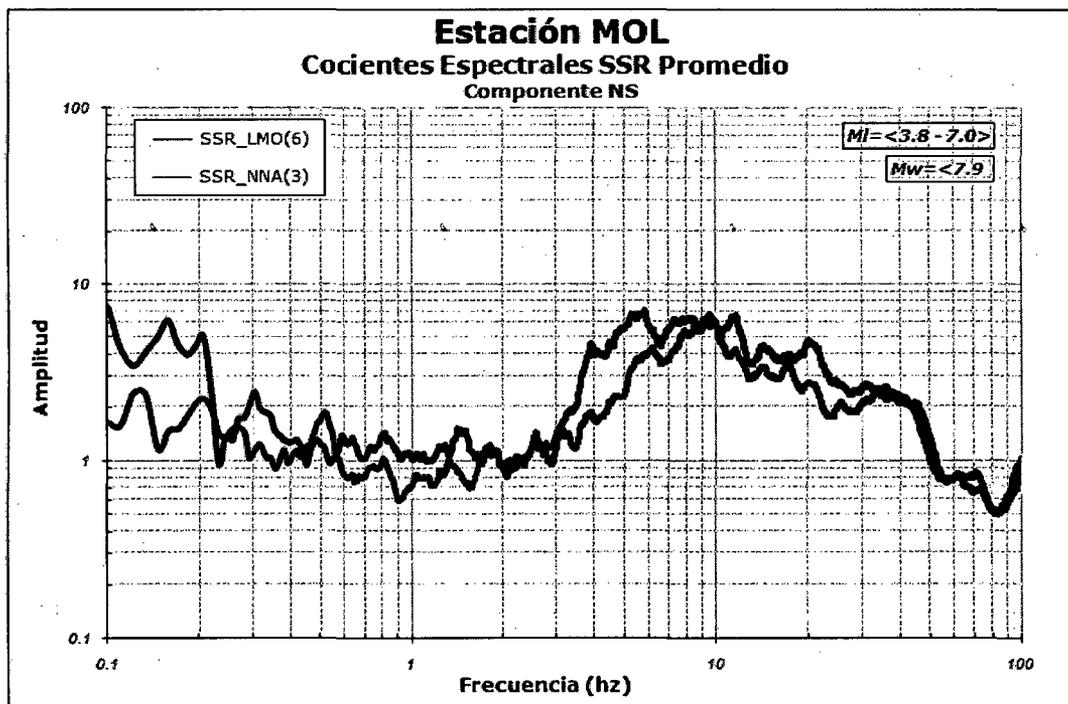
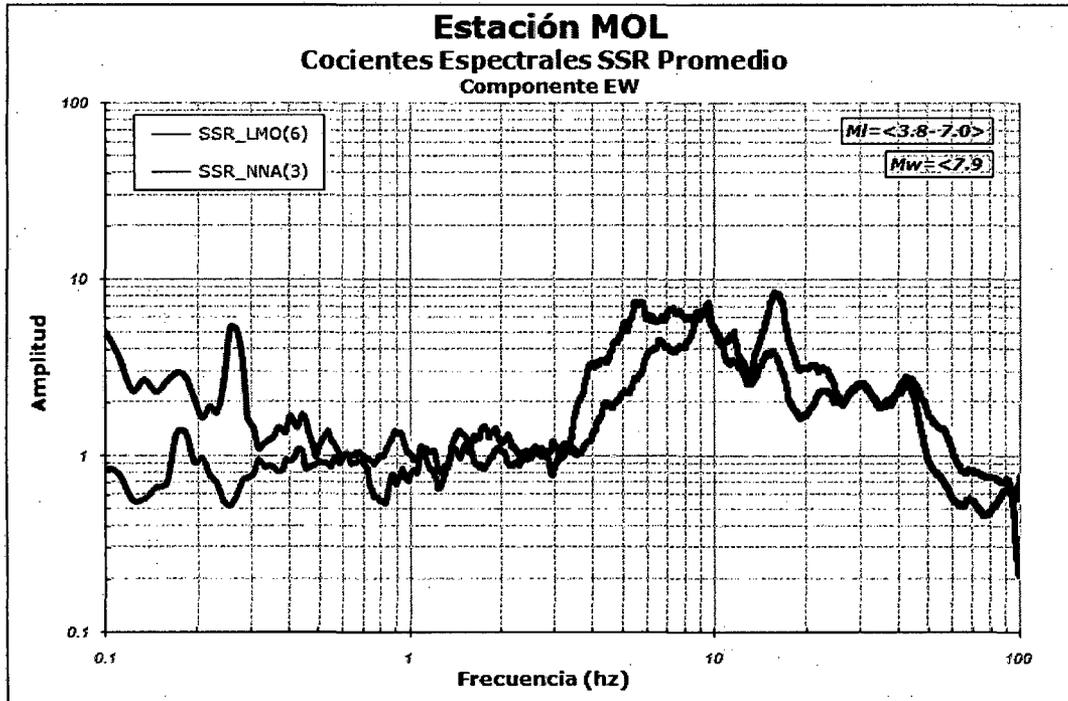


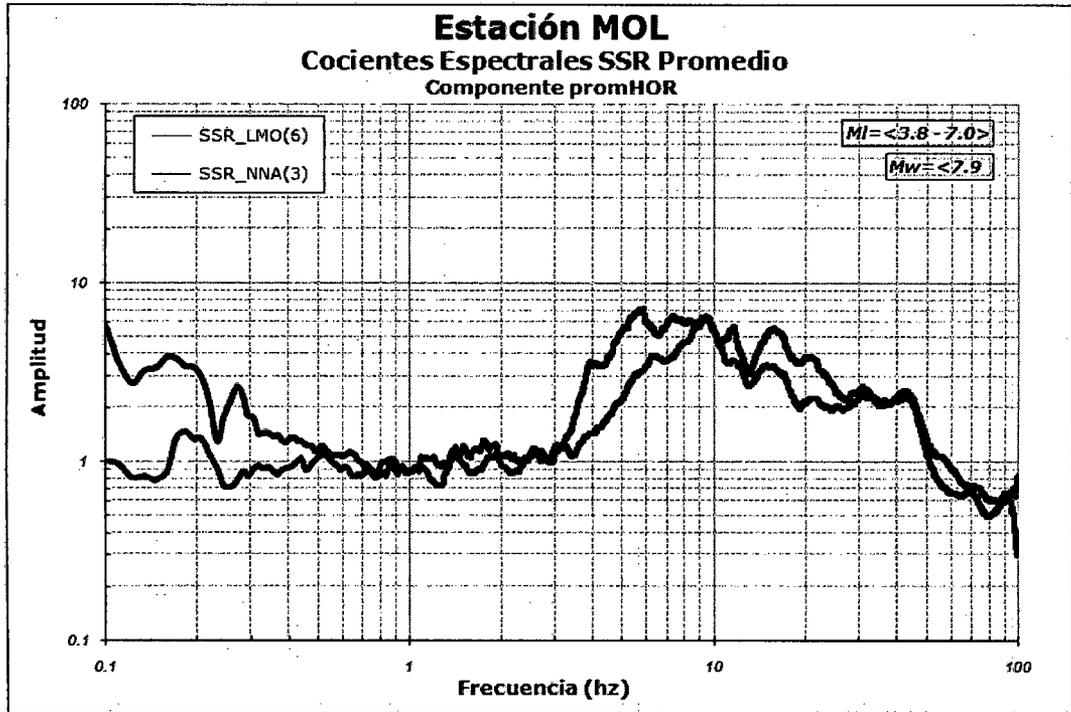
Estación LA MOLINA (MOL)



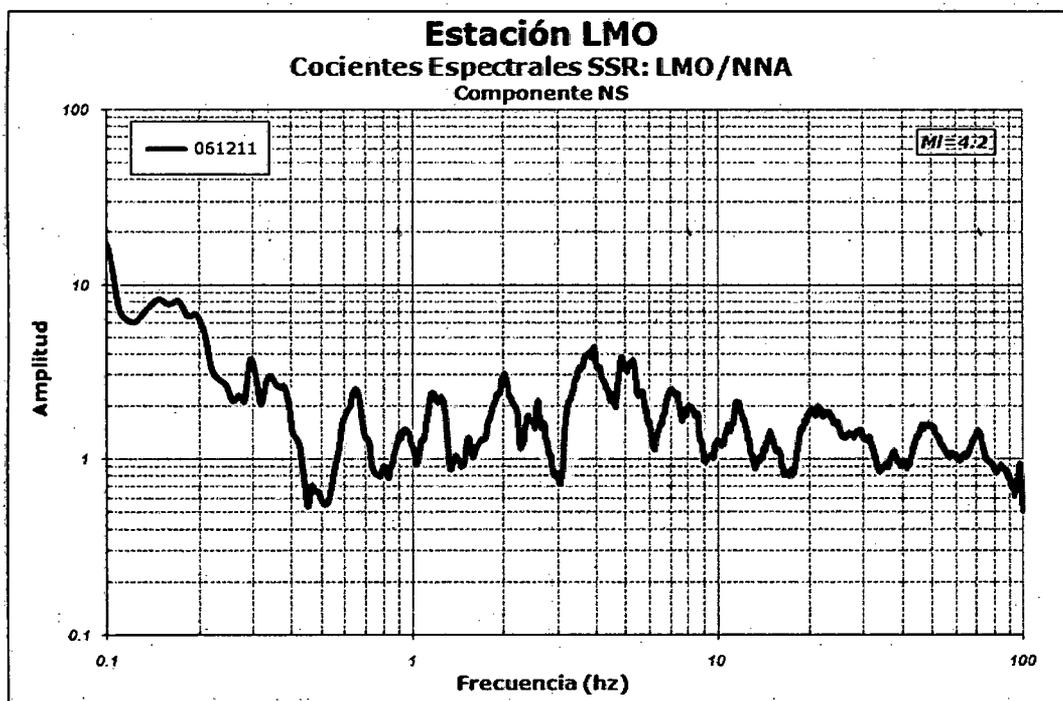
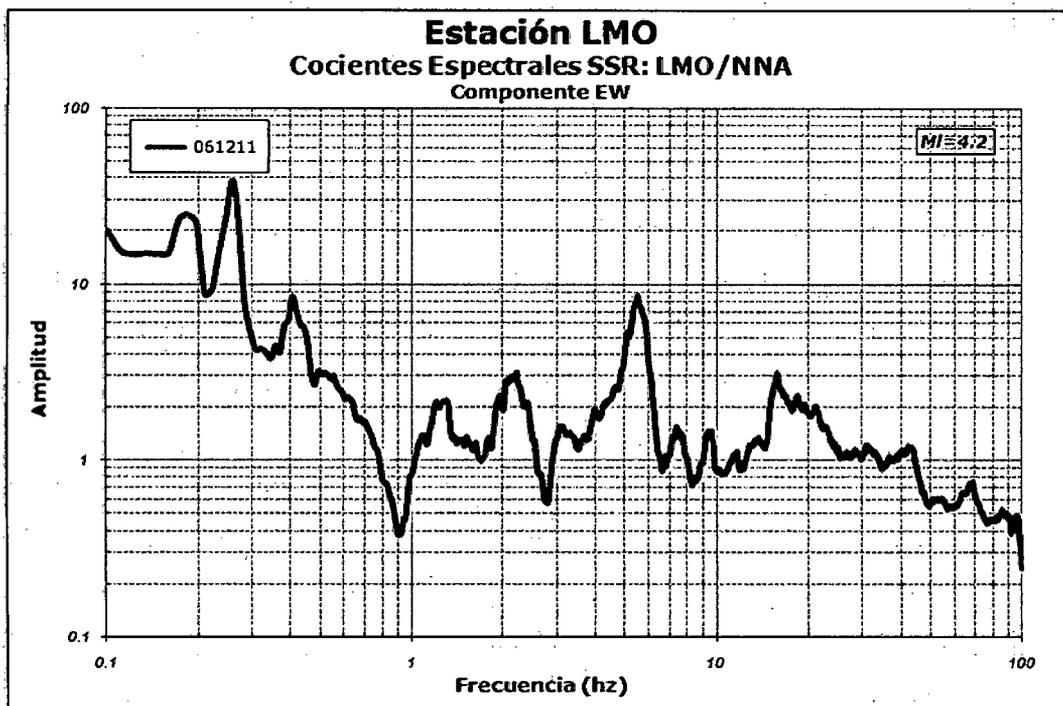








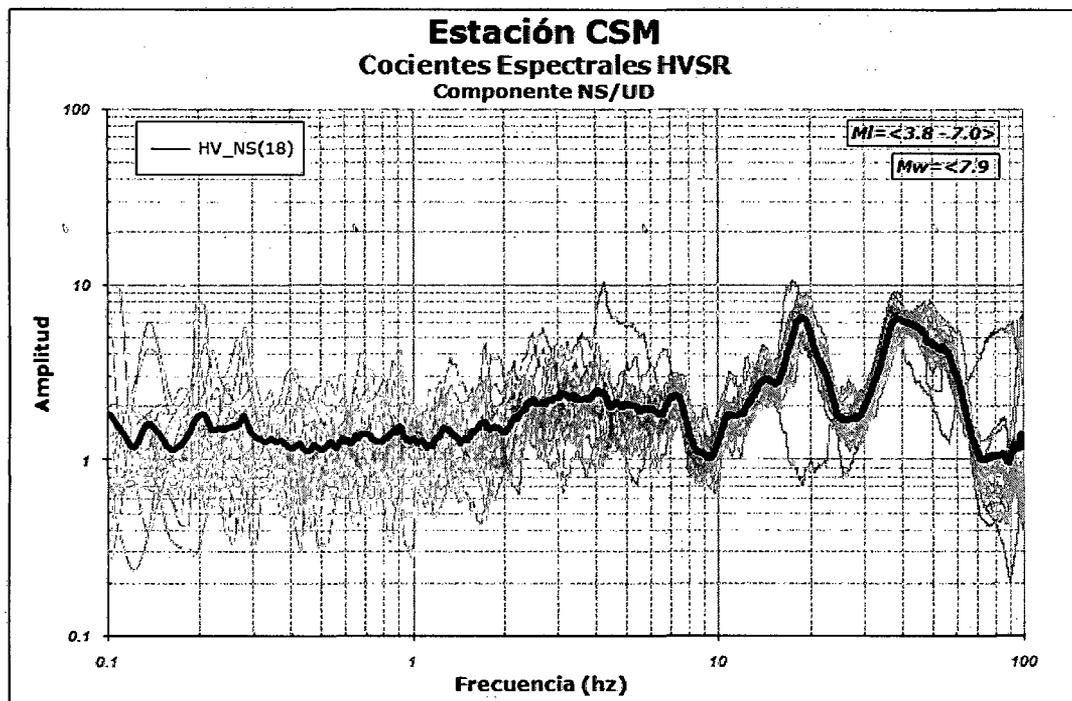
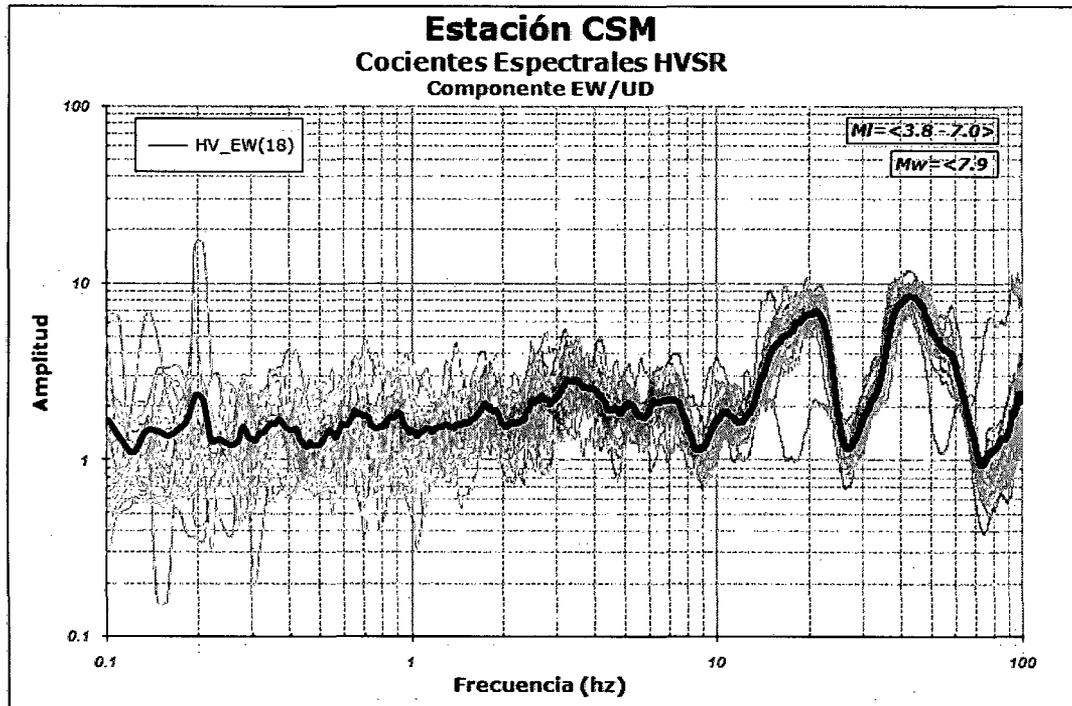
Estación LMO

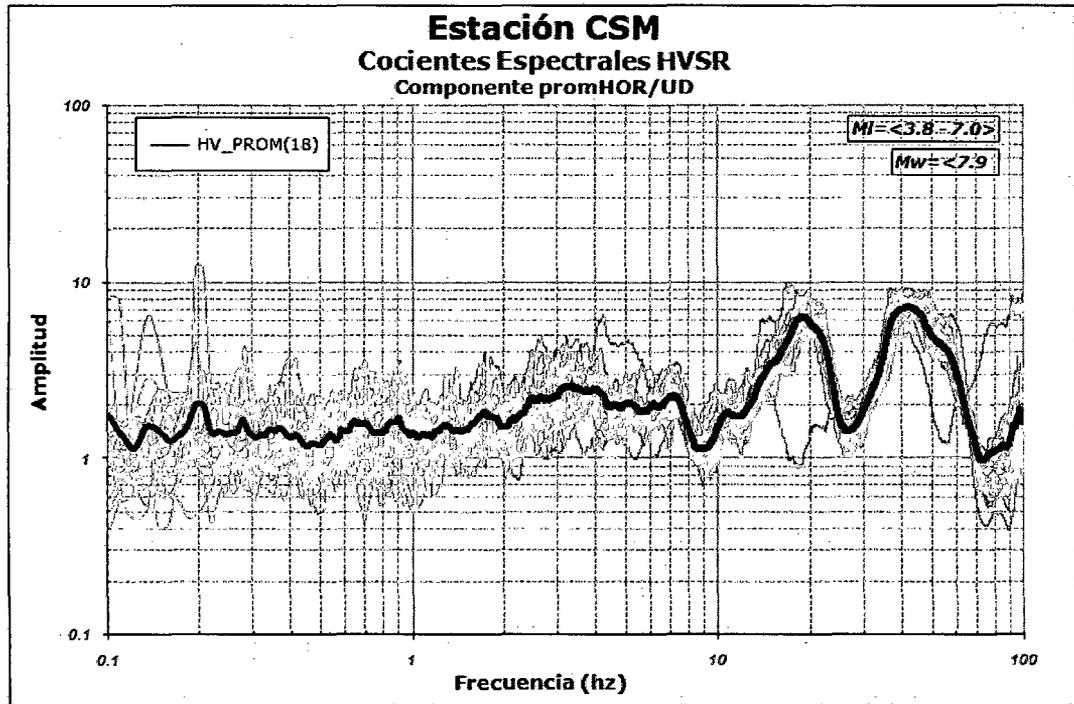


ANEXO IV

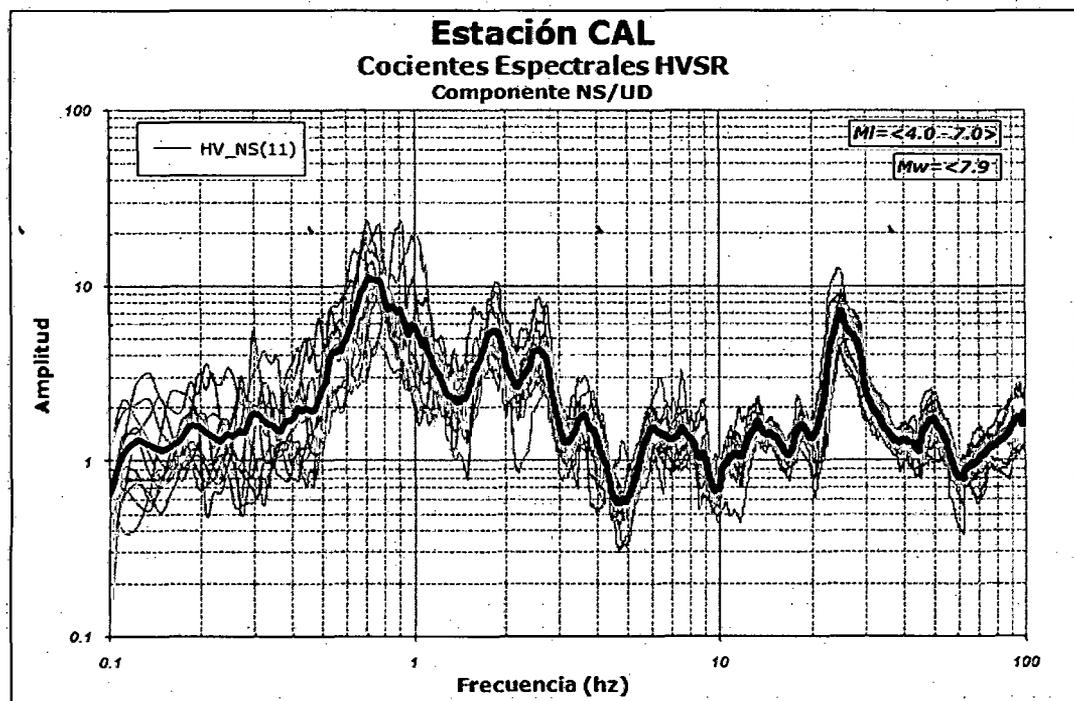
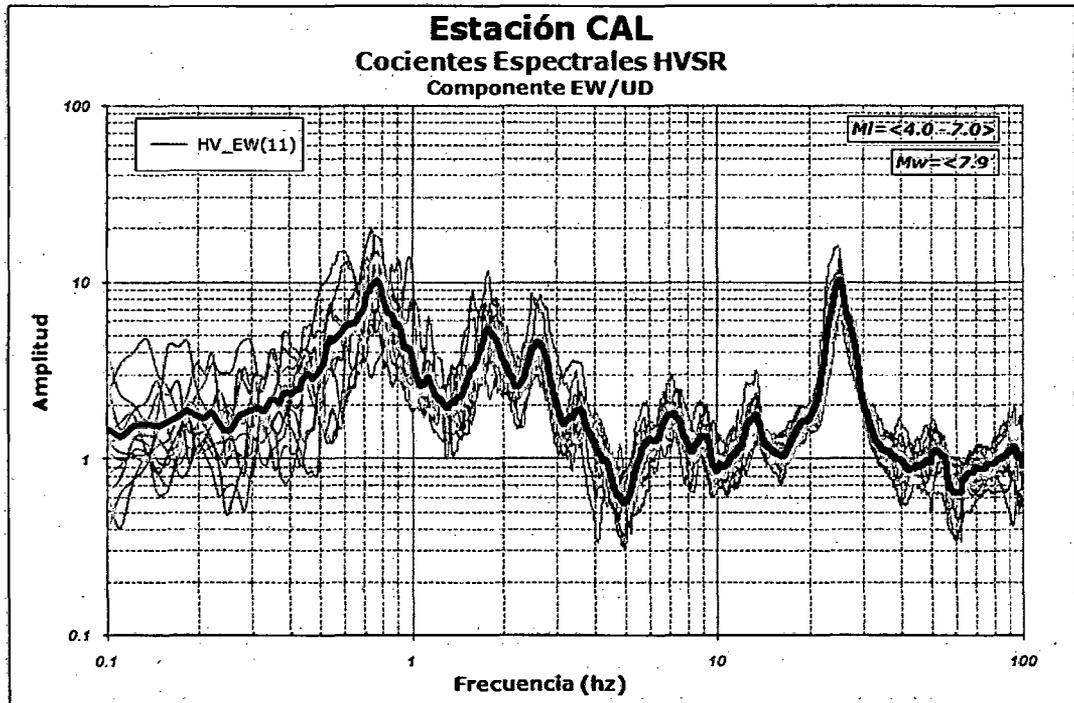
***COCIENTES ESPECTRALES HORIZONTAL/VERTICAL
(HVSr)***

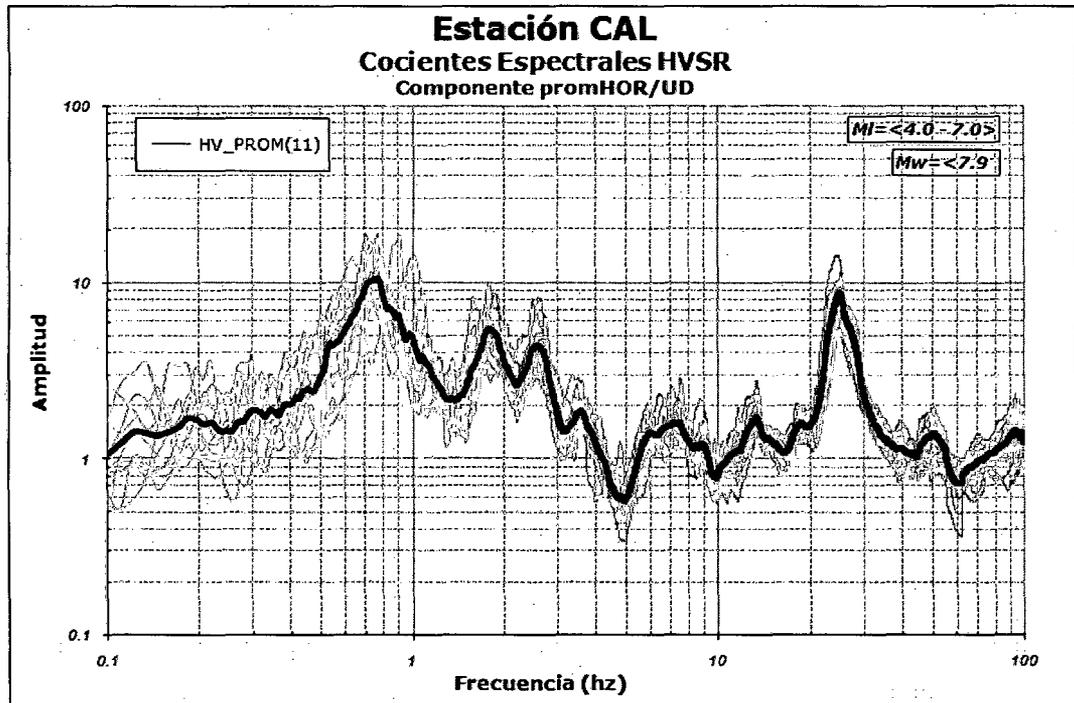
Estación CISMID (CSM)



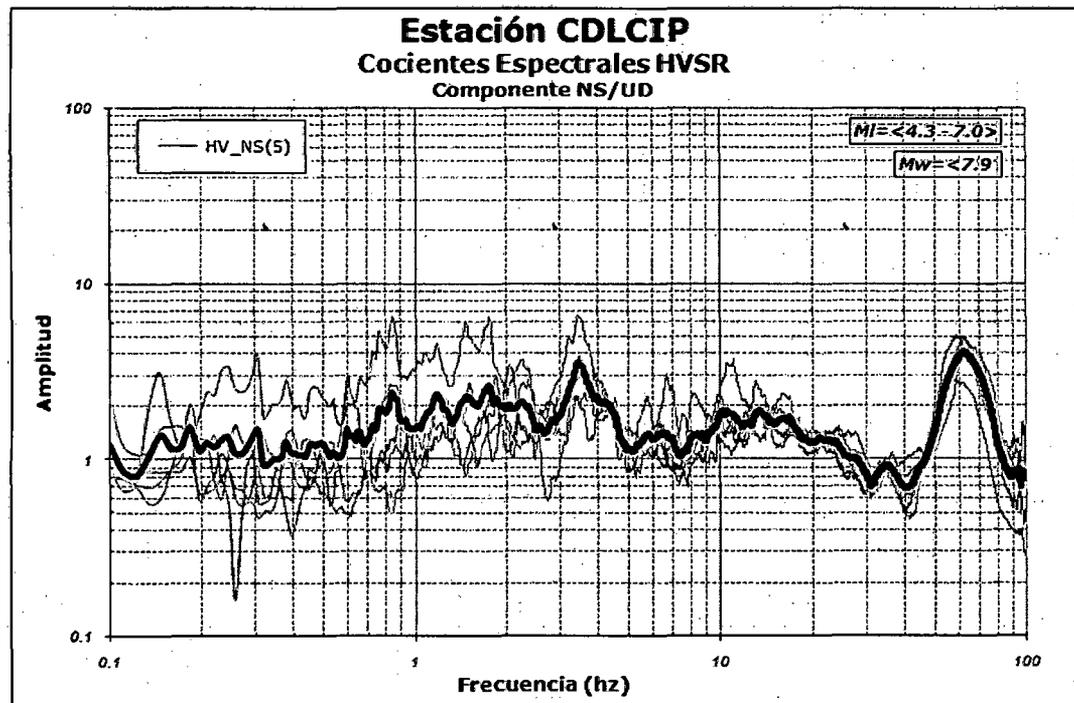
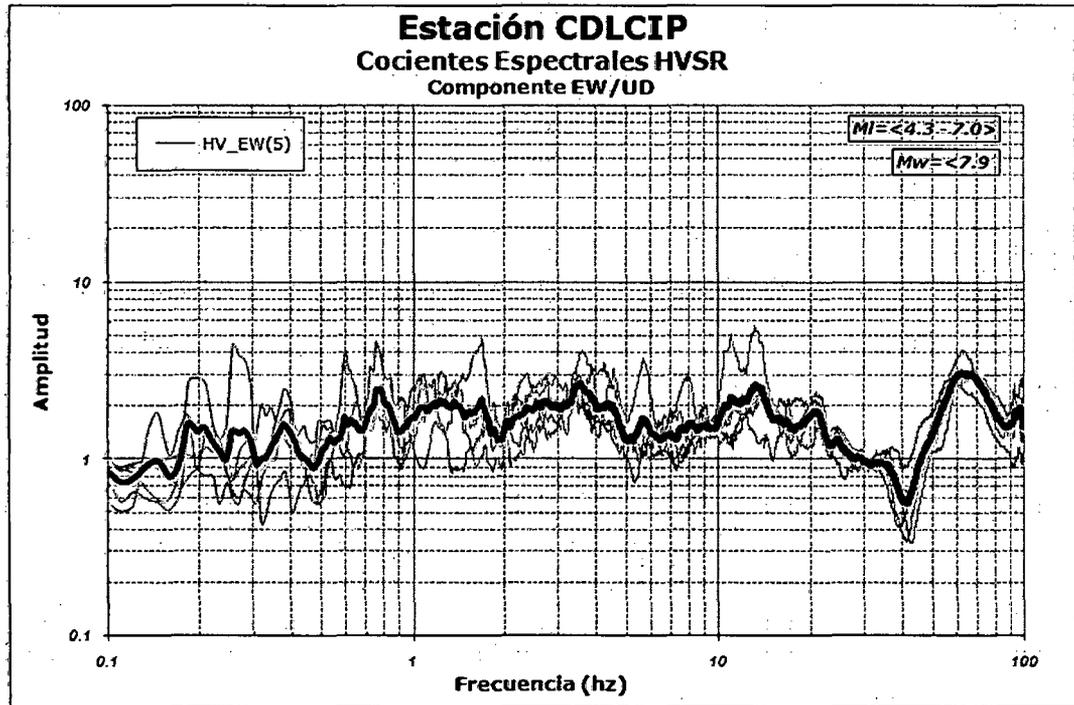


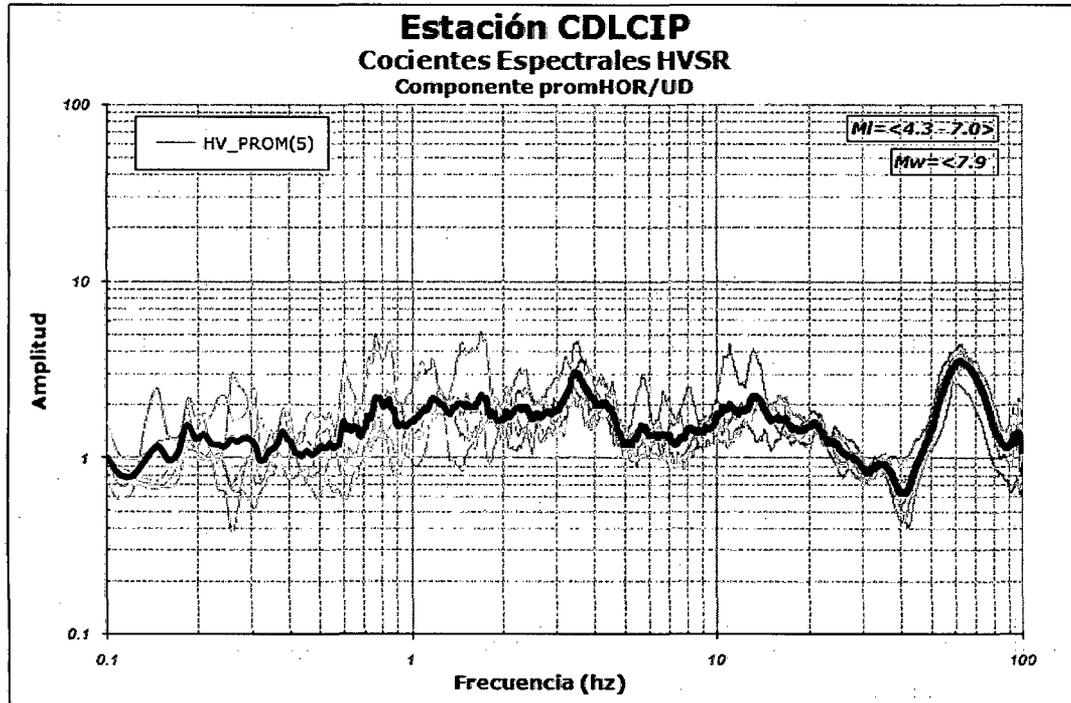
Estación DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (CAL)



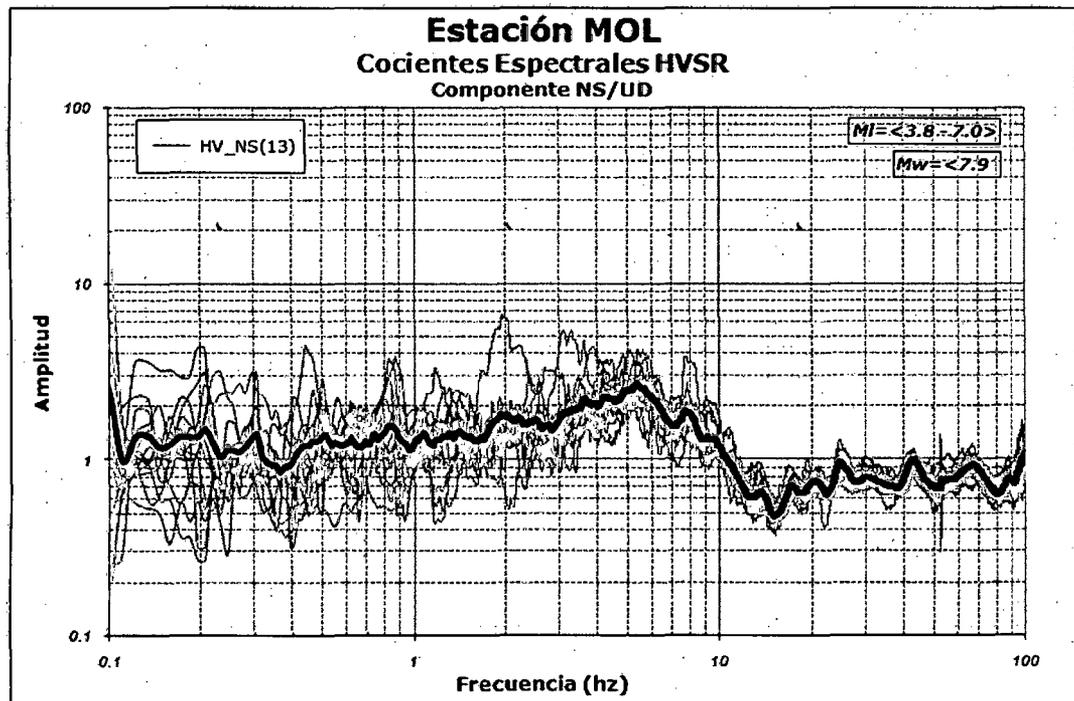
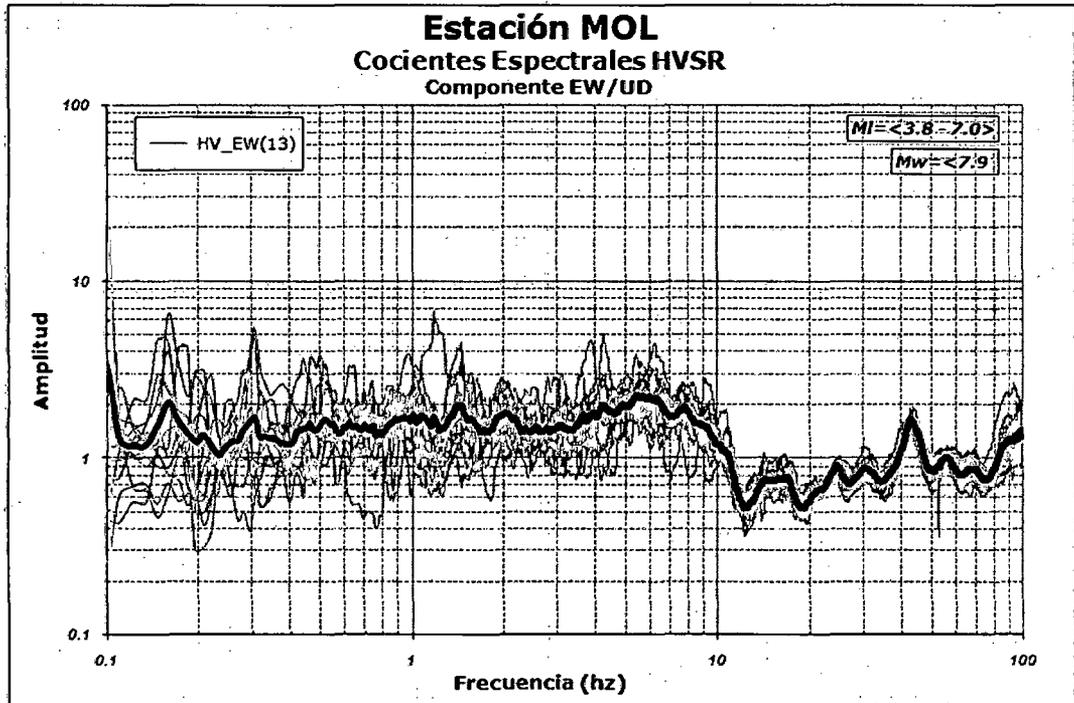


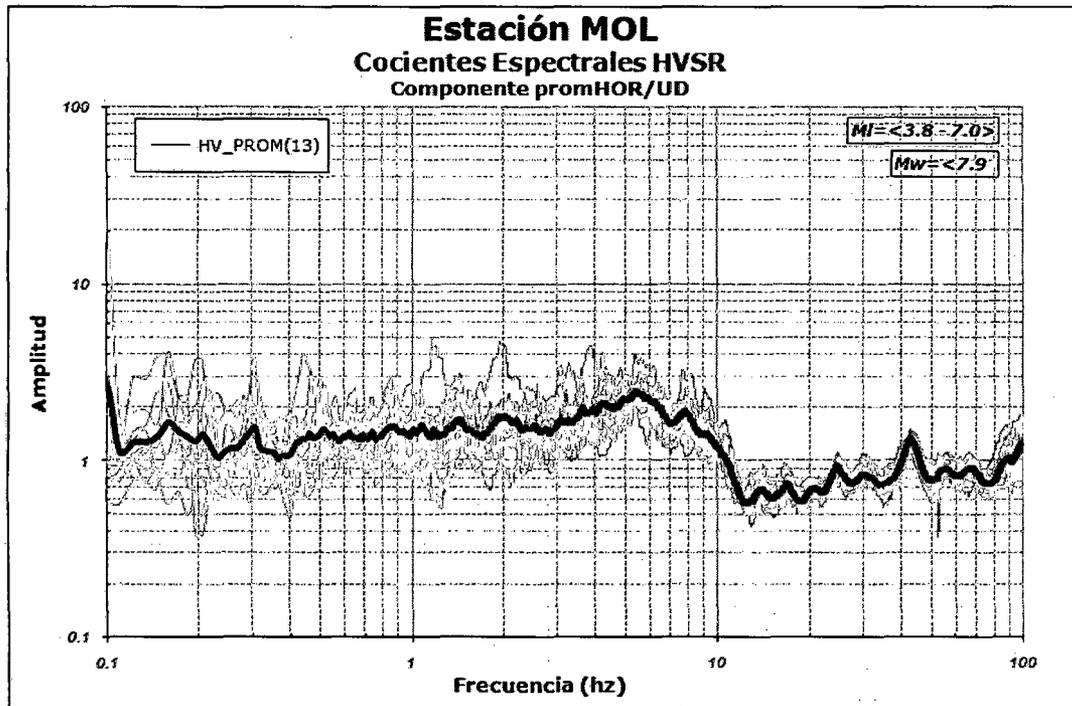
Estación COLEGIO DE INGENIEROS (CDLCIP)



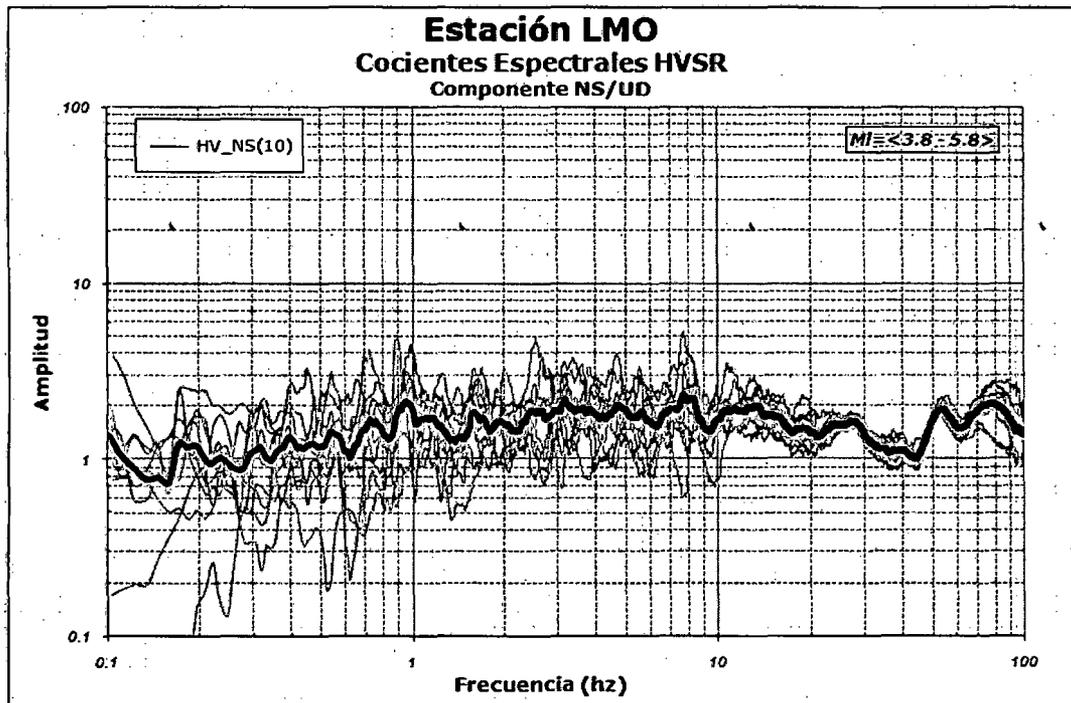
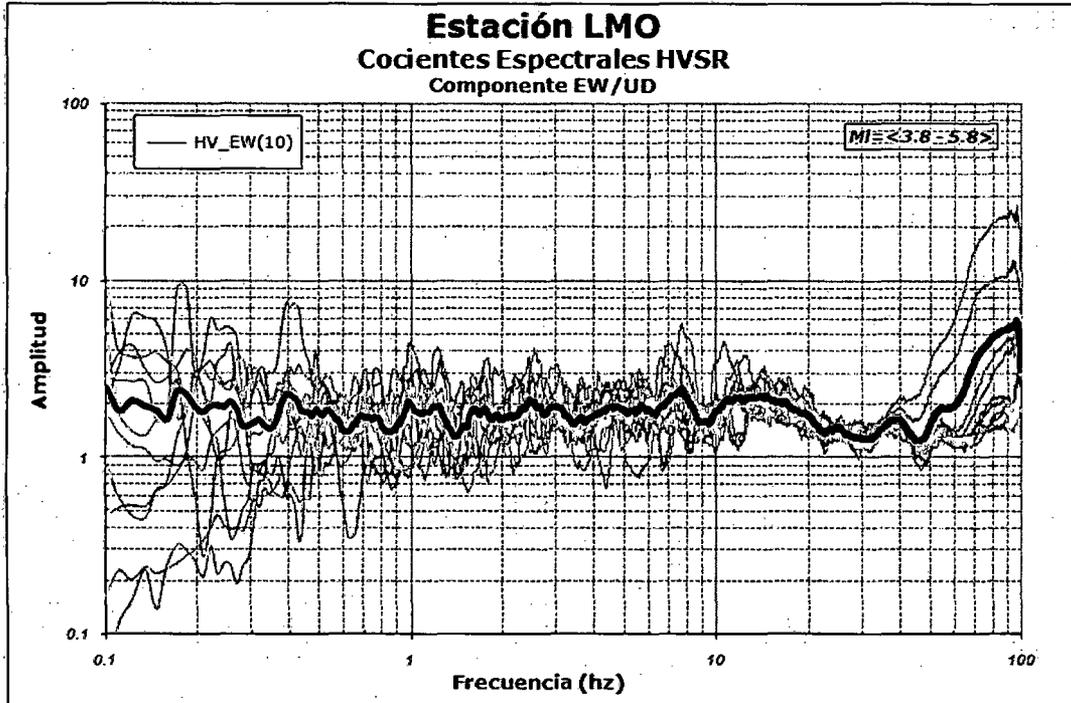


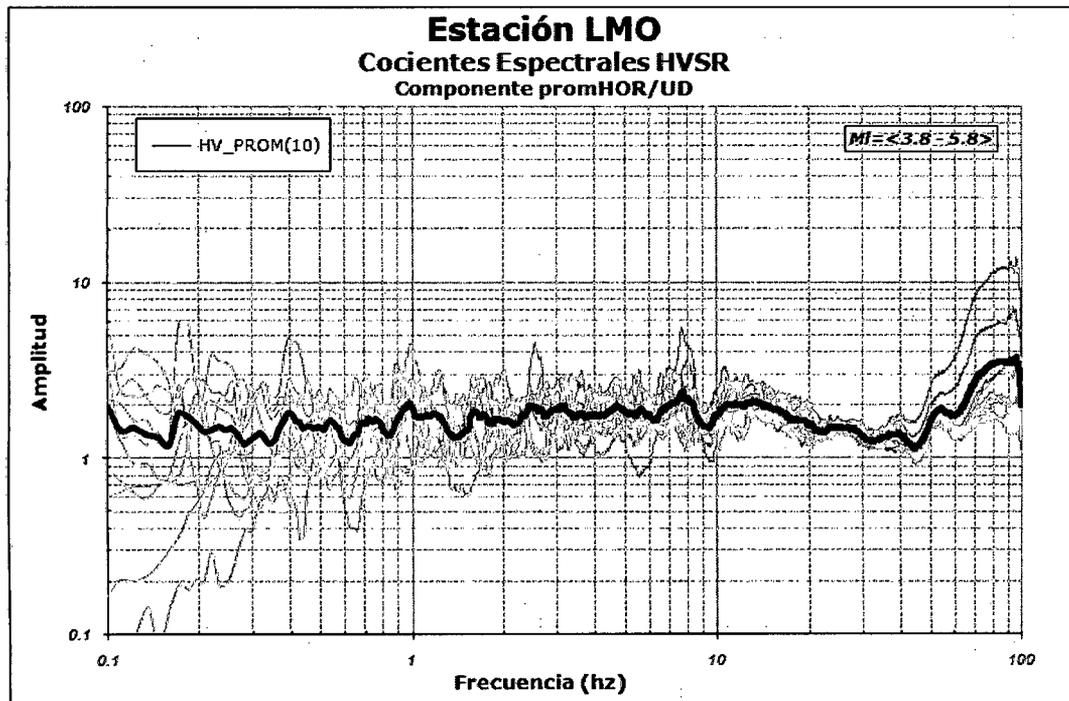
Estación LA MOLINA (MOL)



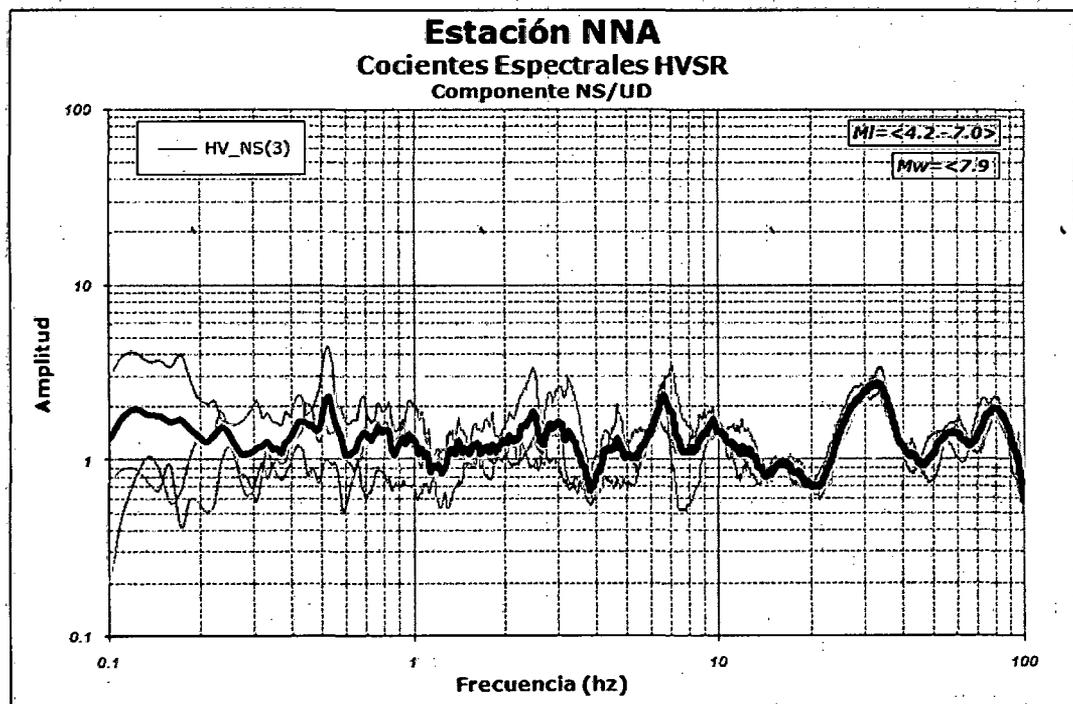
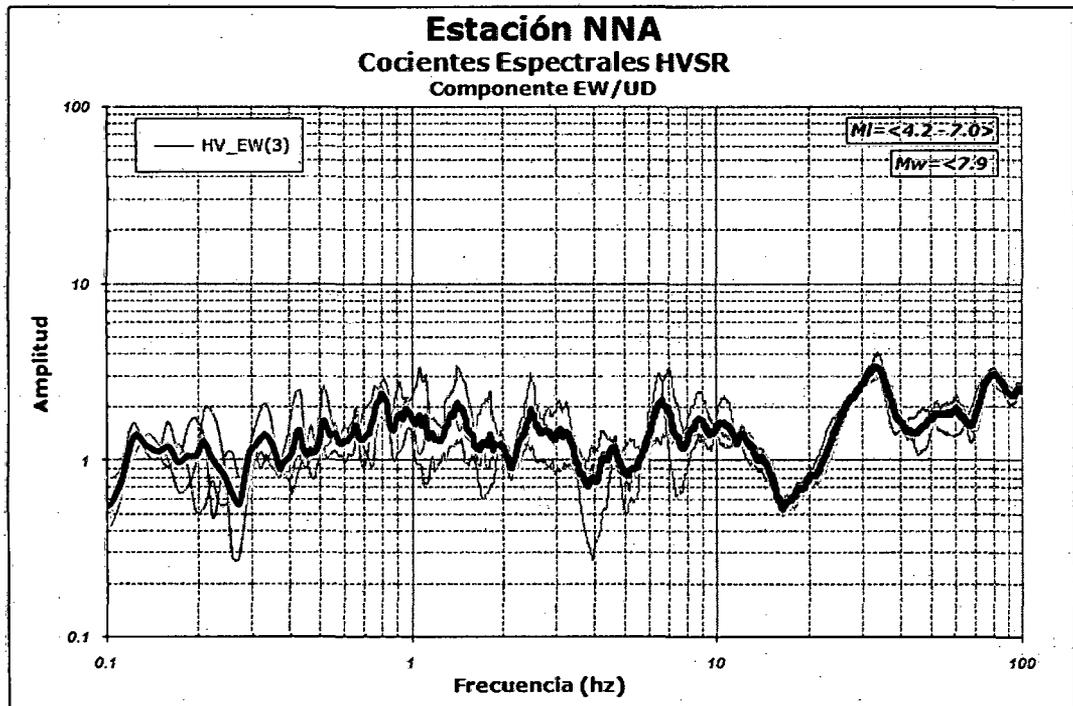


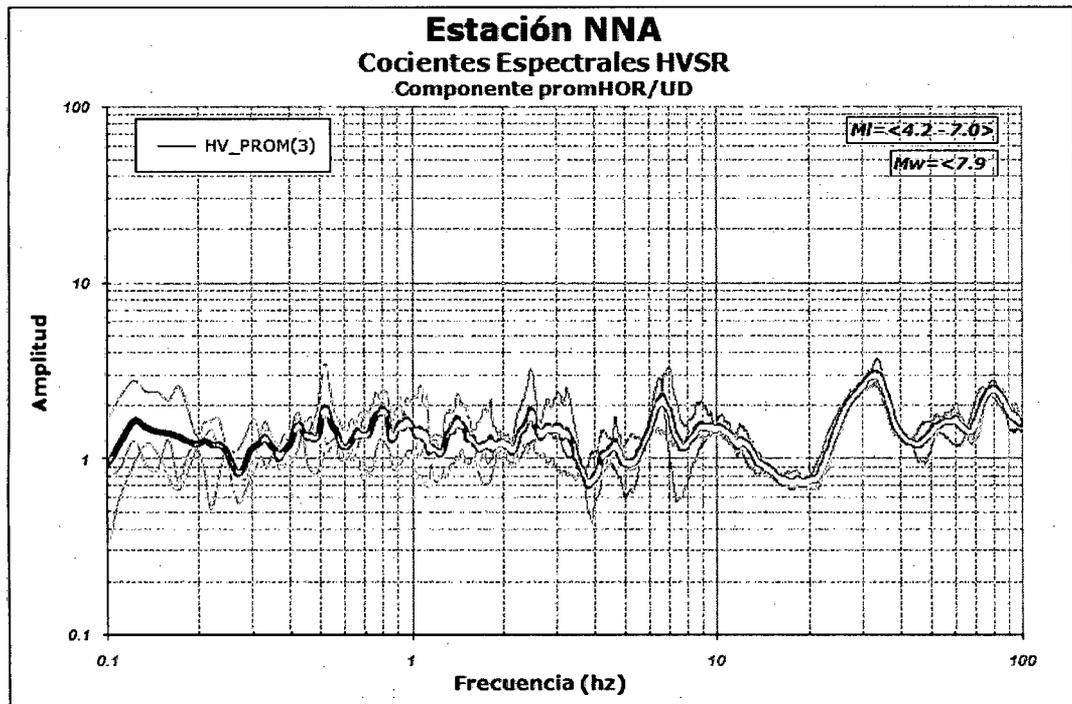
Estación LMO





Estación ÑAÑA (NNA)

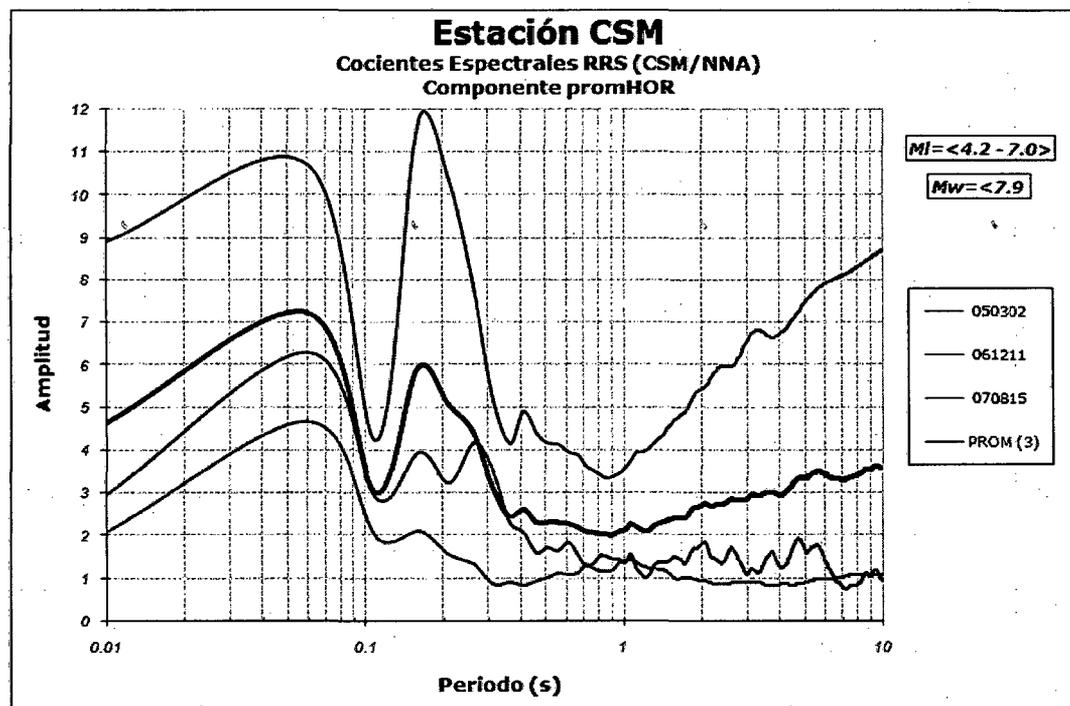
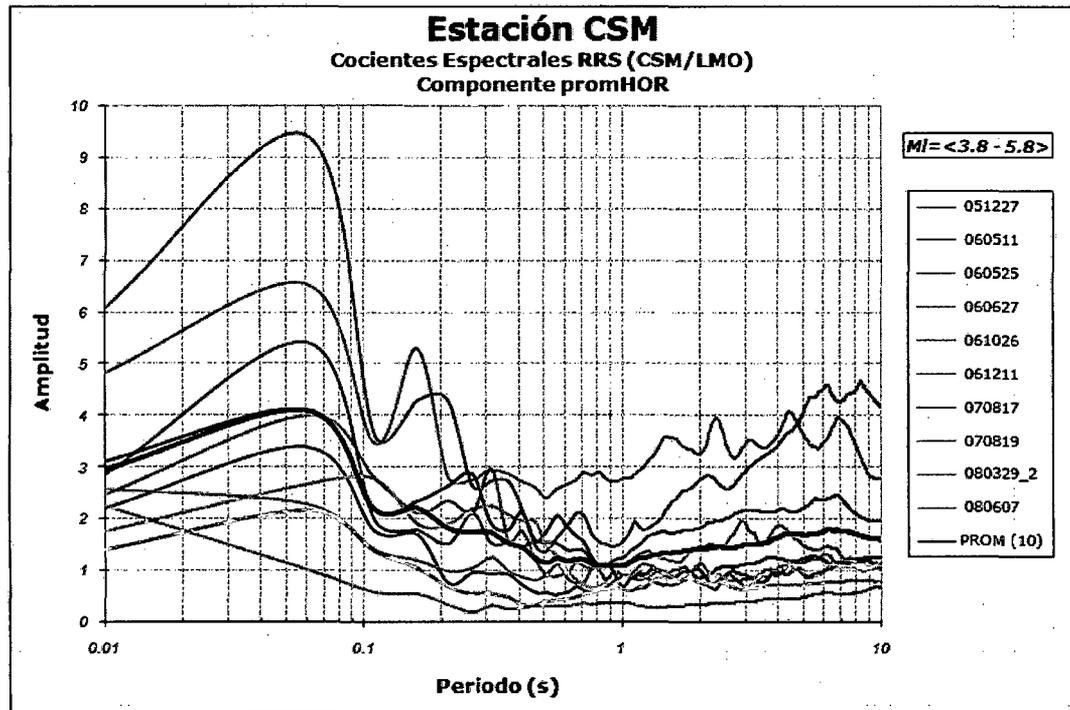


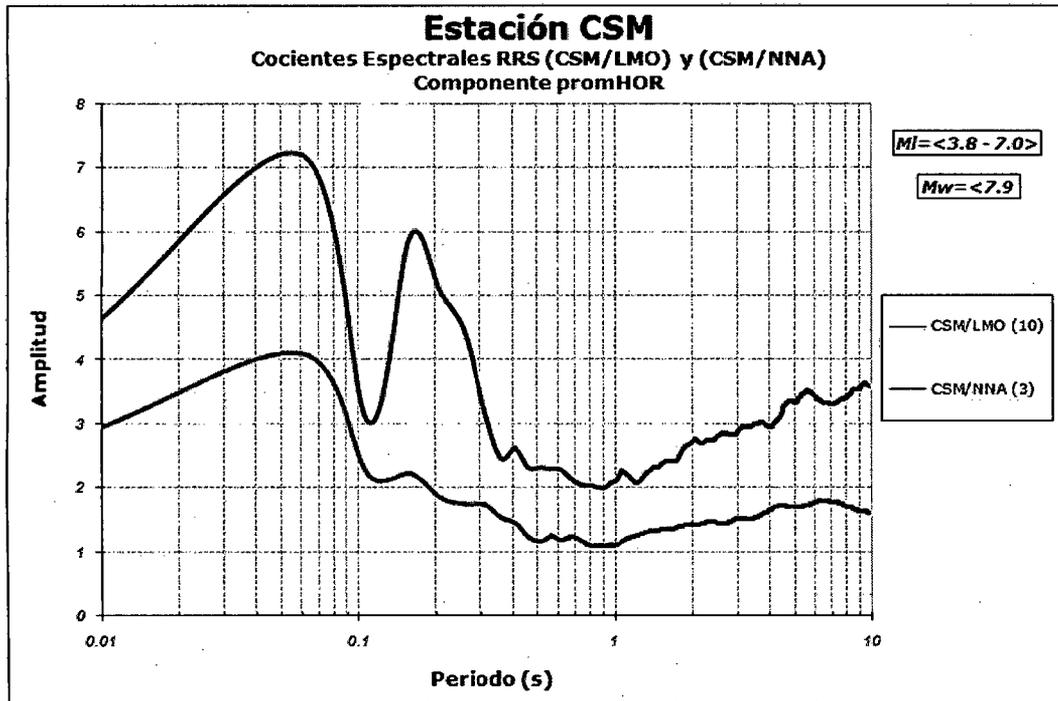


ANEXO V

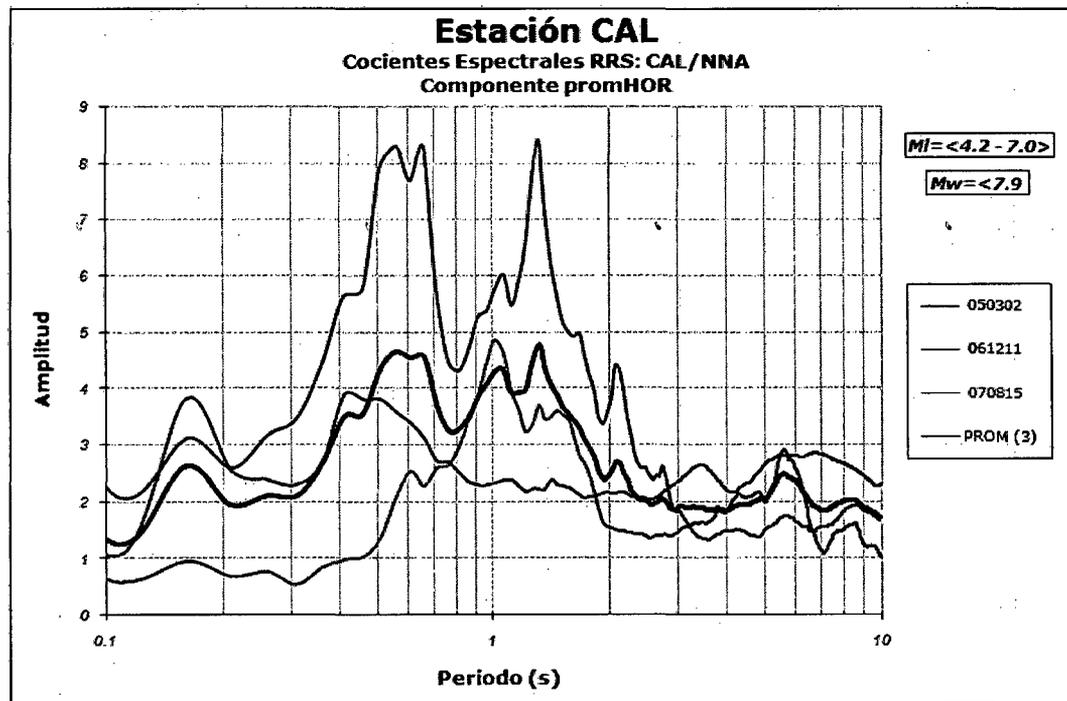
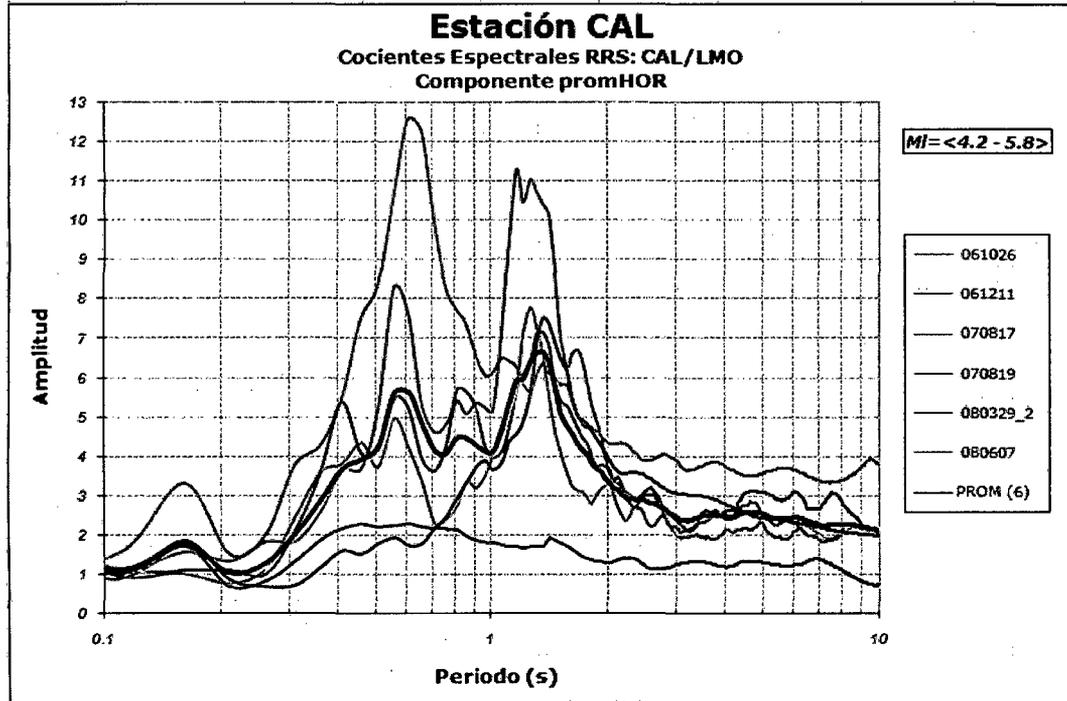
***COCIENTES DE ESPECTROS DE RESPUESTA DE
ACELERACIÓN ABSOLUTA (RRS)***

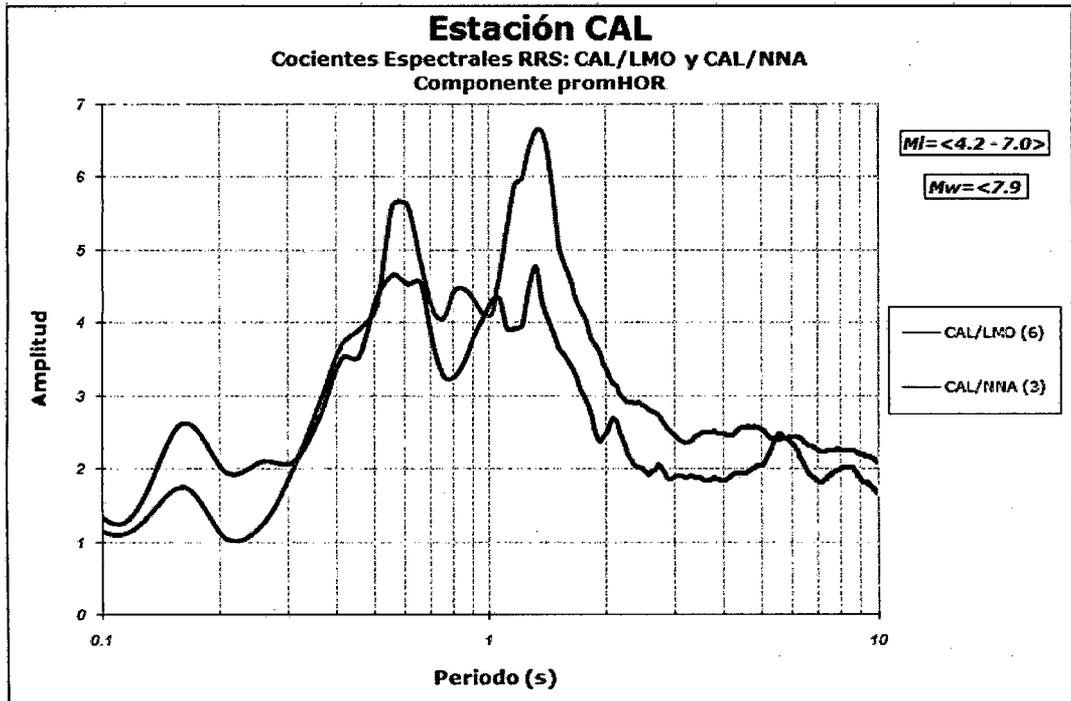
Estación CISMID (CSM)



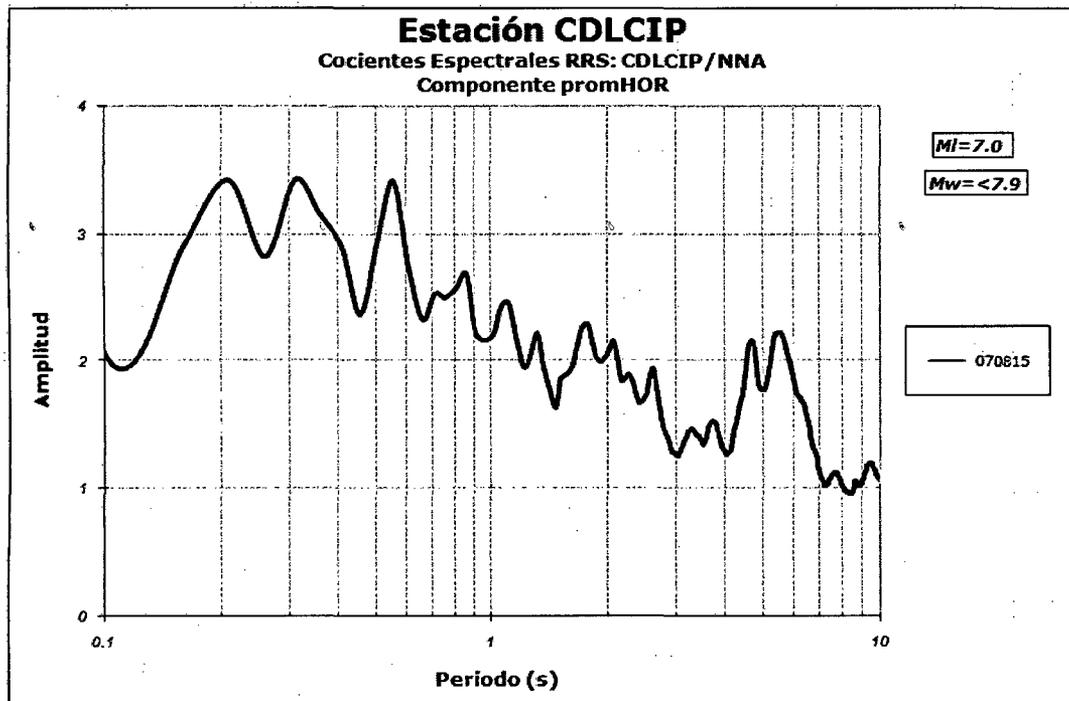
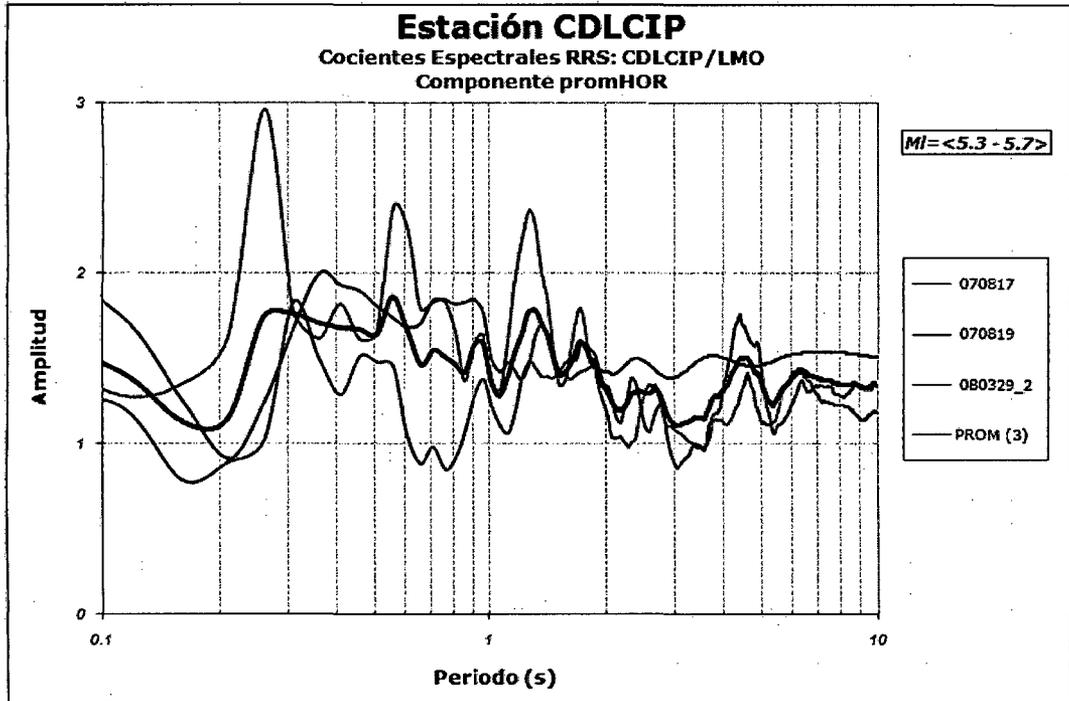


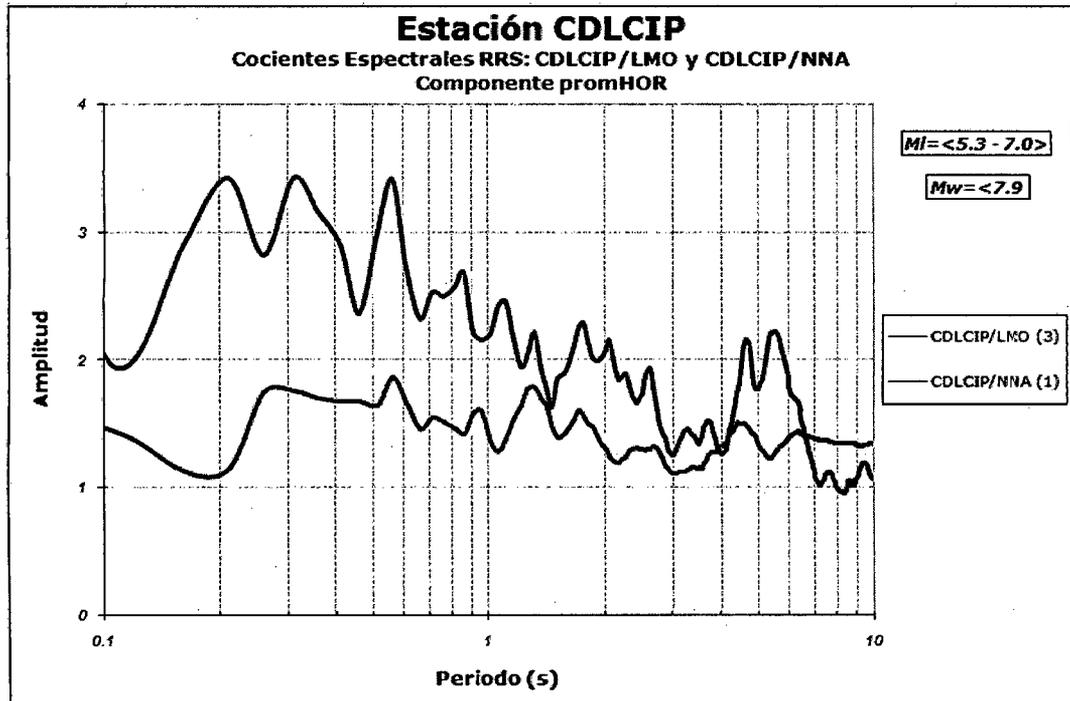
Estación DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN (CAL)





Estación COLEGIO DE INGENIEROS (CDLCIP)





Estación LA MOLINA (MOL)

