

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



**TESIS**

**MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DEL DISTRITO DE  
VILLA EL SALVADOR**

**TOMO I**

**PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO CIVIL**

**ELABORADO POR  
GROVER RIVEROS SOTO**

**ASESOR**

**MSc. LUIS FERNANDO LAZARES LA ROSA**

**Lima- Perú  
2022**

© 2022, Universidad Nacional de Ingeniería. Todos los derechos reservados  
**“El autor autoriza a la UNI a reproducir la tesis en su totalidad o en parte,  
con fines estrictamente académicos.”**

groriso@hotmail.com.pe

(+51) 955766107

## **Dedicatoria**

Doy gracias a Dios por guiarme en el camino recorrido.

A mis padres Nicanor y Zenaida, por la motivación constante que permitieron que hoy en día sea la persona que soy.

A mis hermanos Pavel, Marilú e Iveth, por estar siempre presentes, brindándome su apoyo moral y comprensión.

A mi hija Dariana y mi esposa Diana, por todo el amor y la alegría que me han dado.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco especialmente al Ms Ing. Fernando Lázares La Rosa, por sus comentarios y sugerencias, los cuales contribuyeron en gran medida a desarrollar esta tesis.

A la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería por la excelente formación profesional y a los profesionales de alto nivel que han dedicado su tiempo a las actividades educativas.

Al Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas de Mitigación de Desastres (CISMID), por las facilidades para la realización de la presente tesis y su compromiso en la investigación.

A la Ing. Silvia Alarcón y Dra. Diana Calderón, por todo el tiempo y la energía que ha aportado durante conversaciones explicando conceptos y principios de ingeniería.

A mis compañeros del área de Planeamiento del CISMID, porque ese tiempo que tuve la gracia de conocer y compartir.

Al ingeniero Jorge Soto, por escucharme y aconsejarme, en diversos aspectos que ayudaron a mejorar mi trabajo.



## ÍNDICE

	Pág.
<b>RESUMEN.....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>2</b>
<b>LISTA DE TABLAS.....</b>	<b>3</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>6</b>
<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>16</b>
<b>CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL .....</b>	<b>17</b>
<b>2.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>17</b>
<b>2.2 OBJETIVOS.....</b>	<b>18</b>
<b>2.3 ALCANCE.....</b>	<b>19</b>
<b>2.4 EL IMPACTO SOCIAL DE LOS DESASTRES SÍSMICOS .....</b>	<b>19</b>
<b>2.5 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA .....</b>	<b>22</b>
2.5.1 Metodología en la realización de la microzonificación sísmica .....	22
2.5.2 Tendencias globales .....	26
<b>2.6 ESTUDIO DEL PELIGRO GEOLÓGICO.....</b>	<b>28</b>
2.6.1 Mapa de peligros geológicos.....	28
<b>2.7 ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DEL PELIGRO SÍSMICO.....</b>	<b>30</b>
2.7.1 Identificación y caracterización de las fuentes sísmicas.....	31
2.7.2 Estimación de la sismicidad y distribución temporal de la recurrencia sísmica.....	32
2.7.3 Leyes de atenuación .....	33
2.7.4 Evaluación del peligro sísmico probabilístico.....	34
<b>2.8 RESPUESTA SÍSMICA DEL SITIO.....</b>	<b>35</b>
2.8.1 Efecto de sitio.....	35
2.8.2 Estudios para estimar el efecto de sitio. ....	36
2.8.2.1 <i>Vibración ambiental o microtemores.....</i>	<i>36</i>
2.8.2.2 <i>Cocientes espectrales H/V.....</i>	<i>38</i>
2.8.2.3 <i>Método teórico para conocer el efecto de sitio.....</i>	<i>39</i>
2.8.3 Estudios complementarios en la caracterización del efecto de sitio. 42	
2.8.3.1 <i>Métodos sísmicos de fuente activa .....</i>	<i>43</i>
2.8.3.2 <i>Métodos sísmicos de fuente pasiva .....</i>	<i>44</i>
2.8.4 Ajuste espectral de señales sísmicas.....	47
2.8.4.1 <i>Ajuste espectral en el dominio del tiempo.....</i>	<i>47</i>

<b>2.9</b>	<b>TSUNAMI</b> .....	<b>49</b>
2.9.1	Tipos de tsunami.....	51
2.9.2	Fases de un tsunami.....	52
2.9.2.1	<i>Generación</i> .....	52
2.9.2.2	<i>Propagación</i> .....	52
2.9.2.3	<i>Inundación</i> .....	53
<b>CAPITULO III: ÁREA DE ESTUDIO Y ASPECTOS GEOLÓGICOS</b> .....		<b>55</b>
<b>3.1</b>	<b>ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	<b>55</b>
3.1.1	Antecedentes .....	55
3.1.2	Distrito de Villa El Salvador .....	55
<b>3.2</b>	<b>ASPECTOS GEOLÓGICOS</b> .....	<b>56</b>
3.2.1	Introducción.....	56
3.2.2	Antecedentes de la zona Geológica .....	57
3.2.3	Aspectos geomorfológicos .....	58
3.2.4	Aspectos geológicos y litológicos .....	62
3.2.4.1	<i>Aspectos de geología estructural</i> .....	64
3.2.4.2	<i>Aspectos geodinámicos actuales</i> .....	64
3.2.4.3	<i>Modelo de elevación digital (ALOS PALSAR)</i> .....	65
3.2.5	Mapa de Peligros Geológicos.....	66
<b>CAPÍTULO IV: EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO</b> .....		<b>69</b>
<b>4.1</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>69</b>
<b>4.2</b>	<b>EVALUACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES</b>	
	<b>SISMOGÉNICAS</b> .....	<b>69</b>
<b>4.3</b>	<b>LEYES DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS</b> .....	<b>76</b>
4.3.1	Ley de atenuación de Youngs et al. (1997) .....	77
4.3.2	Ley de atenuación de Zhao et al. (2006) .....	78
4.3.3	Ley de atenuación de McVerry et al. (2006) .....	80
4.3.4	Ecuación de atenuación de Adkinson y Boore (2003) .....	84
4.3.5	Ecuación de atenuación BC HYDRO (Abrahamson 2015) .....	85
4.3.6	Ley de atenuación de Sadight (1997).....	88
<b>4.4</b>	<b>DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO</b> ..	<b>89</b>
<b>4.5</b>	<b>ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME</b> .....	<b>90</b>
<b>CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN MECÁNICA Y DINÁMICA DEL SUELO</b> .		<b>91</b>
<b>5.1</b>	<b>CARACTERIZACIÓN MECÁNICA</b> .....	<b>91</b>
5.1.1	Introducción.....	91

5.1.2	Recopilación de la información geotécnica.....	91
5.1.3	Integración y análisis de la información .....	93
5.1.3.1	<i>Análisis de la capacidad de carga del suelo</i> .....	97
5.1.4	Mapeo de la profundidad de los depósitos superficiales.....	99
5.1.4.1	<i>Tipos de suelo</i> .....	99
5.1.4.2	<i>Formaciones rocosas</i> .....	99
5.1.4.3	<i>Arenas</i> .....	100
5.1.4.4	<i>Rellenos no controlados</i> .....	100
5.1.5	Microzonificación geotécnica.....	100
5.1.5.1	<i>Zona I</i> .....	101
5.1.5.2	<i>Zona II</i> .....	101
5.1.5.3	<i>Zona IV</i> .....	101
5.1.5.4	<i>Zona V</i> .....	102
<b>5.2</b>	<b>CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DEL SUELO .....</b>	<b>102</b>
5.2.1	Introducción.....	102
5.2.2	Silencio sísmico en la ciudad de Lima .....	102
5.2.3	Recopilación de información .....	104
5.2.4	Medición de microtemores .....	105
5.2.4.1	<i>Procedimiento del ensayo de medición</i> .....	105
5.2.4.2	<i>Descripción del equipo de medición</i> .....	106
5.2.4.3	<i>Resultados de las mediciones</i> .....	106
5.2.5	Perfiles de Velocidades DE Ondas de Corte Mediante el Método MASW y MAM.....	107
5.2.5.1	<i>Procedimiento del ensayo</i> .....	108
5.2.5.2	<i>Descripción del equipo de medición</i> .....	108
5.2.5.3	<i>Resultados de las mediciones</i> .....	109
5.2.6	Mapa de isoperiodos .....	110
5.2.6.1	<i>Zona I</i> .....	111
5.2.6.2	<i>Zona III</i> .....	111
5.2.6.3	<i>Zona IV</i> .....	111
5.2.7	Análisis de respuesta de sitio unidimensional.....	112
5.2.7.1	<i>Estimación de las curvas de degradación y curvas de cociente de amortiguamiento</i> .....	112
5.2.7.2	<i>Acelerogramas utilizados</i> .....	113

5.2.7.3	<i>Perfiles de velocidad de onda de corte utilizados</i> .....	116
5.2.7.4	<i>Generación de registros sísmicos compatibles al espectro de peligro uniforme</i> .....	119
5.2.7.5	<i>Comparación de la respuesta sísmica en función de los espectros en superficie para el distrito de Villa El Salvador</i> .....	123
5.2.7.6	<i>Comparación de los espectros en superficie con la aceleración espectral y factor de amplificación E.030 (2018)</i> .....	126
5.2.7.7	<i>Comparación de la amplificación sísmica calculada con la observada en la estación acelerográfica.</i> .....	137
5.2.7.8	<i>Comparación de la amplificación sísmica calculada con la amplificación sísmica observada en el terremoto de Maule (Chile, 2010).</i> .....	139
<b>CAPÍTULO VI: PELIGRO POR INUNDACIÓN POR TSUNAMI</b> .....		<b>144</b>
6.1	<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>144</b>
6.2	<b>PROYECTO SIRAD</b> .....	<b>149</b>
6.3	<b>ÁREA DE INUNDACIÓN DEL DISTRITO EN ESTUDIO</b> .....	<b>151</b>
6.4	<b>RUTA DE EVACUACIÓN Y ZONAS SEGURAS</b> .....	<b>153</b>
<b>CAPÍTULO VII: MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA</b> .....		<b>157</b>
<b>CAPÍTULO VIII: ANÁLISIS Y RESULTADOS</b> .....		<b>159</b>
8.1	<b>ANÁLISIS Y RESULTADOS DE LA MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE LA ZONA EN ESTUDIO</b> .....	<b>159</b>
8.1.1	Zona I.....	159
8.1.2	Zona II.....	159
8.1.3	Zona III.....	160
8.1.4	Zona IV .....	160
8.1.5	Zona V .....	161
<b>CONCLUSIONES</b> .....		<b>162</b>
<b>RECOMENDACIONES</b> .....		<b>166</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....		<b>167</b>

## RESUMEN

El estudio de microzonificación sísmica envuelve el manejo de una gran cantidad de información multidisciplinaria que involucra la contribución de los estudios geológicos, sismológicos, geotécnicos, geofísicos y de amplificación sísmica. El resultado cuando toda esta información se maneja con acertado criterio ingenieril, puede generar mapa de Microzonificación Sísmica facilitando la interpretación conjunta de los diferentes estudios en zonas con características uniformes de respuesta ante un evento sísmico.

En este estudio se elaboró la Microzonificación Sísmica del distrito de Villa El Salvador donde se desarrolla la descripción general de las definiciones y metodologías existentes sobre métodos geotécnicos y geofísicos. Así también se muestra la evaluación geológica para la generación del mapa de peligros geológicos y el análisis de los ensayos geotécnicos y geofísicos ejecutados como recopilados los cuales fueron usados como datos de entrada para la generación de los Mapas de Microzonificación Geotécnica y Mapa de Isoperiodos, respectivamente.

Se incluyó también el análisis de respuesta de sitio para predecir el movimiento sísmico en la superficie para tener una estimación más completa de los efectos de los movimientos sísmicos sobre una variedad de estructuras existentes en el distrito, además se incluyó el efecto que un tsunami puede ocasionar en el distrito determinando el área de inundación y de evacuación.

Los resultados de todas las metodologías expuestas anteriormente son necesarios para determinar el comportamiento de los suelos frente a movimientos sísmicos; y obtener como resultado final la Microzonificación Sísmica del distrito.

## ABSTRACT

The study of seismic microzonation involves the management of a large amount of multidisciplinary information that involves the contribution of geological, seismological, geotechnical, geophysical and seismic amplification studies. The result, when all this information is handled with correct engineering criteria, can generate a Seismic Microzoning map, facilitating the joint interpretation of the different studies in areas with uniform characteristics of response to a seismic event.

In this study, the Seismic Microzoning of the district of Villa El Salvador was developed, where the general description of the existing definitions and methodologies on geotechnical and geophysical methods is developed. This also shows the geological evaluation for the generation of the geological hazard map and the analysis of the geotechnical and geophysical tests executed as compiled, which were used as input data for the generation of the Geotechnical Microzoning Maps and Isoperiod Maps, respectively.

The site response analysis was also included to predict the seismic movement on the surface in order to have a more complete estimation of the effects of seismic movements on a variety of existing structures in the district, as well as the effect that a tsunami can cause in the district determining the flood and evacuation area. The results of all the methodologies exposed above are necessary to determine the behavior of soils against seismic movements; and obtain as a final result the Seismic Microzoning of the district.

**LISTA DE TABLAS**

	Pág.
TABLA 1. LOS 10 TERREMOTOS PRINCIPALES EN TÉRMINOS DEL MAYOR NÚMERO DE PERSONAS SIN HOGAR DESDE 1900 (JAMES E. DANIELL,2014). .....	21
TABLA 2. USO DE LOS DATOS DE ENTRADA EN FUNCIÓN DE LA ESCALA DE MAPEO, ES DECIR, PARA TRES NIVELES DE ZONIFICACIÓN (ISSMGE, 1999). .....	24
TABLA 3. ENFOQUE DE ESCENARIOS GLOBALES (SEISMIC MICROZONATION MANUAL, GEOSCIENCE DIVISION MINISTRY OF EARTH SCIENCES GOVERNMENT OF INDIA, NEW DELHI,2011).....	27
TABLA 4. RESUMEN DE LAS FUENTES DE VIBRACIONES AMBIENTALES SEGÚN LA FRECUENCIA DE LOS ESTUDIOS DE GUTENBERG (1958), ASTEN (1978), ASTEN Y HENSTRIDGE (1984) (DE BENNEFOY-CLAUDET, 2006B). .....	38
TABLA 5. LOS TSUNAMIS MÁS DEVASTADORES DE LA HISTORIA (GUSIAKOV. V.K. BID / WLD: BASE DE DATOS DE TSUNAMIS INTEGRADA PARA EL OCÉANO MUNDIAL, VERSIÓN 6.52 DEL 31 DE OCTUBRE DE 2007, CD-ROM, LABORATORIO DE TSUNAMIS, ICMMG SD RAS, NOVOSIBIRSK, RUSIA.) .....	50
TABLA 6. EVOLUCIÓN DE LA POBLACIÓN EN EL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR (FUENTE: <a href="http://www.inei.gob.pe/">HTTP://WWW.INEI.GOB.PE/</a> ) .....	56
TABLA 7. COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LAS FUENTES DE INTERFACE (SENCICO, 2016).....	70
TABLA 8. COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LAS FUENTES DE INTRAPLACA (SENCICO, 2016).....	71
TABLA 9. COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LAS FUENTES CONTINENTALES (SENCICO, 2016). .....	73
TABLA 10. PARÁMETROS DE SISMICIDAD LOCAL UTILIZADOS (SENCICO, 2016). .....	75
TABLA 11. ESQUEMA DE CLASIFICACIÓN DEL SITIO (IBC, 2015 – ASCE/SEI 7, 2016). .....	76
TABLA 12. COEFICIENTES DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN ESPECTRAL (YOUNGS ET. 1997). .....	78

TABLA 13.	DEFINICIÓN DE LOS SUELOS USADOS DE MOLAS & YAMAZAKI (1995). .....	79
TABLA 14.	COEFICIENTES DE LA LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN ESPECTRAL A NIVEL DE ROCA (SUELO TIPO B) PROPUESTO POR ZHAO ET AL. (2006). .....	80
TABLA 15.	CLASIFICACIÓN DE SITIO DE NUEVA ZELANDA (2004). .....	81
TABLA 16.	COEFICIENTES DE LA LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN ESPECTRAL A NIVEL DE ROCA (SUELO TIPO B) PROPUESTO POR MCVERRY ET AL. (2006). .....	82
TABLA 17.	COEFICIENTES DE LA LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN ESPECTRAL A NIVEL DE ROCA (SUELO TIPO B) PROPUESTO POR MCVERRY ET AL. (2006) (CONT.). .....	83
TABLA 18.	COEFICIENTES DE LA LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN ESPECTRAL A NIVEL DE ROCA (SUELO TIPO B) PROPUESTO POR MCVERRY ET AL. (2006) (CONT.). .....	83
TABLA 19.	COEFICIENTES DE LA LEY DE ATENUACIÓN DE ACELERACIÓN ESPECTRAL A NIVEL DE ROCA (SUELO TIPO B) PROPUESTO POR ATKINSON Y BOORE. (2003). .....	85
TABLA 20.	COEFICIENTES DE REGRESIÓN PARA LA SUBDUCCIÓN MEDIANA (UNIDADES EN G) DEL MODELO GMPE. BC HYDRO (2015). .....	87
TABLA 21.	COEFICIENTES DE REGRESIÓN PARA LA SUBDUCCIÓN MEDIANA (UNIDADES EN G) DEL MODELO GMPE. BC HYDRO (2015). .....	87
TABLA 22.	COEFICIENTES DE ATENUACIÓN DE ACELERACIONES ESPECTRALES EN ROCA SADIGH ET AL. (1997). .....	88
TABLA 23.	UBICACIÓN DE ANÁLISIS PARA LA OBTENCIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO. ....	89
TABLA 24.	RELACIÓN DE PONDERACIÓN DE LEYES DE ATENUACIÓN. ....	90
TABLA 25.	RESUMEN DE COORDENADAS DE LOS PUNTOS DE EXPLORACIÓN GEOTÉCNICOS (CALICATAS) .....	94
TABLA 26.	UBICACIÓN DE SPT RECOPIRADOS. ....	96
TABLA 27.	CAPACIDAD PORTANTE DEL SUELOS Y ASENTAMIENTO. ....	99
TABLA 28.	PERIODO FUNDAMENTAL DE LOS ENSAYOS DE MICROTREMORES EJECUTADOS. ....	106



TABLA 29.	RESUMEN DE VELOCIDADES DE ONDAS S – LÍNEAS MASW. ....	110
TABLA 30.	RESUMEN DE VELOCIDADES DE ONDAS S – LÍNEAS MAM. ....	110
TABLA 31.	REGISTROS SÍSMICOS USADOS EN EL ANÁLISIS.....	113
TABLA 32.	CLASIFICACIÓN DE LAS EDIFICACIONES SEGÚN NORMA E. 030, 2018.....	127
TABLA 33.	CLASIFICACIÓN DE LOS PERFILES DE SUELO SEGÚN NORMA E. 030, 2018.....	127
TABLA 34.	CLASIFICACIÓN SÍSMICA DEL SUELO SEGÚN E.030, 2018 Y VALORES DE PERIODO.....	128
TABLA 35.	VALORES DE FACTOR SUELO SEGÚN NORMA E. 030, 2018. ....	128
TABLA 36.	VALORES DE PERIODO TP Y TL SEGÚN NORMA E. 030, 2018.....	129
TABLA 37.	INFORMACIÓN DEL ACELERÓGRAFO SELECCIONADO.....	137
TABLA 38.	UBICACIÓN DE ESTACIONES SELECCIONADAS DE LA RED NACIONAL DE ACELERÓGRAFOS DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE. ....	140
TABLA 39.	UBICACIÓN DE LOS SISMOS QUE GENERARON TSUNAMIS FRENTE A LA COSTA DE LA CIUDAD DE LIMA (FUENTE: NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER). ....	144
TABLA 40.	TIEMPO DE ARRIBO Y MÁXIMA ALTURA DE OLA PARA LA ZONA SUR ENTRE VILLA CHORRILLOS Y LURIN. TA: TIEMPO DE ARRIBO, HMAX: MÁXIMA ALTURA DE OLA (PROYECTO SIRAD, 2010).....	151

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
<b>FIGURA 1.</b> DISTRIBUCIÓN DE LA POBLACIÓN Y VIVIENDA PARA LAS ZONAS SÍSMICAS SEGÚN LOS RESULTADOS DEFINITIVOS DEL CENSO NACIONAL 2017. ....	18
<b>FIGURA 2.</b> NÚMERO DE TERREMOTOS POR AÑO DEPENDIENDO DE LA MAGNITUD (SERVICIO GEOLÓGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS (USGS)). ....	20
<b>FIGURA 3.</b> ESTIMACIONES DEL NÚMERO DE VÍCTIMAS SEGÚN LA LITERATURA MUNDIAL EN COMPARACIÓN CON LA MEDIANA DEL NÚMERO DE MUERTES (CATDAT) PARA TODOS LOS TERREMOTOS CON MÁS DE 1000 MUERTES (DANIELL, 2014). ....	21
<b>FIGURA 4.</b> MARCO GENERAL PARA LOS ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA (SEISMIC MICROZONATION MANUAL, GEOSCIENCE DIVISION MINISTRY OF EARTH SCIENCES GOVERNMENT OF INDIA, NEW DELHI, 2011). ....	25
<b>FIGURA 5.</b> DESLIZAMIENTOS DE TIERRA OCURRIDO EN ATSUMA EN EL TERREMOTO DE HOKKAIDO DEL 6 DE SEPTIEMBRE DE 2018. (FOTO:TOKYO KEIZAI). ....	26
<b>FIGURA 6.</b> EJEMPLOS DE DIFERENTES GEOMETRÍAS DE ZONA DE ORIGEN: (A) FALLA CORTA QUE SE PUEDE MODELAR COMO UNA FUENTE PUNTUAL; (B) FALLA SUPERFICIAL QUE PUEDE MODELARSE COMO UNA FUENTE LINEAL; (C) ZONA FUENTE TRIDIMENSIONAL (KRAMER, 1996). ....	32
<b>FIGURA 7.</b> DESCUBRIMIENTO DE FALLA POLARIS MOSTRADA COMO UNA LÍNEA BLANCA UTILIZANDO LA TECNOLOGÍA DE DETECCIÓN Y RANGO DE LUZ (LIDAR), QUE SE USÓ COMO PARTE DE LA EVALUACIÓN DE LA REPRESA DE MARTIS CREEK, EE.UU. ....	32
<b>FIGURA 8.</b> VARIACIÓN DE LA ACELERACIÓN MÁXIMA Y LA ACELERACIÓN ESPECTRAL A LO LARGO DE UNA SECCIÓN DE 6.5 KM EN LA CIUDAD DE SAN FRANCISCO, EN EL TERREMOTO DE 1957 (SEED Y IDRIS, 1969). ....	36
<b>FIGURA 9.</b> FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD PARA DOS ESTACIONES SÍSMICAS (MIS Y HKD) DE LAS AMPLITUDES DE	

	COMPONENTE VERTICAL DE LOS MICROTREMORES, ESTIMANDO LA EXPANSIÓN PROGRESIVA DE LA VENTANA DE MUESTREO DE 2 A 10 MINUTOS. (OKADA, 2003) .....	37
<b>FIGURA 10.</b>	MODELO ESTRATIFICADO IDEALIZADO, SOBRE UN BASAMENTO ELÁSTICO ROCOSO. (KRAMER, 1996) .....	40
<b>FIGURA 11.</b>	MODELO KELVIN REPRESENTADO CON UN RESORTE Y UN AMORTIGUADOR CONECTADOS EN PARALELO (ISHIHARA, 1996).41	
<b>FIGURA 12.</b>	BUCLE DE HISTÉRESIS PARA SUELO CARGADO EN CORTANTE. 42	
<b>FIGURA 13.</b>	VARIACIÓN DEL MÓDULO NORMALIZADO (G/GMAX) Y AMORTIGUAMIENTO (B) EN RELACIÓN A LA DEFORMACIÓN DE CORTANTE. ....	42
<b>FIGURA 14.</b>	ARREGLO GENERAL MASW (PARK, 1999).....	44
<b>FIGURA 15.</b>	PROCESAMIENTO DE DATOS MASW (PARK, 1999). ....	44
<b>FIGURA 16.</b>	OBSERVACIÓN Y ANÁLISIS EN EL MÉTODO SPAC PARA ESTIMAR MODELO ESTRUCTURAL DE VELOCIDAD DE LA ONDA S UTILIZANDO LA OBSERVACIÓN DE MICROTREMORES EN UN ARREGLO INSTRUMENTAL. (KUDO, 2002).....	46
<b>FIGURA 17.</b>	FUNCIÓN BESSEL DE ORDEN CERO ( $J_0 (X)$ ), PRIMERO ( $J_1 (X)$ ) Y SEGUNDO ( $J_2 (X)$ ).....	46
<b>FIGURA 18.</b>	TIEMPO HISTORIA DE ACELERACIÓN, TIEMPO HISTORIA DE VELOCIDAD, TIEMPO HISTORIA DE DESPLAZAMIENTO DE UNA WAVELET DE COSENO CÓNICO CORREGIDO (AL ATIK Y ABRAHAMSON, 2010).....	48
<b>FIGURA 19.</b>	MECANISMOS DE GENERACIÓN DE TSUNAMIS. SE OBSERVA QUE EL 82% DE LOS TSUNAMIS SON PRODUCIDOS POR SISMOS SEGUIDO DE DESLIZAMIENTOS 6%, ERUPCIONES VOLCÁNICAS 5% Y EVENTOS METEOROLÓGICOS 3% (ANTONY JOSEPH, 2016). ....	50
<b>FIGURA 20.</b>	LA ACUMULACIÓN DE TENSIÓN EN LOS LÍMITES DE LAS PLACAS Y LA GENERACIÓN DE TSUNAMIS PROVOCADA POR UN TERREMOTO (HONORIO,2010).....	52
<b>FIGURA 21.</b>	MODELO DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI.....	54

<b>FIGURA 22.</b>	GEOLOGÍA DE LA CIUDAD DE LIMA Y ALREDEDORES. GEOLOGÍA DE LIMA (ING. MARTINEZ VARGAS ,1975). Y GEOLOGÍA DE LIMA, GEOCATMIN (INGEMMET,2018). ....	58
<b>FIGURA 23.</b>	VISTA DESDE EL LOMO CORVINA HACIA LA TERRAZA MARINA DEL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR.....	59
<b>FIGURA 24.</b>	VISTA DESDE EL CERRO PAPA HACIA LA PLANICIE ALUVIAL DEL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR.....	60
<b>FIGURA 25.</b>	VISTA DESDE EL LOMO CORVINA HACIA MANTOS DE ARENA EN EL ASENTAMIENTO HUMANO LA ENCANTADA SEGUNDA ETAPA. ....	60
<b>FIGURA 26.</b>	VISTA DEL SECTOR OESTE DEL CERRO PAPA CORRESPONDIENTE AL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR.....	61
<b>FIGURA 27.</b>	VISTA FRONTAL DEL LOMO CORVINA CORRESPONDIENTE AL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR.....	62
<b>FIGURA 28.</b>	SUBUNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR, INGEMMET. SE OBSERVA QUE EL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR ESTÁ CUBIERTO POR GEOFORMAS DE PLANICIE O LLANURA ALUVIAL (PL-AL) 73.21% SEGUIDO DE MANTOS DE ARENA (M-A) 21.34%, COLINA Y LOMADA EN ROCA SEDIMENTARIA (RCL-RS) 0.85%, TERRAZA MARINA (T-M) 1.7%, SISTEMA DE PANTANOS Y AGUAJALES (SP) 0.61%.(FUENTE: ADAPTACIÓN PERSONAL CON LOS RESULTADOS DE LA GEOMORFOLOGÍA DEL GEOCATMIN)....	62
<b>FIGURA 29.</b>	IMAGEN DE ALOS PALSAR TOMADA EL 07/03/2011 PARA LA PARTE SUR DE LIMA. ....	65
<b>FIGURA 30.</b>	ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME PARA TR=475 AÑOS Y SUELO TIPO B. ....	90
<b>FIGURA 31.</b>	SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA DE SONDEOS GEOTÉCNICOS.....	93
<b>FIGURA 32.</b>	TASA DE CONVERGENCIA DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE LOS ANDES CENTRALES CON LA RUPTURA DE GRANDES TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN (MW> 7.5) EN LA REGIÓN PERÚ Y EL NORTE DE CHILE DESDE 1746 OBTENIDO DE MEDICIONES GEODÉSICAS Y TERREMOTOS HISTÓRICOS (CHLIEH ET AL.,2011). ....	103
<b>FIGURA 33.</b>	MODELO DE FUENTE SÍSMICA Y LA DISTRIBUCIÓN DE NUEVE PUNTOS DE INICIO DE LA RUPTURA PARA 12 ESCENARIO (PULLIDO,2015).....	104

<b>FIGURA 34.</b>	PERFILES DE VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE RECOPIRADOS MOSTRADOS HASTA UNA PROFUNDIDAD DE 30 METROS REFERENCIALMENTE.....	105
<b>FIGURA 35.</b>	EQUIPO DE MEDICIÓN DE MICROTREPIDACIONES.....	106
<b>FIGURA 36.</b>	EQUIPO DE MEDICIÓN DE ENSAYO MASW Y MAM. ....	109
<b>FIGURA 37.</b>	CURVA DE DEGRADACIÓN DE G/GMAX Y RELACIÓN DE AMORTIGUAMIENTO EMPLEADAS PARA LOS ANÁLISIS. (ISHIBASHI-ZANG,1993).....	113
<b>FIGURA 38.</b>	EL SISMO DEL 17 DE OCTUBRE DE 1966. LA REGIÓN NORTE FUE CONMOVIDA POR UN FUERTE SISMO QUE CAUSÓ MAYORES DAÑOS EN LA CIUDAD HUACHO CON UNA INTENSIDAD DE VIII Y EN BARRANCA Y HUARMEY CON INTENSIDADES DE VIII Y IX MM. SERVICIO GEOLÓGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS (USGS).....	114
<b>FIGURA 39.</b>	EL SISMO DEL 03 DE OCTUBRE DE 1974. CAUSÓ MAYORES DAÑOS EN LA CIUDAD LIMA CON UNA INTENSIDAD DE VII DE ACUERDO AL SERVICIO GEOLÓGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS (USGS).....	115
<b>FIGURA 40.</b>	PERFILES DE VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE SELECCIONADOS. ....	117
<b>FIGURA 41.</b>	ESPECTROS H/V OBSERVADOS Y TEÓRICOS UBICADOS EN LAS ZONAS III Y IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS).....	118
<b>FIGURA 42.</b>	(IZQUIERDA) COMPARACIÓN ENTRE EL ESPECTRO ORIGINAL Y AJUSTADO AL ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME (E.P.U) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE LIMA (17/10/1966), (DERECHA) COMPARACIÓN DE LA INTENSIDAD DE ARIAS ENTRE EL REGISTRO ORIGINAL Y AJUSTADO. ....	119
<b>FIGURA 43.</b>	REPRESENTACIÓN DEL ESPECTRO DE FRECUENCIA EN CADA POSICIÓN DE TIEMPO DEL SISMO AJUSTADO DE 1966, COMPONENTE HORIZONTAL (N-S).....	120
<b>FIGURA 44.</b>	(IZQUIERDA) COMPARACIÓN ENTRE EL ESPECTRO ORIGINAL Y AJUSTADO AL ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME (E.P.U) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE LIMA (03/10/1974), (DERECHA) COMPARACIÓN DE LA INTENSIDAD DE ARIAS ENTRE EL REGISTRO ORIGINAL Y AJUSTADO. ....	120

<b>FIGURA 45.</b>	REPRESENTACIÓN DEL ESPECTRO DE FRECUENCIA EN CADA POSICIÓN DE TIEMPO DEL SISMO AJUSTADO DE 1974, COMPONENTE HORIZONTAL (E-W).....	120
<b>FIGURA 46.</b>	COMPARACIÓN ENTRE LOS REGISTROS SÍSMICOS ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL AJUSTE ESPECTRAL CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966, COMPONENTE HORIZONTAL (N-S), ESTACIÓN PARQUE DE LA RESERVA. ....	121
<b>FIGURA 47.</b>	COMPARACIÓN ENTRE LOS REGISTROS SÍSMICOS ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL AJUSTE ESPECTRAL CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, COMPONENTE HORIZONTAL (E-W), ESTACIÓN PARQUE DE LA RESERVA. ....	122
<b>FIGURA 48.</b>	ESPECTRO DE RESPUESTA EN LA BASE Y SUPERFICIE PARA EL PERFIL SÍSMICO MAMR-01. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LAS ZONAS III DEL MAPA DE ISOPERIODOS). .	124
<b>FIGURA 49.</b>	ESPECTRO DE RESPUESTA EN LA BASE Y SUPERFICIE PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-01. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LAS ZONAS III DEL MAPA DE ISOPERIODOS). .	124
<b>FIGURA 50.</b>	ESPECTRO DE RESPUESTA EN LA BASE Y SUPERFICIE PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-02. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LAS ZONAS III DEL MAPA DE ISOPERIODOS. .	124
<b>FIGURA 51.</b>	ESPECTRO DE RESPUESTA EN LA BASE Y SUPERFICIE PARA EL PERFIL SÍSMICO AR-01. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LAS ZONAS IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS. .	125
<b>FIGURA 52.</b>	ESPECTRO DE RESPUESTA EN LA BASE Y SUPERFICIE PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-03. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LAS ZONAS IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS. .	125
<b>FIGURA 53.</b>	ESPECTRO DE RESPUESTA EN LA BASE Y SUPERFICIE PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-04. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LAS ZONAS IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS. .	125
<b>FIGURA 54.</b>	MAPA DE MACROZONAS SÍSMICAS DEL TERRITORIO PERUANO. (NORMA DE DISEÑO SISMORESISTENTE – E. 030, 2018). ....	126

- FIGURA 55.** ACELERACIÓN ESPECTRAL Y FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SEGÚN LA NORMA E.030; ZONA 4 ( $Z=0.45$ ), USO GENERAL ( $U=1$ ), SUELO S2 A PARTIR DE LAS VS30 DE LOS PERFILES USADOS ( $180 \text{ M/S} < VS < 500$ ), LOS PARÁMETROS DE SITIO PARA SUELO S2 ( $S=1.05$ ,  $TP = 0.6$ ,  $TL = 2$ ).....130
- FIGURA 56.** COMPARACIÓN DEL ESPECTRO DE LA NORMA E.030 CON LOS ESPECTROS DE RESPUESTA EN SUPERFICIE DE LOS PERFILES SÍSMICOS MAMR-01, MAM-01, MAM-02 OBTENIDOS CON LOS REGISTROS SÍSMICOS DE 1966 (IZQUIERDA) Y 1974 (DERECHA), UBICADO EN LAS ZONAS III DEL MAPA DE ISOPERIODOS. ....130
- FIGURA 57.** COMPARACIÓN DEL ESPECTRO DE LA NORMA E.030 CON LOS ESPECTROS DE RESPUESTA EN SUPERFICIE DE LOS PERFILES SÍSMICOS AR-01, MAM-03, MAM-04 OBTENIDOS CON LOS REGISTROS SÍSMICOS DE 1966 (IZQUIERDA) Y 1974 (DERECHA), UBICADAS EN LA ZONA IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....130
- FIGURA 58.** COMPARACIÓN DEL ESPECTRO DE LA NORMA E.030 CON LOS ESPECTROS DE RESPUESTA EN SUPERFICIE DE LOS PERFILES SÍSMICOS OBTENIDOS CON LOS REGISTROS SÍSMICOS DE 1966 (IZQUIERDA) Y 1974 (DERECHA). ....131
- FIGURA 59.** FACTOR DE AMPLIFICACIÓN PARA EL PERFIL SÍSMICO MAMR-01. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LA ZONA III DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....132
- FIGURA 60.** FACTOR DE AMPLIFICACIÓN PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-01. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LA ZONA III DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....132
- FIGURA 61.** FACTOR DE AMPLIFICACIÓN PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-02. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LA ZONA III DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....133
- FIGURA 62.** FACTOR DE AMPLIFICACIÓN PARA EL PERFIL SÍSMICO AR-01. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LA ZONA IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....133
- FIGURA 63.** FACTOR DE AMPLIFICACIÓN PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-03. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA)

	CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974. UBICADO EN LA ZONA IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....	134
<b>FIGURA 64.</b>	FACTOR DE AMPLIFICACIÓN PARA EL PERFIL SÍSMICO MAM-04. (IZQUIERDA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974, UBICADO EN LA ZONA IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS.....	134
<b>FIGURA 65.</b>	COMPARACIÓN DE LOS ESPECTROS NORMALIZADOS DE RESPUESTA SÍSMICA EN SUPERFICIE RESPECTO AL FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA DE LA NORMA E0.30 PARA LOS PERFILES SÍSMICOS MAMR-01, MAM-01, MAM-02. CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 (IZQUIERDA) Y CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974 (DERECHA), UBICADOS EN LA ZONA III DEL MAPA DE ISOPERIODOS. ....	136
<b>FIGURA 66.</b>	COMPARACIÓN DE LOS ESPECTROS NORMALIZADOS DE RESPUESTA SÍSMICA EN SUPERFICIE RESPECTO AL FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA DE LA NORMA E0.30 PARA LOS PERFILES SÍSMICOS. CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 (IZQUIERDA) Y CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA), UBICADOS EN LA ZONA IV DEL MAPA DE ISOPERIODOS. ....	136
<b>FIGURA 67.</b>	COMPARACIÓN DE LOS ESPECTROS NORMALIZADOS DE RESPUESTA SÍSMICA EN SUPERFICIE RESPECTO AL FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA DE LA NORMA E0.30 PARA TODOS LOS PERFILES SÍSMICOS. CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 (IZQUIERDA) Y CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966(IZQUIERDA) Y CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1966 Y (DERECHA) CORRESPONDIENTE AL SISMO DE 1974 (DERENCHA).....	136
<b>FIGURA 68.</b>	MAPA DE UBICACIÓN DEL ACELERÓGRAFO LIM007, VILLA EL SALVADOR, LIMA. ....	137
<b>FIGURA 69.</b>	COMPARACIÓN DE CUATRO ESPECTROS DE RESPUESTA OBTENIDOS DE ACELEROGRAMAS REGISTRADAS EN LA ESTACIÓN LIM007(EW Y NS) ENTRE LOS ESPECTROS DE RESPUESTA DE LOS PERFILES CON LOS SISMOS SINTÉTICOS DE 1974 (IZQUIERDA) Y 1966 (DERECHA). ....	138
<b>FIGURA 70.</b>	MAPA DE INTENSIDAD SÍSMICA PARA EL SISMO DEL 02 DE FEBRERO DE 2010 (USGS, 2010).....	139
<b>FIGURA 71.</b>	UBICACIÓN DE ESTACIONES SELECCIONADAS DE REGISTROS DEL TERREMOTO DEL MAULE. ....	141



- FIGURA 72.** PERFILES DE VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE DE ESTACIONES DE ACELEROGRÁFICAS DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE. (FUENTE: [HTTP://TERREMOTOS.ING.UCHILE.CL/](http://terremotos.ing.uchile.cl/)). .....142
- FIGURA 73.** COMPARACIÓN DE TODOS LOS ESPECTROS DE RESPUESTA OBTENIDOS DE LOS PERFILES CON LOS SISMOS SINTÉTICOS DE 1966 Y 1974 (IZQUIERDA) CON LOS REGISTRADOS DEL SISMO DE MAULE EN LAS ESTACIONES SELECCIONADAS DE LA RED NACIONAL DE ACELERÓGRAFOS DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE. ....143
- FIGURA 74.** ÁREA DE INUNDACIÓN DEL TSUNAMI QUE DEVASTÓ EL CALLAO EN EL TERREMOTO DE 1746 (AUGUSTIN BURNEO, 2012). .....145
- FIGURA 75.** TERREMOTO OCURRIDO EL 24 DE MAYO DE 1940. DESTRUCCIÓN DEL ANTIGUO MALECÓN DE CHORRILLOS. (SILGADO, 1974). .....146
- FIGURA 76.** DAÑOS OCASIONADOS EN EL DISTRITO DE LIMA LUEGO DEL TERREMOTO DEL 3 DE OCTUBRE DE 1974. (ARCHIVO HISTÓRICO EL COMERCIO). .....147
- FIGURA 77.** INUNDACIÓN LEVE EN LA BAHÍA FERROL – CHIMBOTE (MARTÍNEZ, 2014). .....147
- FIGURA 78.** DAÑOS OCASIONADOS POR EL BALNEARIO DE CAMANÁ DEBIDO AL TSUNAMI PRODUCIDO POR EL TERREMOTO DE AREQUIPA DE 23 DE JUNIO DE 2001. (TAVERA,2002). .....148
- FIGURA 79.** DAÑOS OCASIONADOS A LOS POBLADORES EN LAS ZONAS COSTERAS DE PISCO. (DIRECCIÓN HIDROGRÁFICA NACIONAL, 2007). .....148
- FIGURA 80.** MAPA DE INUNDACIÓN PARA LA ZONA SUR ENTRE VILLA CHORRILLOS Y LURÍN PARA EL EVENTO SÍSMICO DE 8.5 MW, LA ESCALA DE COLORES INDICA LA ALTURA LA OLA RESPECTO AL NIVEL MEDIO DEL MAR (PROYECTO SIRAD,2010). .....150
- FIGURA 81.** MAPA DE INUNDACIÓN PARA LA ZONA SUR ENTRE VILLA CHORRILLOS Y LURÍN PARA EL EVENTO SÍSMICO DE 9.0 MW, LA ESCALA DE COLORES INDICA LA ALTURA LA OLA RESPECTO AL NIVEL MEDIO DEL MAR (PROYECTO SIRAD, 2010). .....150
- FIGURA 82.** MÁXIMA INUNDACIÓN HORIZONTAL PARA EL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR BAJO DOS ESCENARIOS SÍSMICOS DE MAGNITUD 8.5 Y 9.0 MW. (ADAPTACIÓN PERSONAL CON RESULTADOS DE LA

	CARTA DE INUNDACIÓN DE LA DIRECCIÓN DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN, 2015). .....	152
<b>FIGURA 83.</b>	RUTA DE EVACUACIÓN SUR. LUGAR IDENTIFICADO COMO ZONA SEGURA (PARTE SUPERIOR), SE PUEDE OBSERVAR QUE LA RUTA DE EVACUACIÓN (PUERTA DE REJA) EN LA VÍA PANAMERICANA SUR NO PRESENTA SEÑALÉTICAS DE RUTA DE EVACUACIÓN. ..	154
<b>FIGURA 84.</b>	RUTA DE EVACUACIÓN NORTE. LUGAR IDENTIFICADO COMO ZONA SEGURA, SE PUEDE OBSERVAR QUE ACTUALMENTE LA RUTA DE EVACUACIÓN SE ENCUENTRA CON DESMONTES OBSTACULIZANDO LA EVACUACIÓN.....	154
<b>FIGURA 85.</b>	SE PUEDE OBSERVAR QUE ACTUALMENTE LAS SEÑALÉTICAS QUE INDICABAN LAS RUTAS DE EVACUACIÓN EN LA PLAYA FRENTE A LA COMUNIDAD CAMPESINA LLANA VILLA ESTÁN AUSENTES DEBIDO A LA FALTA DE MANTENIMIENTO.....	155
<b>FIGURA 86.</b>	RUTA DE EVACUACIÓN ANTE LA OCURRENCIA DE TSUNAMIS, VILLA EL SALVADOR. (ADAPTACIÓN PERSONAL CON RESULTADOS DEL INFORME IDENTIFICACIÓN DE RUTAS DE EVACUACIÓN Y ZONAS SEGURAS ANTE TSUNAMIS, INDECI-DHN,2015).....	156
<b>FIGURA 87.</b>	MAPAS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA PARA LIMA Y CALLAO. (CISMID, 2004; CISMID, 2011; CISMID, 2018). .....	157
<b>FIGURA 88.</b>	MAPAS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA PARA EL DISTRITO DE VILLA EL SALVADOR. (CISMID, 2004; CISMID, 2011; CISMID, 2018). .....	158

## LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

ACI	: Instituto Americano del Concreto.
ASTM	: Sociedad Americana para Ensayos y Materiales.
CISMID	: Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres.
DHN	: Dirección de Hidrografía y Navegación.
DIN	: Instituto Alemán de Normalización.
DPL	: Ensayo de penetración dinámica ligera.
GEOCATMIN	: Sistema de información geológico y catastral minero.
IBC	: Código Internacional de Construcción.
INEI	: Instituto Nacional de Estadística e Informática.
INDECI	: Instituto Nacional de Defensa Civil.
INGEMMET	: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
IP	: Índice de plasticidad.
LL	: Limite líquido.
LP	: Limite plástico.
MASW	: Análisis Multicanal de Ondas de Superficie.
MAM	: Medición de arreglo de microtemores.
Mb	: Magnitud de Ondas de Cuerpo.
NCEER	: Centro Nacional de Investigación de Ingeniería Sísmica.
MMI	: Escala de Mercalli Modificada.
MS	: Magnitud de ondas de superficie.
Mw	: Magnitud de Momento sísmico de Kanamori.
NTP	: Norma técnica peruana.
m.s.n.m.	: Metros sobre el nivel del mar.
PSHA	: Análisis de peligro sísmico probabilístico.
SENAMHI	: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú.
SESAME	: Evaluación de los efectos del sitio utilizando excitaciones ambientales.
SPAC	: Método de análisis de auto-correlación espacial.
SPT	: Ensayo de penetración estándar.
SUCS	: Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.
USGS	: Servicio Geológico de los Estados Unidos.

## **CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN**

Los terremotos forman parte de los peligros naturales más temidos, y pueden ocurrir sin previo aviso, e imponen desafíos económicos a la sociedad y los gobiernos. En las últimas décadas las ciudades se están desarrollando en todo el mundo, lo que resulta en un crecimiento importante en el riesgo de vidas y bienes económicos. Es por ello que la microzonificación sísmica es el primer paso para mitigar el impacto destructivo de los terremotos.

Gran parte de las catástrofes naturales derivan de una relación imperfecta entre el hombre y el medio físico y por ello resulta prioritario comprender el papel que juega el hombre en la generación de problemas a través de su creciente acción modificadora en el medio ambiente (Schumm, 1977) .

El alto riesgo de terremotos y la vulnerabilidad del Perú son evidentes por el hecho de que alrededor del 13% de la superficie del país se encuentra en la zona sísmica IV y podría enfrentar terremotos moderados a severos. La ciudad de Lima, en particular, el distrito de Villa El Salvador ha experimentado una serie de terremotos moderados (1940, 1966, 1974 y 2007) a fuertes (1746). Algunos de los terremotos más importantes del pasado tienen magnitudes superiores a 7,0 Mw. El origen de estos sismos se debe a la fricción y deformación provocada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. El distrito de Villa El Salvador está ubicado al sur de la ciudad de Lima, y debido a sus características geomorfológicas y su tipo de suelo, presenta un comportamiento sísmico distinto a comparación de los demás distritos.

La presente investigación presenta los resultados de la microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador, que caracteriza el comportamiento mecánico y dinámico del suelo en diferentes zonas. Así mismo, se desarrolla un análisis de respuesta sísmica del suelo y el área de inundación debido a eventos asociados como el tsunami.

## CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO Y CONCEPTUAL

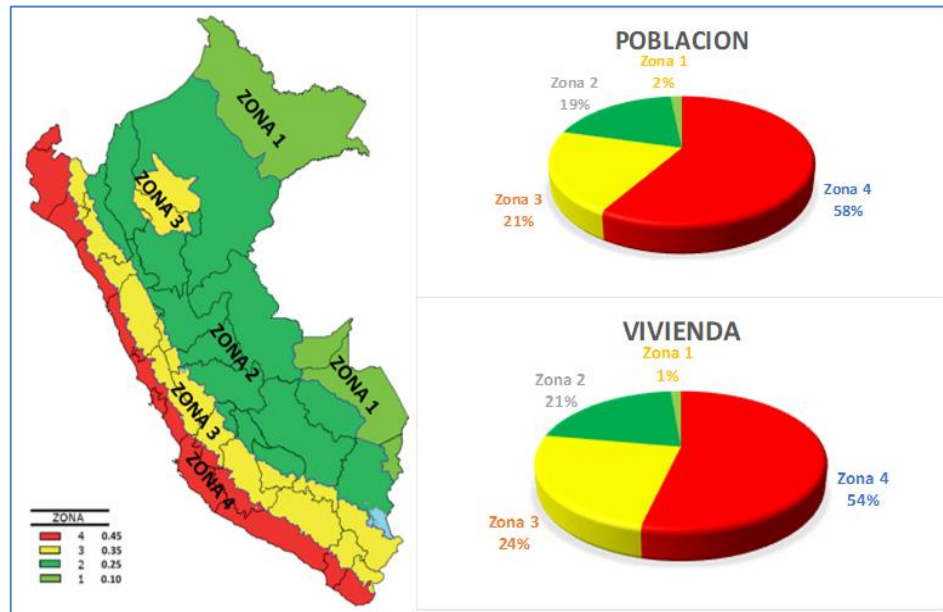
### 2.1 INTRODUCCIÓN

Después del terremoto de Áncash de 1970, los estudios de microzonificación sísmica han sido aceptados como una herramienta orientadora de la planificación y construcción de ciudades. Como resultado, la microzonificación sísmica de Lima Metropolitana está siendo desarrollada por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, a fin de mitigar la magnitud del desastre y disminuir la pérdida de vidas humanas en terremotos futuros.

La microzonificación sísmica consiste en establecer mapas con áreas o zonas de suelo con comportamiento parecido según las características geotécnicas – sísmicas. Estos mapas ofrecen una herramienta práctica para profesionales de otras disciplinas que intervienen en el ordenamiento territorial. Sin embargo, como no hay procedimientos estándares y/o directrices disponibles para la microzonificación sísmica, estos estudios son considerablemente diferentes entre sí, particularmente en estudios de caracterización del efecto de sitio.

El desarrollo de los estudios de microzonificación sísmica y riesgo sísmico de las principales ciudades del Perú ha sido reconocido como una acción prioritaria para el país y es desarrollado por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID). Siete ciudades en el Perú tienen una población de medio millón o más (Instituto Nacional de Estadística e Informática, 2018). Estas 7 ciudades contienen más del 40% de la población urbana total del país. Esto se ve agravado por el hecho de que, aunque geográficamente, solo el 13% de la superficie del país se encuentra en la zona sísmica 4, según la norma de diseño sismorresistente E.030 (2018), el 58% de la población y el 54% de las viviendas se encuentran dentro de estas zonas de alta sismicidad (ver **Figura 1**).

Los mapas de microzonificación sísmica son muy útiles en la planificación urbana porque ayudan a predecir zonas vulnerables ante futuros terremotos y también permiten decidir la localización de edificios importantes como hospitales, escuelas, estaciones de bomberos, centros de operaciones de emergencia en zonas seguras, así como salvaguardar patrimonios y estructuras importantes.



**Figura 1.** Distribución de la población y vivienda para las zonas sísmicas según los resultados definitivos del censo nacional 2017.

## 2.2 OBJETIVOS:

### Objetivo principal

- Actualizar el mapa de microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador, subdividiendo el distrito en áreas geotécnicas relativamente homogéneas en términos de investigaciones existentes y en la realización de un programa complementario de ensayos de exploración de campo.

### Objetivos específicos:

- Establecer un contexto geológico y geomorfológico general de los suelos que conforman el distrito de Villa el Salvador.
- Elaborar el estudio de peligro sísmico del distrito de Villa el Salvador.

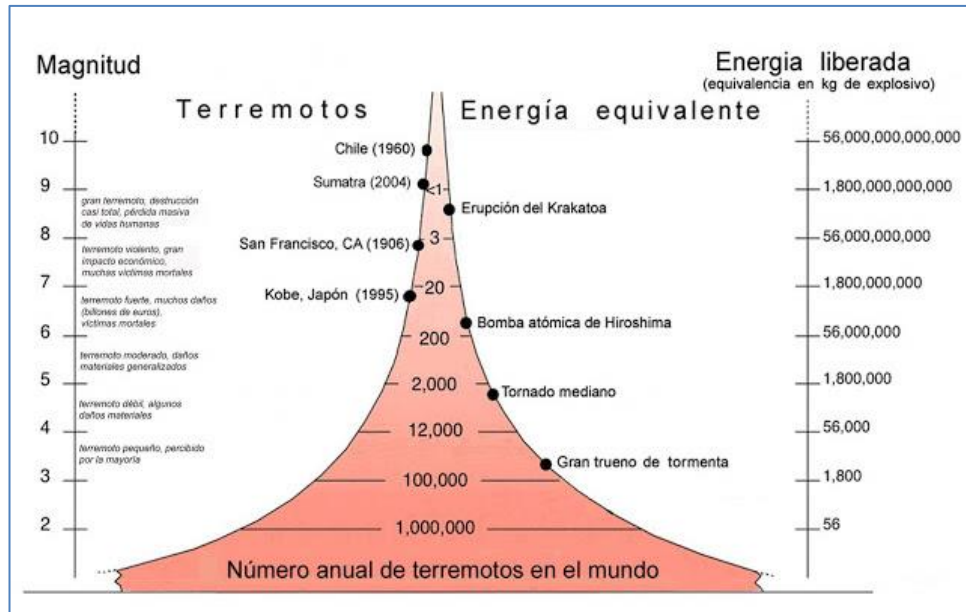
- Elaborar mapas de suelos a partir de la recopilación de información complementada con estudios recientes.
- Elaborar el mapa de isoperiodos del suelo en base a ensayos geofísicos (microtremores).
- Estimar los espectros de respuesta mediante la propagación unidimensional de ondas.
- Elaborar el mapa de microzonificación sísmica.

### 2.3 ALCANCE

- El alcance del presente estudio es evaluar el comportamiento sísmico del área urbana del distrito de Villa El Salvador subdividiéndola en áreas geotécnicas relativamente homogéneas, para lo cual se ha recopilado información de calicatas, perforaciones diamantinas y perfiles sísmicos unidimensionales, así como también la medición puntual de microtrepidaciones y perfiles sísmicos unidimensionales.

### 2.4 EL IMPACTO SOCIAL DE LOS DESASTRES SÍSMICOS

A través de la historia, ha habido numerosos terremotos que en cuestión de segundos han afectado a un gran número de ciudades en todo el mundo. Los terremotos no sólo destruyen los edificios sino también a menudo la infraestructura, la economía y los medios de subsistencia de las personas. Alrededor de 250 a 300 terremotos se producen cada año en todo el mundo (ver **Figura 2.**), y unos 100 causan daños significativos (Daniell, 2014).



**Figura 2.** Número de terremotos por año dependiendo de la magnitud (Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)).

La naturaleza infrecuente y devastadora de los terremotos ha tenido un gran impacto en las pérdidas socioeconómicas. A nivel mundial, dependiendo del tipo de fuente que sea analizada, se obtiene diferentes tendencias y conclusiones respecto a los registros del número de víctimas. La base de datos más detallada de pérdidas por catástrofes históricas más grandes del mundo, CATDAT (Daniell, 2014) fue desarrollada por James Daniell el 2003 y reúne más de 20,000 fuentes en más de 50 idiomas, donde combina información sismológica (magnitud, hipocentro, ubicación, intensidad y valores espectrales), datos de daños de edificios (niveles de daños, infraestructura importante, etc.), rangos de pérdidas sociales (muertes, lesiones, personas sin hogar y afectadas), y pérdidas económicas (directas, indirectas, de ayuda y aseguradas). Se puede observar dentro de la base de datos CATDAT que la mortalidad por terremotos en todo el mundo está aumentando por eventos sísmicos (ver **Figura 3.**).





## 2.5 MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

La microzonificación sísmica es un proceso multidisciplinario e interdisciplinario que involucra la realización de estudios geológicos, sismológicos, geotécnicos, geofísicos y de amplificación sísmica (Meneses, 1990). El resultado, cuando toda esta información se maneja con acertado criterio ingenieril, permite establecer zonas con características uniformes de respuesta ante un evento sísmico. Cuando estas zonas con características uniformes relacionadas con la actividad sísmica se mapean en microzonas el proceso se denomina microzonificación sísmica.

El primer intento de microzonificación sísmica de un área urbana fue llevado a cabo en la ciudad de Yokohama por Kanai y Suzuki en el año 1954, donde consideraron las condiciones del suelo y el análisis de los coeficientes sísmicos para diferentes tipos de estructuras ubicadas en diferentes zonas. Posteriormente, la microzonificación sísmica juega un papel importante en algunas áreas del mundo propensas a terremotos en vista de la inmensa utilidad en la evaluación efectiva del peligro y la mitigación de desastres.

En el Perú, con el terremoto de Áncash del 31 de mayo de 1970, se inició la primera microzonificación sísmica de Chimbote y del Perú (Morimoto, Koizumi, Matsuda, Hakuno, & Yamaguchi, 1971). Más tarde en 1986 y 1988, el gobierno peruano reglamentó el Plan Nacional de Prevención y Mitigación de Desastres donde tratan de resolver problemas críticos como el crecimiento desordenado de las ciudades y la construcción de viviendas sin consideraciones sísmicas (Kuroiwa, 1988).

### 2.5.1 Metodología en la realización de la microzonificación sísmica

La microzonificación sísmica es el primer paso en el estudio de mitigación de desastres, en respuesta a los efectos de los terremotos. Existe una variedad de metodologías actualmente en uso para la preparación de mapas de peligro sísmico - geotécnico y la evaluación de los principios básicos de microzonificación para diferentes propósitos y en diferentes escalas.

Se han reportado varios intentos en todo el mundo para identificar y evaluar los peligros sísmicos - geotécnicos y representarlos en forma de mapas de microzonificación sísmica. Estos proyectos de microzonificación tienen diferentes niveles de alcance de investigación científica, principalmente en base a la evaluación de la frecuencia predominante, la velocidad de onda de corte en los primeros 30m de profundidad ( $V_{s30}$ ) y los escenarios sísmicos probabilísticos y determinísticos. La cantidad y calidad de la información necesaria para realizar los mapas de microzonificación sísmica muy pocas veces es suficiente, debido que la información de estudios no llega a ser completada, por lo que se debe asumir datos cercanos a la zona de estudio.

El Comité Técnico de Ingeniería Geotécnica de Terremotos (TC4) de la Sociedad Internacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica (ISSMGE) (Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering, 1999), concluye que la seguridad de un sitio durante un evento sísmico está relacionada con fenómenos geotécnicos, como la amplificación, inestabilidad de taludes, flujo de lodos y licuación. La evaluación de estos fenómenos es descrita en tres grados de zonificación como se describe en la **Tabla 2**.

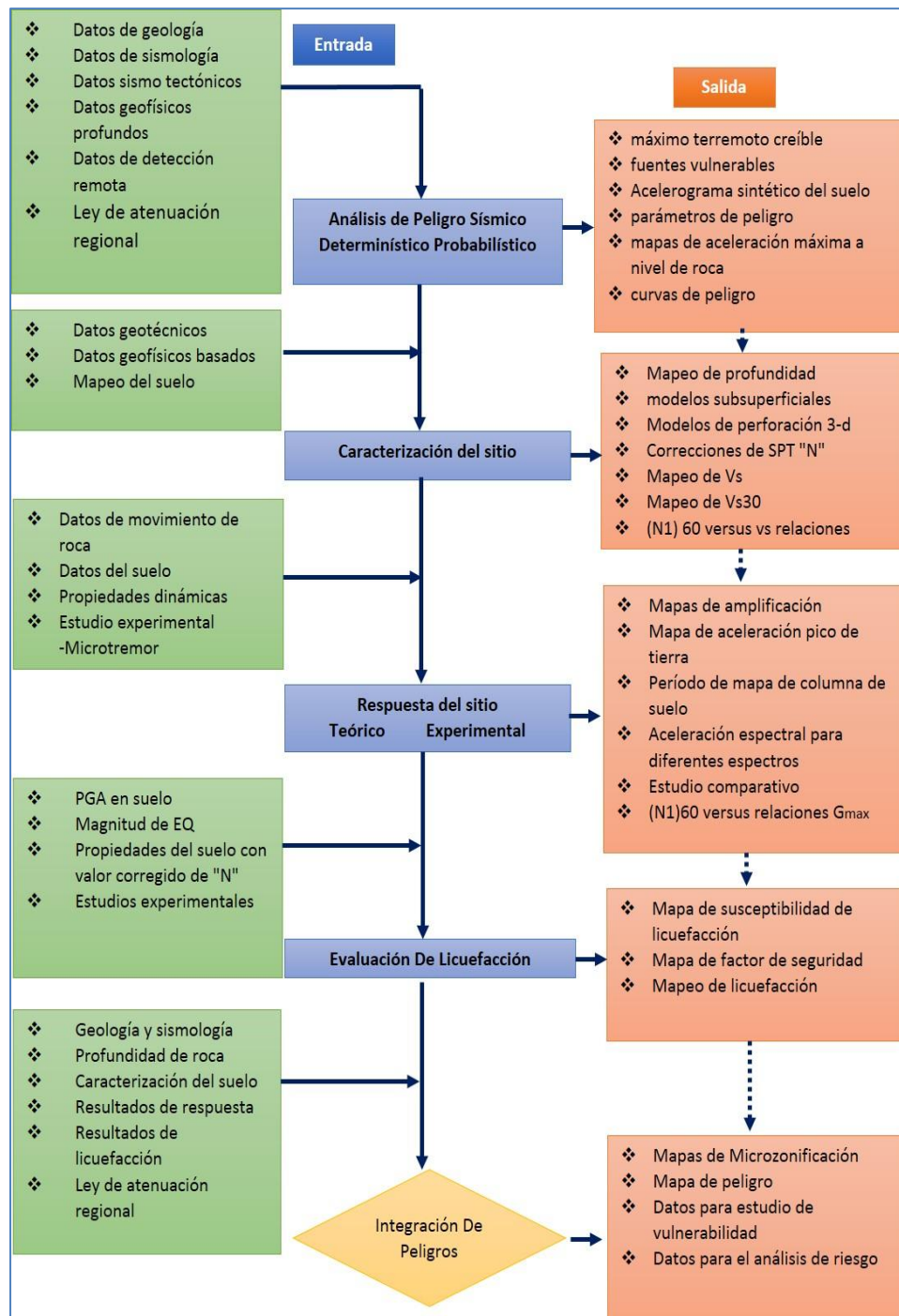
En este contexto, los estudios de microzonificación sísmica van a depender fundamentalmente de la disponibilidad de datos, la ubicación de la región en estudio, el terreno de estudio y bajo la consideración de la elección de las técnicas exploratorias.

**Tabla 2.** Uso de los datos de entrada en función de la escala de mapeo, es decir, para tres niveles de zonificación (ISSMGE, 1999).

	<b>Grado 1 Zonificación General</b>	<b>Grado 2 Zonificación Detallada</b>	<b>Grado 3 Zonificación Rigurosa</b>
Movimiento del Suelo	- Terremotos históricos e información existente - Mapas geológicos - Entrevistas con residentes locales	- Microtremor - Estudio geotécnico simplificado	- Investigación geotécnica - Análisis de respuesta de tierra
Inestabilidad de taludes	- Terremotos históricos e información existente - Mapas geológicos y geomorfológicos	- Fotos aéreas y teledetección - Estudios de campo - Datos de vegetación y precipitación	- Investigación geotécnica - Análisis
Licuación	- Terremotos históricos e información existente - Mapas geológicos y geomorfológicos	- Fotos aéreas y teledetección - Estudios de campo - Entrevista con residentes locales	- Investigación geotécnica - Análisis
Escala de mapeo	A escala de mapeo	1: 1,000,000 ~ 1: 50,000	1:100,000~1:10,000

Uno de los aspectos más difíciles y controvertidos de cualquier estudio de microzonificación sísmica es la identificación del número de pruebas de exploración a realizar, esto principalmente debido a lo errático de la geología, dado que no hay estándares para determinar la cantidad de investigación necesaria que se debe realizar. National Disaster Management Authority Government of India, (2011) intenta recomendar el uso de exploración geotécnicas y geofísica (ver **Figura 4.**); por lo tanto, una planificación cuidadosa del programa de pruebas es muy esencial para obtener una caracterización representativa del sitio con el número mínimo de pruebas. Estos datos serán de gran importancia en la evaluación de los

efectos del evento sísmico, como la amplificación del sitio, la susceptibilidad a la licuación y la inestabilidad de taludes.



**Figura 4.** Marco general para los estudios de microzonificación sísmica (Seismic Microzonation manual, Geoscience Division Ministry of Earth Sciences Government of India, New Delhi, 2011).

## 2.5.2 Tendencias globales

La importancia de la seguridad de la población frente a eventos sísmicos de gran magnitud ha recibido una creciente atención entre los ingenieros y científicos en diversas regiones donde la actividad sísmica es alta. La importancia de este problema ha sido generada por la creciente preocupación por deslizamientos y fallas en el suelo inducidas por licuación observadas recientemente en el terremoto de Hokkaido en 2018, y también por la exposición de grandes ciudades a altos peligros geotécnicos en caso de futuros terremotos (ver **Figura 5**).



**Figura 5.** Deslizamientos de tierra ocurrido en Atsuma en el terremoto de Hokkaido del 6 de septiembre de 2018. (Foto:Tokyo Keizai).

Los méritos y deméritos de varios enfoques para estimar un mapa de microzonificación sísmica se discuten en términos de la variedad de herramientas actualmente en uso. A continuación, se describen las metodologías de microzonificación que han sido empleadas en distintas ciudades del mundo:

- a. Caracterización de un solo atributo basado en la frecuencia predominante derivada del ruido ambiental / microtemores.

- b. Modelamiento geotécnico de los espectros de respuesta basado en datos de perforación.
- c. Medición de la velocidad de onda de corte para lograr la zonificación ( $V_{s30}$ ).
- d. Estimación de la respuesta del sitio y la frecuencia predominante de los registros de terremotos.
- e. Simulaciones de terremotos para diferentes escenarios sísmicos y evaluaciones de peligro sísmico determinista.
- f. Análisis probabilístico de peligro sísmico.

Fundamentalmente, un enfoque depende de la disponibilidad de datos, la región y el terreno de estudio bajo consideración y la elección de técnicas. Algunos enfoques de escenarios globales se muestran en la **Tabla 3**.

**Tabla 3.** Enfoque de escenarios globales (Seismic Microzonation manual, Geoscience Division Ministry of Earth Sciences Government of India, New Delhi, 2011).

Enfoque	Ejemplo
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Estimación de la frecuencia predominante mediante la medición del ruido ambiental.</li> </ul>	<p><b>Bam City</b> (Motamed <i>et al.</i>, 2007), <b>Napoli</b> (Nunziata, 2004), <b>Greater Bangkok</b> (Tuladhar <i>et al.</i>, 2004)</p>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Estimación de respuesta del sitio a partir de datos de terremotos.</li> </ul>	<p><b>Alaska</b> (Nath <i>et al.</i>, 2002a)</p>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Modelado unidimensional.</li> <li>- Frecuencias predominantes, amplificaciones pico.</li> </ul>	<p><b>Bucharest City</b> (Ehret <i>et al.</i>, 2004), <b>Yenisehir-Bursa</b> (Topal <i>et al.</i>, 2003)</p>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Mapas de microzonificación sísmica probabilística para varios períodos de retorno.</li> </ul>	<p><b>Tashkent City</b> (Sokolov and Chernov, 2001)</p>
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Amplificaciones del sitio y estudio de ruido ambiental.</li> </ul>	<p><b>City of Thessaloniki</b> (Lachet <i>et al.</i>, 1996)</p>



Enfoque	Ejemplo
- Espectros de respuesta y respuesta del sitio a partir de sismogramas sintéticos.	<b>Santiago de Cuba</b> (Alvarez <i>et al.</i> , 2004), <b>Beijing</b> (Ding <i>et al.</i> , 2004), <b>Tehran</b> (Hamzehloo <i>et al.</i> , 2007)
- Clasificaciones de sitios basados en Vs30 por medio de medidas de velocidad de onda de corte.	<b>Las Vegas Valley</b> (Scott <i>et al.</i> , 2006), <b>Linares</b> (Montalvo-Arrieta <i>et al.</i> , 2005)

## 2.6 ESTUDIO DEL PELIGRO GEOLÓGICO

El peligro geológico engloba las condiciones geológicas adversas que podrían causar pérdidas de propiedad y vida. Estos peligros pueden ser repentinos como un terremoto o lentos como asentamiento de suelos.

El estudio de peligro geológico tiene una gran importancia en la microzonificación sísmica dado que se basa en estudios geodinámicos.

### 2.6.1 Mapa de peligros geológicos

Los mapas de peligros geológicos están basados en métodos geodinámicos que revelan los procesos progresivos endógenos y exógenos que alternan y modifican el relieve del terreno. El uso de los mapas de peligro geológico básicamente está orientado a determinar áreas propensas a riesgos naturales y su elaboración se apoya fundamentalmente de los siguientes métodos (Taype Ramos, 1990):

#### 2.6.1.1 Métodos cualitativos

Son aquellas observaciones que pueden describirse y ser evaluadas con base en interpretaciones de los fenómenos naturales, aplicando los siguientes métodos:

- Geomorfológico: apoyado en la interpretación de origen de las formas del relieve terrestre en relación a los procesos endógenos y exógenos, producidos por los agentes erosivos físicos y químicos (meteorización), estructuras o discontinuidades en las rocas (factores que determinan



los parámetros geométricos de las formas y la pendiente de los terrenos)

- b) Orogénico o tectónico: relacionado con los movimientos corticales, que generan la formación de montañas, y las deformaciones rocosas, asociadas a los movimientos tectónicos antiguos y recientes (neotectónicos), originados por fuerzas internas que dan lugar a deformaciones, discontinuidades en los macizos rocosos, levantamientos y hundimientos lentos del relieve terrestre.
- c) Geológico: comprende el estudio de las formaciones rocosas, con base en las interpretaciones y mapeos geológicos de superficie, representación de los diversos tipos de rocas, los aspectos litológicos y estructurales, vinculados a las propiedades físicas y mecánicas y la resistencia de las rocas frente a la acción dinámica.
- d) Geodinámico: consiste en el estudio y determinación de las causas, procesos y efectos de las fuerzas endógenas que alteran y modifican la parte superficial de la corteza terrestre.
- e) Geohistórico: basado en los antecedentes de casos históricos de eventos naturales ocurridos en la superficie terrestre, identificados por materiales volcánicos, glaciaciones, materiales aluviales ratificados e indicadores de los sucesos geodinámicos activos en épocas pasadas.

#### 2.6.1.2 Métodos cuantitativos

Son las observaciones medibles, cuya evaluación es posible por medio de investigaciones de laboratorio, instrumentación y pruebas geomecánicas, presentadas en valores numéricos y gráficos, con base en los siguientes métodos:

- a) Hidrológico: Proporciona información de las fluctuaciones del nivel hídrico, variaciones del volumen de agua, perturbaciones atmosféricas (precipitaciones pluviales), fusión de los glaciares, infiltraciones y

erosiones, vinculadas con las acciones dinámicas en la superficie del terreno.

- b) Geodésico: mide las deformaciones de la corteza terrestre, con base en triangulaciones y nivelaciones del terreno, lo que permite evaluar en cifras absolutas el desplazamiento o movimiento de la superficie terrestre y de los macizos rocosos discontinuos.
- c) Sísmico o sismotectónico: radica en el estudio de las propiedades elásticas de las rocas frente a las ondas sísmicas, mediante sismógrafos y el sismotectónico permite identificar las regiones de alta sismicidad (frecuencia e intensidad sísmica) y fallas geológicas activas.
- d) Estadístico: determina la frecuencia, intensidad, daños, pérdida de vidas humanas y económicas mediante modelos con representación gráfica, numérica, sectores circulares y poligonales producidos por eventos naturales.
- e) Sondajes y calicatas: permite conocer el espesor de las formaciones geológicas, grado de fracturamiento o discontinuidades (fallas), presencia de aguas subterráneas en las rocas, etc.

## 2.7 ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DEL PELIGRO SÍSMICO

El análisis de peligro sísmico suele ser desarrollado como base de partida para el análisis de aceleraciones esperadas y es ideal para los mapas de microzonificación sísmica, dado que requiere de la consideración de las incertidumbres asociadas a los diferentes aspectos de las recurrencias de los terremotos. Estas incertidumbres existentes, tales como la localización, la magnitud y la aceleración esperada del terreno, requieren del uso de metodologías probabilísticas para evaluar el peligro sísmico mediante simulaciones numéricas de futuros eventos sísmicos.

El análisis de Peligro Sísmico Probabilístico (PSHA) puede interpretarse como un proceso de cuatro pasos (Reiter,1990): 1) Identificación y caracterización de las fuentes sísmicas, 2) Estimación de la sismicidad y

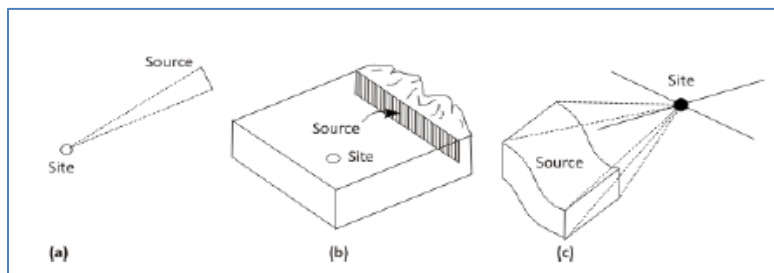
distribución temporal de la recurrencia del terremoto 3) Relaciones predictivas o leyes de atenuación y 4) Determinación del peligro sísmico.

### 2.7.1 Identificación y caracterización de las fuentes sísmicas

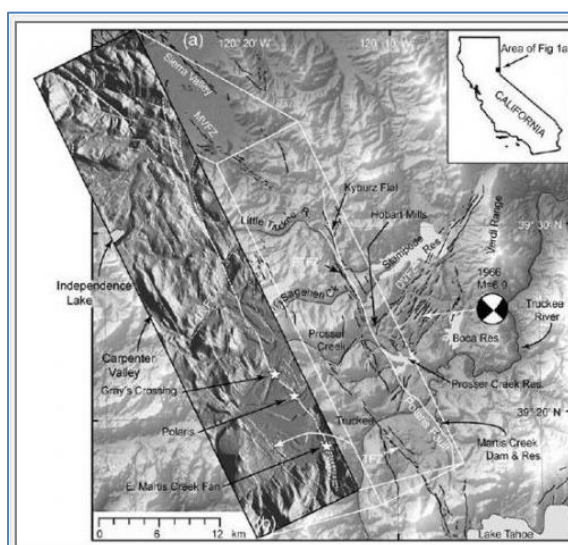
Cornell (1969) introdujo el concepto de fuentes sísmicas, basado en la suposición de la repartición uniforme de la sismicidad para diferentes unidades sismotectónicas, lo que significa que la tasa de sismicidad es constante por unidad de superficie.

Las geometrías de las fuentes sísmicas dependen de las características tectónicas y en la distribución espacial de los sismos involucrados en su formulación. La geometría de los sismos asociados con la actividad volcánica generalmente es lo suficientemente pequeña como para que sea caracterizada como fuentes puntuales. Los planos de falla bien definidos, en los cuales los terremotos pueden ocurrir en muchos lugares diferentes, pueden considerarse como fuentes de área bidimensionales y, por otro lado, las áreas donde los mecanismos de terremotos están mal definidos, o donde las fallas son tan extensas que impiden la distinción entre fallas individuales, pueden tratarse como fuentes volumétricas tridimensionales (ver **Figura 6**).

La identificación de las fuentes sísmicas requiere de algunos trabajos de detección como evidencias geológicas, tectónicas, sismicidad histórica y sismicidad instrumental. En los últimos 10 años se han visto grandes mejoras en la capacidad de detectar y caracterizar fuentes sísmicas para el análisis del peligro sísmico. El mapeo de fuentes ha mejorado significativamente a través de la experiencia acumulada y la disponibilidad de nuevas herramientas como la tecnología de detección y rango de luz (LiDAR) (ver **Figura 7**) (Stirling, 2014). Una vez conocidas estas fuentes sísmicas para un sitio de interés, se procede a determinar la función de probabilidad como una fracción de la geometría respecto del total de la geometría.



**Figura 6.** Ejemplos de diferentes geometrías de zona de origen: (a) falla corta que se puede modelar como una fuente puntual; (b) falla superficial que puede modelarse como una fuente lineal; (c) zona fuente tridimensional (Kramer, 1996).



**Figura 7.** Descubrimiento de falla Polaris mostrada como una línea blanca utilizando la tecnología de detección y rango de luz (LiDAR), que se usó como parte de la evaluación de la represa de Martis Creek, EE.UU.

### 2.7.2 Estimación de la sismicidad y distribución temporal de la recurrencia sísmica.

La sismicidad de la región donde uno quiere estudiar el peligro sísmico se encuentra entre los estudios más importantes del análisis de peligro sísmico, ya que proporciona datos útiles para representar y caracterizar las fuentes sísmicas, con base en estudios de catálogos sísmicos y de los rasgos tectónicos de cada región.

Los catálogos sísmicos existentes y accesibles generalmente sufren de la completitud de los datos y los diferentes tipos de magnitud utilizados. Este último se resuelve mediante la homogeneización a escala de magnitud de momento ( $M_W$ ) usando ecuaciones de conversión que correlacionan diferentes tipos de magnitud (Nayak, 2011). Existen muchos catálogos mundiales de eventos sísmicos, por ejemplo, el del Servicio Geológico de

los Estados Unidos (USGS), el catálogo del Centro Sísmico Internacional, el catálogo de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica, el catálogo del Instituto Geofísico del Perú y muchos más que proporcionan una lista bastante completa de terremotos desde aproximadamente el año 1960.

Para caracterizar una fuente sísmica es necesario clasificar los sismos según el orden de su magnitud y tiempo en el cual ocurrieron; la actividad de cada una de las fuentes sísmicas se especifica en términos de la recurrencia.

#### Ley de Gutenberg -Ritcher

Gutenberg y Richter (1944) realizaron estudios estadísticos, recopilando y organizando datos de los sismos del sur de California. Observaron que, la división del número de excedencias de cada magnitud por la duración del periodo de tiempo es igual a la tasa anual de excedencia ( $\lambda_m$ ) de un sismo de magnitud  $m$ .

#### 2.7.3 Leyes de atenuación

La ley de atenuación o la ecuación de predicción del movimiento, es una herramienta importante en el análisis del peligro sísmico probabilístico. Estas ecuaciones suelen desarrollarse empíricamente mediante regresión de los datos de amplitud del movimiento registrados en función de la magnitud, la distancia y posiblemente otras variables predictivas (Parvez, et al, 2001; Atkinson & Boore, 2006; Boore & Atkinson, 2008; Pezeshk, Zandieh, & Tavakoli, 2011 y de más).

La dispersión de las leyes es el resultado de la variabilidad del mecanismo de ruptura de la fuente, el tramo de viaje, y las condiciones del sitio. Además, la dispersión puede ser cuantificada por límites confiables o por la desviación estándar (Campbell, 1981). Debido a su importancia, estas ecuaciones se actualizan cuando se dispone de nuevos datos.

La selección de la ley de atenuación apropiada para una región es un tema importante ya que depende mucho de los mecanismos focales y la

fiabilidad de sus resultados, en particular los rangos de magnitud y distancia. La forma general de una ley de atenuación es la siguiente:

$$\ln(\text{Amplitud del movimiento}) = f(M, R) + \varepsilon$$

Donde M representa la magnitud, R la distancia de la fuente al sitio y  $\varepsilon$  describe la dispersión que obedece a una distribución normal y de desviación estándar  $\sigma\varepsilon$ . La amplitud del movimiento puede ser expresado como la aceleración máxima (PGA), la velocidad máxima (PGV), el desplazamiento máximo (PGD) o el espectro de respuesta para diferentes frecuencias discretas y una relación de atenuación específica (PGP).

#### 2.7.4 Evaluación del peligro sísmico probabilístico

El análisis de peligro sísmico probabilístico es una metodología que cuantifica en términos de periodo de retorno la probabilidad que la intensidad del movimiento del suelo (aceleración, velocidad, desplazamiento, etc.) sea excedido a un cierto valor fijado (Cornell, 1968), esto con el fin de cubrir todos los escenarios sísmicos que pudieran ocurrir en un lugar de interés.

El enfoque de peligro sísmico probabilísticos puede ser un método poderoso para la estimación de movimiento (McGuire, et al 2004). La formulación está fundamentalmente relacionada al modelo de Poisson lo que implica suponer que las ocurrencias de eventos nuevos no dependen de eventos anteriores, es decir que estas ocurrencias son espacialmente y temporalmente independientes; entonces el modelo de Poisson es expresado por

$$P_n(T) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!}$$

Dónde:

$P_n(T)$ : Probabilidad de eventos sísmicos

n : Número de eventos

$\lambda t$  : Número promedio de eventos sísmicos.

Usando la ley de probabilidades totales, la ecuación Poisson más comúnmente asociada con el peligro sísmico probabilístico ha integrado diferentes conocimientos sobre las tasas de ocurrencia de sismos principales, magnitudes posibles y las distancias de esos sismos, así también la distribución de la intensidad del movimiento del suelo debido a esos sismos. Cada uno de esos insumos es determinado a través de estudios científicos y la observación de los movimientos sísmicos pasados y el procesamiento de datos. El resultado final es la intensidad del movimiento y es muy útil para la toma de decisiones de ingeniería, la expresión que resume la teoría de Cornell, está dada por

$$\lambda_{IM}(im) = \sum_{i=1}^{N_s} \int_M \int_R P(IM > im | M = m, R = r) f_R(r) dr d\lambda_M(m) dm$$

Suma sobre las fuentes sísmicas      Suma sobre las magnitudes      Suma sobre las distancias

(n.n) Modelo de atenuación (GMPE)      Geometría

Donde:

$im$  : Intensidad mínima del análisis, se asume que eventos bajo de este valor no son relevantes.

$IM$  : Medida de intensidad del peligro.

$\lambda_{IM}(im)$  : Curva de peligro, frecuencia anual media de eventos con  $IM > im$ .

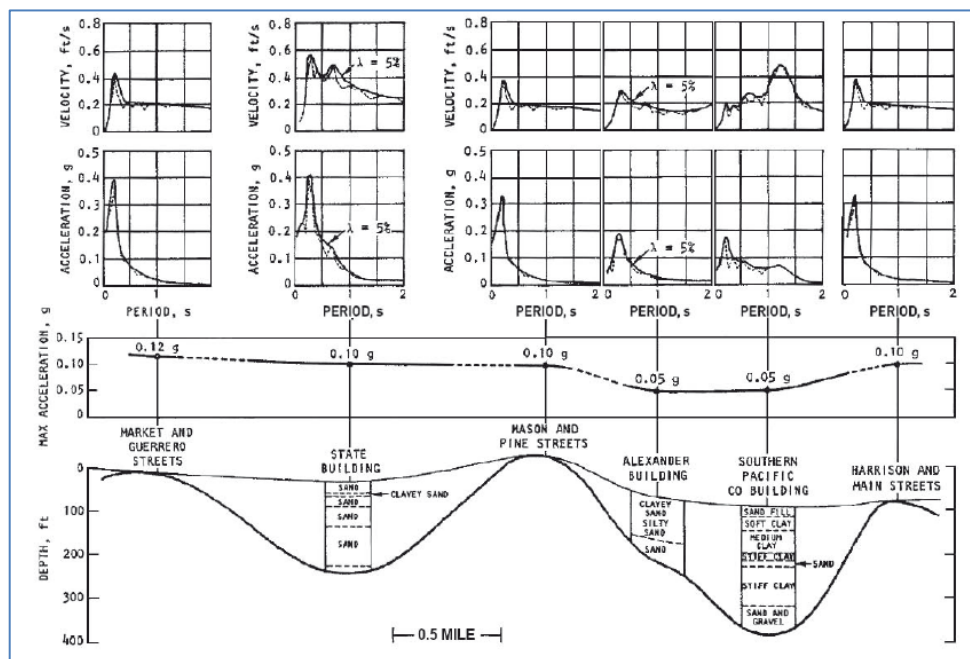
## 2.8 RESPUESTA SÍSMICA DEL SITIO

### 2.8.1 Efecto de sitio

El efecto de sitio es la respuesta que tiene lugar ante un evento sísmico. Tales efectos fueron ya observados en el sismo de Lisboa (1755) y han sido igualmente evidentes en prácticamente todos los sismos importantes (Scaletti Farina, 1995). Desde la década de 1970, varios estudios observaron que las condiciones geológicas y topográficas locales podían contribuir a generar importantes efectos de amplificación local del suelo.

Un estudio realizado en 1969 por Seed e Idriss, con grabaciones acelerométricas obtenidas durante el terremoto de San Francisco de 1957, indicaron como evidencia el efecto de sitio dentro de la misma ciudad, a unos cientos de metros de distancia, el mismo terremoto causó diferentes aceleraciones (**ver Figura 8**).

Por lo anteriormente dicho el efecto de sitio nos entrega información de parámetros que se utilizan en los estudios de microzonificación sísmica, tales como; el periodo fundamental de vibración del suelo y el incremento en amplificación que se presenta en este periodo fundamental.



**Figura 8.** Variación de la aceleración máxima y la aceleración espectral a lo largo de una sección de 6.5 km en la ciudad de San Francisco, en el terremoto de 1957 (Seed e Idriss, 1969).

## 2.8.2 Estudios para estimar el efecto de sitio.

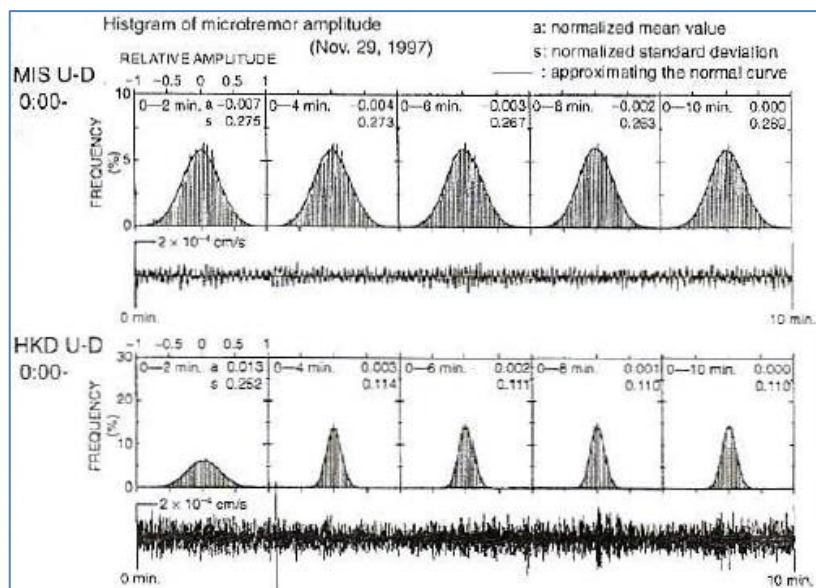
### 2.8.2.1 Vibración ambiental o microtremores.

En ausencia de eventos sísmicos, la superficie de la tierra se ve constantemente afectada por pequeñas vibraciones caracterizadas por amplitudes del orden de  $10^{-4}$  a  $10^{-2}$  mm, por debajo de la detección humana. Este tipo de movimiento de la tierra se llama ruido sísmico, vibraciones ambientales o microtremores (Lermo & Chávez-García, 1994). El estudio de las vibraciones ambientales como fuente de información útil de las características del suelo se inició en los años 50 con las investigaciones de Kanai (1954) y Aki (1957) en Japón. Entre otras



publicaciones, el primer autor sostiene que los períodos predominantes en los terremotos y en los microtremores serán los mismos, en un sitio en particular. Aki, en cambio, analizó las microtremores estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estacionarias y las consideró como ondas dispersas de superficie.

Varios de estos estudios demostraron que las vibraciones ambientales están constituidas por una combinación de ondas sísmicas de superficie y cuerpo, que se propagan en diferentes direcciones (SESAME, 2004); Nogoshi e Igarashi (1970) y Sakaji (1998) mostraron que la función de densidad de probabilidad de la amplitud de las vibraciones ambientales se aproxima a una distribución normal, estos resultados demuestran que las vibraciones ambientales satisfacen las propiedades de un proceso estocástico y temporalmente estacionario. Sin embargo, esto no siempre es cierto cuando la adquisición excede la duración de unas pocas horas (ver Figura 9.). (Okada , 2003).



**Figura 9.** Funciones de densidad de probabilidad para dos estaciones sísmicas (MIS y HKD) de las amplitudes de componente vertical de los microtremores, estimando la expansión progresiva de la ventana de muestreo de 2 a 10 minutos. (Okada, 2003)

El origen de las vibraciones ambientales ha sido investigado por distintos autores, por ejemplo, Gutenberg, (1958); Asten & Henstridge (1984); Bonnefoy-Claudet (2006b) para distintos rangos de frecuencias como se aprecia en la **Tabla 4**. Las vibraciones ambientales son generadas por fuentes naturales (por ejemplo, corrientes oceánicas, mareas, olas que

golpean las costas, el viento, la atmósfera); variaciones de presión, flujo de agua en los ríos y fuentes antrópicas (centrales eléctricas, fábricas, automóviles, pasos humanos, trenes). De acuerdo a la frecuencia las vibraciones ambientales pueden ser caracterizados como:

En frecuencias por debajo de 0,5 Hz, las fuentes son esencialmente naturales. Algunos autores denominaron a estos fenómenos microsismos; En el rango de frecuencia entre 0.5 y 1 Hz, las fuentes son naturales y antrópicas.

Para la ingeniería sísmica, el rango de frecuencias de interés de los microtemores es 0.1 - 10 Hz, pues este intervalo concentra las frecuencias fundamentales de la mayoría de las edificaciones.

**Tabla 4.** Resumen de las fuentes de vibraciones ambientales según la frecuencia de los estudios de Gutenberg (1958), Asten (1978), Asten y Henstridge (1984) (de Bennefoy-Claudet, 2006b).

Fuente	Gutenberg (1958)	Asten (1978, 1984)
Olas oceánicas golpeando en las costas	0.05 – 0.1 Hz	0.5 – 1.2 Hz
Olas oceánicas golpeando en las costas	0.1–0.25 Hz	0.16–0.5 Hz
Ciclones sobre los océanos	0.3–1 Hz	0.5–3 Hz
Condiciones meteorológicas a escala local	1.4–5 Hz	
Tremor volcánico	2–10 Hz	
Urbano	1–100 Hz	1.4–30 Hz

### 2.8.2.2 Cocientes espectrales H/V

Los estudios de Kanai y Tanaka (1954), propusieron por primera vez el uso de los registros de microtemores para determinar los efectos de sitio, posteriormente se propuso la técnica de relación espectral horizontal a vertical que fue introducida por primera vez por Nogoshi e Igarashi (1971) y revisado por Nakamura (1989, 1996, 2000).

En la actualidad el método de Cociente Espectral Horizontal/Vertical (H/V), es uno de los más usados para la determinación del periodo dominante del suelo y para la caracterización del efecto de sitio, debido a su fácil implementación.

En la primera explicación teórica propuesta por Nakamura (1989), el autor asume que el campo de onda de las vibraciones ambientales está compuesto por las ondas S y Rayleigh. Para calcular la relación espectral H/V utilizó la relación:

$$HV_{(w)} = \frac{A_{H,su\text{peficie}(w)}^{FW}}{A_{v,su\text{peficie}(w)}^{FW}}$$

Donde  $A_{H,su\text{peficie}(w)}^{FW}$ ,  $A_{v,su\text{peficie}(w)}^{FW}$  son las amplitudes totales (FW significa campo de onda completo)

El autor muestra que la relación en la ecuación "elimina" el efecto de las ondas superficiales y que la frecuencia fundamental  $F_0$ , es igual a la función de transferencia de suelo horizontal normalizada por el vertical considerando dos supuestos principales:

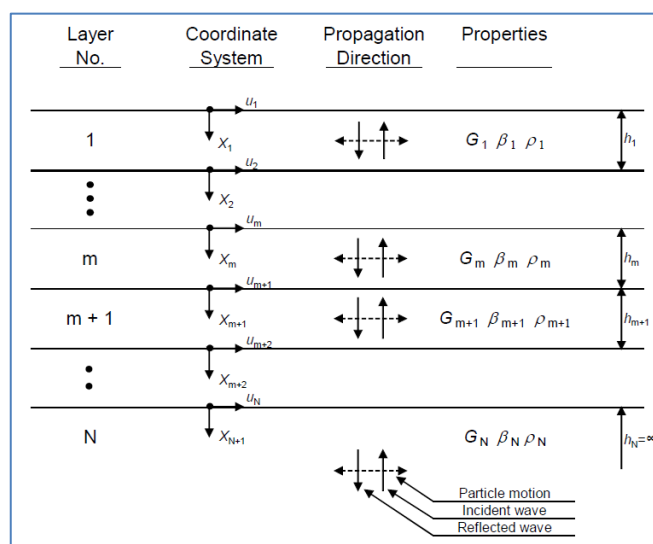
1. El método considera que la relación H/V, calculada en la base rocosa es aproximadamente unitaria.
2. La componente vertical del movimiento del suelo no se amplifica.

La relación H/V representa directamente la función de amplificación del sitio que interesa a la componente horizontal del movimiento del terreno.

### 2.8.2.3 Método teórico para conocer el efecto de sitio

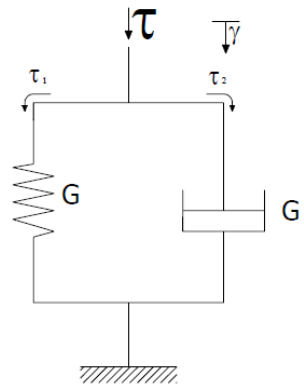
El estado del arte del análisis de respuesta de sitio indica una tendencia hacia el desarrollo de métodos no lineales tridimensionales, sin embargo, el estudio realizado recientemente por Transportation Research Board (Matasovic & Hashash, 2012) sugiere seguir utilizando métodos simplificados, como el método lineal equivalente, por sobre metodologías más sofisticadas. Además, aun cuando se emplean métodos avanzados, el método lineal-equivalente se sigue utilizando tanto como una "primera aproximación", así como una herramienta de calibración. No obstante, si se usa con buen criterio y reconociendo sus limitaciones, puede ser una herramienta muy valiosa para comprender los efectos locales del suelo.

La mayoría de los programas informáticos desarrollados para análisis de respuesta de sitio generalmente se han basado en la solución de la ecuación de onda, que describe matemáticamente la respuesta oscilante debido a la propagación vertical de las ondas de corte a través de un sistema viscoelástico lineal. Un sistema de este tipo se representa esquemáticamente en la **Figura 10**, que compone N estratos horizontales, lateralmente infinitos, por lo que, se descartan los efectos de irregularidad lateral. Además, se considera que los estratos sobreyacen sobre un semiespacio o basamento homogéneo. Cada estrato es homogéneo e isotrópico, y se caracteriza por el grosor  $h$ , la densidad de masa  $\rho$ , el módulo de cizallamiento  $G$  y la relación de amortiguamiento crítico  $\beta$ .



**Figura 10.** Modelo estratificado idealizado, sobre un basamento elástico rocoso. (Kramer, 1996)

Para los fines de la propagación de ondas viscoelásticas, los suelos generalmente se modelan como materiales cuya resistencia a la deformación por cizallamiento es la suma de una parte elástica y una parte viscosa. Tales materiales se conocen comúnmente como sólidos de Kelvin-Voigt (ver Figura 11.).



**Figura 11.** Modelo Kelvin representado con un resorte y un amortiguador conectados en paralelo (Ishihara, 1996).

- Modelo lineal equivalente

El método lineal equivalente fue desarrollado para simular el comportamiento no lineal del suelo. El modelado lineal equivalente se basa en un comportamiento de suelo representado por esfuerzos totales. Como se muestra en la Figura 12., el comportamiento histerético de esfuerzo-deformación de los suelos bajo carga cíclica simétrica está representado por el módulo de corte equivalente ( $G = \tau_c / \gamma_c$ ), correspondiente al módulo secante a través de los puntos finales de un bucle de histéresis; y la relación de amortiguamiento equivalente ( $\beta = A_{loop} / (2\pi * G\gamma_c^2)$ ), que es proporcional a la pérdida de energía de un solo ciclo de deformación de corte. Tanto G como  $\beta$  son generalmente funciones de la deformación de corte.

El análisis de respuesta del suelo se caracteriza a menudo por G y  $\beta$ , generalmente las propiedades dinámicas se representan por las curvas de reducción de módulo y cociente de amortiguamiento, (ver Figura 13.), para los distintos tipos de suelo tales como granulares y cohesivos.

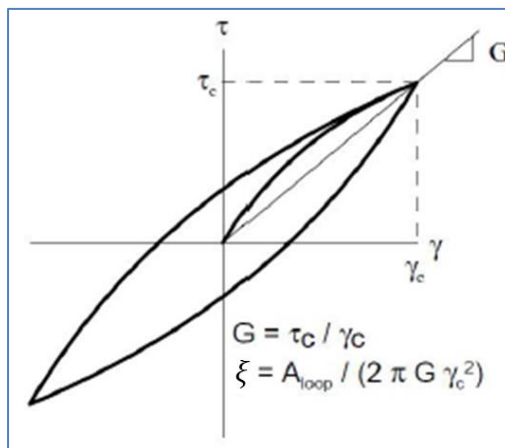


Figura 12. Bucle de histéresis para suelo cargado en cortante.

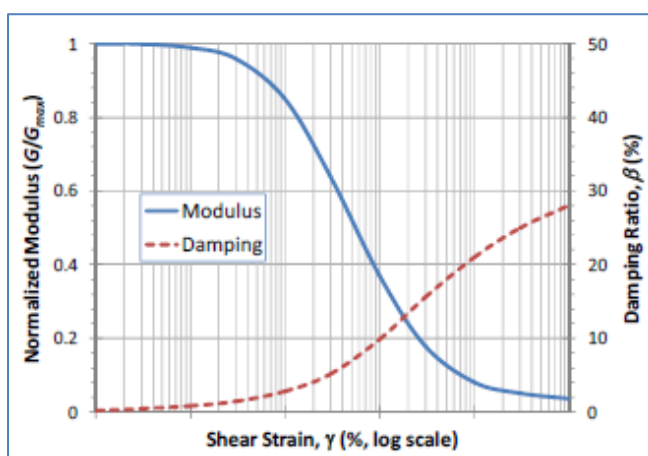


Figura 13. Variación del módulo normalizado ( $G/G_{max}$ ) y amortiguamiento ( $\beta$ ) en relación a la deformación de cortante.

### 2.8.3 Estudios complementarios en la caracterización del efecto de sitio

Los parámetros que definen dramáticamente el comportamiento sísmico de los suelos están constituidos por las constantes elásticas de los suelos. En general, siempre y cuando los niveles de esfuerzos y deformaciones sean pequeños, estas constantes controlan la propagación de las ondas sísmicas; así, si se conocen las condiciones elásticas de los estratos de una zona en particular se puede resolver las ecuaciones de propagación de las ondas sísmicas desde el basamento hasta la superficie y de esta manera se determinará el comportamiento sísmico a cualquier profundidad. Las determinaciones de las constantes elásticas dinámicas de los suelos in situ se realiza por medio de los métodos geofísicos, tales

como; los métodos sísmicos de fuente activa (Refracción, MASW) y pasiva (FK, SPAC, nCCA).

### 2.8.3.1 Métodos sísmicos de fuente activa

#### Método de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW)

El ensayo MASW, es un método geofísico no destructivo, mediante el cual se determina la velocidad de onda de corte ( $V_s$ ). Este método analiza las propiedades de dispersión de los modos fundamentales de las ondas Rayleigh, las cuales se propagan a lo largo de la superficie desde el punto de impacto a los receptores (Park, Miller, & Xia, 1999).

El método MASW utiliza un sistema de registro multicanal para estimar la velocidad de la onda S cerca de la superficie, utilizando los registros de ondas Rayleigh de alta frecuencia. El método de la velocidad de la onda de corte ( $V_s$ ) ha sido largamente reconocida como un factor clave para la caracterización sísmica de una zona. Debido a que la velocidad de la onda S es propiedad dominante del modo fundamental de la velocidad de fase de las ondas Rayleigh, y la onda Rayleigh tiene menor atenuación, alta relación señal/ruido y una inmunidad más fuerte a la interferencia; las velocidades de la onda S pueden estimarse rápidamente de la inversión de los datos de la onda Rayleigh.

El principio de MASW es emplear y disponer una serie de sensores en la superficie del suelo para capturar las ondas de Rayleigh que se propagan, que conforman los dos tercios de la energía sísmica total generada por las fuentes de impacto (ver **Figura 14.**).

A partir de la observación de campo, los datos en el dominio del espacio y tiempo se transforman al dominio de la frecuencia y velocidad de fase donde se puede identificar la curva de dispersión y mediante el proceso de inversión se determina el perfil de velocidad de onda de corte del suelo. El procesamiento de MASW se resume esquemáticamente en la **Figura 15.**

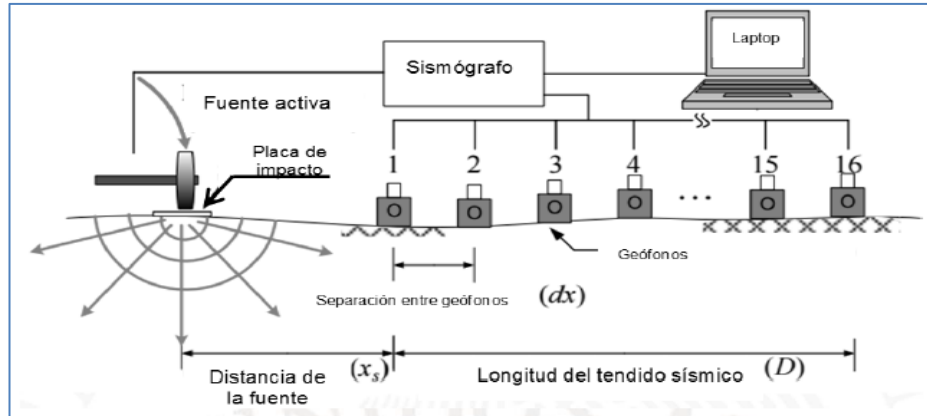


Figura 14. Arreglo general MASW (Park, 1999)

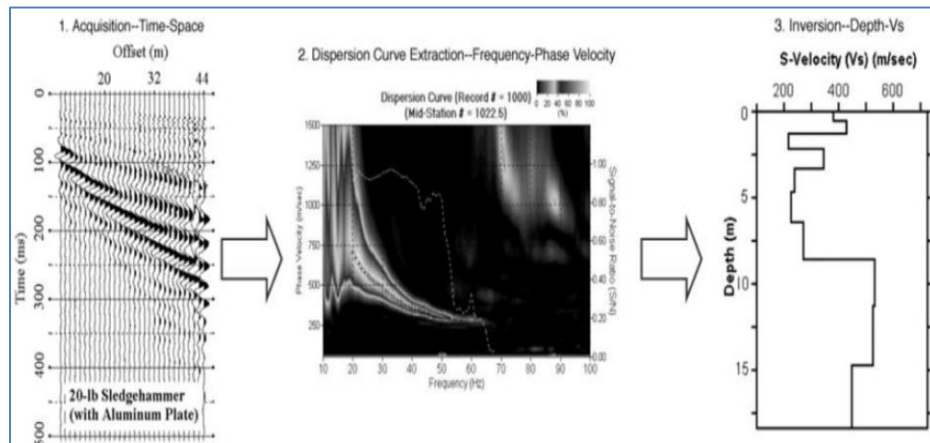


Figura 15. Procesamiento de datos MASW (Park, 1999).

### 2.8.3.2 Métodos sísmicos de fuente pasiva

#### Método de análisis espectral F-K pasivo

El método F-K pasivo emplea un parámetro estadístico llamado densidad del espectro de potencia y frecuencia-número de onda (espectro F-K). Su principio de funcionamiento es el detectar señales sísmicas fuertes dentro del ruido y separar el modo fundamental de la curva de dispersión de los modos superiores. Este método provee información respecto a la velocidad de fase y al azimut de la fuente, dando buenos resultados en su aplicación para la determinación de velocidades de fase comparables con los modelos de velocidad obtenidos a partir de perforaciones de pozos.



Este método se basa en la suposición de que las microtrepidaciones son procesos estocásticos (sistemas aleatorios) estacionarios en espacio y tiempo (Parvez, I. 2003), porque las fuentes generadoras están alejadas del arreglo a una distancia mucho mayor que la distancia entre arreglos.

A continuación, se muestra los espectros cruzados entre cada par de sensores para el cómputo del espectro de poder F-K, Capon (1969):

$$P'_{(k_x, k_y, k_z, f)} = \left[ \sum_{n,m=1}^K q_{mn}(f) \cdot \exp\{-i2\pi[k_x(x_n - x_m) + k_y(y_n - y_m)]\} \right]^{-1}$$

Donde:

$k$ : número de canales,

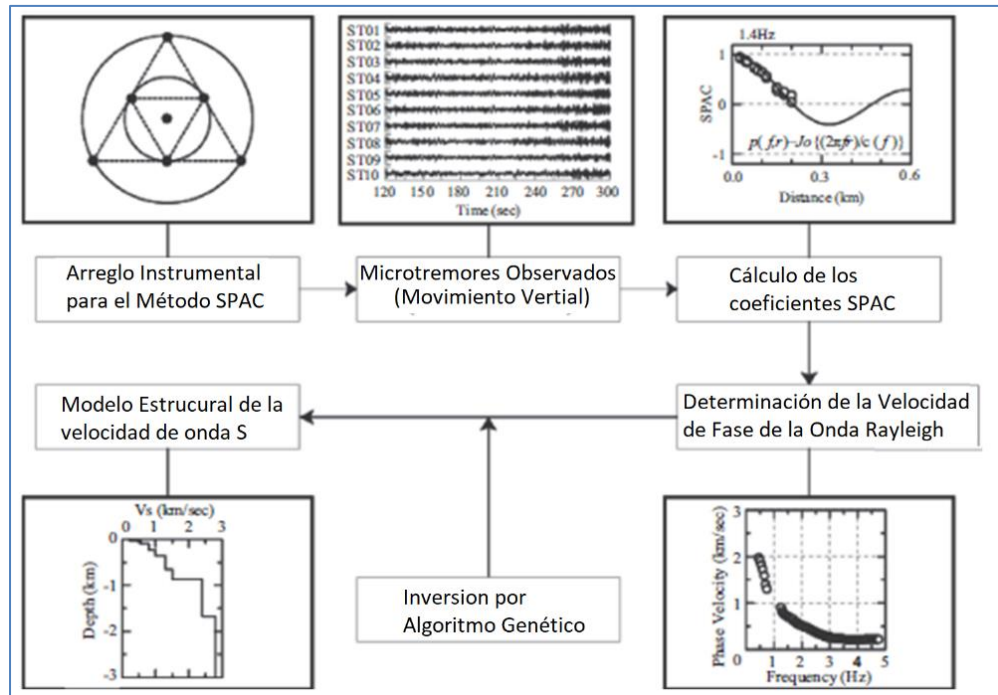
$k_x, k_y$  : número de onda en la dirección x, y.

$f$  : frecuencia.

$q_{mn}(f)$  : inversa de la matriz Hermitiana.

#### Método de análisis de auto-correlación espacial (SPAC)

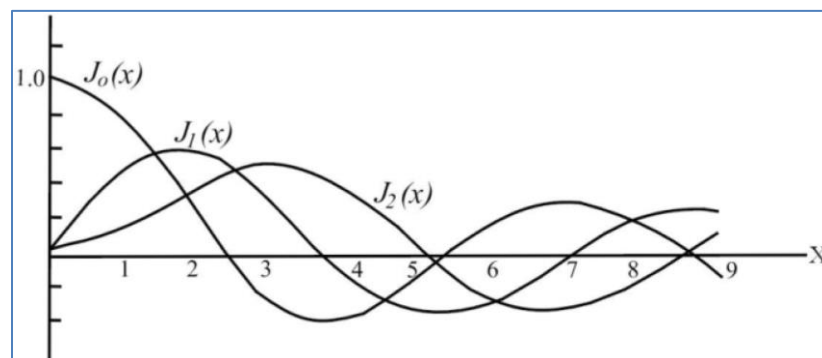
El método SPAC (por sus siglas en inglés, Spatial Autocorrelation Method) fue propuesto por Aki (1957) y tiene el propósito de obtener el modelo estructural del subsuelo a partir de registros simultáneos de microtremores en un arreglo instrumental. Para aplicar este método, se requiere un mínimo de tres estaciones y con los datos obtenidos se calcula la función de cross-correlation (correlación cruzada) entre las estaciones que conforman el arreglo, como se muestra en la Figura 16, se extrae la dispersión de ondas Rayleigh y con ésta se determina el modelo de velocidades.



**Figura 16.** Observación y análisis en el método SPAC para estimar modelo estructural de velocidad de la onda S utilizando la observación de microtremores en un arreglo Instrumental. (Kudo, 2002).

Según Aki (1957), el coeficiente SPAC es calculado en el dominio de la frecuencia utilizando la transformada de Fourier. Los coeficientes SPAC son obtenidos a través del promedio de una función de coherencia normalizada definida como co-espectro (co-spectrum) entre dos sitios con respecto a su dirección.

A continuación, se muestra la graficas del cálculo de la función Bessel (ver **Figura 17.**).



**Figura 17.** Función Bessel de orden cero ( $J_0(x)$ ), primero ( $J_1(x)$ ) y segundo ( $J_2(x)$ ).

### Métodos CCA y nc-CCA

El método arreglo circular sin centro (CCA), es una extensión del análisis SPAC, propuesto por Cho en el año 2004. Este método se considera de gran utilidad para la obtención de curvas de dispersión en rangos de períodos altos.

La compensación del ruido del arreglo circular sin centro (nc-CCA), es un método para corregir las velocidades de fase debido al ruido cuando se aplica el análisis CCA (Tada, Cho, & Shinozaki, 2007).

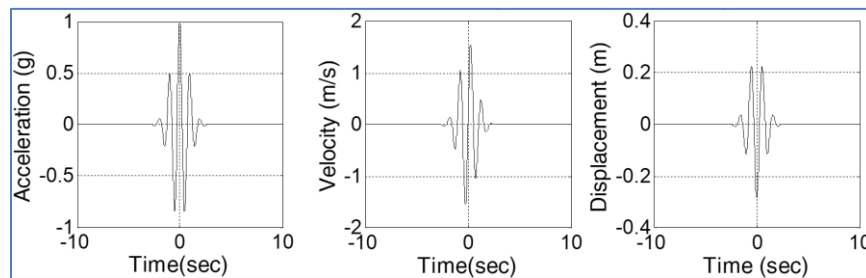
#### 2.8.4 Ajuste espectral de señales sísmicas

La generación de acelerogramas surge de la necesidad o conveniencia de definir la acción sísmica en función del tiempo como dato de entrada en estudios de diseño para analizar y diseñar estructuras en sitios específicos, en donde no se cuenta con suficiente información o no existan registros sísmicos.

Los ajustes espectrales son caracterizados por el dominio de la frecuencia, y el dominio de tiempo, sin embargo, el método en el dominio del tiempo es considerado generalmente un mejor enfoque ya que preserva el carácter no estacionario de los registros originales para el ajuste espectral. Una descripción de los métodos de ajuste espectrales está detallada en los trabajos Preumont (1984) y Bommer & Acevedo (2004).

##### *2.8.4.1 Ajuste espectral en el dominio del tiempo*

El método de ajuste espectral en el dominio de tiempo fue introducido por primera vez por Lilhanand y Tseng (1988) basándose en el trabajo de Kaul (1978), en el cual se modifica el tiempo historia de las aceleraciones iniciales mediante la adición de wavelets para ajustar a un espectro de respuesta objetivo, generando así un nuevo tiempo historia de aceleración. Una wavelet es una función matemática que define una forma de onda de duración limitada efectivamente que tiene una media cero. La amplitud wavelet típicamente comienza en cero, aumenta, y luego disminuye de nuevo a cero (ver **Figura 18**).



**Figura 18.** Tiempo historia de aceleración, Tiempo historia de velocidad, Tiempo historia de desplazamiento de una wavelet de coseno cónico corregido (Al Atik y Abrahamson, 2010).

Abrahamson (1992), basado en las técnicas presentadas por Lilhanand y Tseng (1988), desarrolló el programa RSPMatch. Varias mejoras se han hecho a este programa a lo largo de los años introduciendo nuevas funciones wavelets con el fin de optimizar y prevenir la variación del tiempo historia de la velocidad y el tiempo de historia del desplazamiento ajustado (Hancock et al 2006; Al Atik y Abrahamson 2010). La última mejora utiliza las ondas de coseno cónicos corregidos.

Los pasos básicos de la metodología son los siguientes (una descripción más detallada del algoritmo y ecuaciones se presentan en las páginas siguientes):

- Calcular la respuesta del sistema de un grado de libertad bajo la acción de un registro sísmico considerando diferentes periodos y niveles de amortiguamiento.
- Comparar los picos de la respuesta del sistema de un grado de libertad con el espectro objetivo (el espectro que se usa para el ajuste) y determinar la diferencia existente en términos de ordenadas espectrales.
- Adicionar wavelets con adecuadas fases y amplitudes al tiempo-historia de aceleración de tal manera que el pico de cada respuesta se ajuste al espectro de diseño (para el periodo de interés). Una wavelet es usada para el ajuste de cada respuesta del sistema de un grado de libertad.

Para preservar el carácter original y el contenido de la frecuencia de las aceleraciones originales, se recomienda verificar que el registro final escalado no haya sufrido una desviación considerable en el contenido de

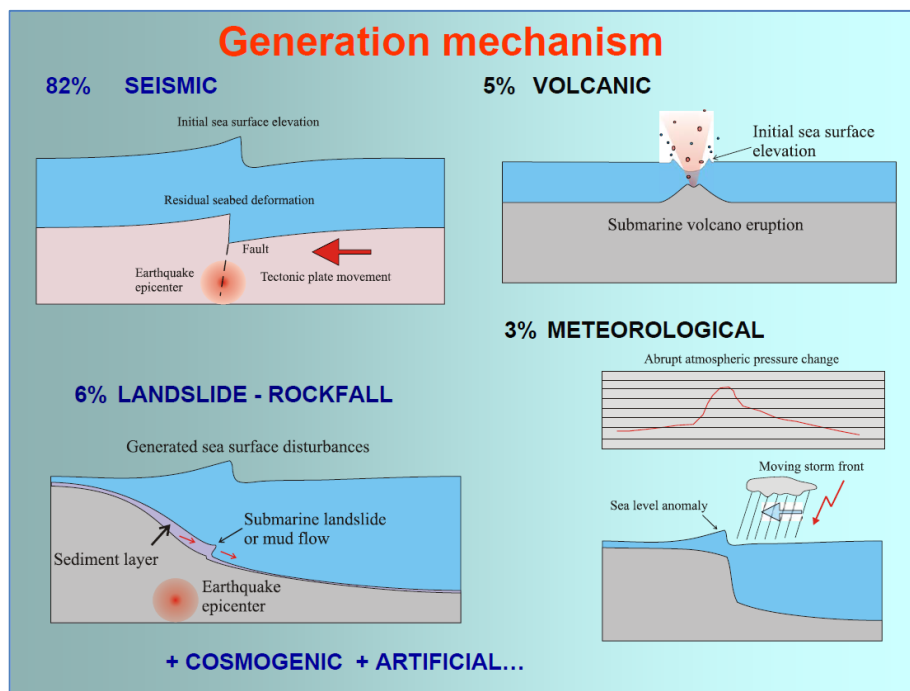
energía y duración. Por ello se deberá comparar el registro original y final mediante la intensidad de Arias, principalmente en el tramo del 5 al 95% del tiempo los registros (Hancock et al, 2006).

## 2.9 TSUNAMI

Tsunami es una palabra japonesa que significa "ola de puerto". A pesar de sus orígenes etimológicos, la primera referencia histórica a un tsunami se conjetura en la antigua Grecia, alrededor de 1500 - 1450 a.C. Otros autores sostienen que se produjo un tsunami en el mar de Noruega aproximadamente 6100 a.C. (Bondevik, Mangerud, Dawson, & Lohne, 2003).

Los tsunamis son un sistema de ondas de propagación caracterizadas por largas longitudes de onda y grandes amplitudes cerca de la costa. Son producidas en el mar después de cualquier perturbación a gran escala y de corta duración, se generan como resultado de varias causas, como el proceso de un terremoto submarino o fenómenos geodinámicos, tales como deslizamiento de suelos, emisiones de gases a gran escala en el fondo marino, erupciones volcánicas, disturbios atmosféricos intensos e impactos de asteroides (Ver **Figura 19**).

La mayoría de los tsunamis se han producido por la actividad sísmica en zonas de subducción. En los últimos 20 años, aproximadamente, se produjeron varios tsunamis grandes y desastrosos tanto en el Océano Pacífico como en el Índico. Dos de ellos, el tsunami de Sumatra de 2004 y el tsunami de Japón de 2011, se encontraban entre los mayores reportados a nivel mundial, no solo por la dimensión física de su tamaño, sino también por sus consecuencias altamente catastróficas. La Tabla 5. enumera algunos de los tsunamis más devastadores de la historia.



**Figura 19.** Mecanismos de Generación de Tsunamis. Se observa que el 82% de los Tsunamis son producidos por sismos seguido de deslizamientos 6%, erupciones volcánicas 5% y eventos meteorológicos 3% (Antony Joseph, 2016).

**Tabla 5.** Los tsunamis más devastadores de la historia (Gusiakov. V.K. BID / WLD: Base de datos de tsunamis integrada para el océano mundial, versión 6.52 del 31 de octubre de 2007, CD-ROM, Laboratorio de tsunamis, ICMMG SD RAS, Novosibirsk, Rusia.)

Damnificados	Ubicación	Año
230,000	Océano Indico (Indonesia, India, Somali, y otros)	2004
100,000	Terremoto de Lisboa (Portugal, Morocco)	1755
100,000	Awa, Japon	1703
70,000	Mesina, Italia	1908
40,000	Mar del Sur de China, Taiwan	1782
36,000	Erupcion volcanica de Krakatau (estrecho de Sunda)	1883
30,000	Tokaido-Nankaido, Japon	1707
27,000	Japon	1826
25,674	Chile	1868
22,070	Sanriku, Japon	1896
15,030	Kyushu Is, Japon	1792
13,486	Ryukyu Trench, Japon	1771

Damnificados	Ubicación	Año
5,233	Tokaido-Kashima, Japón	1703
5,000	Nankaido, Japón	1605

### 2.9.1 Tipos de tsunami

#### A. Tsunami de origen cercano o local

Se genera cerca de la costa o a menos de una hora de tiempo de viaje desde su origen. Son los más peligrosos por el tiempo de arribo a la costa; este tiempo puede ser de 5 a 30 minutos después de ocurrido el sismo, como lo sucedido tras el sismo de Lima, Perú (1940).

#### B. Tsunamis de origen regional

Se determina de esta manera, debido a que, su arribo está dentro de 1000 Km de distancia de la zona de generación o su tiempo de arribo se produce en un intervalo de 1 a 3 horas. Por Ejemplo: el tsunami regional de Japón en 1983 produjo 120 víctimas en dicho país. Hubo daños también en Corea y Rusia, pero no en otros países ya que el tsunami estuvo confinado dentro del mar de Japón. Este tsunami es denominado un "Evento Regional" ya que su impacto estuvo confinado a un área relativamente pequeña.

#### C. Tsunamis origen lejano o transoceánico

Son menos frecuentes, pero más peligrosos, se originan en una fuente lejana, a más de 1,000 km o más de 3 horas de viaje desde su fuente. Generalmente, comienzan como un tsunami local que causa una gran destrucción cerca de la fuente, estas olas continúan viajando a través de una cuenca oceánica con suficiente energía para causar más víctimas y destrucción en las costas a más de 1.000 kilómetros de la fuente. En los últimos 200 años, ha habido al menos 26 tsunamis destructivos en todo el océano y 9 han causado muertes a más de 1,000 kilómetros de la fuente. Ejemplos: el tsunami de Japón de 2011 generado por un sismo de magnitud 9.0 en la escala de Richter y el tsunami generado en el océano

índice del 2004 por un sismo de magnitud 9.1 donde las zonas más afectadas fueron Indonesia y Tailandia.

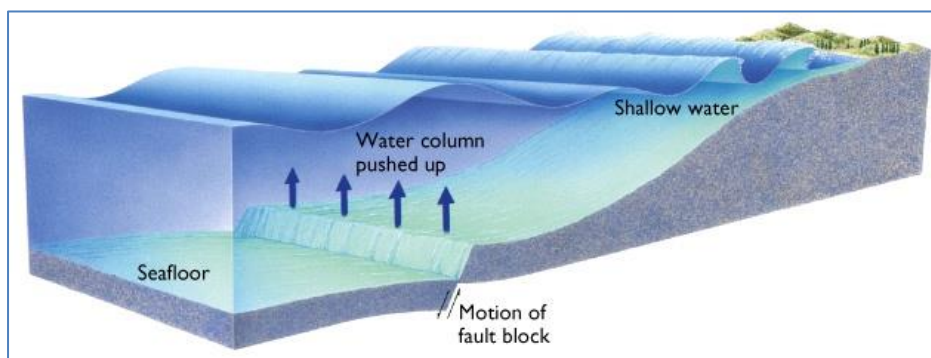
### 2.9.2 Fases de un tsunami

La vida de un tsunami se divide generalmente en tres fases: la generación, la propagación y la inundación

#### 2.9.2.1 Generación

Para que se genere un tsunami, se debe desplazar una gran cantidad de agua. El mecanismo de generación más común como se vio en la **Figura 19**, son los terremotos submarinos en donde las placas acumulan energía a medida que pasa el tiempo para luego liberarlas donde una placa salta hacia el mar de un movimiento ascendente. La energía potencial que resulta de empujar el agua se transfiere a la propagación horizontal de la onda del tsunami (energía cinética).

En virtud de que la longitud de la ola del tsunami es enormemente más larga que incluso las mayores profundidades oceánicas, se comporta como una ola de aguas poco profundas independientemente de la profundidad del océano (**Figura 20**).



**Figura 20.** La acumulación de tensión en los límites de las placas y la generación de tsunamis provocada por un terremoto (Honorio,2010).

#### 2.9.2.2 Propagación

La simulación numérica de tsunamis es una herramienta poderosa en el esfuerzo por caracterizar la fuente. Los resultados, sin embargo, dependen



de muchas suposiciones relativas a los parámetros de la fuente que se introducen en los cálculos. La forma más productiva es examinar una serie de eventos de tsunami modernos cuyas fuentes son controlables por datos observados relevantes. La propagación del tsunami es la fase que mejor se comprende.

Al ser un problema de ondas de agua, uno debe considerar la ecuación de Laplace

$$\nabla^2 \phi + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$

junto con la superficie libre ( $z = \eta(x, y, t)$ ) y límite inferior ( $z = -h(x, y)$ ) y las condiciones de límite de superficie libre cinemática;

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \phi \cdot \nabla \eta - \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad ; z = \eta(x, y, t)$$

condición de límite de superficie libre dinámica;

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2} |\nabla \phi|^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 + g\eta = 0 \quad ; z = \eta(x, y, t)$$

condición de límite inferior

$$\nabla \phi \cdot \nabla h + \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad ; z = -h(x, y)$$

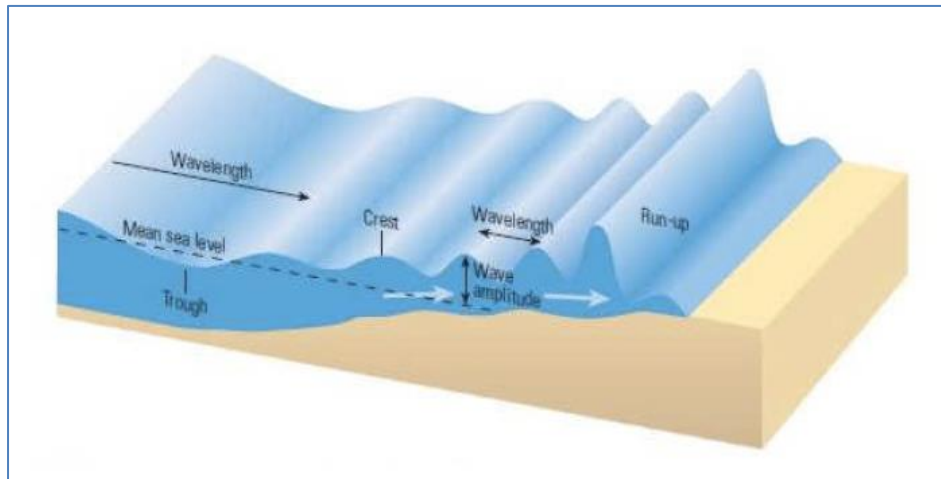
Donde  $\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$  es el operador de gradiente horizontal,  $\phi$  es el potencial de velocidad y  $h$  es la profundidad del agua no perturbada. Una vez que el conjunto de ecuaciones anterior se combina con una condición inicial, uno puede resolver para  $\phi$  y  $\eta$ . Sin embargo, como se indicó anteriormente, los tsunamis son olas largas y, por lo tanto, su longitud de onda es mucho más grande que la profundidad del agua, mientras que su amplitud es mucho más pequeña que la profundidad del agua cuando se viaja en el océano. Por lo tanto, se pueden hacer varias aproximaciones al problema de la onda de agua completa. Las más utilizadas son la aproximación de Boussinesq.

### 2.9.2.3 Inundación

La última etapa de un tsunami es la inundación o la fase de ascenso. Durante esta fase, el tsunami se desacelera y su amplitud crece significativamente (ver **Figura 21.**), la altura alcanzada por el tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos tales como: características de las ondas en mar abierto,

profundidad del fondo marino, configuración del contorno de la costa, difracción, refracción, reflexión, dispersión, entre otros.

El run-up es la máxima altura de inundación y se usa ampliamente como un indicador de la inundación del tsunami y el impacto en la costa. La estimación del área inundada en zonas costeras, producidas por ondas de tsunami, es de vital importancia para la mitigación de peligro ante un tsunami.



**Figura 21.** Modelo de inundación por Tsunami.

## CAPITULO III:        **ÁREA DE ESTUDIO Y ASPECTOS GEOLÓGICOS**

### 3.1     **ÁREA DE ESTUDIO**

#### 3.1.1   **Antecedentes**

El distrito de Villa El Salvador, siendo un distrito costero, ha sido objeto de dos estudios de microzonificación sísmica, el primer estudio se realizó en el año 2004, solicitado por la Asociación Peruana de Compañías de Seguros (APESEG), donde realizaron la evaluación de la vulnerabilidad y riesgo sísmico de Lima Metropolitana, con la finalidad de determinar con mayor precisión el valor de la Pérdida Máxima Probable de esta región.

El segundo estudio se realizó en el año 2011, fue desarrollado por un convenio específico de cooperación interinstitucional entre el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, denominado “Apoyo a la Gestión Integral del Riesgo de Desastres a Nivel Urbano”. Donde se realizaron estudios de Microzonificación Sísmica en los distritos de San Juan de Lurigancho, Comas, Puente Piedra, Villa el Salvador, La Molina y Chorrillos.

La tesis se basa en este último estudio denominado “Microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador”.

#### 3.1.2   **Distrito de Villa El Salvador**

El distrito de Villa El Salvador, fundado el 11 de mayo de 1971, se encuentra ubicado al sur de Lima Metropolitana y es uno de los 43 distritos de la provincia de Lima, departamento de Lima (ver mapa **M-01** en el anexo **MAPAS**). Su ubicación queda definida por la siguiente coordenada geográfica.

Latitud sur 12° 12´ 34”

Longitud Oeste 76° 56´ 08”

El distrito de Villa El Salvador, geográficamente, cuenta con una superficie de 35,46 km<sup>2</sup>, limitada por el norte por el distrito de San Juan de Miraflores, por el sur con el distrito de Lurín, por el oeste con el distrito de Chorrillos y por el este con el distrito de Villa María del Triunfo.

Hoy en día, el distrito de Villa El Salvador es un distrito constituido en su mayoría por viviendas unifamiliares, con amplias calles y avenidas y un aproximado de 393,254 habitantes (censo del 2017).

La **Tabla 6** nos muestra la evolución de la población a través de los años en el distrito de Villa El Salvador.

**Tabla 6.** Evolución de la población en el distrito de Villa El Salvador (Fuente: <http://www.inei.gob.pe/>)

<b>Año</b>	<b>Población</b>	<b>Incremento Poblacional Absoluto</b>
<b>1981</b>	<b>135,449</b>	
<b>1993</b>	<b>254,641</b>	<b>119,192</b>
<b>2007</b>	<b>381,790</b>	<b>127,149</b>
<b>2017</b>	<b>393 254</b>	<b>11,464</b>

## 3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

### 3.2.1 Introducción

En este capítulo se presenta la información concerniente a la geomorfología, la geología del lugar y los aspectos litológicos. Asimismo, se describen los factores geodinámicos que han modelado la geomorfología y la generación del mapa de peligros geológicos del distrito.

El área de estudio se ubica en el cuadrángulo geológico de Chancay 25-j y su descripción geológica se muestra en el boletín N°43 publicado por el INGEMMET en 1992, las mismas que fueron utilizadas para referenciar el **Mapa M-03**.

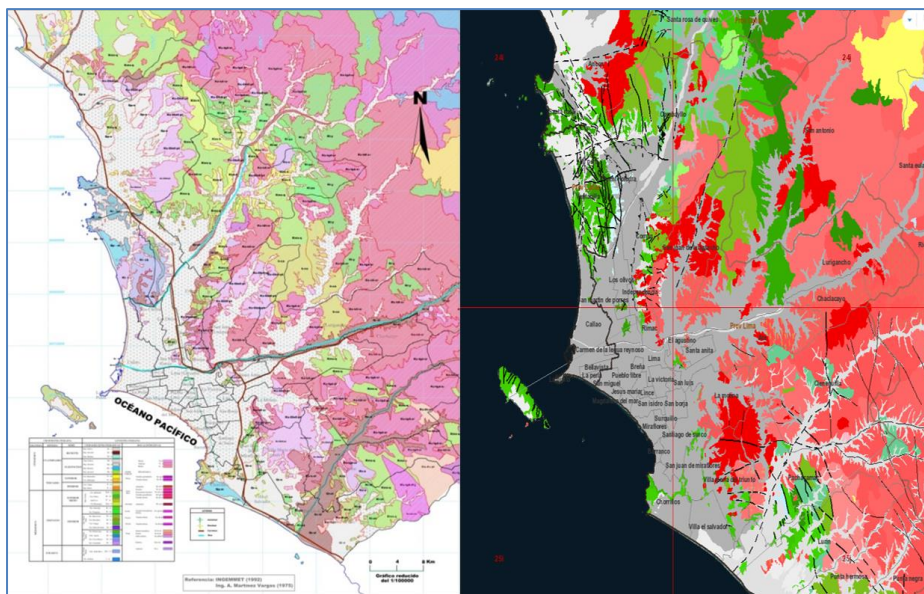
### 3.2.2 Antecedentes de la zona Geológica

La historia geológica del área refleja los acontecimientos más importantes de la orogenia andina en el centro del país, la cual está ligada a la evolución del geosinclinal andino. Se considera que durante casi todo el Mesozoico la región habría constituido parte del geosinclinal andino; que por ese entonces era un fondo marino, en el que se acumulaban gruesas capas de sedimentos intercalados con emisiones volcánicas submarinas. El inicio de la orogenia andina, a finales del Cretácico, eleva a posiciones continentales los volúmenes volcánicos sedimentarios mesozoicos. Paralelamente, y hasta períodos del Terciario, ocurrió la intrusión del gigantesco batolito costanero.

En este periodo de tiempo ocurrieron intensas actividades volcánicas, con levantamientos y hundimientos sucesivos del nivel del mar, dando lugar a la deposición de cuerpos lávicos con intercalaciones de lutitas y calizas; producto de dicha actividad resultaron las formaciones Santa Rosa, Puente Inga, Ventanilla, Cerro Blanco, entre otros. Consecutivamente, en un ambiente de mar profundo, se depositaron sedimentos calcáreos que dieron origen a las formaciones Marcavilca, Pamplona y Atocongo. Durante el Cretáceo superior, se inicia el levantamiento de la Cordillera Occidental de los Andes, acompañado de intensa actividad magmática y volcánica, que deformó la secuencia rocosa, formando la estructura conocida como el “anticlinal de Lima”.

La secuencia de los eventos antes referidos, tuvo influencia drástica e irreversible sobre la fisiografía, clima y desarrollo de la flora y fauna, que generó la inversión de la corriente de los ríos de oeste a este, (desde los andes hacia el Atlántico, formación de los valles en el flanco occidental, entre ellas las de Lurín, Rímac y Chillón. A fines del Terciario, al retirarse los mares, emergen las áreas continentales, que constituyeron los primitivos suelos de Lima. Durante el Cuaternario, el retiro de los mares y el aporte de sedimentos por los principales ríos, favorecieron a la formación de las terrazas aluviales sobre la cual se funda la ciudad de Lima.

En la **Figura 22**, se presenta la geología de la ciudad de Lima donde se muestra el aparente equilibrio entre los procesos erosivos y acumulativos.



**Figura 22.** Geología de la ciudad de Lima y alrededores. Geología de Lima (Ing. Martínez Vargas ,1975). y geología de Lima, GEOCATMIN (INGEMMET,2018).

### 3.2.3 Aspectos geomorfológicos

En el presente capítulo se describen las características superficiales y origen de las formas de relieve actual, así como una pequeña descripción de los principales tipos de procesos morfodinámicos, constituidos por los fenómenos que han intervenido en la erosión, la incisión por el drenaje de los ríos y la acumulación de arena eólica sobre grandes extensiones.

A fines del 2016 el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) presentó oficialmente el mapa geomorfológico a escala nacional. Esta información es muy valiosa y constituye la base para estudios de mecánica de suelos.

La información de las unidades geomorfológicas existentes que actualmente modelan el paisaje ha sido colgada en el GEOCATIMIN, visualizador de mapas del INGEMMET. Una descripción más precisa de la extensión y el porcentaje de área que ocupan las subunidades geomorfológicas del distrito se puede ver en la **Figura 28** y Mapa **M-02**.

#### A) Borde Litoral

- Terraza Marina (T-m)

Es el área adyacente a la línea litoral, expuesto a la erosión marina y que presenta manifestaciones de procesos de transporte hacia el continente (acción eólica) que forma playas. Se extiende de noreste (asociación Villa Venecia) a sureste (comunidad campesina Llanavilla) en forma de una faja delgada cuya anchura va desde la línea de costa hasta una distancia que puede variar de 0.5 a 1 Km. tierra adentro (ver **Figura 23**).



**Figura 23.** Vista desde el Lomo Corvina hacia la Terraza Marina del distrito de Villa El Salvador.

- Sistema de pantanos y aguajales (Sp)

Se trata de áreas de relieve negativo por lo general inundadas en forma permanente con una red de drenaje muy pobre o inexistente conformada por sedimentos finos que darán lugar a extensas áreas pantanosas.

B) Áreas de planicies costaneras

- Planicie o Llanura aluvial (PL-al)

Es una extensión de terreno que no presenta desniveles y está ubicada entre el borde litoral y las estribaciones de la Cordillera Occidental.

La ciudad de Lima se asienta sobre el cono aluvial del río Rímac, esta planicie continúa al sur entrecruzando con el cono aluvial del río Lurín debajo de la cobertura eólica del lugar. En la **Figura 24**, se observa la planicie aluvial en el distrito de Villa El Salvador.



**Figura 24.** Vista desde el Cerro Papa hacia la planicie aluvial del distrito de Villa El Salvador.

- Mantos de arena (M-A)

El distrito se encuentra cubierto por superficies extensas de mantos de arena provenientes del transporte y sedimentación del río Rímac y Lurín, además de las arenas eólicas traída por vientos desde las playas.

En la **Figura 25** se observa el asentamiento humano La Encantada sobre los mantos de arena.



**Figura 25.** Vista desde el Lomo Corvina hacia mantos de arena en el asentamiento humano La Encantada segunda etapa.

C) Colinas y Lomadas

- Relieve de colinas y lomadas en rocas sedimentarias (RCL-rs)

En el distrito, se encuentran colinas de poca altimetría, litológicamente se encuentra en rocas sedimentarias. Son cerros aislados que no corresponden a las estribaciones de la Cordillera Occidental, estando



limitados al oeste por el mar y al este por grandes llanuras. Estas colinas también están tapizadas por materiales finos (areno limosos), acarreados por el viento.

En la **Figura 26** se muestra el cerro Papa asociado a elevaciones alargadas, con laderas de baja a moderada pendiente.

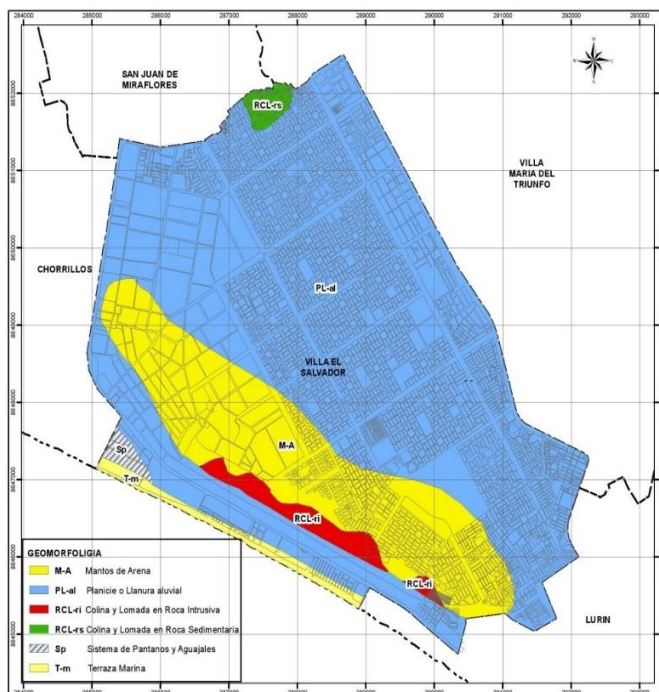


**Figura 26.** Vista del sector oeste del Cerro Papa correspondiente al distrito de Villa El Salvador.

- Relieve de colinas y lomadas en rocas intrusivas (RCL-ri)  
Similar a la altura de las colinas, litológicamente se encuentran rocas intrusivas, pero con cimas más amplias. Dichas rocas son observadas en el distrito y están rodeadas de llanuras de pendiente moderada. Progresando más hacia el litoral, se observa el sector Lomo Corvina (ver **Figura 27**) que corresponde a una duna fósil formada por acumulación de materiales eólicos provenientes de los cerros bajos ubicados al noreste; se observan también colinas bajas en medio de sectores de llanuras semi planas.



**Figura 27.** Vista frontal del Lomo Corvina correspondiente al distrito de Villa El Salvador.



**Figura 28.** Subunidades geomorfológicas del distrito de Villa El Salvador, INGEMMET. Se observa que el distrito de Villa El Salvador está cubierto por geofomas de Planicie o Llanura aluvial (PL-al) 73.21% seguido de Mantos de Arena (M-A) 21.34%, Colina y Lomada en Roca Sedimentaria (RCL-rs) 0.85%, Terraza Marina (T-m) 1.7%, Sistema de Pantanos Y Aguajales (Sp) 0.61%.(fuente: adaptación personal con los resultados de la geomorfología del GEOCATMIN).

### 3.2.4 Aspectos geológicos y litológicos

De acuerdo a la carta geológica elaborada por el INGEMMET, los depósitos superficiales son de naturaleza arenosa, de tipo y origen eólico provenientes de las primeras estribaciones de la Cordillera Occidental,

habiéndose movilizado y depositado al borde del abanico aluvial de Lima por acción del viento. Estas acumulaciones han formado la duna del Lomo Corvina, de edad Pleistoceno – Holoceno (Palacios et al, 1992); ver **Mapa M-03**.

- Formación Pamplona (Ki-pa).- esta formación presenta rocas calizas, lutitas, limolitas con niveles tobáceos, margas y presencia de yeso. Su espesor se estima entre 600 y 700 m, y su edad geológica es del Cretácico inferior.
- Formación Atocongo (Ki-at) .- Su litología está representada por calizas margosas, afaníticas gris plomizas, metamorfizadas, silicificadas y areniscas en paquetes gruesos. Su edad geológica se encuentra en el Aptiano del piso del Cretáceo Inferior.
- Gabro - dioritas pertenecientes a la superunidad Patap (Ks – gbdi – pt).- Está compuesta por cuerpos gabroides y dioríticas, de color oscuro por su composición básica de magnesianos, su textura varía de grano medio a grueso, generalmente se encuentran disturbadas.
- Depósitos aluviales pleistocénicos (Qpl-al).- Se encuentran formando los conos de deyección de los ríos Chancay, Rímac y Lurín, mostrando grandes espesores de depósitos donde se asientan las urbanizaciones.
- Depósitos eólico pleistocénicos (Qpl-e).- En esta formación se encuentran depósitos eólicos y que a medida del tiempo se han estabilizado formando lomadas y cerros de arena. Estas arenas han debido tener una estructura de dunas que probablemente se han borrado con el proceso de estabilización, ahora se muestran como grandes extensiones en forma de mantos de arena cuyas superficies tienen un modelado suave con coloraciones grises.
- Depósitos marinos recientes (Qh-m).- Comprende la acumulación de arenas, limos y cantos removidos, producto de la erosión y disgregación

de las rocas. En estos depósitos se encuentran arenas de grano medio a fino de color gris amarillento, micas y en menor proporción limos de color gris claro con restos de conchas marinas.

#### 3.2.4.1 Aspectos de geología estructural

Según la carta geológica del Perú, el cuadrángulo de Lurín (25-j4) se puede inferir que debajo de los depósitos eólicos del cuaternario se encuentra el grupo Lima con una serie de plegamientos, gran parte del pliegue sinclinal de geometría cónica se encuentra cubierto por depósitos eólicos, con un plano axial vertical ligeramente inclinado al sureste, y un eje cuya dirección es N30°0; Las rocas en las cuales se ha desarrollado, corresponden a la Formación Pamplona, de composición arcillo-calcárea, por lo tanto plásticas. Al sur del Lomo Corvina, y a la altura del grifo de Conchán se tiene afloramiento del flanco occidental donde se muestran pliegues en chevrón y estructuras de sobrecarga.

El cierre de la estructura se encuentra entre las ruinas de Pachacamac, puente Lurín y José Gálvez donde el flanco oriental continua al NO, siendo afectado por una falla de cabalgamiento con bajo ángulo (Falla José Gálvez) que se infiere desde Lomas de los Manzanos.

#### 3.2.4.2 Aspectos geodinámicos actuales

##### a) Geodinámica externa

Los movimientos naturales relacionados a la remoción de materiales, pueden ser derrumbes, caídas de rocas y flujos de detritos (huaycos, flujos de lodo, avalanchas de rocas o detritos), reptación de laderas.

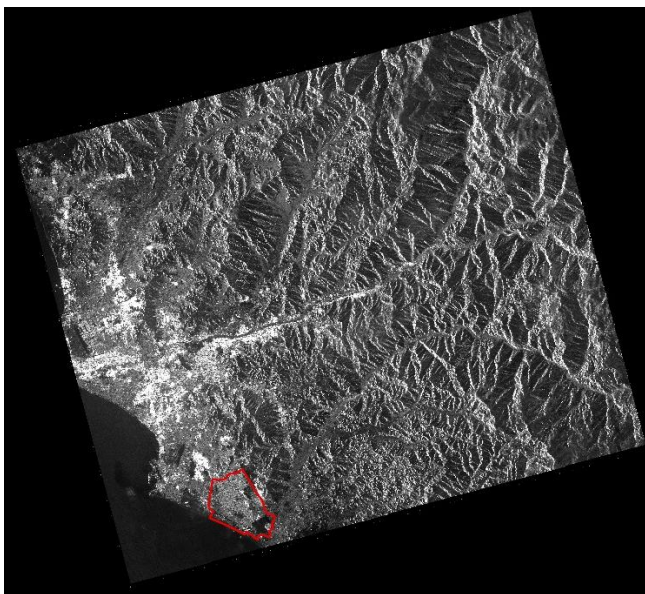
El área de estudio es susceptible de sufrir fenómenos de geodinámica externa, más que nada por movilidad de las dunas o médanos, flujo de detritos o tsunamis.

##### b) Geodinámica interna

La actividad sísmica es el mayor peligro geológico relacionado a la geodinámica endógena, consideración muy importante a tener en cuenta, debido que el Perú se ubica en una zona altamente sísmica.

#### 3.2.4.3 Modelo de elevación digital (ALOS PALSAR)

Con el objetivo de obtener una representación confiable de las curvas de nivel del distrito se ha utilizado un modelo de elevación digital (DEM) generado por la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA) en su misión denominada ALOS PALSAR. Este DEM fue generado utilizando un radar de apertura sintética (SAR) teniendo como resolución espacial un pixel de 12.5 m y precisión de error cuadrático medio (RMSE) de 4.01m (Gesch, 2014), referenciado verticalmente al geoide EGM96 (Earth Gravitational Model 1996) y de manera horizontal al WGS84 (World Geodetic System 1984). Se ha descargado el DEM denominado PALSAR\_Radiometric\_Terrain\_Corrected\_high\_res de la página web <https://vertex.daac.asf.alaska.edu> el 11 de junio del 2019.



**Figura 29.** Imagen de ALOS PALSAR tomada el 07/03/2011 para la parte sur de Lima. La Imagen ALOS PALSAR se usará para obtener la pendiente del terreno del distrito como uno de los factores condicionantes en la evaluación del peligro geológico.

### 3.2.5 Mapa de Peligros Geológicos

Se ha elaborado un mapa de peligros geológicos del distrito de Villa El Salvador, el cual es mostrado en el **Mapa M-04**, relacionados a los procesos de geodinámica externa, este mapa es presentado en función de la intensidad del peligro. El rango de peligrosidad geológica, va desde muy alto a bajo.

La delimitación del mapa de peligros geológicos se tomó como referencia la base de información geográfica GEOCATMIN del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). También se usó la investigación “Atlas Ambiental de Lima Metropolitana: Mapas de Susceptibilidad en el Ordenamiento Territorial” (Villacorta, Chambi, Carlotto, & Fídel, 2006) y el modelo digital de elevación (DEM).

La identificación de los niveles de peligrosidad se desarrolló en relación al “Manual para la evaluación de riesgos originados por peligros naturales” elaborado por el CENEPRED (Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres).

Los procesos de geodinámica externa están relacionados a la acción de vientos, a las precipitaciones pluviales extraordinarias y a la acción de la actividad del mar. Se debe considerar que el intenso urbanismo en los últimos años ha trastocado los relieves naturales, pudiendo en cierta forma afectar el equilibrio natural de las geoformas, como es el caso que al haber sido ocupadas por viviendas algunas laderas y en las cumbres de los cerros, ha desestabilizado el equilibrio de las laderas, pudiéndose producir deslizamientos. También se han creado parques y otras áreas verdes, que, al ser regadas, propician la filtración de agua en los materiales limo arenosos.

#### - **Peligro muy alto**

El peligro geológico de rango muy alto, está relacionado a las actividades sísmicas y tsunamis. Predomina una pendiente del terreno mayor a 30°. En caso de un sismo es muy probable que genere en el terreno derrumbes,

asentamientos y flujos de arena (Duna Lomo Corvina). Esto afectaría a las construcciones ubicadas pendiente abajo del talud. El distrito de Villa El Salvador tiene su litoral constituido por varias playas, donde se aprecian arenamientos por el mar, farallones y puntas y acantilados. La mayor parte de los acantilados tiene poca altura, por ello las olas del tsunami podrían sobrepasarlos e inundar los terrenos litorales.

- ***Peligro alto***

Se considera a la colinas y lomadas que tienen pendiente moderada en el distrito de Villa El Salvador, ubicado en el extremo oeste del distrito, como se observa en el Mapa M-04. Las arenas que conforman estas colinas y lomadas son medianamente densas. En la actualidad se puede observar viviendas construidas sobre estas colinas, en su mayoría son construcciones precarias. Se consideran de peligro alto debido a que por sismo o efecto de lluvias extremas (por ejemplo, el Fenómeno del Niño) se produciría el desprendimiento de arenas, lo que llevaría a la desestabilización de las viviendas construidas sobre estos mantos de arena.

- ***Peligro Medio***

En el extremo norte del distrito de Villa el Salvador, existe el Cerro Papa que tienen la mayor altimetría del distrito; la cumbre de este cerro sirve como límite distrital con el distrito de San Juan de Miraflores. La roca que conforma estos cerros, son sedimentarias de calizas metamorizadas, las laderas son de fuerte pendiente, pero aun así en estas laderas empinadas se han edificado viviendas, mayormente construcciones precarias. Estas laderas tienen pendientes moderadas, mayormente se encuentran tapizadas de arenas eólicas, pero de menor espesor que en las llanuras, encontrándose la roca a poca profundidad.

Se considera peligro medio, debido a que por efecto de fuertes lluvias (Fenómeno del Niño), las laderas se pueden saturar de agua, puede variar su capacidad portante y la cohesión de los materiales, lo que produciría deslizamientos de materiales sueltos que afectarían la cimentación de las viviendas.

- **Peligro Bajo**

Esta área está constituida por terrenos planos o semiplanos, y laderas de los cerros con pendiente suave; asimismo lomadas de poca altura en medio de las llanuras.

Se considera peligro geológico bajo, debido a que esta área no presenta inundaciones, deslizamientos, huaycos. Esta área está conformada por depósitos aluviales y eólicos, constituidos por gravillas, arenas, limos y arcillas.



## **CAPÍTULO IV: EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO**

### **4.1 INTRODUCCIÓN**

La estimación del peligro sísmico resulta de vital importancia, ya que dicha evaluación constituye una herramienta clave para tener una estimación más completa de los efectos de los movimientos sísmicos sobre una variedad de estructuras construidas en el distrito de Villa El Salvador.

El análisis de peligro sísmico generalmente se realiza por las metodologías, determinístico y probabilístico, son dos enfoques comúnmente utilizados. En esta investigación se utiliza el análisis probabilístico ya que tiene en cuenta el tiempo de recurrencia, ubicación epicentral y la amplitud del parámetro de peligro de interés.

En este estudio de peligro sísmico se ha empleado el software del Servicio Nacional de Capacitación para la Industria de la Construcción (SENCICO). Entre las diferentes tareas realizaron el aplicativo web, donde ha incorporado curvas de probabilidad anual de excedencia y han obtenido el espectro de peligro uniforme a lo largo del territorio peruano. Para ello, realizaron actualizaciones relacionadas con los parámetros de sismicidad de las fuentes sísmicas y emplearon diferentes leyes de atenuación que dan un mejor entendimiento del entorno sísmico del territorio peruano.

### **4.2 EVALUACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS**

Para evaluar el peligro sísmico en un determinado lugar o región, se deben identificar y caracterizar las zonas de fuentes sísmicas, así como evaluar los parámetros que caracterizan la actividad sísmica en cada fuente ya que son parte integral para la estimación del peligro sísmico probabilístico.

En la presente tesis se ha utilizado las fuentes sismogénicas expuestas en el trabajo de actualización del programa de cómputo orientado a la determinación del peligro sísmico, elaborado por SENCICO (SENCICO, 2016), donde han optado por la actualización de las fuentes sísmicas en base al análisis estadístico permitiendo reagrupar e incorporar nuevas

fuentes y curvas de probabilidad anual de excedencia, estableciendo veintinueve fuentes de subducción; en los cuales se diferencia seis mecanismos de interfase, diez de intraplaca superficial y cuatro intermedias. Asimismo, han generado nueve fuentes sísmicas continentales.

En el Mapa **M-05** se muestra las fuentes sismogénicas de subducción y continentales y en la **Tabla 7**, **Tabla 8** y **Tabla 9** las coordenadas geográficas.

**Tabla 7.** Coordenadas geográficas de las fuentes de interface (SENCICO, 2016).

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F1	-79.928	-1.314	50
F1	-79.697	-2.447	50
F1	-81.742	-2.217	25
F1	-81.670	-1.163	25
F1	-80.380	2.110	25
F1	-78.778	1.666	50
F2	-81.851	-3.458	25
F2	-82.054	-5.322	25
F2	-80.991	-8.528	25
F2	-79.267	-7.740	50
F2	-80.368	-5.595	50
F2	-79.699	-2.439	50
F2	-81.236	-2.274	25
F3	-80.991	-8.528	25
F3	-80.022	-10.322	25
F3	-77.184	-14.412	25
F3	-75.856	-13.563	60
F3	-77.824	-10.464	60
F3	-79.267	-7.740	60
F4	-75.800	-15.800	25
F4	-74.360	-16.880	25
F4	-73.430	-16.039	65
F4	-75.834	-13.548	65
F4	-77.155	-14.392	25
F5	-73.430	-16.039	70
F5	-74.360	-16.880	30
F5	-72.727	-18.100	30
F5	-71.602	-19.101	30
F5	-70.517	-18.082	75

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F6	-71.602	-19.101	30
F6	-71.334	-19.475	30
F6	-71.377	-22.999	50
F6	-69.266	-22.999	85
F6	-69.623	-20.786	75
F6	-69.900	-18.564	70

**Tabla 8.** Coordenadas geográficas de las fuentes de intraplaca (SENCICO, 2016).

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F7	-79.033	-2.129	125
F7	-76.989	0.998	125
F7	-79.222	1.809	50
F7	-80.031	0.162	50
F7	-80.600	-1.400	50
F8	-81.334	-3.969	50
F8	-80.840	-5.926	50
F8	-79.881	-8.015	50
F8	-77.474	-6.920	120
F8	-78.667	-4.725	120
F8	-77.716	-2.798	200
F8	-80.017	-1.630	90
F9	-78.423	-7.352	100
F9	-79.881	-8.015	60
F9	-78.003	-11.728	60
F9	-76.381	-13.899	60
F9	-74.775	-12.871	120
F9	-76.441	-10.831	130
F10	-73.778	-16.347	70
F10	-71.584	-14.405	140
F10	-73.127	-13.631	125
F10	-74.555	-12.725	120
F10	-76.381	-13.899	60
F10	-75.782	-14.883	60
F10	-74.709	-15.750	60
F11	-71.660	-17.328	70
F11	-70.558	-18.134	70
F11	-69.800	-17.400	140
F11	-71.584	-14.405	140
F11	-73.778	-16.347	65

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F12	-70.480	-22.999	70
F12	-69.275	-22.999	100
F12	-67.872	-22.999	150
F12	-67.911	-21.766	150
F12	-68.560	-19.610	155
F12	-69.020	-18.550	150
F12	-69.800	-17.400	140
F12	-70.558	-18.143	100
F13	-77.716	-2.798	200
F13	-78.667	-4.725	120
F13	-76.472	-8.763	130
F13	-75.489	-8.120	140
F13	-74.558	-6.771	150
F13	-76.164	-4.332	130
F13	-75.255	-2.911	150
F14	-76.441	-10.831	130
F14	-74.775	-12.871	120
F14	-73.794	-12.219	130
F14	-76.472	-8.763	130
F14	-77.474	-6.920	120
F14	-78.423	-7.352	120
F15	-75.116	-10.513	145
F15	-73.794	-12.219	130
F15	-72.577	-11.410	135
F15	-73.319	-10.572	150
F15	-74.417	-9.331	150
F15	-75.489	-8.120	140
F15	-76.472	-8.763	130
F16	-73.119	-13.635	120
F16	-71.584	-14.405	150
F16	-70.646	-13.766	135
F16	-72.575	-11.405	135
F16	-74.584	-12.770	125
F17	-77.716	-2.798	200
F17	-76.245	-2.865	170
F17	-75.638	-1.914	170
F17	-77.119	-0.922	200
F17	-78.400	-1.161	125
F17	-79.033	-2.129	125
F18	-75.489	-8.120	140
F18	-74.417	-9.331	150

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F18	-73.051	-8.124	185
F18	-74.558	-6.771	180
F19	-70.592	-16.070	150
F19	-69.800	-17.400	140
F19	-69.020	-18.550	150
F19	-68.246	-18.155	200
F19	-67.398	-17.724	250
F19	-70.646	-13.766	250
F19	-71.584	-14.405	175
F20	-65.943	-22.999	270
F20	-66.254	-19.522	270
F20	-66.745	-17.388	285
F20	-69.020	-18.550	150
F20	-68.560	-19.610	155
F20	-67.911	-21.766	150
F20	-67.873	-22.999	150

Tabla 9. Coordenadas geográficas de las fuentes continentales (SENCICO, 2016).

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F21	-79.173	-7.916	30
F21	-77.365	-7.009	30
F21	-78.581	-4.449	30
F21	-80.368	-5.595	30
F22	-79.173	-7.916	30
F22	-77.824	-10.464	30
F22	-76.318	-12.881	30
F22	-75.677	-13.764	30
F22	-74.411	-12.807	30
F22	-75.315	-12.019	30
F22	-76.798	-8.551	30
F22	-77.365	-7.009	30
F23	-75.677	-13.764	30
F23	-73.090	-16.383	30
F23	-72.106	-14.949	30
F23	-73.789	-13.349	30
F23	-74.411	-12.807	30
F24	-73.090	-16.383	30
F24	-70.517	-18.096	30
F24	-69.900	-18.564	30

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F24	-69.174	-17.909	30
F24	-70.484	-15.743	30
F24	-72.106	-14.949	30
F25	-79.367	-0.036	30
F25	-79.083	-2.408	30
F25	-77.139	-1.595	30
F25	-76.797	1.211	30
F25	-77.897	1.730	30
F26	-79.083	-2.408	30
F26	-78.581	-4.449	30
F26	-78.152	-5.348	30
F26	-76.293	-4.598	30
F26	-76.661	-3.088	30
F26	-77.139	-1.595	30
F27	-78.152	-5.348	30
F27	-77.365	-7.009	30
F27	-76.798	-8.551	30
F27	-75.145	-7.359	30
F27	-75.430	-6.292	30
F27	-76.304	-4.610	30
F28	-76.798	-8.551	30
F28	-75.315	-12.019	30
F28	-73.789	-13.349	30
F28	-72.276	-11.656	30
F28	-73.668	-10.523	30
F28	-74.957	-8.744	30
F28	-75.145	-7.359	30
F29	-73.789	-13.349	30
F29	-72.106	-14.949	30
F29	-70.484	-15.743	30
F29	-69.414	-12.956	30
F29	-72.276	-11.656	30

En la **Tabla 10** se presentan los parámetros de sismicidad local de las fuentes sísmogénicas utilizados determinados mediante el método propuesto por Weichert (1980).

**Tabla 10.** Parámetros de sismicidad local utilizados (SENCICO, 2016).

Fuente	Parámetros			
	Mmín	Mmáx	$\beta$	Tasa
F1	4.3	8.1	1.3	3.1
F2	4.5	8.0	1.3	4.2
F3	4.8	8.4	1.7	4.0
F4	4.4	8.4	1.7	6.6
F5	4.8	8.4	1.5	2.6
F6	4.5	8.4	1.3	3.5
F7	4.1	7.9	1.0	1.3
F8	4.4	6.6	2.0	3.4
F9	4.5	7.9	1.9	6.5
F10	4.5	7.0	1.8	6.6
F11	4.8	7.8	2.3	4.9
F12	4.8	7.7	2.6	19.0
F13	4.3	7.4	1.5	3.7
F14	4.2	6.6	1.3	2.1
F15	4.6	6.0	2.3	2.5
F16	4.1	6.9	1.3	1.3
F17	4.4	7.3	1.7	3.9
F18	4.8	7.1	2.4	3.1
F19	4.8	7.0	2.3	2.9
F20	4.5	7.7	2.4	11.7
F21	4.0	7.1	0.6	0.5
F22	4.1	7.2	1.1	1.3
F23	4.5	7.0	1.4	0.7
F24	4.4	7.4	1.3	1.3
F25	4.2	7.0	1.1	2.0
F26	4.6	6.7	1.4	0.9
F27	4.8	6.8	2.2	1.3
F28	4.5	7.0	1.7	2.9
F29	4.3	7.1	1.3	1.4

### 4.3 LEYES DE ATENUACIÓN DE LAS ONDAS SÍSMICAS

Las ecuaciones de predicción de movimiento del suelo o leyes de atenuación representan un componente clave en el análisis de peligro sísmico, dado que proporcionan el modo de predecir el nivel de movimiento del suelo en cualquier lugar o ubicación dada.

En esta investigación, la leyes de atenuación que se utilizan para la estimación del peligro sísmico están en marco de la investigación realizada por SENCICO, donde se ha llevado a cabo una selección de ecuaciones de predicciones del movimiento disponibles y basados específicamente en mecanismos focales (sismos de subducción de interface e intraplaca); las leyes de atenuación adaptadas a estas condiciones son las de Young et al. (1997); Zhao et al.(2006); Mc Verry et al. (2006), Atkinson y Boore (2003) y BC HYDRO (Abrahamson et al.2015), y para sismos continentales han utilizado la ley de atenuación propuesto por Sadight et al. (1997); estas leyes de atenuación son usadas en base a un enfoque de diseño de árbol lógico con pesos asociados a cada una de las leyes de atenuación. Cabe mencionar que los resultados obtenidos en el presente análisis del peligro sísmico del distrito muestran valores de aceleración esperados sobre suelo tipo B (roca) y la clasificación de sitio es caracterizado según la ASCE SEI 7 (American Society of Civil Engineers, 2016). En la **Tabla 11**, se presentan los valores de velocidad de onda de corte y clasificación de sitio.

**Tabla 11.** Esquema de clasificación del Sitio (IBC, 2015 – ASCE/SEI 7, 2016).

Tipo de Suelo	Clasificación del Suelo	Propiedades Promedio en los 30 primeros metros (ASCE SEI 7-16)		
		Velocidad de onda de corte, $v_s$ (m/s)	Resistencia a la penetración estándar (N)	Resistencia al corte no drenado, $S_u$ (psf)
A	Roca muy dura	$V_s > 1500$	N/A	N/A
B	Roca	$760 < V_s < 1500$	N/A	N/A
C	Suelo muy denso a roca blanda	$360 < V_s \leq 760$	$N > 50$	$S_u \geq 2000$
D	Suelo firme	$180 < V_s \leq 360$	$15 \leq N \leq 50$	$1000 \leq S_u \leq 2000$
E	Suelo blando	$V_s < 180$	$N \leq 15$	$S_u < 1000$



E	-	Cualquier perfil de suelo que contenga una o más de las siguientes características: 1. Índice de plasticidad > 20 2. Contenido de humedad ≥ 40 % y 3. Resistencia al corte no drenado < 500 psf
F	-	Cualquier perfil de suelo que contenga una o más de las siguientes características: 1. Suelos vulnerables a una posible fractura o colapso bajo efecto sísmico.

#### 4.3.1 Ley de atenuación de Youngs et al. (1997)

Para desarrollar la ley de Young han utilizado sismos de subducción registrados en Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú y las islas Salomón; consideran que la ley de atenuación es apropiada para sismos de magnitud mayores a 5 Mw. Además, clasificaron las características de sitio en roca, suelo duro poco profundo y suelo profundo.

Las leyes de atenuación propuestas por Youngs et al. (1997) corresponden a un amortiguamiento de 5% con ordenadas espectrales para roca y suelo.

En la tabla 12. se muestran los coeficientes de la ley de atenuación en roca propuesta por Youngs et al. (1997).

La ley de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Youngs en roca es:

$$\ln(S_a) = 0.2418 + 1.414M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.7818 * e^{0.554M}) + 0.00607H + Z_T$$

Con desviación estándar de  $\ln(S_a) = C_4 + C_5 * M$

Donde:

Sa: Aceleración espectral expresada en g.

M: Magnitud de momento sísmico Mw.

$r_{rup}$ : Distancia más cercana al área de ruptura (Km).

H: Profundidad focal (Km).

$Z_T$ : 0 para sismos de interfase, 1 para sismos de intraplaca.

$C_{1,2,3,4,5}$ : Coeficientes obtenidos a partir de la regresión.

**Tabla 12.** Coeficientes de atenuación de aceleración espectral (Youngs et. 1997).

Periodo (s)	C1	C2	C3	C4	C5
0.000	0.000	0.0000	-2.552	1.45	-0.1
0.075	1.275	0.0000	-2.707	1.45	-0.1
0.100	1.188	-0.0011	-2.655	1.45	-0.1
0.200	0.722	-0.0027	-2.528	1.45	-0.1
0.300	0.246	-0.0036	-2.454	1.45	-0.1
0.400	-0.115	-0.0043	-2.401	1.45	-0.1
0.500	-0.400	-0.0048	-2.360	1.45	-0.1
0.750	-1.149	-0.0057	-2.286	1.45	-0.1
1.000	-1.736	-0.0064	-2.234	1.45	-0.1
1.500	-2.634	-0.0073	-2.160	1.50	-0.1
2.000	-3.328	-0.0080	-2.107	1.55	-0.1
3.000	-4.511	-0.0089	-2.033	1.65	-0.1

#### 4.3.2 Ley de atenuación de Zhao et al. (2006)

El modelo generado por Zhao et al. (2006), fue desarrollado para conocer la atenuación espectral en las zonas de subducción; el conjunto de datos incluye un gran número de sismos registrados en Japón, Estados Unidos e Irán hasta el 2003 con un total de 4726 sismos de mecanismo de subducción.

Zhao et al. (2006) realizaron una clasificación de los suelos de acuerdo a diseños de ingeniería de Japón (**Tabla 13**). La relación de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Zhao et al., en roca es:

$$\ln y = a \cdot M_w + b \cdot x - \ln r + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_I + S_S + S_{SL} \ln x + C_k$$

$$r = x + x \exp(d - M_w)$$

Los parámetros involucrados en la descripción del modelo son:

$y$ : valor de PGA (en  $\text{cm/s}^2$ ) considerando el 5% de amortiguamiento para un periodo espectral  $T$ .

$M_w$ : Magnitud de momento que va de 4.9 a 8.3.

$x$ : Distancia más cercana al plano de ruptura (Km) que va de 0 a 300 Km.

$h$ : Profundidad focal (Km).

$F_R$ : Factor de falla reversa.

$S_I$ : Indicador del tipo de fuente.

$S_S$ : Indicador del tipo de fuente.

$V_{s30}$ : Velocidad promedio a una profundidad de 30 m (m/s).

$C_k$ : Desviación estándar

$F_R$  es un parámetro que aplica para los eventos generados en la corteza superior, el mecanismo de falla reversa. ( $F_R=1$ , para eventos corticales solamente si existe fallas inversas;  $F_R=0$ , para otras fallas).

Los valores de  $S_I$ ,  $S_S$ ,  $S_{SL}$  fueron obtenidos mediante regresión para cada uno de los periodos para definir el modelo. A continuación, se describe brevemente cada uno de ellos:

$S_I$  es un factor indicador de tipo de fuente y aplica para eventos de interface y adquiere el valor de 0 (cero) para cualquier otro evento,  $S_S$  similar al anterior aplica a eventos de intraplaca únicamente y es cero para cualquier otro tipo de evento.

$S_{SL}$  es un factor independiente de la magnitud de los sismos, se utiliza solamente cuando las distancias de la fuente al registro son mayores a 40km. El término  $C_k$  define el comportamiento del suelo (**Tabla 13**) y los coeficientes a, b, c, d y e, se determinan mediante análisis de regresión para cada periodo y se muestran en la **Tabla 14**.

En este caso, la ley de atenuación de Zhao fue empleada considerando un suelo tipo B (roca, donde  $C_k = C_1$ ).

La constante de profundidad  $h_c$  es igual a 125km cuando los eventos con  $h \geq 125\text{km}$ , para el caso de eventos poco profundos; para el modelo si  $h \geq h_c$  entonces  $\delta_h = 1$ , caso contrario  $h < h_c$ , entonces  $\delta_h = 0$ .

La **Tabla 14** presenta coeficientes asignados para los diversos periodos estructurales que conforman los espectros de peligro uniforme (21 periodos).

**Tabla 13.** Definición de los suelos usados de Molas & Yamazaki (1995).

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	$V_{s30}$ calculado a partir del periodo del suelo (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE	$C_k$
Hard rock	Roca dura	$V_{s30} > 1100$	A+B	$C_H$
SC I	Roca	$V_{s30} > 600$	B+C	$C_1$
SC II	Suelo duro	$300 < V_{s30} \leq 600$	C+D	$C_2$

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	$V_{s30}$ calculado a partir del periodo del suelo (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE	$C_k$
SC III	Suelo medio	$200 < V_{s30} \leq 300$	D	$C_3$
SC IV	Suelo suelto	$V_{s30} \leq 200$	E+F	$C_4$

**Tabla 14.** Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Zhao et al. (2006).

Periodo	a	b	c	d	e	FR	SI	SS	SSL	C1
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.08	0.01412	0.251	0.000	2.607	-0.528	1.111
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.06	0.01463	0.251	0.000	2.764	-0.551	1.684
0.10	1.118	-0.00787	0.009	1.083	0.01423	0.24	0.000	2.156	-0.42	2.061
0.15	1.134	-0.00722	0.01	1.053	0.01509	0.251	0.000	2.161	-0.431	1.916
0.20	1.147	-0.00659	0.012	1.014	0.01462	0.26	0.000	1.901	-0.372	1.669
0.25	1.149	-0.00564	0.014	0.966	0.01459	0.269	0.000	1.814	-0.36	1.468
0.30	1.163	-0.0059	0.015	0.934	0.01458	0.259	0.000	2.181	-0.45	1.172
0.40	1.2	-0.00422	0.01	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506	0.655
0.50	1.25	-0.00338	0.006	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554	0.071
0.60	1.293	-0.00282	0.003	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575	-0.429
0.70	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.22	-0.146	2.654	-0.572	-0.866
0.80	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.48	-0.54	-1.325
0.90	1.433	-0.00232	0.002	1.109	0.00972	0.22	-0.206	2.332	-0.522	-1.732
1.00	1.479	-0.0022	0.002	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509	-2.152
1.25	1.551	-0.00207	0.002	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469	-2.923
1.50	1.621	-0.00224	0.002	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379	-3.548
2.00	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248	-4.41
2.50	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221	-5.049
3.00	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263	-5.431
4.00	1.826	-0.00195	0.004	1.044	0.0059	0.353	-0.39	0.561	-0.169	-6.181
5.00	1.825	-0.00237	0.005	1.065	0.0051	0.248	-0.498	0.225	-0.12	-6.347

#### 4.3.3 Ley de atenuación de McVerry et al. (2006)

Este modelo ha sido basado en el modelo de Abrahamson & Silva (1997) para sismos continentales y el modelo de Youngs et al. (1997) para sismos en zonas de subducción.

McVerry et al. (2006) usaron todos los datos de movimientos fuertes de eventos sísmicos disponibles de la red de acelerógrafos de Nueva Zelanda hasta finales de 1995 que satisficieron varios criterios de selección, complementado con datos sismográficos seleccionados digitales.

Un aspecto importante del estudio realizado por McVerry et al. (2006) es que reconoce varios tipos de tectónica de sismos en Nueva Zelanda, en vez combinar sismos de zonas de subducción y continentales.

**Tabla 15.** Clasificación de Sitio de Nueva Zelanda (2004).

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	Velocidad de Onda de corte, $\bar{V}_s$ (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
A	Roca dura	$\bar{V}_s > 1500$	A
B	Roca	$360 < \bar{V}_s \leq 1500$	B+C
C	Suelo superficial	-	D
D	Suelo profundo o suelto	-	D+E
E	Suelo muy suelto	$\bar{V}_s \leq 150$	E

El modelo continental toma la forma:

$$\ln SA'_{A/B}(T) = C'_{1}(T) + C_{4AS}(M - 6) + C_{3AS}(T)(8.5 - M)^2 + C'_{5}(T)r + (C'_{8}(T) + C_{6AS}(M - 6))\ln(r^2 + C_{10AS}^2(T))^{\frac{1}{2}} + C'_{46}(T)rVOL + C_{32}CN + C_{33AS}(T)CR + F_{HW}(M, r)$$

El modelo de la zona de subducción toma la forma:

$$\ln SA'_{A/B}(T) = C'_{11}(T) + (C_{12Y} + (C_{15'}(T) - C_{17'}(T))C_{19Y})(M - 6) + C_{13Y}(T)(10 - M)^3 + C_{17'}(T)\ln(r + C_{18Y}\exp(C_{19Y}M)) + C_{20'}(T)H_C + C_{24'}(T)SI + C_{46'}(T)rVOL(1 - DS)$$

donde

$$C_{15'}(T) = C_{17Y}(T)$$

En ambos modelos de zona de subducción y continental

$$\ln SA'_{C,D}(T) = \ln SA'_{A/B}(T) + C_{29'}(T)\delta_C + (C_{30AS}(T)\ln(SA(T)'_{A/B} + 0.03) + C_{43'}(T))\delta_D$$

donde

La expresión para  $PGA_{A/B,C,D}$  toma la misma forma como para  $PGA'_{A/B,C,D}$ , pero se diferencian por el uso de versiones no desarrolladas de coeficientes. Finalmente,

$$SA_{A/B,C,D}(T) = SA'_{A/B,C,D}(T) * \left(\frac{PGA_{A/B,C,D}}{PGA'_{A/B,C,D}}\right)$$

Los parámetros de estos modelos:

$M$  = magnitud momento

$r$  = distancia más pequeña en km desde la fuente

$rVOL$  = longitud en km de la trayectoria de la fuente en la zona volcánica

$H_C$  = profundidad del centroide en km

$CN$  = -1 para mecanismos normales de sismos continental, 0 para los demás

$CR$  = 0.5 para mecanismo inverso/oblicuo de sismos continentales, 1.0 para mecanismos inversos de sismos continentales, 0 para los demás

$SI$  = 1 para sismos de subducción en interfase, 0 para los demás.

$DS$  = 1 para sismos intraplaca, 0 para los demás

$\delta_C$  = 1 sitio de clase C, 0 para los demás

$\delta_D$  = 1 sitio de clase D, 0 para los demás

**Tabla 16.** Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry et al. (2006).

Periodo	C1	C3	C4	C5	C6	C8	C10	C11
PGA	0.14274	0	-0.144	-0.00989	0.17	-0.68744	5.6	8.57343
0.05	0.07713	0	-0.144	-0.00898	0.17	-0.73728	5.6	8.08611
0.1	1.2205	0.03	-0.144	-0.00914	0.17	-0.93059	5.58	8.69303
0.15	1.53365	0.028	-0.144	-0.00903	0.17	-0.96506	5.5	9.304
0.2	1.22565	-0.0138	-0.144	-0.00975	0.17	-0.75855	5.1	10.41628
0.25	0.21124	-0.036	-0.144	-0.01032	0.17	-0.524	4.8	9.21783
0.3	-0.10541	-0.0518	-0.144	-0.00941	0.17	-0.50802	4.52	8.0115
0.4	-0.1426	-0.0635	-0.144	-0.00878	0.17	-0.52214	4.3	7.87495
0.5	-0.65968	-0.0862	-0.144	-0.00802	0.17	-0.47264	3.9	7.26785
0.6	-0.51404	-0.102	-0.144	-0.00647	0.17	-0.58672	3.7	6.98741
0.7	-0.95399	-0.12	-0.144	-0.00713	0.17	-0.49268	3.55	6.77543
0.8	-1.24167	-0.12	-0.144	-0.00713	0.17	-0.49268	3.55	6.48775
0.9	-1.5657	-0.1726	-0.144	-0.00623	0.17	-0.52257	3.5	5.05424
1	0.14274	0	-0.144	-0.00989	0.17	-0.68744	5.6	8.57343
1.25	0.07713	0	-0.144	-0.00898	0.17	-0.73728	5.6	8.08611
1.5	1.2205	0.03	-0.144	-0.00914	0.17	-0.93059	5.58	8.69303
2	1.53365	0.028	-0.144	-0.00903	0.17	-0.96506	5.5	9.304
2.5	1.22565	-0.0138	-0.144	-0.00975	0.17	-0.75855	5.1	10.41628
3	0.21124	-0.036	-0.144	-0.01032	0.17	-0.524	4.8	9.21783

**Tabla 17.** Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry et al. (2006) (cont.).

Periodo	C12	C13	C15	C17	C18	C19	C20
PGA	1.414	0	-2.552	-2.56592	1.7818	0.554	0.01545
0.05	1.414	0	-2.552	-2.49894	1.7818	0.554	0.0159
0.1	1.414	0	-2.707	-2.55903	1.7818	0.554	0.01821
0.15	1.414	-0.0011	-2.655	-2.61372	1.7818	0.554	0.01737
0.2	1.414	-0.0027	-2.528	-2.70038	1.7818	0.554	0.01531
0.25	1.414	-0.0036	-2.454	-2.47356	1.7818	0.554	0.01304
0.3	1.414	-0.0043	-2.401	-2.30457	1.7818	0.554	0.01426
0.4	1.414	-0.0048	-2.36	-2.31991	1.7818	0.554	0.01277
0.5	1.414	-0.0057	-2.286	-2.2846	1.7818	0.554	0.01055
0.6	1.414	-0.0064	-2.234	-2.28256	1.7818	0.554	0.00927
0.7	1.414	-0.0073	-2.16	-2.27895	1.7818	0.554	0.00748
0.8	1.414	-0.0073	-2.16	-2.27895	1.7818	0.554	0.00748
0.9	1.414	-0.0089	-2.033	-2.0556	1.7818	0.554	-0.00273
1	1.414	0.0000	-2.552	-2.56592	1.7818	0.554	0.01545
1.25	1.414	0.0000	-2.552	-2.49894	1.7818	0.554	0.0159
1.5	1.414	0.0000	-2.707	-2.55903	1.7818	0.554	0.01821
2	1.414	-0.0011	-2.655	-2.61372	1.7818	0.554	0.01737
2.5	1.414	-0.0027	-2.528	-2.70038	1.7818	0.554	0.01531
3	1.414	-0.0036	-2.454	-2.47356	1.7818	0.554	0.01304

**Tabla 18.** Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry et al. (2006) (cont.).

Periodo	C24	C29	C30	C32	C33	C43	C46
PGA	-0.49963	0.27315	-0.23	0.2	0.26	-0.33716	-0.03255
0.05	-0.43223	0.3873	-0.23	0.2	0.26	-0.31036	-0.0325
0.1	-0.52504	0.27879	-0.28	0.2	0.26	-0.49068	-0.03441
0.15	-0.61452	0.28619	-0.28	0.2	0.26	-0.46604	-0.03594
0.2	-0.65966	0.34064	-0.245	0.2	0.26	-0.31282	-0.03823
0.25	-0.56604	0.53213	-0.195	0.2	0.198	-0.07565	-0.03535
0.3	-0.33169	0.63272	-0.16	0.2	0.154	0.17615	-0.03354
0.4	-0.24374	0.58809	-0.121	0.2	0.119	0.34775	-0.03211
0.5	-0.01583	0.50708	-0.05	0.2	0.057	0.7238	-0.02857
0.6	0.02009	0.33002	0	0.2	0.013	0.89239	-0.025
0.7	-0.07051	0.07445	0.04	0.2	-0.049	0.77743	-0.02008
0.8	-0.07051	0.07445	0.04	0.2	-0.049	0.77743	-0.02008
0.9	-0.23967	0.09869	0.04	0.2	-0.156	0.60938	-0.01587
1	-0.49963	0.27315	-0.23	0.2	0.26	-0.33716	-0.03255
1.25	-0.43223	0.3873	-0.23	0.2	0.26	-0.31036	-0.0325
1.5	-0.52504	0.27879	-0.28	0.2	0.26	-0.49068	-0.03441
2	-0.61452	0.28619	-0.28	0.2	0.26	-0.46604	-0.03594
2.5	-0.65966	0.34064	-0.245	0.2	0.26	-0.31282	-0.03823
3	-0.56604	0.53213	-0.195	0.2	0.198	-0.07565	-0.03535

#### 4.3.4 Ecuación de atenuación de Adkinson y Boore (2003)

El modelo de Adkinson y Boore (2003) está basado en la actividad sísmica de la región de Cascadia (Washington, Oregon, Norte de California y British Columbia), el análisis también incluye los sismos generados por eventos de intraplaca e interfaces más recientes como los de Japón (datos de KNET), México (datos de Guerrero) y Centroamérica (datos de El Salvador).

La relación de atenuación para la estimación del PGA con un 5% de amortiguamiento propuesta por Atkinson y Boore, en roca es:

$$\log Y = f_n(M) + C_3 h + C_4 R - g \log R + C_5 S_l S_c + C_6 S_l S_D + C_7 S_l S_E$$

Los parámetros involucrados en la descripción del modelo son:

Y: PGA (en Cm/s)

M: Magnitud Momento

$$f_n(M) = C_1 + C_2 M$$

h: Profundidad focal (Km).

R: Es la relación de distancia entre la posición de la estación de registro y la fuente de origen, su valor se determina mediante la ecuación  $R =$

$\sqrt{D_{ruptura}^2 + \Delta^2}$  con  $D_{ruptura}$  la distancia más cercana a la superficie de ruptura y  $\Delta$  (Km) término que da cuenta de la saturación que se produce para los registros cercanos a la falla dada por  $\Delta = 0.00724 \times 10^{0.207M}$

g: Coeficiente que corresponde a la pendiente de la atenuación, con

$g = 10^{(1.2 - 0.18M)}$  para eventos de interfase y  $g = 10^{(0.301 - 0.01M)}$  para eventos de intraplaca.

$S_c$ : Igual a 1, para NEHRP tipo C, caso contrario su valor será 0.

$S_D$ : Igual a 1, para NEHRP tipo D, caso contrario su valor será 0.

$S_E$ : Igual a 1, para NEHRP tipo E, caso contrario su valor será 0.

$S_l$ : Coeficiente binario que se refiere al tipo de suelo ( $S_l = 0$  para Roca).



**Tabla 19.** Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Atkinson y Boore. (2003).

Periodo	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	$\sigma$	$\sigma_1$	$\sigma_2$
<b>Coeficientes para eventos de Interface</b>										
PGA	2.991	0.03525	0.00759	-0.00206	0.19	0.24	0.29	0.23	0.2	0.11
0.04	2.8753	0.07052	0.01004	-0.00278	0.15	0.2	0.2	0.26	0.22	0.14
0.10	2.7789	0.09841	0.00974	-0.00287	0.15	0.23	0.2	0.27	0.25	0.10
0.20	2.6638	0.12386	0.00884	-0.00280	0.15	0.27	0.25	0.28	0.25	0.13
0.40	2.5249	0.14770	0.00728	-0.00235	0.13	0.37	0.38	0.29	0.25	0.15
1.00	2.1442	0.1345	0.00521	-0.00110	0.1	0.3	0.55	0.34	0.28	0.19
2.00	2.1907	0.07148	0.00224	0.00000	0.1	0.25	0.4	0.34	0.29	0.18
3.00	2.301	0.02237	0.00012	0.00000	0.1	0.25	0.36	0.36	0.31	0.18
<b>Coeficientes para eventos de Intraplaca</b>										
PGA	-0.04713	0.6909	0.0113	-0.00202	0.19	0.24	0.29	0.27	0.23	0.14
0.04	0.50697	0.63273	0.01275	-0.00234	0.15	0.2	0.2	0.25	0.24	0.07
0.10	0.43928	0.66675	0.0108	-0.00219	0.15	0.23	0.2	0.28	0.27	0.07
0.20	0.51589	0.69186	0.00572	-0.00192	0.15	0.27	0.25	0.28	0.26	0.10
0.40	0.005445	0.77270	0.00173	-0.00178	0.13	0.37	0.38	0.28	0.26	0.10
1.00	-1.02133	0.87890	0.00130	-0.00173	0.10	0.3	0.55	0.29	0.27	0.11
2.00	2.39234	0.99640	0.00364	-0.00118	0.10	0.25	0.4	0.3	0.28	0.11
3.00	-3.70012	1.11690	0.00615	-0.00045	0.10	0.25	0.36	0.3	0.29	0.08

#### 4.3.5 Ecuación de atenuación BC HYDRO (Abrahamson 2015)

En el 2007, BC Hydro, el principal dueño de presas en Columbia Británica, Canadá, comenzó la mayor actualización de evaluación de peligro sísmico en las zonas de presas. En lugar de utilizar las leyes de atenuación disponibles, decidieron desarrollar una nueva ley y comparar detalladamente con otras leyes de atenuación en BC Hydro.

La relación de atenuación propuesta en BC Hydro está dada por:

$$\ln(S_{a_{\text{Interface}}}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_3(M + 7.8)) \ln(R_{\text{rup}} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{\text{rup}} + f_{\text{mag}}(M) + f_{\text{FABA}}(R_{\text{rup}}) + f_{\text{site}}(\text{PGA}_{1100}, V_{s30})$$

$$\ln(S_{a_{\text{Intraplaca}}}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_{14} F_{\text{event}} + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{\text{hypo}} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{\text{hypo}} + \theta_{10} F_{\text{event}} + f_{\text{mag}}(M) + f_{\text{depth}}(Z_h) + f_{\text{FABA}}(\text{hypo}) + f_{\text{site}}(\text{PGA}_{1100}, V_{s30})$$

Los parámetros involucrados en la descripción del modelo son:

$S_a$ : Aceleración espectral (g)

M: Magnitud momento

$Z_h$ : Profundidad hipocentral (Km)

$F_{event}$ : 0 para eventos de interface, 1 para eventos de intraplaca

$f_{FABA}$ : 0 para ante-arco o sitios desconocidos, 1 para tras-arco

El modelo para el escalado de magnitud está dado por:

$$f_{mag}(M) = \theta_4(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2 \quad \text{para } M \leq C_1 + \Delta C_1$$

$$f_{mag}(M) = \theta_5(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2 \quad \text{para } M \geq C_1 + \Delta C_1$$

Donde  $C_1 = 7.8$

El modelo para el escalado de profundidad está dado por:

$$f_{depth}(Z_h) = \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)F_{event}$$

El modelo para el escalado ante-arco/tras-arco está dado por:

$$f_{FABA(R)} = \theta_7 + \theta_8 \ln((\max(R_{hypo}, 85))/40)F_{FABA} \quad \text{Para } F_{event} = 1$$

$$f_{FABA(R)} = \theta_{15} + \theta_{16} \ln((\max(R_{hypo}, 100))/40)F_{FABA} \quad \text{Para } F_{event} = 0$$

El modelo para escalado de respuesta de sitio está dado por:

Para  $V_{s30} < V_{lin}$

$$f_{site}(PGA_{1100}, V_{s30}) = \theta_{12} \ln\left(\frac{V^*s}{V_{lin}}\right) - b \ln(PGA_{1100} + c) - b \ln(PGA_{1100} + c \left(\frac{V^*s}{V_{lin}}\right)^n)$$

Para  $V_{s30} \geq V_{lin}$

$$f_{site}(PGA_{1100}, V_{s30}) = \theta_{12} \ln\left(\frac{V^*s}{V_{lin}}\right) - b \ln\left(\frac{V^*s}{V_{lin}}\right)$$

Donde

$PGA_{1100}$ : Valor medio PGA para  $V_{s30} = 1000$  m/s

$V^*s = 1000$  Para  $V_{s30} > 1000$

$V^*s = V_{s30}$  Para  $V_{s30} \leq 1000$

**Tabla 20.** Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g) del modelo GMPE. BC Hydro (2015).

Periodo	Vlin	b	$\theta_1$	$\theta_2$	$\theta_6$	$\theta_7$	$\theta_8$	$\theta_{10}$	$\theta_{11}$
0.00	865.1	-1.186	4.2203	-1.35	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.013
0.02	865.1	-1.186	4.2203	-1.35	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.013
0.05	1053.5	-1.346	4.5371	-1.4	-0.0012	1.2536	-1.65	3.37	0.013
0.08	1085.7	-1.471	5.0733	-1.45	-0.0012	1.4175	-1.80	3.37	0.013
0.10	1032.5	-1.624	5.2892	-1.45	-0.0012	1.3997	-1.80	3.33	0.013
0.15	877.6	-1.931	5.4563	-1.45	-0.0014	1.3582	-1.69	3.25	0.013
0.20	748.2	-2.188	5.2684	-1.4	-0.0018	1.1648	-1.49	3.03	0.0129
0.25	654.3	-2.381	5.0594	-1.35	-0.0023	0.994	-1.30	2.8	0.0129
0.30	587.1	-2.518	4.7945	-1.28	-0.0027	0.8821	-1.18	2.59	0.0128
0.40	503.0	-2.657	4.4644	-1.18	-0.0035	0.7046	-0.98	2.2	0.0127
0.50	456.6	-2.669	4.0181	-1.08	-0.0044	0.5799	-0.82	1.92	0.0125
0.60	430.3	-2.599	3.6055	-0.99	-0.005	0.5021	-0.70	1.7	0.0124
0.75	410.5	-2.401	3.2174	-0.91	-0.0058	0.3687	-0.54	1.42	0.012
1.00	400.0	-1.955	2.7981	-0.85	-0.0062	0.1746	-0.34	1.1	0.0114
1.50	400.0	-1.025	2.0123	-0.77	-0.0064	-0.082	-0.05	0.7	0.01
2.00	400.0	-0.299	1.4128	-0.71	-0.0064	-0.2821	0.12	0.7	0.0085
2.50	400.0	0.000	0.9976	-0.67	-0.0064	-0.4108	0.25	0.7	0.0069
3.00	400.0	0.000	0.6443	-0.64	-0.0064	-0.4466	0.30	0.7	0.0054
4.00	400.0	0.000	0.0657	-0.58	-0.0064	-0.4344	0.30	0.7	0.0027
5.00	400.0	0.000	-0.4624	-0.54	-0.0064	-0.4368	0.30	0.7	0.0005
6.00	400.0	0.000	-0.9809	-0.5	-0.0064	-0.4586	0.30	0.7	-0.0013
7.50	400.0	0.000	-1.6017	-0.46	-0.0064	-0.4433	0.30	0.7	-0.0033
10.00	400.0	0.000	-2.2937	-0.4	-0.0064	-0.4828	0.30	0.7	-0.006

**Tabla 21.** Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g) del modelo GMPE. BC Hydro (2015).

Periodo	$\theta_{12}$	$\theta_{13}$	$\theta_{14}$	$\theta_{15}$	$\theta_{16}$	$\phi$	$\tau$	$\sigma$
0.00	0.98	-0.0135	-0.4	1.0	-1.0	0.6	0.43	0.74
0.02	0.98	-0.0135	-0.4	1.0	-1.0	0.6	0.43	0.74
0.05	1.288	-0.0138	-0.4	1.1	-1.2	0.6	0.43	0.74
0.08	1.483	-0.0142	-0.4	1.3	-1.4	0.6	0.43	0.74
0.10	1.613	-0.0145	-0.4	1.3	-1.4	0.6	0.43	0.74
0.15	1.882	-0.0153	-0.4	1.3	-1.3	0.6	0.43	0.74
0.20	2.076	-0.0162	-0.4	1.2	-1.3	0.6	0.43	0.74
0.25	2.248	-0.0172	-0.3	1.2	-1.2	0.6	0.43	0.74
0.30	2.348	-0.0183	-0.3	1.1	-1.1	0.6	0.43	0.74
0.40	2.427	-0.0206	-0.2	0.8	-0.8	0.6	0.43	0.74
0.50	2.399	-0.0231	-0.2	0.7	-0.6	0.6	0.43	0.74
0.60	2.273	-0.0256	-0.2	0.6	-0.5	0.6	0.43	0.74
0.75	1.993	-0.0296	-0.1	0.5	-0.3	0.6	0.43	0.74
1.00	1.47	-0.0363	-0.1	0.3	-0.1	0.6	0.43	0.74
1.50	0.408	-0.0493	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74

Periodo	$\theta_{12}$	$\theta_{13}$	$\theta_{14}$	$\theta_{15}$	$\theta_{16}$	$\varphi$	$\tau$	$\sigma$
2.00	-0.401	-0.061	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
2.50	-0.723	-0.0711	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
3.00	-0.673	-0.0798	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
4.00	-0.627	-0.0935	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
5.00	-0.596	-0.098	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
6.00	-0.566	-0.098	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
7.50	-0.528	-0.098	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74
10.00	-0.504	-0.098	0.0	0.3	0.0	0.6	0.43	0.74

#### 4.3.6 Ley de atenuación de Sadigh (1997)

A continuación, se presenta la relación de atenuación que ha sido desarrollada para roca y depósitos de suelos firmes profundos, sismos de magnitud momento mayores o iguales a 4.0 y distancias de hasta 100 km. La relación de atenuación final desarrollada para para roca- falla normal inversa es:

$$\ln(y) = C_1 + C_2M + C_3(8.5 - M)^{2.5} + C_4 \ln(r_{rup} + e^{C_5M + C_6M}) + C_7 \ln(r_{rup} + 2)$$

Donde:

y: Aceleración espectral (g).

M: Magnitud momento (Mw).

$r_{rup}$ : Distancia cercana al área de ruptura (km).

Los coeficientes de la ecuación de predicción del movimiento del suelo de Sadigh et al. (1997), se presentan en la Tabla 22, difieren para  $M_w \leq 6.5$  y  $M_w > 6.5$  para un mismo valor del periodo espectral, y las desviaciones estándar están expresadas por relaciones dadas de acuerdo al periodo y varían en función de la magnitud.

**Tabla 22.** Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca Sadigh et al. (1997).

Periodo	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7
<b>Mw ≤ 6.5</b>							
0.00	-0.624	1	0.000	-2.1	1.29649	0.25	0
0.03	-0.624	1	0.000	-2.1	1.29649	0.25	0
0.07	0.11	1	0.006	-2.128	1.29649	0.25	-0.082
0.10	0.275	1	0.006	-2.148	1.29649	0.25	-0.041
0.20	0.153	1	-0.004	-2.08	1.29649	0.25	0

Periodo	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7
0.30	-0.057	1	-0.017	-2.028	1.29649	0.25	0
0.40	-0.298	1	-0.028	-1.99	1.29649	0.25	0
0.50	-0.588	1	-0.040	-1.945	1.29649	0.25	0
0.75	-1.208	1	-0.050	-1.865	1.29649	0.25	0
1.00	-1.705	1	-0.055	-1.8	1.29649	0.25	0
1.50	-2.407	1	-0.065	-1.725	1.29649	0.25	0
2.00	-2.945	1	-0.070	-1.67	1.29649	0.25	0
3.00	-3.7	1	-0.080	-1.61	1.29649	0.25	0
4.00	-4.23	1	-0.100	-1.57	1.29649	0.25	0
Mw > 6.5							
0.00	-1.237	1.1	0.000	-2.1	-0.48451	0.524	0
0.03	-1.237	1.1	0.000	-2.1	-0.48451	0.524	0
0.07	-0.54	1.1	0.006	-2.128	-0.48451	0.524	-0.082
0.10	-0.375	1.1	0.006	-2.148	-0.48451	0.524	-0.041
0.20	-0.497	1.1	-0.004	-2.08	-0.48451	0.524	0
0.30	-0.707	1.1	-0.017	-2.028	-0.48451	0.524	0
0.40	-0.948	1.1	-0.028	-1.99	-0.48451	0.524	0
0.50	-1.238	1.1	-0.040	-1.945	-0.48451	0.524	0
0.75	-1.858	1.1	-0.050	-1.865	-0.48451	0.524	0
1.00	-2.355	1.1	-0.055	-1.8	-0.48451	0.524	0
1.50	-3.057	1.1	-0.065	-1.725	-0.48451	0.524	0
2.00	-3.595	1.1	-0.070	-1.67	-0.48451	0.524	0
3.00	-4.35	1.1	-0.080	-1.61	-0.48451	0.524	0
4.00	-4.88	1.1	-0.100	-1.57	-0.48451	0.524	0

#### 4.4 DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

Como ya se mencionó anteriormente para la evaluación de peligro sísmico se ha utilizado el programa web desarrollado por SENCICO (2016), que emplea diferentes leyes de atenuación y ponderaciones. En la **Tabla 23** se muestra las coordenadas geográficas de la evaluación del peligro sísmico en el distrito de Villa El Salvador.

**Tabla 23.** Ubicación de análisis para la obtención del peligro sísmico.

Zona de Estudio	Coordenadas	
	Longitud (W)	Latitud (S)
Distrito de Villa El Salvador	-76.9	-12.2

A continuación, se muestran los resultados las máximas aceleraciones horizontales esperadas en el punto de estudio para periodos de 100, 200, 400, 475, 950, 1000 y 2475 años, ver **Tablas 24**.

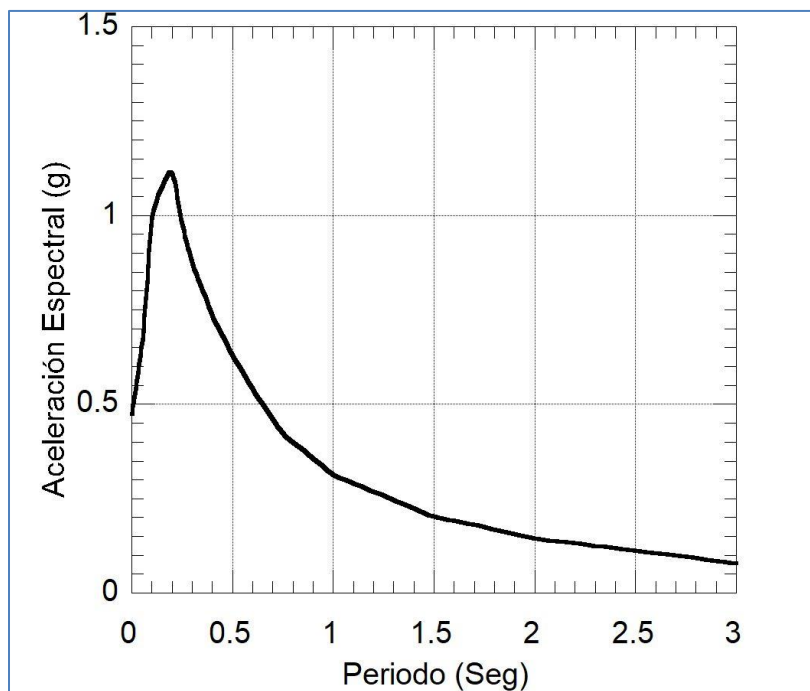
Tabla 24. Relación de ponderación de leyes de atenuación.

Modelo de Atenuación ponderado	Aceleración horizontal Máxima para diferentes periodos de retorno (cm/s <sup>2</sup> )					
	100	200	400	475	1000	2475
<b>Roca (Tipo B)</b>	255.6	337.9	436.7	465.5	598.2	799.3

#### 4.5 ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME

El espectro de peligro uniforme obtenido a través del análisis de peligro sísmico probabilístico (PSHA) provee valores espectrales tomando en cuenta la misma probabilidad de excedencia en todos los periodos estructurales.

Es importante recalcar que los espectros de respuesta de diseños son a menudo un espectro de peligro uniforme y son seleccionados como espectros objetivos con el fin de generar acelerogramas sintéticos. Por lo tanto, se estimó el espectro de peligro uniforme para el distrito de Villa El Salvador para un periodo de retorno de 475 años (ver Figura 30).



**Figura 30.** Espectro de Peligro Uniforme para  $T_r=475$  años y suelo tipo B.

## **CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN MECÁNICA Y DINÁMICA DEL SUELO**

### **5.1 CARACTERIZACIÓN MECÁNICA**

#### **5.1.1 Introducción**

El presente capítulo presenta las características físicas y mecánicas del suelo del distrito de Villa El Salvador en zonas relativamente homogéneas en términos de distribución de material y propiedades de resistencia y deformación que los distingue; esto gracias a numerosos estudios realizados en el pasado que han permitido tener un conocimiento relativamente detallado de la estratigrafía y han conducido progresivamente a la generación del mapa de microzonificación geotécnica.

La metodología empleada para la actualización de la microzonificación geotécnica está compuesta por cuatro etapas las cuales consisten en:

- Recopilación de la información geotécnica.
- Integración y análisis preliminar de la información.
- Mapeo de la profundidad de los depósitos superficiales (espesor de arena).
- Definición del mapa de zonificación geotécnica.

#### **5.1.2 Recopilación de la información geotécnica**

Para realizar la microzonificación geotécnica del distrito de Villa El Salvador, se ha recopilado una variedad de ensayos con el objetivo de ampliar la información geotécnica del subsuelo del distrito. De los estudios previos sobre el subsuelo del distrito, (realizados principalmente con fines cimentación y microzonificación sísmica) destacan los siguientes:

- En el año 2004, El Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres por encargo de la Asociación de Peruana de Empresas de Seguros, realizó trabajos exploratorios geotécnicos, detectando la presencia de arenas. Los resultados los presenta en el trabajo titulado "Zonificación geotécnica sísmica del distrito de Villa El Salvador".

- En el año 2009, la empresa Jorge E. Alva Hurtado Ingenieros SAC realizó un estudio de suelos con fines de cimentación en la empresa TUPEMESA donde propone ensayos SPT.
- En el año 2010, la Empresa Ata Kukova elaboró el estudio geotécnico con fines de cimentación del área del terreno destinado para la construcción del Hospital de Emergencia – Villa El Salvador.
- En el año 2010, El Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres presentó la segunda versión de la “Microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador”, donde se incluye una clasificación de los tipos de suelos según su distribución y profundidad.

Zona I. Terreno firme: afloramiento de roca sana y/o fracturada.

Zona III. Suelo medianamente firme: Arenas eólicas de gran espesor, sueltas a medianamente densa.

Zona IV. Suelos blandos: Arenas eólicas de gran espesor, en estado suelto.

Zona V. Rellenos: Rellenos de desmontes y/o basura.

- En el año 2014, Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de Lima (SEDAPAL) realiza un estudio de suelos con fines de cimentación para la “Ampliación y mejoramiento de los sistemas de agua potable y alcantarillado de los Sectores 318 y 323 del distrito de Villa El Salvador.
- En el año 2017, Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de Lima (SEDAPAL) realiza un estudio de suelos con fines de cimentación para la “Ampliación y mejoramiento de los sistemas de agua potable y alcantarillado de los sectores 311-313-330-310-312-314-300-307-319-324 y 301 Nueva Rinconada, distritos de San Juan de Miraflores, Villa María del Triunfo y Villa el Salvador- etapa I.

A la fecha se han recopilado información de 99 calicatas, 31 ensayos de penetración estándar (SPT); con los cuales se elaboró el nuevo mapa de microzonificación geotécnica. La ubicación de estos estudios recopilados

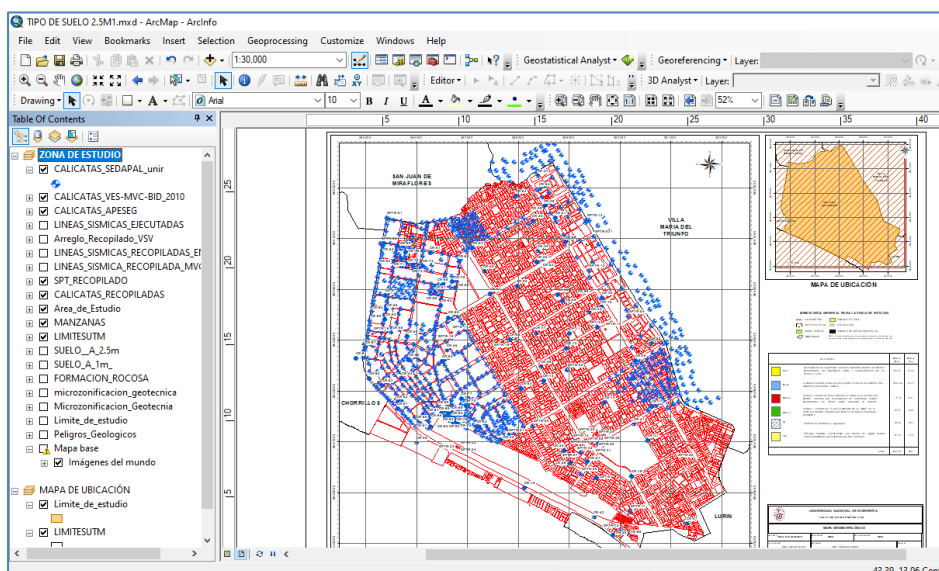


se muestra en el **Mapa M-06**. Los registros de las calicatas recopiladas se muestran en los **Anexos A.01.** y los ensayos SPT recopilados en el **Anexo A.02.**, respectivamente.

### 5.1.3 Integración y análisis de la información

Las características geotécnicas del subsuelo del distrito de Villa El Salvador fueron evaluadas en base a la información recopilada como ensayos SPT y calicatas, estos ensayos han sido incorporados en un sistema de información geográfica (SIG), para obtener una representación cuantitativa de la estimación de las propiedades de los suelos. El SIG para el área de estudio ha sido construido con el programa ArcMap ver. 10.5 que está referida a un sistema de referencia estándar, UTM (Universal Transversal de Mercator), con el datum WGS84 (**Figura 31**).

Actualmente, el sistema incluye la información indicada en las **Tablas 25 y 26** que ha sido posible recopilar, una base de datos con la información cerca de 130 sondeos (tipo, fecha, ubicación, profundidad y otros datos referenciados) y una base de datos de imágenes de los perfiles geotécnicos, los cuales pueden ser consultados fácilmente en forma inmediata. Así mismo, se realizó la clasificación del material en el plano y se delimitó el área de estudio según los tipos de suelos encontrados.



**Figura 31.** Sistema de información Geográfica de sondeos geotécnicos.

### Tipos de sondeos, muestreo y pruebas de laboratorio

Del total de estudios analizados, el 76 % de los sondeos fueron exploratorios del tipo calicata (97), con recuperación de muestras

alteradas. El 24 % de los sondeos correspondieron al tipo de penetración estándar (SPT) (31).

La información de tipos de material es mostrada en mapas a diferentes profundidades. Así, los **Mapas M-07** y **M-08** muestran los tipos de material a 1.0 y 2.5 m de profundidad, respectivamente.

**Tabla 25.** Resumen de coordenadas de los puntos de exploración geotécnicos (calicatas)

Nombre	Coordenadas		Nombre Anterior
	X (m)	Y (m)	
CR-01	286272.66	8650702.67	E 03*
CR-02	286840.16	8650539.68	E 04*
CR-03	287103.29	8650800.85	E 05*
CR-04	287958.31	8651826.75	E 06*
CR-05	287984.24	8650050.23	E 08*
CR-06	286635.69	8649434.52	E 09*
CR-07	285633.21	8647639.42	E 10*
CR-08	288780.16	8649890.58	E 11*
CR-09	288867.07	8649770.28	E 12*
CR-10	289635.97	8649640.55	E 13*
CR-11	289018.09	8649116.39	E 14*
CR-12	288952.97	8648828.90	E 15*
CR-13	289562.90	8649248.23	E 16*
CR-14	288502.77	8648187.88	E 18*
CR-15	289698.09	8647769.11	E 21*
CR-16	288126.10	8646087.97	E 22*
CR-17	290636.28	8647689.40	E 25*
CR-18	289532.41	8646279.59	E 27*
CR-19	290229.27	8646313.64	E 28*
CR-20	289862.52	8645148.30	E 29*
CR-21	288741.35	8651392.31	E 33*
CR-22	288375.01	8650525.90	E 34*
CR-23	288489.89	8650587.57	E 35*
CR-24	285356.94	8650889.87	E 36*
CR-25	288906.36	8646819.35	E 38*
CR-26	288287.70	8651334.74	E 39*
CR-27	289367.57	8646599.79	E 40*
CR-28	289026.32	8646579.60	E 41*
CR-29	288932.26	8650924.36	E 43*
CR-30	289651.36	8649818.05	E 44*
CR-31	290557.36	8647011.06	E-45*
CR-32	287657.75	8647026.03	E-46*
CR-33	288392.83	8652215.37	E47**
CR-34	289391.04	8649527.20	E48**
CR-35	288388.40	8650738.38	E51**

Nombre	Coordenadas		Nombre Anterior
	X (m)	Y (m)	
CR-36	286010.21	8646969.34	E52**
CR-37	288349.44	8649128.83	E57**
CR-38	288511.63	8651627.70	E58-I**
CR-39	288535.02	8651644.32	E58-II**
CR-40	285505.36	8649138.09	E59**
CR-41	290277.24	8647336.36	E60**
CR-42	290609.58	8648928.45	E61**
CR-43	289492.41	8645505.09	E62**
CR-44	288424.48	8651955.42	E63**
CR-45	285712.94	8648229.89	E64**
CR-46	286600.90	8648783.07	E65**
CR-47	291317.31	8645387.89	E66**
CR-48	287327.50	8650341.47	E67**
CR-49	288445.10	8648466.75	E68**
CR-50	290307.00	8648583.00	C-01**
CR-51	287459.00	8649905.00	C-02**
CR-52	287844.39	8649005.38	C-03**
CR-53	288072.00	8648043.00	C-04**
CR-54	287191.05	8647295.92	C-05**
CR-55	286513.00	8648574.00	C-06**
CR-56	285852.81	8648606.26	C-07**
CR-57	285395.00	8649868.00	C-08**
CR-58	285824.00	8649067.00	C-09**
CR-59	285621.56	8650846.98	C-10**
CR-60	286279.87	8647485.16	C-103***
CR-61	286286.75	8647291.22	C-105***
CR-62	285634.58	8647772.97	C-119***
CR-63	285339.93	8648096.25	C-188***
CR-64	286470.19	8649676.95	C-243***
CR-65	285372.49	8649403.44	C-249***
CR-66	285402.74	8649591.02	C-250***
CR-67	286368.68	8649931.27	C-295***
CR-68	286530.77	8650077.05	C-299***
CR-69	286773.19	8650022.83	C-301***
CR-70	286699.12	8650148.68	C-303***
CR-71	285697.02	8650606.72	C-319***
CR-72	285792.49	8650491.20	C-321***
CR-73	285921.26	8650468.84	C-322***
CR-74	286134.08	8650451.45	C-324***
CR-75	285786.35	8650726.30	C-336***
CR-76	286974.00	8647706.98	C-69***
CR-77	286890.11	8647841.06	C-71***
CR-78	286800.37	8647334.63	C-81***
CR-79	286828.05	8647400.13	C-82***
CR-80	286776.63	8647416.72	C-84***

Nombre	Coordenadas		Nombre Anterior
	X (m)	Y (m)	
CR-81	286726.86	8647378.34	C-85***
CR-82	286782.24	8647524.29	C-86***
CR-83	286716.54	8647471.42	C-87***
CR-84	286650.29	8647407.43	C-88***
CR-85	286659.75	8647474.76	C-89***
CR-86	286570.31	8647490.58	C-90***
CR-87	286495.04	8647546.97	C-91***
CR-88	286636.04	8647551.37	C-92***
CR-89	286707.41	8647570.36	C-93***
CR-90	286633.74	8647669.76	C-96***
CR-91	284818.31	8648639.89	CP-27***
CR-92	285079.40	8648240.68	LID-5***
CR-93	285563.76	8650538.07	TE-11***
CR-94	285414.13	8649663.39	TE-16***
CR-95	285385.61	8649494.80	TE-17***
CR-96	286485.51	8649794.50	TE-29***
CR-97	285002.18	8648844.42	TE-29***

Tabla 26. Ubicación de SPT recopilados.

Nombre	Coordenadas		Nombre Anterior
	X (m)	Y (m)	
SPTR-01	285419.72	8651395.71	E 01*
SPTR-02	285309.49	8650891.96	E 02*
SPTR-03	289504.31	8651033.38	E 07*
SPTR-04	290179.18	8649464.24	E 17*
SPTR-05	288962.97	8648406.22	E 19*
SPTR-06	288295.37	8647307.38	E 20*
SPTR-07	289241.58	8646790.15	E 23*
SPTR-08	289571.01	8646958.64	E 24*
SPTR-09	289243.05	8646361.79	E 26*
SPTR-10	290016.29	8645257.27	E 30*
SPTR-11	289347.89	8651355.76	E 42*
SPTR-12	289438.47	8647039.99	E49**
SPTR-13	289722.70	8649213.39	E50**
SPTR-14	286420.00	8648968.50	E53**
SPTR-15	286705.88	8649157.92	E54**
SPTR-16	285151.31	8649122.69	E55**
SPTR-17	287515.00	8648807.00	SPT-01**
SPTR-18	291137.00	8646637.00	SPT-02**
SPTR-19	287803.00	8647118.00	SPT-03**
SPTR-20	286861.00	8646883.00	S1**
SPTR-21	286820.00	8646888.00	S2**
SPTR-22	286797.00	8646910.00	S3**

Nombre	Coordenadas		Nombre Anterior
	X (m)	Y (m)	
SPTR-23	289571.00	8646984.00	SPT 01****
SPTR-24	289524.00	8647035.00	SPT 02****
SPTR-25	289485.00	8647076.00	SPT 03****
SPTR-26	289541.00	8647139.00	SPT 04****
SPTR-27	289572.00	8647088.00	SPT 05****
SPTR-28	289611.00	8647022.00	SPT 06****
SPTR-29	289519.00	8646936.00	SPT 07****
SPTR-30	289470.00	8646976.00	SPT 08****
SPTR-31	289427.00	8647011.00	SPT 09****

\* "Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico en Lima y Callao", Asociación Peruana de Empresas de Seguros (APESEG), 2004.

\*\* Convenio específico de cooperación interinstitucional entre el MVCS y la UNI, "Estudio de Microzonificación Sísmica y vulnerabilidad en la Ciudad de Lima", 2010.

\*\*\* Consultoría de Obra para la Elaboración del Estudio Definitivo y Expediente Técnico del Proyecto: "Ampliación y Mejoramiento de los Sistemas de Agua Potable y Alcantarillado de los Sectores 318 y 323 -5to Territorio-Distrito de Villa El Salvador", 2014.

\*\*\*\* Estudio de Suelo para la Construcción del Hospital de Emergencia- Villa El Salvador, 2010.

### 5.1.3.1 Análisis de la capacidad de carga del suelo

En base a la recopilación de información de ensayos de SPT, se realizó el análisis de la capacidad de carga admisible para un edificio convencional considerando cimientos corridos de 0.60 m de ancho y diversas profundidades de desplante con el fin de proporcionar una gama de valores que permitan conocer la variación de la capacidad portante en el distrito. En tal sentido, los análisis realizados contemplan profundidades de cimentación (Df) iguales a: Df = 0.80 m, 1.50 m.

Para estimar los valores de los ángulos de fricción en condiciones drenadas a partir de valores de N-SPT; se consideró la correlación (Wolff, 1989):

$$\phi'(\text{grados}) = 27.1 + 0.3(N_1)_{60} - 0.00054[(N_1)_{60}]^2$$

Donde:

- $\phi'$  : Ángulo de fricción en condiciones drenadas.  
 $(N_1)_{60}$  : valores N de SPT corregido por energía y presión de confinamiento.

Es por ello para desarrollar la correlación de los valores de N-SPT y el ángulo de fricción en condiciones drenadas, los valores de N-SPT se corrigieron por energía y presión de confinamiento. La capacidad de carga fue evaluada en base a la fórmula de Terzaghi y Peck (1967), con los parámetros de Vesic (1971).

$$q_{ult} = S_c * C * N_c + \frac{1}{2} * S_\tau * \delta * B * N_\tau + S_q * \delta * D_f * N_q$$

$$q_{adm} = \frac{q_{ult}}{F.S.}$$

Donde:

- $q_{ult}$  : Capacidad última de carga en kg/cm<sup>2</sup>.  
 $q_{adm}$  : Capacidad portante admisible en kg/cm<sup>2</sup>.  
 $F.S.$  : Factor de seguridad = 3  
 $\delta$  : Peso específico total.  
 $B$  : Ancho de la zapata o cimiento corrido en mt  
 $D_f$  : Profundidad de la cimentación.  
 $N_c, N_\tau, N_q$  : Factores de capacidad de carga (son función de  $\phi$ ).  
 $S_c, S_\tau, S_q$  : Factores de forma.  
 $C$  : Cohesión en (kg/cm<sup>2</sup>)

Para realizar el análisis de asentamientos inmediatos se utilizó la teoría de Lambe y Whitman, esperando que los asentamientos sean predominantemente del tipo elástico. Los resultados muestran que el módulo de elasticidad del estrato superficial de arenas medianamente densa es  $E = 559 \text{ kg/m}^2$  y la relación de Poisson  $\mu = 0.34$ . Con estos parámetros se evaluó el asentamiento elástico de la cimentación superficial.

Toda la información de ensayos de SPT recopilados se ha utilizado para elaborar el análisis de capacidad de admisible del suelo y el asentamiento diferencial de la cimentación empleando un factor de seguridad de  $FS = 3.0$ , (ver **Tabla 27**). La ubicación de los sondajes recopilados se presenta en el

**Mapa M-06**, la evaluación de la capacidad portante como el asentamiento se muestra en el **Anexo A.03**.

**Tabla 27.** Capacidad portante del suelos y asentamiento.

CARACTERÍSTICAS DEL SUELO	B (m)	Df (m)	Q <sub>adm</sub> (kg/cm <sup>2</sup> )	S <sub>e</sub> (cm)
Arenas de compacidad media a densa	0.60	0.8	0.63	0.16
		1.5	1.16	0.29

Cabe resaltar, los valores obtenidos en la **Tabla 27** son referenciales, por tal se recomienda realizar estudios de mecánica de suelos para cada proyecto de construcción.

No se realizó el análisis de licuación de suelos, debido que los registros recopilados de los ensayos de penetración estándar (SPT) para el presente estudio no presentan nivel freático y condiciones favorables para la ocurrencia del fenómeno sísmico. Sin embargo, la investigación de aspectos geotécnicos del sismo 15 de agosto en Pisco (Olcese, M y otros, 2007) ha documentado el efecto de licuación de suelos en los Pantanos de Villa, el cual limita en parte con el distrito de Villa El Salvador.

#### 5.1.4 Mapeo de la profundidad de los depósitos superficiales

##### 5.1.4.1 Tipos de suelo

Con la evaluación geológica y geotécnica recopilada, se ha delimitado el área del distrito según los tipos de suelos según la clasificación SUCS. Los **Mapas M-07** y **M-08** presentan la clasificación del material encontrado en campo a profundidades de 1.0 y 2.5 m de profundidad, respectivamente.

##### 5.1.4.2 Formaciones rocosas

Estas formaciones son identificadas de manera visual como rocas sedimentarias e intrusivas, conformados principalmente, por la formación Pamplona, Atocongo y gabro-diorita.

Se encuentran emplazados en sectores topográficamente prominentes; presentan características geotécnicas favorables para la cimentación.

#### 5.1.4.3 Arenas

Este material proviene de acumulaciones aluviales, marinos y eólicos recientes, conformados predominantemente por arenas de compacidad media a densa, se encuentran en todos los sectores norte, sur, este y oeste del distrito de Villa El Salvador.

También se encuentran arenas de compacidad suelta a media, con nivel freático desde 1.0 m de profundidad, ubicados en el noroeste del distrito. Estas se visualizan en las calicatas recopiladas con denominación CR-36, CR-63, CR-91 y CR-92.

#### 5.1.4.4 Rellenos no controlados

Son depósitos antrópicos (materiales de demolición, desechos inorgánicos, etc.); además pueden estar constituidos por gravas, arenas, mezcladas con concreto, ladrillos, maderas, desechos, etc. No se recomienda una construcción directamente sobre este tipo de material debido a que este relleno no controlado presenta una mala respuesta frente a un evento sísmico.

Estas acumulaciones han sido identificadas en sectores específicos del distrito de Villa El Salvador.

Estos registros recopilados se encuentran en el **Anexo A.01.** y los registros de penetración estándar en el **Anexo A.02.**

#### 5.1.5 Microzonificación geotécnica

En esta última etapa se interpretó la información resultante de la evaluación geotécnica y geológica para proceder a delimitar áreas con propiedades geotécnicas similares, es decir, que tengan el mismo tipo y distribución espacial de materiales, cuyas propiedades de resistencia y deformación sean similares y que por ende tendrían un comportamiento mecánico semejante ante un mismo tipo de sollicitación. Con base en los resultados y la clasificación de perfiles de suelos según la norma E0.30 se definió cuatro zonas propuestas como se muestra en el **Mapa M-09** y se describen a continuación.



#### 5.1.5.1 Zona I

Esta zona se caracteriza por ser la zona más competente del distrito de Villa El Salvador; superficialmente se encuentran formaciones rocosas con diferentes grados de fracturación. Generalmente, el estrato competente se encuentra máximo a 1 m de profundidad, a partir de la cual subyace la roca. La capacidad de carga admisible que se estima para esta zona es de 5.0 kg/cm<sup>2</sup>.

Esta zona comprende la menor parte del área de estudio como se observa en el **Mapa M-09**.

#### 5.1.5.2 Zona II

Conformada por depósitos de arenas. En los perfiles estratigráficos recopilados se observan que los primeros 2.5 m están conformados por intercalaciones de rellenos y arenas; a éste subyace un material homogéneo de arena limosa de compacidad media a densa, de profundidad variable. De manera localizada se encuentra la presencia de nivel freático en el sector **noroeste** del distrito de Villa El Salvador. Las características geotécnicas de esta zona son recomendables para la cimentación de edificaciones.

La capacidad de carga del suelo en esta zona varía entre 0.36 a 2.80 kg/cm<sup>2</sup>, considerando una cimentación corrida de 0.60 m de ancho y a una profundidad de cimentación variable en función al tipo de suelo encontrado de 0.80 a 1.5 m.

#### 5.1.5.3 Zona IV

Esta zona incluye a los depósitos de arenas eólicas de gran espesor que se ubican en el Lomo Corvina, sectores de pantanos y playas de depósitos marinos. El perfil estratigráfico en esta zona indica la presencia de material de relleno de hasta 1.0 m de espesor, llegando puntualmente a persistir hasta los 2.0 m de profundidad.

Dadas las características topográficas desfavorables encontradas en esta zona, los materiales emplazados en los sectores mencionados, y el

fenómeno de arenamiento existente, se concluye que las características geotécnicas de esta zona no son recomendables para la construcción de edificaciones.

#### 5.1.5.4 Zona V

Esta zona incluye a los rellenos heterogéneos, que son depósitos antrópicos encontrados en el distrito de Villa El Salvador, conformada por depósitos de rellenos de hasta 6 m de profundidad. No se considera la cimentación sobre este material, debido a sus características desfavorables. Se ubican en la zona noroeste del distrito, tal como muestran en las calicatas recopiladas CR-64, CR-65, CR-66, CR-67, CR-71, CR-75 CR-94, CR-95 y CR-96.

Los proyectos que realizar en esta zona deberán requerir nuevos estudios geotécnicos específicos.

## 5.2 CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DEL SUELO

### 5.2.1 Introducción

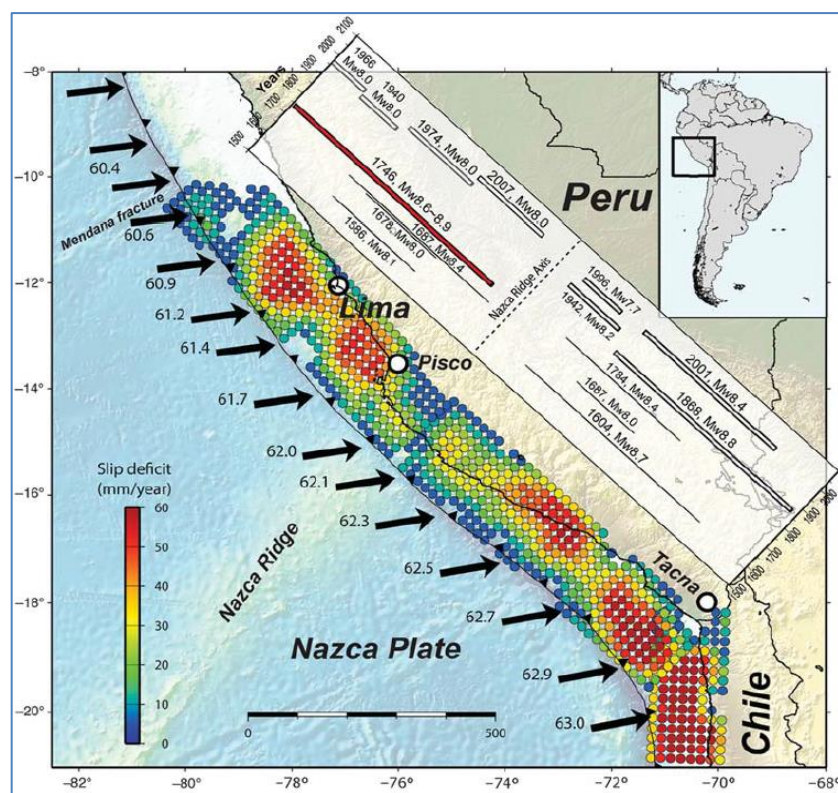
En el presente subcapítulo se evalúa la caracterización dinámica del suelo en el distrito de Villa El Salvador con el objetivo de representar de una manera más realista la respuesta del terreno ante una sollicitación sísmica y reflejar correctamente los niveles de amplificación que se producen en diferentes tipos de suelos del distrito.

Para ello se ha realizado la caracterización dinámica en base a estudios de microtemores para determinar los periodos de vibración del suelo, donde se puede señalar zonas favorables a todo tipo de edificaciones; además se evaluó la caracterización dinámica del suelo en base a parámetros de entrada mediante ensayos geofísicos e información de curvas de degradación de investigadores de elevada calidad, usadas como referencia para un mejor modelamiento. Así también se usaron los registros acelerográficos de las estaciones de la red nacional del Chile, las cuales sirvieron como base de comparación de los resultados obtenidos.

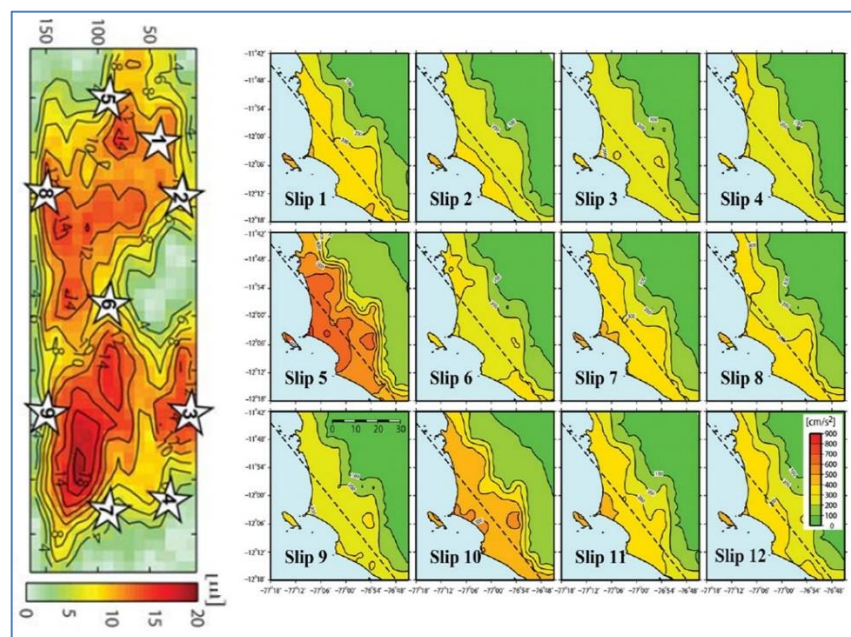
### 5.2.2 Silencio sísmico en la ciudad de Lima

La ciudad de Lima se ha visto afectada repetidamente por grandes terremotos históricos, como el evento sísmico del 28 de octubre de 1746 cuya magnitud es estimada entre 8.8 a 9.0 Mw, seguido por un largo periodo de inactividad (silencio sísmico) hasta una serie de eventos de magnitudes moderadas de 7 a 8 Mw (1940, 1966, 1974 y 2007). Dentro de este contexto, se han desarrollado diferentes escenarios sísmicos utilizando diversos modelos teóricos y metodologías para conocer futuros terremotos de gran magnitud.

Existen estudios que cuantifican los escenarios sísmicos como los elaborados por Chlieh (2011), donde se propone la existencia de hasta 4 áreas de máximo acoplamiento sísmico o de mayor acumulación de energía entre la zona costera de Lima (Perú) y Antofagasta (Chile), determinada mediante la observación de GPS (Ver **Figura 32**) o como lo realizado por Pulido (2015) donde modeló numéricamente las asperezas que producirían sismos de 8.8 Mw y generó una serie de escenarios sísmicos para un evento de tamaño similar al terremoto de 1746 (ver **Figura 33**).



**Figura 32.** Tasa de convergencia de la zona de subducción de los Andes centrales con la ruptura de grandes terremotos de subducción ( $M_w > 7.5$ ) en la región Perú y el norte de Chile desde 1746 obtenido de mediciones geodésicas y terremotos históricos (Chlieh et al.,2011).



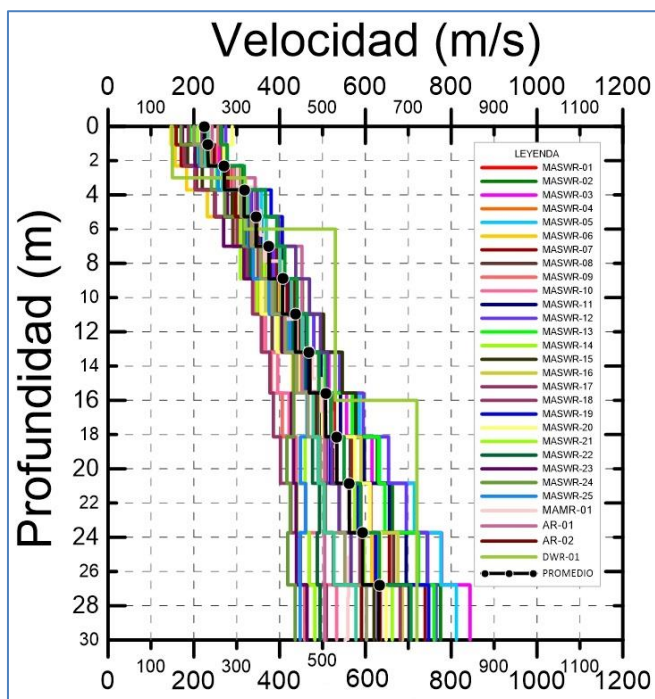
**Figura 33.** Modelo de Fuente Sísmica y la distribución de nueve puntos de inicio de la ruptura para 12 escenario (pullido,2015).

### 5.2.3 Recopilación de información

Para el presente estudio se tomó como referencia los estudios geofísicos realizados para la microzonificación sísmica elaborada por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmica Mitigación de Desastres (CISMID) en los distritos de Villa El Salvador, Lurín, San Juan de Miraflores, Santiago de Surco. Cabe resaltar que los ensayos MASW ejecutados en el proyecto de microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador del año 2010 se volvieron a procesar para poder llegar a la profundidad de 30m, así también el arreglo recopilado AR-01 se volvió a procesar para incorporar un mayor número de capas para distinguir la variabilidad de la velocidad de onda de corte con la profundidad, también se recopilaron perfiles geofísicos de velocidad de onda de corte de proyectos de ingeniería ejecutados por empresas privadas de prestigio reconocido. Por lo cual se tienen 29 perfiles de velocidad de onda de corte dentro del distrito (ver **Figura 34**) y un total 144 microtremores, que se encuentran dentro y alrededores del distrito de Villa El Salvador.

Los registros de la medición puntual de microtremores recopilados se encuentran en el **Anexo A.04**. Los perfiles de las líneas sísmicas

recopiladas son mostrados en el **Anexos A.05.** y la ubicación de estos ensayos se muestran en los Mapa **M-10** y **M-11.**



**Figura 34.** Perfiles de velocidad de onda de corte recopilados mostrados hasta una profundidad de 30 metros referencialmente.

#### 5.2.4 Medición de microtremores

##### 5.2.4.1 Procedimiento del ensayo de medición

Para las mediciones de microtremores se usaron tres sensores triaxiales ubicados a nivel del suelo paralelamente uno a continuación de otro (ver **Figura 35**), estos sensores registraron las componentes horizontales E-W, N-S y componente vertical U-D a una frecuencia de muestreo de 200 Hz durante un período de tiempo lo suficientemente largo para registrar secciones de ondas sin interferencia directa de vehículos o personas que pasan cerca del sensor. Estas mediciones registran las velocidades de las vibraciones de los microtremores, las que luego se almacenan digitalmente para su posterior procesamiento en el gabinete. Para esta tesis la ubicación de los ensayos de microtremores fueron seleccionados en un intento de incorporar una amplia gama de condiciones de subsuelo, por ello se usó como base la información de la investigación del estudio de microzonificación sísmica del CISMID de año 2011.



#### 5.2.4.2 Descripción del equipo de medición

Para las mediciones de microtrepidaciones se detalla a continuación el equipo usado para las mediciones de microtrepidaciones:

- 03 portátiles con el Software RTD para la adquisición de datos en tiempo real.
- 03 Sismómetros tipo CV-374 AV2 de la empresa Tokyo Sokushon con tres componentes.
- Software para el análisis de los datos registrados: Pwave. 32,mtptn2.exe, calHVm4.exe.



**Figura 35.** Equipo de medición de microtrepidaciones.

#### 5.2.4.3 Resultados de las mediciones

Una vez que las ondas han sido grabadas en el disco duro de la computadora, el análisis de los datos se realizó con el programa calHVm4 escrita en código de programación fortran por el Dr. Toru Sekiguchi de la Universidad de Chiba (Japón), este programa permite determinar los espectros de Fourier y las relaciones espectrales H/V.

La **Tabla 28**. Muestra los valores del periodo fundamental de los ensayos de microtrepidaciones ejecutados en el distrito. Las ubicaciones de estos ensayos se muestran en el **Mapa M-10**, en el **Anexo A.06**. se muestran los registros de las microtrepidaciones ejecutados.

**Tabla 28.** Periodo fundamental de los ensayos de microtremores ejecutados.

Punto	Coordenadas		Periodo T(s)
	X (m)	Y (m)	
M01	285857.94	8649278.82	0.50
M02	286283.06	8648479.73	0.84
M03	287395.32	8650866.64	0.58
M04	288434.24	8651344.34	0.65
M05	288031.42	8650720.00	0.11
M06	288390.40	8651008.41	0.62
M07	287539.95	8650240.70	0.45
M08	288737.12	8650845.32	0.69
M09	287851.73	8649936.82	0.55
M10	288959.58	8650636.30	0.68
M11	288370.23	8649815.16	0.37
M12	289143.78	8650351.79	0.53
M13	287622.94	8649009.45	0.47
M14	289032.69	8649854.94	0.35
M15	287941.49	8648910.32	0.74
M16	288341.67	8649093.92	0.70
M17	288605.51	8649280.22	0.58
M18	288957.57	8649469.00	0.56
M19	289221.91	8649623.95	0.42
M20	289387.43	8649746.84	0.24
M21	289348.30	8649322.43	0.51
M22	288306.60	8648295.19	0.63
M23	288757.72	8648501.28	0.78
M24	289291.77	8648910.80	0.78
M25	288066.27	8647825.07	0.69
M26	288527.19	8647701.14	0.83
M27	289056.80	8647983.40	0.77
M28	289279.74	8647736.05	0.76
M29	290139.01	8647499.36	0.68
M30	290634.39	8647815.79	0.63
*M31	290523.93	8647271.01	0.34-
M32	290749.72	8647420.14	0.39
M33	290863.01	8647251.30	0.38
M34	290646.96	8647000.81	0.50
M35	291022.24	8646988.73	0.42
M36	287670.63	8652017.48	0.14
M37	286925.65	8649900.43	0.48

## 5.2.5 Perfiles de Velocidades DE Ondas de Corte Mediante el Método MASW y MAM

### 5.2.5.1 Procedimiento del ensayo

Para este estudio, se realizó cinco ensayos MASW y cuatro ensayos MAM. Los sitios fueron seleccionados en un intento de relacionar el periodo y las condiciones de subsuelo. La adquisición de datos se realizó mediante un sismógrafo de 24 canales conectado a una computadora portátil de campo que ejecuta el software Geometrics Seisimager. Para el ensayo MASW se realizó un arreglo lineal de 24 geófonos verticales de 4.5 Hz con un espaciado de 2.0 m entre los receptores y para el ensayo MAM se realizó el arreglo en "L" con un espaciamiento de 5.0 m. La extensión total resultante fue de 330 m para el ensayo MASW y 460 m para el ensayo MAM. Los arreglos para el ensayo MASW y MAM se colocaron compartiendo el mismo punto medio siempre que fue posible. La fuente para el ensayo MASW consistía en varios golpes de martillos de 9 kg que impactaban a una placa de acero en la superficie del suelo. Por lo general, se utilizó al menos 8 golpes en cada extremo para aumentar la relación señal/ruido de los registros captados. Las ubicaciones del golpe de la fuente fueron de 5 a 10 m desde cada extremo al geófono más cercano. Esto aseguró que se pudiera adquirir cuatro curvas de dispersión por cada ensayo para desarrollar un perfil Vs lo suficientemente preciso y estimar el perfil de velocidad de onda de corte a los primeros 30m (Vs30).

### 5.2.5.2 Descripción del equipo de medición

Para realizar los ensayos de MASW y MAM se utilizó un equipo de prospección geofísica McSeis-SW de 24 canales, de la empresa OYO CORPORATION (Ver **Figura 36**), con las siguientes características:

- Sismógrafo McSeis-SW de 24 canales de entrada (modelo-1109), con software de SeisImager/SW, cuyos canales tienen un convertidor analógico a digital con una resolución de 24 bits.
- 24 sensores o geófonos de 4.5 Hz de frecuencia (modelo 15430-1554), los cuales pueden registrar las ondas sísmicas producidas por fuentes de energía.
- Cable sísmico de tierra del canal 1 al 12 (modelo 01440-0502), espaciado cada 15 m de 200m de longitud.



- Cable sísmico de tierra del canal 13 al 24 (modelo 01440-0503), espaciado cada 15 m de 200m de longitud.
- Interruptor del martillo (modelo -1731) con cable de 3m,
- Cable de extensión para el interruptor del martillo (modelo -1738) de 100 m de longitud.
- Software SeisImager/SW para el procesamiento de ondas de superficiales, y el software SeisImager/2D para el procesamiento de datos del ensayo de refracción sísmica.
- Computadora portátil Panasonic CF-31, Pentium IV.
- Martillo, plato de impacto y batería de 12V.



**Figura 36.** Equipo de medición de ensayo MASW y MAM.

#### 5.2.5.3 Resultados de las mediciones

El análisis de los datos se realizó con el paquete de software Geometrics SeisImager/SW, que utiliza el método de cambio de fase para analizar registros de métodos activos (MASW) y el método de autocorrelación espacial (SPAC) para registros de métodos pasivos (MAM).

Cada registro obtenido se procesó individualmente para obtener diversas curvas de dispersión, desde la cual se seleccionó la curva de dispersión de modo fundamental, estas se invirtieron utilizando la rutina disponible en el programa SeisImager/SW para luego generar diferentes perfiles. El proceso de inversión típicamente converge a una solución dentro del 5% - 10% de error de la raíz cuadrada (RMSE) después de 5 - 8 iteraciones.

Los ensayos MASW realizados muestran información de los primeros 30 m del suelo en promedio, mientras que los ensayos MAM en promedio de 80 m. Teniendo en cuenta la información mecánica y dinámica del suelo,

se describen los perfiles obtenidos los cuales se muestran en las **Tabla 29** y **30**.

**Tabla 29.** Resumen de velocidades de ondas S – Líneas MASW.

LÍNEA	ESTRATO	Vs (m/s)	ESPEJOR (m)	DESCRIPCIÓN
MASW-01	1	233 - 326	5.3	Suelo granular medianamente denso
	2	369 - 578	24.7	Suelo granular denso
MASW-02	1	200 - 356	8.9	Suelo granular medianamente denso
	2	383 - 603	21.1	Suelo granular denso
MASW-03	1	230 - 332	7.0	Suelo granular medianamente denso
	2	376 - 591	21.0	Suelo granular denso
MASW-04	1	220 - 348	5.2	Suelo granular medianamente denso
	2	398 - 629	24.8	Suelo granular denso
MASW-05	1	278 - 318	3.7	Suelo granular medianamente denso
	2	367 - 706	26.3	Suelo granular denso

**Tabla 30.** Resumen de velocidades de ondas S – Líneas MAM.

LÍNEA	ESTRATO	Vs (m/s)	ESPEJOR (m)	DESCRIPCIÓN
MAM-01	1	242 - 305	5.3	Suelo granular medianamente denso
	2	376 - 715	42.7	Suelo granular denso
	3	767 - 1166	72	Suelo granular denso a muy denso
MAM-02	1	226 - 292	5.6	Suelo granular medianamente denso
	2	380 - 719	42.4	Suelo granular denso
	3	778 - 1099	82	Suelo granular denso a muy denso
MAM-03	1	252 - 359	8.0	Suelo granular medianamente denso
	2	423 - 751	98.3	Suelo granular denso
	3	770 - 891	23.7	Suelo granular denso a muy denso
MAM-04	1	225 - 310	5.2	Suelo granular medianamente denso
	2	411 - 726	100	Suelo granular denso
	3	766 - 945	9.8	Suelo granular denso a muy denso

### 5.2.6 Mapa de isoperiodos

En el **Mapa M-12** se presenta el mapa de Isoperiodos dominantes del terreno donde se muestra 03 zonas definidas, clasificándolas de la siguiente manera:

#### 5.2.6.1 Zona I

La zona I comprende el área con periodos menores a 0.2s., debido a la presencia de suelos rígidos donde aflora la roca. La identificación de estos depósitos rígidos se realizó mediante campañas de exploración que concuerda con los periodos del sitio. Esta zona corresponde a algunas áreas del centro, oriente y norte del distrito, como se aprecia en el mapa **M-12**.

#### 5.2.6.2 Zona III

La zona III comprende el área con periodos mayores o iguales a 0.3 s. y menores a 0.5 s. Esta zona corresponde al área ubicada al centro, oriente, poniente, norte y sur del distrito, como se aprecia en **Mapa M-12**. Según los perfiles MASWR-04, MASWR-12, MASWR-13, MASW-01, MAM-01, MASW-02, MAM-02, AR-02 de los **Anexos A.05, A.07 y A.08**, estos perfiles presentan estratos densos en promedio a partir de los 6.9 m de profundidad y exhiben velocidad de ondas de corte de 1100 m/s a la máxima profundidad explorada de 130.0 m, representando estratos rígidos de material granular denso y estratos granulares muy densos para mayores profundidades.

#### 5.2.6.3 Zona IV

La zona IV comprende el área con periodos mayores o iguales a 0.5 s. Esta zona corresponde al área ubicada al centro, oriente, poniente, norte y sur del distrito, como se aprecia en **Mapa M-12**. Según los perfiles MASWR-01, MASWR-02, MASWR-03, MASWR-05, MASWR-06, MASWR-07, MASWR-08, MASWR-09, MASWR-10, MASWR-11, MASWR-14, MASWR-15, MASWR-16, MASWR-17, MASWR-18, MASWR-19, MASWR-20, MASWR-21, MASWR-22, MASWR-23, MASWR-24, MASWR-25, MASW-03, MASW-04, MASW-05, MAM-03, MAM-04, AR-01, DWR-01 de los **Anexos A.05, A.07 y A.08**, Presentan estratos densos en promedio a partir de los 6.9 m de profundidad y exhiben velocidades de

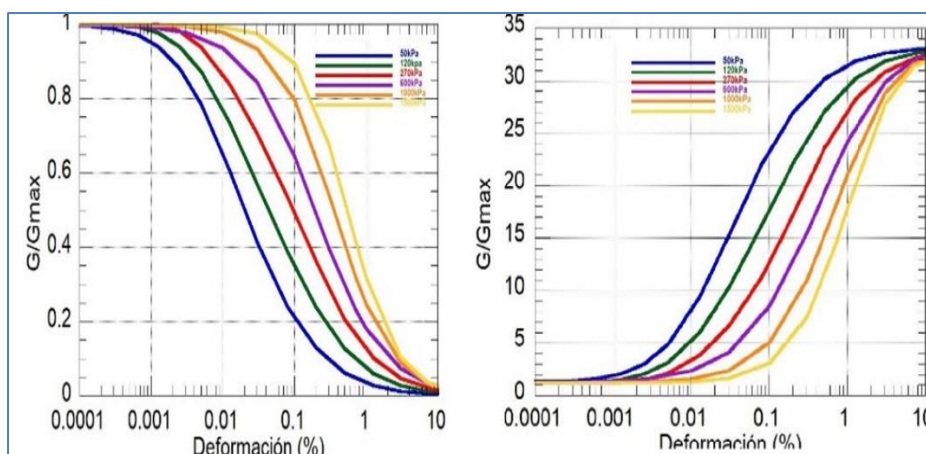
onda de corte de 1300 m/s en la máxima profundidad explorada de 230.0 m, representando estratos rígidos de material granular denso y estratos granulares muy densos para mayores profundidades. De los perfiles sísmicos DWR-01 y AR-01 del Anexo A.05. Se puede concluir que existe un material granular medianamente denso y homogéneo con un espesor menor a 173.0 m. Por debajo de este estrato, el suelo se vuelve más rígido y alcanza velocidades de onda de corte que representan roca alterada a partir de los 178.0 m de profundidad en promedio.

## 5.2.7 Análisis de respuesta de sitio unidimensional

### 5.2.7.1 Estimación de las curvas de degradación y curvas de cociente de amortiguamiento

El comportamiento dinámico de los suelos granulares ha sido objeto de investigación por diferentes autores alrededor del mundo como Seed y Idriss (1970), Seed et al (1986), Vucetic y Dobry (1991), Ishibashi y Zhang (1993), Rollins et al (1998), Vucetic et al (1998), Darendeli (2001), Menq (2003), Stokoe et al (2004) y otros autores. En general el comportamiento dinámico de los suelos se puede representar por las curvas de degradación y cociente de amortiguamiento a la vez estas curvas dependen de la densidad, el esfuerzo de confinamiento promedio, el tipo de suelo y el índice de plasticidad (IP). Otros factores que afectan a las curvas, pero menos importantes incluidos por Darendeli (2001) son: la frecuencia de la carga, el número de ciclos de la carga, la relación de sobreconsolidación, la relación de vacíos, el grado de saturación y las características de los granos.

En la presente tesis se utilizó la relación propuesta por Ishibashi-Zhang (1993) (Ver **Figura 37**) para estimar la curva de degradación de módulo de rigidez y cociente de amortiguamiento de suelos arenosos y arcillosos, el cual es sujeto a esfuerzos de 50 kPa, 120 kPa, 270 kPa, 600 kPa, 1000 kPa y 1500kPa; este suelo arenoso contiene pocas cantidades de limos con un índice  $IP=0$ .



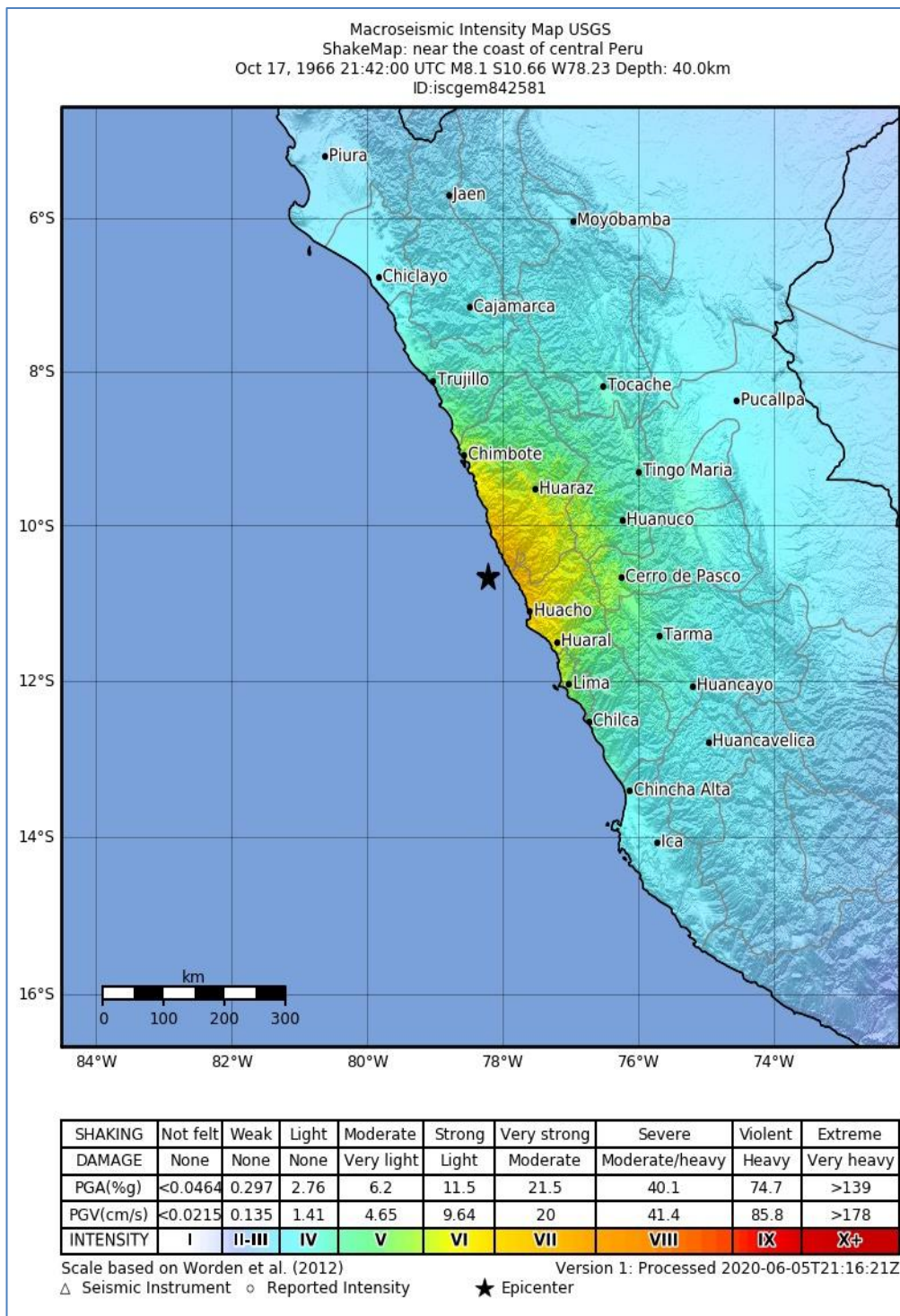
**Figura 37.** Curva de degradación de  $G/G_{max}$  y relación de amortiguamiento empleadas para los análisis. (Ishibashi- Zang,1993).

### 5.2.7.2 Acelerogramas utilizados

En la presente tesis se obtuvieron dos acelerogramas de los sismos de Lima y Callao de los años 1966 y 1974 a través de Center for Engineering Strong Motion Data (<https://www.strongmotioncenter.org/>), los dos acelerogramas fueron digitalizados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) los cuales fueron registrados en la estación N° **4302 IGP** (Parque de la Reserva) administrada por el Instituto Geofísico del Perú. En las **Figuras 38** y **39** se muestra la ubicación epicentral y en la **Tabla 31** las aceleraciones máximas registradas, en la ciudad de Lima.

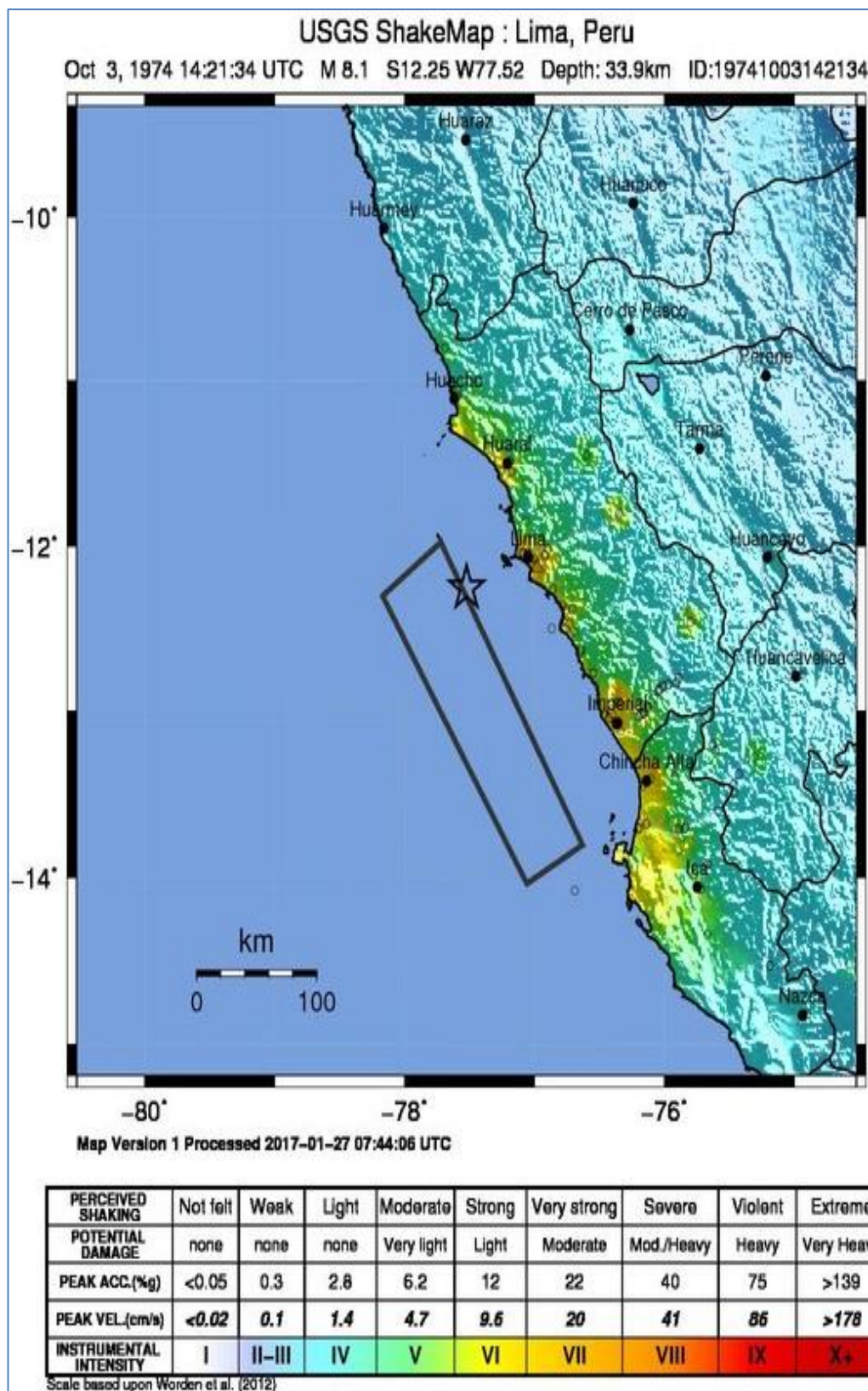
**Tabla 31.** Registros sísmicos usados en el análisis.

Fecha	Latitud	Longitud	Distancia Epicentral (Km)	Aceleración Máxima (gal)	Estación
17 de octubre de 1966	10.83° S	78.65° W	237	269.3	(Parque de la Reserva)
3 de octubre de 1974	12.07°S	77.04°W	84	192.5	(Parque de la Reserva)



**Figura 38.** El sismo del 17 de octubre de 1966. La región norte fue conmovida por un fuerte sismo que causó mayores daños en la ciudad Huacho con una intensidad de VIII y en Barranca y Huarmey con intensidades de VIII y IX MM. Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).





**Figura 39.** El sismo del 03 de octubre de 1974. Causó mayores daños en la ciudad Lima con una intensidad de VII de acuerdo al Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

### 5.2.7.3 Perfiles de velocidad de onda de corte utilizados

Para distinguir la variabilidad de la respuesta sísmica del distrito de Villa El Salvador en términos de los espectros, se consideraron los perfiles de los ensayos geofísicos recopilados AR-01, MAMR-01 y ensayos realizados MAM-01, MAM-02, MAM-03, MAM-04 (ver **Figura 40**); estos perfiles analizados fueron seleccionados por abarcar mayor profundidad de investigación, por pertenecer a diferentes zonas de isoperiodos y presentar mayor número de capas a diferencia de los demás perfiles que se muestran en el presente estudio.

Finalmente, la confiabilidad de los perfiles obtenidos se aseguró por la buena concordancia entre los espectros H/V de las ondas Rayleigh para el modo fundamental de los perfiles invertidos y su respectiva relación espectral H/V de los microtemores observados (**Figura 41**).



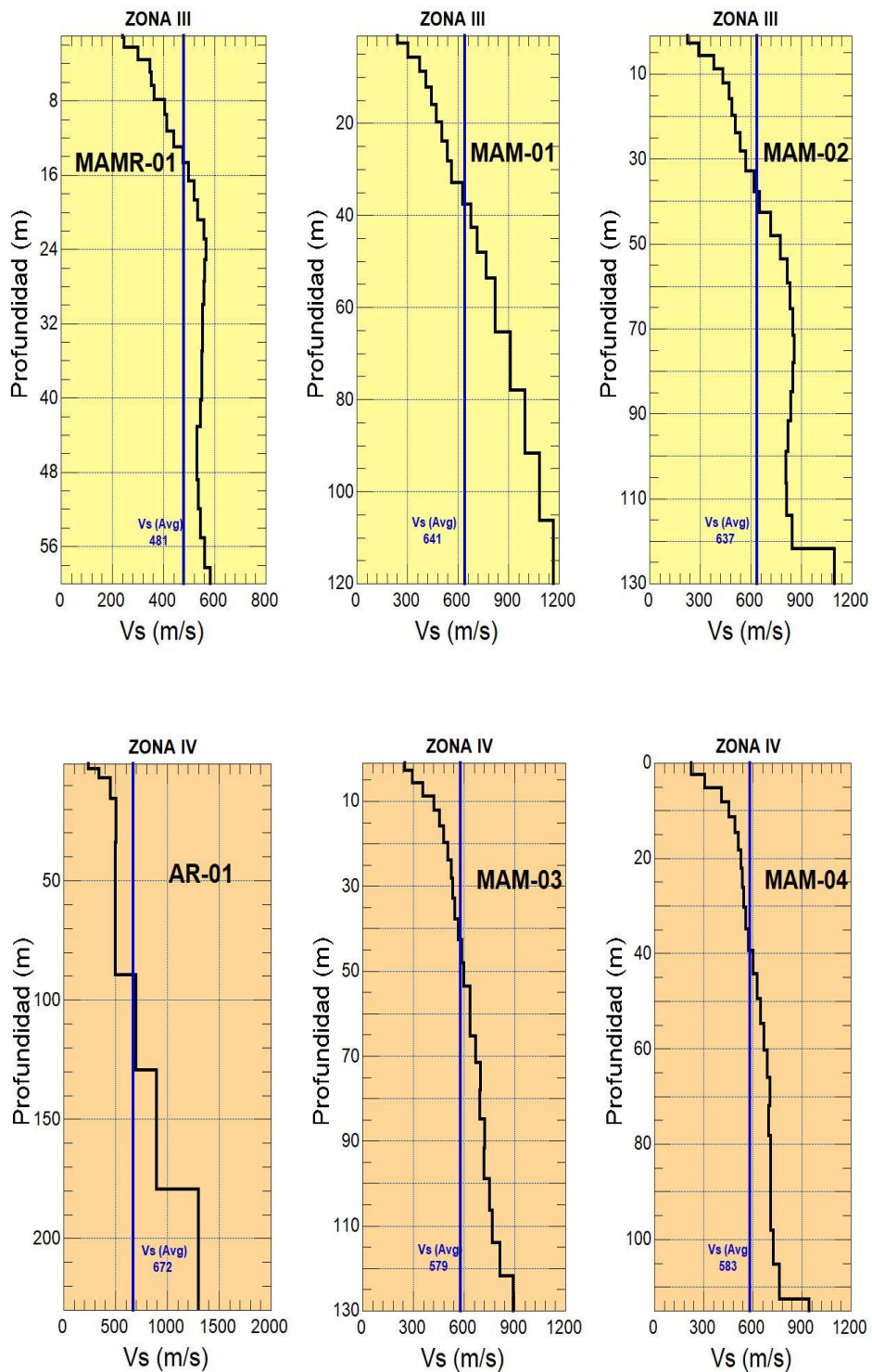
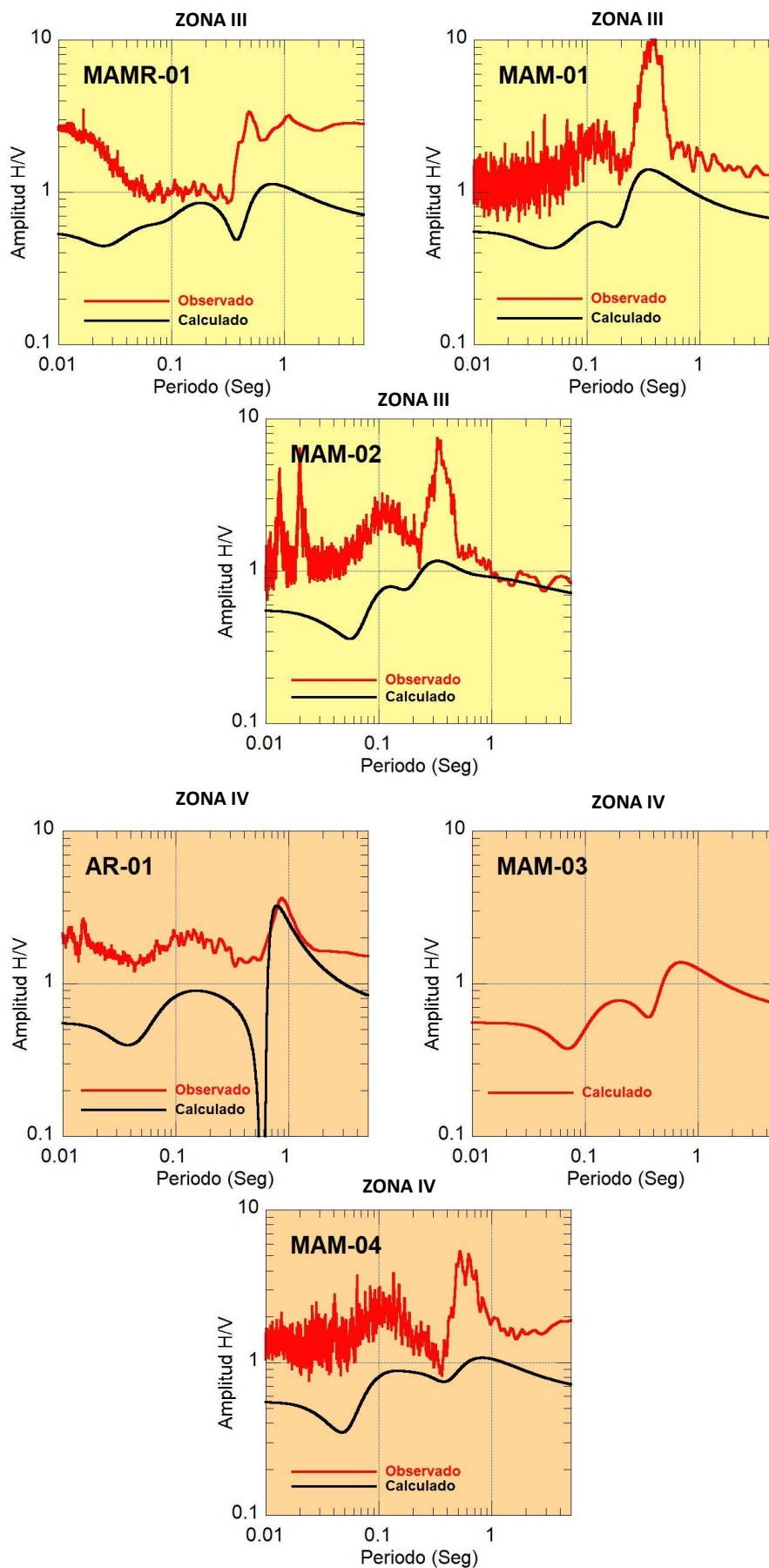


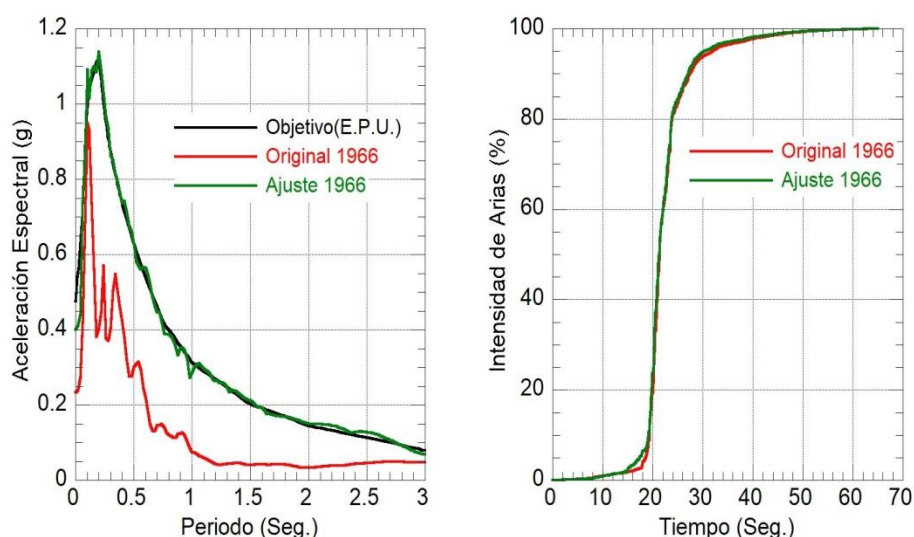
Figura 40. Perfiles de velocidad de onda de corte seleccionados.



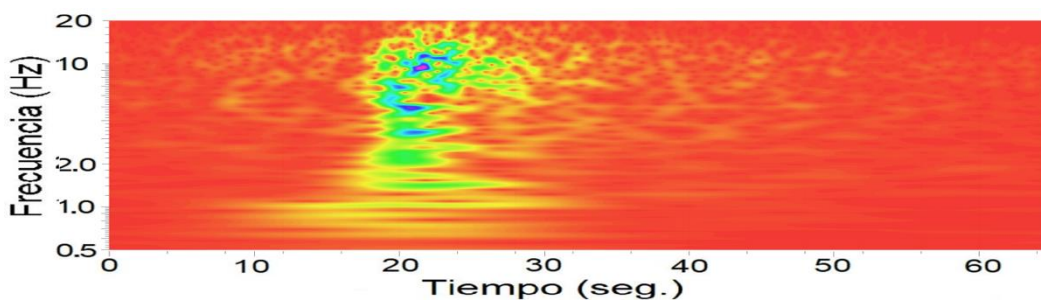
**Figura 41.** Espectros H/V observados y teóricos ubicados en las Zonas III y IV del mapa de Isoperiodos).

#### 5.2.7.4 Generación de registros sísmicos compatibles al espectro de peligro uniforme

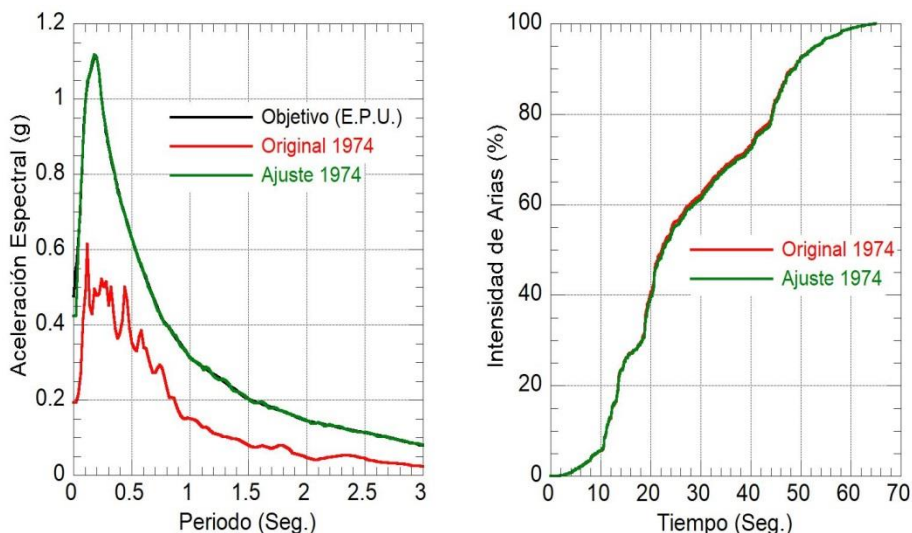
La generación de registros sísmicos compatibles al espectro de peligro uniforme, se realizó siguiendo la metodología de ajuste espectral en el dominio del tiempo mediante la adición de wavelets que es mostrada en el capítulo 1.6.4.1. Dado que los sismos seleccionados fueron procesados y modificados para hacerlos compatibles con un espectro de peligro uniforme, estos sismos se definieron como movimiento al nivel de roca basal "de afloramiento". Los resultados son mostrados en términos de comparaciones espectrales e intensidades de Arias entre los movimientos sísmicos originales (sismos de Lima y Callao de 1966 y 1974) previo al ajuste espectral y los movimientos sísmicos obtenidos después de realizado el ajuste (ver **Figuras 42 y 44**). Además, se muestran las comparaciones entre los tiempo-historia de aceleraciones de los movimientos sísmicos originales y los movimientos sísmicos obtenidos después del ajuste (ver **Figuras 46 y 47**). Así también se obtuvo los espectrogramas que muestran la evolución temporal del espectro de las señales y muestran las frecuencias dominantes (ver **Figuras 43 y 45**). Los resultados son mostrados para los registros seleccionados para la aplicación de esta metodología (descritos en la sección 1.6.4).



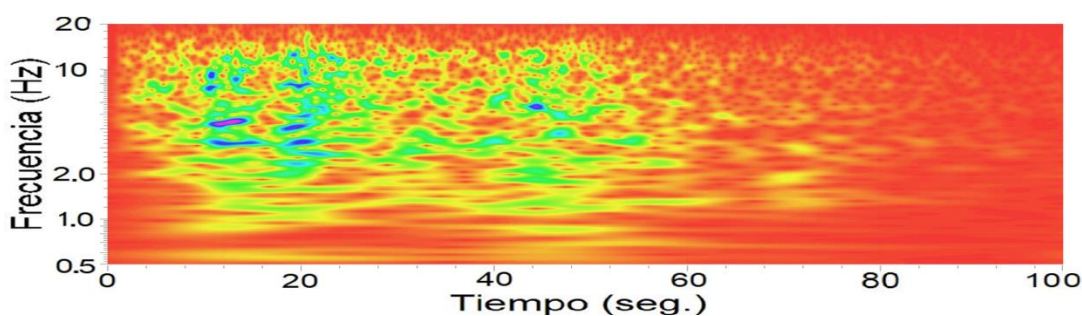
**Figura 42.** (Izquierda) Comparación entre el espectro original y ajustado al Espectro de Peligro Uniforme (E.P.U) correspondiente al sismo de Lima (17/10/1966), (Derecha) comparación de la intensidad de Arias normalizada entre el registro original y ajustado.



**Figura 43.** Representación del espectro de frecuencia en cada posición de tiempo del sismo ajustado de 1966, componente horizontal (N-S).

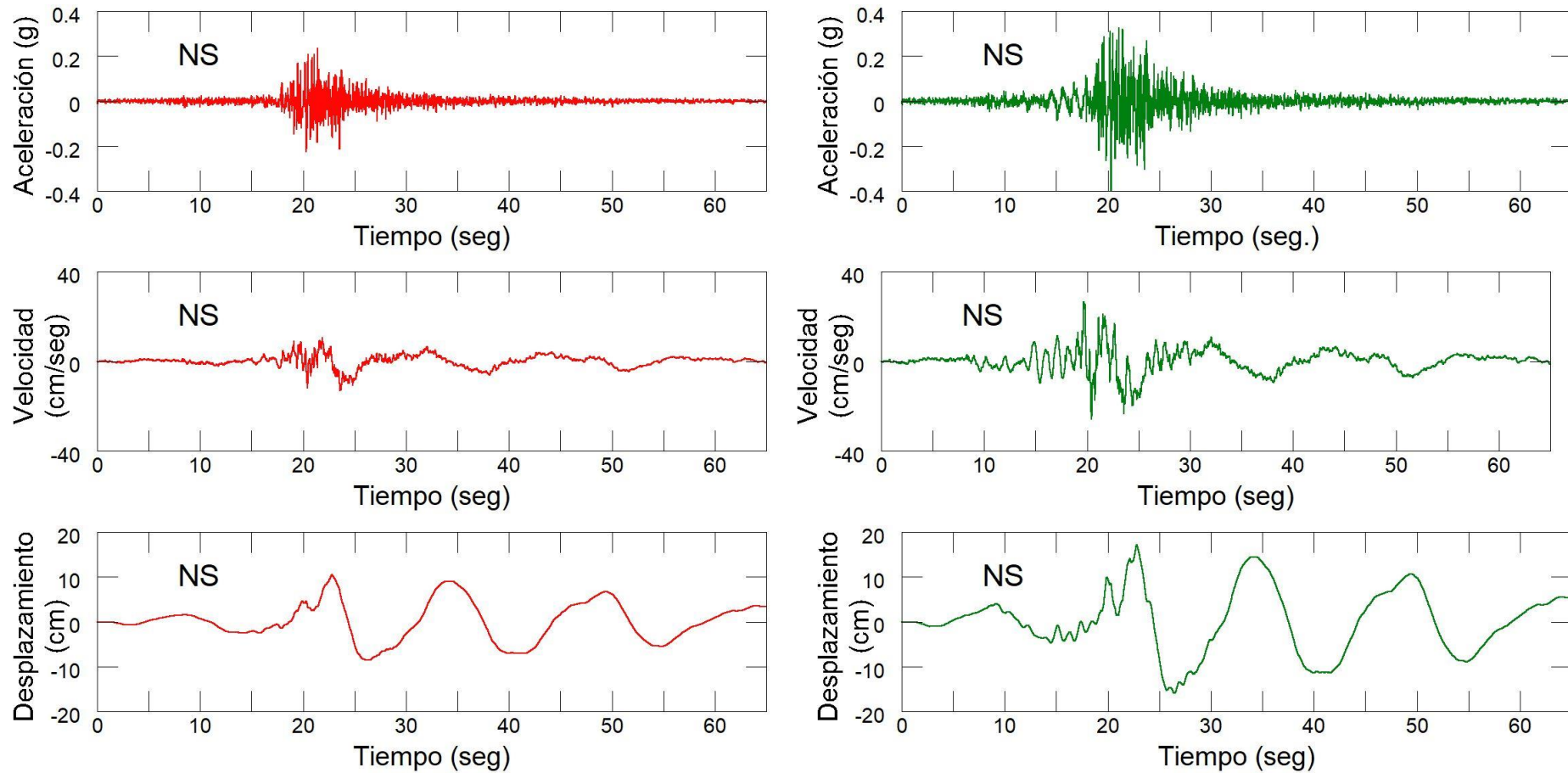


**Figura 44.** (Izquierda) Comparación entre el espectro original y ajustado al Espectro de Peligro Uniforme (E.P.U.) correspondiente al sismo de Lima (03/10/1974), (Derecha) comparación de la intensidad de Arias normalizada entre el registro original y ajustado.

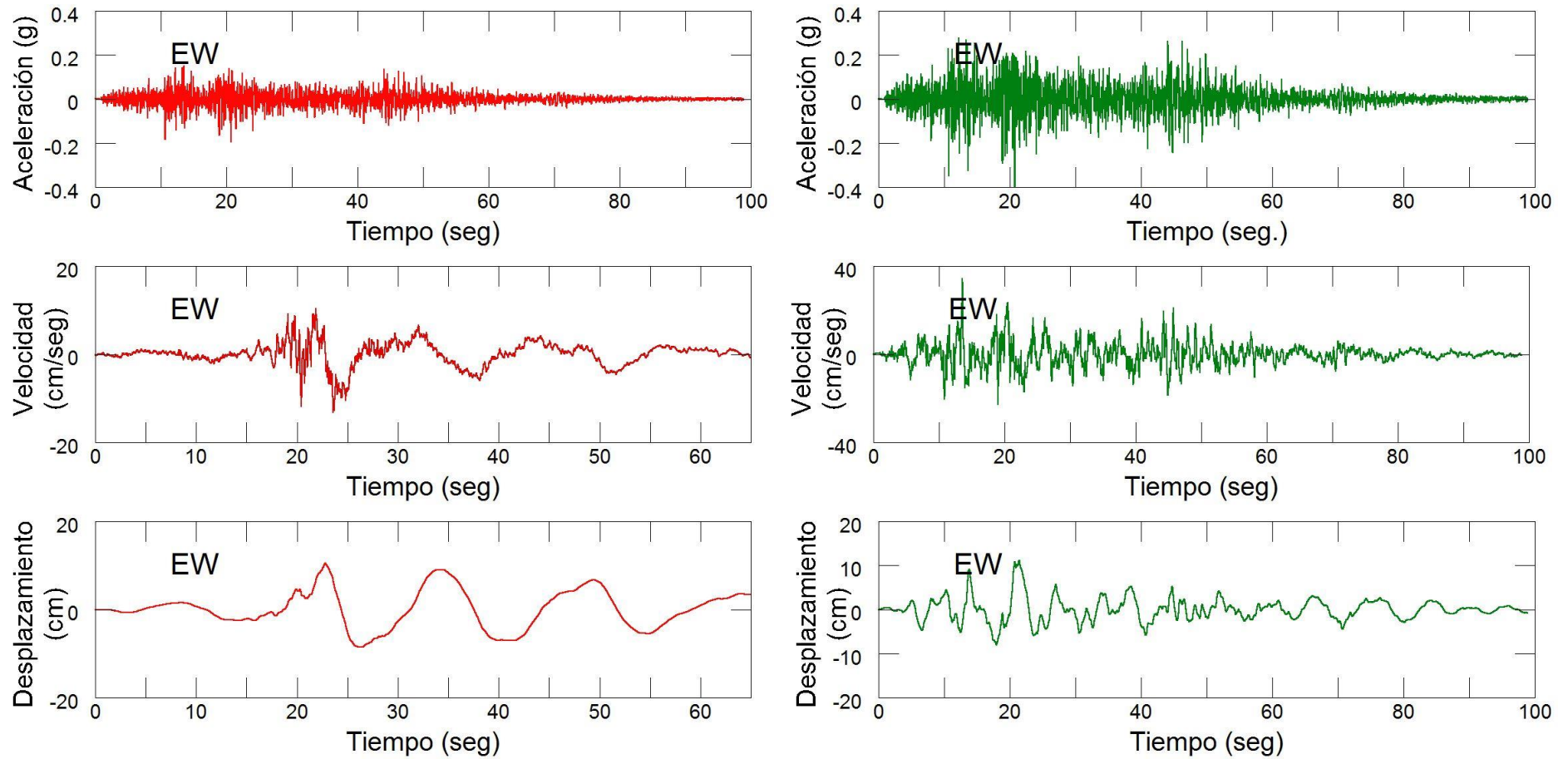


**Figura 45.** Representación del espectro de frecuencia en cada posición de tiempo del sismo ajustado de 1974, componente horizontal (E-W).





**Figura 46.** Comparación entre los registros sísmicos antes (izquierda) y después (derecha) del ajuste espectral correspondiente al sismo de 1966, componente horizontal (N-S), estación Parque de la Reserva.



**Figura 47.** Comparación entre los registros sísmicos antes (izquierda) y después (derecha) del ajuste espectral correspondiente al sismo de 1974, componente horizontal (E-W), estación Parque de la Reserva.

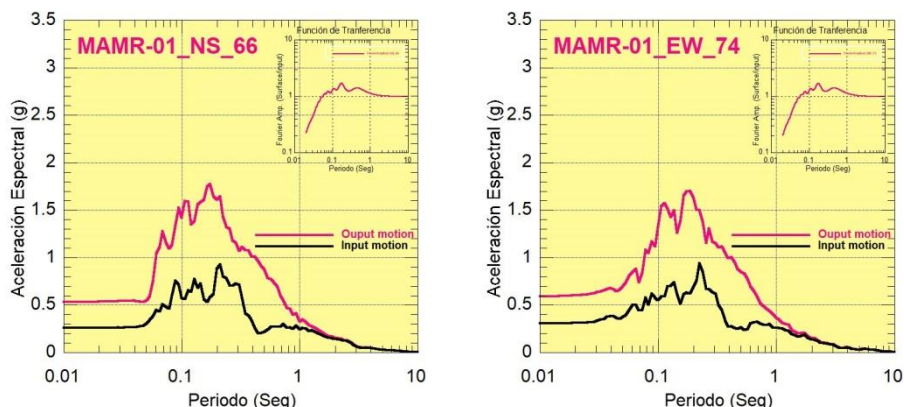
#### 5.2.7.5 Comparación de la respuesta sísmica en función de los espectros en superficie para el distrito de Villa El Salvador.

De acuerdo a la caracterización del sub suelo del distrito descrito en el capítulo 5.4, la estructura geológica y geotécnica encontrada en el sitio presenta estratos de arenas horizontales y profundas vistas en los perfiles sísmicos, por lo que un análisis de propagación de ondas unidimensional es apropiado, ya que representaría con razonable exactitud la respuesta en superficie.

El acelerograma calculado a partir del ajuste espectral compatible al espectro del peligro uniforme fue trasladado a los materiales más rígidos en la base de los perfiles sísmicos. Resolviendo la ecuación de las ondas SH propagándose verticalmente en el dominio de la frecuencia con el programa DeepSoil desarrollado por Hashash (2012) y el método lineal equivalente para representar las no linealidades del suelo,

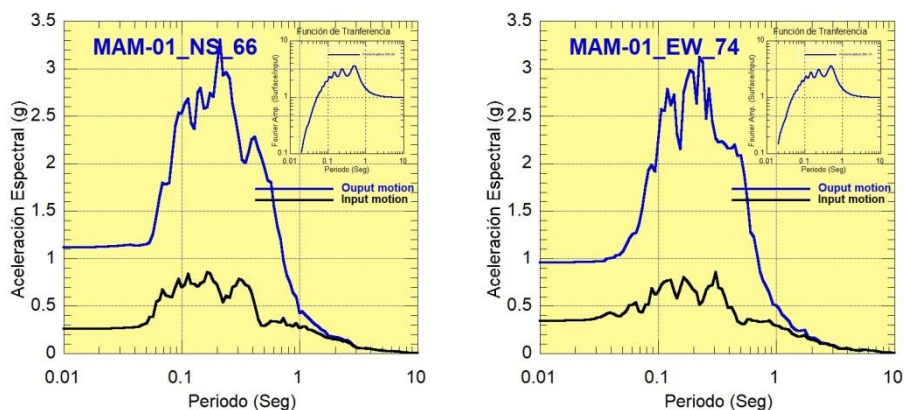
Los resultados obtenidos del análisis unidimensional de onda en superficie son mostrados a partir de la **Figura 48** a la **Figura 53** en función de las aceleraciones espectrales con un amortiguamiento de 5%, a nivel de la base y superficie. Además, en la parte superior del mismo se muestran las funciones de transferencia obtenidas en cada perfil sísmico, a partir de las cuales se pueden obtener los factores de amplificación sísmica, considerando el gran espesor exhibido por las arenas del distrito. Con esto se sustenta el hecho que hay un incremento significativo del periodo fundamental del suelo como se muestra en el **Anexo A.04**.

### RESPUESTA SÍSMICA PERFIL MAMR-01



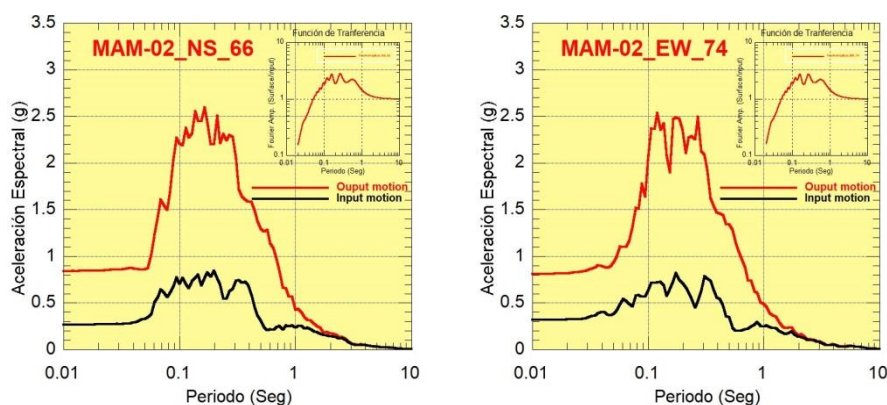
**Figura 48.** Espectro de respuesta en la base y superficie para el perfil sísmico MAMR-01. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en las Zonas III del mapa de Isoperiodos).

### RESPUESTA SÍSMICA PERFIL MAM-01



**Figura 49.** Espectro de respuesta en la base y superficie para el perfil sísmico MAM-01. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en las Zonas III del mapa de Isoperiodos).

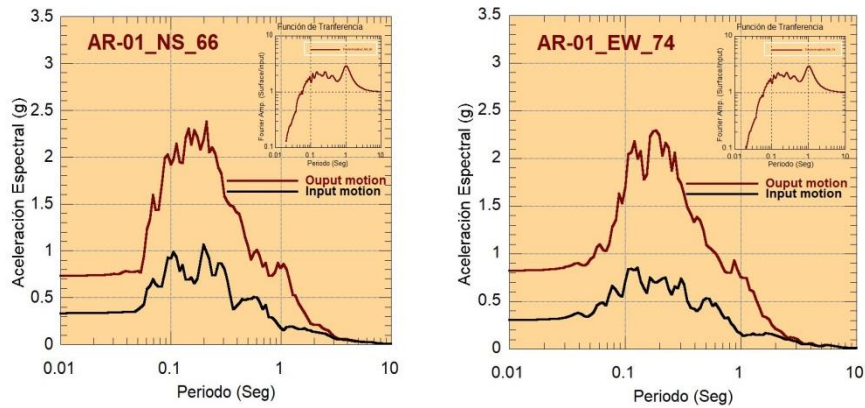
### RESPUESTA SÍSMICA PERFIL MAM-02



**Figura 50.** Espectro de respuesta en la base y superficie para el perfil sísmico MAM-02. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en las Zonas III del mapa de Isoperiodos).

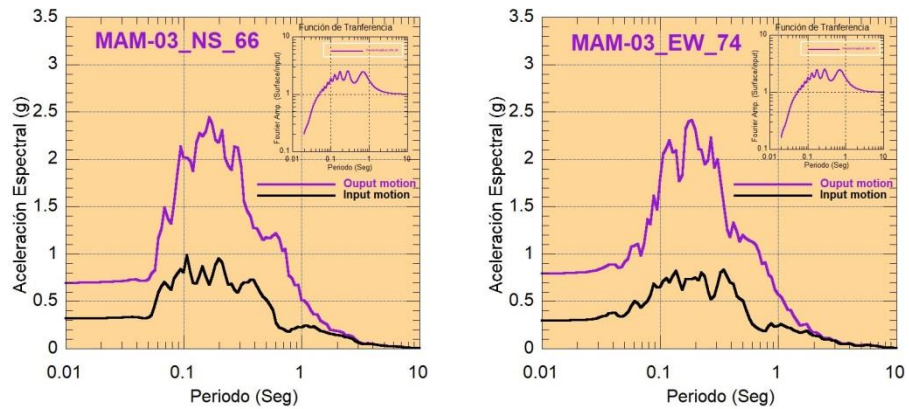


### RESPUESTA SÍSMICA PERFIL AR-01



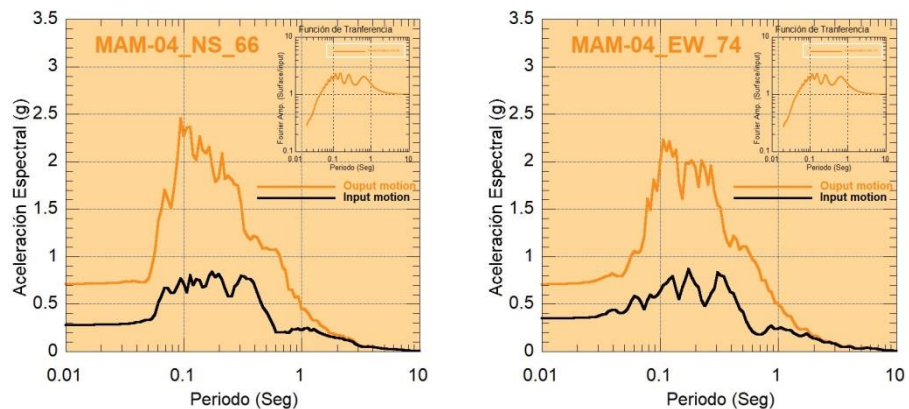
**Figura 51.** Espectro de respuesta en la base y superficie para el perfil sísmico AR-01. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en las Zonas IV del mapa de Isoperiodos.

### RESPUESTA SÍSMICA PERFIL MAM-03



**Figura 52.** Espectro de respuesta en la base y superficie para el perfil sísmico MAM-03. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en las Zonas IV del mapa de Isoperiodos.

### RESPUESTA SÍSMICA PERFIL MAM-04



**Figura 53.** Espectro de respuesta en la base y superficie para el perfil sísmico MAM-04. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en las Zonas IV del mapa de Isoperiodos.

### 5.2.7.6 Comparación de los espectros en superficie con la aceleración espectral y factor de amplificación E.030 (2018).

La metodología para obtener la aceleración espectral ( $S_a$ ) en la superficie de terreno, esta descrito en la resolución Ministerial N° 355-2018-vivienda, el Ministerio de Vivienda y Construcción, la cual actualizó la Norma E.030 “Diseño Sismo-Resistente” que en su capítulo quinto establece la siguiente expresión:

$$S_a = ZUSC$$

Donde

Z=Factor de zona,

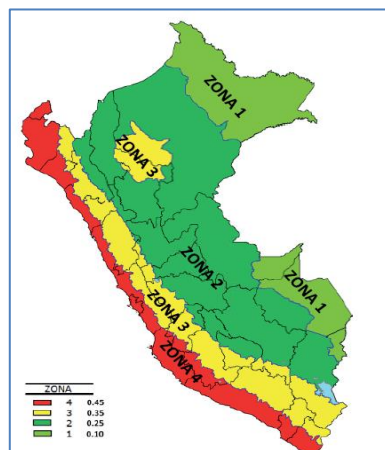
U= Categoría de edificación,

S= Tipo de perfil de suelo,

C=Factor de amplificación,

- Factor de zona (Z)

La zona de estudio se sitúa en franja central de la zona costera del territorio nacional en el distrito de Villa El Salvador, provincia y departamento de Lima. El lugar se encuentra ubicado en la Zona 4, el factor de zona es  $Z = 0.45$ , (ver **Figura 54**), con valor de aceleración para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años.



**Figura 54.** Mapa de macrozonas sísmicas del territorio peruano. (Norma de diseño sismo-resistente – E. 030, 2018).

- Factor de Uso (U)

Según Norma E. 030 Diseño Sismorresistente (2018), la clasificación de acuerdo con las categorías indicadas en la **Tabla 32**, el factor de uso o importancia (U) de suelo se realiza en función a las edificaciones comunes.

**Tabla 32.** Clasificación de las edificaciones según Norma E. 030, 2018.

Categoría de Las Edificaciones Y Factor "U"		
CATEGORÍA	DESCRIPCIÓN	Factor U
C Edificaciones Comunes	Edificaciones comunes tales como: viviendas, oficinas, Hoteles, restaurantes, depósitos e instalaciones Industriales cuya falla no acarree peligros adicionales de incendios o fugas de contaminantes	1

- Factor de suelo (S)

Tipo de perfil de suelo

Según Norma E. 030 Diseño Sismorresistente (2018), la clasificación del tipo de suelo se realiza en función de la velocidad promedio de propagación de ondas de corte de los primeros 30 m del suelo ( $V_{s30}$ ), medidos a partir del nivel del fondo de la cimentación, ver **Tabla 33**.

**Tabla 33.** Clasificación de los perfiles de suelo según Norma E. 030, 2018.

Perfil	Tipo de Suelo	$V_{s30}$ (m/s)
S <sub>0</sub>	Roca dura	> 1500
S <sub>1</sub>	Roca o Suelos Muy Rígidos	500 - 1500
S <sub>2</sub>	Suelos Intermedios	180- 500
S <sub>3</sub>	Suelos Blandos	> 180
S <sub>4</sub>	Clasificación basada en el Estudio de Mecánica de Suelos	

En la **Tabla 34** se presenta el valor promedio de velocidades de ondas de corte de los primeros 30 m de los perfiles se sondajes recopilados y ejecutados medidos desde la superficie. Se observa que la clasificación de los perfiles de suelo en la zona de estudio es perfil tipo S<sub>2</sub>, suelos intermedios. Este tipo corresponden a arenas medianamente densas a densa.

**Tabla 34.** Clasificación sísmica del suelo según E.030, 2018 y valores de periodo.

Sondaje	Vs30 (m/s)	T (Periodo)	Clasificación según E.030, 2018	
			Perfil	Descripción
MASWR-01	437	0.62	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-02	457	0.82	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-03	469	0.9	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-04	498	0.34	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-05	475	0.62	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-06	366	0.40	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-07	391	0.61	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-08	406	0.47	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-09	373	0.69	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-10	378	1.15	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-11	455	0.66	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-12	482	0.48	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-13	430	0.42	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-14	410	0.63	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-15	427	0.72	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-16	429	0.65	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-17	387	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-18	359	1.2	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-19	443	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-20	429	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-21	403	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-22	411	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-23	371	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-24	368	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASWR-25	385	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASW-01	415	0.38	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASW-02	397	0.35	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASW-03	411	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASW-04	438	0.65	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios
MASW-05	463	-	S <sub>2</sub>	Suelos intermedios

De acuerdo a las Norma E. 030 Diseño Sismorresistente (2018), el factor suelo (S) del perfil de suelo de la zona de estudio es 1.05.

**Tabla 35.** Valores de factor suelo según Norma E. 030, 2018.

Factor de Suelo "S"				
SUELO ZONA	S <sub>0</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>
Z <sub>4</sub>	0.80	1.00	1.05	1.10
Z <sub>3</sub>	0.80	1.00	1.15	1.20
Z <sub>2</sub>	0.80	1.00	1.20	1.40

<b>Z<sub>1</sub></b>	0.80	1.00	1.60	2.00
----------------------	------	------	------	------

- Factor de Amplificación (C)

De acuerdo a las características de sitio, se define el factor de amplificación sísmica (C) por las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned}
 T < T_p & \quad C = 2.5 \\
 T_p < T < T_L & \quad C = 2.5 \cdot \left(\frac{T_p}{T}\right) \\
 T > T_L & \quad C = 2.5 \cdot \left(\frac{T_p \cdot T_L}{T^2}\right)
 \end{aligned}$$

Donde:

T: Periodo fundamental de vibración de la estructura.

Periodo  $T_p$  y  $T_L$

De acuerdo a las Norma E0.30 Diseño Sismorresistente, 2018, los característicos del espectro de diseño para la zona de estudio son:  $T_p(S)=0.6$  s,  $T_L(S)=2.0$  s.

**Tabla 36.** Valores de periodo TP y TL según Norma E. 030, 2018.

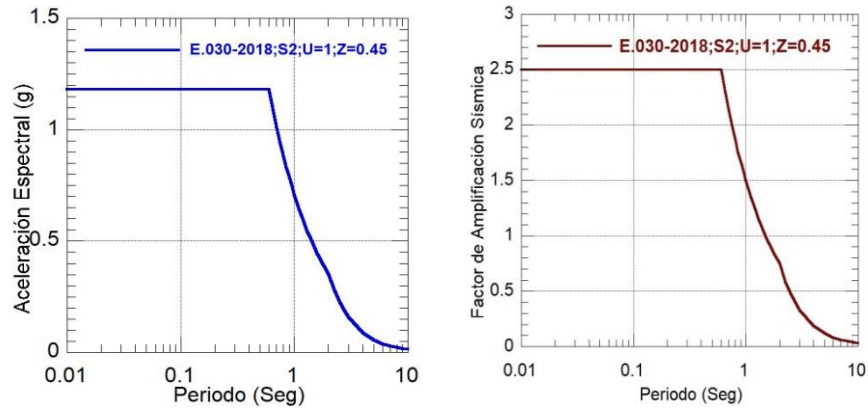
<b>Periodos “<math>T_p</math>” Y “<math>T_L</math>.”</b>				
	Perfil de suelo			
	<b>S<sub>0</sub></b>	<b>S<sub>1</sub></b>	<b>S<sub>2</sub></b>	<b>S<sub>3</sub></b>
$T_p$ (s)	0.3	0.4	0.6	1.0
$T_L$ (s)	3.0	2.5	2.0	1.6

Donde:

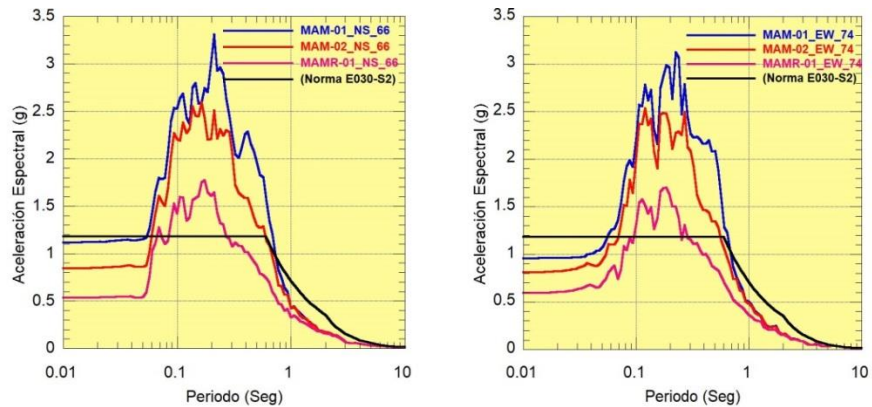
$T_p$ : Periodo que define la plataforma del factor C.

$T_L$ : Periodo que define el inicio de la zona del factor C con desplazamiento constante.

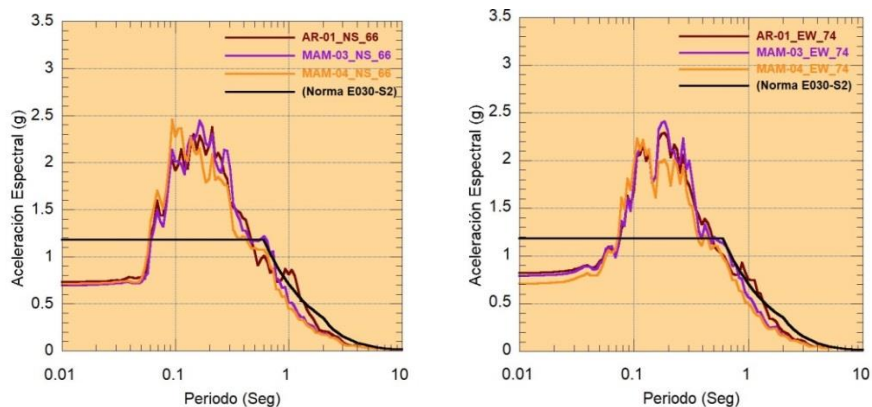
En la **Figura 55**. se presentan los espectros de aceleración y factor de amplificación según la norma E.030 y desde las **Figuras 56** al **58**, se presenta la superposición de los espectros de respuesta en superficie y los propuestos según la norma E.030.



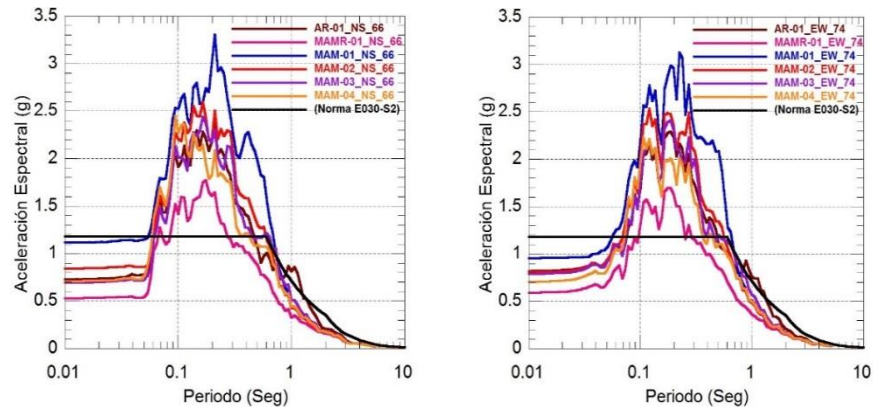
**Figura 55.** Aceleración espectral y factor de amplificación según la norma E.030; Zona 4 ( $Z=0.45$ ), Uso general ( $U=1$ ), suelo S2 a partir de las  $V_{s30}$  de los perfiles usados ( $180 \text{ m/s} < V_s < 500$ ), los parámetros de sitio para suelo S2 ( $S=1.05$ ,  $T_P = 0.6$ ,  $T_L = 2$ ).



**Figura 56.** Comparación del espectro de la norma E.030 con los espectros de respuesta en superficie de los perfiles sísmicos MAMR-01, MAM-01, MAM-02 obtenidos con los registros sísmicos de 1966 (izquierda) y 1974 (derecha), ubicado en las Zonas III del mapa de Isoperiodos.



**Figura 57.** Comparación del espectro de la norma E.030 con los espectros de respuesta en superficie de los perfiles sísmicos AR-01, MAM-03, MAM-04 obtenidos con los registros sísmicos de 1966 (izquierda) y 1974 (derecha), Ubicadas en la Zona IV del mapa de Isoperiodos.



**Figura 58.** Comparación del espectro de la norma E.030 con los espectros de respuesta en superficie de los perfiles sísmicos obtenidos con los registros sísmicos de 1966 (izquierda) y 1974 (derecha).

Los valores de las ordenadas espectrales calculadas que se muestran en la Zona III (ver **Figura 56**) con respecto a la Zona IV (ver **Figura 57**) del mapa de isoperiodos presentan aceleraciones espectrales mayores a partir del periodo de 0.66 s, y en el caso de la respuesta del perfil AR-01 excede a las especificadas por la norma E.030.

En cuanto a los resultados de los análisis de respuesta para todos los perfiles sísmicos ubicados en la Zona III y IV del mapa de isoperiodos, se puede observar en la **Figura 58** la aceleración espectral máxima obtenida por los sismos sintéticos generados de 1966 y 1974 con valores de 3.33 g y 3.12 g para los valores de periodo de 0.2 s. y 0.22 s. respectivamente, el rango de aceleración máxima del suelo (PGA) para los dos casos va desde 0.53 g – 1.11 g y 0.59 g – 0.95 g.

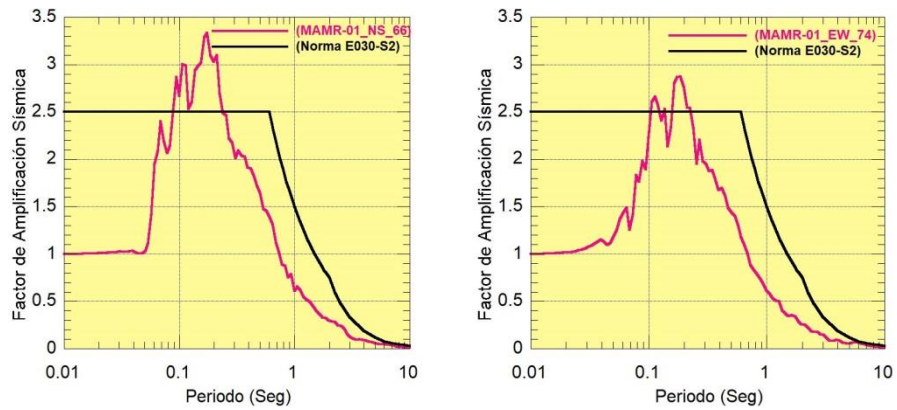
### Factor de Amplificación Sísmica

Este coeficiente se interpreta como el factor de amplificación de la respuesta estructural respecto de la aceleración máxima del suelo.

Los parámetros utilizados para el cálculo del factor de amplificación según la norma E.030 son uso general ( $U=1$ ), suelo a partir de los  $V_{s30}$  obtenidos ( $180 \text{ m/s} < V_s < 500$ ), corresponde para suelo  $S_2$  con parámetros ( $S=1.05$ ,  $T_p = 0.6$ ,  $T_L = 2$ ).

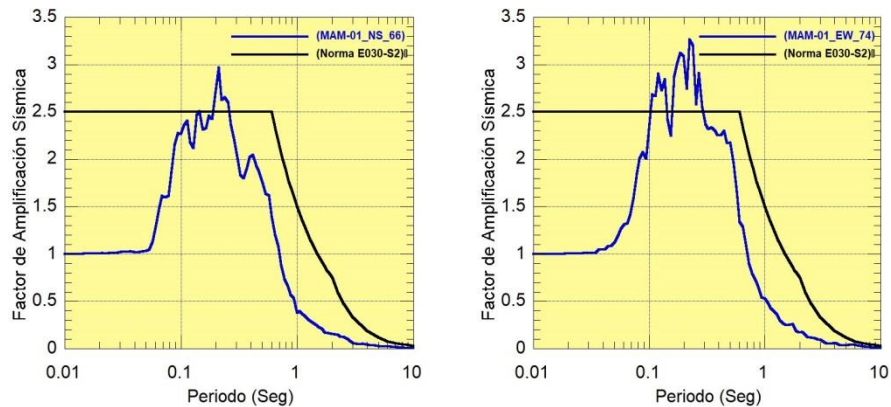


### FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA PERFIL MAMR-01



**Figura 59.** Factor de amplificación para el perfil sísmico MAMR-01. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en la zona III del mapa de isoperiodos.

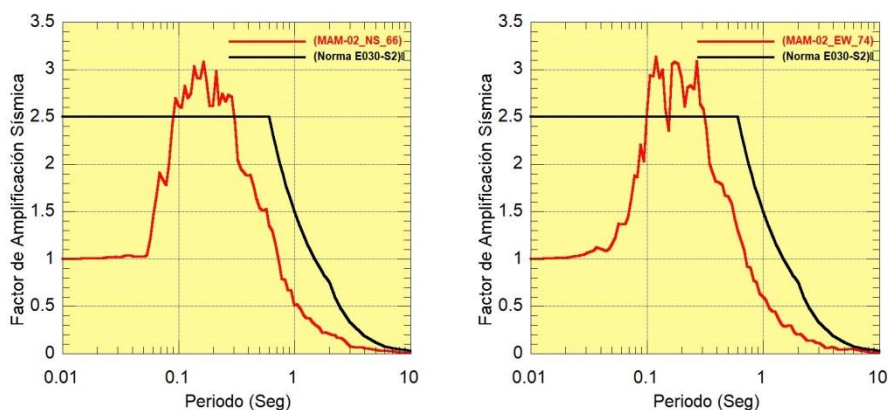
### FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA PERFIL MAM-01



**Figura 60.** Factor de amplificación para el perfil sísmico MAM-01. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en la zona III del mapa de isoperiodos.

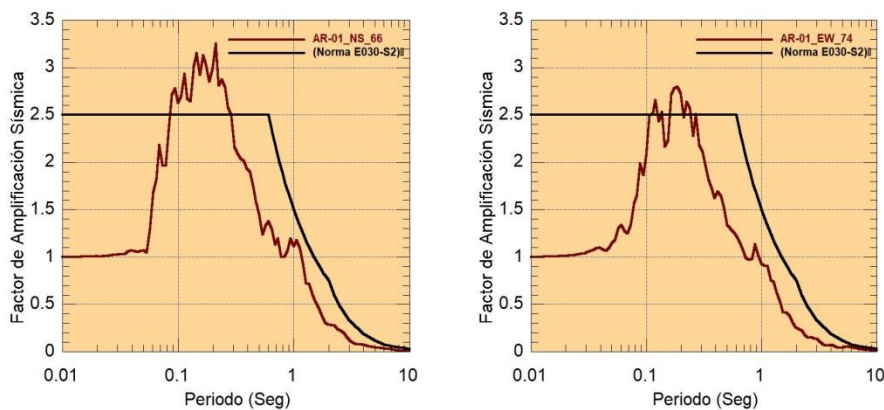


### FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA PERFIL MAM-02



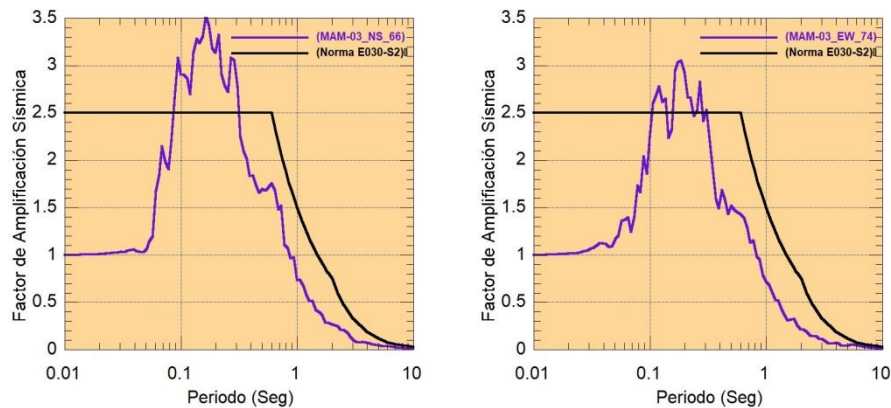
**Figura 61.** Factor de amplificación para el perfil sísmico MAM-02. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en la zona III del mapa de isoperiodos.

### FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA PERFIL AR-01



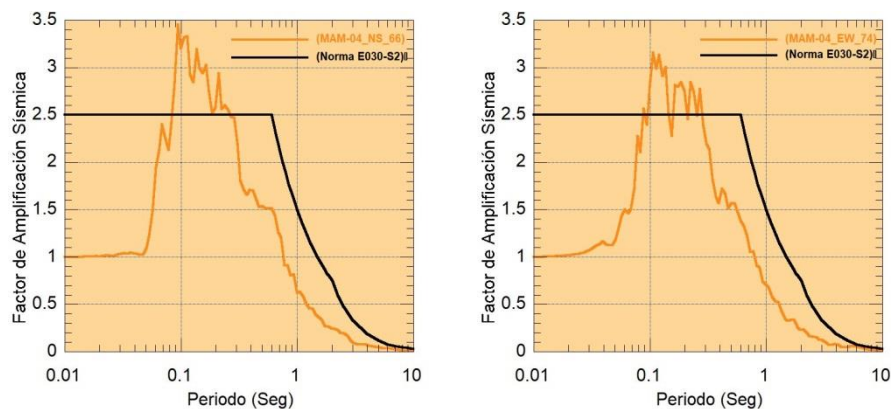
**Figura 62.** Factor de amplificación para el perfil sísmico AR-01. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en la zona IV del mapa de isoperiodos.

### FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA PERFIL MAM-03



**Figura 63.** Factor de amplificación para el perfil sísmico MAM-03. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en la zona IV del mapa de Isoperiodos.

### FACTOR DE AMPLIFICACIÓN SÍSMICA PERFIL MAM-04



**Figura 64.** Factor de amplificación para el perfil sísmico MAM-04. (izquierda) correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974, ubicado en la zona IV del mapa de isoperiodos.

De los resultados mostrados, de la **Figura 59** a la **Figura 64**, se presenta una comparación de los espectros de amplificación en superficie con lo sugerido por norma de diseño sismorresistente E. 0.30, en las zonas III y IV del mapa de Isoperiodos, por lo que se compararon todos los perfiles en base a un suelo  $S_2$ .

Para el perfil MAMR-01, el espectro de factor de amplificación obtenido a partir de la norma cubre al calculado a partir del análisis de respuesta sísmica, menos en los intervalos de 0,08 s–0,23 s y 0,10 s–0,22 s con una amplitud superior a 2,50. como se muestra en la **Figura 59**.

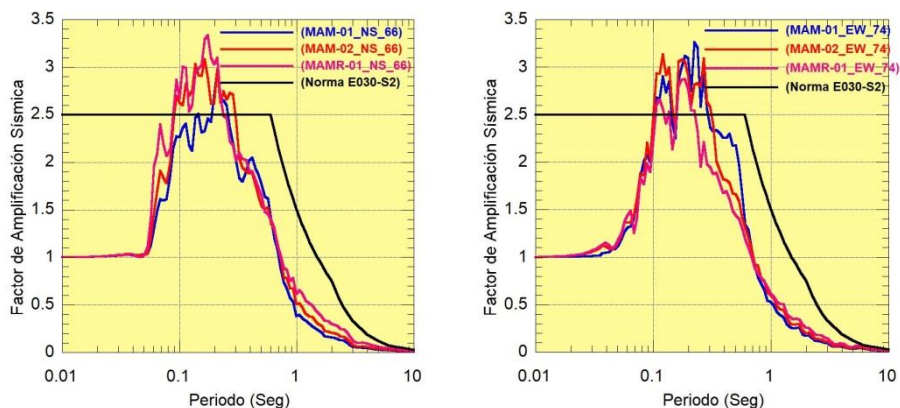
Para el perfil MAM-01, el espectro de factor de amplificación obtenido a partir de la norma cubre al calculado a partir del análisis de respuesta sísmica, menos en los intervalos de 0,18 s–0,26 s y 0,10 s–0,28 s con una amplitud superior a 2,50. como se muestra en la **Figura 60**.

Para el perfil MAM-02, el espectro de factor de amplificación obtenido a partir de la norma cubre al calculado a partir del análisis de respuesta sísmica, menos en los intervalos de 0,08 s–0,30 s y 0,10 s–0,31 s con una amplitud superior a 2,50. como se muestra en la **Figura 61**.

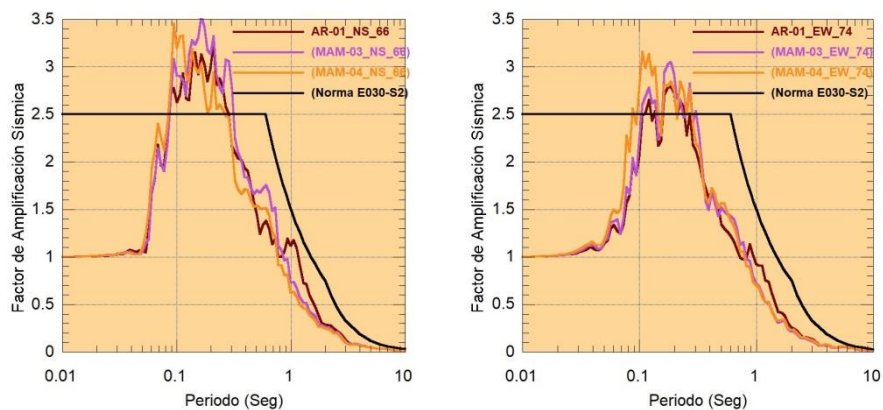
Para el perfil AR-01, el espectro de factor de amplificación obtenido a partir de la norma cubre al calculado a partir del análisis de respuesta sísmica, menos en los intervalos de 0,10 s–0,24 s y 0,10 s–0,25 s con una amplitud superior a 2,50. como se muestra en la **Figura 62**.

Para el perfil MAM-03, el espectro de factor de amplificación obtenido a partir de la norma cubre al calculado a partir del análisis de respuesta sísmica, menos en los intervalos de 0,08 s–0,31 s y 0,10 s–0,30 s con una amplitud superior a 2,50. como se muestra en la **Figura 63**.

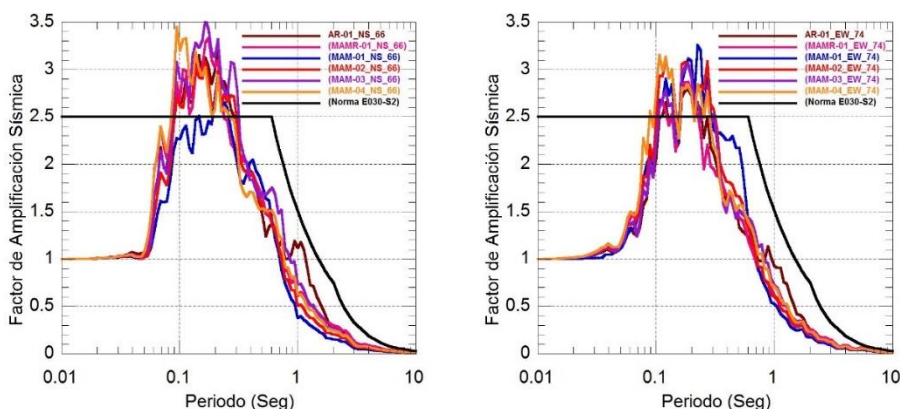
Para el perfil MAM-04, el espectro de factor de amplificación obtenido a partir de la norma cubre al calculado a partir del análisis de respuesta sísmica, menos en los intervalos de 0,08 s–0,26 s y 0,08 s–0,28 s con una amplitud superior a 2,50. como se muestra en la **Figura 64**.



**Figura 65.** Comparación de los espectros normalizados de respuesta sísmica en superficie respecto al factor de amplificación sísmica de la Norma E0.30 para los perfiles sísmicos MAMR-01, MAM-01, MAM-02. Correspondiente al sismo de 1966 (izquierda) y correspondiente al sismo de 1974 (derecha), ubicados en la zona III del mapa de isoperiodos.



**Figura 66.** Comparación de los espectros normalizados de respuesta sísmica en superficie respecto al factor de amplificación sísmica de la Norma E0.30 para los perfiles sísmicos. Correspondiente al sismo de 1966 (izquierda) y correspondiente al sismo de 1966 y (derecha), ubicados en la zona IV del mapa de isoperiodos.



**Figura 67.** Comparación de los espectros normalizados de respuesta sísmica en superficie respecto al factor de amplificación sísmica de la Norma E0.30 para todos los perfiles sísmicos. Correspondiente al sismo de 1966 (izquierda) y correspondiente

al sismo de 1966(izquierda) y correspondiente al sismo de 1966 y (derecha) correspondiente al sismo de 1974 (derecha).

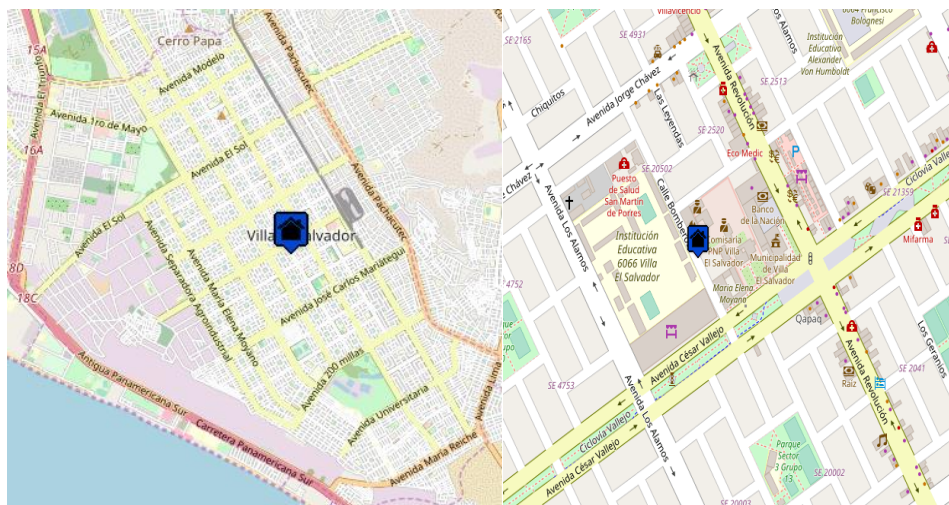
En conclusión, del análisis unidimensional realizado en los perfiles sísmicos correspondientes a las zonas III, IV del mapa de isoperiodos, el espectro de factor de amplificación calculado por la norma E.030 envuelve a los factores de amplificación calculado por el análisis de respuesta excepto para periodos de 0.08 a 0.31s, así como también para periodos mayores a 0.66 s los factores de amplificación de la zona IV son mayores al de la zona III del mapa de isoperiodos (ver **Figuras 65 y 66**).

**5.2.7.7 Comparación de la amplificación sísmica calculada con la observada en la estación acelerográfica.**

La Red Nacional de Acelerógrafos del CISMID-FIC-UNI (REDACIS) instaló un acelerógrafo modelo CV-374A2 de la marca Tokyo Sokushin en las instalaciones de la estación de bombero N° 105 en el distrito de Villa El Salvador (ver **Figura 68**), esta estación se encuentra asignada con el código LIM007 y fue instalada en el año 2011 y estuvo operativa hasta el año 2013.

**Tabla 37.** Información del acelerógrafo seleccionado

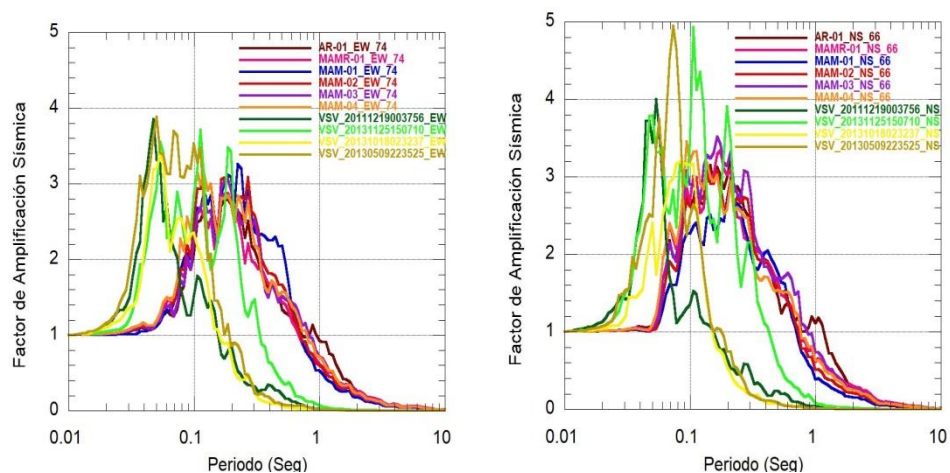
Código	LIM007
Nombre	Villa El Salvador
Ubicación	VSV N° 105 Fire Station, Villa El Salvador, Lima
Coordenadas	-12.21,-76.94
Orientación	EW NS UD
Modelo	CV-374A2 Tokyo Sokushin



**Figura 68.** Mapa de ubicación del acelerógrafo LIM007, Villa El Salvador, Lima.



En la **Figura 69** se presenta la comparación de las curvas de los espectros de respuesta normalizados obtenidos con el método lineal equivalente y cuatro espectros de respuesta normalizados de registros sísmicos obtenidos en la estación LIM007 para cada una de las direcciones ortogonales consideradas (EW, NS), para la selección de estos eventos sísmicos se consideró una magnitud  $M_w$  mayores a 4.5. y una aceleración mayor a  $60 \text{ cm/s}^2$ . Cabe señalar que todas las señales registradas han sido corregidas por línea base y filtradas por frecuencia con un filtro de corte de pasa banda de 0.2 a 24.0 Hz.

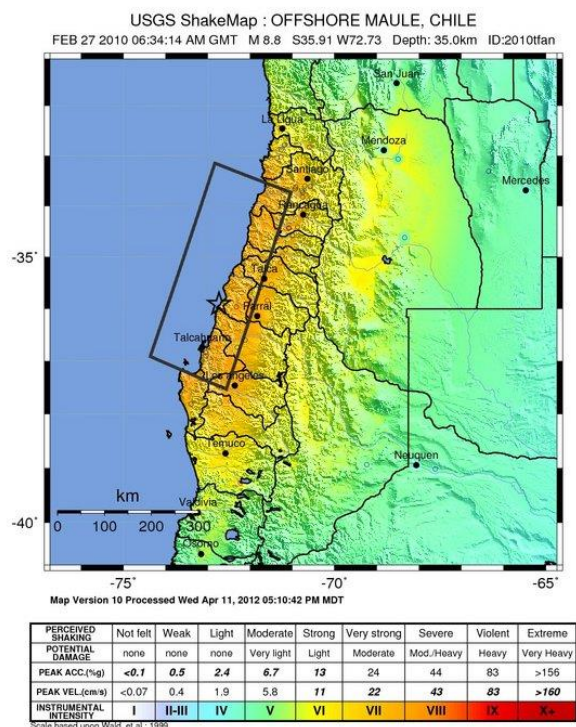


**Figura 69.** Comparación de cuatro espectros de respuesta obtenidos de acelerogramas registradas en la estación LIM007(EW y NS) entre los espectros de respuesta de los perfiles con los sismos sintéticos de 1974 (izquierda) y 1966 (derecha).

La comparación, permite identificar tendencias en la respuesta sísmica en superficie con respecto a las características de los perfiles. De los resultados, mostrados en la **Figura 69**, los espectros normalizados de la estación LIM007 conduce a una sobreestimación del factor de amplificación en el rango de periodos 0.034 a 0.2 s respecto a los espectros de respuesta normalizados de los perfiles, esto debido a que el factor de amplificación se reduce con el aumento de la intensidad del movimiento del suelo, ya que debido al aumento de los niveles de deformación se reduce el módulo de rigidez y aumenta el amortiguamiento.

5.2.7.8 Comparación de la amplificación sísmica calculada con la amplificación sísmica observada en el terremoto de Maule (Chile, 2010).

El terremoto de Maule de magnitud momento (Mw) 8.8 ocurrió en la zona centro sur de Chile y está asociado con el proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa sudamericana con una longitud de ruptura de alrededor de 500 km (ver **Figura 70**); este evento sísmico demostró el potencial de futuros terremotos de esta región de Sudamérica. En el terremoto de Maule se obtuvieron un número considerable de registros de aceleraciones del suelo, de las cuales la red nacional de acelerógrafos de la Universidad de Chile registró el sismo con equipos acelerométricos, entre ellas la estación ANGOL que registró la máxima aceleración del terreno (PGA) en la dirección Norte-Sur de (0.928 g).



**Figura 70.** Mapa de intensidad sísmica para el sismo del 02 de febrero de 2010 (USGS, 2010).

Es de interés comparar los resultados del comportamiento dinámico de los suelos en el distrito de Villa El Salvador con el observado en el terremoto de Maule de 2010. Para este fin se eligieron estaciones de la red nacional de la Universidad de Chile que tienen diferentes tipos de suelos y

distancias epicentral y se consideró conveniente analizar los resultados con espectros de respuesta horizontal.

La distribución de las estaciones seleccionadas, los datos de los registros y perfiles de velocidad de onda de corte fueron obtenidos de la página web <http://terremotos.ing.uchile.cl/> donde los datos ya fueron corregidos por línea base y frecuencia mediante un proceso automático.

- Características de las estaciones seleccionadas.

Los registros de interés fueron seleccionados debido a su proximidad al plano de falla y a las condiciones de suelo (suelo relativamente firme, IBC C), en la **Figura 71**, se presenta la ubicación las estaciones seleccionadas, además, se muestra los perfiles de velocidad de onda de corte de cada estación en la **Figura 72**.

**Tabla 38.** Ubicación de estaciones seleccionadas de la red nacional de acelerógrafos de la Universidad de Chile.

Estación	Coordenadas geográficas		Aceleraciones registradas			IBC
	LATITUD [°]	LONGITUD [°]	E-W	N-S	U-V	clase de sitio
Angol	-37.79	-72.71	0.681	0.928	0.281	C
Hualañé	-34,75	-71,80	0.462	0.408	0.214	C
Concepción	-36.84	-73.11	0.402	0.284	0.398	C
Constitución	-35,34	-72,41	0.614	0.527	0.346	C
Curicó	-34,98	-71,24	0.405	0.465	0.191	C
Maipú	-33.30	-70.46	0.478	0.561	0.240	C
Talca	-37.79	-72.40	0.477	0.244	0.424	C



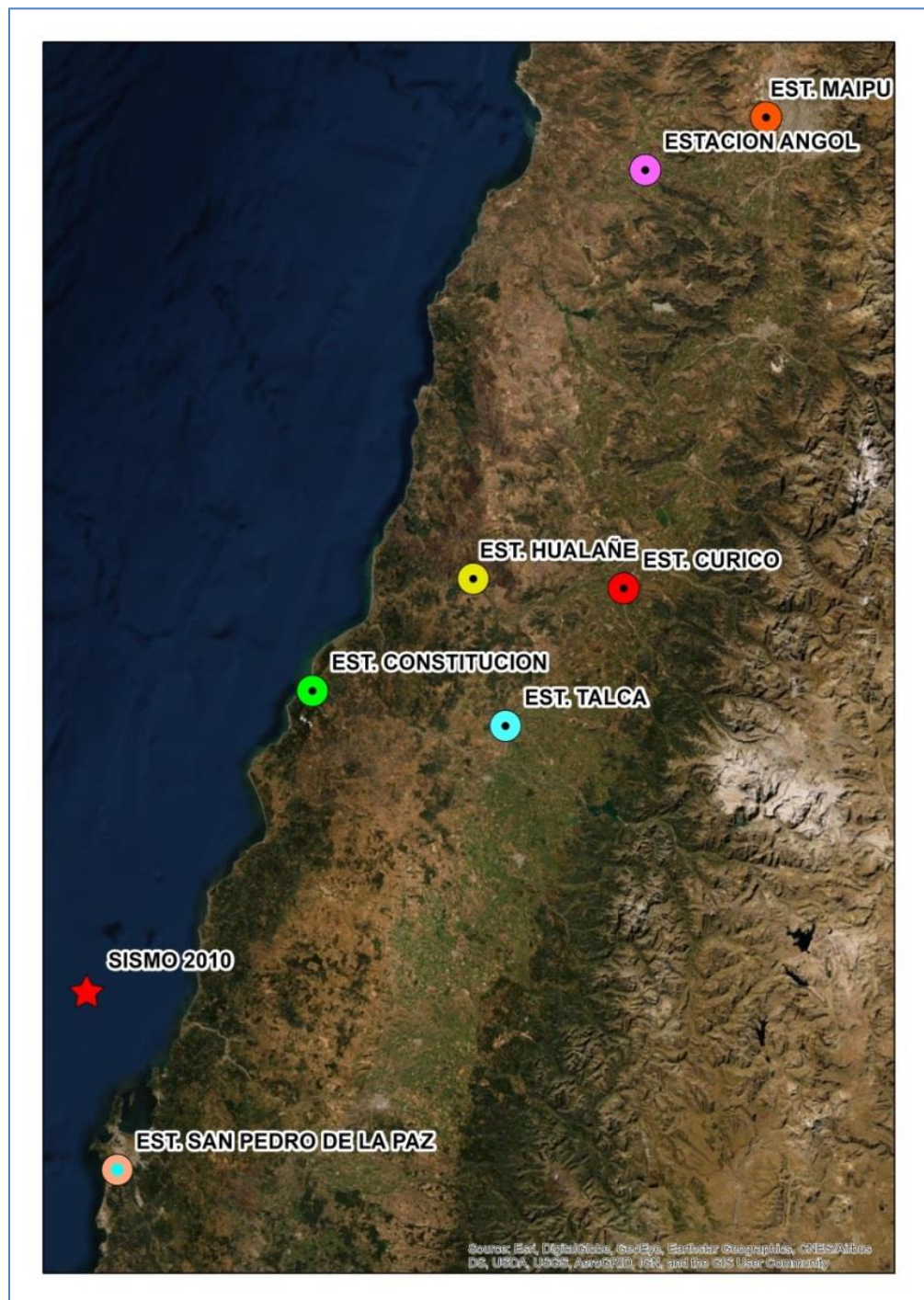
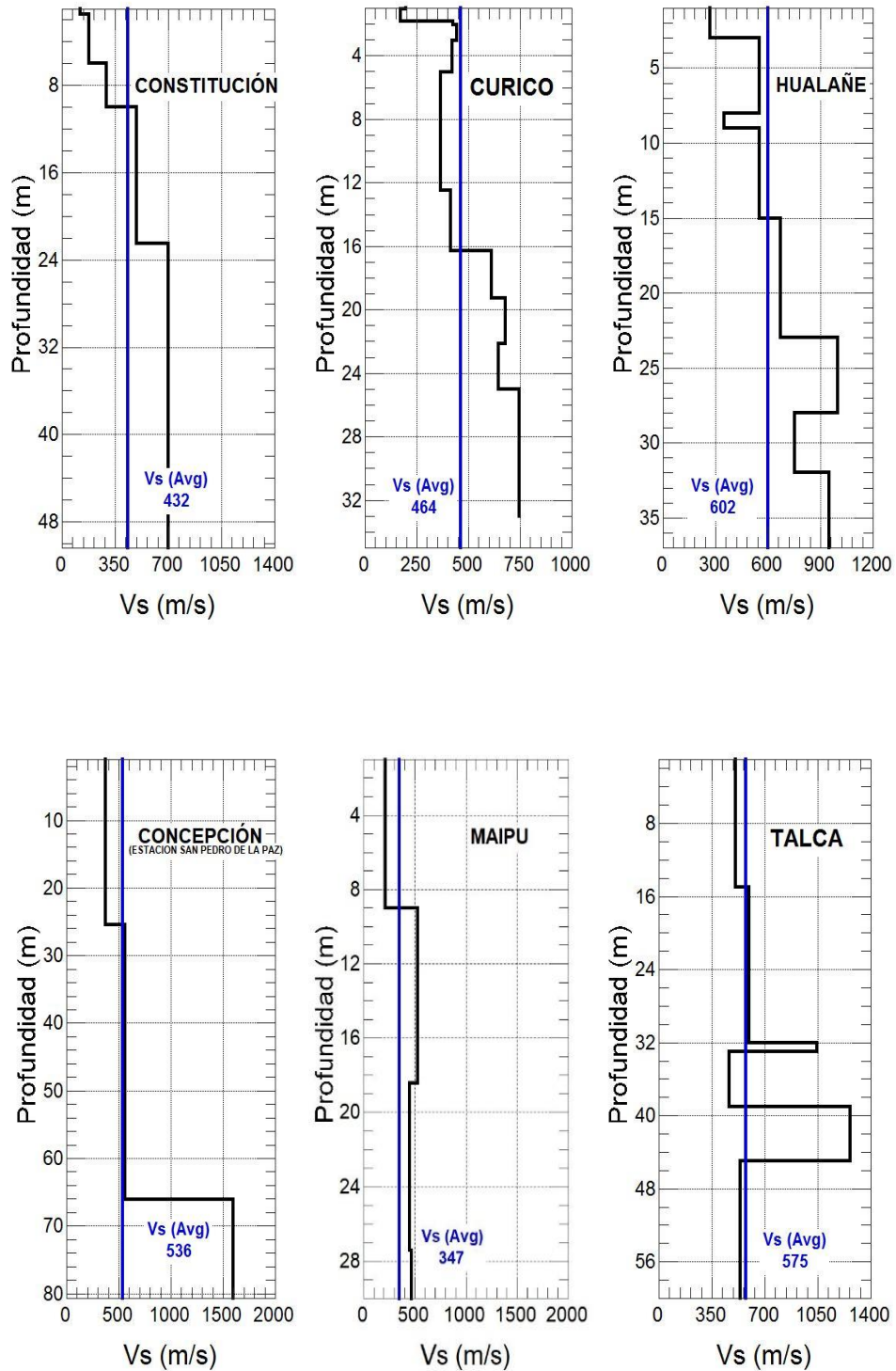
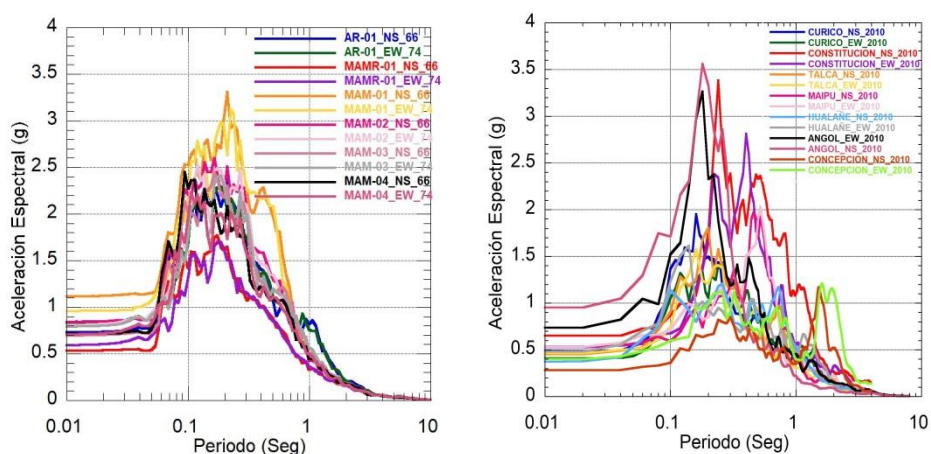


Figura 71. Ubicación de estaciones seleccionadas de registros del terremoto del Maule.



**Figura 72.** Perfiles de velocidad de onda de corte de estaciones de acelerográficas de la Universidad de Chile. (fuente: <http://terremotos.ing.uchile.cl/>).

Los espectros de respuesta horizontal de cada registro de aceleración tiempo historia seleccionadas de la Universidad de Chile fueron obtenidos con el programa Seismosignal Versión V. La comparación entre los espectros obtenidos en el distrito y de las estaciones seleccionadas (ver **Figura 73**) muestran formas espectrales distintas, en condiciones de suelo relativamente firme, donde los espectros de las estaciones seleccionadas producen picos espectrales grandes mayores a 2 g en periodos cortos  $\sim 0.2$  s, mientras que los espectros del distrito producen picos espectrales más suaves entre periodos (aproximadamente de 0.08 a 0.3 s), además en ambos casos las aceleraciones máximas de suelos pueden llegar a sobrepasar la mitad de la aceleración de la gravedad. Con estos resultados se podría esperar mayores aceleraciones en el distrito similar al caso de las estaciones registradas en Chile.



**Figura 73.** Comparación de todos los espectros de respuesta obtenidos de los perfiles con los sismos sintéticos de 1966 y 1974 (izquierda) con los registrados del sismo de Maule en las estaciones seleccionadas de la red nacional de acelerógrafos de la Universidad de Chile.

**CAPÍTULO VI: PELIGRO POR INUNDACIÓN POR TSUNAMI****6.1 INTRODUCCIÓN**

El departamento de Lima se encuentra ubicado en litoral peruano y está expuesto a fuertes terremotos capaces de producir tsunamis, los cuales históricamente han representado una grave amenaza y han producido cuantiosos daños materiales y pérdidas humanas.

De acuerdo con la base de tsunamis tomada de la National Geographic Data Center (NGDC), Lima ha sido azotada por algunos de los más grandes tsunamis que han ocurrido en el mundo; la ubicación de aquellos sismos con potencial tsunamigénico frente a las costas de Lima se describe en la **Tabla 39**.

Es importante conocer la historia de los Tsunamis a fin de entender los futuros escenarios por lo cual se describen los ocurridos históricamente en el año 1746, 1940, 1974 y los registrados instrumentalmente de los años de 1996, 2001 y 2007.

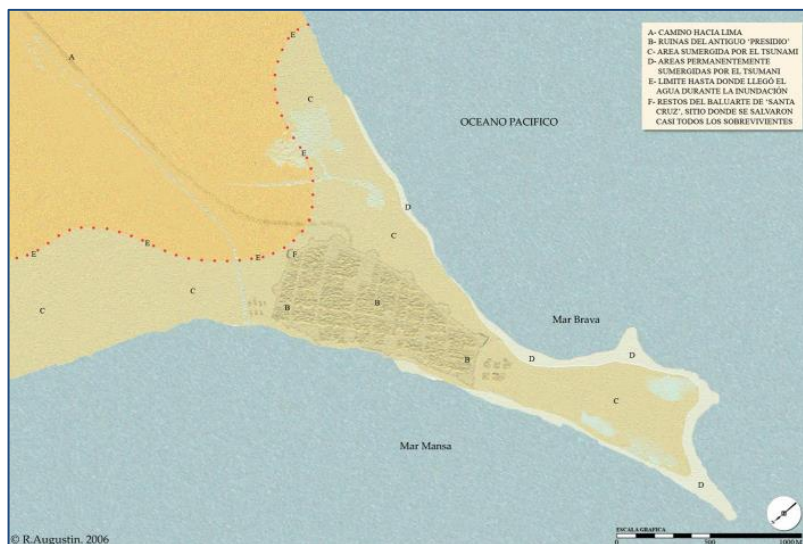
**Tabla 39.** Ubicación de los sismos que generaron tsunamis frente a la costa de la ciudad de Lima (fuente: National Geophysical Data Center).

Fecha					Ubicación del terremoto		
Año	Mes	Día	Hr	Mn	Localidad	Latitud	Longitud
1586	7	10	0	30	LIMA	-12.3	-77.7
1655	11	13	19	45	LIMA, CALLAO	-12.3	-77.6
1678	6	18	1	45	LIMA, SALINAS-HUAURA, LIMA, CALLAO	-9	-79
1687	10	20	10	30	LIMA	-13.5	-76.5
1725	3	27			CALLAO	-16.6	-72.7
1746	10	29	3	30	LIMA, CALLAO	-11.996	-77.198
1799					LIMA, CALLAO	-12	-77
1806	12	1	23		LIMA	-12.1	-77.1
1828	3	30	12	35	LIMA, CALLAO	-12.13	-77.809
1840	1	28	8		LIMA	-12.3	-77.3
1847	5	23			CALLAO	-12.1	-77.1
1860	4	23			LIMA, CALLAO	-12.1	-77.1
1865	3	1			CALLAO		
1868	10	2			LIMA, AREQUIPA, ARICA	-17	-72.5

Fecha					Ubicación del terremoto		
Año	Mes	Día	Hr	Mn	Localidad	Latitud	Longitud
1869	4	22			LIMA	-12.1	-77.1
1871	8	21			CALLAO	-13	-77
1877	5	14			CALLAO	-12.07	-77.15
1878	2	4			CALLAO	-12	-77
1914	1	12			CALLAO	-12	-76.6
1953	2	15			LIMA	-12	-77.5
1966	10	17	21	41	LIMA, HUACHO, HUAURA, CHANCAY, SUPE	-10.748	-78.638
1974	10	3	14	21	LIMA, CALLAO	-12.27	-77.79

- Terremoto de 1746

Entre los eventos históricos de gran magnitud, el más trascendental fue el ocurrido el 28 de octubre de 1746, a las 10:30 p.m. (magnitud estimada de Mw 9.0), el cual causó destrucción total de Lima que tenía 60,000 habitantes y de las 3,000 casas existentes distribuidas en 150 manzanas, sólo 25 quedaron en pie. Este sismo produjo un tsunami que arrasó el Callao, de los 4 000 pobladores solo quedaron unos 200, (Silgado, 1974).



**Figura 74.** Área de inundación del tsunami que devastó el Callao en el terremoto de 1746 (Augustin Burneo, 2012).



- Terremoto de 1940

La ciudad de Lima y poblaciones cercanas fueron sacudidas por un terremoto el 24 mayo de 1940, a las 11:35 am (magnitud estimada de Mw 8.0), El sismo dejó un saldo de 179 muertos y 3,500 heridos. Luego del terremoto se produjo un pequeño tsunami en Ancón retirándose el mar como unos 150 m. dejó seco el muelle y lentamente inundó tierra y pasó encima del muro de defensa del malecón, anegando los hangares de la Base Aérea. El fenómeno de retroceso del mar se observó en la Punta, Callao y en Pisco, (Silgado, 1974).



**Figura 75.** Terremoto ocurrido el 24 de mayo de 1940. Destrucción del antiguo malecón de Chorrillos. (Silgado, 1974).

- Terremoto de 1974

El terremoto de Lima de 1974 se produjo el 3 de octubre de 1974 a las 9:21 de la mañana (hora local), azotando Lima y toda la costa hacia el sur, hasta la ciudad de Pisco. Ha sido el último gran terremoto que ha sufrido la capital peruana. Según el informe del Instituto de Defensa Civil (INDECI) el resultado de víctimas fue de 252 muertos, 3600 heridos.



**Figura 76.** Daños ocasionados en el Distrito de Lima luego del terremoto del 3 de octubre de 1974. (Archivo histórico El Comercio).

- Terremoto de 1996

El terremoto de Chimbote del 21 de febrero de 1996, de magnitud 7.8 Mw con una distancia epicentral de 210km de la ciudad de Chimbote, originó un tsunami causando la pérdida de 15 vidas en dicha ciudad.



**Figura 77.** Inundación leve en la bahía Ferrol – Chimbote (Martínez, 2014).

- Terremoto de 2001

El terremoto del 23 de Junio del 2001: Tuvo una magnitud de 8.4 Mw y ocasionó un tsunami en Camaná (Arequipa) frente a las costas de Ocoña, afectando las localidades de Ocoña, Quilca y Matarani. Según el informe del Instituto de Defensa Civil (INDECI) el resultado de víctimas en Camaná fue de 25 muertos y 62 desaparecidos, 2000 casas destruidas.



**Figura 78.** Daños ocasionados por el balneario de Camaná debido al Tsunami producido por el terremoto de Arequipa de 23 de junio de 2001. (Tavera,2002).

- Terremoto de Pisco de 15 de agosto del 2007

El terremoto del 15 de agosto del 2007 de magnitud 8.0 Mw y con epicentro a 60 km al oeste de Pisco, produjo un tsunami en el departamento de Ica. La zona más afectada fue la caleta Lagunillas donde alcanzó una altura máxima de casi 10 m.



**Figura 79.** Daños ocasionados a los pobladores en las zonas costeras de Pisco. (Dirección hidrográfica Nacional, 2007).



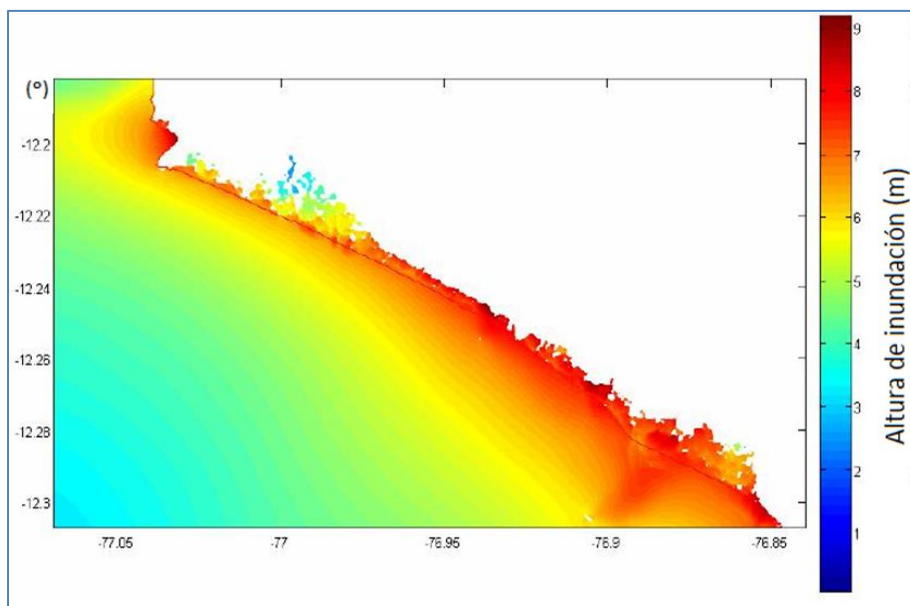
## 6.2 PROYECTO SIRAD

Para la presente tesis, se tomó en consideración el proyecto “Sistema de Información sobre recursos para Atención de Desastres” (SIRAD) ejecutado bajo el liderazgo de Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) – Proyectos de Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) – Departamento de Ayuda Humanitaria y Protección Civil de la Comunidad Europea (ECHO) y las cartas de inundación por tsunami del Sistema Nacional de Alerta de Tsunami de la Dirección Nacional de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú. EL proyecto SIRAD realizó la construcción de una base de datos sobre recursos esenciales para respuesta y recuperación temprana ante la ocurrencia de un sismo y/o tsunami en el área metropolitana de Lima y Callao.

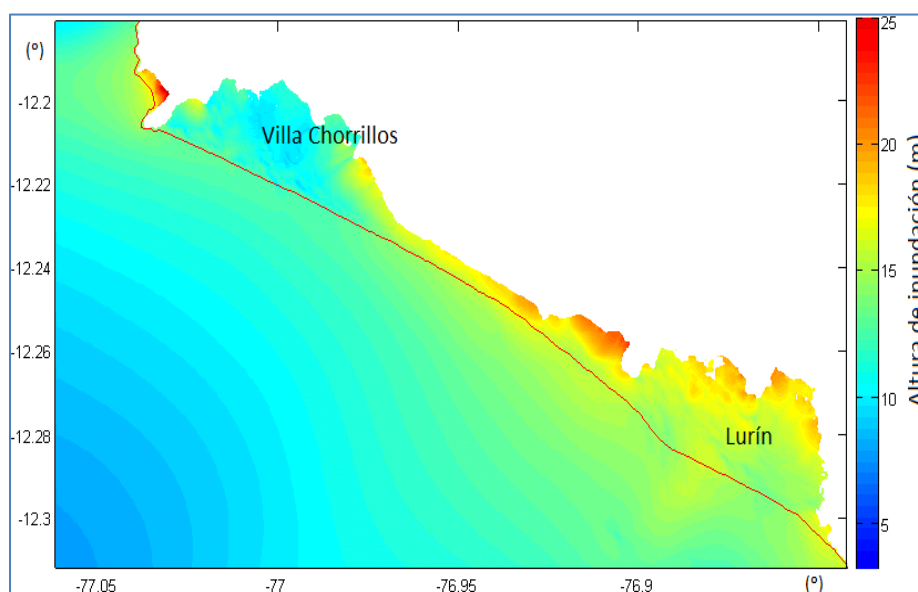
El estudio de la evaluación del peligro de tsunami en el área metropolitana de Lima y Callao en marco al estudio del proyecto SIRAD consideran la posible ocurrencia de eventos sísmicos de magnitud 8.5 Mw (evento más frecuente) y 9.0 Mw (el peor evento, comparable al evento sismo de 1746).

Los resultados de la evaluación de inundación por tsunami utilizados por el proyecto SIRAD para el distrito de Villa El Salvador son mostrados en mapas de inundación en el “Informe de Investigación sobre el Peligro de Tsunami en el Área Metropolitana de Lima y Callao” desarrollado en el Proyecto SIRAD, para lo cual indicaron el área de inundación máxima.

En las **Figuras 80** y **81** se muestran los mapas de inundación correspondientes para la zona sur de la provincia de Lima entre Villa Chorrillos, Villa El Salvador y Lurín para la ocurrencia de sismos de magnitud 8.5 y 9.0 Mw frente a la costa de Lima.



**Figura 80.** Mapa de inundación para la zona sur entre Villa Chorrillos y Lurín para el evento sísmico de 8.5 Mw, la escala de colores indica la altura la ola respecto al nivel medio del mar (Proyecto SIRAD,2010).



**Figura 81.** Mapa de inundación para la zona sur entre Villa Chorrillos y Lurín para el evento sísmico de 9.0 Mw, la escala de colores indica la altura la ola respecto al nivel medio del mar (Proyecto SIRAD, 2010).

Los resultados del proyecto SIRAD con respecto al tiempo de arribo de la primera ola del tsunami ( $T_a$ ), la cual proporcionan como resultado el tiempo de arribo de la primera ola después de ocurrido el sismo y la máxima altura de ola ( $H_{max}$ ) representada por la distancia vertical entre el nivel medio del mar y la cresta de la ola, mientras el tsunami se dirige a tierra, son mostrados en la **Tabla 40**.

**Tabla 40.** Tiempo de arribo y máxima altura de ola para la zona sur entre Villa Chorrillos y Lurín. Ta: tiempo de arribo, Hmax: máxima altura de ola (Proyecto SIRAD, 2010).

Localidad	M ≈ 8.5 Mw		M ≈ 9.0 Mw	
	Ta(min)	Hmax (m)	Ta(min)	Hmax (m)
Villa Chorrillos	16	6.5	18	14
Lurín	19	7.0	20	15

De acuerdo a la **Tabla 40** para el distrito de Villa El Salvador se concluye que el tiempo de arribo de la primera ola (Ta) se encuentra entre 16 y 19 min y la altura máxima (Ha) entre 6.5 y 7.0 m para una magnitud de 8.5 Mw; y para una magnitud 9.0 Mw, el tiempo de arribo de la primera ola (Ta) se encuentra entre 18 y 20 min y la altura máxima (Hmax) entre 14 y 15 m.

### 6.3 ÁREA DE INUNDACIÓN DEL DISTRITO EN ESTUDIO

Para la presente tesis, se tomó en consideración las cartas de inundación de la dirección de hidrografía y Navegación (DHN) para Lima Metropolitana y el Callao, dado que estas cartas son actualizadas periódicamente y son una herramienta útil para la prevención y mitigación ante la ocurrencia de tsunamis donde muestran el límite máximo de inundación provocado por un sismo con evento de tsunami.

En la **Figura 81** se muestra el mapa de máxima inundación horizontal para el distrito de Villa El Salvador bajo los dos escenarios sísmicos, la información que ha utilizado corresponde a la carta de inundación elaborada por la Dirección Hidrográfica y Navegación, presentada en agosto del 2015. El mapa de inundación o cartas de inundación se encuentra disponible en su página web (fuente: [dhn.mil.pe/secciones/departamentos/oceanografia/apps/cartastsunamis/tsunamis\\_preencion/tsunamis\\_inundacion.htm](http://dhn.mil.pe/secciones/departamentos/oceanografia/apps/cartastsunamis/tsunamis_preencion/tsunamis_inundacion.htm)).

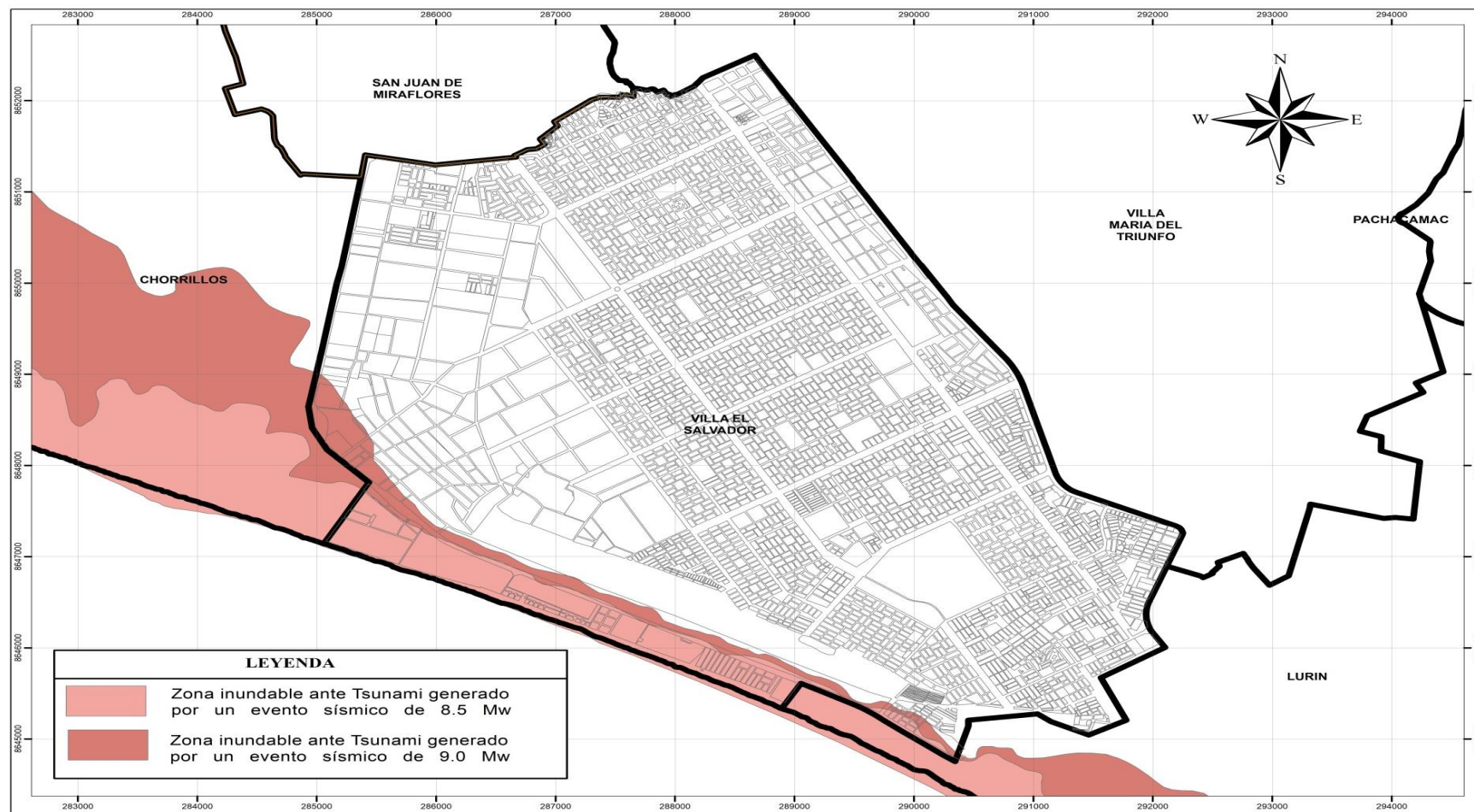


Figura 82. Máxima inundación horizontal para el distrito de Villa El Salvador bajo dos escenarios sísmicos de magnitud 8.5 y 9.0 Mw. (Adaptación personal con resultados de la carta de inundación de la Dirección de Hidrografía y Navegación, 2015).

#### 6.4 RUTA DE EVACUACIÓN Y ZONAS SEGURAS

La estrategia principal para salvar vidas inmediatamente antes de que llegue la primera ola del tsunami en el distrito de Villa El Salvador fue definida por el instituto Nacional de defensa Civil (INDECI) ente responsable en la identificación las rutas de evacuación en coordinación con la Municipalidad de Villa El Salvador (**Informe Identificación de Rutas de Evacuación y Zonas Seguras Ante Tsunamis**, INDECI-DHN, 2015).

En este mapa (ver **Figura 85**) se contempla trasladar a las personas a terrenos más altos ubicado en un sector de la duna costera del Lomo Corvina, la cual forma una plataforma de contención de inundación.

INDECI en coordinación con la municipalidad de Villa El Salvador identificaron dos zonas seguras, con diferentes rutas de evacuación, una norte y otra sur, las cuales fueron ubicadas en áreas descampadas en vista que eran las únicas más próximas a las rutas de evacuación.

Se realizó un recorrido a lo largo de estas rutas y se pudo observar la presencia de muros entre la vía y las áreas descampadas, las mismas que impiden una evacuación transversal dentro del ámbito inundable. durante el recorrido no se encontraron señaléticas que indiquen las rutas de evacuación ante un Tsunami como se muestra en las **Figuras 83 y 84**.





**Figura 83.** Ruta de evacuación sur. Lugar identificado como zona segura (parte superior), se puede observar que la ruta de evacuación (puerta de reja) en la vía Panamericana Sur no presenta señaléticas de ruta de evacuación.

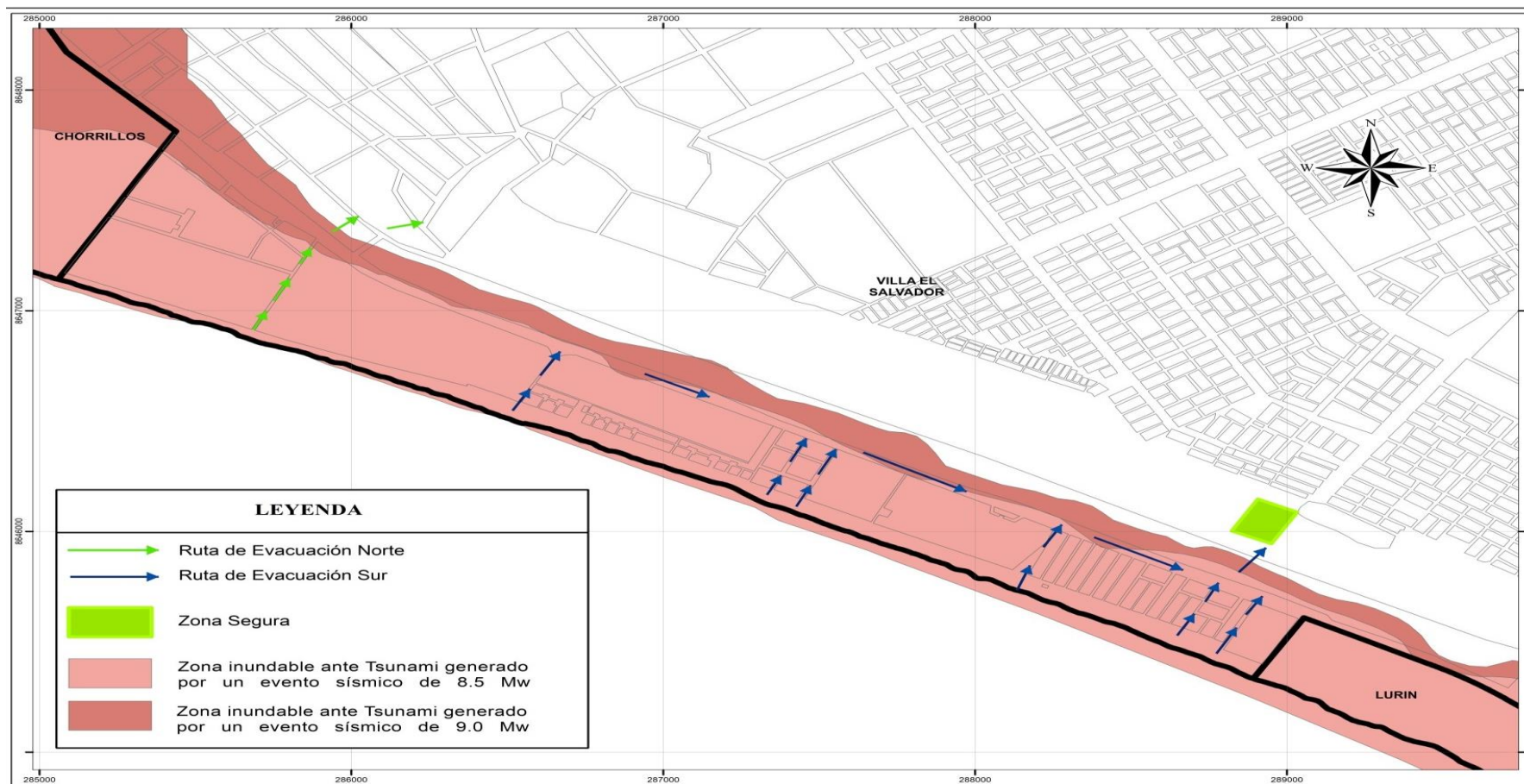


**Figura 84.** Ruta de evacuación norte. Lugar identificado como zona segura, se puede observar que actualmente la ruta de evacuación se encuentra con desmontes obstaculizando la evacuación.



**Figura 85.** Se puede observar que actualmente las señaléticas que indicaban las rutas de evacuación en la playa frente a la comunidad campesina Llana Villa están ausentes debido a la falta de mantenimiento.

Se recomienda que estas rutas de evacuación sean adecuadas por las municipalidades con un mantenimiento periódico para que estén visibles a la población y pueda concentrarse de manera segura, en especial la zona segura ubicada en el extremo noroeste.

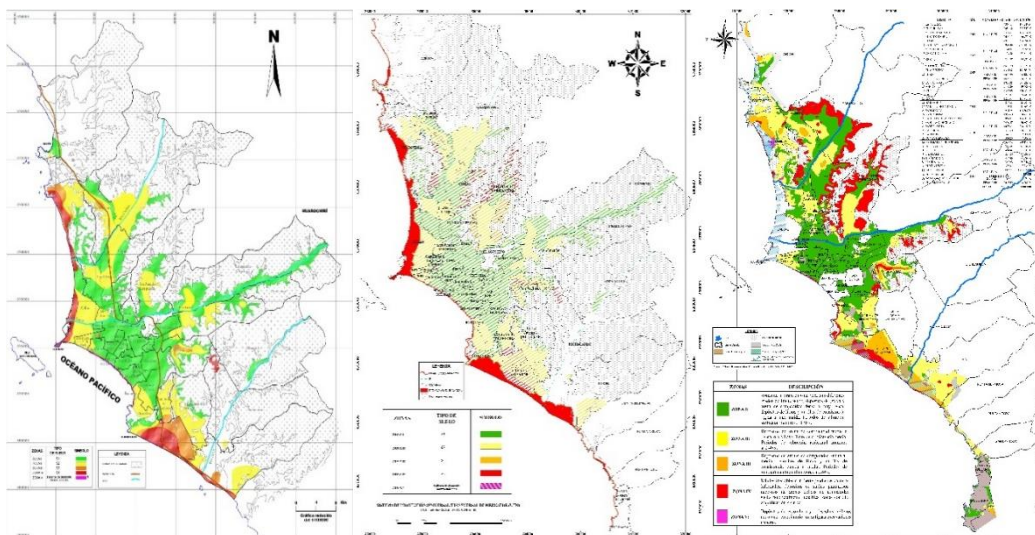


**Figura 86.** Ruta de evacuación ante la ocurrencia de tsunamis, Villa El Salvador. (Adaptación personal con resultados del Informe Identificación de Rutas de evacuación y zonas seguras ante tsunamis, INDECI-DHN,2015).



## CAPÍTULO VII: MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

En el año 2004, por encargo de la Asociación Peruana de Empresas de Seguros (APESEG), el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres presenta la primera versión de la microzonificación sísmica de Lima Metropolitana y el Callao, posteriormente los mapas de microzonificación de Lima son continuamente actualizados mediante convenios específicos de cooperación interinstitucional entre el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento (MVSC), Ministerio de Económica y Finanzas (MEF) y la Universidad Nacional de Ingeniería, esto debido principalmente al escalonado incremento demográfico ( ver **Figura 87.**); Esta condición ha propiciado una exhaustiva ejecución de sondeos directos e indirectos en la ciudad de Lima.



**Figura 87.** Mapas de microzonificación sísmica para Lima y Callao. (CISMID, 2004; CISMID, 2011; CISMID, 2018).

La primera microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador elaborada por el CISMID en el año 2004 a solicitud de la APESEG abordó dos partes de estudio: La primera, estimación de las características geológica y geotécnica y en la segunda parte trata sobre la caracterización del sitio utilizando técnicas geofísicas superficiales (análisis de microtemores), los cuales permitieron conocer la características sísmicas y dinámicas del suelo del distrito.

La segunda microzonificación del distrito fue elaborada por el CISMID en el año 2011 mediante convenios con el MVCS, abordó tres partes de estudios: en la primera, la estimación del peligro sísmico utilizando información sismotectónica. La segunda trata sobre la caracterización del suelo utilizando técnicas geológicas y geotécnicas superficiales y en la tercera trata sobre la caracterización de los efectos del sitio llevando a cabo ensayos geofísicos.

La tercera microzonificación realizada por el CISMID hasta el año 2018 mediante convenios con el MVCS Y MEF, incluye un mapa de peligros por tsunami y una mejor definición de los límites de las zonas (Centro Peruano-Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, 2018).

La microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador mostrada desde el 2004 hasta el 2018 se muestra en la **Figura 88**.



**Figura 88.** Mapas de microzonificación sísmica para el distrito de Villa El Salvador. (CISMID, 2004; CISMID, 2011; CISMID, 2018).

## CAPÍTULO VIII: ANÁLISIS Y RESULTADOS

### 8.1 ANÁLISIS Y RESULTADOS DE LA MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA DE LA ZONA EN ESTUDIO

La metodología empleada para llevar a cabo el presente estudio de la microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador está enmarcada en base a la descripción de las metodologías descritas en el **capítulo I** y resumidas en la **Figura 4** y se ha incluido el análisis de inundación por tsunami; de los resultados de los capítulos anteriores de geología detallada, evaluación del peligro sísmico, características geotécnicas y evaluación dinámica del suelo; se ha elaborado el mapa de microzonificación sísmica del distrito.

El proceso de generación del mapa consiste en la superposición de los resultados obtenidos del mapa de peligro geológico, mapa de microzonificación geotécnica, mapa de isoperiodos y mapa de inundación por tsunami.

El mapa de microzonificación sísmica para el distrito de Villa El Salvador es presentado en el **Mapa M-13**. Este mapa divide al área de estudio en cinco zonas, las cuales se describen a continuación:

#### 8.1.1 Zona I

Esta zona está conformada por afloramientos rocosos de las formaciones Pamplona y Atocongo, que se encuentran aflorando en diferentes lugares del distrito en zonas puntuales. La zona I tiene los periodos predominantes más cortos de la zona de estudio, con valores de periodos fundamentales menores a 0.2 s. En esta zona no se espera un incremento del nivel de peligro sísmico estudiado.

#### 8.1.2 Zona II

Esta zona está conformada predominantemente por suelos arenosos de compacidad media a densa de origen aluvial del río Rímac con velocidades

de ondas de corte promedio ( $V_{s30}$ ) de **478** m/s. En esta zona se espera que el nivel de peligro sísmico aumente moderadamente debido al comportamiento dinámico del terreno. Presenta periodos fundamentales mayores o iguales a **0.2** s. y menores a **0.5** s. La capacidad de carga admisible en esta zona para una cimentación corrida de 0.60 m de ancho y desplantada entre 0.80 y 1.20 m de profundidad varía entre 0.36 y 2.83 Kg/cm<sup>2</sup>. Los factores de amplificación sísmica estructural determinado para esta zona se oscilan entre **2.5** a **3.5** para periodos de **0.08** a **0.31** s. además para periodos mayores a 0.31s la curva del espectro de amplificación sísmica va decreciendo asintóticamente, siguiendo la curva propuesta por la norma E-030.

### 8.1.3 Zona III

Esta zona está conformada por suelos arenosos de compacidad medianamente densa a densa con velocidades de ondas de corte promedio ( $V_{s30}$ ) de **414** m/s. Esta zona presenta periodos fundamentales mayores a 0.5 s. La capacidad de carga admisible en esta zona para una cimentación corrida de 0.60 m de ancho y desplantada entre 0.80 y 1.20 m de profundidad varía entre 0.36 y 2.83 Kg/cm<sup>2</sup>. La gran profundidad del suelo arenoso de esta zona se confirmó observando la geología y sondeos geofísicos realizados en el distrito. Los factores de amplificación sísmica estructural determinados para esta zona oscilan entre 2.5 a 3.5 para periodos de **0.08** a **0.31** s. además para periodos mayores a 0.31s la curva del espectro de amplificación sísmica va decreciendo asintóticamente, siguiendo la curva propuesta por la norma E-030.

### 8.1.4 Zona IV

Esta zona está conformada por acumulaciones de arenas eólicas de gran potencia, suelos pantanosos y depósitos marinos. Esta zona es considerada como caso especial y/o condiciones excepcionales correspondiendo a suelos Tipo S4 de la norma sismorresistente peruana (Según la Norma E.030).

En esta zona también se incluye a las terrazas marinas adyacente al borde litoral donde existe la amenaza de inundación por tsunamis. Los tsunamis generados por grandes terremotos pueden alcanzar alturas de **6.5 a 7m** para una magnitud de **8.5 Mw** y de **14 a 15 m** para una magnitud de **9 Mw** por lo cual debe evitarse la construcción de edificaciones.

#### 8.1.5 Zona V

Esta zona está conformada por rellenos no controlados identificados en zonas puntuales del distrito de Villa El Salvador. Según la norma E-050 de suelos y cimentaciones, las cimentaciones superficiales no se podrán construir sobre estos rellenos, los cuales deberán ser removidos en su totalidad y reemplazados por suelos seleccionados, antes de iniciar la construcción de la cimentación.

Esta zona corresponde a rellenos identificados como materiales de desmonte, materiales de demolición de edificios antiguas, así como también materiales de suelo gravas, arenas, suelos finos hasta escombros, maderas y desechos que llegan hasta la máxima profundidad de exploración de 6m.

El **Mapa M-13** muestra los rellenos no controlados ubicados en sectores específicos del distrito de Villa El Salvador. Tal como se muestra en las calicatas recopiladas **CR-64, CR-65, CR-66, CR-67, CR-71, CR-75, CR-94, CR-95 y CR-96**.

Es importante resaltar que el material descrito en la **zona II y III** del estudio de microzonificación sísmica clasifica como un suelo tipo S2 según la Norma Peruana de Diseño Sismorresistente - E0.30, esto de acuerdo a la descripción de las velocidades de onda de corte (VS30); sin embargo, los valores (Vs30) no guardan relación con los resultados determinados con los periodos del suelo, ver **Tabla 34**.

## CONCLUSIONES

- La microzonificación sísmica cae en la categoría de investigación aplicada dado que está orientado a resolver una necesidad social enfocándose en la búsqueda de información. Es por ello que la microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador se realizó en base a la información existente y más reciente.
- La microzonificación sísmica consiste en identificar zonas del territorio caracterizadas por un comportamiento sísmico homogéneo. Es por ello que los resultados de los capítulos previos sirvieron como parámetros de entrada para la elaboración de la microzonificación sísmica del distrito de Villa El Salvador, los cuales van desde la evaluación geológica, peligro sísmico, caracterización geotécnica, caracterización dinámica y peligro por efecto de un tsunami.
- Los trabajos de recopilación y ensayos de campo realizados en el presente estudio permitieron obtener información más precisa acerca de la variación espacial del material.
- La geología local del distrito de Villa El Salvador señala la existencia de depósitos aluviales (Qpl-al) 78.05%, seguido de depósitos eólicos de la serie pleistoceno (Qpl-e) 11.45%, depósitos eólicos de la serie Holoceno (Qpl-e) 8.4%, depósitos marinos (Qh-m) 0.78%, rocas volcánicas sedimentarias (Ki-at) 0.68%, depósitos aluviales (Qh-al1) 0.28%, rocas volcánicas sedimentarias (Ki-pa) 0.33% y roca ígneas dioríticas (Ks-pt) 0.03%.
- Las subunidades geomorfológicas del distrito en estudio indican que está cubierto por geoformas de planicie o llanura aluvial (PL-al) 73.21% seguido de mantos de arena (M-A) 21.34%, colina y lomada en roca sedimentaria (RCL-rs) 0.85%, terraza marina (T-m) 1.7%, sistema de pantanos y aguajales (Sp) 0.61%.
- El peligro geológico fue evaluado en base al “Manual para la evaluación de riesgos originados por peligros naturales” que caracteriza los peligros en base a los procesos progresivos endógenos y exógenos que alteran el relieve del distrito. El mapeo de peligro geológicos muestra cuatro zonas de peligro (bajo 64.07%, medio 0.85%, Alto 12.47% y Muy Alto 22.61%).

- La evaluación del peligro sísmico se realizó por el análisis de peligro probabilístico ya que es ideal para los mapas de microzonificación dado que toma en consideración no solo la magnitud de la aceleración sino también la frecuencia de recurrencia. Se ha considerado las leyes de atenuación desarrolladas por Youngs et al. (1997), Zhao et al. (2006), McVerry et al. (2006), Atkinson y Boore (2003), BC HYDRO (Abrahamson 2015), y Sadigh et al. (1997), estos modelos de atenuación consideran valores de aceleración horizontal de respuesta horizontal con un amortiguamiento crítico de 5 % y un suelo tipo B (roca) según clasificación de sitio de la ASCE 7-10. Como resultado, para eventos sísmicos con un periodo de retorno de 475 años, la aceleración máxima para el distrito de Villa El Salvador para un emplazamiento en roca es de 0.465 g considerando los modelos de atenuación mencionados anteriormente.
  
- La caracterización mecánica del suelo del distrito de Villa El Salvador ha permitido delimitar los diferentes tipos de suelos según sus características geotécnicas similares; En los Mapas 07 y 08 se presentan el tipo de suelo a 1.00 y 2.50 metros de profundidad los cuales ayudan a tener una visión general del subsuelo del distrito.
  
- 
  
- La microzonificación geotécnica ha permitido identificar cuatro zonas, que se describen como: La zona I, donde superficialmente se encuentran formaciones rocosas con diferentes grados de fracturación, la capacidad de carga admisible mayor a 5.0 kg/cm<sup>2</sup>. La zona II, conformada por arenas limosas de compacidad media a densa, es capaz de permitir cimentaciones corridas con un ancho de 0.60 m y profundidades de cimentación entre 0.80 a 1.50 m con una carga admisible de 0.63 a 1.16 kg/cm<sup>2</sup> respectivamente. Por otro lado, para la zona IV de microzonificación geotécnica presenta depósitos de arenas eólicas de gran espesor que se ubican en el Lomo Corvina; además, sectores de pantanos y playas de depósitos marinos. Finalmente, la zona V conformada por rellenos hasta una profundidad de exploración de 6.0 m no aptas para la construcción de edificaciones, salvo que sean removidas en su totalidad.

- A partir de los resultados del análisis de razón espectral H/V de la vibración ambiental se presenta el mapa de Isoperiodos del distrito de Villa El Salvador, que muestra la distribución espacial en base a la amplitud relativa y el periodo fundamental del suelo.
- El mapa de zonas de isoperiodos muestra tres zonas definidas de la siguiente manera: La **zona I** corresponde a zonas puntuales del distrito (centro, oriente y norte), donde aflora la roca (calizas y diorita) con periodos menores a **0.2 s.** y por ende no existe efecto de sitio, debido a que la amplificación relativa de la onda sísmica es menor a 2. La **zona III** corresponde al área ubicada en el centro, oriente, poniente y sur del distrito, en donde existe efecto de sitio con periodos mayores o iguales a **0.3 s.** y menores a **0.5 s.** La **zona IV** corresponde al área ubicada al centro, oriente, poniente, norte y sur del distrito, comprende periodos mayores o iguales a **0.5 s.** Adicionalmente para esta zona el perfil AR-01 obtenido con los arreglos de microtremores muestra que existe un material muy rígido representado por roca alterada a partir de los **178.0 m** de profundidad en promedio.
- Para reducir la alta variabilidad en la respuesta en los perfiles se comparó el H/V obtenido a partir del perfil de velocidad de onda de corte con el H/V observado (microtremores). Obteniendo así un indicador que ayude a definir el efecto de sitio de los perfiles de velocidad y tener coherencia con el pico del periodo de vibración ambiental H/V.
- De los ensayos MASW se han obtenido perfiles sísmicos con velocidades de ondas de corte promedio  $V_{s30}$  que oscilan entre 359 m/s a 498 m/s. Por lo tanto, se concluye de acuerdo a la Norma E-030 que los perfiles del suelo clasifican como Tipo S2.
- Las velocidades de ondas de corte ( $V_s$ ) obtenidas en los ensayos geofísicos recopilados y realizados en la zona de estudio muestran un estrato promedio conformado por un suelo medianamente denso con un rango de velocidades de ondas S en promedio ( $V_s$ ) de 225 m/s hasta 345 m/s, hasta una profundidad promedio 7.0 m.



- Se estimó seis espectros de aceleración en superficie con un amortiguamiento de 5%, mediante el análisis de respuesta de sitio, a un nivel de riesgo sísmico de 10% de probabilidad de ser excedido y 50 años de período de exposición, el cual corresponde a un período de retorno de 475 años.
- Para el análisis de respuesta, de los seis perfiles (AR-01, MAMR-01, MAM-01, MAM-02, MAM-03, MAM-04) ubicados en la Zona III y IV del mapa de Isoperiodos, se utilizó los registros sísmicos de Lima 1966 y 1974 modificados (acelerograma sintéticos), como resultado se observaron que la aceleración espectral máxima varía de 3.33 g y 3.12 g respectivamente y el rango de aceleración máxima del suelo (PGA) para los dos casos va desde 0.53 g – 1.11 g y 0.59 g – 0.95 g. Además, se obtuvo valores de factor de amplificación superiores a 2.5 a los proporcionados por la norma para los periodos de 0.08 a 0.31 s, esto se debe a que en el análisis se está considerando el efecto de sitio del depósito de suelos arenosos, que presenta características flexibles.
- La zona de estudio presenta un alto potencial de peligro por inundación por tsunami en caso de la ocurrencia de un sismo importante, siendo el área afectada por la inundación de unos 15 km<sup>2</sup> aproximadamente a lo largo de la costa, que es alrededor del 25% del área de estudio.
- Los resultados de los escenarios sísmicos contribuyeron en establecer los tiempos y alturas máximas de inundación ante tsunami. El primer escenario simulado de magnitud 8.5 Mw concluyó que el tiempo de arribo de la primera ola ( $T_a$ ) para el distrito de Villa el Salvador oscila entre 16 a 19 min, después de ocurrido el evento sísmico, la altura máxima ( $H_{max}$ ) entre 6.5 y 7.0 m; para el segundo escenario simulado de magnitud 9.0 Mw se determinó que el tiempo de arribo de la primera ola oscila entre 18 a 20 min y la altura máxima ( $H_{max}$ ) entre 14 y 15 m.

## RECOMENDACIONES

- La realización de estudios de microzonificación sísmica está generalmente condicionada con el manejo del conocimiento e instrumentos de medición, es por ello se recomienda realizar la actualización de la microzonificación sísmica en base a futuras mediciones de exploración geotécnica y geofísica.
- Se recomienda realizar ensayos de penetración estándar (SPT) entre los límites de Villa El Salvador y Chorrillos con el fin de confirmar la ocurrencia del potencial de licuación.
- Se recomienda realizar un número suficiente de ensayos geofísicos que permitan estimar la profundidad del basamento rocoso a lo largo del distrito de Villa El Salvador.
- Los resultados obtenidos en esta tesis no deben ser aplicados para proyectos de construcción específicos, ni deben reemplazar estudios exigidos por la normativa vigente.
- Se recomienda señalar las rutas de evacuación e informar a los vecinos de las ubicaciones de estas áreas para que sepan cómo actuar inmediatamente cuando se presente algún fenómeno sísmico.

## BIBLIOGRAFÍA

1. Abrahamson, N. (1992). Non-stationary spectral matching. *Seismological Research Letter*, Vol. 63, No. 1, pp. 30.
2. Abrahamson, N., Gregor, N. y Addo, K. (2015). BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthquake Spectral Journal of the Earthquake Engineering Research Institute*, 32(1), 23-44.
3. Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Earthquake Research Institute, the University of Tokyo*, 35, 415-457.
4. Al Atik, L, y N Abrahamson (2010), "An improved method for nonstationary spectral matching", *Earthquake Spectra*, Vol. 26, No. 3, pp. 601-617, DOI: 10.1193/1.3459159
5. Antony J. (2011). *Tsunamis Detection, Monitoring, and Early-Warning Technologies*. Elsevier. 436 pp.
6. Asten, M. (1978). Geological control of the three-component spectra of rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of Seismological Society of America*, 68, 1623-1636.
7. Asten , M., & Henstridge , J. (1984). Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49, 1828-1837.
8. Atkinson, G., & Boore, D; (2003), "Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, N° 4, pp. 1703-1729
9. Atkinson, G., & Boore, D. (2006). Earthquake ground motion prediction equations for eastern America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 2181-2205.
10. Bommer, J., & Acevedo, A. (2004). The use of real accelerograms as input to dynamic analysis. *ResearchGate*, 1-50.

11. Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., & Lohne, O. (2003). Record-breaking height for 8000-year-old tsunami in the North Atlantic. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 289–293.
12. Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, P. ((2006b)). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth Science Review*, 79, 205–227.
13. Boore, D., & Atkinson, G. (2008). Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24 (1), 99 - 138.
14. Bourgeois, J., Petroff, C., Yeh, H., Titov, V., Synolakis, C., Benson, B., . . . Norabuena, E. (1999). Geologic Setting, Field Survey and Modeling of the Chimbote, Northern Peru, Tsunami of 21 February 1996. *Pure and Applied Geophysics*, 513–540.
15. Burneo, R. A. (2012). *Las Murallas Coloniales de Lima y el Callao*. Lima: Fondo Editorial Universidad Ricardo Palma.
16. Calderón, D. (2006). *Microzonificación geotécnica sísmica del distrito de Ventanilla*. (Tesis de Grado). Facultad de Ingeniería Civil, Lima, Perú.
17. Calderón D. (2012). "Estimación de Velocidad de Ondas de Corte Profundas en Lima Perú, Usando Arreglo De Sismómetros". *Journal of Disaster Research Vol.8.No2*. Japan, Mayo 2012.
18. Campbell, K. (1981). Near-source attenuation of peak horizontal accelerations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 2039-2070.
19. Capon J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57, 8, 1408 - 1418.
20. Carpio, J., Zamudio, Y., & Salas, H. (2002). Características Generales del Tsunami Asociado al Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 (Mw=8.2). *Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001*. CNDG, 121-128.
21. Center for Engineering Strong Motion Data. (s.f.). Obtenido de <https://www.strongmotioncenter.org/>.

22. Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres. (2004). Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de 32 distritos de Lima y Callao. Lima, Perú: Informe Técnico.
23. Centro Peruano-Japones de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres. (2018). Mapa de microzonificación sísmica de la ciudad de Lima actualizado al año 2018. Retrieved from Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres: <https://sigrid.cenepred.gob.pe/sigridv3/documento/6990>
24. CISMID, (2004). "Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de 32 distritos de Lima y Callao". Informe Técnico, Lima, Perú.
25. CISMID (2011). "Microzonificación y Vulnerabilidad en la Ciudad de Lima". Informe Técnico, Lima, Perú.
26. CISMID (2013). "Microzonificación Sísmica del distrito de Lurín". Informe Técnico, Lima, Perú.
27. CISMID (2015). "Microzonificación Sísmica de San Juan de Miraflores". Informe Técnico, Lima, Perú.
28. CISMID (2016). "Microzonificación Sísmica de Santiago de Surco". Informe Técnico, Lima, Perú.
29. Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., . . . Bonvalot, S. (2011). Interseismic Coupling and Seismic Potential Along The Central Andes Subduction Zone. *J. Geophys. Res.* 116, no. B12405. doi:10.1029/2010JB008166.
30. COOPI, PNUD, IRD, Defensa Civil, & Unión Europea. (2010). Proyecto SIRAD: Investigación sobre el peligro de tsunami en el área Metropolitana de Lima y Callao. Lima.
31. Cornell, A. (1968). "Engineering Seismic Risk Analysis". *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 58, N°5, 1538 – 1606.
32. Daniell, J. E. (2014). Chapter 9 - The Socioeconomic Impact of Earthquake Disasters. In J. F. Shroder, & M. Wyss, *Earthquake Hazard, Risk and*

- Disasters (p. 582). USA: Elsevier Inc. doi:<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394848-9.00009-2>
33. Dirección de Hidrografía y Navegación (2015). Carta de Inundación en Caso de Tsunami Playa Villa El Salvador –Lima [Mapa]. Departamento de Oceanografía.  
[https://www.dhn.mil.pe/secciones/departamentos/oceanografia/apps/cartastsunamis/images/cartas\\_inundacion/CIT\\_CENTRO\\_VILLA%20EL%20SALVADOR\\_LIMA.pdf](https://www.dhn.mil.pe/secciones/departamentos/oceanografia/apps/cartastsunamis/images/cartas_inundacion/CIT_CENTRO_VILLA%20EL%20SALVADOR_LIMA.pdf)
  34. El comercio. [ Fotografía de daños en viviendas del terremoto que sufrió la ciudad de Lima en 1974]. Recuperado el 7 de enero, 2022.  
<https://elcomercio.pe/archivo-elcomercio/el-ultimo-terremoto-que-sufrio-lima-en-1974-noticia/>
  35. Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advanced Geophysics*, 5, 53-93.
  36. Hancock, J., Watson, J. , Bommer, J., Markatis, Alezandros, Mccoyn, E. & Mendis, R. (2006). An Improved Method Of Matching Response Spectra of Recorded Earthquake Ground Motions Using Wavelets. *Journal of Earthquake Engineering - J EARTHQU ENG.* 10. 67-89. 10.1080/13632460609350629.
  37. Ishibashi I., Zhang X. "Unified Dynamic shear Moduli and Damping ratios of Sand and Clay". *Soils and Foundations*. Vol. 33 No. 1, 182-191. Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering. May, 1993.
  38. Ishihara K. (1996) "Soil Behaviour in Earthquake Geotechnics ", Ed. Tokyo Science University of Tokyo. Japan 1996.
  39. INDECI-DHN (2015). Identificación de Rutas de Evacuación y Zonas Seguras Ante Tsunamis. Obtenido de: <https://www.indeci.gob.pe/wp-content/uploads/2019/01/201804031611401.pdf>
  40. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. (2019, enero 12). GEOCATMIN Sistema de información geológico Catastral Minero.  
<https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>
  41. Instituto Nacional de Estadística e Informática. (2018, Noviembre 27). Instituto Nacional de Estadística e Informática. Retrieved Noviembre 27, 2018, from Instituto Nacional de Estadística e Informática:

[https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones\\_digitales/Est/Lib1544/Libro.pdf](https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1544/Libro.pdf)

42. International Tsunami Information Center. (1997). Tsunami. Tsunami Newsletter, 5-6.
43. Kanai, K., & Tanaka, T. (1954). Measurement of the microtremor. Earthquake Research Institute, the University of Tokyo, 32, 199-209.
44. Kaul, M. (1978). Stochastic characterization of earthquakes through their response spectrum. the Journal of the International Association for Earthquake Engineering, VOL. 6, 497-509.
45. Kuroiwa, J. (1988). Vulnerabilidad de Lima Metropolitana ante Desastres Naturales. MEMORIAS 2to Simposio de Nacional de Prevención y Mitigación de Desastres. Lima, Perú: Centro Peruano de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres.
46. Kudo, K., Kanno, T., et al., (2002). Site-specific issues for strong motions during the Kocaeli, Turkey earthquake of 17 August 1999, as inferred from Array observations of microtremors and aftershocks. Bull. Seism. Soc. Am. 92, 448e465.
47. Kramer, S. L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, New Jersey.
48. Lermo, J., & Chávez-García, F. (1994). Are Microtremors Useful In Site Response Evaluation? Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 5, pp.1350-1364.
49. Lilhanand, K., & Tseng, W. (1988). Development and Application of Realistic Earthquake Time Histories Compatible with Multiple Damping Response Spectra. Proceedings Ninth World Conference on Earthquake Engineering, Vol 2, 819-824.
50. Martinez Herrera, J. (2014). Dinámica y modelado numérico de un Tsunami en el terminal portuario del Callao y zonas adyacentes [Tesis de grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos]. Repositorio académico del Instituto Geofísico del Perú. <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/1314>

51. Matasovic, N., & Hashash, Y. (2012). Site Response Analysis in Transportation Engineering Practice - a TRB Survey. ResearchGate, 1789-1798.
52. McGuire, R. (1974). Seismic Structural Response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance. MIT Report R74-51. Cambridge MA, USA.
53. Meneses, J. (1990). Microzonificación sísmica para Prevención de Desastres. MEMORIAS 4to Simposio Nacional de Prevención y Mitigación de Desastres. Lima, Perú: Centro Peruano de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres.
54. Miyakoshi, K. (1995). Fundamental study on estimation of phase velocities of surface waves in microtremors. doctor thesis, Hokkaido University, Japan.
55. Morimoto, R., Koizumi, Y., Matsuda, T., Hakuno, M., & Yamaguchi, I. (1971). Seismic Microzoning of Chimbote Area. Overseas Technical Cooperation Agency. Government of Japan.
56. Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. Quarterly Report of RTRI, vol.30. No. 1. 25-33.
57. Nakamura Y. (1996). Real-time information systems for hazards mitigation. Proceedings of the XI World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco (Mexico).
58. Nakamura Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the XII World Conference on Earthquake Engineering, Auckland (New Zealand).
59. MRA Asociados "Servicio de Perforaciones Diamantinas y Ensayos Geotécnicos en los Distritos de Villa el Salvador, Cercado de Lima y Región del Callao". Lima, 2012.
60. National Disaster Management Authority Government of India. (2011). Geotechnical/Geophysical Investigations for Seismic Microzonation Studies of Urban Centres in India. New Delhi: National Disaster Management Authority.



61. Nayak, S. (2011). Seismic Microzonation Manual. New Delhi: Secretary Government of India Ministry of earth Sciences.
62. Nogoshi , M., & Igarashi, T. (1970). On the amplitude characteristics of microtremor (part 1). Journal Seismological Society of Japan, 23, 281-303.
63. McVerry, G., y Zhao, J., (2006). New Zealand Acceleration Response Spectrum Attenuation Relations for Crustal and Subduction Zone Earthquakes. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand - email:g.mcverry@gns.cri.nz
64. Okada , H. (2003). The Microtremor Survey Method. Geophysical Monograph Series, 129.
65. OYO Corporation (2012). Implementation of PS logging in Peru. Report, December, 2012. Informe en japonés.
66. Palacios O., Caldas J., & Vela Ch. (1992). Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica. Boletín N°43. Serie A Carta Geológica Nacional. INGEMMET. Lima, Perú.
67. Park, C., Miller, R., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, 64(3): 800-803.
68. Parra Murrugarra, D., & Alva Hurtado, J. (1995). Métodos Simplificados para evaluación del Potencial de Licuación de Suelos. In C. P. Desastres, MEMORIAS VI Curso internacional sobre microzonificación y seguridad de Sistemas Públicos de Líneas Vitales (pp. 27- 40). Lima: CISMID.
69. Parvez, I., Gusev, A., Panza, G., & Petukhin, A. (2001). Preliminary determination of the interdependence among strong motion amplitude, earthquake magnitude and hypocentral distance for the Himalayan region. Geophys, 144.
70. Pezeshk, S., Zandieh, A., & Tavakoli , B. (2011). Hybrid empirical ground motion prediction equations for eastern north America using NGA models and updated seismological parameters. Bulletin of the Seismological Society of America, 101 (4), 1859-1870.
71. Preumont, A. (1984). The generation of spectrum compatible accelerograms for the design of nuclear power plants. ResearchGate, 1-17.

72. Pulido, N., Aguilar, Z., Tavera, H., Chlieh, M., Calderón, D., Sekiguchi, T., . . . Yamazaki, F. (2015). Scenario Source Models and Strong Ground Motion for Future Megaequakes: Application to Lima, Central Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 105, No. 1, pp. 368–386. doi:10.1785/0120140098
73. Resolución Ministerial N° 355-2018. (23 de octubre 2018 ). Modifican la norma técnica E.030 diseño sismorresistente del reglamento nacional de edificaciones. *Diario oficial el Peruano*.
74. Sakaji , K. (1998). Temporal variation of the power spectra of microtremors observed at soil and rock sites. Graduation Thesis, Hokkaido University.
75. Scaletti Farina, H. (1995). Amplificación de Ondas Sísmicas en Suelos. In C. P. Desastres, *Memorias VI Curso Internacional sobre Microzonificación y Seguridad de Sistemas Públicos de Líneas Vitales* (pp. 65-77). Lima, Peru.
76. Schumm, S. (1977). The Fluvial System. In M. Kirkby, & S. Trudgill, *Earth Surface Processes and Landforms* (pp. 1-102). London: John Wiley & Sons.
77. Seed , H., & Idriss , I. (1969). Influence of soil conditions on ground motion during earthquakes. *Journal of soil mechanics and foundation division*, American Society of Civil Engineers, vol. 95, N. SM1.
78. SENCICO. (2016, junio). Actualización del Programa de Cómputo Orientado a la Determinación del Peligro Sísmico en el País. Lima, Perú. Retrieved from <http://page.sencico.gob.pe/>: <http://ppsh.sencico.gob.pe/>
79. SESAME European research project, deliverable D23.12. (2004). Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations. Measurements, Processing and Interpretation. European Commission – Research General Directorate.
80. Stirling, M. (2014). Chapter 13 -The Continued Utility of Probabilistic Seismic-Hazard Assessment. In J. F. Shroder, & M. Wyss, *Earthquake Hazard, Risk, and Disasters* (p. 582). USA: Elsevier Inc. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394848-9.00009-2>

81. Tada, T., Cho, I., & Shinozaki, Y. (2007). Beyond the SPAC Method: Exploiting the Wealth of Circular-Array Methods for Microtremor Exploration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97 (6), 2080-2095.
82. Tavera, H. (2002). El terremoto de la región sur del Perú del 23 de junio de 2001. Centro Nacional de Datos Geofísicos. Instituto Geofísico del Perú. 171, 1– 422.
83. Taype Ramos, V. (1990). Aplicación de Mapa Geodinámicos en la Prevención de Desastres Naturales. In C. P. Desastres, MEMORIAS Cuarto Simposio de Prevención y Mitigación de Desastres (pp. 1-189). Lima: Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres.
84. Sadigh, K., Chang, C., Egan, J., Makdisi, F., Youngs, R. R. (1997). Attenuation Relationship for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data. *Seismological Research Letters*, 68(1).
85. Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering. (1999). *Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazards*. Tokyo: The Japanese Geotechnical Society.
86. Villacorta, S., Chambi, G., Carlotto, V., & Fídel, L. (2006). Atlas ambiental de Lima Metropolitana: Mapas de Susceptibilidad en el ordenamiento Territorial. Researchgate, 4.
87. Youngs, R. R., Chiou S. J., Silva, W. J., Humphrey, J. R. (1997). Strong Ground Motion Attenuation Relationship for Subduction Zone Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1).
88. Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., & Oouchi, T. (2006). Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96(No. 3), pp. 898 – 913. doi:10.1785/0120050122.