



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL
CENTRO PERUANO JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES**

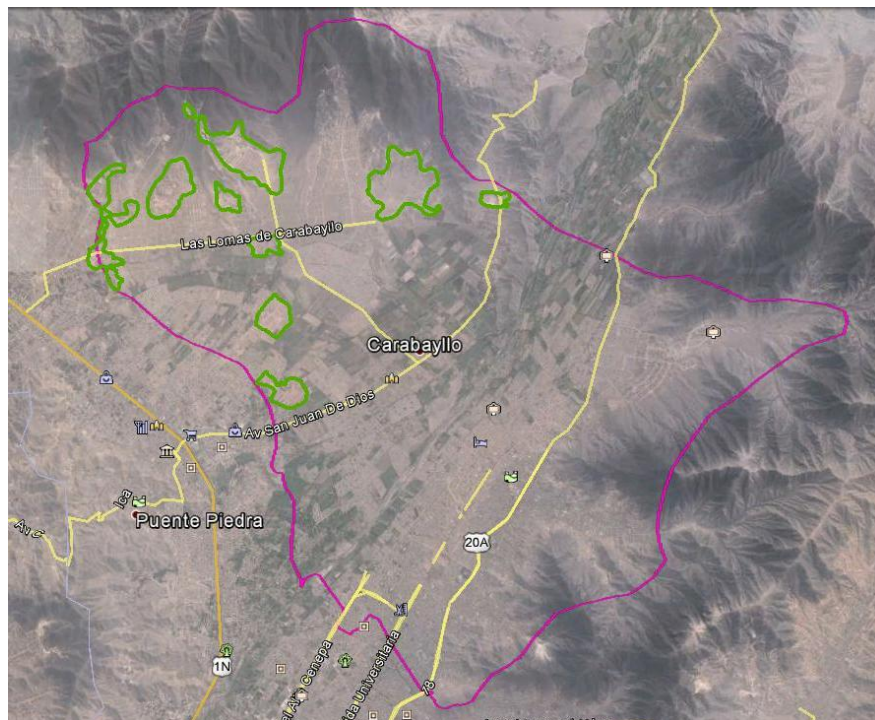


**“ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA SÍSMICA Y
EVALUACIÓN DEL RIESGO EN ZONAS UBICADAS EN LOS
DISTRITOS DE CARABAYLLO Y EL AGUSTINO (PROVINCIA Y
DEPARTAMENTO DE LIMA); DISTRITO DEL CUSCO (PROVINCIA
Y DEPARTAMENTO DEL CUSCO); Y DISTRITO DE ALTO SELVA
ALEGRE (PROVINCIA Y DEPARTAMENTO DE AREQUIPA)”**

PRODUCTO 02: DISTRITO DE CARABAYLLO

TOMO II

ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO



LIMA – NOVIEMBRE 2013



ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	5
2. OBJETIVO DEL ESTUDIO	6
3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
4. INFORMACIÓN RECOPIADA	8
4.1. Estudios Geológicos y Geotécnicos	8
4.2. Datos Catastrales	8
4.3. Redes de Agua	9
4.4. Otros Estudios Relacionados con Gestión del Riesgo	9
5. PELIGROS RELACIONADOS A EVENTOS NATURALES	10
5.1. Geología Regional	10
5.1.1. Aspectos Geomorfológicos	10
5.1.2. Aspectos Geomorfológicos Regionales en la Región Lima	11
5.2. Litología Regional	12
5.3. Marco Geológico Local	16
5.3.1. Geomorfolología Local	16
5.4. Lito Estratigrafía Local	19
5.5. Aspectos Estructurales	21
5.6. Peligros Geológicos Naturales	22
5.6.1. Peligros Geológicos	22
5.6.2. Peligros Geológico-geotécnicos	23
5.6.3. Peligros Geológico-climatológicos	24
6. PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO	25
6.1. Características Geomorfológicas	25
6.2. Neotectónica de las Principales Fuentes Sismogénicas	26
6.2.1. Emplazamiento Tectónico Regional	26
6.2.2. Zonificación Tectónica	28
6.2.3. Sistemas de Fallas en la Región Central del Perú	30
6.3. Sismotectónica Regional	30
6.3.1. Sismicidad del Área de Influencia	32
6.3.2. Historia Sísmica de la Región en Estudio	32
6.3.3. Sismicidad Instrumental en el Área de Influencia	34
6.4. Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico	35
6.4.1. Fundamentos	35
6.4.2. Evaluación y Caracterización de las Fuentes Sismogénicas	37
6.4.3. Estimación de Parámetros de Sismicidad Local	40
6.4.4. Atenuación de las Ondas Sísmicas	42
6.4.5. Determinación del Peligro Sísmico	51
6.5. Resultados	55
7. EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA	55
7.1. Información Geotécnica Recopilada	55
7.1.1. Perfiles de Suelo	56
7.1.2. Parámetros Geotécnicos	57
7.2. Exploración de Campo	57



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



7.2.1. Excavación de Calicatas.....	57
7.2.2. Descripción de Perfiles de Suelos y Rocas en Taludes	58
7.3. Ensayos de Laboratorio.....	59
7.3.1. Ensayos de Mecánica de Suelos.....	59
7.3.2. Análisis Químico.....	60
7.4. Agresión del Suelo al Concreto de Cimentación.....	60
7.5. Mediciones de Microtremor.....	61
7.5.1. Método de Nakamura	61
7.5.2. Resultados.....	64
7.6. Determinación de Perfiles Sísmicos.....	64
7.6.1. Perfiles de Velocidades de Ondas de Corte.....	64
7.6.2. Perfiles de Velocidades de Ondas de Compresión	66
7.6.3. Resultados.....	68
8. MAPAS.....	69
8.1. Tipos de Suelos.....	69
8.2. Microzonificación Geotécnica	70
8.3. Peligros de Origen Natural.....	72

REFERENCIAS



**TOMO II
ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO
DISTRITO DE CARABAYLLO**

Anexo A

A.1. Mapas

- Geológico Regional A.1 – 1
- Geológico Local A.1 - 2

Anexo B

B.1. Sismos Históricos

B.2. Isosistas Disponibles

B.3. Mapas

- Fuentes Sismogénicas de Subducción B.3 - 1
- Fuentes Sismogénicas Continentales B.3 - 2
- Densidad Sísmica B.3 - 3
- Distribución de Epicentros B.3 - 4
- Neotectónica Regional B.3 - 5
- Proyección Transversal de la Zona de Estudio B.3 - 6

Anexo C

C.1. Tablas de Exploración Geotécnica

- Tabla 1: Relación de sondajes recopilados
- Tabla 2: Relación de calicatas ejecutadas
- Tabla 3: Relación de taludes ejecutados
- Tabla 4: Resultados de ensayos estándar de mecánica de suelos
- Tabla 5: Resultados de ensayo de corte directo
- Tabla 6: Resultados de ensayo de peso volumétrico
- Tabla 7: Resultados de ensayo triaxial
- Tabla 8: Resultados de ensayos químicos
- Tabla 9: Elementos químicos nocivos para la cimentación

C.2. Registros de sondajes recopilados

C.3. Perfiles de suelos recopilados

C.4. Registros de sondajes ejecutados

C.5. Certificados de ensayos de laboratorio

C.6. Panel fotográfico de Exploración Geotécnica

C.7. Tablas de Exploración Geofísica

- Tabla 1: Ubicación de Microtremores Recopilados.
- Tabla 2: Ubicación de Microtremores Ejecutados.
- Tabla 3: Ubicación de Líneas MASW.
- Tabla 4: Resumen de Velocidades de Ondas S – Líneas MASW.
- Tabla 5: Ubicación de Líneas de Refracción Sísmica.
- Tabla 6: Resumen de Velocidades de Ondas P – Líneas de Refracción.

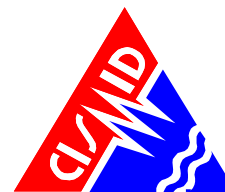


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- C.8. Registros de Microtremores.
- C.9. Registros de Ondas Sísmicas MASW.
- C.10. Curvas de Dispersión.
- C.11. Perfiles de Velocidades de Ondas de Corte.
- C.12. Dromocrónicas.
- C.13. Perfiles de Velocidades de Ondas de Compresión.
- C.14. Panel Fotográfico de Exploración Geofísica.
- C.15. Mapas
 - Ubicación de Sondajes Recopilados y Ejecutados C.15 - 1
 - Ubicación de Puntos de Microtremores C.15 - 2
 - Ubicación de Perfiles Sísmicos C.15 - 3



TOMO II

ESTUDIOS DE DIAGNÓSTICO DEL RIESGO

DISTRITO DE CARABAYLLO

1. INTRODUCCIÓN

Con fecha 23 de febrero de 2010, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Marco de Cooperación Interinstitucional con la finalidad de promover acciones de mutua colaboración en lo referido a brindar cooperación técnica en materia de estudios, elaboración, supervisión, ejecución y evaluación de proyectos y obras de ingeniería y arquitectura, así como la prestación de servicios compatibles a ambas entidades.

En fecha 15 de abril de 2010, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, cuya finalidad fue prestar apoyo para la realización del Estudio de Microzonificación Sísmica y de Vulnerabilidad para la ciudad de Lima, el objetivo fue analizar el riesgo de la ciudad de Lima y Callao, con énfasis en seis distritos representativos de la zona urbana: San Juan de Lurigancho, Villa El Salvador, Puente Piedra, Chorrillos, La Molina y Comas. Este estudio fue ejecutado por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) que dio como resultado una valiosa información referente al cálculo del costo de reparación y reposición de viviendas e infraestructura de saneamiento.

En fecha 22 de Julio de 2011, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, cuya finalidad fue el Estudio de Estimación de Costos de Reparación y Reposición de Vivienda e Infraestructura de Saneamiento frente a un evento sísmico severo en algunas ciudades del País. En este estudio se obtuvo como resultado una herramienta para el cómputo de Costos de Reparación y Reposición de Vivienda e Infraestructura de Saneamiento, para ser utilizado en ciudades intermedias, cuyo diagnóstico es dependiente de la calidad de información suministrada al modelo.

En fecha 19 de Diciembre de 2011, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, con la finalidad de iniciar el desarrollo de información, en aquellas zonas que habían sufrido mayor afectación como consecuencia de los sismos del 15 de agosto de 2007. En ese sentido, se realizó el “Estudio de Microzonificación Sísmica para el ámbito Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés y Paracas” Este estudio dio como resultado información referente al cálculo del costo de reparación y reposición de viviendas e infraestructura de saneamiento en los distritos en estudio.



Con fecha 03 de Agosto de 2012, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, con la finalidad de iniciar el “Estudio de Microzonificación Sísmica, Mapas de Peligros Múltiples y Análisis de Riesgo de los distritos del Cercado de Lima, Ventanilla y de las ciudades de Chincha y Contumazá”. Este estudio fue ejecutado por el CISMID y proporcionó como resultados mapas de microzonificación sísmica, mapas de peligros naturales y de riesgo sísmico de las zonas de estudio, siendo estos mapas de gran utilidad para el desarrollo urbano de estas localidades.

El Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, a través del Programa Nuestras Ciudades del Viceministerio de Vivienda y Urbanismo, se encarga de la gestión del riesgo de desastres en zonas urbanas, a través del diseño de un sistema de gestión integral de riesgo de desastres naturales que comprenda las acciones de prevención y mitigación. Actualmente tiene una gran preocupación debido a que según estudios realizados por distintas instituciones nacionales e internacionales, el principal riesgo que enfrenta el país es el sísmico. El escenario catastrófico prominente para el país sería un eventual sismo que afectará ciudades ubicadas sobre el Pacífico. Además del impacto sobre la población, tanto la infraestructura de servicios públicos como las viviendas serían los sectores más afectados y que generarían las mayores pérdidas económicas demandando sustanciales recursos financieros para la posterior rehabilitación y reconstrucción.

Con fecha 09 de Setiembre de 2013, el Ministerio de Vivienda Construcción y Saneamiento y la Universidad Nacional de Ingeniería, suscribieron un Convenio Específico, con la finalidad de iniciar los “Estudios de Microzonificación Geotécnica Sísmica y Evaluación del Riesgo en Zonas Ubicadas en los Distritos de Carabayllo y El Agustino (Provincia y Departamento de Lima); distrito del Cusco (provincia y departamento del Cusco); y distrito de Alto Selva Alegre (Provincia y Departamento de Arequipa). Estos estudios serán ejecutados por el CISMID.

El presente informe incluye todas las actividades de los Estudios de Microzonificación Geotécnica Sísmica y evaluación del Riesgo en la zona de estudio ubicada en el distrito de Carabayllo (provincia y departamento de Lima).

2. OBJETIVO DEL ESTUDIO

El objetivo principal del estudio es el desarrollo de Mapas de Microzonificación Geotécnica Sísmica, Peligros Naturales, Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de la zona de estudio ubicada en el distritos de Carabayllo (Provincia y Departamento de Lima), a través de un análisis de la sismicidad de la zona, condiciones geotécnicas, determinación de demandas en las edificaciones y finalmente la evaluación del riesgo sísmico.

Para ello será necesario desarrollar como objetivos complementarios lo siguiente:



- Elaborar el estudio de microzonificación geotécnica y sísmica basado en el Peligro Sísmico, la Geotecnia, la Geofísica y la Dinámica de los Suelos en el área de estudio.
- Realizar la evaluación de eventos naturales que apliquen para el ámbito de estudio y representarlos en un mapa de peligros naturales.
- Determinar el grado de vulnerabilidad en áreas de ocupación urbana, material de la edificación, número de pisos, sistema estructural predominante y otros.
- Análisis del riesgo sísmico en las zonas de estudio.
- Análisis de riesgo sísmico de las redes de distribución de agua, en los lugares donde la disponibilidad de datos lo permita.
- Elaboración de bases de datos geospaciales para la sistematización de la información generada.

3. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El distrito de Carabaylo sostiene su existencia en el tiempo desde épocas milenarias. En los periodos antiguos, el territorio de Carabaylo comprendía todo el valle bajo del río Chillón; limitaba por el Norte con Chancay y Canta, por el Este con Huarochiri, por el sur con el río Rímac y por el oeste con el Océano Pacífico. A comienzos de la república, el distrito se extendía desde la Portada de Guía (límite actual del Rímac, en la división blindada Cuartel Hoyos Rubio por el sur) abarcando los territorios actuales de los distritos de San Martín de Porres, Independencia, Los Olivos, Comas, Puente Piedra, Santa Rosa, Ancón, Ventanilla y Santa Rosa de Quives. Es por ello que actualmente se resalta la afirmación y el reconocimiento histórico del distrito de Carabaylo como la génesis de Lima Norte. La zona urbana del distrito se inicia con los pueblos jóvenes y asentamientos humanos que surgieron a partir de la década del 60. Los pueblos se han ido asentando paulatinamente en las áreas eriazas de las quebradas y cerros que se ubican desde el Km 16 al 22 de la Av. Túpac Amaru (margen derecha), posteriormente se van ocupando las áreas agrícolas (margen izquierda) principalmente por las urbanizaciones y asociaciones de vivienda. Hasta el año 1996 los asentamientos humanos crecieron rápidamente; ocupaban cualquier espacio y muchas veces afectaba a la propiedad privada y zonas intangibles, por ello ese año se decretó que los pueblos que surgían bajo esta modalidad no serían reconocidos; sin embargo la necesidad de la población de tener un techo propio hizo que continuaran las ocupaciones en terrenos del estado así como privados los cuales se han ido asentando y posteriormente han sido reconocidos. Carabaylo no escapó a este fenómeno de crecimiento y ocupación de la población, que inició un proceso de avanzada ocupando las áreas agrícolas, las cuales fueron adquiridas y habilitadas por las inmobiliarias y asociaciones de vivienda que vieron que les era más rentable económicamente como terrenos lotizados para vivienda y no como terrenos agrícolas.

El distrito de Carabaylo se ubica en la provincia de Lima, departamento de Lima, limita con los siguientes distritos:



- Por el Noroeste con el distrito de Ancón.
- Por el Norte y Noreste con el distrito de Santa Rosa de Quives de la provincia de Canta
- Por el Sur Este con el distrito de San Juan de Lurigancho.
- Por el Sur con el distrito de Comas.
- Por el Oeste con el distrito de Puente Piedra

El área de estudio para este distrito se encuentra definido en el Mapa II-1 del presente Tomo II, el cual fue proporcionado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento; el área abarcada es de 8 427.77 Ha.

4. INFORMACIÓN RECOPIADA

A continuación se presenta la recopilación de información relacionada con el objetivo del estudio, recopilación que ha sido utilizada en las diferentes áreas del presente informe.

4.1. Estudios Geológicos y Geotécnicos

Para los estudios geológicos se tomó como referencia el Boletín N°43 Serie A: Carta Geológica Nacional Geología de los Cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica, editado por el INGEMMET, setiembre 1992. La información relevante para el distrito de Carabaylo fue extraída y utilizada en la elaboración del ítem 5: Peligros Relacionados a Eventos naturales, del presente informe, tomo II.

Para los estudios geotécnicos se tomó como referencia el “Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de Lima y Callao, distrito de Carabaylo”, ejecutado por el CISMID-FIC-UNI en Mayo 2005, de la cual se ha extraído la información correspondiente a la zona del área de estudio. Esta información es utilizada en la elaboración del ítem 7: Exploración Geotécnica y Geofísica, del presente informe, tomo II.

4.2. Datos Catastrales

Se utilizó la cartografía base urbana georreferenciada a nivel de manzanas, con los principales elementos como vías, áreas verdes, establecimientos, curvas de nivel, límite distrital, entre otros para la zona de estudio del distrito de Carabaylo. Esta proyección se encuentra en un sistema de proyección UTM-WGS84 – Zona 18 Sur. Esta información fue proporcionada por el MVCS.

Asimismo, se recibieron los siguientes planos: “Plano de Zonificación de Lima Metropolitana Carabaylo - Puente Piedra Área de Tratamiento Normativo I” y “Propuesta de Uso Integral Suelo de Carabaylo”, proporcionados por la Municipalidad Distrital de Carabaylo.



La información mencionada fue utilizada para elaborar los respectivos mapas que se presentan en los tomos I, II y III del presente estudio.

4.3. Redes de Agua

Se solicitó a SEDAPAL el inventario de la red de distribución de agua. SEDAPAL envió, en formato CAD, la red para toda la ciudad de Lima, desde donde se extrajeron las tuberías correspondientes a la zona de estudio del distrito de Carabaylo.

Asimismo, se utilizó el “Estudio de vulnerabilidad sísmica de las estructuras de los decantadores de la planta de tratamiento de la Atarjea”, desarrollado por el CISMID-FIC-UNI en el año 2005.

Con esta información se elaboró el ítem Estudio Preliminar de Riesgo de las Redes de Distribución de Agua, correspondiente al tomo III del presente informe.

4.4. Otros Estudios Relacionados con Gestión del Riesgo

A continuación se presenta la lista de otros estudios desarrollados por nuestra institución relacionados con la estimación del Riesgo Sísmico y cuya experiencia aprendida y asimilada en su ejecución nos han servido como guía para la elaboración del presente estudio:

- “Elaboración del Plan de Reconstrucción y Prevención de Desastres para las Ciudades Afectadas por el Terremoto del 15 de Agosto de 2007”, solicitado por la Presidencia del Consejo de Ministros, 2007.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica y Zonificación de Peligro de Tsunami en las Ciudades de Chincha Baja y Tambo de Mora”, solicitado por el Banco Mundial, 2008.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica y de Vulnerabilidad para la Ciudad de Lima”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2010.
- “Estudio de Estimación de Costos de Reparación y Reposición de Vivienda e Infraestructura de Saneamiento frente a un Evento Sísmico en Algunas Ciudades del País”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2011.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica y de Vulnerabilidad para la Ciudad de Lima”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2010.
- “Estudio de Microzonificación Sísmica para el Ámbito Pisco, San Clemente, Túpac Amaru, San Andrés y Paracas”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2011.



- “Estudio de Microzonificación Sísmica, Mapas de Peligros Múltiples y Análisis de Riesgo en los distritos del Cercado de Lima, Ventanilla y de las Ciudades de Chincha y Contumazá”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2012.
- “Evaluación del Riesgo Sísmico del distrito de Breña”, solicitado por el Centro Nacional de Estimación, Prevención y Reducción del Riesgo de Desastres – CENEPRED, 2012.
- “Estudio de las Condiciones Geológicas, Geotécnicas y Evaluación del Riesgo en el Cerro El Agustino y Franja del Teleférico Cerro El Agustino”, solicitado por el Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, 2013.

5. PELIGROS RELACIONADOS A EVENTOS NATURALES

5.1. Geología Regional

5.1.1. Aspectos Geomorfológicos

La geomorfología regional del área de estudio se encuentra en las estribaciones andinas occidentales, también se observan quebradas amplias. Las estribaciones de la Cordillera Occidental, corresponde a laderas y crestas de la Cordillera Andina, formando topografías abruptas conformadas por plutones y stocks del Batolito de la Costa.

En las cotas de menor altimetría, se observan terrenos semi planos, constituidos por depósitos aluviales y coluviales, que provienen de las estribaciones de la Cordillera Occidental. La geomorfología de estos terrenos se asigna a quebradas amplias que permanecen secas por estar afectadas por el clima costero árido.

La Llanura Pre andina definida como una faja que se extiende entre la línea de Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Sus anchos varían entre 20 y 100 Km., presentando elevaciones que van de 50 a 1500 msnm. Tiene relieves moderados y clima desértico. Presenta depósitos cuaternarios eólicos y aluviales de los ríos que drenan de la Cordillera Occidental. La Planicie costanera y Cono deyectivo, es la zona comprendida entre el borde litoral y las estribaciones de la Cordillera Occidental, está constituida por una faja angosta de territorio paralela a la línea de costa adquiriendo mayor amplitud en los valles de los ríos Chillón y Rímac. Constituyen amplias superficies cubiertas por gravas y arenas provenientes del transporte y sedimentación de los ríos Rímac y Chillón y por arenas provenientes del acarreo eólico desde las playas, por vientos que corren con direcciones SO a NE.



El cono aluvial del río Chillón constituye una planicie donde se asienta parte del Distrito de Carabayllo, lo que fue una depresión ahora rellena por cantos rodados, gravas, arenas y arcillas formando un potente apilamiento cuyo grosor completo se desconoce. El área en estudio se ha emplazado en las Pampas costaneras, que representa una de las principales unidades geomorfoestructurales que se distribuyen en el territorio peruano. Esta unidad se extiende en la región geográfica denominada Costa, se caracteriza por cubrir una amplia planicie y están recortadas por el río Chillón y al Este está representada por el flanco occidental de la cordillera de los Andes.

El área se encuentra en una zona de lento levantamiento terrestre que ha logrado configurar distintos relieves por la acción de las aguas superficiales, la acción marina, la acción eólica y la actividad entrópica.

5.1.2. Aspectos Geomorfológicos Regionales en la Región Lima

La región de Lima se ha configurado entre las unidades geotectónicas: Fosa marina, Cordillera de los Andes, la Dorsal de Nazca y Sistema de Fallas.

- Fosa Marina: La Fosa marina es un tipo de lineamiento estructural del piso oceánico con una dirección Noroeste-Sureste y paralelo al litoral de la costa, y representa el límite de contacto entre la placa oceánica de Nazca y la placa Sudamericana. Este límite tiene la forma de una fosa de gran extensión, la misma que alcanza profundidades de hasta 8000 metros. La Fosa está formada por sedimentos que han sido depositados sobre rocas pre-existentes.

La Fosa marina representa un espacio en el que ocurre la interacción de las placas continental y oceánica donde la primera mantiene un movimiento con una dirección general al Noroeste y la segunda en una dirección hacia el Este, y se extiende en dicha dirección a profundidades intermedias hasta los 350 Km (Ocola, 1989).

Finalmente, el contacto de placas, conocido como subducción es causante de todos los de los sismos y procesos orogénicos que se desarrollan en el continente como la Cordillera de los Andes.

- Cordillera de los Andes: La Cordillera de los Andes formado como producto del proceso de colisión entre la placa oceánica y la placa continental en diferentes procesos orogénicos, está conformada por rocas ígneas plutónicas que afloran en la superficie terrestre por procesos tectónicos.



La Cordillera Andina se distribuye en el Perú en una dirección Noroeste-Sureste, alcanzando un ancho de 50 km aproximadamente en las regiones Norte y Centro hasta 300 Km en la región Sur. Así mismo, la Cordillera Andina se orienta en promedio en dirección NO-SE, aunque a la altura de la latitud de 13° S, esta se orienta en dirección E-O a lo largo de la deflexión de Abancay. Estudios de sismicidad, muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51 km en la región Central (Tavera, 1993); mientras que en la región Sur su espesor sería de 75 km aproximadamente (James, 1978).

El desarrollo de la Cordillera de los Andes es joven, y se convierte en un macizo rocoso que ha controlado y alineado las estructuras tectónicas regionales en una dirección general noroeste-sureste configurando así la posición de pliegues y fallas.

- Dorsal de Nazca: Cadena montañosa que se localiza en el Océano Pacífico entre 15° S a 19° S. La dorsal está constituida por rocas volcánicas con capas de minerales en los cuales predomina el hierro, magnesio, potasio, y sodios cálcicos (Marocco, 1980); siendo, estos minerales más comunes en la corteza terrestre.

La estructura de la Dorsal de Nazca es producto de un proceso de distensión de la corteza oceánica y se estima que su formación tiene una edad de 5 a 10 millones de años (Marocco, 1980). Estudios recientes sobre anomalías magnéticas, permite considerar la hipótesis de que la dorsal debe su origen a una antigua zona de creación de corteza.

- Sistemas de Fallas: En la región, los diferentes sistemas de fallas que se distribuyen en el continente, se han formado como un efecto secundario de la colisión de la placa oceánica y la placa continental. Este proceso generó la presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre.

Estos sistemas de fallas se localizan entre los límites de la Cordillera Occidental y la zona costera como las fallas normal: Falla de Marcona (dirección $N120^{\circ}$), Falla Mostejato en Cañete, etc.

5.2. Litología Regional

La evolución geológica del área de estudio está vinculada a los diferentes episodios que se produjeron durante el emplazamiento de la Cordillera de los Andes. Rocas ígneas volcánica – sedimentarias, representadas por el Grupo



Casma, se emplazaron durante el Cretáceo medio, rocas sedimentarias de las formaciones geológicas Pamplona y Atocongo.

La primera fase tectónica o ligeramente posterior, se emplazan los cuerpos más básicos y occidentales del batolito, habiéndose tenido como manifestaciones precursoras la ascensión de magmas, de similar composición, que llegan hasta cerca de la superficie como cuerpos sub volcánicos intrusivos. El batolito costanero continuó su emplazamiento a manera de pulsaciones, conformando un complejo de plutones individuales cuya acidez se hace más acentuada.

A fines del Terciario y comienzos de Cuaternario, se inicia un proceso erosivo intenso el mismo que se prolonga hasta la actualidad, profundizando valles, denudando y acarreado materiales hacia las llanuras costeras formando abanicos aluviales. Durante el Cuaternario antiguo, parece que las lluvias fueron intensas que ocasionó un acarreo fuerte con el consiguiente relleno de los conos aluviales en las quebradas laterales.

- Grupo Casma: En el área se observan rocas del tipo volcánico - sedimentario, de facie marina. El Grupo Casma en el área de Lima, se ha dividido de acuerdo que una unidad lito estratigráfica es eminentemente volcánica sedimentaria, y la otra netamente volcánica.

Corresponde a un conjunto litológico sedimentario-volcánico el cual se encuentra muy desarrollado en el Norte de Lima. En el norte de Lima, el grupo Casma también ha sido dividido en unidades lito estratigráficas definidas por una secuencia volcánica-sedimentaria en la parte inferior y otra netamente volcánica en la parte superior. Así al Noreste del valle del Chillón, sector del borde occidental andino sobre la Formación Atocongo se ha diferenciado una unidad volcánico - clástica denominada Formación Huarangal; Mientras que al Sur (sector costanero del cuadrángulo de Lurín) se reconoce como su equivalente a la formación Chilca, sobreyaciendo concordante una serie volcánica masiva que se conoce como Volcánico Quilmaná prolongándose estas unidades a la hoja de Chosica.

El Volcánico Quilmana, está constituido por una litología volcánica, compuesto por derrames andesíticos plagioclasas en una pasta fina microcristalina de coloración gris a gris verdosa y en menor proporción doleritas y diabasas.

Se distinguen afloramientos, como en el sector sur, encima de la formación Chilca una serie integralmente volcánica, la misma que pasa la continuidad de la hoja de Lurín a las de Chosica y Chancay. Al Este de Lurín estos volcánicos descansan directamente sobre la Formación Atocongo y en el valle del Rímac se les encuentra como techos colgantes afectados por el



batolito, pasando por la quebrada de Jicamarca al valle del Chillón donde descansan sobre los volcánicos Huarangal en aparente discordancia deposicional.

- Formación Pamplona: La Formación Pamplona, marca el inicio de una transgresión que alcanza su pleno desarrollo con la Formación Atocongo.

Su litología presenta rocas calizas de tonos grisáceos en bancos delgados, alternando con lutitas limolíticas amarillo rojizas con niveles tobáceos, margas gris verdosas con presencia de yeso. Su espesor se estima entre 600 y 700 m. su edad geológica es del Cretácico inferior.

- Formación Atocongo: Esta formación aflora en varios lugares de Carabayllo, sus son la continuación de la Formación Pamplona, pasando de una facie arcillo calcárea a una facie calcárea.

Su litología está representada por calizas margosas en capas delgadas, finamente laminadas. Calizas afaníticas gris plumizas, calizas metamorfizadas con tonalidades oscuras, bancos gruesos de calizas silicificadas, parcialmente con fenos de cuarzo, presenta tonalidades grises a verdosas. Calizas metamorfizada y areniscas en paquetes gruesos. Su espesor varía de 250 a 300 m. Siendo su edad geológica es del Cretáceo inferior.

- Depósitos inconsolidados: Estos depósitos en el área de estudio, son depósitos aluviales pleistocénicos, estas acumulaciones aluviales desérticas provienen de quebradas como la de Canto Grande. Cuando las lluvias son abundantes en los contrafuertes andinos, se han producido corrientes lodosas y huaycos.

Su litología comprende conglomerados, conteniendo cantos de diferentes tipos de rocas especialmente intrusitas y volcánicas, gravas sub angulosas cuando estas han tenido muy poco transporte; contienen estos depósitos aluviales arenas de diferente granulometría y en menor proporción limos y arcillas, todos estos materiales se encuentran intercalados.

- Rocas intrusivas: Las rocas ígneas del área pertenecen al Batolito de la Costa. Según su antigüedad, las rocas observadas pertenecen a las siguientes superunidades:

Super-unidad Patap

Está constituido por gabros y dioritas, las más antiguas del Batolito. Los gabros tienen minerales que varían texturalmente de grano medio a grueso



conteniendo plagioclasas en un 30 %. Intruyen a las rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico a las que metamorfizan.

Las dioritas presentan un color gris oscuro con grano fino a medio, muestran adiciones de cuarzo en los contactos con las tonalitas de la super-unidad Santa Rosa.

Super-unidad Santa Rosa

Está constituido por cuerpos tonalíticos – dioríticos y tonalíticos – granodioríticos, tienen una gran extensión. Se emplazaron posteriormente a los gabros y dioritas de la super-unidad Patap. Se le divide en cuerpos oscuros (diorita – tonalitas) y cuerpos claros (tonalita – granodioritas).

- Material de cobertura: Consiste en el material suelto que se extienden gran parte de la faja de la costa en la parte central del Perú.

En la provincia de Barranca se extiende entre la margen izquierda del río Fortaleza y la margen derecha del río Supe y hacia el oeste hasta el litoral por el oeste y hacia las partes bajas de las prolongaciones del flanco de la Cordillera de los Andes.

Además, el material de cobertura recibe las diferentes denominaciones en atención al origen, evolución y depositación de estos, así:

Depósito aluvial (Q-al)

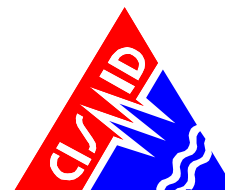
Estos depósitos ocupan una mayor extensión en la parte baja de los valles de los ríos de la costa conformando los conos de deyección y las planicies aluviales de los ríos Fortaleza, Pativilca y Supe.

Los depósitos están constituidos por materiales acarreados por los ríos que bajan de la vertiente occidental andina cortando a las rocas del mesozoico, y han depositado materiales que reflejan una distribución uniforme de los materiales finos y gruesos y que por el tiempo de formación han dado lugar a depósitos aluviales antiguos (depósitos pleistocénicos) y recientes (holocénico).

Depósito coluvio aluvial (Q-coal)

Este material se distribuye en la franja costera donde rellena la partes baja de la microcuencas, conforman planicies y conos de deyección en la Provincia de Barranca.

Los depósitos se forman por la acción conjunta del agua y la gravedad donde acarrear los sedimentos en un recorrido de cortas distancias, dando



lugar a los materiales ubicados en la parte baja de las laderas y que se distribuyen en superficies de pendiente baja.

Consisten de clastos angulosos (cascajo), con arena y limo, mantienen clasificación y una aparente estratificación entre los materiales.

5.3. Marco Geológico Local

Se circunscribe al ámbito de la información geológica local, el cual ha permitido delinear el límite del contorno de las unidades litológicas en base a las observaciones de campo en sitios tales como afloramientos rocosos, zanjas de cimentación, zanjas de drenaje y trincheras artificiales.

La información geológica fue cruzada con la información geotécnica, permitiendo una manera fácil y rápida de confirmar la información mediante indicadores geológicos de campo y toma de muestras para su estudio y comprobación en gabinete; además se ha reconocido y complementado la misma en las áreas nuevas de expansión urbana.

Como resultado del levantamiento geológico realizado por el Ing. Julio César Zedano; en el distrito de Carabaylo, se ha determinado que el basamento rocoso está conformado por rocas de origen volcánico sedimentario del Cretáceo medio, reconocidas como Formación Casma, el material de cobertura se presenta en depósitos de diferentes tipos y corresponde al Cuaternario. (Ver Anexo A, Mapa Geológico Local A.1-2).

5.3.1. Geomorfología Local

El área de estudio se destaca relieves que representan diferentes unidades de menor categoría. Así, en el ámbito de estudio se encuentra un relieve plano ondulado desarrollado mayormente sobre depósitos aluviales y rocas, que refleja modificaciones del relieve debido a la acción de las aguas superficiales (río Chillón), la acción marina, la gravedad y la actividad entrópica.

Dichas modificaciones han dado lugar a distintas formas de relieve, representados por una planicie aluvial-columpio aluvial, terraza aluvial, talveg, conos de deyección, cerro testigo, y ladera, los que se acentúan por la naturaleza del basamento rocoso y los materiales de cobertura.

- Planicie aluvial-columpio aluvial (piedemonte): Corresponde a una unidad geomorfológica que se extiende ampliamente en el área de estudio, donde se ha emplazado el distrito de Carabaylo que actualmente se realiza intensamente una ocupación urbana.



La unidad presenta un relieve plano algo ondulado con elevaciones de 25 msnm y 90 msnm e inclinada hacia el suroeste, lo cual refleja formas desarrolladas por la coalescencia de materiales acarreados y depositados por el río Chillón y aquellos que han sido trasladados desde las quebradas secas y del pie del flanco andino.

La planicie se ha conformado en los depósitos inconsolidados, y conforma un relieve plano ondulado con una moderada pendiente general de 1° a 5° hacia el suroeste. Además, la planicie ha estado sometida a la acción de las aguas superficiales mediante el escurrimiento y las incisiones superficiales del terreno, promovido por la escasa pendiente de la superficie y el levantamiento de esta parte del continente sudamericano.

- Terraza aluvial: La unidad se ubica al noroeste de la ciudad y representa una parte del límite sur del ámbito de estudio.

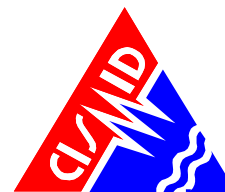
Dicho relieve se caracteriza por un relieve algo plano de forma irregular adaptada a la acción del río y la actividad entrópica, se encuentra recortado por un plano subvertical que limita el cauce, y en el otro extremo por la ladera abrupta que limita la ladera de la planicie aluvial-coluvio aluvial.

La unidad se ha configurado de materiales inconsolidados (Qr-al), que tiene una consistencia mediana con problemas de salinidad. Además, dicho relieve refleja la permanente modificación por la inundación y la erosión fluvial del río Chillón.

- Talveg: Representa el cauce del río Chillón, dicho espacio mantiene una forma algo recta orientada al noreste suroeste, y tiene un ancho que puede alcanzar más de 400 m. en promedio y en el área de estudio se presenta en un tramo de 4 km. de longitud. Además, corresponde a la zona de baja pendiente del río, donde existe la tendencia de alcanzar espacios mayores hasta lograr ocupar la terraza aluvial.

Asimismo, en el talveg se observa la intensa acumulación de los depósitos fluviales donde forman barras e islas bastante irregulares y pequeñas playas de arena.

- Cerro testigo: Hacia el norte y sur este de Carabayllo, existe zona de las colinas. Representa un relieve de forma redondeada de baja altura que está rodeada por la planicie aluvial-coluvio aluvial.



Además, dicho relieve refleja condiciones de mayor resistencia del material rocoso, influenciado por la intervención de diferentes procesos erosivos (agua y viento principalmente).

- Conos Deyectivos: Se localizan en la ladera de pendiente mediana que representa el límite suroeste de la planicie aluvial-coluvio aluvial. Representan un relieve de forma de cono cuyo ápice se ubica en la parte alta y señala el punto de evacuación de los materiales, mantiene una pendiente de 15° a 20° y delinea una superficie convexa.

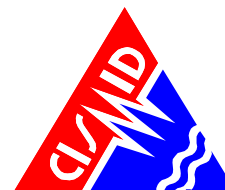
Se forman por la deposición de flujos de lodo, grava y agua, con el aporte de materiales que yacen en la parte baja de las laderas. La forma de los conos está siendo modificado por la erosión del suelo al punto que ha activado algunos deslizamientos. El hombre interviene en este relieve con el afán de aprovechar los suelos para la agricultura logrando el control de los agentes erosivos sobre estos conos.

- Ladera: Son superficies que se caracterizan por su posición subvertical y vertical y el cambio brusco de desnivel. En el área de estudio está representado por las superficies que limitan la planicie aluvial-coluvio aluvial con el talveg.

Las laderas que bordean los cerros en Carabayllo, están conformados por material inconsolidado y es el resultado de la epirogenesis que afecta al territorio peruano, y en zonas donde la acción del mar tiende a debilitar la parte baja de la ladera y tiende a generar peligros naturales, con la consiguiente formación de la superficie subvertical.

La acción de las aguas del río Chillón, afecta la base de la ladera y el escurrimiento de las aguas de regadío en la parte superior de la ladera logra la inestabilidad de la ladera definiendo la forma de la misma. Además, la acción del viento se realiza por el reajuste en los constituyentes debido al permanente impacto sobre ellos logrando el desprendimiento y la caída de gravas configurando así la forma de la ladera.

En estas geoformas, existe emplazamiento de algunas infraestructuras como viviendas, infraestructura física como algunos canales de regadío, colectores, y con la ubicación de la carretera Panamericana y asimismo con la influencia del tránsito permanente de carga pesada, todo lo cual contribuyen a la actual modificación en esta parte de las laderas.



5.4. Lito Estratigrafía Local

- Roca de basamento: Las rocas más antiguas son ígneas, del tipo dioritas a andesitas, pertenecientes a la Super-unidad Patap, de edad geológica del Cretáceo inferior. Sobre ellas se han depositado las rocas sedimentarias.
- Rocas sedimentarias: Son de composición volcánica sedimentaria, pertenecientes a la Formación Casma, y carbonatadas (calizas y margas), perteneciente a las formaciones Pamplona y Atocongo. Las elevaciones que rodean el distrito de Carabayllo, entre otros al nor-oeste y sur-este de la ciudad, están configurados en roca volcánica sedimentaria.

Los afloramientos de roca tienen una tonalidad clara, y está constituida por roca volcánica lávica de color gris verdosa y gris, textura afanítica y porfírica de composición andesítica. Los afloramientos cercanos y el intenso fracturamiento de las rocas facilita la separación en pequeños bloques líticos. Además, las rocas reflejan condiciones inestables por el avance del proceso de meteorización física y química.

En general, la secuencia de rocas lávicas mantiene una inclinación regional de 15° al sur-oeste, donde las propiedades físicas mecánicas están alteradas por el intenso fracturamiento y la desintegración física y química de las rocas.

- Material de cobertura: Consiste en materiales inconsolidados acarreados y acumulados por las aguas superficiales, gravedad y por el viento, últimamente por actividad humana. La disposición y correlación con depósitos que se extienden en los otros distritos, donde los depósitos por la diferente naturaleza litológica y origen han sido separados en aluviales, coluvio aluviales, fluviales y antropogénicos.

Depósitos aluviales

Constituidos por depósitos formados por el acarreo y la acumulación de materiales producidos por las aguas superficiales. La naturaleza litológica, el relieve asociado y la correlación litológica, han sido los criterios para la separación en:

- Depósitos aluviales pleistocénicos (Qp-al): Se distribuyen en ambos márgenes del río Chillón, en el distrito de Carabayllo.

El depósito conforma la antigua planicie aluvial, en el norte del distrito, se extiende desde el borde de la ladera abrupta hasta el borde del litoral interrumpiéndose por la ladera de pendiente media. En esta parte, el depósito presenta una tonalidad beige claro, y está constituido por clastos redondeados de 5 a 10 cm de diámetro y de naturaleza ígnea, con una



matriz limosa, y se intercala con niveles de arcilla y limo, y presenta cierta consistencia. Además, el depósito adquiere una tonalidad oscura por el contenido de humedad y está expuesto a la erosión de suelo por las aguas de regadío el cual resulta en una alteración en las propiedades físico-mecánicas del suelo, en el sentido que se genera deslizamiento en los conos deyeativos como se observa en la desembocadura del río.

Se nota que los depósitos tienen características hidráulicas que permiten la filtración de las aguas de regadío y permiten mantener un acuífero de agua subterránea que afloran en la base de los acantilados.

La correlación litológica con los depósitos que se extienden al noroeste y sur del área de estudio permite señalar que es un depósito formado en el pleistoceno.

- Depósito aluvial reciente (Qr-al): Ocupan la superficie de inundación y se levanta a una altura de 1 a 2 metros del cauce del río Chillón. El depósito se extiende por ambos márgenes del río y se desarrolla aguas arriba. Estos depósitos son aprovechados para la producción de pan llevar, y es donde se ubican algunos canales que facilitan la canalización de las aguas de regadío.

El depósito presenta una tonalidad oscura por el contenido de humedad y presenta una capa superior constituido por arcilla, limo y arena con escasa grava, con un espesor promedio de 0.5 m. Dicha capa cubre niveles de clastos redondeados de naturaleza volcánica de 15 a 20 cm. de diámetro, con predominio de una matriz limo arcillosa.

Se debe notar que la capa superior es permanentemente removida por la actividad agrícola y la acción de las aguas superficiales. La posición y la naturaleza litológica en el área de estudio permiten señalar que son depósitos recientes.

Depósitos coluvio aluviales (Qp-coal)

Superficialmente se presenta como una continuidad de los depósitos aluviales, pues ambos conforman un relieve plano ondulado.

Se observa la interdigitación de dichos depósitos con los depósitos aluviales pleistocénicos, distribuidos ampliamente en el distrito. En dicha ladera, el depósito tiene un color beige y está constituida en capas de grava de cascajo con limo arcilla y arena, la cual está cubierta por una capa de arcilla en un espesor de 1 a 1.5 m. correspondiendo al suelo agrícola.



Depósitos fluviales (Qp-fl)

Se localiza en el cauce del río Chillón, y consiste en una acumulación de grava de bloques y guijarros con fragmentos de roca de forma redondeada distribuidos en forma irregular y depósitos de arena que ocupan algunos pequeños cauces y en la pequeñas playas.

Depósitos antropogénicos (Qr-an)

El depósito comprende materiales generados por el hombre y están formados por desmonte y residuos. Los depósitos de desmonte están representados por escombros de viviendas, y otros materiales de construcción, siendo los residuos que genera la población que se encuentran en menor porcentaje.

Además, los depósitos antropogénicos han rellenado depresiones producidos por la erosión de suelo, modificando la morfología original. En tal sentido, estos espacios no brindan las condiciones estables para el uso de emplazamiento de viviendas.

En el Mapa A.1-2 del anexo A (Geología Local) se muestran las agrupaciones litológicas y las áreas que corresponden.

5.5. Aspectos Estructurales

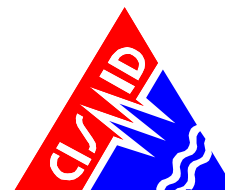
La deformación tectónica en la región está relacionada a la Fase Tectónica Andina del Cretáceo Superior-Paleógeno (KP), y que ha delineado la acción erosiva de las superficiales y ha controlado la distribución de las colinas y los montes islas.

El área de estudio obedece a un modelo estructural de lineamientos estructurales de dirección Noreste-Suroeste que atraviesan las rocas de la Formación Casma, lo que se puede inferir a partir de los desniveles que adquieren la cima de las elevaciones y alineamientos de los cerros.

Otro rasgo en los afloramientos de roca son las discontinuidades representadas por las fracturas y que tienen direcciones N 10° O y buzamiento 16° NE, S 20° O y buzamiento NO 10°. En estas condiciones, las rocas tienden a sufrir un intenso proceso de meteorización física y química.

En general, las rocas de la Formación Casma mantienen una posición regional de N 15° O y buzamiento de 10° SO y por los alineamientos estructurales la dirección varía suroeste y noreste.

No se ha registrado en los antecedentes históricos y en el campo, las deformaciones tectónicas en los depósitos cuaternarios.



5.6. Peligros Geológicos Naturales

Son aquellos elementos del medio ambiente físico, o del entorno físico, perjudicial al hombre y causado por fuerzas ajenas a él (Burton 1978).

Más específicamente en el componente geológico del presente estudio, los peligros naturales son utilizados en referencia a los peligros geológicos, geológico - geotécnico, geológico - climáticos que, por razón del lugar en que ocurren, su severidad y frecuencia, pueden afectar de manera adversa a los seres humanos y a sus actividades.

Es importante entender que la intervención humana puede aumentar la frecuencia y severidad de los peligros naturales. También, puede generar peligros naturales donde no existían antes. Además, las medidas de control pueden causar o agravar los efectos destructivos de los fenómenos naturales, también pueden reducirlos o eliminarlos (OEA, 1993).

La caracterización del peligro en niveles se encuentra descrito en el ítem 8.3. Peligros de Origen Natural del presente Tomo II y en el Mapa II-4 (Peligros de origen natural) se observan las áreas que involucran los peligros.

5.6.1. Peligros Geológicos

En el estudio, están considerados los elementos que se deben a las fuerzas naturales internas y los que se pueden generar a partir de estos, como: sismos, deslizamiento y desprendimientos.

- Sismos: Son los sacudimientos superficiales de la superficie terrestre originados por la ruptura cortical, la colisión de placas litosféricas entre otras. Sustentado en el marco geotectónico, la historia sísmica, las zonas sismogénicas y la distribución espacial de los sismos, se ha concluido que la sismicidad del área de estudio es catalogado como ALTA SISMICIDAD.

La severidad de los movimientos sísmicos en Carabayllo, dependerá de la calidad del basamento rocoso y del suelo. Es decir, de las condiciones del material que están enmarcadas por las discontinuidades que atraviesan las rocas como las fracturas, en el tipo de suelo como los arenosos, y en la elevación de la napa freática.

Además, la zona urbana se expone a una severidad mayor de los sismos respecto a la zona de expansión urbana y área rurales.



- Deslizamiento: Corresponde al movimiento lento de masas de tierra o de rocas por la pérdida de estabilidad debido a la saturación de agua y/o por la presencia de materiales arcillosos.

El peligro se localiza en las laderas de pendiente mediana y afecta espacios físicos de una extensión que no supera la decena de metros con pérdidas de terrenos agrícolas.

- Desprendimiento: Consiste en el desplazamiento rápido hacia abajo de una masa de materiales de roca o sedimentos por la pérdida de estabilidad debido a la sobrecarga de los materiales y favorecida por la forma de la ladera.

El proceso se localiza en la ladera abrupta y afecta tramos de corta longitud donde produce la modificación de la forma de la ladera y la acumulación de materiales.

5.6.2. Peligros Geológico-geotécnicos

En el presente estudio, están considerados los elementos naturales perjudiciales al medio físico que se activan por las fuerzas naturales internas y la naturaleza física de los materiales terrestres como: asentamiento del suelo y la salinización.

- Asentamiento del suelo: El suelo representa la capa superficial que recubre el basamento rocoso, y que puede adquirir las condiciones inestables por la elevación del agua subterránea y del tipo de relleno.

Por elevación del agua subterránea

En esta situación, el suelo altera sus condiciones estables que tiende a manifestarse en un asentamiento del suelo, la modificación se refleja por las cargas externas debido al emplazamiento de infraestructura habitacional (en general de una mala calidad), y por el deterioro de la infraestructura de saneamiento básico (agua y desagüe), además por la circulación de vehículos.

Por el tipo de relleno

Representa los depósitos antropogénicos y que tiende alcanzar mayor espacio. Las condiciones físicas inestables asociados a estos depósitos, resultan por la naturaleza y el acomodo de los materiales que pueden incrementarse por elementos naturales externos (sismos) y el emplazamiento de alguna infraestructura física.

- Salinización: Las sales contenidas en el agua subterránea se convierten en un elemento agresivo y tienden a alterar la estabilidad



de los cimientos de las infraestructuras físicas y consecuentemente favorecer el movimiento diferencial del suelo.

5.6.3. Peligros Geológico-climatológicos

En el presente estudio, comprenden los elementos naturales perjudiciales al medio físico que se generan por la acción extraordinaria de las condiciones climáticas como las precipitaciones pluviales y las aguas superficiales. Estos peligros están representados por: inundación fluvial, inundación por precipitaciones extraordinarias, erosión del suelo, erosión de ribera y los flujos de lodo y agua.

- Inundación fluvial: Este proceso implica la extensión de las aguas del río Chillón hacia sectores que corresponden a la llanura de inundación (terrazza aluvial) que se desarrolla en la parte baja de ambas márgenes del río.

Según las evidencias de campo y los datos hidrológicos, y los comentarios de los pobladores, el río Chillón presenta ocurrencia de grandes avenidas que puede alcanzar y cubrir la terraza aluvial, representando pérdidas de la producción agrícola y de terrenos.

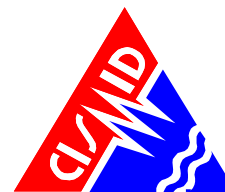
- Inundación por precipitaciones extraordinarias: Comprende la acumulación y el lento escurrimiento de aguas de precipitación pluvial extraordinaria en una superficie que mantiene una escasa inclinación como la planicie aluvial-coluvió aluvial.

Por el reconocimiento de campo, datos hidrológicos y la referencias de los pobladores, la ocurrencia de precipitaciones extraordinarias y la permanente ruptura del canal de regadío que rodea la ciudad, es que en estos sectores de la zona urbana y de expansión urbana la inundación ha alcanzado a las avenidas y viviendas en algunos casos con el deterioro de la infraestructura física.

- Inundación por mal drenaje: Comprende la acumulación de agua en un terreno de escasa pendiente y con un deficiente drenaje superficial y subterráneo.

Se han realizado trabajos de zanjas de filtración para controlar el problema de inundación por mal drenaje.

- Erosión del suelo: Consiste en el arranque y el arrastre de materiales del suelo que se producen por el escurrimiento de las aguas superficiales favorecidos por la inclinación de la superficie y que ha producido una incisión en el suelo.



En el área de estudio, el proceso se da en la ladera de pendiente mediana y abrupta como en los conos de deyección. La incisión del suelo por el escurrimiento de las aguas de riego, se debe a la ocurrencia de una arroyada concentrada que produce el debilitamiento y la pérdida del suelo e inclusive hasta de los productos agrícolas.

Asimismo, en la zona urbana donde existen forma de relieve ondulado con zonas bajas que representan antiguos canales de escurrimiento, se da un escurrimiento concentrado de las aguas produciendo un deterioro lento de la infraestructura física.

- Erosión de ribera: Consiste en la permanente acción lateral de las aguas superficiales sobre las zonas que limitan el talveg del río, con el consecuente debilitamiento de las paredes y la ampliación de la zona de escurrimiento de dichas aguas.

El río Chillón realiza su acción destructiva mediante la erosión de ribera reduciendo la superficie de áreas agrícolas, el río ha logrado un mayor avance al punto de comprometer a un centro poblado asentada en la llanura de inundación.

En la zona aguas abajo esta acción del río tiende alcanzar las laderas abruptas y establecer zonas propensas a desprendimientos.

- Flujos de lodo y roca: Se produce por la ruptura en la estabilidad de los materiales inconsolidados al incrementar su carga por la incorporación y almacenamiento de agua, y por la sobrecarga de los materiales supra yacientes, lo cual produce el desplazamiento de lodo y roca favorecido por la pendiente del terreno.

6. PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

6.1. Características Geomorfológicas

En el presente acápite se describe la zonificación morfológica de la región en estudio, la cual está basada en la zonificación propuesta por Tavera y Buforn (1998). La morfología regional se puede agrupar en las siguientes tres grandes zonas:

- Zona I: Costanera
- Zona II: La Cordillera Occidental, el Altiplano y la Cordillera Oriental.
- Zona III: Subandina



Esta clasificación simplifica las características de topografía, geología, geomorfología, clima y de mecánica de rocas predominantes en la región que tienen influencia en la respuesta sísmica del terreno de cimentación y en el comportamiento dinámico de las estructuras proyectadas. Debido a que la zona de estudio se ubica en la costa, a continuación se describe la Zona I que tiene influencia directa en el área de estudio.

La Zona I está conformada por la Franja Costera, consistente en una delgada franja de terreno limitada por el Oeste con el litoral y por el Este con el Batolito Costanero. Se extiende de Norte a Sur con un ancho de 40 km a 50 km y está formado en su mayoría por el basamento fuertemente plegado que está sujeto a deformaciones desde el Precámbrico.

En esta zona las laderas de los cerros son suaves y la mayor parte del suelo y subsuelo son sedimentos cuaternarios de limos, arenas y arcillas que cubren formaciones rocosas principalmente volcánicas, así como extensas terrazas formadas por gravas, gravas arenosas sueltas y saturadas. En este tipo de terreno y especialmente en los lechos de los ríos se puede presentar el fenómeno de licuación tanto en arenas como en gravas, (Martínez, A., 1996). La condición de aridez de la costa es favorable, sin embargo, en algunas zonas puede existir la influencia de la migración de arenas eólicas y en épocas de lluvias extraordinarias como las generadas por el Fenómeno del Niño en el año 1998, se pueden generar asentamientos con deformaciones superficiales importantes. El Proyecto materia del presente estudio se ubica en esta Franja Costera.

6.2. Neotectónica de las Principales Fuentes Sismogénicas

6.2.1. Emplazamiento Tectónico Regional

El Perú está comprendido entre una de las regiones de más alta actividad sísmica que hay en la Tierra, formando parte del Cinturón Circumpacífico. El marco tectónico regional a mayor escala está gobernado por la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. Los principales rasgos tectónicos de la región occidental de Sudamérica, como son la Cordillera de los Andes y la fosa oceánica Perú-Chile, están relacionados con la alta actividad sísmica y otros fenómenos telúricos de la región, como una consecuencia de la interacción de dos placas convergentes cuya resultante más notoria precisamente es el proceso orogénico contemporáneo constituido por los Andes.

La teoría que postula esta relación es la Tectónica de Placas o Tectónica Global (Isacks et al, 1968). La idea básica de la teoría de la Tectónica de Placas es que la envoltura más superficial de la tierra sólida, llamada Litósfera (100 Km), está dividida en varias placas rígidas que crecen a lo



largo de estrechas cadenas meso-oceánicas casi lineales; dichas placas son transportadas en otra envoltura menos rígida, la Astenósfera, y son comprimidas o destruidas en los límites compresionales de interacción, donde la corteza terrestre es comprimida en cadenas montañosas o donde existen fosas marinas (Berrocal et al, 1975).

El mecanismo básico que causa el movimiento de las placas no se conoce, pero se afirma que es debido a corrientes de convección o movimientos del manto plástico y caliente de la tierra y también a los efectos gravitacionales y de rotación de la tierra.

Los límites o bordes de las placas raramente coinciden con las márgenes continentales, pudiendo ser de tres tipos:

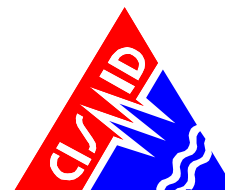
- Según cordilleras axiales, donde las placas divergen una de otra y en donde se genera un nuevo suelo oceánico.
- Según fallas de transformación a lo largo de las cuales las placas se deslizan una respecto a la otra.
- Según zonas de subducción, en donde las placas convergen y una de ellas se sumerge bajo el borde delantero de la suprayacente.

Se ha observado que la mayor parte de la actividad tectónica en el mundo se concentra a lo largo de los bordes de estas placas. El frotamiento mutuo de estas placas es lo que produce los terremotos, por lo que la localización de éstos delimitará los bordes de las mismas.

La margen continental occidental de Sudamérica, donde la Placa Oceánica de Nazca está siendo subducida por debajo de la Placa Continental Sudamericana, es uno de los mayores bordes de placa en la tierra.

La Placa Sudamericana crece de la cadena meso-oceánica del Atlántico, avanzando hacia el noroeste con una velocidad de 2 a 3 cm por año y se encuentra con la Placa de Nazca en su extremo occidental, constituido por la costa Sudamericana del Pacífico. Por otro lado, la Placa de Nazca crece de la cadena meso-oceánica del Pacífico Oriental y avanza hacia el Este con una velocidad de aproximadamente 5 a 10 cm por año, subyaciendo debajo de la Placa Sudamericana con una velocidad de convergencia de 7 a 12 cm por año (Berrocal et al, 1975).

Como resultado del encuentro de la Placa Sudamericana y la Placa de Nazca y la subducción de esta última, han sido formadas la Cadena Andina y la Fosa Perú-Chile en diferentes etapas evolutivas. El continuo interaccionar de estas dos placas da origen a la mayor proporción de actividad sísmica de la región occidental de nuestro continente. La Placa de Nazca se sumerge por debajo de la frontera Perú-Brasil y noroeste de



Argentina, lo cual es confirmado por la distribución espacial de los hipocentros, aún cuando existe cierta controversia debido a la ausencia de actividad sísmica entre los 300 y 500 Km de profundidad (Berrocal et al, 1975).

Algunos trabajos de sismotectónica en Sudamérica han señalado ciertas discontinuidades de carácter regional, que dividen el panorama tectónico de esta región en varias provincias tectónicas. Dichas provincias están separadas por discontinuidades laterales (Berrocal, 1974) o por "zonas de transición" sismotectónicas (Deza y Carbonell, 1978), todas ellas normales a la zona de subducción o formando un ángulo grande con ésta. Estas provincias tectónicas tienen características específicas que influyen en la actividad sísmica que ocurre en cada una de ellas.

6.2.2. Zonificación Tectónica

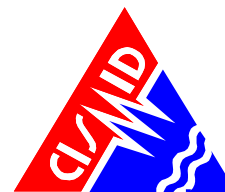
En el Perú la deformación cuaternaria de la corteza es generada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, cuyos efectos se concentran en el proceso de orogénesis de los Andes. Los Andes Peruanos se ubican en la zona central de la Cordillera de los Andes, que se extiende desde el Golfo de Guayaquil (4° S) hasta el Golfo de Penas en Chile ($46^{\circ}30'$ S). En los Andes Peruanos se pueden distinguir dos zonas en función a la geometría de la subducción, los cuales son conocidos como Sector Norte y Sector Central. Durante el Mesozoico temprano, el Sector Norte (4° S a 14° S), fue dominado por un tectonismo extensional y la subducción, subsecuentemente, la migración de la deformación hacia el Este elevó los Andes Peruanos como resultado de un proceso de subducción plano y poco profundo. El resultado del engrosamiento de la corteza dio origen a la Cordillera Blanca donde se presentan un número significativo de fallas normales activas, así como también a una importante actividad sísmica superficial que caracteriza a la Cordillera Oriental y a la zona Subandina, donde la deformación es dominada por fallas relacionadas a las estructuras de plegamientos. Un comportamiento atípico es la falta de actividad volcánica en este sector (Macharé et al, 2003).

El sector central de los Andes (14° - 27° S) está asociado al proceso de subducción que en esta zona presenta un ángulo de 30° al arco volcánico activo. Este sector es caracterizado por un cambio brusco en el ángulo de subducción con respecto al sector Norte, debido a la presencia de la Dorsal de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana, así como a una zona de transición suave hacia otro sector de subducción plana y poco profunda en la región sur de este sector, localizado al norte de Argentina (Macharé et al, 2003).



Dentro de los procesos orogénicos que se desarrollan en el continente debido a la colisión de la placa de Nazca con la placa Continental Sudamericana, se encuentran los siguientes (Pomachagua, O., 2000):

- La Fosa Marina: La fosa marina indica de Norte a Sur y paralelo al litoral costero, el límite de contacto entre la placa oceánica y la placa continental. Este límite tiene la forma de una fosa de gran extensión, la misma que alcanza profundidades de hasta 8000 m. Esta fosa está formada por sedimentos que han sido depositados sobre rocas pre-existentes.
- La Cordillera Andina: La Cordillera Andina se ha formado como producto del proceso de compresión entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana en diferentes procesos orogénicos. Esta cordillera está conformada en general por rocas ígneas plutónicas que afloraron a la superficie terrestre por procesos tectónicos. La Cordillera Andina se distribuye en el Perú de Norte a Sur, alcanzando un ancho de 50 Km aproximadamente en las regiones Norte y Centro, y hasta de 300 Km en la región Sur. Así mismo, la Cordillera Andina se orienta en promedio en dirección NW-SE, aunque a la altura de la latitud 13° S ésta se orienta en dirección E-W, a lo largo de la deflexión de Abancay.
- Los Sistemas de Fallas: Los diferentes sistemas de fallas que se distribuyen en la zona continental se han formado como un efecto secundario de la colisión de la placa oceánica con la placa continental. Este proceso generó la presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre. Los sistemas de fallas mayormente se localizan en el altiplano y en la región subandina de Norte a Sur, así como también en los pies de las cordilleras o nevados y entre los límites de la Cordillera Occidental y la zona costera.
- La Cadena Volcánica: La formación de la cadena volcánica se debe a la colisión entre los márgenes de las placas de Nazca y Sudamericana. En el Perú la cadena volcánica se localiza en la región Sur de la Cordillera Occidental, con conos volcánicos activos como los de Ampato, Coropuna, Paucarani, Misti, Ubinas, Sarasara, etc. En la región Norte y Centro de Perú hay un ausentismo de volcanes debido a que el proceso de subducción en estas regiones tiende a ser casi horizontal.
- Dorsal de Nazca: Esta cadena montañosa o cordillera se localiza en el Océano Pacífico entre las latitudes 15° S y 19° S. La estructura de la Dorsal de Nazca es producto de un proceso de distensión de la



corteza oceánica y se estima que su formación tiene una edad de 5 a 10 millones de años. Esta dorsal tiene una influencia decisiva en la constitución tectónica de la parte occidental del continente, donde se nota un marcado cambio en la continuidad de otros rasgos tectónicos. En la parte oceánica, la Dorsal de Nazca divide la Fosa Oceánica en la Fosa de Lima y la Fosa de Arica.

6.2.3. Sistemas de Fallas en la Región Central del Perú

Los sistemas de fallas, cuyo origen se debe a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales, son la principal fuente de actividad sísmica superficial en el territorio peruano. En la región centro-sur del Perú, que es materia de este estudio, se puede reconocer el siguiente sistema de falla, ya sea por su manifestación en la superficie o por la distribución de sismos sobre su plano de falla (Pomachagua, O., 2000; Bernal, I., 2000)

- Falla San Lorenzo: Según el estudio Sebrier et al (1982), existe una falla a pocos kilómetros frente a la ciudad de Lima conocida como falla San Lorenzo, que pertenece al Cuaternario y ha sido deducida de la diferencia de comportamientos verticales entre el continente y la isla San Lorenzo, que ha levantado el bloque Oeste. Es decir, la costa del Perú central ha estado sometida a un régimen de hundimiento durante todo el Cuaternario. De la comparación de las alturas a que se hallan los niveles holocenos, tal falla habría actuado como máximo en el Pleistoceno Superior y por lo tanto no tiene las características de una falla activa pese a ser reciente. El perfil batimétrico entre el Cercado de Lima y San Lorenzo muestra una depresión denominada El Boquerón. Es posible que este rasgo señale la traza de la mencionada falla, cuya longitud se podría estimar en 30 km.

El Mapa B.3-5 del Anexo B.3 muestra las características neotectónicas de la región en estudio. Cabe mencionar que la delimitación de estas estructuras geológicas es de carácter regional, por lo que muchas de las fallas representadas en estos mapas corresponden a los alineamientos principales de los sistemas de fallas identificadas e inferidas en los estudios de neotectónica disponibles.

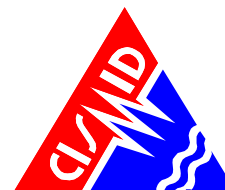
6.3. Sismotectónica Regional

Para visualizar la actividad sísmica de la región en estudio y su correlación con la tectónica regional, se han elaborado los Mapas B.3-3 de Densidad Sísmica, B.3-4 de Sismotectónica Regional y B.3-5 de Neotectónica Regional (ver Anexo B.3). En ellos se muestran los rasgos neotectónicos indicados por Sebrier et al (1982) para el Perú, así como los hipocentros del Catálogo Sísmico del Instituto



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



Geofísico del Perú (IGP) revisado y depurado para el periodo 1901-2001, complementado con el catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC) y del Instituto Geofísico del Perú (IGP) para el periodo 2001-2009, con representación de la localización, magnitud y profundidad focal de los sismos.

El importante índice de actividad sísmica observado en la zona costera y la existencia de la fosa Perú-Chile, indican claramente la presencia de una zona de subducción, donde la Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana generando sismos de elevadas magnitudes con relativa frecuencia. Estudios de la sismicidad de la región sur del Perú (Deza, 1969) indican la existencia de una “zona de transición” situada entre los 13° S y 15° S, en la cual la Placa de Nazca soportaría una contorsión sobre un ancho de 200 Km aproximadamente; la misma que coincide con la Deflexión de Abancay. Esta contorsión explicaría la diferencia entre la distribución hipocentral de los sismos de subducción en las regiones central y sur del Perú.

Todos los sismos en la porción oceánica corresponden a la zona de subducción, mientras que en la porción continental se incluyen los sismos de la zona de Benioff, con profundidades focales mayores de 70 Km y los sismos continentales que son superficiales.

En el Mapa B.3-3 se aprecia que en la porción oceánica existe una alta densidad sísmica superficial (sismos con profundidad focal menores a 70 Km.) concentrados casi exclusivamente entre la fosa marina y la línea de la costa. En la porción continental se aprecia una alta densidad sísmica superficial debido a la actividad sísmica con mecanismos focales del tipo cortical y una alta actividad sísmica profunda, que corresponden a sismos de subducción del tipo intraplaca, debido a que en esta zona los sismos presentan focos a profundidades mayores a 70 km. Todos los sismos en la porción oceánica corresponden a la zona de subducción, mientras que en la porción continental se incluyen los sismos de la zona de Benioff, con profundidades focales mayores de 70 Km., y los sismos continentales que son superficiales.

Según el Mapa B.3-5, en el cual se han compilado la información de las Fallas Cuaternarias y Plegamientos del Perú, desarrollado por Macharé et al, (2003) en el marco del Proyecto Internacional de la Litósfera para el estudio de las Principales Fallas Activas en el Mundo, en la zona del proyecto existen lineamientos importantes de sistemas de fallas geológicas. Sin embargo, muchas de estas fallas aún no han sido lo suficientemente estudiadas, no existiendo evidencias de que hayan sido fuentes de actividad sísmica reciente. De las fallas más cercanas a la región de estudio, se ha identificado el sistema de falla San Lorenzo, que es la más cercana a la zona de estudio.



El Mapa B.3-6 muestra un perfil transversal perpendicular a la costa que pasa por entre los puntos evaluados en el presente estudio. En este perfil claramente se observa la zona de contacto de estas placas tectónicas, así como una importante actividad sísmica superficial en la zona de subducción. Se aprecia que en la zona del proyecto existe una alta concentración de movimientos sísmicos superficiales, así mismo los sismos generados en la zona de subducción de interfase se encuentran a distancias mayores a 43 km del área de estudio, y los sismos generados en la zona de subducción de intraplaca se encuentran a una distancia mínima de 110 km. El buzamiento de la placa de Nazca en el corte realizado, que es perpendicular a la costa peruana y que pasa por la zona de estudio, forma un ángulo inicial de 30° entre la fosa y la línea de costa hasta profundidades de 150 km, luego del cual ocurre una nivelación de la pendiente de la zona de contacto de las placas y subduce horizontalmente.

6.3.1. Sísmicidad del Área de Influencia

Para la identificación de las fuentes sismogénicas y la caracterización de su actividad, la evaluación del peligro sísmico, además de los estudios geológicos y tectónicos, requiere de una información detallada de la sísmicidad del área de influencia. Esta información, que es obtenida de catálogos de sismos históricos e instrumentales, permite delimitar en forma más precisa la ubicación de las fuentes sismogénicas y la estimación de la frecuencia de ocurrencia de sismos en los últimos cientos de años.

6.3.2. Historia Sísmica de la Región en Estudio

Silgado (1969, 1973, 1978 y 1992), hace una recopilación de datos sobre los principales eventos sísmicos ocurridos en el Perú desde el año 1513. Este trabajo constituye una fuente de información básica para el conocimiento de las intensidades sísmicas de los sismos históricos. Según esta información, los mayores terremotos registrados en la costa central del Perú son los de 1586, 1687 y el de 1746, este último destruyó completamente la ciudad de Lima y generó un maremoto con olas de 15 a 20 m de altitud. Así mismo, se reporta que durante el período de 1513 a 1959, Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 terremotos (Silgado, 1978).

Alva Hurtado et al (1984), basándose en esta fuente han elaborado un mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú. La confección de dicho mapa se ha basado en treinta isosistas de sismos peruanos y datos de intensidades puntuales de sismos históricos y sismos recientes. Las intensidades máximas registradas en la zona costa central, donde se localiza el área de estudio, alcanzan valores de hasta IX en la escala MMI.

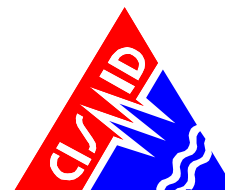


En el Anexo B.1 se presenta una descripción resumida de los sismos que han ocurrido en el área de influencia. Este anexo está basado fundamentalmente en el trabajo de Silgado y en el Proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina), patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS). Así mismo, se incluye la descripción de los sismos recientes ocurridos en la región en estudio y que se consideran significativos para los fines de este estudio.

Del análisis de la información existente se deduce que en la zona andina, para el área de influencia del proyecto, existe poca información histórica. La mayor cantidad de información está referida a sismos ocurridos principalmente a lo largo de la costa centro y sur, debido probablemente a que en esta región se establecieron las ciudades más importantes después del siglo XVI. Se debe indicar que dicha actividad sísmica, tal como se reporta, no es totalmente representativa, ya que pueden haber ocurrido sismos importantes en regiones remotas, que no fueron reportados.

Los sismos más importantes que afectaron la región y cuya historia se conoce son:

- El sismo del 9 de Julio de 1586, con intensidades de IX MMI en Lima y VI MMI en Ica.
- El sismo del 13 de Noviembre de 1655, con intensidades de IX MMI en el Callao y VIII MMI en Lima.
- El sismo del 12 de Mayo de 1664, con intensidades de X MMI en Ica, VIII MMI en Pisco y IV MMI en Lima.
- El sismo del 20 de Octubre de 1687, con intensidades de IX MMI en Cañete, VIII MMI en Ica y VII MMI en Lima.
- El sismo del 10 de Febrero de 1716, con intensidades de IX MMI en Pisco y V MMI en Lima.
- Sismo del 28 de Octubre de 1746 a las 22:30 horas: Destrucción de casi la totalidad de casas y edificios en Lima y Callao. Intensidad de X (MMI) en Chancay y Huaral, IX -X (MMI) en Lima, Barranca y Pativilca.
- El sismo del 30 de Marzo de 1828, con intensidad de VII MMI en Lima.
- El sismo del 04 de Marzo de 1904, con intensidad de VII - VIII MMI en Lima.
- Sismo del 24 de Mayo de 1940 a las 11:35 horas: Intensidad de VIII (MMI) en Lima, VI (MMI) en el Callejón de Huaylas, V (MMI) en Trujillo.
- El sismo del 17 de Octubre de 1966, con intensidad VII MMI en Lima.
- El sismo del 03 de Octubre de 1974, con intensidad de VIII MMI en Lima y VII MMI en Cañete.
- El sismo del 18 de Abril de 1993, con intensidad de VI MMI en Lima y



V MMI en Cañete y Chimbote.

- El 15 de Agosto del 2007 ocurrió un sismo con origen en la zona de convergencia de las placas, el cual fue denominado como “el sismo de Pisco” debido a que su epicentro fue ubicado a 60 km al Oeste de la ciudad de Pisco. Este sismo tuvo una magnitud de momento sísmico $M_w=7.9$ de acuerdo al Instituto Geofísico del Perú y de 8.0 según el National Earthquake Center (NEIC). El sismo produjo daños importantes en un gran número de viviendas de la ciudad de Pisco (aproximadamente el 80%) y menor en las localidades aledañas, llegándose a evaluar una intensidad del orden de VII en la escala de Mercalli Modificada (MM) en las localidades de Pisco, Chincha y Cañete, V y VI en la ciudad de Lima. VI en las localidades de Yauyos (Lima), Huaytará (Huancavelica), IV en las ciudades de Huaraz y localidades de Canta, Puquio, Chala. Este sismo produjo un tsunami que se originó frente a las localidades ubicadas al sur de la península de Paracas, y una licuación generalizada en un área de más de 3 Km de longitud por 1.0 Km de ancho en las zonas de Canchamaná y Tambo de Mora en Chincha.

En el Anexo B.2 se presentan los Mapas de Isosistas disponibles, los cuales corresponden a los siguientes sismos ocurridos en el área en estudio: 9 de Julio de 1586, 20 de Octubre de 1687, 28 de Octubre de 1746, 06 de Enero 1725, 28 de Octubre de 1746, 24 de Mayo de 1940, 28 de Mayo de 1948, 17 de Octubre de 1966, 31 de Mayo de 1970, 3 de Octubre de 1974, 18 de Abril de 1993 y 15 de Agosto del 2007.

Se concluye que, de acuerdo a la historia sísmica del área de estudio, en los últimos 400 años han ocurrido sismos con intensidades de hasta IX.

6.3.3. Sismicidad Instrumental en el Área de Influencia

La calidad de la información sísmica instrumental en el Perú mejora ostensiblemente a partir del año 1963 con la instalación de la red sismográfica mundial. En consecuencia, la información consignada en los catálogos sísmicos se agrupa en los siguientes tres períodos de obtención de datos sismológicos:

- Antes de 1900: datos históricos descriptivos de sismos destructores.
- 1900 – 1963: datos instrumentales aproximados.
- 1963 – Actualidad: datos instrumentales precisos.

La información sismológica utilizada en el presente estudio ha sido obtenida del Catálogo Sísmico revisado y actualizado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), el cual es una versión revisada del Catálogo Sísmico del Proyecto SISRA - 1982 (Sismicidad de la Región Andina) para el periodo



1471 – 1982, y elaborado por el propio IGP para el periodo 1982 – 2001. Esta información ha sido complementada hasta setiembre del 2009 utilizando la información del Catálogo Sísmico del National Earthquake Information Center (NEIC) y del Instituto Geofísico del Perú (IGP) para lo cual se ha uniformizado las magnitudes utilizadas.

El Mapa B.3-4 presenta la distribución de epicentros en el área de influencia del Proyecto. Este mapa presenta la ubicación de los sismos ocurridos entre los años 1901 y 2009, con magnitudes M_w mayores o iguales que 3.0. En este Mapa se ubican los sismos con diferentes profundidades focales, tales como sismos superficiales (0-70 km) y sismos intermedios (71-300 km). En el Mapa B.3-6 se presenta un perfil transversal perpendicular a la costa, donde se observa que la sismicidad con foco superficial se localiza principalmente en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa, donde se producen sismos de magnitud moderada con relativa frecuencia. Otro grupo importante de sismos con foco superficial son los producidos por la subsidencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Andina, estando la mayor parte de estos sismos localizados en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre 3° S y 13° S). En la zona altoandina se han registrado sismos superficiales e intermedios en menor cantidad y más dispersos. Estos sismos presentan magnitudes moderadas y son menos frecuentes, y estarían relacionados a posibles fallas existentes.

Los sismos con foco a profundidad intermedia (70 km - 300 km) se distribuyen de manera irregular por debajo del continente, formando un plano con un ángulo de buzamiento promedio de 30° en la región sur, donde se aprecia la subducción de la placa de Nazca, ya que hacia el continente la profundidad focal de los sismos aumenta.

La actividad sísmica con foco profundo (300 km - 700 km) se localiza en la región centro y sur de la Llanura Amazónica; siendo esta sismicidad mayor en la región central (borde Perú-Brasil) y menos numerosa y más dispersa en la región sur (borde Perú-Bolivia).

6.4. Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico

6.4.1. Fundamentos

Como se ha indicado anteriormente, el análisis de peligro sísmico probabilístico consiste en la evaluación de la probabilidad que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico de una intensidad igual o mayor que un cierto valor fijado. En general, se hace extensivo el término intensidad a cualquier otra característica de un sismo, tal como su magnitud, la aceleración máxima, el valor espectral de la velocidad, el valor espectral



del desplazamiento del suelo, el valor medio de la intensidad Mercalli Modificada u otro parámetro de interés para el diseño ingenieril.

La predicción de eventos futuros puede ser realizada por medio de modelos estadísticos, en base a datos pasados. Actualmente el modelo más usado es el de Poisson, aunque algunos investigadores vienen utilizando el modelo de Markov. El modelo de Markov difiere del modelo de Poisson en que las ocurrencias de eventos nuevos dependen de eventos anteriores, mientras que en el modelo de Poisson, estas ocurrencias son independientes de los eventos pasados.

Los resultados obtenidos por medio de estos modelos revelan algunas diferencias. El modelo de Markov, mejor ajustado a la teoría del rebote elástico, tiene ciertas desventajas debido a la dificultad en establecer las condiciones iniciales, requiriendo un tratamiento más numérico. El modelo de Poisson, por otro lado, no siempre está de acuerdo con los datos experimentales para magnitudes sísmicas pequeñas, porque ignora la tendencia de los sismos a agruparse en espacio y tiempo. Sin embargo, el modelo de Poisson ha dado resultados adecuados en muchas situaciones.

El modelo de Poisson asume que los eventos sísmicos son espacial y temporalmente independientes y que la probabilidad de que dos eventos sísmicos ocurran en el mismo sitio y en el mismo instante es cero. Estas suposiciones, por lo general, no se ajustan a la ocurrencia de eventos de baja magnitud, sin embargo representan adecuadamente la ocurrencia de los movimientos grandes, que son los de mayor interés para fines ingenieriles. Por esta razón, el modelo de Poisson es ampliamente utilizado para evaluar el peligro sísmico probabilísticamente.

En su forma más general, la Ley de Poisson es expresada de la siguiente manera:

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

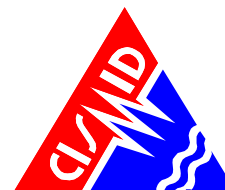
Donde:

$P_n(t)$:es la probabilidad de que hayan eventos en un período de tiempo t ;

n :es el número de eventos; y

λ :es la razón de ocurrencia por unidad de tiempo.

La ocurrencia de un evento sísmico es de carácter aleatorio y la Teoría de las Probabilidades es aplicable en el análisis de la posibilidad de su ocurrencia. Aplicando esta teoría se puede demostrar que si la ocurrencia de un evento A depende de la ocurrencia de otros eventos: E1, E2,...En, mutuamente



excluyentes y colectivamente exhaustivos; entonces, de acuerdo al teorema de la probabilidad total, la probabilidad de ocurrencia de A está dada por la siguiente expresión:

$$P(A) = \sum_i^n P(A/E_i) \cdot P(E_i)$$

Donde $P(A/E_i)$ es la probabilidad condicional que A ocurra, dado que E_i ocurra.

La intensidad generalizada (I) de un sismo en el lugar fijado puede considerarse dependiente del tamaño del sismo (la magnitud o intensidad epicentral) y de la distancia al lugar de interés. Si el tamaño del sismo (S) y su localización (R) son considerados como variables aleatorias continuas y definidas por sus funciones de densidad de probabilidad, $f_S(s)$ y $f_R(r)$ respectivamente, entonces el peligro sísmico definido por la probabilidad que la intensidad I sea igual o mayor que una intensidad dada, será: $P(I \geq i)$ y está dada por:

$$P(I \geq i) = \iint P[I(s, r)] f_S(s) f_R(r) ds dr$$

Esta es la expresión que resume la teoría desarrollada por Cornell en 1968, para analizar el peligro sísmico. La evaluación de esta integral es efectuada por el programa de cómputo CRISIS 2007 desarrollado por Ordaz et al (1999) en el cálculo del peligro sísmico.

6.4.2. Evaluación y Caracterización de las Fuentes Sismogénicas

La determinación de las fuentes sismogénicas se ha basado en el mapa de distribución de epicentros, así como en las características tectónicas del área de influencia. Como se ha mencionado anteriormente, la actividad sísmica en el Perú es el resultado de la interacción de las Placas de Nazca y Sudamericana, así como del proceso de reajustes tectónicos del aparato andino. Esto permite agrupar a las fuentes en continentales y de subducción. Las fuentes de subducción modelan la interacción de las Placas Sudamericana y de Nazca. Las fuentes continentales o corticales están relacionadas con la actividad sísmica superficial andina. La determinación de estas fuentes se basa en conceptos regionales de sismotectónica, pues el aporte de fuentes sismogénicas locales es un problema que continúa abierto, ya que no existen metodologías exactas para darle solución. Un factor principal que imposibilita la evaluación de la contribución de las fuentes locales, es que si bien es cierto que la traza y la geometría de las fuentes pueden ser conocidas, la falta de información de su actividad reciente no admite estudios de recurrencia y en consecuencia, tal actividad no puede incluirse en un modelo probabilístico. Otro factor preponderante es que las ecuaciones de atenuación conocidas son inaplicables para representar la atenuación de las aceleraciones en el campo realmente cercano, correspondiente a la distancia entre la fuente puramente local y el sitio de



interés. En consecuencia, el peligro que implican las fuentes locales deberá ser analizado en un estudio de detalle, que evalúe la posibilidad de ruptura superficial de alguna falla que podría afectar al proyecto.

La mayor parte de los sismos ocurridos en el área considerada es producto de la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. La placa de Nazca penetra debajo de la Sudamericana a ángulos variables y se profundiza a medida que avanza hacia el continente. En el Perú la distribución de los sismos en función a la profundidad de sus focos, ha permitido configurar la geometría del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. Una característica importante de esta geometría es que cambia su forma al pasar de una subducción de tipo horizontal (región norte y centro) a una de tipo normal (región sur) a la altura de la latitud 14°S. Este cambio en el modo de la subducción es debido a que la placa oceánica soporta una contorsión (Deza, 1972; Grange et al, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1993; Tavera y Buform, 1998).

Tabla 6.4.2.1 Coordenadas geográficas de las Fuentes de Subducción

FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (W)	Latitud (S)	Profundidad (km)
Fuente F3	Interfase	-81.050	-8.931	30.0
		-77.028	-14.811	60.0
		-75.998	-13.999	30.0
		-79.156	-7.834	75.0
Fuente F4	Interfase	-77.028	-14.811	30.0
		-75.684	-16.501	30.0
		-74.063	-17.768	30.0
		-72.914	-16.397	75.0
Fuente F5	Interfase	-75.998	-13.999	75.0
		-74.063	-17.768	30.0
		-72.914	-16.397	60.0
		-71.427	-17.553	60.0
		-69.641	-18.721	70.0
		-69.627	-22.000	70.0
Fuente F8	Intraplaca superficial	-71.586	-22.000	30.0
		-71.617	-19.680	30.0
		-79.156	-7.834	80.0
		-75.998	-13.999	90.0
Fuente F9	Intraplaca superficial	-74.996	-13.218	115.0
		-78.427	-7.363	100.0
		-72.160	-15.453	130.0



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

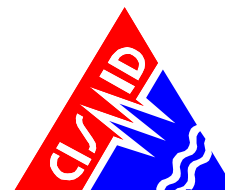
**CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES**



FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (W)	Latitud (S)	Profundidad (km)
		-74.996	-13.218	110.0
Fuente F10	Intraplaca superficial	-72.914	-16.397	95.0
		-70.892	-13.863	245.0
		-69.055	-15.365	275.0
		-68.013	-19.959	200.0
		-67.868	-22.000	165.0
		-69.627	-22.000	100.0
		-69.641	-18.721	100.0
Fuente F12	Intraplaca intermedia	-71.427	-17.553	110.0
		-78.427	-7.366	100.0
		-74.996	-13.218	115.0
Fuente F13	Intraplaca intermedia	-73.973	-12.421	135.0
		-77.177	-6.557	140.0
		-74.996	-13.218	110.0
		-72.160	-15.453	130.0
Fuente F14	Intraplaca intermedia	-70.892	-13.863	130.0
		-73.577	-12.112	110.0
		-77.177	-6.557	145.0
		-75.600	-5.539	145.0
		-74.400	-6.567	155.0
		-73.589	-8.086	195.0
		-73.914	-9.347	170.0
		-72.963	-11.633	145.0
		-73.973	-12.421	140.0

Tabla 6.4.2.2. Coordenadas geográficas de las Fuentes Continentales

FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (W)	Latitud (S)	Profundidad (km)
Fuente F15	Cortical	-79.156	-7.834	25.0
		-78.084	-7.213	40.0
		-76.340	-10.670	40.0
		-74.760	-13.130	40.0
		-75.998	-13.999	25.0
Fuente F16	Cortical	-75.998	-13.999	25.0
		-74.760	-13.130	50.0
		-70.176	-15.201	50.0
		-70.434	-15.947	50.0
		-69.134	-17.789	50.0
		-69.641	-18.721	25.0
		-71.427	-17.553	25.0



FUENTE	MECANISMO FOCAL	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		
		Longitud (W)	Latitud (S)	Profundidad (km)
Fuente F17	Cortical	-78.100	0.748	25.0
		-76.872	0.373	40.0
		-77.410	-0.867	60.0
		-76.826	-4.705	60.0
		-79.100	-5.200	25.0
		-79.085	-0.370	25.0
Fuente F18	Cortical	-79.100	-5.200	35.0
		-75.100	-4.330	35.0
		-74.422	-7.976	50.0
		-77.143	-9.079	50.0
Fuente F19	Cortical	-77.143	-9.079	35.0
		-74.422	-7.976	35.0
		-74.170	-9.330	35.0
		-72.480	-11.400	40.0
		-74.760	-13.130	40.0
		-76.340	-10.670	35.0
Fuente F20	Cortical	-74.760	-13.130	40.0
		-72.480	-11.400	40.0
		-69.400	-12.966	40.0
		-70.176	-15.201	40.0

En el presente estudio se han utilizado siete fuentes sismogénicas de subducción, en las cuales se han diferenciado los mecanismos de interfase (F3, F4 y F5) y de intraplaca superficial (F8, F9 y F10) e intermedias (F12, F13 y F14). Así mismo se han utilizado seis fuentes sísmicas continentales (F15, F16, F17, F18, F19 y F20).

Las fuentes sismogénicas de subducción y continentales se presentan en los Mapas B.3-1 y B.3-2, respectivamente. Sus coordenadas geográficas se indican en las Tablas 6.4.2.1 y 6.4.2.2.

6.4.3. Estimación de Parámetros de Sismicidad Local

Para este análisis se ha utilizado el catálogo sísmico para el Perú, que fue compilado utilizando los catálogos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y del National Earthquake Information Center (NEIC) para el periodo de 1963-2009 y magnitudes $M_w \geq 3.0$. El catálogo sísmico fue analizado gráfica y estadísticamente considerando el tiempo, la profundidad y la magnitud de los eventos sísmicos registrados en el área de estudio.

Debido a la gran importancia de tener un parámetro uniforme y homogéneo para comparar el tamaño de los sismos en la evaluación del peligro sísmico, el catálogo compilado fue examinado minuciosamente,



homogenizando las magnitudes a Magnitud Momento (MW) y eliminando los eventos registrados con magnitud cero o sin magnitud.

Para convertir magnitudes de diferentes escalas a MW, las siguientes relaciones fueron utilizadas:

- Para eventos con magnitudes m_b (ondas de cuerpo) reportadas, M_S es calculado usando las expresiones dadas por el GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program):

$$M_S = 1.644 m_b - 3.753 \quad m_b < 5.9$$

$$M_S = 2.763 m_b - 10.301 \quad m_b \geq 5.9$$

- Para eventos con magnitudes M_S (ondas superficiales) reportadas u obtenidas, M_W es calculado usando las expresiones dadas por el ISC (International Seismological Center; Scordilis, 2006):

$$M_W = 0.67 (\pm 0.005) M_S + 2.07 (\pm 0.03) \quad 3.0 \leq M_S \leq 6.1$$

$$M_W = 0.99 (\pm 0.02) M_S + 0.08 (\pm 0.13) \quad 6.2 \leq M_S \leq 8.2$$

Definidas las fuentes sismogénicas, se dividió el catalogo sísmico en función al número de fuentes sismogénicas, determinándose de esta manera los eventos delimitados en cada fuente. Dado que el proceso de Poisson postula la utilización de datos mutuamente independientes, se procedió a eliminar los eventos sísmicos catalogados como réplicas. Para ello se empleó la metodología propuesta en el proyecto piloto “Global Seismic Hazard Assessment Project” (GSHAP), basado en la relación de Maeda (1996).

En la Tabla 6.4.3.1 se presentan los parámetros de sismicidad local de las fuentes sismogénicas utilizadas, determinados mediante la estadística de mínimos cuadrados desarrollada.

Tabla 6.4.3.1. Parámetros de sismicidad local utilizados

FUENTE	Mw			
	Mmin	Mmax	BETA	TASA
F3	4.8	8.4	1.273	6.980
F4	4.8	8.4	1.616	5.340
F5	4.8	8.1	2.012	6.590
F8	4.5	7.1	1.837	3.060
F9	4.8	8.3	1.732	2.550
F10	4.9	8.3	2.022	1.121



FUENTE	Mw			
	Mmin	Mmax	BETA	TASA
F12	4.6	7.1	1.911	1.680
F13	4.6	7.5	2.079	2.150
F14	4.8	8.3	1.810	4.650
F 15	4.4	6.3	2.385	0.782
F 16	4.8	6.9	2.977	1.890
F 17	4.6	7.5	1.842	1.970
F 18	4.6	7.4	1.881	2.220
F 19	4.8	7.2	2.450	2.589
F 20	4.3	6.9	2.010	1.409

6.4.4. Atenuación de las Ondas Sísmicas

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber que intensidad se presentará en el lugar de interés, si en la *i*-ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada.

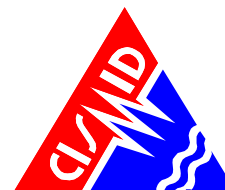
Las leyes de atenuación pueden adoptar muy diversas formas, para estimar el peligro sísmico se ha utilizado los modelos de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Young et al (1997) y CISMID, que diferencian los mecanismos focales para sismos de subducción de interfase e intraplaca en la estimación de la máxima aceleración del suelo.

Así mismo, se ha utilizado el modelo de atenuación sísmica propuesto por Sadigh et al (1997) para sismos continentales.

Youngs et al (1997)

Youngs et al. (1997), desarrollaron leyes de atenuación para zonas de subducción de sismos de Interfase e intraplaca, usando datos de sismos registrados en Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú (14 registros) y las islas Salomón, para distancias entre 10 y 500 km, teniendo en cuenta las características del sitio.

Youngs et al. (1997), definieron las características del sitio en tres grupos: roca, suelo duro poco profundo y suelo profundo, consideraron eventos en roca a todos aquellos con velocidad de ondas de corte cercanos a los 750 m/s, eventos en suelo profundo aquellos con distancias a la roca mayores a 20 m y con velocidades de corte entre 180 y 360 m/s, y eventos en suelo poco profundo aquellos donde la profundidad del suelo es menor a 20 m.



Youngs et al. (1997) utilizó la magnitud de momento sísmico M_w (Hanks y Kanamori, 1979) para la medida del evento. La localización epicentral, profundidad, magnitud y mecanismo focal fueron obtenidos de publicaciones especiales o del Harvard Centroid Moment tensor solutions.

Las relaciones de atenuación propuestas por Youngs et al. (1997) corresponden a un amortiguamiento de 5%. En este estudio se ha utilizado las relaciones de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Youngs et al. (1997) para roca y suelo.

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

$$\ln(Sa) = 0.2418 + 1.414M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.7818 * e^{0.554M}) + 0.00607H + 0.3846Zt$$

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

Donde:

Sa = Aceleración espectral expresada en g.

M = Magnitud de momento sísmico M_w .

r_{rup} = Distancia más cercana al área de ruptura en km.

H = Profundidad focal en km.

Zt = 0 para sismos de interfase, 1 para sismos de intraplaca.

La Tabla 6.4.4.1 presenta los coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral en roca propuesta por Youngs et al. (1997)

Tabla 6.4.4.1 Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca propuesta por Youngs et al. (1997).

Periodo (s)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5
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



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



La relación de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Youngs en suelo es:

$$\ln(Sa) = -0.6687 + 1.438M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(R + 1.097 * e^{0.617M}) + 0.00648H + 0.3643Zt$$

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

Donde:

Sa = Aceleración espectral expresada en g.

M = Magnitud de momento sísmico M_w .

R = Distancia hipocentral o distancia más cercana al área de ruptura en km.

H = Profundidad focal en km.

Zt = 0 para sismos de interfase, 1 para sismos de intraplaca.

Para valores de magnitud mayores a 8 tomar el valor de 8 para el cálculo de la desviación estándar.

La Tabla 6.4.4.2 presenta los coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral en suelo propuesta por Youngs et al. (1997).

CISMID (2006)

La ley de atenuación para ordenadas espectrales denominada ley de atenuación CISMID, fue determinado por Chávez, J. (2006), con la finalidad de obtener el título de Ingeniero Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI-FIC, Lima - Perú).

Tabla 6.4.4.2. Coeficientes de atenuación de aceleración espectral en suelo según Youngs et al. (1997).

Periodo (s)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5
0.000	0.000	0.0000	-2.329	1.45	-0.1
0.075	2.400	-0.0019	-2.697	1.45	-0.1
0.100	2.516	-0.0019	-2.697	1.45	-0.1
0.200	1.549	-0.0019	-2.464	1.45	-0.1
0.300	0.793	-0.0020	-2.327	1.45	-0.1
0.400	0.144	-0.0020	-2.230	1.45	-0.1
0.500	-0.438	-0.0035	-2.140	1.45	-0.1
0.750	-1.704	-0.0048	-1.952	1.45	-0.1
1.000	-2.870	-0.0066	-1.785	1.45	-0.1
1.500	-5.101	-0.0114	-1.470	1.50	-0.1
2.000	-6.433	-0.0164	-1.290	1.55	-0.1
3.000	-6.672	-0.0221	-1.347	1.65	-0.1
4.000	-7.618	-0.0235	-1.272	1.65	-0.1



En base a los trabajos realizados por Hanks y McGuire (1981), Joyner y Boore (1984, 1988), Ordaz (1992), se plantean procedimientos que permiten obtener leyes de atenuación para aceleraciones espectrales, considerando fuentes asociadas a mecanismos de subducción en el Perú, tales como sismos de interfase e intraplaca, que correlacionan la magnitud y la distancia de los eventos sísmicos con la respuesta de las estructuras para diferentes periodos de vibración.

Este procedimiento tiene como base modelos sismológicos del espectro radiado (modelo sismológico omega cuadrado ω^2) y teoría de vibraciones aleatorias, que permite calcular de manera a priori, valores esperados de coeficientes de acuerdo al funcional propuesto por Joyner y Boore (1988), sin que intervengan datos de registros de movimientos del suelo.

Las leyes de atenuación para aceleraciones espectrales en el Perú, fue calculada utilizando técnicas de regresión lineal bayesiana, obteniéndose de esta manera valores esperados posteriores de coeficientes de acuerdo al funcional propuesto Joyner y Boore (1988), considerando en esta regresión datos de ambas componentes horizontales y de la media geométrica de registros de movimientos fuertes del suelo obtenidos de la Red Acelerográfica del CISMID, dada que es la única de libre acceso. Este trabajo se repitió para diferentes magnitudes, distancias y periodos de vibración estructural considerando un sistema de un grado de libertad.

Las relaciones de atenuación para aceleraciones espectrales obtenidas en esta investigación, fueron comparadas con las leyes de atenuación propuestas por Youngs et al. (1997). Determinándose que los resultados obtenidos con la ley de atenuación CISMID, son estadísticamente aceptables, con valores de desviación estándar σ promedio de 0.70 para sismos de interfase y de 0.65 para sismos de intraplaca.

Los registros de movimientos fuertes, mediante los cuales se han estimado los coeficientes de atenuación en función a cada periodo de vibración de un sistema de un grado de libertad, han sido obtenidas de estaciones acelerográficas ubicadas en suelos con características similares. En la Tabla 6.4.4.3 se presenta la ubicación de las estaciones acelerográficas y el tipo de material sobre el cual se encuentran ubicadas:

Tabla 6.4.4.3. Ubicaciones de los acelerógrafos que componen la Red Acelerográfica del CISMID

Estación (Código)	Ubicación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Condiciones locales del suelo
Jorge Alva Hurtado (CSM)	Universidad Nacional de Ingeniería	12.01327	77.05021	Grava gruesa densa a muy densa, poco



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

**CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES**



Estación (Código)	Ubicación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Condiciones locales del suelo
	(CISMID-UNI)			profunda
UNSA (AQP1)	Campus de la Universidad Nacional San Agustín	16.40431	71.52429	Depósito Aluvial
VIZCARRA (MOQ1)	Centro Recreativo CTAR	17.18676	70.92876	Depósito Aluvial (Grava Gruesa)
CHEN CHEN MOQ2	Planta de tratamiento de aguas residuales, Chen Chen – Moquegua	17.19550	70.92139	Material gravoso con matriz arcillosa y limosa alternadamente
BASADRE (TAC1)	Campus Universidad Nacional de Tacna	18.00594	70.24939	Depósito potente de grava aluvial
GIESECKE (TAC2)	Campus de la Universidad Privada de Tacna	18.00594	70.22609	Depósito potente de grava aluvial

El funcional adoptado para el cálculo de ley de atenuación espectral tiene la siguiente forma:

$$\ln Sa(T) = \alpha_1 + \alpha_2 (Mw - 6) + \alpha_3 (Mw - 6)^2 + \alpha_4 \ln R + \alpha_5 R$$

Donde:

$Sa(T)$ = Aceleración espectral en cm/s^2 , para el periodo T .

T = Periodo del sistema de un grado de libertad en s.

$\alpha_i(T)$ = Coeficientes a ser calculados mediante la técnica de regresión lineal bayesiana.

Mw = Magnitud de momento sísmico.

R = Distancia hipocentral o distancia más cercana al área de ruptura en km.

La Tabla 6.4.4.4 presenta los coeficientes de la ley de atenuación CISMID para sismos de interfase propuesta por Chávez (2006).

Tabla 6.4.4.4. Coeficientes de la relación de atenuación de aceleración espectral para sismos de interfase del modelo CISMID según Chávez (2006).

Periodo (s)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	σ
0.00	6.7814439	0.5578578	0.1044139	-0.5000	-0.0117413	0.6652357
0.08	7.9924557	0.4463652	0.0507857	-0.5000	-0.0164741	0.6998067
0.10	8.0084221	0.4805642	0.0359938	-0.5000	-0.0157912	0.6998916
0.20	7.3705910	0.7008022	0.0318582	-0.5000	-0.0100475	0.5778237



Periodo (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	σ
0.30	6.6510366	0.8136146	0.0812834	-0.5000	-0.0051242	0.6282985
0.40	6.3332640	0.9515028	0.1081448	-0.5000	-0.0060507	0.6181343
0.50	5.7184116	1.0381424	0.1022892	-0.5000	-0.0033348	0.6623630
0.75	5.0955449	1.1692772	0.1235535	-0.5000	-0.0031450	0.7162810
1.00	4.6797892	1.2132771	0.1052320	-0.5000	-0.0036158	0.7654899
1.50	3.7226034	1.2477770	0.1322469	-0.5000	-0.0017297	0.7564866
2.00	3.0191309	1.3198195	0.1414417	-0.5000	-0.0001764	0.7566446
2.50	2.6097888	1.3464053	0.1790180	-0.5000	-0.0009494	0.7412218
3.00	2.2922635	1.3162696	0.1852787	-0.5000	-0.0015075	0.7376557
3.50	2.0767864	1.3048524	0.1948841	-0.5000	-0.0021448	0.7459683
4.00	1.8752587	1.3016002	0.2056557	-0.5000	-0.0023472	0.7560530

La Tabla 6.4.4.5 presenta los coeficientes de la relación de atenuación CISMID para sismos de intraplaca propuesta por Chávez (2006).

Los coeficientes de la relación de atenuación CISMID han sido obtenidos de registros de movimientos fuertes registrados por la estaciones acelerográficas indicadas en la Tabla 6.6, de esta tabla podemos observar que los registros sísmicos corresponden a un suelo gravoso.

En las Figuras 6.1 y 6.2 se muestra los espectros de respuesta del sismo del 3 de octubre de 1974, ubicado frente a la costa de Lima, y los espectros de respuesta del sismo del 23 de junio del 2003, ubicado frente a la costa de Arequipa, comparados con los espectros de respuesta obtenidos utilizando los coeficientes de la ley de atenuación de CISMID.

Tabla 6.4.4.5. Coeficientes de la relación de atenuación de aceleración espectral para sismos de intraplaca del modelo CISMID según Chávez (2006)

Periodo (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	σ
0.00	6.1921002	1.1214874	0.1594004	-0.500	-0.0043844	0.6933273
0.08	7.1040537	1.1689245	0.0527213	-0.500	-0.0059014	0.6885282
0.10	7.0324502	1.2325458	0.0168901	-0.500	-0.0058402	0.6826997
0.20	6.9811181	1.2477798	0.0242939	-0.500	-0.0046835	0.6253275
0.30	6.7913004	1.1942854	0.0670082	-0.500	-0.0044904	0.6812146
0.40	6.5643803	1.4063429	0.0895646	-0.500	-0.0050487	0.6613443

Periodo (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	σ
0.50	6.0785283	1.4381454	0.0975832	-0.500	-0.0047614	0.6784771
0.75	5.4072501	1.5478531	0.1695561	-0.500	-0.0048802	0.7066909
1.00	4.7445851	1.4900455	0.1480031	-0.500	-0.0042746	0.6932188
1.50	4.1025437	1.5544918	0.1085313	-0.500	-0.0038625	0.6246540
2.00	3.8238004	1.7195826	0.1258326	-0.500	-0.0046946	0.6037691
2.50	3.4517735	1.7529711	0.1411512	-0.500	-0.0050478	0.6070460
3.00	3.1254443	1.7959596	0.1650987	-0.500	-0.0050698	0.6114162
3.50	2.6807833	1.7574442	0.2051032	-0.500	-0.0044484	0.6211927
4.00	2.4383069	1.7720738	0.2611782	-0.500	-0.0046478	0.6177970

De los resultados mostrados en las Figuras 6.1 y 6.2, podemos observar que la ley de atenuación CISMID, propuesta por Chávez (2006), representa adecuadamente los sismos importantes con influencia dentro del territorio peruano para los tipos de suelos considerados en la Tabla 6.6.

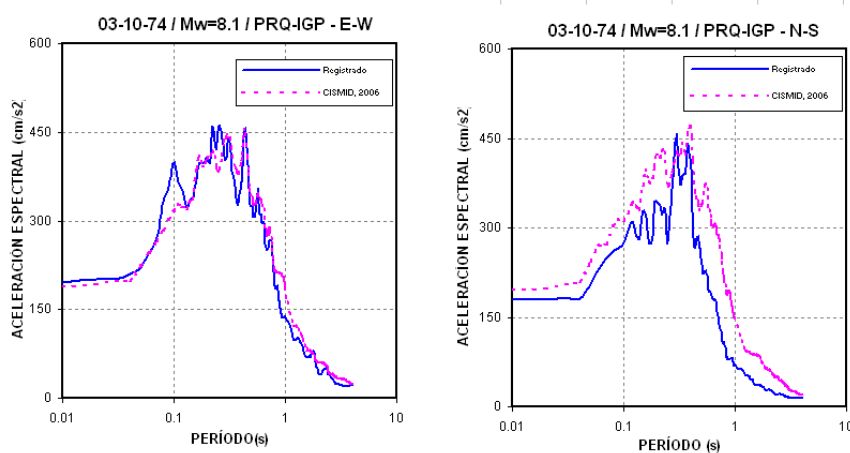


Figura 6.1. Espectros de respuesta del sismo de interfase del 03-10-74 (PRQ-IGP) versus el espectro de respuesta calculado mediante el modelo de atenuación CISMID

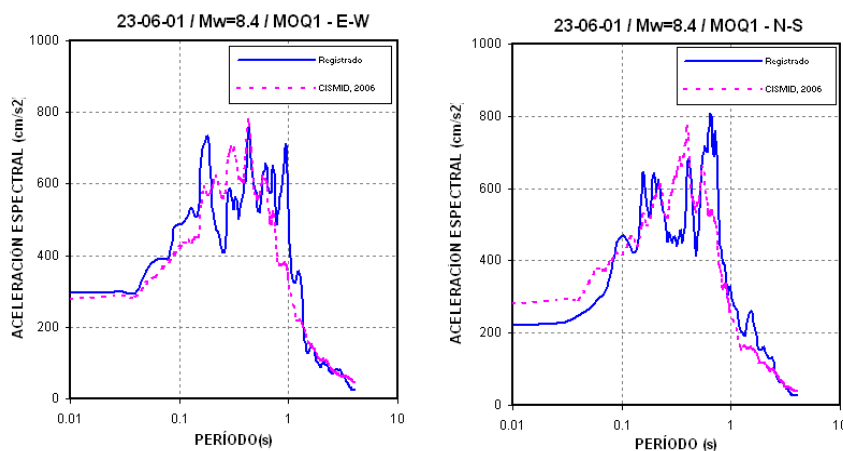


Figura 6.2. Espectros de respuesta del sismo de interfase del 23-06-2001 (MOQ1) versus el espectro de respuesta calculado mediante el modelo de atenuación CISMID.

Con la finalidad de clasificar la estación acelerográfica Jorge Alva Hurtado (CSM) en función a parámetros de velocidades de ondas de corte V_s , se ha realizado la exploración geofísica mediante el método de MASW o Análisis de Arreglo Multicanal de Ondas Superficiales, el cual permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo un punto en forma indirecta, basándose en el cambio de las propiedades dinámicas de los materiales que la conforman. Este método consiste en la interpretación de las ondas superficiales (Ondas Rayleigh u Ondas R) de un registro en arreglo multicanal, generadas por una fuente de energía impulsiva en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de un eje sobre la superficie del terreno, obteniéndose el perfil de velocidades de ondas de corte (V_s) para el punto central de dicha línea.

La interpretación de los registros consiste en obtener de ellos una curva de dispersión, obtenida del gráfico de la velocidad de fase de las ondas superficiales versus la frecuencia, filtrándose solamente las ondas superficiales tipo Rayleigh, ya que su velocidad de fase es aproximadamente un 90 a 95% del valor de ondas de corte V_s , y luego mediante un cálculo inverso iterativo denominado Método de Inversión, se obtiene un modelo unidimensional de ondas de corte V_s a partir de la curva de dispersión calculada para cada punto de estudio. Con la sensibilidad de los sensores de 4.5 Hz utilizados en la estación Jorge Alva Hurtado (CSM), este método ha permitido explorar en forma confiable hasta profundidades de 30.0 m en las diferentes zonas evaluadas.

Los resultados obtenidos del ensayo se muestran en la Figura 6.3, de la cual se observa que las velocidades de ondas de corte (V_s) en la estación acelerográfica CSM va incrementándose con la profundidad, variando desde los 290 m/s a 2.3 m de profundidad hasta los 670 m/s a 28.0 m de

profundidad. Luego la velocidad se incrementa, con velocidades superiores a los 670 m/s, infiriéndose que luego de los 28.0 m se encuentra el estrato rocoso correspondiente al Cerro Arrastre, parte de la formación Morro Solar (Aguilar et al, 2007).

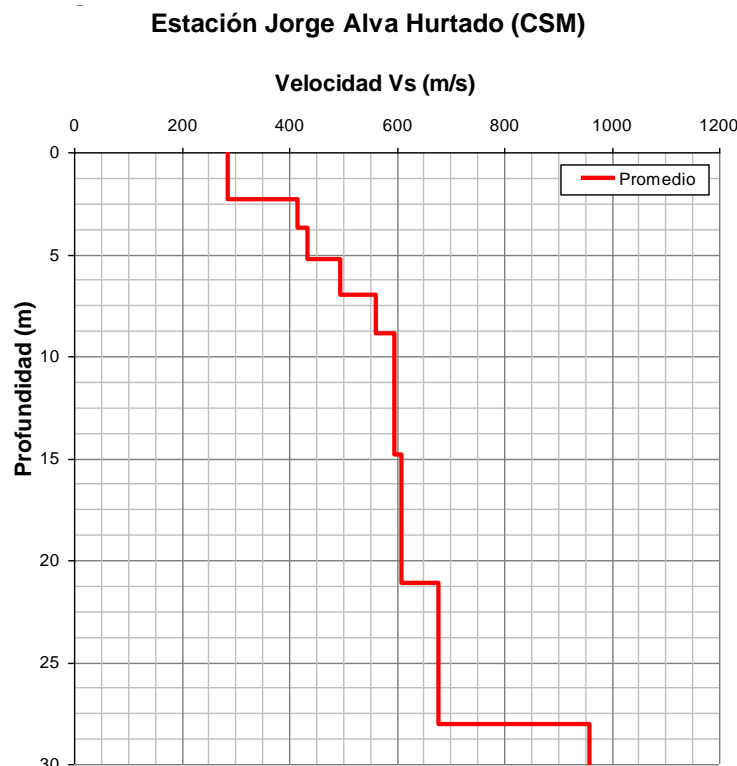


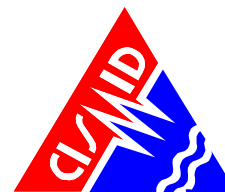
Figura 6.3: Modelo Unidimensional de Ondas de Corte (Vs), estación acelerográfica CSM

Sadigh et al, 1997

Sadigh et al. (1997) han desarrollado relaciones de atenuación para la máxima aceleración del suelo y aceleraciones espectrales de respuesta horizontal (5 % de amortiguamiento) para sismos continentales. Estas relaciones están basadas principalmente en datos de movimientos fuertes de eventos sísmicos de California (costa oeste de los Estados Unidos) y en datos obtenidos de los sismos de Gazli (Rusia, 1976), Tabas (Irán, 1978) y de la URRS e Irán, por medio de un análisis de regresión utilizando una base de datos de 121 acelerogramas de terremotos en magnitud momento. Las relaciones de atenuación que a continuación se presentan han sido desarrolladas para roca y depósitos de suelos firmes profundos, sismos de magnitud momento mayor o igual a 4.0 y distancias de hasta 100 km.

Relación de atenuación para depósitos de suelos firmes profundos:

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M - C_3 \ln(r_{rup} + C_4 e^{C_5 M}) + C_6 + C_7 (8.5 - M)^{2.5}$$



Donde:

y = Aceleración espectral en g

M = Magnitud momento (M_w)

r_{rup} = Distancia más cercana al área de ruptura (km)

NOTA: Los coeficientes de la ley de atenuación difieren para $M_w \leq 6.5$ y $M_w > 6.5$ para un mismo valor del período espectral, y las desviaciones estándar están expresadas por relaciones dadas de acuerdo al período y varían en función de la magnitud.

6.4.5. Determinación del Peligro Sísmico

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, el peligro sísmico puede calcularse considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas analizadas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se proyectará la estructura.

El peligro sísmico del área del proyecto se ha determinado utilizando la información pertinente en la literatura técnica y así como el programa de cómputo CRISIS 2007, desarrollado por Ordaz et al. (1999), que emplea métodos numéricos conocidos.

El peligro expresado en términos de las tasas de excedencia de intensidades S_a , se calcula mediante la siguiente expresión (Esteva, 1970):

$$v(S_a / R_0, p) = \sum_{n=1}^{n=N} \int_{M_o}^{M_u} -\frac{\partial \lambda}{\partial M} \Pr(A > sa / M, R_0) dM$$

Donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas N , y $\Pr(A > sa / M, R)$, es la probabilidad que la intensidad exceda cierto valor, dadas la magnitud del sismo M , y la distancia entre la i -ésima fuente y el sitio R . Las funciones $\lambda(M)$ son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas, la cual fue descrita anteriormente. La integral se realiza desde M_o hasta M_u , lo cual indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Se hace notar que la ecuación expresa sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes, sino, con igual probabilidad en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Al calcular se debe tomar en cuenta esta situación, subdividiendo las fuentes sísmicas en diversas formas geométricas, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad de la fuente. En vista que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene una distribución



lognormal, la probabilidad $\Pr(A > sa / M, R_i)$ se calcula de la siguiente manera:

$$\Pr(A > sa / M, R_i) = 1 - \Phi \left[\frac{1}{\sigma_{Lnsa}} \ln \frac{sa}{med(A / M, R_i) sa} \right]$$

Siendo $\Phi[\cdot]$, la distribución normal estándar, $med(A / M, R_i)$, representa la mediana de la intensidad, determinado por la ley de atenuación correspondiente, y σ_{Lnsa} representa la desviación estándar del logaritmo natural de sa .

La ecuación descrita, incluye tanto la ley de atenuación, como las incertidumbres en ella, sin embargo para la zona sismogénica, los parámetros p que definen la curva de tasas de excedencia de la magnitud, no son deterministas. Por lo tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada, $v(sa)$, procede calcular el valor esperado con respecto a las variables inciertas, por lo que la expresión del cálculo de la tasa de excedencia de la aceleración es:

$$v(a) = \int v(sa / p) P_p(P) dp$$

Donde $P_p(P)$ es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a $\lambda(M)$. La ecuación proporciona la contribución de una fuente, y cuando se consideran varias fuentes basta sumar las contribuciones de todas las fuentes sísmicas, para obtener la tasa de excedencia total.

El peligro sísmico se expresa, entonces en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica. Como se ha indicado al inicio de este capítulo la intensidad sísmica determinada de esta manera se denomina espectros de peligro uniforme.

Para la evaluación del peligro sísmico mediante leyes de atenuación para aceleraciones espectrales en la zona de estudio, se ha considerado las coordenadas geográficas presentadas en la Tabla 6.4.5.1.



Tabla 6.4.5.1. Coordenadas Geográficas de los puntos analizados en el presente proyecto

ZONA EN ESTUDIO	COORDENADAS	
	Longitud (W)	Latitud (S)
Distrito de Carabaylo	-77.03	-11.85

En el presente estudio se utilizó las fuentes de subducción F3, F4 y F5, asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo compresivo, o de falla inversa, los cuales corresponden a sismos de subducción de interfase. Así mismo, se utilizó las fuentes de subducción de intraplaca superficial F8, F9 y F10, e intraplaca intermedia, F12, F13 y F14, asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo tensional, o de falla normal. Por su parte, para las fuentes continentales fueron consideradas para el análisis, las fuentes F15, F16, F17, F18, F19 y F20.

Las Tablas 6.4.5.2 y 6.4.5.3 muestran los resultados obtenidos con el programa CRISIS 2007 correspondiente a las máximas aceleraciones horizontales esperadas en el punto de análisis considerando los modelos de atenuación de Youngs et al, 1997 para roca y suelo y CISMID para suelo. En los valores presentados en la Tabla 11 están incluidos los resultados del modelo de atenuación de Sadigh et al (1997). Estos valores se han estimado para los diferentes modelos de atenuación utilizados y para los períodos de retorno de 475, 950 y 2500 años, considerando 50 años de periodo de exposición sísmica.

Tabla 6.4.5.2: Aceleraciones espectrales en roca para $T = 0.0$ s para diferentes periodos de retorno.

Modelo de Atenuación	Longitud (W)	Latitud (S)	Aceleración horizontal Máxima (gals) de diferentes Modelos de atenuación para un período de retorno de:							
			30	50	100	200	475	950	1000	2500
Youngs et al. 1997 (P.50) Zona de estudio ubicada en el distrito de Carabaylo	-77.03	-11.85	127.38	153.59	196.60	249.01	316.98	384.34	389.79	489.77

Modelo de Atenuación	Longitud (W)	Latitud (S)	Aceleración horizontal Máxima (g) de diferentes Modelos de atenuación para un período de retorno de:							
			30	50	100	200	475	950	1000	2500
Youngs et al. 1997 (P.50) Zona de estudio ubicada en el distrito de Carabaylo	-77.03	-11.85	0.13	0.16	0.20	0.25	0.32	0.39	0.40	0.50



Dependiendo del tipo de estructura, la Norma E.030 de Diseño Sismorresistente de edificaciones, define el coeficiente sísmico de diseño a aquel obtenido con un 10% de probabilidad de excedencia y un periodo de exposición sísmica de 50 años, el cual corresponde a un evento sísmico de 475 años de periodo de retorno.

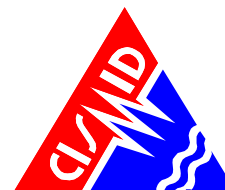
Lo anterior significa que en la zona del proyecto, de acuerdo al modelo de atenuación de Youngs et al, 1997, la aceleración horizontal máxima promedio del sismo de diseño considerando un suelo del Tipo B (roca), con velocidades de ondas de corte V_s entre 760 m/s a 1500 m/s, de acuerdo al IBC, 2006, es de 0.32 g para la zona de estudio, considerando la media (P.50) del modelo de atenuación.

Así mismo, la Tabla 6.4.5.3 muestra las máximas aceleraciones horizontales esperadas en la base de acuerdo al modelo de atenuación de Youngs et al, 1997 y CISMID. La aceleración horizontal máxima del sismo de diseño considerando un suelo firme del Tipo D, con velocidades de ondas de corte V_s que varían entre 180 m/s a 360 m/s, y considerando un suelo denso del Tipo C, con velocidades de ondas de corte V_s que varían entre 360 m/s a 760 m/s de acuerdo al IBC 2006, presenta aceleraciones máximas (PGA) que varían entre 0.43 g a 0.52 g, considerando la media (P.50) de los diferentes modelo de atenuación utilizados.

Tabla 6.4.5.3. Aceleraciones espectrales en suelo para $T = 0.0$ s para diferentes periodos de retorno.

Modelo de Atenuación	Longitud (W)	Latitud (S)	Aceleración horizontal Máxima (gals) de diferentes Modelos de atenuación para un período de retorno de:							
			30	50	100	200	475	950	1000	2500
Youngs et al. 1997 (P.50) Zona de estudio ubicada en el distrito de Carabayllo	-77.03	-11.85	203.36	250.33	315.26	397.31	509.87	610.79	619.34	787.05
CISMID 2006 (P.50) Zona de estudio ubicada en el distrito de Carabayllo	-77.03	-11.85	143.66	182.03	240.30	315.54	417.14	522.07	536.37	674.97

Modelo de Atenuación	Longitud (W)	Latitud (S)	Aceleración horizontal Máxima (g) de diferentes Modelos de atenuación para un período de retorno de:							
			30	50	100	200	475	950	1000	2500
Youngs et al. 1997 (P.50) Zona de estudio ubicada en el distrito de Carabayllo	-77.03	-11.85	0.21	0.26	0.32	0.41	0.52	0.62	0.63	0.80
CISMID 2006 (P.50) Zona de estudio ubicada en el distrito de Carabayllo	-77.03	-11.85	0.15	0.19	0.24	0.32	0.43	0.53	0.55	0.69



6.5. Resultados

En el análisis probabilístico de peligro sísmico se consideró las fuentes sismogénicas como volúmenes, habiéndose definido éstas en función a su mecanismo focal como fuentes de interfase, fuentes de intraplaca superficial e intraplaca intermedia, así fuentes continentales, asociados a mecanismos focales corticales. Los parámetros de sismicidad de cada una de estas fuentes han sido evaluados utilizando la estadística de mínimos cuadrados y el patrón de atenuación de las ondas sísmicas ha sido modelado utilizando las leyes de atenuación de Youngs et al (1997) y CISMID, este último propuesto por Chávez (2006) utilizando específicamente base de datos de sismos peruanos.

En base a la clasificación de sitio definida en el código IBC, la ley de atenuación de Youngs et al, 1997 para roca aplica para un suelo Tipo B, con velocidades promedio de ondas de corte V_s entre 760 m/s y 1500 m/s. Así mismo la ley de atenuación de Youngs et al, 1997 para suelo, aplica para un suelo firme "Stiff soil" Tipo D, con velocidades promedio de ondas de corte V_s que varían de 180 m/s a 360 m/s. Para la ley de atenuación de CISMID aplica un tipo de suelo "Tipo C", debido a que presenta una velocidad de 530m/s, según los resultados obtenidos de mediciones realizados en la Estación "Jorge Alva Hurtado".

En base a los resultados expuestos se propone un valor de aceleración horizontal máxima de diseño PGA de 0.32g para roca, y un valor de aceleración horizontal máxima de diseño PGA de 0.43g para suelo Tipo C, y 0.52g para suelo D, estimado para 475 años de periodo de retorno.

En el caso de considerar la influencia de la componente vertical del movimiento sísmico, de acuerdo a la norma de diseño sismorresistente E-030, ésta deberá ser estimada como los 2/3 del valor de la aceleración horizontal máxima de diseño (PGA).

Los valores de aceleración de diseño propuestos no reflejan la amplificación local del suelo, en caso de existir. Adicionalmente, los resultados obtenidos son aplicables sólo y exclusivamente para el proyecto materia de evaluación en este estudio.

7. EXPLORACIÓN GEOTÉCNICA Y GEOFÍSICA

7.1. Información Geotécnica Recopilada

La principal fuente de información existente sobre las características geotécnicas del distrito de Carabayllo lo constituye el Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de Lima y Callao, distrito de Carabayllo", elaborado por el CISMID-FIC-UNI en Mayo de 2005.



Las características geotécnicas del distrito Carabayllo fueron determinadas mediante sondajes y perfiles de pozos de agua recopilados y sondajes ejecutados. La ubicación de los sondajes se presenta en el Mapa C.15-1, sus registros en el Anexo C.2 y una relación de los mismos en la Tabla 1 del Anexo C.1.

Se detalla en las siguientes secciones los principales resultados concernientes a las características geotécnicas del distrito.

7.1.1. Perfiles de Suelo

Dentro del área en estudio se han trazado 3 ejes a través de los sondajes representativos (Ejes A-A, B-B y C-C), con la finalidad de presentar perfiles de suelos que cubran las diferentes áreas pobladas de la zona en estudio. Los ejes de los perfiles de suelos antes mencionados se presentan en el Anexo C.3 (Láminas 01 al 03).

Sección A-A (Lámina 01): presenta en su mayor parte un estrato superficial conformado por relleno que varía de 0.30 m a 0.80 m de espesor, a excepción de la calicata E01 donde el material superficial es una arcilla limosa (CL) que llega hasta 2.20 m de profundidad. Debajo de estos materiales superficiales se encontró un material granular compuesto por gravas pobremente gradadas (GP), gravas bien gradadas (GW) y arenas mal gradadas hasta la profundidad investigada de 4.00 m. Al parecer este material continuaría a mayor profundidad de acuerdo a la información obtenida de los pozos recopilados.

Sección B-B (Lámina 02): superficialmente en el estudio E03 y E11, se tiene un material limoso de baja plasticidad (ML), cuya potencia varía desde 0.60 m en E11 hasta 2.50 m en E03. Este estrato de limo se va alternando con grava pobremente gradada (GP) y arena limosa (SW-SM). Subyaciendo a estos materiales se tiene la grava mal gradada con limo y la grava limosa (GP-GM / GM), que se encuentra hasta la profundidad explorada de 4.50 m en el estudio E16. Sin embargo, las condiciones de terreno cambian en el extremo del eje B-B; donde según el estudio E08, se tiene un relleno superficial hasta 1.50 m y debajo del mismo, un material arenoso (SP) hasta los 3.00 m de profundidad.

Sección C-C (Lámina 03): superficialmente presenta diferentes tipos de materiales tales como: arena limosa (SM), relleno, arcilla limosa (CL), de espesores variables que llegan en promedio hasta 2.50 m. En los estudios E13 y E07 tenemos relleno superficial y debajo del mismo, una arcilla limosa (CL), que aparece superficialmente en la calicata C01. Subyaciendo a estos materiales se tiene un material granular que varía



entre una grava bien gradada (GW) a una grava pobremente gradada (GP), con la presencia de arcillas en algunas zonas. Similares tipos de materiales se encuentran descritos en los logeos de los pozos, cuya profundidad de exploración es mayor a 10.00 m.

7.1.2. Parámetros Geotécnicos

De acuerdo al Perfil de Suelo encontrado en los suelos del distrito de Carabayllo, se ha llegado a la conclusión que en ella predominan superficialmente los suelos finos y arenas limosas que en promedio llegan hasta 2.50 m de profundidad y que por debajo de ella se observa la presencia de suelos gravosos pobremente gradados a bien gradados, de compacidad media a densa.

En el caso de los suelos finos (arcillas limosas y limos arcillosos) y arenas, la capacidad admisible de carga para cimentaciones convencionales, está en el orden de 0.75 a 1.00 Kg/cm², mientras que para las gravas semicompactas a compactas una resistencia admisible del terreno está en el orden de 3.00 kg/cm².

En el sector Sur del distrito (parte alta que delimita con San Juan de Lurigancho) afloran rocas que superficialmente se encuentran meteorizadas, que luego de ser limpiadas, pueden alcanzar capacidades de carga admisible mayores a 5.00 kg/cm².

7.2. Exploración de Campo

El programa de exploración de campo se realizó los días comprendidos entre el 26 de Setiembre y el 3 Octubre de 2013, y consistió en la excavación de calicatas y en la descripción de taludes. En su conjunto, para este estudio se han ejecutado 49 puntos de exploración geotécnica: veintinueve calicatas y veinte descripciones de taludes existentes.

En base a la información recopilada, los puntos de exploraciones geotécnicas ejecutados fueron distribuidos convenientemente dentro del área en estudio; buscando, principalmente, reforzar los sectores sin información disponible.

7.2.1. Excavación de Calicatas

Las calicatas (excavaciones) se ejecutaron con personal obrero. La finalidad de estas excavaciones fue evaluar las condiciones geotécnicas del suelo de cimentación. En las veintinueve (29) calicatas realizadas, se procedió a la caracterización de las muestras de los diferentes tipos de suelos, siguiendo la norma ASTM D420; asimismo, se realizó la

clasificación visual del material encontrado en campo de acuerdo a los procedimientos indicados en la norma ASTM D2488.

La ubicación de las calicatas ejecutadas se presenta en el Mapa C.15-1, sus registros en el Anexo C.4, su panel fotográfico en el Anexo C.6 y la relación de las mismas en la Tabla 2 del Anexo C.1.



Figura 7.1. Excavación de calicatas en el distrito de Carabayllo

7.2.2. Descripción de Perfiles de Suelos y Rocas en Taludes

Durante los trabajos de campo se estimó conveniente realizar la descripción de los perfiles de suelos y rocas en taludes existentes, ubicados dentro del área de estudio. Cabe mencionar que, así como en las calicatas, en los taludes fue posible realizar una identificación y descripción de suelos y rocas. Se han descrito veinte (20) taludes en total.



Figura 7.2. Talud de roca en el distrito de Carabayllo

La ubicación de los taludes se muestra en el Mapa C.15-1, sus registros en el Anexo C.4, su panel fotográfico en el Anexo C.6 y un resumen de los mismos en la Tabla 3 del Anexo C.1.

7.3. Ensayos de Laboratorio

7.3.1. Ensayos de Mecánica de Suelos

Con las muestras obtenidas en las calicatas se realizaron ensayos estándares y especiales de mecánica de suelos, en el Laboratorio Geotécnico del CISMID de la Facultad de Ingeniería Civil (FIC) de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). Los ensayos estándares fueron llevados a cabo en muestras alteradas, extraídas en la exploración de campo, según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS). Los ensayos estándar de mecánica de suelos realizados fueron los siguientes:

- | | |
|-----------------------------|--------------------|
| - Análisis granulométrico | ASTM D 421 – D 422 |
| - Límite líquido y plástico | ASTM D 4318 |
| - Contenido de humedad | ASTM D 2216 |

Del mismo modo, los ensayos especiales realizados fueron los siguientes:

- | | |
|--------------------------------------|-------------|
| - Corte Directo | ASTM D 3080 |
| - Triaxial no consolidado no drenado | ASTM D 2850 |
| - Peso volumétrico | BS 1317 |

Los resultados de los ensayos de mecánica de suelos se presentan en el Anexo C.5 y un resumen de los mismos en las Tablas 4, 5, 6 y 7 del Anexo C.1.



7.3.2. Análisis Químico

Con cuatro muestras de suelo obtenidas en cuatro zonas del área en estudio, se ejecutaron, en el laboratorio químico de la FIC-UNI, los siguientes ensayos de análisis químico:

- Contenido de Sulfatos	ASTM E 275
- Contenido de Cloruros	ASTM D 3370
- Sales Solubles Totales y	ASTM D 1888
- PH	ASTM D 4792

Los resultados de los ensayos químicos se presentan en el Anexo C.5 y un resumen de los mismos en la Tabla 8 del Anexo C.1.

7.4. Agresión del Suelo al Concreto de Cimentación

La agresión que ocasiona el suelo bajo el cual se cimienta la estructura, está en función de la presencia de elementos químicos que actúan sobre el concreto y el acero de refuerzo, causándole efectos nocivos y hasta destructivos sobre las estructuras (sulfatos, cloruros y sales solubles totales). Sin embargo, la acción química del suelo sobre el concreto sólo ocurre a través del agua subterránea que reacciona con el concreto; de ese modo el deterioro del concreto ocurre bajo el nivel freático, zona de ascensión capilar o presencia de aguas infiltrada por otra razón (rotura de tubería, lluvias extraordinarias, inundaciones, etc.). Los principales elementos químicos a evaluar son los sulfatos y los cloruros, por su acción química sobre el concreto y el acero de cimentación respectivamente. A su vez, se evalúa las sales solubles totales que podrían causar pérdida de resistencia mecánica por problemas de lixiviación.

Las concentraciones de estos elementos en proporciones nocivas aparecen en la Tabla 9 del Anexo C.1. La fuente de esta información corresponde a las recomendaciones del ACI (Comité 319-83) para el caso de los sulfatos y a la experiencia en los otros casos. Los resultados de los ensayos de análisis químicos se presentan en la Tabla C-8 del Anexo C.1.

De los resultados obtenidos en el laboratorio se puede observar que la muestra C-3/M-1 tiene una concentración de sulfatos de 5,126 p.p.m., que podría ocasionar un ataque severo al concreto de la cimentación; la muestra C-7/M-1 tiene una concentración de sulfatos de 1,785 p.p.m., que ocasionaría un ataque moderado al concreto de la cimentación; la muestra C-16/M-1 tiene una concentración de sulfatos de 2,936 p.p.m., que podría ocasionar un ataque severo al concreto de la cimentación, y la muestra C-18/M-2 tiene una concentración de sulfatos de 953 p.p.m., que ocasionaría un ataque leve al concreto de la cimentación.



En relación a la concentración promedio de cloruros, las muestras C-3/M-1, C-7/M-1, C-16/M-1 y C-18/M-2 tienen concentraciones de cloruros de 1461, 58, 74 y 68 p.p.m., respectivamente, las cuales indican una acción no agresiva a la armadura de cimentación.

Asimismo, las concentraciones de sales solubles totales en las muestras C-3/M-1, C-7/M-1, C-16/M-1 y C-18/M-2 son de 6,632, 1,883, 3,052 y 1,067 p.p.m., respectivamente, que en todos los casos indican que no se presentará el problema de lixiviación en la estructura de cimentación.

En consecuencia, el concreto de la cimentación en el distrito de Carabayllo, debe ser diseñado con cemento portland puzolánico tipo IP o tipo II, para ataque moderado, cemento tipo V, para ataque severo.

7.5. Mediciones de Microtremor

Los microtremores son conocidos como microsismos, ruido sísmico de fondo, campo natural, vibración o ruido ambiental, oscilaciones omnipresentes o microtemblores (Flores, 2004). Lermo y Chávez-García (1994) definen los microtremores como vibración o ruido ambiental.

Estas vibraciones están conformadas básicamente por ondas superficiales Rayleigh y Love que están afectadas por la estructura geológica del sitio donde se miden (Bard, 1998). Es posible clasificar los microtremores en base al contenido de frecuencia de estos y señalar las fuentes que lo originan. Así, se menciona lo siguiente:

- A bajas frecuencias (por debajo de 0.3 Hz a 0.5 Hz) son originados por las ondas oceánicas que ocurren a grandes distancias.
- A frecuencias intermedias (0.3–0.5 Hz y 1 Hz) los microtremores son generados por las olas del mar cercanas a las costas.
- Para altas frecuencias (mayores a 1 Hz) las fuentes están ligadas a la actividad humana.

Los microtremores han sido utilizados desde principios del siglo XX para estimar las propiedades dinámicas del terreno. Omori (1908) inició las investigaciones sobre microtremores empleando un instrumento muy simple para observar la vibración natural del suelo que no correspondía a una vibración sísmica y encontró que dicha vibración natural podría ser causada por el viento, olas marinas o perturbaciones artificiales como tráfico, vibración de máquinas, etc.

7.5.1. Método de Nakamura

El método H/V expuesto por Nakamura (1989) consiste en el cociente del espectro de Fourier de las componentes horizontales del registro de



microtremores entre el espectro de Fourier de la componente vertical. El cociente obtenido, denominado espectro H/V, permite estimar el periodo fundamental del suelo.

Nakamura (1989) definió la función de transferencia S_T de capas superficiales como:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}$$

Donde S_{HS} y S_{HB} son los espectros de Fourier del movimiento horizontal en la superficie y el movimiento horizontal en la base, respectivamente.

Sin embargo, S_{HS} es fácilmente afectado por las ondas superficiales. Y puesto que el ruido es mayormente propagado como ondas Rayleigh, S_{HS} puede ser posiblemente afectado por ondas Rayleigh. El efecto de las ondas Rayleigh debe ser incluido en el espectro de Fourier del movimiento vertical en la superficie, pero no incluido en el espectro de Fourier del movimiento vertical en la base. Asumiendo que la componente vertical no es amplificada por los estratos superficiales, la cantidad E_S debe representar el efecto de las ondas Rayleigh en el movimiento vertical. E_S es definido según:

$$E_S = \frac{E_{VS}}{E_{VB}}$$

Luego, asumiendo que el efecto de las ondas Rayleigh es igual para las componentes horizontal y vertical, S_T/E_S puede ser considerado como una función de transferencia S_{TT} más confiable luego de la eliminación de los efectos de las ondas Rayleigh. La función de transferencia S_{TT} es:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{S_{HS}/S_{VS}}{S_{HB}/S_{VB}} = \frac{R_S}{R_B}$$

Nakamura (1989) mostró que R_B se vuelve aproximadamente 1.0 para un rango de frecuencias relativamente grande. Lo anterior significa que la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada considerando solo el movimiento en superficie. En consecuencia, la función de transferencia S_{TT} , que constituye el espectro H/V, es obtenida mediante:

$$S_{TT} = R_S$$

Por lo tanto, la función de transferencia de las capas superficiales puede ser estimada a partir del movimiento en la superficie.



El espectro H/V presenta, en teoría, un máximo en la frecuencia o periodo fundamental del suelo. Generalmente, para esta frecuencia la curva muestra un pico bien definido por valle-cresta-valle. Estos picos son más definidos en suelos formados por depósitos blandos, mientras son más anchos en suelos duros o intermedios o compuestos de materiales heterogéneos (Ordaz y Vera, 2003). En general, cuanto mayor sea el contraste entre los depósitos de suelo y el semi-espacio o estrato duro resistente, se tendrá una mejor definición en el espectro H/V y se podrá identificar más fácilmente el periodo fundamental. El espectro H/V es obtenido con la siguiente expresión:

$$H/V = \frac{\sqrt{S_x^2 + S_y^2}}{S_v}$$

Donde S_x y S_y son los espectros de amplitudes de Fourier de los registros en las direcciones horizontales y S_v es el espectro de Fourier del registro en la dirección vertical.

El análisis del registro de microtremores consiste en separar este en intervalos de igual duración. Luego, para cada uno de estos intervalos se obtiene el espectro de Fourier. Los espectros de Fourier obtenidos en cada intervalo se promedian con la finalidad de disminuir la incertidumbre en los resultados. Finalmente, el espectro H/V es calculado según lo mencionado anteriormente.

La medición consiste en la obtención de registros de microtremores en suelo o edificaciones para su posterior análisis. Estos registros deben tener duración suficiente para proveer información para el análisis y calidad de los datos al evitar ruido producido por fuentes cercanas al sensor.

Para la medición se instala uno o varios sensores triaxiales que registran tres direcciones ortogonales. Los sensores deben estar correctamente nivelados para asegurar la horizontalidad de las componentes horizontales de estos. Luego, se configura la frecuencia de muestreo del equipo de medición y el intervalo de tiempo que se grabará.

Para la medición se empleó un equipo denominado GEODAS 15-HS (ver Figura 7.3) desarrollado por la Compañía Anet Co., Ltd. A continuación se detalla las características del equipo y programas usados:

- 01 Sistema de Adquisición de Datos GEODAS 15-HS
- 01 Computadora portátil NEC, modelo Versa Pro VS-8
- Sensores de 1Hz de frecuencia tipo CR4.5-1S

- 01 GPS GARMIN modelo GPS16x-LVS
- 01 cable de conexión para batería
- Software de adquisición de datos: Microtremor Observation (Mtobs, incluido en el GEODAS 15HS)
- Software de procesamiento de datos: m2n.exe, mtpltn2.exe, calHVm4.exe



Figura 7.3. Equipo de adquisición de datos GEODAS 15 HS (izq.) y sensor de 1 HZ de frecuencia tipo CR4.5-1S (der).

7.5.2. Resultados

En este estudio se ha hecho la medición de 61 puntos de microtremores distribuidos en toda el área del distrito de Carabayllo. La distribución de los puntos de medición se pueden observar en el Mapa C.15-2.

Mediante el análisis de los espectros H/V se han determinado los períodos naturales de vibración, los cuales varían de 0.10 s a 0.26 s (Ver Anexo C.8).

Los resultados obtenidos muestran una buena correspondencia con mediciones realizadas en proyectos anteriores en el área de estudio. Así, la zona oeste es la que presenta mayores periodos de vibración y en general, los valores de los periodos de vibración encontrados en el distrito de Carabayllo reflejan la existencia de un suelo medianamente rígido a rígido.

7.6. Determinación de Perfiles Sísmicos

7.6.1. Perfiles de Velocidades de Ondas de Corte

Para la determinación de perfiles de velocidades de ondas de corte se hace uso del ensayo MASW o Análisis de Ondas Superficiales en Arreglos Multicanal que aprovecha las características dispersivas de las ondas superficiales. La dispersión es un fenómeno físico en el cual las ondas de diferente frecuencia o diferente longitud de onda se propagan a diferentes velocidades. Adicionalmente, ondas de mayor longitud de onda se propagan a mayor profundidad.



El ensayo MASW es un método de exploración geofísica que permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo un punto en forma indirecta, basándose en el cambio de las propiedades dinámicas de los materiales que lo conforman. Este método consiste en la interpretación de las ondas Rayleigh de un registro en arreglo multicanal generadas por una fuente de energía impulsiva en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de una línea sobre la superficie del terreno. Las ondas sísmicas son registradas en los sensores o geófonos igualmente espaciados a cierta distancia establecida.

La interpretación de los registros consiste en obtener de ellos una curva de dispersión (una gráfica de la velocidad de fase de las ondas superficiales versus la frecuencia) filtrándose solamente las ondas Rayleigh ya que su velocidad de fase se aproxima en un 90 a 95% del valor de la velocidad de ondas de corte. Luego, mediante un cálculo inverso iterativo (denominado método de inversión) se obtiene el perfil desde la curva de dispersión calculada para cada punto de estudio. Con los equipos y longitudes de arreglos utilizados la profundidad de exploración varía de 20 m a 30 m en promedio.

Para realizar este ensayo se contó con un equipo de prospección geofísica McSeis-SW 24ch. Este equipo es desarrollado por la empresa OYO CORPORATION y consiste en:

- Adquisidor de 24 canales de entrada con convertidor A/D individual con resolución de 24 bit y alta velocidad de muestreo.
- 24 sensores o geófonos de 28 Hz y de 4.5 Hz.
- Computadora portátil Pentium IV.
- Dos cables conectores de geófonos de 200 m.
- Radios de comunicación y accesorios varios.



Figura 7.4. Golpe para generar ondas durante ensayo MASW y refracción sísmica.

El ensayo consiste en primer lugar, definir la línea de exploración en el terreno. Luego se procede a instalar los geófonos y los cables de conexión al equipo de adquisición de datos.

El espaciamiento entre geófonos durante el ensayo es definido considerando la profundidad de exploración requerida y la fuente de energía utilizada para generar las ondas sísmicas es un golpe producido por un objeto contundente tal como un martillo, como se muestra en la Figura 7.4.

Para el presente estudio se realizaron líneas MASW de 34.5 m y 46 m de longitud cuya longitud de separación entre sensores o geófonos fue de 1.5 m y 2 m, respectivamente. El golpe que genera las ondas que registran los sensores es aquel producido por un martillo de cabeza metálica contra un plato metálico colocado en el suelo. Los registros de las ondas obtenidas en cada una de las líneas de exploración pueden ser procesados en campo de forma preliminar para verificar la calidad de la información.

La ubicación de los ensayos MASW ejecutados se presentan en el Mapa C.15-3. Los registros de ondas, curva de dispersión y perfiles de velocidades de ondas de corte se muestran en los Anexos C.9, C.10 y C.11, respectivamente. En el Anexo C.14 se presentan imágenes de la realización de los ensayos.

7.6.2. Perfiles de Velocidades de Ondas de Compresión

Para la determinación de perfiles de velocidades de ondas de compresión se hace uso del ensayo de refracción sísmica que aprovecha el cambio de las características mecánicas y dinámicas en medios estratificados como el suelo. El contraste favorable en los valores de densidad es un ejemplo de este cambio.



El ensayo de refracción sísmica es un método de exploración geofísica que permite determinar la estratigrafía del subsuelo bajo la línea de ensayo en forma indirecta, basándose en la refracción de las ondas sísmicas cuando viajan de un medio a otro con diferente densidad o propiedades elásticas diferentes. Este método consiste en la interpretación del tiempo de llegada de las ondas sísmicas de un registro en un arreglo multicanales generados por una fuente de energía impulsiva en puntos localizados a distancias predeterminadas a lo largo de una línea sobre la superficie del terreno.

La energía generada viaja directamente a través de la capa de suelo más superficial o por las capas de suelo más profundas antes de regresar a la superficie debido a la refracción. Así, las ondas sísmicas son registradas por los sensores o geófonos igualmente espaciados a cierta distancia establecida. Después de cierta longitud desde el punto de la generación de energía, la onda refractada es observada como la primera onda en arribar. La refracción sísmica usa el proceso de refracción crítica para inferir profundidades de fronteras entre capas de suelo y velocidades de estas (Anomohanran, 2013). Con los equipos y longitudes de arreglos utilizados la profundidad de exploración varía de 20 m a 30 m en promedio.

El ensayo consiste en primer lugar, definir la línea de exploración en el terreno. Luego se procede a instalar los geófonos y los cables de conexión al equipo de adquisición de datos. El espaciamiento entre geófonos durante el ensayo es definido considerando la profundidad de exploración requerida y la fuente de energía utilizada para generar las ondas sísmicas es un golpe producido por un objeto contundente tal como un martillo, como se muestra en la Figura 7.4.

Para el presente estudio se realizaron líneas de refracción sísmica de 72 m de longitud cuya longitud de separación entre sensores o geófonos fue de 3 m. El golpe que genera las ondas que registran los sensores es aquel producido por un martillo de cabeza metálica contra un plato metálico colocado en el suelo. Los registros de las ondas obtenidas en cada una de las líneas de exploración pueden ser procesados en campo de forma preliminar para verificar la calidad de la información.

La ubicación de los ensayos de refracción sísmica ejecutados se presenta en el Mapa C.15-3. Las Dromocrónicas y los perfiles de velocidades de ondas de compresión se muestran en los Anexos C.12 y C.13, respectivamente. En el Anexo C.14 se presentan imágenes de la realización de los ensayos.



7.6.3. Resultados

En el Anexo C.9 se muestran los registros de las Ondas Sísmicas MASW realizadas. En ellas se puede observar la llegada de las ondas superficiales en cada geófono en el tiempo medido. En el Anexo C.10 se muestran las curvas de dispersión halladas del análisis de los registros de ondas sísmicas y en el Anexo C.11 se muestran los resultados de los perfiles de ondas de corte hallados con los ensayos MASW. Los ensayos MASW04 y LS-01, LS-06 y LS-07, no son mostrados en el presente análisis porque no mostraron buenos resultados.

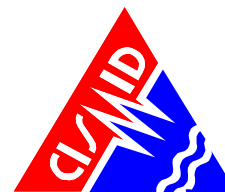
El perfil hallado con el arreglo MASW01, ubicado en la centro del distrito de Carabaylo, muestra la existencia de un material aluvial medianamente compacto hasta los 5.0 m de profundidad, subyaciendo a este estrato se encuentra un material aluvial compacto llegando a una velocidad mayor a 650 m/s de acuerdo a la profundidad investigada.

Los perfiles MASW02 y MASW05, ubicados en la zona norte centro del distrito presentan un material aluvial medianamente compacto en sus primeros 5.00 m, seguido por un material aluvial compacto, cuyo espesor de estrato varía entre 14.00 m y 20.00 m. Para el caso del MASW02, subyaciendo al estrato de material compacto se encuentra uno con una velocidad correspondiente al de una roca alterada.

El perfil MASW03 ubicado en la zona norte del distrito presenta un material aluvial medianamente compacto hasta los 8.00 m, seguido de un material aluvial compacto de profundidad hasta los 20.00 m, subyaciendo a este estrato se encuentra uno con una velocidad que corresponde a una roca alterada.

Los perfiles MASW06 y MASW07 ubicados en la zona oeste del distrito presentan material aluvial suelto cuyo espesor de estrato varía entre 1.2 m y 2.5 m., subyaciendo a este estrato un material aluvial medianamente compacto cuyo espesor varía entre 3.00 m y 6.50 m, subyaciendo a este estrato un material aluvial compacto que alcanza una velocidad promedio de 500 m/s de acuerdo a la profundidad investigada.

Los perfiles MASW08 y MASW09 ubicados en la zona norte del distrito presentan material aluvial medianamente compacto cuyo espesor de estrato varía entre 5.00 m y 13.00 m., subyaciendo a este estrato un material aluvial compacto cuyo espesor varía entre 8.00 m y 17.00 m, Para el caso del MASW09, subyaciendo al material aluvial compacto se encuentra un estrato con mayor velocidad que se asocia a un material de roca alterada.



Los perfiles MASW10 y MASW11 ubicados en la zona sur del distrito presentan material aluvial medianamente compacto cuyo espesor de estrato varía entre 3.5 m y 5.00 m., subyaciendo a este estrato un material aluvial compacto llegando que alcanza una velocidad aproximada de 700 m/s hasta la profundidad investigada.

En el Anexo C.11 se presentan los perfiles de velocidades de ondas de corte del ensayo refracción sísmica. Estos perfiles representan la variación de las velocidades de ondas de compresión con la profundidad. En general, se observa una buena correlación entre las velocidades de ondas de compresión y velocidades de ondas de corte halladas con el ensayo MASW.

8. MAPAS

8.1. Tipos de Suelos

Con la información geotécnica obtenida de la exploración de campo, de la información recopilada y de los resultados de ensayos de mecánica de suelos, se ha procedido a delimitar el área en estudio, según tipos de suelos y rocas con características geotécnicas similares. Los Mapas II-2A y II-2B muestran los tipos de materiales a 1.0 y 2.5 m de profundidad, respectivamente.

Las características de cada uno de estos tipos de materiales y los criterios seguidos para su subdivisión se describen a continuación:

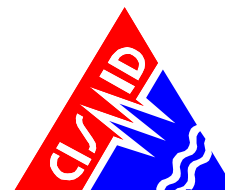
Formaciones rocosas

En base al informe de Geología, las formaciones rocosas, identificadas en el área de estudio, son materiales conformados, principalmente, por unidades estratigráficas del grupo Casma, formación Atocongo, formación Pamplona y rocas intrusivas. Estos tipos de materiales presentan características geotécnicas favorables para la cimentación superficial de edificaciones.

Se encuentran en los sectores topográficamente elevados del distrito de Carabayllo. Están representados por los registros de sondajes recopilados, que se presentan en el Anexo C.2 y por el registro de calicatas y taludes ejecutados que se presentan en el Anexo C.4.

Depósitos de gravas

Son materiales que pertenecen a depósitos aluviales. Se caracterizan por ser densos, de bordes sub-redondeados a redondeados, en las partes media y baja del distrito, y angulosos, en la parte elevada, y de humedad baja. Se encuentran emplazados, principalmente, en la superficie de las formaciones rocosas y, en gran parte del área del distrito, a partir de 1.5 m de profundidad, y por debajo de



los materiales superficiales como las arenas, los limos y las arcillas. Estos tipos de materiales presentan características geotécnicas favorables para la cimentación superficial de edificaciones convencionales.

Están representados por los registros recopilados, que se documentan en el Anexo C.2 y por los registros de las calicatas ejecutadas C-2, C-3, C-9, C-11, C-12, C-15, C-17, C-18, C-20, C-22, C-26, C-28 y C-29, que se presentan en el Anexo C.4.

Depósitos de arenas de compacidad media a densa

Son materiales que pertenecen a depósitos aluviales, de compacidad media a densa, y con espesores mayores a 2.5 m. Subyaciendo a este material se registra la presencia de materiales gravosos con intercalaciones de arenas, limos y arcillas. Estos tipos de materiales presentan características geotécnicas favorables para la cimentación superficial de edificaciones convencionales.

Se encuentran emplazados en sectores específicos del distrito de Carabayllo. Están representados por los registros de sondajes recopilados, que se presentan en el Anexo C.2 y los registros de las calicatas ejecutadas C-1, C-13, C-14, C-23 y C-28, que se presentan en el Anexo C.4.

Depósitos de limos y arcillas de consistencia media a dura

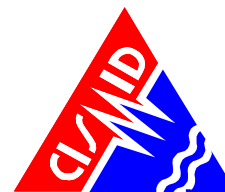
Son materiales finos, superficiales, de espesores mayores a 2.5 m, de consistencia media a dura. Subyaciendo a este material se encuentra la grava. Estos tipos de materiales presentan características geotécnicas menos favorables, que el caso anterior, para cimentaciones superficiales de edificaciones convencionales.

Se encuentran emplazados en un área importante del distrito de Carabayllo. Están representados por los registros de los sondajes recopilados, que se presentan en el Anexo C.2 y por los registros de las calicatas ejecutadas C-6, C-7, C-8, C-10, C-16, C-19, C-24 y C-25, que se presentan en el Anexo C.4.

8.2. Microzonificación Geotécnica

El distrito de Carabayllo, a la fecha, cuenta con una microzonificación geotécnica realizada por el CISMID, en el año 2005. Por lo tanto, los puntos de exploración geotécnica programados en el presente estudio fueron ejecutados con el fin de complementar a los realizados en dicha microzonificación.

La evaluación geotécnica del área en estudio ha permitido delimitar los diferentes tipos de materiales con características geotécnicas similares, cuyo producto se presenta en los Mapas II-2A y II-2B presente Tomo II. A partir de esta delimitación, se ha procedido a agrupar los diferentes tipos de materiales según sus características geotécnicas. El propósito de esta agrupación ha sido



definir un Mapa de Microzonificación Geotécnica el cual permita identificar zonas favorables y desfavorables para viviendas existentes y proyectadas del tipo convencional.

Esta microzonificación incluyó, para cada zona, la estimación de la capacidad de carga admisible que tendría la cimentación de una edificación convencional (cimiento corrido de 0.60 m de ancho y profundidades de desplante mínimos de 0.80 m, en el caso de suelos, y 0.40 m, en el caso rocas). El criterio de diseño de una cimentación considera que para garantizar el comportamiento satisfactorio de las estructuras, se deben cumplir las dos condiciones siguientes:

- La cimentación debe ser segura contra la falla de corte del suelo que la soporta.
- Los asentamientos producidos por la carga transmitida por la cimentación deben ser igual o menores que los permisibles para cada tipo de edificación.

Para tal fin, se ha utilizado la teoría de capacidad de carga de Terzaghi, con los factores de capacidad de carga propuestos por Vesic (1973).

En consecuencia, se ha dividido el área de estudio en dos zonas, los mismos que se describen a continuación:

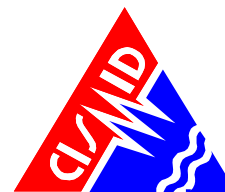
Zona I

Esta zona incluye a las formaciones rocosas, que se encuentran en los cerros, y a los depósitos de gravas, que se registran en gran parte del distrito Carabayllo. Los tipos de materiales descritos en esta zona presentan las mejores características geotécnicas para la cimentación de edificaciones.

La capacidad de carga admisible en esta zona, para una cimentación corrida de 0.60 m de ancho, varía entre 2.0 y 4.0 kg/cm², si se desplanta sobre la grava a una profundidad mínima de 0.8 m; y mayor a 5.0 kg/cm², si se desplanta sobre la roca ligeramente alterada o sana a una profundidad mínima de 0.4 m. Se considera que la cimentación debe estar asentada sobre terreno natural y bajo ninguna circunstancia sobre materiales de rellenos.

Zona II

Esta zona se encuentra en el sector este del distrito, incluye, predominantemente, a los depósitos de arenas de compacidad media a densa, de espesores mayores a 2.5 m y a los depósitos de limos y arcillas de consistencia media, de espesores mayores a 2.5 m. Por debajo de estos materiales se encuentran los depósitos de gravas. Los tipos de suelos descritos en esta zona presentan características geotécnicas favorables para la cimentación de edificaciones.



La capacidad de carga admisible en esta zona, para una cimentación corrida de 0.60 m de ancho y a una profundidad mínima de 0.80 m, varía entre 1.0 y 3.0 kg/cm², si se desplanta sobre la arena; y entre 0.7 y 1.0 kg/cm², si se desplanta sobre los limos o las arcillas. Se considera que la cimentación debe estar asentada sobre terreno natural y bajo ninguna circunstancia sobre materiales de rellenos.

El Mapa II-3 del presente Tomo II presenta la microzonificación geotécnica propuesta para el distrito de Carabaylo.

8.3. Peligros de Origen Natural

Los peligros naturales geológicos, en el área de estudio del Distrito de Carabaylo, están relacionados a procesos de geodinámica externa y geodinámica interna (sismicidad). Los terrenos naturales, actualmente han sido trastocados por actividad humana, relacionada a construcción de viviendas, explotación de canteras, sembríos, entre lo más notorio.

Se ha sectorizado el distrito por intensidad de peligro, encontrándose peligros muy alto a peligros bajo.

Peligro Muy Alto

Este peligro se relaciona a posibles desbordes de las aguas del Río Chillón, debido a la alteración de su cauce por acumulación de materiales por acción antropogenética, constituida por depositación de desmontes en las márgenes del río.

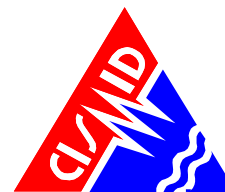
Los desmontes forman cerros alargados paralelos al cauce del río, constantemente se sigue acumulando estos desmontes, procediendo de demolición de construcciones y de explanaciones de terrenos. Esta actividad no se hace con dirección técnica, lo que acentúa su peligrosidad.

Este sector de peligro muy alto se ubica al Suroeste, aguas abajo del río, que actualmente está bastante poblado, encontrándose urbanizaciones como Los Álamos y Progreso.

Peligro Alto

Son aquellas áreas donde el terreno lo constituyen depósitos cuaternarios de origen aluvial, formado por una intercalación de cantos rodados de tamaños heterométricos, con materiales finos areno, limo, arcilloso, de compactación regular a, pendiente moderada.

Esta zona está presente en el sector Noreste del valle del río Chillón, y en la quebrada Torre Blanca, el peligro es que son caminos de huaycos, que se



pueden producir con intervalos de tiempos no muy amplios. Actualmente se está poblando en la Urbanización Torre Blanca, asimismo en el río Chillón, existe instalaciones para el tratamiento de agua para potabilizarla, que por estar estas instalaciones cerca del río pueden ser afectadas si se incrementa considerablemente el caudal.

Peligro Medio

Son aquellas áreas que forman laderas de los cerros de Carabayllo. Estas laderas son mayormente de pendiente moderada, estables, conformada por rocas ígneas y sedimentarias, que por intemperismo han formado depósitos coluviales; algunas laderas están cubiertas por arenas eólicas.

En el sector Norte existen bastantes canteras, que explotan mayormente rocas arcillosas del tipo lutitas, utilizadas para la industria ladrillera. El peligro son las construcciones que están abarcando estas laderas, pero se debe tener en cuenta que la roca de los cerros pueden ser adecuadas para cimentar casas, el problema es la forma precaria y sin técnica que la mayor parte de los pobladores hacen sus viviendas.

Abarca el área que involucra mayormente asentamientos urbanos con construcciones muy precarias y canteras que al ser abandonadas son ocupadas por pobladores humildes. Así tenemos los AA.HH Las Piedritas, Nueva Jerusalén, San Benito al Norte y al Sur los asentamientos Sol naciente, Raúl Porras Barrenechea.

Peligro Bajo

Son aquellas áreas donde el terreno están conformados por depósitos aluviales, materiales disgregados acarreados por las aguas del río Chillón, constituidos por terrenos sobre depósitos cuaternarios de origen aluvial, formado por gravas-arcillosas a gravas-limosas de consistencia firme, pendiente desde muy suave a suave (0° a 10°),

La zona de peligros bajo, se encuentra al Oeste de Carabayllo, a la mayor parte de terrenos están urbanizados o son utilizados como campos de cultivo. Aquí se encuentran la mayor parte de urbanizadoras como San Pedro de Carabayllo, Progreso, Santa María, La Flor, y los AAHH, Valle Hermoso, Juan Pablo, Valle Hermoso, El Mirador.

El Mapa II-4 del presente Tomo II presenta los peligros descritos para la zona de estudio del distrito de Carabayllo.



REFERENCIAS

- Aguilar, et al. (2007), "Curso de Geofísica Aplicada", Post grado UNI-FIC.
- Aki, K., (1957), "Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, vol. 25, Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University; p. 415-457.
- Aki, K., Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology: W.H. Freeman & Co.
- Alarcón, Silvia (2003) "Vulnerabilidad Sísmica del Distrito de la Molina", Informe de Suficiencia para obtener el título de Ingeniería Civil, FIC – UNI.
- Alva Hurtado J. E. (2004), "Banco de Datos de Mapas de Isosistas en el Perú", Página web del CISMID – FIC – UNI (http://www.cismid-uni.org/p_acelerograf/index.htm).
- Alva Hurtado J. E., Meneses J. y Guzmán V. (1984), "Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú", V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.
- Arias, A. (1970) A measure of earthquake intensity. Seismic Design of Nuclear Power Plants MIT Press Cambridge Massachusetts, pp. 438-489.
- 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.
- Asten M.W. and Henstridge J.D., (1984), "Array Estimators and the use of Microseisms for Sedimentary Basin Reconnaissance": Geophysics v. 49, 1828–183.
- Bard, P. (1998), Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation? The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada y Sasatani (eds), 1251-1279.
- Bermúdez M., Franco L., Martínez S. y Ojeda A., (2002) "Uso de las Microtremores para la evaluación de la Respuesta Dinámica de los Suelos".
- Bernal, I. (2000), "Características de la Sismicidad en la Región Sur del Perú", Revista de Trabajos de Investigación, CNDG, IGP, pp. 69 – 80. Lima, Perú.
- Berrocal J., (1974), "South American Seismotectonics from SAAS data", Thesis submitted for the Degree of Doctor of Philosophy in the University of Edinburg.
- Berrocal J., Deza E. y Shikiya J. (1975), "Estudio de Sismicidad para el Proyecto de Derivación del Río Mantaro a Lima", Informe del Instituto Geofísico del Perú a ELECTROPERU S.A.
- Bieniawski Z.T (1989) "Engineering Rock Mass Classification "Willey Interscience Publication, USA.
- Boatwright, J; Boore, D. (1982), "Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquake for directivity and dynamic source characteristics", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, N° 1, pp. 43-64.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES

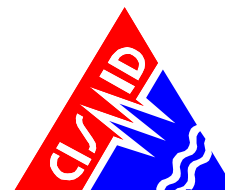


- Bolaños A. y Monroy O. (2004), "Espectros de Peligro Sísmico Uniforme", Tesis para Optar el Grado de Magíster en Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima.
- Bommer, J. J., (2002), "Deterministic vs. Probabilistic Seismic Hazard Assessment: An Exaggerated and Obstructive Dichotomy", Journal of Earthquake Engineering, Vol. 6, Special Issue 1, pp. 43 – 73, Imperial College Press.
- Boore, D. (1983), "Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, N° 6, pp. 1865-1894.
- Boore, D.; Joyner, W. (1982), "The empirical prediction of ground motion", Seismological Society of America, Vol. 72, N° 6, pp. S43-S60.
- Boore, D.; Joyner, W. (1984), "A note on the use of random vibratory theory to predict peak amplitudes of transient signals", Seismological Society of America, Vol. 74, N° 6, pp. 2035-2039.
- Braja M, Das (1996), "Principios de Ingeniería de Cimentaciones", México, Thomson Editores.
- Braja M, Das (2009), "Shallow Foundations", New York, Taylor & Francis Group.
- Gonzáles de Vallejo, Luis y Ferrer, Mercedes (2002), "Ingeniería Geológica", Madrid, España, Prentice Hall.
- Cahill, T.; Isacks, B. (1992), "Seismicity and shape of the subducted Nazca plate", Journal of Geophysical Research, Vol. 97, No B12, p. 17503 -17529.
- Calderón D., Sekiguchi T., Aguilar Z., Lazares F., Nakai S. (2011), "Dynamic Characteristics of the Surface Soils in Lima, Perú", 8th International Conference on Urban Earthquake Engineering.
- Castillo J. (1993), "Peligro Sísmico en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.
- Castillo, J; Alva, J. (1998), "Peligro sísmico en el Perú", Memorias del VIII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, SPMSIF, Lima, Perú
- Ccallo, F. (2002), "Estimación de Mw a partir de isosistas de intensidad máxima para sismos de subducción ocurridos en Perú", Instituto Geofísico del Perú, v.3, pp. 59-70, Lima, Perú
- Chávez J. (2006), "Leyes de Atenuación para Aceleraciones Espectrales en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.
- CISMID (1991), "Memorias del Seminario Taller de Dinámica de Suelos". Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- CISMID (1992), "Seminario Taller de Mecánica de Suelos y Exploración Geotécnica"
- CISMID (2004), "Estudio de Vulnerabilidad y Riesgo Sísmico de Diez Distritos de Lima y Callao", Lima, Perú.
- Cornell A. (1968), "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America", Vol 58, N°5 págs. 1538-1606.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Cornell, C.A. and Vanmarcke, E.H. (1969), The major influences on seismic risk: in Proceedings of the Third World Conference on Earthquake Engineering, Santiago, Chile, v.A-1, p. 69-93.
- Deza E. (1969), "Estudio Preliminar Sobre las Zonas de Transición que Separan Posibles Regiones Sismotectónicas del Margen Occidental de Sudamérica: Zona de Transición en el Perú", I Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Lima, Perú.
- Deza, E. (1972), "Zonas de Transición Sismotectónica en Sudamérica; Estudio Preliminar de la Zona de Transición en el Perú", Simposio del Manto Superior 1970, Bs.As. Argentina, Comité Argentino del Manto Superior.
- Deza E. y Carbonell C. (1978), "Regionalización Sismotectónica Preliminar del Perú", IV Congreso Peruano de Geología, Lima, Perú.
- Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990) "Assessment of the Size of large and Great Historical Earthquakes in Peru". BSSA, 80, pg 551-576.
- Dorman, J., Ewing, M., (1962) Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area: J. Geophys. Res., 67, 5227-5241.
- Figueroa, J., C. (1974), "Tratado de Geofísica Aplicada", LITOPRINT, Madrid.
- Esteva, L. (1970), "Criterios para la Construcción de Espectros de Diseño", Publicación N 19 del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México
- Gallegos, M. (1999), "Construcción de leyes de atenuación a partir de espectros de fuente y teoría de vibraciones aleatorias para la republica de Colombia", XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Morelia, Michoacán, México.
- Gallegos, M. (2000), "Estimación de riesgo sísmico en la Republica de Colombia", Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de México, México D.F.
- Gamarra y Aguilar (2009), "Nuevas Fuentes Sismogénicas para la Evaluación del Peligro Sísmico y Generación de Espectros de Peligro Uniforme en el Perú", XVII Congreso Nacional de Estudiantes de Ingeniería Civil, Lima, Perú.
- Giesecke, A; Ocola, L.; Silgado, E.; Herrera, J.; Giuliani, H. (1980), "El terremoto de Lima del 3 de octubre de 1974", Informe técnico, CERESIS-UNESCO, Lima, Perú.
- Giovanni M. K., Beck S. L. & Wagner L. (2002), "The June 23, 2001 Peru Earthquake and the Southern Peru Subduction Zone". Geophysical Research Letters, Vol 29, N° 21, 2018.
- Gonzáles de Vallejo, L. y Ferrer M. (2002), "Ingeniería Geológica", Prentice Hall, Madrid, España.
- Grange, F., et al (1984), "Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Southern Peru", Journal of Geophysical Research, Vol. 89, pp. 6139-6152.
- Gutenberg, B. (1945), "Magnitude determination for deep-focus earthquakes", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 35, pp. 117-130.
- Gutenberg, B.; Richter, C. (1956), "Earthquake magnitude: intensity, energy, and acceleration", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 46, pp. 104-145.



- Hanks, T.; Kanamori, H. (1979), "A moment magnitude scale", Journal of Geophysical Research, Vol. 84, pp. 2348-2350
- Hanks, T.; Macguire, R. (1981), "The character of high frequency strong ground motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 71, pp. 2071-2095.
- Hoek E. Bray J.W (1977) "Rock Slope Engineering", London, 2da Edición.
- Huamán, C (1971), "Microzonificación Sísmica de la Punta y el Callao", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
- Hunt, Roy E (1986), "Geotechnical Engineering – Techniques and Practices", McGraw- Hill, USA.
- Idriss I. (1985), "Evaluating Seismic Risk in Engineering Practice". XI International Conference in Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, USA, Vol I.
- INGEMMET "Geología de los Cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica "Boletín N°43 – Hoja: 25-j, 1992.
- INGEMMET (2007-2008), Actualización del Mapa de Peligros, Plan de Usos del Suelo ante desastres y medidas de mitigación de Chíncha Alta, Pueblo Nuevo, Sunampe y Alto Larán, Programa Ciudades Sostenibles, Proyecto PNUD 00048999.
- Instituto Geofísico del Perú. (2001), "Catálogo Sísmico del Perú: Versión Revisada y Actualizada". Lima, Perú.
- Instituto Tecnológico de España (1991) "Manual de Ingeniería de Taludes"
- Isacks B., Oliver J. y Sykes L.R., (1968), "Seismology and Global Tectonics", Journal of Geophysical Research, Vol 73, N°18, págs. 5855-5899.
- Joyner, W.; Boore, D. (1988), "Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion", Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent Advances in Ground Motion Evaluation, Geotechnical Special Publication 20, pp. 43-102, ASCE, New York.
- Kramer, S. L., (1996), "Geotechnical Earthquake Engineering". Prentice Hall, New Jersey, USA.
- Lermo J., Rodríguez M., y Singh S. K. Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements, Earthquake Spectra, (1988), 4, 805-14.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1994). Are microtremors useful in site response evaluation?, Bull. Seism. Soc. Am., 83,1350-1364.
- Lilhanand, K., Tseng, W. S. (1987), Generation of synthetic time histories compatible with multiple-damping design response spectra. Transactions of the 9th International Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology, Lausanne, K1, 105-110.
- Lilhanand, K., Tseng, W. S. (1988), Development and application of realistic earthquake time histories compatible with multiple-damping design spectra, Proceedings of the 9th World Conference on Earthquake Engineering, Tokyo Japan, II, 819-824.
- Lillesand, T. y Kiefer, R. (2000). Remote Sensing and Image Interpretation. Fourth Edition. John Wiley & Sons, Inc.
- L. Rodríguez, H. Tavera (1991), "Determinación en Alta Resolución de Wadatti – Benioff en el Perú Central", Revista Brasileira de Geofísica, Vol. 9 (2), 141-159.



- Macharé, J., Fenton, C., Machette, M., Lavenue, A., Costa, C. and Dart, R., (2003), "Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Peru and its Offshore Regions", Open-File Report 03-451, US Geological Survey, U.S.A.
- Mari, J. L., 1984, Estimation of static correction for shear-wave profiling using the dispersion properties of Love waves: Geophysics, 49, 1169-1179.
- Martínez Vargas, Alberto (1990), "Geotecnia para Ingenieros", Lima, Perú, CONCYTEC.
- Muni Budhu, R. E. (2007), "Soil Mechanics and Foundations", Jhon Wiley & Sons, United States of America.
- McGuire R.K. (1974), "Seismic Structural Response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance", MIT Report R74-51 Cambridge MA, USA.
- McGuire R.K. (1976), "Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis", Open-File Report 76-67, U.S. Geological Survey.
- Nakamura, Y. (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface". Quarterly Report Railway Technology Research Institute., Vol. 30. Nº3. pags. 25-30.
- Newmark and Rosenblueth (1971), Fundamentals of Earthquake Engineering, Prentice – Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., 640 pp.
- Omori, F. (1908)"On Micro-Tremors".Bull. Imperial Earth. Investigation Committee of Tokyo, Vol II. Pag. 1-6.
- Ordaz, M. (1992), "Estimación de Movimientos Fuertes Ante Temblores de Subducción", Tesis Doctoral, División de Estudios Posgrado de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ordaz, M., Aguilar A., Arboleda J: (1999), "Program for Computing Seismic Hazard: CRISIS 2003 Ver 3.0.1", Institute of Engineering, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ordaz, M., Veras L. (2003), "Criterios generales para la definición de Espectros Sísmicos de Sitio", XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Guanajuato-León, México, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.
- Pomachagua, O. (2000), "Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú", Revista de Trabajos de Investigación, CNDG, IGP, pp. 93 – 104. Lima, Perú.
- Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., (1992), Numerical recipes in C: Cambridge Univ. Press.
- Reyes, C.; Miranda, E.; Ordaz, M. (1999), "Ley de atenuación espectral para estimar el espectro de aceleraciones en la estación CU", XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Morelia, Michoacán, México.
- Richards, J. y Jia, X. (1999). Remote Sensing Digital Image Analysis, An Introduction. Third, Revised and Enlarged Edition. Springer.
- Richter C.F. (1958), "Elementary Seismology", W.H. Freeman Co., San Francisco.
- Roma V. (2001), "Soil Properties and Site Characterization by means of Rayleigh Waves", PhD Degree in Geotechnical Engineering, Department of Structural and Geotechnical Engineering, Technical University of Turin (Politecnico), Italy.



- 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*, Volume 68, Number 1, January/February.
- Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, 138, 479-494.
- Sambridge, M., 1999b, Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm II. Appraising the ensemble, *Geophys. J. Int.*, 138, 727-746.
- Schnabel, P. B., Lysmer, J., Seed, H. B. (1972), SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. Report No. EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California.
- Sebrier M., Huamán D., Blanc J. L., Macharé J., Bonnot D. y Cabrera J. (1982), "Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú", Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
- SENCICO (1997), Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, Reglamento Nacional de Edificaciones, "Norma E-050, Suelos y Cimentaciones", Lima, Perú.
- SENCICO, Ministerio de Vivienda, Construcción y Saneamiento, Reglamento Nacional de Edificaciones, "Norma E-030, Diseño Sismo Resistente", Lima, Perú.
- Silgado E. (1973), "Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú 1955-1970", *Geofísica Panamericana*, Vol 2 pp. 179-243.
- Silgado E. (1978), "Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú (1513-1974)", Instituto de Geología y Minería, Boletín N°3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima, Perú.
- Silgado E. (1992), "Investigación de Sismicidad Histórica en la América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX", CONCYTEC, Lima, Perú.
- Silgado E., (1969), "Sismicidad de la Región Occidental de la América del Sur entre los paralelos 2° y 18° Latitud Sur" Primer Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, pp. 33-44.
- SISRA (1985), "Catálogo de Terremotos para América del Sur" Vol 7a, 7b y 7c, Proyecto SISRA, CERESIS, Lima, Perú.
- Slemmons D. (1982), "Magnitude of Active Faults", U.S. Army Engineer Waterways Experimental Station, USA.
- Scordilis E., (2006), "Empirical Global Relations Converting Ms and Mb to Moment Magnitude", *Journal. Seismological*, 10, pp 225-236.
- Tavera H. y Buforn E (1998), "Sismicidad y Sismotectónica de Perú", *Física de la Tierra*, N° 10, pp. 187 – 219. España.
- Tavera H., (1998), "Mecanismo Focal de Terremotos en Perú y Sismotectónica", Tesis para Optar el Grado de Doctor en Ciencias Físicas, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, España.
- Tavera H., Buforn E., Bernal I., Antayhua Y. & Vilcapoma L. (2002), "The Arequipa (Peru) Earthquake of June 23, 2001", *Journal of Seismology*, Vol. 6, pp. 279 – 283.
- Tavera H., Vilca R. y Marín G. (2006), "Inferences on the Geometry of the Nazca Plate in Northwestern Peru Based on Data Collected by a Local Seismograph Network", *Earth Science Research Journal*, Vol. 10, N° 1, pp. 15 – 24.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL

CENTRO PERUANO-JAPONÉS DE INVESTIGACIONES
SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES



- Xia J., Miller R., Park C., (1999), Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Society of Exploration Geophysicists
- Yamahara, H. (1969) "The Frequency Characteristic of Ground and the Earthquake Damage of Structure", Transactions of the Architectural Institute of Japan (165), 53-59, 1969-11-30.
- Youngs, R. R., Chiou. S. J., Silva, W. J. and Humprey, J. R. (1997), "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes", Seismological Research Letters, Vol. 68, Numb. 1, Pp. 58 – 73, USA.