

UNIVERSIDAD DE HUÁNUCO
FACULTAD DE INGENIERÍA

EAP de Ingeniería Civil



TRABAJO DE SUFICIENCIA PROFESIONAL

**OBTENCIÓN DEL FACTOR DE ZONA SÍSMICO "Z" MEDIANTE
EL SOFTWARE CRISIS 2015 VER.4.1 EN LA CIUDAD DE
HUÁNUCO 2017**

**Para optar el título profesional de ingeniero
Civil**

Autor

Bach. KETHNY JUSTINO MALPARTIDA PINO

Asesor Interno

ING. JOSUE, CHOQUEVILCA CHINGUEL

ING. JERRY MARLON, DÁVILA MARTEL

Asesor Externo

ING. FELICIANO ESTEBAN DOMINGUEZ

Huánuco – Perú

2017

DEDICATORIA

La presente Investigación está dirigido a mis padres por el gran apoyo brindado a mi persona, hermanos por su apoyo y comprensión, familiares en general, amigos, mis docentes durante mi formación profesional en la Universidad de Huánuco por todos los conocimientos compartidos.

AGRADECIMIENTO

Agradezco a nuestro señor Dios Todopoderoso por su inmenso amor y misericordia, gracias por la vida, salud, educación.

A mis padres y hermanos por su apoyo incondicional durante toda la etapa de mi vida, por muchos momentos compartidos.

A mi asesor el ING. FELICIANO ESTEBAN DOMINGUEZ por su gran apoyo durante todo el desarrollo de esta investigación, valiosos conocimientos compartidos, palabras de aliento, oportunidades de trabajo.

A mis amigos y colegas por su apoyo, consejos, conocimientos compartidos, trabajos.

A la facultad de Ingeniería Civil de la Universidad de Huánuco, autoridades por toda la formación profesional, asesores, Ingenieros Jurados nombrados por Universidad.

A todas las personas que alguna vez me brindaron apoyo para el desarrollo de la investigación.

INDICE

<i>AGRADECIMIENTO</i>	3
<i>INDICE</i>	4
<i>FIGURAS</i>	7
<i>TABLAS</i>	11
<i>ECUACIONES</i>	13
<i>RESUMEN</i>	15
<i>ABSTRACT</i>	16
<i>INTRODUCCIÓN</i>	17
<i>CAPITULO I</i>	19
<i>PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN</i>	19
1.1. Descripción del Problema	19
1.2. Formulación del Problema	19
1.3. Objetivo General	19
1.4. Objetivos Específicos.....	19
1.5. Justificación de la Investigación	20
1.6. Limitaciones de la Investigación	20
1.7. Viabilidad de la Investigación	20
<i>CAPITULO II</i>	21
<i>MARCO TEÓRICO</i>	21
2.1 Antecedentes de la Investigación.....	21
2.2 Bases Teóricas	22
2.3 Definiciones Conceptuales.....	23
2.4 Hipótesis	71
2.5 Variables	71
2.6 Operacionalización de Variables.....	72
<i>CAPITULO III</i>	73
<i>MATERIALES Y MÉTODOS</i>	73
3.1. Método y Diseño	73
3.2. Tipo y Nivel de Investigación (referencial)	74

3.3. Población y Muestra.....	76
3.4. Técnicas e Instrumentos de Investigación	79
3.5. Contrastación de Hipótesis y Prueba de Hipótesis	80
<i>CAPITULO IV</i>	<i>81</i>
RESULTADOS	81
4.1. Procesamiento de Datos (Cuadros estadísticos con su respectivo análisis e interpretación).....	81
4.2. Sismicidad Histórica.....	88
4.3 SISMICIDAD INSTRUMENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	90
4.4 Evaluación y Caracterización de fuentes Sismogénicas.....	105
4.5 Estimación de los Parámetros Sismológicos de las Fuentes Sismogénicas	115
4.6 Leyes de Atenuación de Ondas Sísmicas Utilizadas en la Evaluación	123
4.6.1. Modelo de Atenuación sísmica de Youngs et al (1997)	123
4.6.2. Modelo de Atenuación Sísmica de J. Chávez Obregón (2006)	125
4.6.3. Modelo de Atenuación Sísmica de Sadigh et al (1997)	127
4.6.4. Ecuación de Atenuación de Zhao et al. (2006)	129
4.6.5. Resumen de Leyes de Atenuación	132
Las leyes de atenuación son expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad sísmica. Estas son necesarias para evaluar los efectos que producen cada una de las fuentes en el sitio de interés, en términos de intensidad sísmica.....	132
A continuación, presentamos la característica principal de las leyes de atenuación y posteriormente a cada fuente sismogénica donde será aplicado de acuerdo a sus parámetros:.....	132
4.6 Determinación de Peligro Sísmico	133
4.6 Gráfico de Curvas de Tasa de Excedencia.....	135
4.7. Espectros de Respuesta y de Diseño	136
4.8. Espectro de Peligro Uniforme de Aceleración	138
4.9. Elaboración de la Data CRISIS 2015 Ver.4.1	140
5.0. Comparación de Normas Internacionales ASCE, AASHTO, E0.30.	152
5.1.0 Response Spectra Analysis Based on ASCE 7-10	152

5.2.0 Bridge Design Specifications AASHTO LRFD 2014	153
5.3.0 Norma E0.30 Diseño Sismorresistente 2016	156
5.4.0 Comparación de Normas Y El Espectro Obtenido de la Investigación.....	158
CONCLUSIONES.....	159
RECOMENDACIONES	161
<i>CAPITULO V</i>	162
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	162
ANEXOS	164

FIGURAS

<i>Figura 1 Ondas P</i>	24
<i>Figura 2 Ondas S</i>	25
<i>Figura 3 Ondas R</i>	26
<i>Figura 4 Ondas L</i>	26
<i>Figura 5 Tipo de compresión Y mecanismo focal correspondiente (nyffenegger 1997)</i>	27
<i>Figura 6 Simulación de una ruptura normal en donde se identifican los puntos importantes como el foco (hipocentro, epicentro de un movimiento telúrico). ...</i>	27
<i>Figura 7 Esquema en donde se ubica los tipos de sismos en las zonas de subducción y sismos de corteza superficial y/o continental; a) Representa donde se origina los sismos de interplaca; b) representa donde se origina los sismos de interplaca; c) Representa donde se origina los sismos de corteza superficial o continentales.</i>	29
<i>Figura 8 Escalas de Intensidades Sísmicas y su Equivalencia (REITER 1990)</i>	31
<i>Figura 9 La conformación de Escala de Magnitud de Momento con Otras escalas de magnitud (HEATON, TAJIMA Y MORI, 1986)</i>	38
<i>Figura 10 Mapa de sismicidad global en esta figura se muestran los terremotos ocurridos a partir de 1966 con magnitud superior a 6, en la escala de richter (BOLT 1999).</i>	40
<i>Figura 11 Mapa donde se identifica la distribución de las principales placas tectónicas y tipos de márgenes entre ellas.</i>	40
<i>Figura 12 Mapa De Peligro Sísmico Global (GSHAP, 1999)</i>	41
<i>Figura 13 Principales unidades geomorfológicas del Perú, ZC= zona costera ubicada desde el norte hasta el sur a lo largo de todo el litoral, C. OC = cordillera occidental limita por el oeste con la zona costera y por el este con la cordillera oriental, C. OR = al norte limita con la zona costera y en el centro rodea a la C.O.C y hacia el sur va limitada con la zona subandina Z.S= que limita por el oeste con la C.OC (TAVERA Y BUFORN 1998).</i>	46
<i>Figura 14 Esquemización de los 4 pasos a seguir para el cálculo del peligro sísmico determinístico (Adaptado de Kramer 1996).</i>	49
<i>Figura 15 Esquemización de los 4 pasos a seguir para el cálculo del peligro sísmico probabilístico (adaptado de KRAMER 1996).</i>	51
<i>Figura 16 Distintas geometrías de fuentes sísmicas. (a) falla pequeña que puede ser modelada como una fuente puntual; (b) falla poco profunda que</i>	

<i>puede ser representada como una fuente lineal; (c) fuente tridimensional (adaptado de KRAMER 1996).</i>	54
<i>Figura 17 Sismicidad de una Región</i>	57
<i>Figura 18 Relaciones empíricas para el cálculo de la Magnitud Máxima Esperada “M_{máx}”</i>	59
<i>Figura 19 ilustración de la función de probabilidades condicional de exceder un valor particular del movimiento del suelo (a*) para una magnitud y distancia dada.</i>	62
<i>Figura 20 Se ilustra la relación de atenuación nga de chiou and youngs 2008, la cual es una varias de la relacion de atenuacion de sadigh de 1997.</i>	64
<i>Figura 21 Curva de Peligro Sísmico para un Emplazamiento</i>	67
<i>Figura 22 El ejemplo de la Función P[S(w)], la probabilidad que será S(w) Excedida al menos una vez en Y años (M.D Trifunac et al en 1977)</i>	68
<i>Figura 23 Espectros de Respuesta</i>	69
<i>Figura 24 Ejemplo del espectro uniforme de peligro sísmico utilizando la Región de Atenuación de ordenadas espectrales de Chavez Obregón 2006, para 25 años de Tr para una ordenada espectral de 0.2 segundos.</i>	70
<i>Figura 25 Eventos sísmicos en todo el sector de América del Sur en el periodo 1963 Hasta Mayo del 2017</i>	77
<i>Figura 26 Árbol de decisiones para homogenización de data según Boore y Joyner (1982), GSHAP y el ISC.</i>	79
<i>Figura 27 División Política de la región Huánuco, sus 11 provincias.</i>	82
<i>Figura 28 Mapa Geológico de la Región Huánuco.</i>	84
<i>Figura 29 Mapa Neotético del Perú.</i>	86
<i>Figura 30 Eventos sísmicos (USGS), IGP contando con el registro sísmico desde el 11/01/ 1963 hasta el 11 /05/ 2017 con magnitud entre (2.5 a 8.8mb).</i>	90
<i>Figura 31 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 1980.</i>	91
<i>Figura 32 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2000.</i>	92
<i>Figura 33 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2010.</i>	93
<i>Figura 34 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2014.</i>	94
<i>Figura 35 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2017.</i>	95
<i>Figura 36 Mapa de Eventos Sísmicos del catálogo de la USG, desde el año 1963 al 2017 en la región Huánuco</i>	99
<i>Figura 37 Esquema sismo tectónico de la geometría de la subducción en el Perú</i>	100

<i>Figura 38 Seccionamiento del Mapa Sísmico del Perú.....</i>	<i>101</i>
<i>Figura 39 Sección B-B del mapa Sísmico.....</i>	<i>102</i>
<i>Figura 40 Sección A-A del mapa Sísmico.....</i>	<i>102</i>
<i>Figura 41 Sección C- C del mapa Sísmico</i>	<i>103</i>
<i>Figura 42 Tipos de Sismos</i>	<i>104</i>
<i>Figura 43 Efectos de Subducción en el Continente entre la Placa de Nazca y Sudamericana.....</i>	<i>106</i>
<i>Figura 44 Mapa de Fuentes Sismogénicas de Interface.</i>	<i>112</i>
<i>Figura 45 Mapa de Fuentes Sismogénicas de Interplaca.</i>	<i>113</i>
<i>Figura 46 Mapa de Fuentes Sismogénicas superficiales o continentales.</i>	<i>114</i>
<i>Figura 47 IMPORTACIÓN DEL ARCHIVO AL ZMAP EN DATA IMPORT FILES</i>	<i>116</i>
<i>Figura 48 Visualizamos toda la población de los eventos sísmicos.</i>	<i>117</i>
<i>Figura 49 Seleccionamos el área de análisis en select- poligon select, damos un click derecho.....</i>	<i>117</i>
<i>Figura 50 Hacemos click en keep as newcat para mantener como nuevo tálogo ese sector seleccionado.</i>	<i>117</i>
<i>Figura 51 Luego podemos tener los sismos en el área de estudios nada más, podemos guardar en formato mat. haciendo click catalogo save mat.luego podemos volver a abrirlo.....</i>	<i>118</i>
<i>Figura 52 Podemos agregar una vista en Poligon con el comando 3D-VIE, mostrando todos los sismos en el sector de análisis de todo el Perú, profundidad, coordenadas geográficas.</i>	<i>118</i>
<i>Figura 53 Modo de histogramas Magnitud vs Número de sismos.....</i>	<i>119</i>
<i>Figura 54 Modo de histogramas Profundidad vs Número de sismos.</i>	<i>119</i>
<i>Figura 55 Modo de histogramas Año de Evento Sísmico vs Número de sismos</i>	<i>120</i>
<i>Figura 56 Representación Gráfica de la frecuencia vs la Magnitud de Sismos, calculando los valores de “a”, “b”, “Mc”</i>	<i>120</i>
<i>Figura 57 Malla de puntos y lugares de análisis utilizados en la presente investigación</i>	<i>141</i>
<i>Figura 58 Parámetros de Integración Utilizados en la presente Investigación.</i>	<i>142</i>
<i>Figura 59 Mapa de área de investigación.</i>	<i>143</i>
<i>Figura 60 Geometria de la fuente sismogénica en la región Huánuco.</i>	<i>143</i>
<i>Figura 61 Sismicidad de la fuente.....</i>	<i>144</i>

<i>Figura 62 Datos de la ley de atenuación aplicada a la fuente.</i>	144
<i>Figura 63 Intensidades por cada Ordenada espectral.</i>	145
<i>Figura 64 Modelo de elevación Digital de todas las fuentes sismogénicas en todo el territorio peruano.</i>	146
<i>Figura 65 Mapa de Isoaceleraciones en todo el territorio Peruano.</i>	147
<i>Figura 66 Mapa de Isoaceleración de la Región Huánuco, para $T=0.000$ segundos y 50 años de periodo de retorno.</i>	147
<i>Figura 67 Tasas de Excedencia y Espectro de Peligro Uniforme de la Región Huánuco para $T=0.000$ segundos y 50 años de periodo de retorno.</i>	148
<i>Figura 68 MAPA DE ISOACELERACIONES DE TODO EL PERÚ</i>	149
<i>Figura 69 MAPA DE ISOACELERACIONES DE TODA LA REGIÓN HUÁNUCO CON REFERENCIA DEL MAPA SATELITAL</i>	150
<i>Figura 70 MAPA DE ISOACELERACIONES DE TODA LA REGIÓN HUÁNUCO</i>	151
<i>Figura 71 Clasificación de suelos según la ASCE 2010.</i>	152
<i>Figura 72 Análisis del Espectro de Respuesta de acuerdo a la ASCE 7-10</i> ...	152
<i>Figura 73 Clasificación de suelos según AASHTO LRFD.</i>	153
<i>Figura 74 Valores de F_{pg} y F_a en función de la clasificación de sitios.</i>	153
<i>Figura 75 Valores de F_v en función de la clasificación del sitio y periodo de la aceleración espectral en un 1seg.</i>	154
<i>Figura 76 Coeficiente de Respuesta Sísmica</i>	154
<i>Figura 77 Parámetros sísmicos según norma E0.30</i>	156
<i>Figura 78 Mapa de zonificación Sísmica y Espectro de Diseño según Norma E0.30</i>	157
<i>Figura 79 Espectros de Diseño unidos de las tres normas.</i>	158

TABLAS

Tabla 1 Operacionalización de Variables.....	72
Tabla 2 Coordenadas Geográficas de la Región Huánuco	82
Tabla 3 Coordenadas Geográficas, UTM de las 11 Provincias y capitales de la Región Huánuco	83
Tabla 4 Sismos Históricos en el Territorio Peruano	89
Tabla 5 eventos sísmicos de (Mw)>5 en el periodo 11/01/1963 hasta 11/05/2017	96
Tabla 6 Coordenadas geográficas de las Fuentes sismogénicas de Interface.	107
Tabla 7 Coordenadas geográficas de las Fuentes sismogénicas de Interplaca	108
Tabla 8 Coordenadas geográficas de las Fuentes sismogénicas Superficiales o Continentales.	110
Tabla 9 PARÁMETROS SISMOLÓGICOS FUENTES DE INTERFACE ...	121
Tabla 10 PARÁMETROS SISMOLÓGICOS - FUENTES DE INTERPLACA	121
Tabla 11 PARÁMETROS SISMOLÓGICOS - FUENTES SUPERFICIALES O CONTINENTALES.....	122
Tabla 12 Relaciones de Atenuación para la Aceleración de la Respuesta Espectral Horizontal (con 5% de amortiguamiento) para los Terremotos de Subducción (Propuesta por Youngs et al en 1997).....	124
Tabla 13 Esquema de clasificación Geomatrix 3rd Letter	125
Tabla 14 Relaciones de Atenuación para la Aceleración de la Respuesta Espectral Horizontal (con 5% de amortiguamiento) para los Terremotos de Subducción Funcional Adoptado : (Propuesta por J. Chávez Obregón el 2006).....	126
Tabla 15 Relación de Atenuación para la Aceleración de la Respuesta Espectral Horizontal (con 5% de amortiguamiento) para los Terremotos de Subducción Propuesta por Sadigh et al 1997.....	127
Tabla 16 Desviación Estándar del modelos de atenuación de Sadigh et al 1997.....	128
Tabla 17 Esquema de clasificación de Molas & Yamazaki (1995).....	129

Tabla 18 Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Zhao et al. (2006).....	131
Tabla 19 Relación de la ley de atenuación y fuentes de aplicación	133
Tabla 20 Comparación de los periodos usados para las distintas leyes de atenuación.	139
Tabla 21 Valores del Espectro Uniforme de Peligro (UHS)	148
Tabla 22 CUADRO COMPARATIVO DE PERIODOS (seg) Y ACELERACIONES (g) POR CADA NORMA APLICADA A LA CIUDAD DE HUÁNUCO SOBRE UNA ESTRUCTURA DE REFERENCIA.	158

ECUACIONES

Ecuación 1	32
Ecuación 2	33
Ecuación 3	33
Ecuación 4	34
Ecuación 5	34
Ecuación 6	35
Ecuación 7	36
Ecuación 8	36
Ecuación 9	37
Ecuación 10	37
Ecuación 11	37
Ecuación 12	38
Ecuación 13	51
Ecuación 14	55
Ecuación 15	55
Ecuación 16	55
Ecuación 17	56
Ecuación 18	56
Ecuación 19	61
Ecuación 20	62
Ecuación 21	63
Ecuación 22	65
Ecuación 23	65
Ecuación 24	66
Ecuación 25	66
Ecuación 26	67
Ecuación 27	68
Ecuación 28	78
Ecuación 29	78
Ecuación 30	78
Ecuación 31	78
Ecuación 32	96
Ecuación 33	124

Ecuación 34: $C4 + C5M$	124
Ecuación 35	124
Ecuación 36: $C4 + C5M$	124
Ecuación 37: $\ln aT = C1 + C2Mw - 6 + C3Mw - 62 + C4\ln R + C5R$	126
Ecuación	38:
$\ln SaT = C1 + C2M + C38.5M2.5 + C4\ln(R + eC5 + C6M + C7\ln(R + 2))$	127
Ecuación 39: $\sigma(\ln SaT)$	127
Ecuación 40	129
Ecuación 41	129
Ecuación 42	134
Ecuación 43	134
Ecuación 44	135
Ecuación 45	136

RESUMEN

La presente investigación se enmarca en todo el territorio del Perú luego pasamos al análisis de la región Huánuco, para lo cual se realizó la recopilación de información de datos sísmológico disponibles hasta el 11 de mayo del 2017; y se utilizaron dos modelos de atenuación para ordenadas espectrales, las cuales hayan sido formuladas en base a procesos de subducción y reajuste tectónico.

Una vez calculada la sismicidad de las fuentes sismogénicas, se realizó la evaluación del peligro Sísmico, y el cálculo los Espectro Uniforme de Peligro (UHS) de la región.

Posterior a ello se analizó la comparación de los espectros de Diseño de las normas ASCE 2010 – AASHTO 2014 – E0.30 2016. y también con el espectro obtenido del análisis de la región Huánuco.

ABSTRACT

The present investigation is framed in the territory of Peru, after which we proceed to the analysis of the Huánuco region, for which the information of available data was collected until May 11, 2017; Spectral for attenuation models were used, which were formulated based on the subduction and tectonic readjustment processes.

Once the seismicity of the seismic sources was calculated, the seismic hazard assessment and the Uniform Hazard Spectrum (UHS) calculation of the region were performed.

Subsequent to analyzing the comparison of the design spectra of the standards ASCE 2010 – AASHTO 2014 – E0.30 2016. And also with the spectrum obtained from the analysis of the Huánuco region.

INTRODUCCIÓN

El peligro sísmico es una medida de la probabilidad que el sismo más fuerte que puede ocurrir en una zona, en un cierto número de años, exceda (o no exceda) un determinado nivel de intensidad sísmica (intensidad, aceleración, velocidad, etc.).

Cornell (1968) propuso una metodología para realizar el análisis de peligro sísmico probabilísticamente. Esta metodología fue sistematizada por McGuire (1974, 1976) en su programa de cómputo RISK, el cual es ampliamente usado en la actualidad, convirtiéndose en una herramienta básica para este análisis, dado que únicamente determina los niveles de demanda sísmica para la aceleración máxima en la base del terreno.

La concepción básica del método consiste en la determinación y caracterización de las fuentes sismogénicas que definen la sismicidad de la región en estudio; para esto es necesario revisar la actividad sísmica del pasado y analizar las características tectónicas de la región.

Seguidamente se determinan los parámetros de sismicidad local de cada una de las fuentes o zonas sismogénicas y con la ayuda de leyes de atenuación sísmica definidas para cada tipo de fuentes, se determinan los valores probables de intensidades sísmicas que pueden esperarse en un determinado lugar.

Se conoce que el movimiento sísmico del terreno en un lugar determinado está directamente influenciado por factores como el mecanismo de la fuente, el camino de propagación de las ondas y las condiciones locales del suelo en el sitio de interés. Dado que las leyes de atenuación son generalmente desarrolladas considerando información obtenida en roca base o suelo rígido de la actividad sísmica de diversas partes del mundo, los valores de aceleración estimados generalmente no reflejan la amplificación de las ondas producto de las condiciones locales del suelo en un punto de interés determinado.

El análisis sísmico probabilístico es expresado en curvas de Probabilidad Anual de Excedencia vs. Aceleración Espectral las cuales permiten estimar adecuadamente las ordenadas espectrales asociados a un nivel de excedencia uniforme a lo largo del espectro, mediante la determinación de

espectros de respuesta de peligro uniforme, utilizando metodologías establecidas en la literatura técnica, en lugar de escalar una forma espectral al valor de aceleración máxima del suelo estimada mediante un estudio de peligro sísmico probabilístico, lo cual conduce a una distribución no uniforme del peligro a lo largo del espectro y por tanto a un nivel de riesgo diferente de acuerdo a la importancia de la estructura a diseñar.

El presente Estudio de peligro sísmico en la ciudad de Huánuco 2017, se han empleado leyes de atenuación para cuantificar la aceleración horizontal máxima del suelo en la base y también permiten estimar los niveles de demanda sísmica para diferentes periodos de vibración del suelo publicados en la literatura técnica, denominados leyes de atenuación para ordenadas espectrales. Dada esta tendencia mundial, para la evaluación de la peligrosidad sísmica en la región, se empleará las leyes de atenuación para ordenadas espectrales propuestas por Youngs et al. (1997), Zhao et al. (2006), McVerry et al. (2006), Atkinson y Boore (2003) y BC HYDRO (Abrahamson 2015) que diferencian los mecanismos focales para sismos de subducción de interfase e intraplaca en la estimación de la máxima aceleración espectral para diferentes periodos estructurales. Además, se ha empleado el modelo de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Sadigh, et al., (1997) para sismos continentales.

CAPITULO I

PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

1.1. Descripción del Problema

Existen fenómenos naturales en la tierra así como puede ser un evento sísmico, este pueden generar licuación de suelos, deslizamiento de taludes, aluviones, huaycos, etc.; estos eventos sísmicos tienen su ocurrencia por la liberación abrupta de la energía acumulada entre las placas tectónicas, esta acumulación ocurre en un periodo de tiempo determinado; la cuantificación de estos eventos sísmicos se denomina magnitud, es esta magnitud la cual se tomara como referencia para el cálculo de aceleraciones en el suelo y en las edificaciones, son estas ultima, las edificaciones las que son más vulnerables en la ocurrencia de un evento sísmico.

El problema principal en la con la cual se pretende solucionar es la actualización de la base de datos sísmicos a través de ello obtener factores de zona sísmicos, así como se muestra en la norma E0.30 DISEÑO SISMORRESISTENTE desarrollado en el año 2014 pero publicada en el año 2016.

1.2. Formulación del Problema

1.2.1. Problema General

En nuestra región de Huánuco no contamos un factor de zona sísmico "z".

1.3. Objetivo General

- Obtener el factor de zona sísmico en la ciudad de Huánuco.

1.4. Objetivos Específicos

- Obtener el registro de todos los eventos sísmicos en todo el Perú.
- Procesar toda la data Sísmica en el software CRISIS 2015 Ver. 4.1.

1.5. Justificación de la Investigación

Como justificación podemos mencionar que este tipo de investigaciones es y será de muchísima utilidad para impulsar y/o que las instituciones encargadas en las investigaciones de la misma naturaleza como el Instituto Geofísico del Perú, CISMID en la región Huánuco, SENSICO tengan referencias.

También servirá para el desarrollo de numerables estudios de Inversión en toda la Región de Huánuco.

BENEFICIOS DE LA INVESTIGACIÓN

Como beneficiarios podemos referirnos a toda la población de la región de Huánuco, instituciones del estado que intervienen en investigaciones de este tipo sobre la región Huánuco, gobiernos locales.

1.6. Limitaciones de la Investigación

Existen muchas limitaciones de acuerdo al tipo de investigación que realizamos, en nuestro caso tenemos como limitaciones las siguientes:

- Disponibilidad Económica para el desarrollo de con equipos más sofisticados.
- Centros de investigación de esta naturaleza, así como laboratorios, equipos.
- El tiempo que se requiere para este tipo de investigaciones debería ser mayor, en realidad con el paso del tiempo la ocurrencia de nuevos eventos sísmicos el estudio de peligro sísmico será variado.

1.7. Viabilidad de la Investigación

En relación a esta investigación podemos afirmar que sí es viable porque podemos contar con todos los recursos financieros, humanos, equipos, laboratorios y materiales necesarios que determinan en última instancia los alcances de la investigación y finalmente llegar a los objetivos trazados anteriormente.

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Antecedentes de la Investigación

La presente investigación nació a través de una incógnita de mi persona quien desea contribuir al desarrollo de criterios para el diseño sísmico resistente de diferentes tipos de edificaciones en nuestro querido Perú y como no a nivel internacional. Pero a través de los años se realizaron diferentes investigaciones de esta naturaleza como mencionamos a continuación.

En el año 2012, el Ing. Felix Marin Guillen realizó una investigación de “Evaluación del Riesgo Sísmico del centro Histórico de la Ciudad de Huánuco” con 20 fuentes sismogénicas. También tenemos el más actualizado como así podemos llamarlo a través del Servicio Nacional de Capacitación para la Industria de la Construcción - SENCICO optado por la actualización del programa desarrollado por la misma institución en el año 2013, ZM_PPSH, el cual estaba orientado al cálculo de las curvas de probabilidad anual de excedencia, siendo este su alcance limitado. Para el presente trabajo fue desarrollado el aplicativo web “CPSP”, donde se incorporan a las curvas de probabilidad anual de excedencia otros aspectos importantes como la obtención de espectros de peligro uniforme a lo largo del territorio peruano considerando distintos periodos de retorno, tiempos de exposición de las estructuras y amortiguamientos, además se incluye la construcción de espectros de diseño según las metodologías propuestas por la normativa peruana e internacional y la comparación de las mismas.

SENCICO. (2016). ACTUALIZACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO ORIENTADO A LA DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PAÍS. LIMA: SENCICO.

2.2 Bases Teóricas

Peligro sísmico

Se refiere al grado de exposición que un sitio dado tiene a los movimientos sísmicos, en lo referente a las máximas intensidades que en él pueden presentarse (Bazán y Meli, 2000).

Es la probabilidad de que ocurra un fenómeno físico como consecuencia de un terremoto, provocando efectos adversos a la actividad humana. Estos además del movimiento de terreno pueden ser la falla del terreno, deformación tectónica licuefacción, inundaciones tsunamis, etc.

- Peligro: Situación en la que existe la posibilidad, amenaza u ocasión de que ocurra una desgracia o un contratiempo.
- Sismos: Terremoto, sacudida de la corteza terrestre.

<http://dle.rae.es/srv/search?m=30&w>

Riesgo Sísmico

Son consecuencias sociales y económicas potenciales provocadas por un terremoto, como resultado de la falla de estructuras cuya capacidad resistente fue excedida por un terremoto.

Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son un tipo de onda elástica fuerte en la propagación de perturbaciones temporales del campo de tensiones que generan pequeños movimientos en las placas tectónicas.

Intensidad Sísmica

La intensidad sísmica mide cualitativamente los efectos de un terremoto y delimita las áreas con efectos similares. La intensidad se mide por el grado de daños a las construcciones realizadas por

el hombre, la cantidad de perturbaciones en la superficie del suelo y el alcance de la reacción animal en la sacudida.

Magnitud Sísmica (escala de Richter)

Magnitud sísmica (escala de Richter): El tamaño de un terremoto puede determinarse en base al cálculo de la energía liberada, es decir de su magnitud y su intensidad. La magnitud es una medida objetiva y absoluta de la energía producida en el foco de un terremoto.

Aceleración Sísmica

La aceleración sísmica es una medida utilizada en terremotos que consiste en una medición directa de las aceleraciones que sufre la superficie del suelo. Es una medida muy importante en ingeniería sísmica. Normalmente la unidad de aceleración utilizada es la intensidad del campo gravitatorio ($g = 9,81 \text{ m/s}^2$).

Sismicidad

La sismicidad desarrolla las causas de los sismos, la propagación de ondas en la corteza terrestre, las mediciones asociadas para determinar las características del movimiento y los efectos de los sismos en el medio ambiente y la población.

ING. ANA MALENA BOLAÑOS LUNA Y ING. OMAR MANUEL MONROY CONCHA. (2004). ESPECTROS DE PELIGRO SÍSMICO. LIMA: PONTIFICA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ.

2.3 Definiciones Conceptuales

2.3.1 Ondas Sísmicas

La energía liberada en forma de ondas sísmicas durante el fallamiento se propaga a través del medio sólido de la tierra causando vibración y muchas veces destrucción en la superficie.

Las ondas sísmicas aumentan y cambian notablemente sus velocidades y direcciones al atravesar la tierra, variando de acuerdo al medio por donde avanzan. La densidad y la

elasticidad del medio son las propiedades físicas que determinan las características del movimiento de las ondas.

Existen dos tipos de ondas que se producen en un sismo: las ondas de cuerpo y las ondas superficiales.

2.3.2 Ondas de Cuerpo

Las ondas de cuerpo son capaces de propagarse en medios sólidos, líquidos o gaseosos. Las ondas de cuerpo que están involucradas con la actividad sísmica son las ondas P y las ondas S.

Ondas P: Son también conocidas como ondas primarias o compresionales. Las ondas P se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el

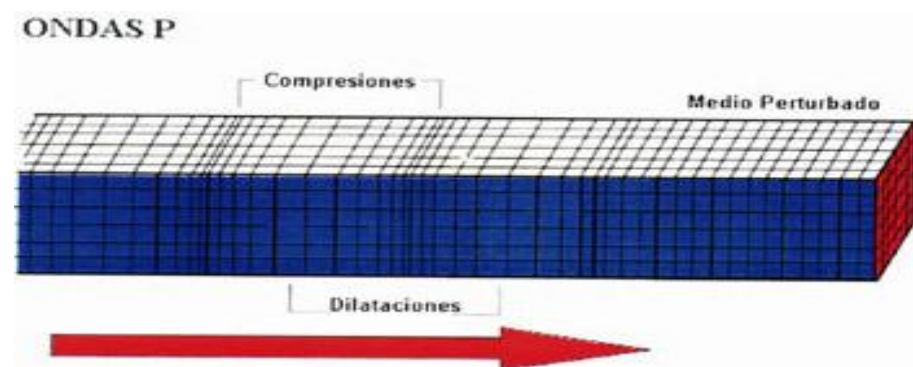


Figura 1 Ondas P

medio.

Las ondas P son las más veloces de todas las ondas sísmicas. Avanzan a más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanzan 11 km/s en el interior de la Tierra. Por lo tanto, son las primeras ondas en llegar, en ser sentidas y en ser registradas en los sismogramas.

Ondas S: Son conocidas como ondas de corte o secundarias. Las ondas S se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación.

Las ondas S son más lentas que las ondas P, con velocidades en roca aproximadamente iguales al 70% de las velocidades de las ondas P.

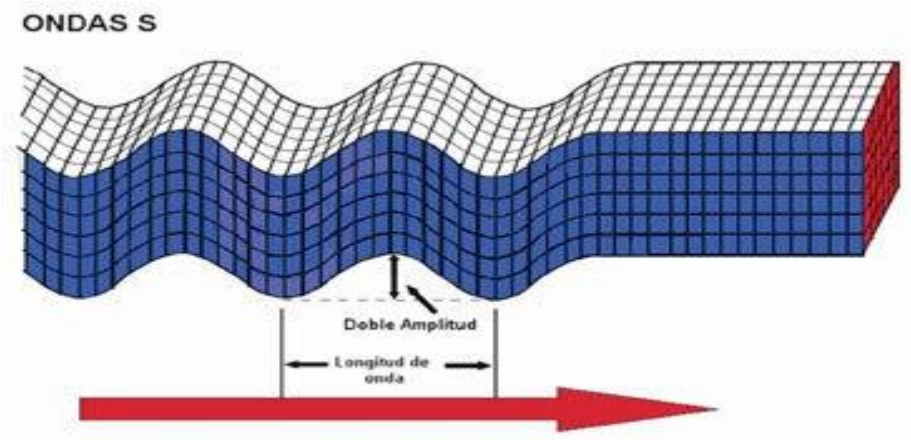


Figura 2 Ondas S

Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos. Usualmente las ondas S tienen mayor amplitud y son más destructivas que las ondas P. La componente vertical de las ondas S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH.

“Rafael Fernández. (28 de Setiembre, 2009). Métodos sísmicos: ondas P y S. 2009, de Naturaleza de la investigación en Geología Sitio web: <https://elprofedenaturales.wordpress.com/2009/09/28/metodos-sismicos-ondas-p-y-s/>.”

2.3.3 Ondas Superficiales

Estas ondas son formadas por la interacción de las ondas de cuerpo que viajan en diferentes direcciones. Su amplitud es máxima en la superficie y nula a grandes profundidades. Las ondas superficiales pueden ser de dos tipos: las ondas Rayleigh y las ondas Love.

Ondas Rayleigh: Son denotadas usualmente por R y se deben a la interacción entre las ondas P y las SV. Las ondas de Rayleigh causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical que pasa por la dirección de propagación.

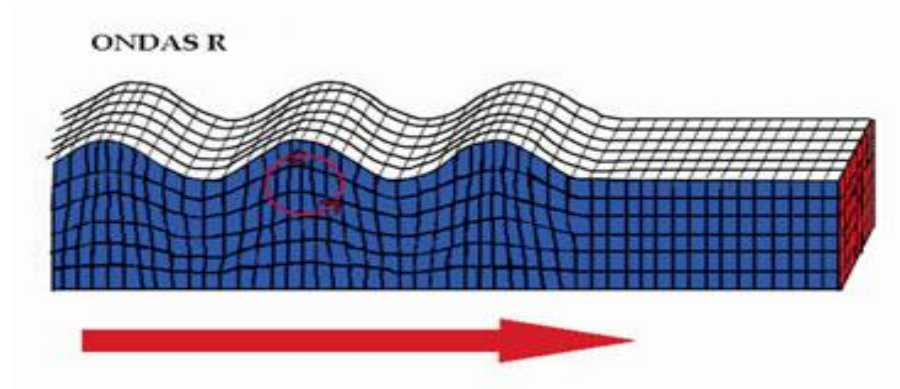


Figura 3 Ondas R

Ondas Love: Son ondas con movimientos similares a las ondas S que no tiene desplazamiento vertical. Las ondas Love hacen que la superficie se mueva de lado a lado en un plano horizontal pero con ángulos rectos a la dirección de propagación. Estas ondas son dañinas a las cimentaciones de las estructuras.

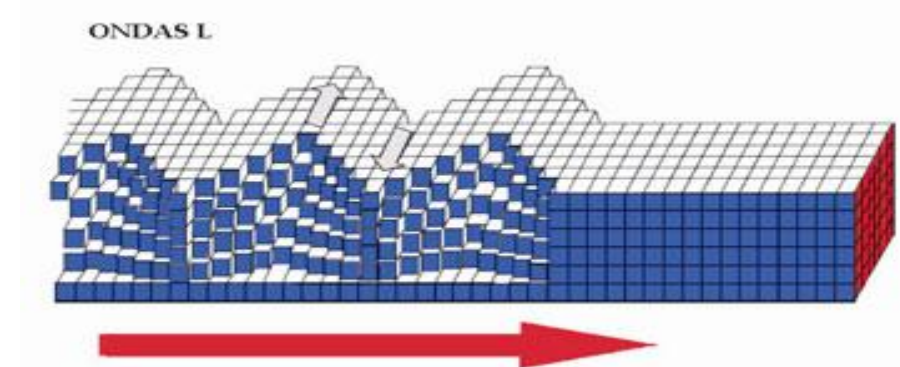


Figura 4 Ondas L

2.3.4 Mecanismos de los Terremotos

La radiación de las ondas a partir del foco sísmico depende del tipo de falla que lo origina. Una forma muy conveniente para estudiar los distintos tipos de falla es a partir de la construcción de mecanismos focales. Estos pueden ser simples cuando sólo se estudia un terremoto o compuestos cuando se estudian varios asociados a un mismo tipo de falla. El modelo matemático más aceptado es el que está constituido por un doble par de fuerzas sin momento resultante.

La radiación de la energía desde el foco, para los distintos tipos de ondas, depende de la expresión matemática que representa el modelo correspondiente.

Por ejemplo, las ondas P dan lugar a compresiones o dilataciones sobre la superficie terrestre. El mecanismo focal basado en las observaciones de compresiones y dilataciones en diversos observatorios se obtiene mediante la aplicación de un método gráfico que permite determinar el tipo de falla correspondiente al terremoto o a los terremotos. Un ejemplo del tipo de falla con el correspondiente mecanismo focal se muestra en las Figuras N°7.

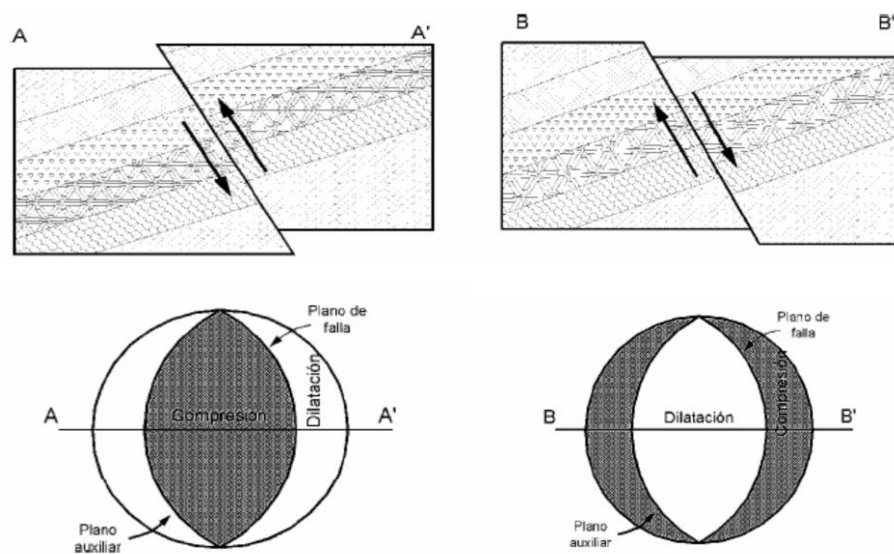


Figura 5 Tipo de compresión Y mecanismo focal correspondiente (nyffenegger 1997)

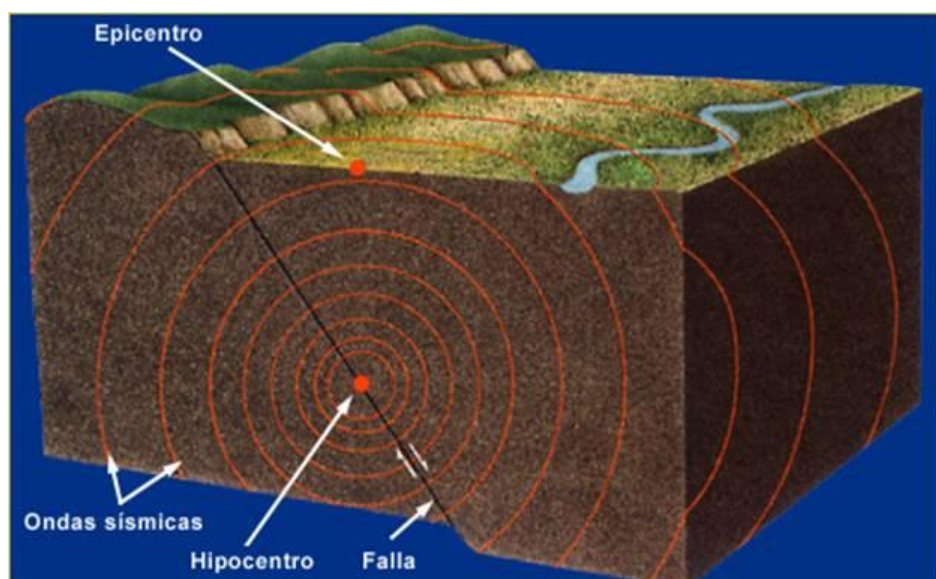


Figura 6 Simulación de una ruptura normal en donde se identifican los puntos importantes como el foco (hipocentro, epicentro de un movimiento telúrico).

2.3.5 Sismos Tectónicos

Los sismos llamados tectónicos son aquellos producidos por rupturas de grandes dimensiones en la zona de contacto entre placas tectónicas (sismos interplaca) o bien en zonas internas de estas (sismos intraplaca) y también existe sismos en el continente dado por procesos orogénesis (sismos de Corteza Superficial).

A. Sismos de Subducción de Interface

Si el sismo ocurre por movimiento de capas o interacción, o en las zonas de contacto de las placas tectónicas, se le denomina Sismo de Interplaca.

Suelen producirse en zonas donde la concentración de fuerzas generadas por los límites de las placas tectónicas da lugar a movimientos de reajuste en el interior y en la superficie de la Tierra. Su influencia puede alcanzar desde pequeñas hasta grandes regiones, pero su hipocentro suele encontrarse localizado a profundidades mayores de 20 Km, a veces de hasta 70 kilómetros.

Se caracterizan por tener una alta magnitud (>7), y una gran liberación de energía.

La zona de subducción de interface poco profunda en el Perú está caracterizada por el acoplamiento de las placas de Nazca y Sudamericana y posee mecanismos que obedecen a procesos compresivos. La mayor parte de los sismos a nivel mundial ocurren en esta zona y se presentan entre los 40 y 50 km de profundidad aproximadamente, con magnitudes de momento Mw inclusive de 9,0 (Heaton y Kanamori 1984).

B. Sismos de Subducción de Interplaca

Su origen se da dentro de las placas tectónicas, en las denominadas fallas locales o geológicas. Se caracterizan por tener magnitudes pequeñas o moderadas, y porque su hipocentro es más superficial (>20 km).

Debido a su proceso de enfriamiento, las capas más externas de la Tierra son quebradizas o de comportamiento frágil y frente a las fuerzas tectónicas responden mediante fracturamiento. Las fallas son fracturas en cizalla (corte) en las cuales el deslizamiento ocurre en una dirección paralela a la superficie de la fractura. Este deslizamiento es resistido por la fricción debido a que las paredes de la falla se encuentran pegadas, soldadas una contra la otra, como resultado del esfuerzo compresivo que existe al interior de la Tierra a profundidades mayores que 1 a 2 Km.

Tomando en cuenta la diferencia en la cantidad de esfuerzos generados en los diferentes tipos de zona, es conocido que es en las Zona de Convergencia es donde ocurren los más grandes terremotos, en segundo lugar en la Zona de Transformación (que a pesar de ser muy destructivos, tienden a ser menos frecuentes) y al final en las de Divergencia. Terremotos tipo intraplaca pueden también ser destructivos, pero son menos frecuente.

La zona de subducción de intraplaca en el Perú, está caracterizada por eventos tensionales que ocurren en la zona descendente de la placa de Nazca, donde los sismos son ahora por fallas normales, con magnitudes de momento de Mw 8,0.

C. Sismos de Corteza Superficial

Su origen se da dentro de la placa tectónica continental en la cual por reajustes de procesos orogénesis resulta el arrugamiento y levantamiento continental, se caracterizan por tener magnitudes elevadas, y porque su hipocentro es más superficial (<45km)

En el Perú los sismos de Corteza superficial o continentales se dan en la zona de corteza continental de la placa Sudamericana está sujeta a esfuerzos tectónicos compresionales debido a su convergencia con la placa de Nazca. Esto ha dado como



Figura 7 Esquema en donde se ubica los tipos de sismos en las zonas de subducción y sismos de corteza superficial y/o continental; a) Representa donde se origina los sismos de interplaca; b) representa donde se origina los sismos de interplaca; c) Representa donde se origina los sismos de corteza superficial o continentales.

resultado el arrugamiento y levantamiento del margen continental durante un proceso orogénico muy complejo, cuyo resultado final fue la formación de la cordillera de los Andes. La zona de la corteza está caracterizada por eventos moderados, con fallas con ángulo de buzamiento pequeño y con magnitudes Mw entre 6,0 y 7,5; presentadas a lo largo de los márgenes occidental y oriental de la cordillera de los Andes.

2.3.6 Intensidad Sísmica

Se entiende por intensidad sísmica en un punto a la fuerza con que en él se experimentan los efectos del terremoto.

Probablemente sea el parámetro de tamaño de mayor interés en Ingeniería y se obtiene estimando cualitativamente los daños producidos por el terremoto.

Su uso se inició con los trabajos de Rossi y Forel en Italia y Suiza, respectivamente, a finales del Siglo XIX. Desde entonces se han desarrollado varias escalas que evalúan los efectos de los terremotos de una manera estrictamente cualitativa.

Actualmente, las escalas más utilizadas para medir la intensidad sísmica son la Mercalli Modificada (MM) y la MSK. La primera fue propuesta por Mercalli en 1902, modificada por Wood y Newman en 1931 y por Richter en 1956. La segunda se debe a los trabajos de Medvedev, Sponheuer y Karnik en 1967. Ambas escalas tienen XII grados y son muy similares, siendo la primera

más utilizada en América y la segunda en Europa. Además, existen otras escalas

de uso más local (como la de la Agencia Meteorológica de Japón, JMA), o que ya sólo tienen interés histórico, en La Figura N° 9 se muestra en resumen las equivalencias entre ellas.

MODIFIED MERCALLI	ROSSI FORNEL	JMA	MERCALLI CANCANI SIEBERG	MEDVEDEV SPONHEUER KARNIK
I	I		II	I
II	II		III	II
III	III	I	IV	III
IV	IV	II	V	I
V	V	III	VI	V
VI	VI	IV	VII	VI
VII	VII		VIII	VII
VIII	VIII	V	IX	VIII
IX	IX		X	IX
X		VI	XI	X
XI	X		XII	XI
XII		VII		XII

Figura 8 Escalas de Intensidades Sísmicas y su Equivalencia (REITER 1990)

El principal inconveniente de la intensidad es que su evaluación es en gran medida subjetiva. Además, la separación entre dos grados consecutivos no es uniforme a lo largo de la escala y la atribución de uno u otro valor a un terremoto concreto no es a veces fácil.

Tampoco tiene en cuenta la variación en las condiciones del emplazamiento por lo que la evaluación de los daños puede ser equívoca. Sin embargo, la intensidad tiene un gran interés para el Ingeniero en cuanto que es una medida de la fuerza del movimiento del terreno y del grado con que la vibración es sentida. Además, es el único parámetro de tamaño aplicable directamente a la época no instrumental. Por todo ello, buena

parte de los estudios de peligro sísmico se han realizado utilizando este parámetro que continúa plenamente vigente.

2.3.7 La Magnitud

La magnitud es la medición cuantitativa de la energía liberada en un sismo al producirse la rotura de una falla, y se determina por observaciones de sismógrafos y acelerógrafos. Es una función de la cantidad de energía liberada en el foco y es independiente del sitio de observación.

El concepto de magnitud fue desarrollado por K. Wadati y Charles Richter en el California Institute of Technology en 1935, en donde la magnitud de un terremoto es el logaritmo en base 10 de la amplitud máxima, medida en micras (10 m) de su registro por un sismógrafo Wood-Anderson corregido a una distancia focal de 100 km. El sismógrafo citado corresponde a un instrumento de recogida del sismograma, que tiene un periodo propio de 0,8 segundos y un amortiguamiento cercano al crítico y un coeficiente de amplificación de 2800.

Los sismólogos han encontrado muchas limitaciones en el uso de este concepto logarítmico de magnitud. Richter expresó la magnitud M de un terremoto por la siguiente expresión

Ecuación 1

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$

Donde:

A= Amplitud máxima en milésimas de mm

T= El periodo de la onda sísmica en segundos

F= El factor de corrección para distancia epicéntrica (A) y la profundidad focal (h).

Cs = El factor de corrección para la estación sismológica

Cr = Factor de corrección regional

Debido a la heterogeneidad de la corteza terrestre, discontinuidades etc, La utilización de la magnitud (M) como la

de clasificación de los sismos de acuerdo con su tamaño, no constituye una medida precisa de dicho tamaño.

Desde la primera llegada de magnitud de Richter en 1935, varias otras escalas han sido propuestas, que consideran los tipos diferentes de ondas propagadoras de la misma fuente sísmica. Éstos son **M_L**, **M_B**, **M_s**, **M_N**, **M_w**.

A. La Magnitud Local **M_L**

La magnitud local **M_L** corresponde a la formulación original propuesta por Richter en 1935 para los acontecimientos locales en hacia el sur de California. La **M_L** es definida como el logaritmo del tamaño máximo que es obtenido del registro de un acontecimiento sísmico usando un sismógrafo de torsión de Wood Anderson localizado a 100 km del epicentro del terremoto. Este sismógrafo debe tener un período natural de 0.80 segundos, magnificación de 2800 y un coeficiente de amortiguación de 80 % de amortiguación crítica.

Ecuación 2

$$M_L = \log(A) + f(A_0)$$

Donde:

A= Amplitud máxima de la señal en micrómetro registro en un sismómetro pequeño estándar.

A_0 = Es un valor estándar como una función de distancia donde la distancia es 100 km. Richter escoge su terremoto remitivo con **M_L**= 0 algo semejante a que A_0 fuera 1×10^{-3} m a una distancia epicéntrica de 100 km.

Usando este evento de referencia para difundir una curva, podemos reescribir la Ec. 2 como:

Ecuación 3

$$M_L = \log(A) - 2.48 + 2.76 \log(\Delta)$$

La **M_L** en su forma original es raramente usado hoy porque los instrumentos de torsión de Wood Anderson no son comunes.

Para vencer las limitaciones, la magnitud **M_L** para terrenos cercanos grabados por la alta frecuencia; ahora los sistemas son generalmente determinados usando su periodo (T).

El periodo es definido como la duración total de la señal en segundo lugar del tiempo de principio hasta que el tamaño se acerque al nivel de ruido de fondo. La relación propuesta entre **M_L** y **T** es dada por:

Ecuación 4

$$M_L = a + b \log(T)$$

Donde:

a y b son constantes que depende del instrumento utilizado.

B. Magnitudes de Onda del Cuerpo M_B

Aunque la magnitud local es útil, las limitaciones impuestas por el tipo de instrumento, la marca, y el rango de distancias, todo es impráctico para la caracterización global del tamaño de terremoto. Gutenberg y Richter (1956) propusieron la magnitud **M_B** basado en el tamaño de la onda de compresión - P, con períodos del orden de 1 seg. La magnitud se basa en la primera parte, de pocos ciclos de la llegada de ondas - P y está dada por:

Ecuación 5

$$M_B = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(h, \Delta)$$

Donde:

A= El tamaño real del movimiento de la tierra en micrómetro.

T= El periodo correspondiente en segundo.

Q= Es una función de distancia (Δ) y la profundidad (h), ocasionalmente los instrumentos de periodo se usan para determinar la magnitud de la onda del cuerpo para los periodos de 5 hasta 15 segundos y estos son para ondas de cuerpo más grandes.

C. Magnitud de Ondas de Superficie (Ms)

La magnitud de la onda de la superficie, Ms estaba propuesta por Gutenberg y Richter (1945) como resultado de estudios detallados. Es actualmente la magnitud de escala más ampliamente usada para grandes distancias epicéntrica, pero es válida para cualquier distancia epicéntrica y para cualquier tipo de

sismógrafo. Esto requiere conocimiento preciso del tamaño de la onda como una función de la distancia.

Para utilizar sismógrafos diferentes, la amplitud de vibración del terreno debería ser usada, no la amplitud grabada. Ms puede ser evaluado para ondas de superficie con períodos del orden de 20seg. La magnitud de onda de superficie se obtiene a partir de la siguiente ecuación:

Ecuación 6

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66\log(\Delta) + 2.0$$

Donde:

A= La amplitud máxima espectral del componente horizontal de la onda Reyleigh, con un periodo de 20 segundos, con las medidas en micrómetros.

T= El periodo de onda sísmica en segundos.

Δ = La distancia epicéntrica en el terreno.

D. Magnitud de Nuttli's (M_N)

A finales de los 1960 en el sondeo geológico de Canadá se inició a usar la escala de magnitud propuesta por Nuttli's (1973). Esta escala se basa en la amplitud máxima de ondas de la superficie de Rayleigh para la frecuencia de 1Hz.

Ecuación 7

$$M_N = -0.10 + 1.66 \log_{10} R + \log_{10} \left(\frac{A}{KT} \right)$$

Donde:

R= La distancia Epicentral (km)

A= La amplitud leída en el sismógrafo

K= La amplificación del sismógrafo

T= El periodo natural del sismógrafo

La magnitud de Nuttli's sirve para distancias epicentrales mayores de 50 km y para instrumentos con un período natural más pequeño que 1.3 segundos. El resultado de escala del M_N y M_B son prácticamente los mismos valores numéricos.

E. Magnitud Sísmica de Momento (M_w)

La magnitud sísmica M_w que se acaba describir está relacionada, de acuerdo con el modelo del rebote elástico, con la energía liberada en la zona de falla o rotura, origen del terremoto, por las tensiones longitudinales acumuladas en ella. Típicamente, esta medida es adecuada para medir el tamaño del sismo en distancias lejanas de su origen, que por este motivo puede considerarse puntual.

Existen, sin embargo, situaciones en los que, dentro de la teoría del rebote elástico, las tensiones acumuladas son de cortante, sin deformaciones longitudinales, lo que permite inferir que el origen del terremoto puede ser aproximado por dos puntos, y de ahí la existencia de un resultante momento M_o denominado momento sísmico.

El momento sísmico M_o es definido como la rigidez de roca por el área de falla por el largo de deslizamiento de la falla, está dado por la siguiente expresión:

Ecuación 8

$$M_o = GUA$$

Donde:

A= El área de falla (la profundidad “x” de largo en m²)

U= El desplazamiento longitudinal promedio de la falla en “m”

G= El módulo de rigidez (aprox. 3x10¹⁰ Nm² para la corteza y 7x10¹⁰ Nm² para el manto).

El momento sísmico es una medida de tensión de la energía liberada a partir de la superficie total de ruptura de una falla; por el conocimiento de dicho fenómeno, una escala de magnitud basada sobre el momento sísmico (M₀) describe con mayor precisión el tamaño de los terremotos más grandes.

Kanamori en 1977 propuso una nueva escala a la cual denominó Magnitud de Momento M_w, en la que relaciona el momento sísmico como se puede apreciar en la siguiente expresión:

Ecuación 9

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) \log M_0 - 6.00$$

Donde:

M₀= Está en Nm

F. Relaciones entre las Escalas de Magnitud

Existen diferencias sistemáticas en medio, M_L, M_B, M_S y M_w, Gutenberg y Richter (1956) proporcionan algunas relaciones entre estas escalas de magnitud.

Ecuación 10

$$M_B = 0.63M_S + 2.5$$

Ecuación 11

$$M_S = 1.27(M_L - 1) - 0.016 M_L^2$$

$$\log M_0 = 1.5M_s + 16.10$$

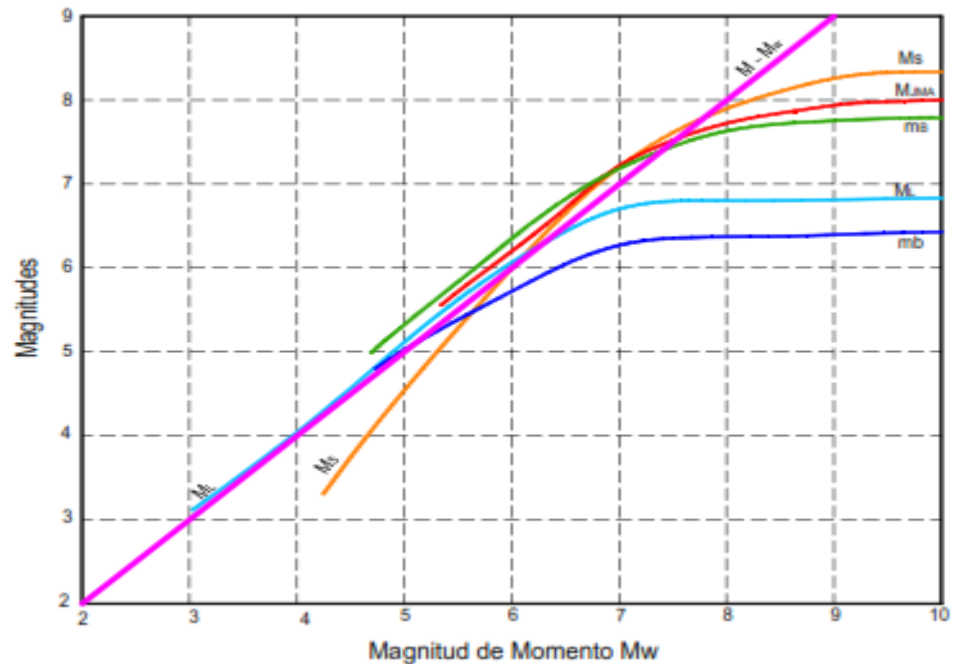


Figura 9 La conformación de Escala de Magnitud de Momento con Otras escalas de magnitud (HEATON, TAJIMA Y MORI, 1986)

Como se muestra en la Figura 10, todas las escalas de magnitud se saturan o tienden a un cierto valor, que es propio de cada escala para terremotos grandes a partir de una magnitud 5.5 hasta 8.3.

Según Heaton et al en 1986, realiza la comparación de diferentes escalas con la escala de magnitud de momento (M_w), la cual está basada en el momento sísmico, en donde demuestra que magnitud de onda de cuerpo M_b comience a tender o saturar la escala en la magnitud de 5.5 y completamente saturado a las 6.0. En cuanto a la magnitud de onda de superficie M_s , esta comienza saturarse aproximadamente a la magnitud de 7.25 y logra estar completamente saturada a magnitud de 8.0. La magnitud local M_L , comienza a saturar aproximadamente a la magnitud de 6.5.

Por lo antes descrito es deseable tener una medida de magnitud que no sufra de esta saturación; no tienda a una magnitud con diferentes liberaciones de energía, por tal motivo la magnitud de

momento Mw es la magnitud que representa con mayor precisión la energía liberada de un sismo.

2.3.8 Sismotectónica Global

La localización del origen de un terremoto se puede calcular por medio de las ondas sísmicas leídas en los diferentes observatorios sismográficos del mundo. Basándose en esta información se ha podido elaborar mapas con la distribución uniforme de los terremotos alrededor de la Tierra, en donde se puede observar claramente un cinturón de actividad sísmica separando grandes regiones oceánicas y continentales, con interesantes excepciones en regiones donde los terremotos son nulos (Bolt, 1999).

Como se puede observar en la Figura N°11, la distribución geográfica de los terremotos en el planeta muestra zonas de la Tierra con una mayor actividad sísmica, siendo la primera el denominado cinturón Circum – Pacífico, que comprende toda la parte oeste del continente americano, desde Alaska hasta el sur de Chile y desde la parte norte de las islas Aleutianas, siguiendo por todas las islas del Japón hasta Indonesia y Nueva Zelanda. La segunda zona denominada Mediterráneo – Himalaya se extiende

desde las Islas Azores al sudoeste de la Península Ibérica, pasando por Italia, Grecia, Turquía, Irak llegando hasta el Himalaya y norte de la India y de China.

Finalmente, la tercera zona está formada por cordilleras submarinas que dividen el Atlántico en dos partes, la del Índico y la del Pacífico, frente a las costas occidentales de América del Sur.

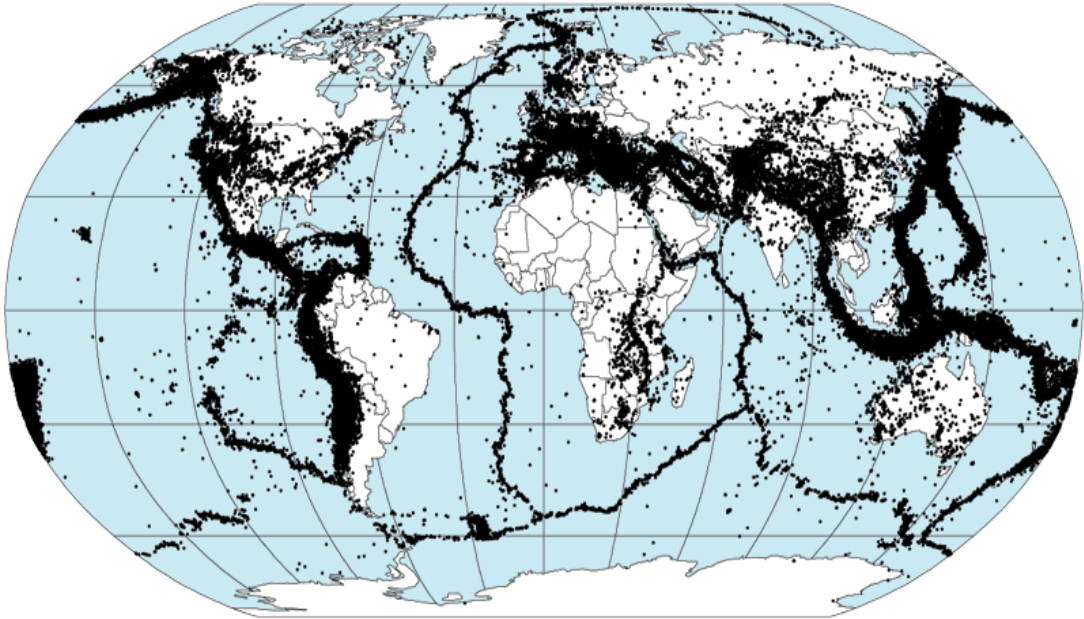


Figura 10 Mapa de sismicidad global en esta figura se muestran los terremotos ocurridos a partir de 1966 con magnitud superior a 6, en la escala de richter (BOLT 1999).

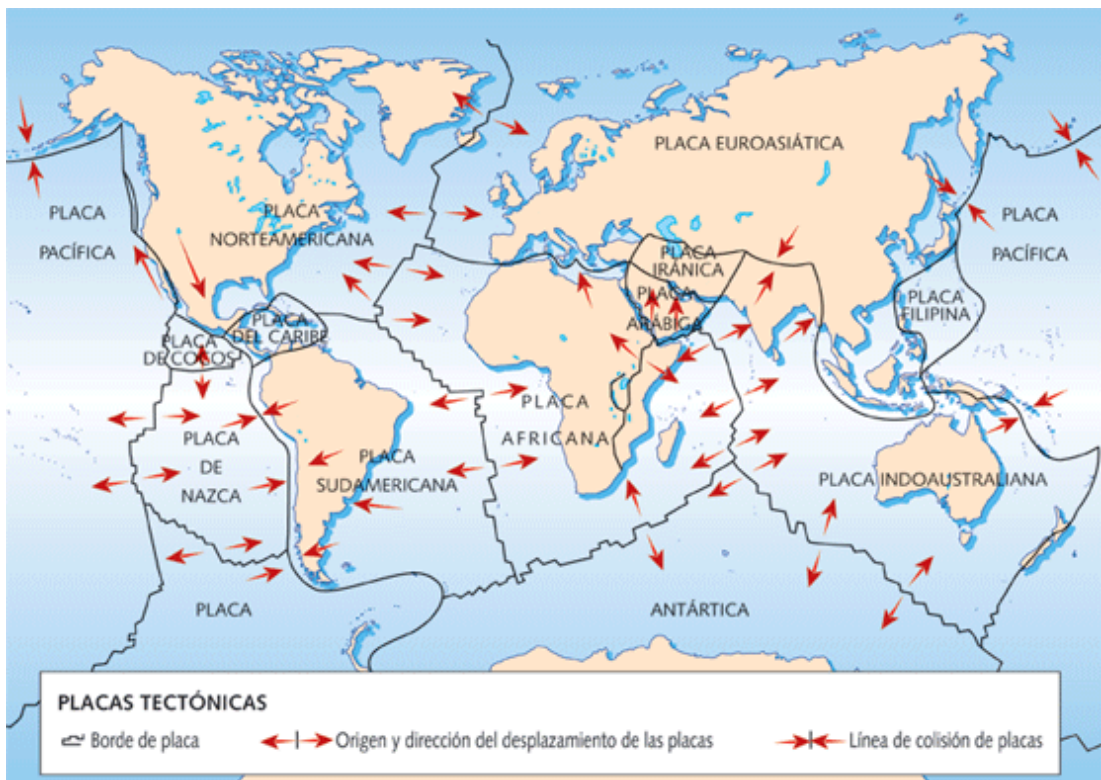


Figura 11 Mapa donde se identifica la distribución de las principales placas tectónicas y tipos de márgenes entre ellas.

Los estudios de sismicidad de estas regiones han servido para confirmar la teoría de la tectónica de placas y la formación de los

continentes, como su distribución y las márgenes de las placas tectónicas del planeta (figura N°12).

Figura N° 12 Mapa donde se identifica la distribución de las principales placas tectónicas y tipos de márgenes entre ellas. Uno de los trabajos más recientes sobre mapas de peligrosidad sísmica, fue el proyecto piloto desarrollado por el Programa de Evaluación de Peligrosidad Sísmica Global (GSHAP, 1999) en la Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales, declarada por la ONU. Este trabajo se desarrolló uniendo mapas parciales elaborados por las diferentes regiones y áreas de prueba. El mapa describe la aceleración máxima del terreno (en unidades PGA 6 cm/seg) con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años, correspondiente a un periodo de retorno de 475 años. Figura N° 13.

GLOBAL SEISMIC HAZARD MAP

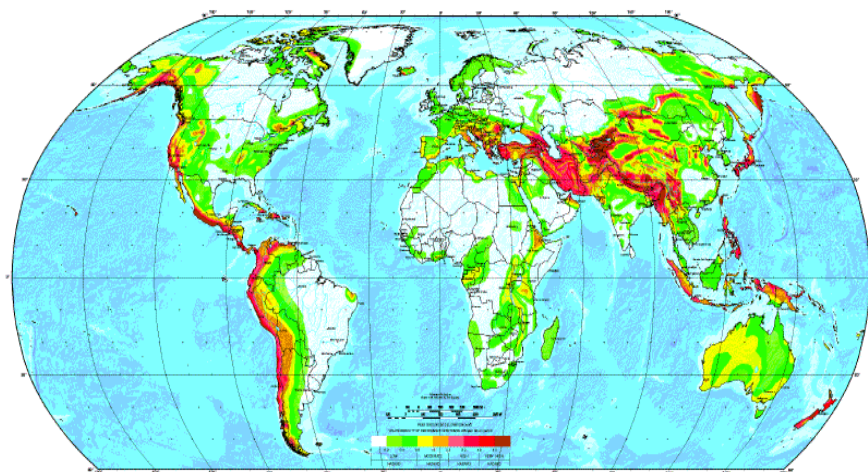


Figura 12 Mapa De Peligro Sísmico Global (GSHAP, 1999)

La clasificación del suelo en general se consideró roca a excepción de Canadá y EE.UU., donde se supone que las condiciones del suelo correspondían a un suelo rocoso – firme. El mapa dibuja los niveles probables del movimiento del terreno en una escala de colores de menor probabilidad (blanco) a mayor

probabilidad (oscuro).

Los colores del mapa se eligieron para delinear aproximadamente la peligrosidad correspondiente al nivel actual de la misma.

El color más claro representa una peligrosidad baja, mientras que el más intenso, representa una alta peligrosidad. Específicamente, el blanco y verde corresponde a valores entre 0 – 8% g (en donde, g es la aceleración de la gravedad); el amarillo y el naranja corresponden a una peligrosidad moderada entre 8 y 24% g; el color rosa y rojo corresponde a una peligrosidad alta entre 24 y 40% g y el rojo oscuro y café corresponde a una peligrosidad muy alta, con valores superiores al 40% de g.

En general, los sitios con peligrosidad alta ocurren en áreas delimitadas por diferentes placas, como se ha comentado anteriormente.

2.3.9 Sismotectónica Regional – Tectónica de los Andes Peruanos

El Perú está comprendido entre una de las regiones de más alta actividad sísmica que hay en la Tierra, formando parte del Cinturón Circumpacífico.

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 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 Atmósfera, 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, mencionada en la teoría de la deriva continental propuesto por Wegener; por lo que se afirma este movimiento 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:

- a) Según cordilleras axiales, donde las placas divergen una de otra y en donde se genera un nuevo suelo oceánico.
- b) Según fallas de transformación, a lo largo de las cuales las placas se deslizan una respecto a la otra.
- c) 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 subducido por debajo de la Placa Continental Sudamericana, es uno de los bordes de placa mayores 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, constituida 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 en la región occidental de nuestro continente.

La Placa de Nazca se sumerge por debajo de la frontera Perú-Brasil y noroeste de Argentina. La distribución espacial de los hipocentros confirma la subducción de la Placa de Nazca, aun cuando existe 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" sismotectónica (*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.

Los rasgos tectónicos superficiales más importantes en el área de estudio son: (*Berrocal et al, 1975*).

- La Fosa Oceánica Perú-Chile.
- La Dorsal de Nazca.
- La porción hundida de la costa al norte de la Península de Paracas, asociada con un zócalo continental más ancho.

- La cadena de los Andes.
- Las unidades de deformación y sus intrusiones magmáticas asociadas.
- Sistemas regionales de fallas normales e inversas y de sobre escurrimientos.

La Dorsal de Nazca tiene una influencia decisiva en la constitución

tectónica de la parte occidental, donde se nota un marcado cambio en la continuidad de los 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.

La Cadena Andina es el rasgo tectónico más evidente. Su orogénesis es un producto de la interacción de las placas litosféricas, cuyo desarrollo está todavía vigente. La convergencia de la Placa de Nazca y la Sudamericana da como resultado una deformación dentro de la Litósfera continental.

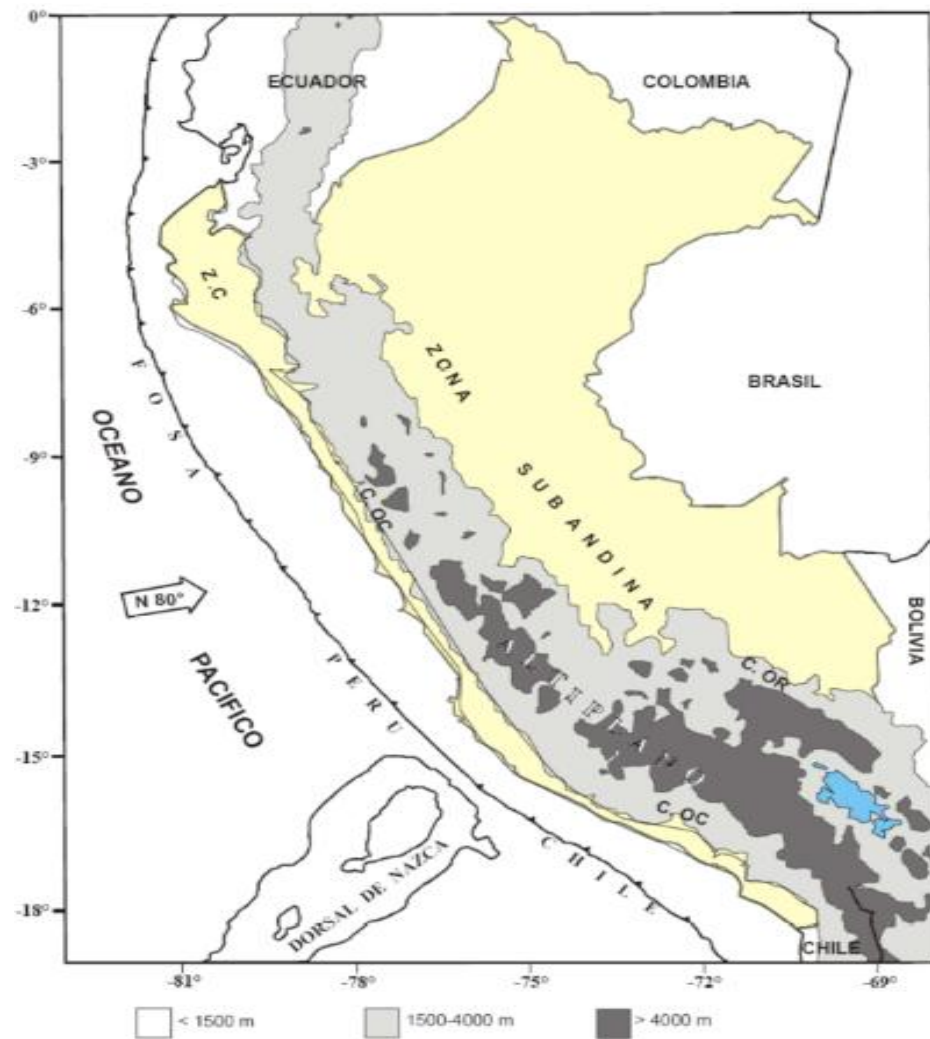


Figura 13 Principales unidades geomorfológicas del Perú, ZC= zona costera ubicada desde el norte hasta el sur a lo largo de todo el litoral, C. OC = cordillera occidental limita por el oeste con la zona costera y por el este con la cordillera oriental, C. OR = al norte limita con la zona costera y en el centro rodea a la C.O.C y hacia el sur va limitada con la zona subandina Z.S= que limita por el oeste con la C.O.C (TAVERA Y BUFORN 1998).

El régimen de esfuerzo regional tectónico parece ser predominantemente compresional, normal a las líneas de la Costa y a la dirección de las Cordilleras.

La parte occidental del área de estudio está constituida por varias unidades tectónicas de diferentes grados de deformabilidad, debido a su diferente litología y época de formación.

La unidad de deformación Pre-cámbrica no presenta actividad sísmica, mientras que la unidad de deformación Paleozoica presenta actividad sísmica de profundidad superficial a intermedia, tal como en la zona de Huaytapallana cerca de Huancayo, en Cusco y en Abancay.

La deformación en la corteza se caracteriza por fallas inversas, de rumbo predominantemente Norte a Nor-Oeste en los Andes, que buzan con bajo ángulo sea al Sur-Oeste o al Nor-Este.

El sistema de fallas sub-andino, localizado a lo largo del flanco oriental de los Andes, representa la parte más oriental de esta deformación de la corteza. El contacto de la unidad de deformación Supra-Terciaria con las unidades más antiguas está asociado con este sistema de fallas normales e inversas.

Otro rasgo importante en la unidad Andina lo constituyen las deposiciones volcánicas que son antiguas hacia el norte de las zonas de transición, modernas y antiguas hacia el Sur.

2.3.10 Peligro Sísmico

El peligro sísmico se define por la probabilidad que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico de una intensidad igual o mayor, a 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 Aceleración, el valor espectral de la velocidad, el valor espectral del desplazamiento del suelo, el valor medio de la intensidad Mercalli Modificada u otro parámetro.

Existen dos métodos para determinar el Peligro Sísmico de un lugar estos son:

- El cálculo Probabilístico del Peligros Sísmico
- El cálculo Determinístico del Peligro Sísmico

Existen en la literatura especializada una variedad de investigaciones, las cuales se plantean el cálculo del Peligro Sísmico Probabilístico; Estas investigaciones se desarrollaron a mediados de los años 60, con los trabajos que realizados por Riznichenko (en 1965 en Rusia) y de Cornell (en 1968 en EE.UU.); los planteamientos iniciales de estos autores dieron el posterior desarrollo del método de estimación de la peligrosidad

sísmica. A continuación, se mencionarán algunos procedimientos para el cálculo del peligro sísmico probabilístico:

- a) Procedimientos del Centro John A. Blume de la Universidad de Stanford.
- b) Procedimientos del Instituto Internacional de Pronóstico de Terremotos y Geofísica Teórica de la Academia de Ciencias de Rusia.
- c) Procedimientos que utilizan Distribuciones Asintóticas.
- d) Procedimientos probabilistas del Instituto de Investigación de Energía Eléctrica de los Estados Unidos

A continuación, se describirá las 2 metodologías para el cálculo del peligro sísmico, tanto el método Determinístico como el Probabilístico respectivamente; El primero de estos no es tema en desarrollo de esta tesis, por la que no se hará un desarrollo exhaustivo de ella. El segundo es la base de toda la tesis en desarrollo.

2.3.11 Peligro Sísmico Determinístico

El Análisis de Peligro Sísmico Determinista (DSHA) es el enfoque más antiguo, el cual su evaluación se basa, en función del evento más grande que se pueda presentar en el área de estudio; Con la que se describe la ocurrencia asumida de un terremoto, de un tamaño especificado, la que ocurre en una posición específica. (kramer en 1996).

El cálculo típico del (DSHA) puede ser descrito por un proceso de cuatro pasos simples; según lo descrito por Reiter en 1990, los cuales están bosquejados en la figura N°15 y descritos a continuación:

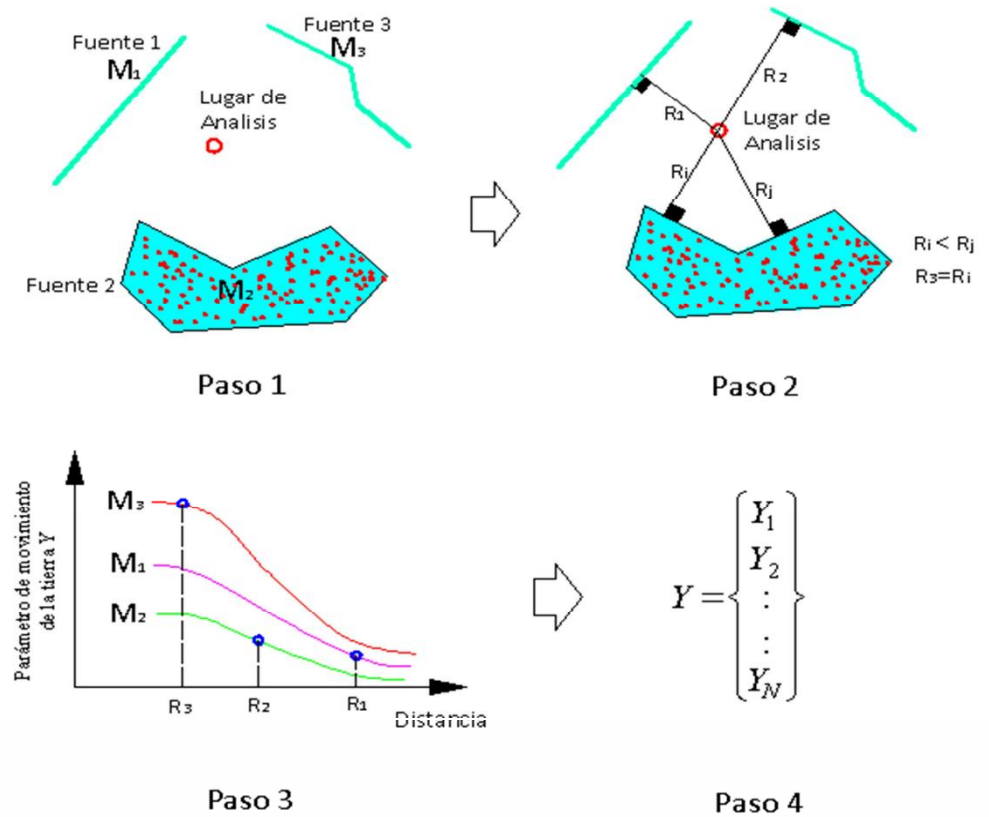


Figura 14 Esquemización de los 4 pasos a seguir para el cálculo del peligro sísmico determinístico (Adaptado de Kramer 1996).

Pasos:

1. Identifique y caracterice (la geometría y el potencial) Todas las Figura N° 14 Esquemización de los 4 pasos a seguir para el cálculo del peligro sísmico determinístico (Adaptado de Kramer 1996) fuentes de terremoto capaces de sacudida significativa generadora en el lugar. Vea la figura N°15 debajo de adentro cuáles tres fuentes son mostradas rodeando el sitio.
2. Calcule la fuente para situar distancia pues cada fuente identificó a compás 1. Las medidas de distancia pueden incluir distancia epicéntrica y distancia hipo-central: A merced de la medida de distancia adoptada en la relación

profética (la atenuación). Paso 2 en la figura N°15 de debajo ilustra el cálculo.

3. Seleccione el terremoto controlante, esto es, el terremoto que genera lo más gran sacudiendo efecto (típicamente la aceleración) en el lugar usando relaciones de atenuación. El paso 3 de la figura ilustra el proceso para las tres fuentes y las distancias. El terremoto controlante está descrito en términos de su magnitud y distancia del sitio (e.g., 7 en 10 km).
4. Defina el peligro en el lugar por el terremoto controlante (las líneas ordenadas espectrales, la aceleración de la tierra de máximo, la velocidad de la tierra de máximo, el desplazamiento de la tierra de máximo).

Un análisis determinístico de peligro sísmico tiene la ventaja de ser muy simple y claro, ya que se puede determinar directamente el valor de peligro en el sitio y actualizarlo a medida que se obtenga información reciente respecto al sismo máximo, (Bolaños y Monroy en 2004).

Un análisis determinístico, sin embargo, no considera las incertidumbres en las magnitudes y la ubicación de los sismos, así como el nivel de movimiento de suelo que pueda ocurrir durante el tiempo de vida útil de una estructura, no resultando apropiado en muchos casos para tomar decisiones.

2.3.12 Peligro Sísmico Probabilístico

Debido a la variabilidad y comportamiento aleatorio de los eventos

sísmicos y la existencia de incertidumbres aleatoria, epistémicas, modelo y paramétrica, las cuales no pueden ser evaluadas en un análisis determinístico del peligro sísmico, surge el Análisis de Peligros Sísmico Probabilístico (PSHA).

Para poder darle una mejor respuesta a lo descrito anteriormente a mediados de los años 70 y 80, gracias a los conceptos de

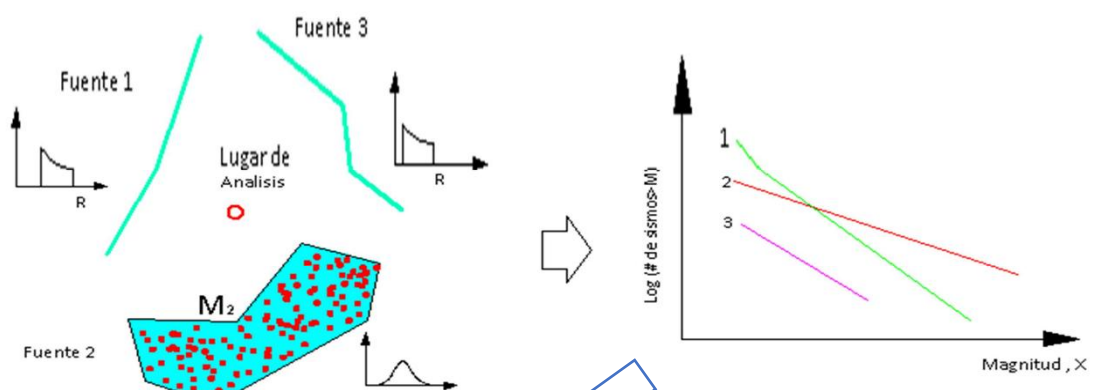
probabilidades han permitido estimar, las incertidumbres en la magnitud, ubicación, variación del movimiento del suelo y la predicción del parámetro de respuesta de interés $P(pga > pga' | m, r)$, que se consideran para la evaluación del peligro sísmico en función a las probabilidades e incertidumbres de cualquier evento sísmico.

El análisis probabilístico de peligro sísmico (PSHA) se realiza tomando como base la metodología propuesta por Cornell 1968, and Algermisen et al 1982 la cual se desarrolla mediante la representación adecuada de la actividad sísmica de la zona en estudio y la elección de alguna relación entre la amplitud del movimiento del suelo o de la respuesta estructural, alguna medida del sismo (magnitud o intensidad) y la distancia entre el foco y la distancia de interés, toda estas consideraciones para la aplicación del teorema de probabilidad total, nos da como resultado la formulación de la siguiente ecuación Ec.13, para desarrollar el análisis de peligro sísmico.

Ecuación 13

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\epsilon_i}(\epsilon) . dm . dr . d\epsilon \dots Ec.13$$

En la resolución de la integral se describirá los términos de la ecuación de peligros sísmico tal como se observa en Ec.13 similarmente a lo descripción anterior sobre (DSHA), hecha por Reiter 1990, este describe cuatro pasos básicos para el cálculo del peligro sísmico Probabilístico (PSHA) que se esquematiza en la figura N°16 y se expone a continuación:



Determinación de los parámetros y opciones de entrada para el cálculo de la peligrosidad sísmica, se describen a continuación los pasos:

1. Descripción de la sismicidad. Ello conlleva, en primer lugar, la adopción del modelo de sismicidad a utilizar, que puede ser zonificado (incluyendo la determinación de la geometría de las zonas sismogénicas y de las fallas) o bien no zonificado. En segundo lugar, se debe elegir el modelo de recurrencia temporal, por el que se establece la relación entre la frecuencia de ocurrencia de sismos y su magnitud u otros parámetros de sismicidad (magnitudes umbrales y máximas esperadas, intensidad, etc.).
2. Determinación del modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo o ley de atenuación, para la zona en cuestión. Dependiendo de la extensión de ésta y de las fuentes consideradas, puede adoptarse más de un modelo.
3. Resolución de la integral de la peligrosidad, en donde se están considerando las incertidumbres en ubicación del terremoto, el tamaño, y la predicción de movimiento de la tierra están combinadas para obtener la probabilidad que el parámetro

movimiento del terreno como aceleración máxima o aceleración espectral, será excedido en un período de tiempo particular.

4. Presentación de los resultados: curva y mapas de peligrosidad.

2.3.13 Fuentes Sísmogénicas

La sismicidad de una región se describe a partir de la distribución de los eventos sísmicos en cuanto a su ubicación en el espacio, su tamaño y su tiempo de ocurrencia. Las fuentes sísmicas se utilizan para representar esta sismicidad, agrupando eventos con características espaciales similares que ocurren en distintas zonas de la corteza. (Bolaños y Monroy 2004).

Las herramientas más importantes para establecer los límites de las zonas Sísmogénicas son los mapas de distribución espacial de sismos, ya que se debe ser minucioso en la interpretación de los datos geológicos puesto que, las características tectónicas más evidentes sobre el terreno no son generalmente las más activas.

De acuerdo a las características tectónicas de la región y a la distribución espacial de los sismos la geometría de las fuentes sísmicas puede ser puntual, lineal o volumétrica.

Los sismos concentrados espacialmente con respecto a la distancia al sitio de análisis pueden representarse adecuadamente por una fuente puntual.

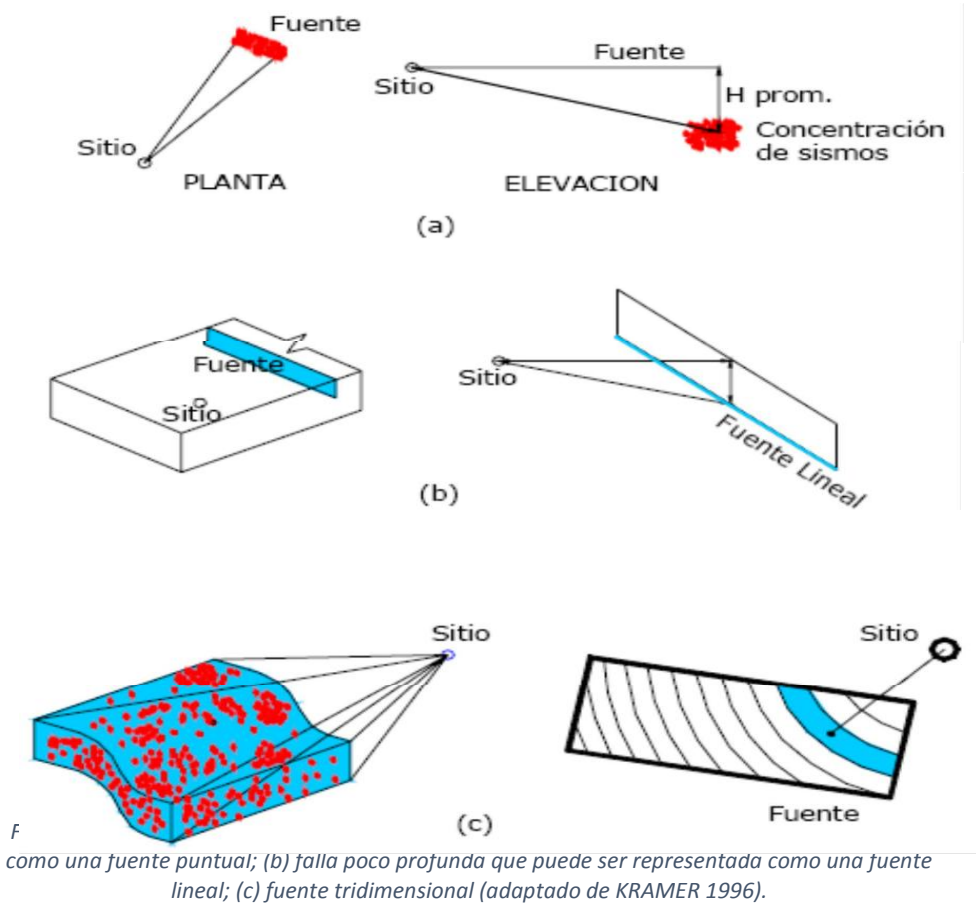
Un ejemplo de esto sería los sismos asociados con la actividad volcánica, que generalmente se originan en zonas cercanas a los volcanes.

Fallas planas bien definidas y poco profundas, en las que los eventos sísmicos pueden ocurrir en distintas ubicaciones pueden considerarse como fuentes en dos dimensiones y representarse como fuentes lineales.

Las zonas donde los mecanismos del sismo son pobremente definidos, pueden ser tratadas como fuentes en tres dimensiones. Por ejemplo fallas que se desarrollan en zonas de subducción que se encuentran

debajo del sitio o donde las fallas son tan extensas que es necesario evitar distinciones entre fallas individuales.

La figura N°17 muestra las distintas geometrías que puede tener una fuente sísmica en un análisis de peligro sísmico, según la distribución espacial de los sismos.



2.3.14 Modelo de la Sismicidad

Para la determinación de la sismicidad de distintas regiones de la tierra, se han realizado diversos estudios que relacionaban estadísticamente la tasa o número de terremotos por una unidad de tiempo, que ocurren en la región, con su magnitud.

La distribución del tamaño de los terremotos, se ha estudiado desde principios del siglo XX; los trabajos pioneros Ishimoto e Lida (1939) y de Gutenberg y Richter (1942) observaron que la tasa de terremotos N de magnitud $\geq M_{min}$ sigue una distribución potencia:

Ecuación 14

$$N(M_{\min}) = \alpha \cdot M_{\min}^{-B}$$

Gutenberg y Richter (1954) expresaron esta relación para la distribución de frecuencias de la magnitud de los terremotos en una región determinada como:

Ecuación 15

$$\log_{10}N(M) = a - bM$$

Dónde:

- $N(M)$: numero acumulado de sismos con magnitud mayor a M por unidad de tiempo.
- a : actividad sísmica de la zona
- b : distribución de los tamaños de los sismos

Empleando un modelo de distribución de sismicidad de Poisson la actividad de la i -ésima fuente sísmica se especifica en términos de la tasa de excedencia de las magnitudes $(N_M)_i$ que ahí se generan. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se generan, en una fuente, temblores con magnitud superior a una dada. Para la mayor parte de las fuentes sísmicas, la función $(N_M)_i$ es una versión modificada de la relación de Gutenberg y Richter, donde la forma original es una regresión lineal, Ec.15, se puede describir de la siguiente forma:

Ecuación 16

$$N_M = 10^{a-bM}$$

Dónde:

- a y b : son constantes propias de cada región.

Para propósitos de ingeniería, se modificó la relación de Gutenberg y Richter, en donde se limitaron las magnitudes, en función a los efectos que producen los eventos de magnitudes pequeñas, por ser de poco interés y solo se toman en cuenta magnitudes que puedan causar daños significativos. Por esto Los valores de magnitudes grandes

deben ser limitados a valores máximos que se espera puedan ocurrir (McGuire 1976).

En estos casos, la sismicidad queda descrita por la Ec.17 la cual es la relación acumulativa de recurrencia de terremoto dada en su forma exponencia truncada de lo relación de Gutenberg-Richter con límites mínimos y máximo para las magnitudes:

Ecuación 17

$$N_M = v \left(\frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_{max}}}{e^{-\beta M_{min}} - e^{-\beta M_{max}}} \right).$$

Ecuación 18

$$v = e^{\alpha - \beta M_{min}}$$

Dónde:

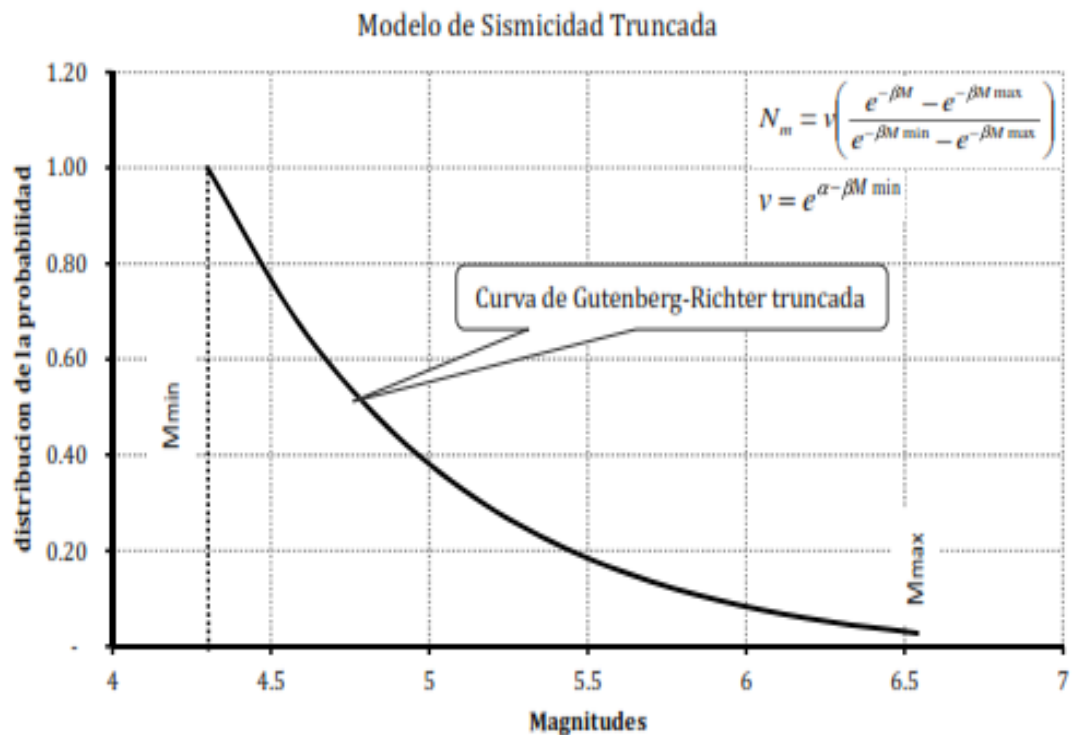
- v : es la razón o tasa media anual de excedencia
- $\alpha = a \cdot \ln(10)$ y $\beta = b \cdot \ln(10)$ son las constantes propias de cada región; estos parámetros son definidos a partir de la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas.
- M : es la magnitud en la cual se quiere analizar la recurrencia.
- M_{max} : la máxima magnitud que se puede generar en una región dada.
- M_{min} : la mínima magnitud en la cual se ha limitado a una región, también de le denota por M_c magnitud mínima umbral.

Los parámetros a y b se calculan mediante el método de mínimos cuadrado o el método de máxima verosimilitud; el primer método, según Weichert 1980, solo es aplicable cuando las variables aleatorias, cumplan con ser distribuidas independientes e idénticamente, cuando se realiza la acumulación de sucesos no se cumple la premisa anterior, en donde un poco de sismos grandes influyen en los resultados del valor de b ; el segundo método utilizado por primera vez por Aki y Utsu en 1965,

produjo estimaciones más estables de los parámetros cuando existe la ocurrencia de grandes terremotos poco frecuentes.

2.3.15 Magnitud Mínima Umbral (Mc)

El conocimiento de la Magnitud Mínima Umbral es de vital importancia, pues la variación de este valor afecta significativamente el



cálculo de recurrencia sísmica y por ende también los cálculos de las aceleraciones esperadas (Bender y Campbell 1989), por lo expuesto anteriormente, este parámetro es importante para delimitar áreas con reportes uniformes, logrando la completitud del catálogo sísmicos y para asegurar que los resultados no estén influenciados por la selección de una magnitud límite no adecuada; ya que las diferencias de M_0 como una función de espacio están generalmente ignoradas (Wiemer y Wyss, 2000).

Existen definiciones de como determinar el M_c (Cornell 1968; Mcguire1976):

1. Magnitud Mínima Libre. Es aquella en la cual la magnitud mínima de homogeneidad es cero.

2. Magnitud Mínima Ingenieril. Es aquella que posee en valor mínimo de magnitud para la cual una obra civil debería resistir. Esta magnitud varía de 4 a 5, en donde estas provocan daños en las construcciones.
3. Magnitud Mínima de Homogeneidad, el cual se basa en la homogeneidad de datos utilizados.
4. Método No Paramétrico de Máxima Curvatura M_c , este método es definido como el punto que corresponde al valor máximo del número de sismos no acumulativos versus la magnitud. (Wiemer and Katsumata, 1999; Wiemer and Wyss, 2000).

En la presente investigación se utilizará el segundo criterio para delimitar la base de datos y la tercera y cuarta para realizar el cálculo de la magnitud mínima.

2.3.16 Magnitud Máxima Esperada (M_{max})

La magnitud máxima esperada se define como el sismo más grande que una fuente es capaz de generar, independientemente de su frecuencia de ocurrencia. Este valor es el límite superior en las curvas de recurrencia.

En la literatura de las últimas décadas un término frecuente asociado con la magnitud máxima es el del sismo característico. Este término está relacionado con la observación de que segmentos de algunas zonas de falla se rompe repentinamente con sismos de tamaño similar y de una manera semejante. El sismo característico generalmente está asociado con el intervalo de recurrencia que se puede determinar a partir de datos históricos, paleosísmicos y geológicos. En este estudio no se utiliza este concepto puesto que en el país no se han realizado investigaciones que permitan evidenciar este comportamiento.

Existen dos aproximaciones para la estimación de la Magnitud Máxima Esperada:

- a) partir de datos históricos.

b) A partir de las máximas dimensiones de ruptura

Los sismos históricos se utilizan generalmente como un límite inferior para las magnitudes máximas, las cuales se estiman incrementando en algunas décimas la magnitud del sismo histórico.

Los métodos de estimación de la magnitud máxima esperada basada en las dimensiones de ruptura, utilizan correlaciones empíricas entre la magnitud y alguna de las dimensiones de la ruptura (longitud de ruptura, Area de Ruptura, movimiento de la falla). A continuación, se presente el Cuadro N°18, donde son las correlaciones propuesta por Wells y Coppersmith 1994 y las que serán utilizadas en la presente investigación.

Fault Movement	Number of Events	Relationship	σ_{M_w}	Relationship	$\sigma_{\log L, A, D}$
Strike slip	43	$M_w = 5.16 + 1.12 \log L$	0.28	$\log L = 0.74M_w - 3.55$	0.23
Reverse	19	$M_w = 5.00 + 1.22 \log L$	0.28	$\log L = 0.63M_w - 2.86$	0.20
Normal	15	$M_w = 4.86 + 1.32 \log L$	0.34	$\log L = 0.50M_w - 2.01$	0.21
All	77	$M_w = 5.08 + 1.16 \log L$	0.28	$\log L = 0.69M_w - 3.22$	0.22
Strike Slip	83	$M_w = 3.98 + 1.02 \log A$	0.23	$\log A = 0.90M_w - 3.42$	0.22
Reverse	43	$M_w = 4.33 + 0.90 \log A$	0.25	$\log A = 0.98M_w - 3.99$	0.26
Normal	22	$M_w = 3.93 + 1.02 \log A$	0.25	$\log A = 0.82M_w - 2.87$	0.22
All	148	$M_w = 4.07 + 0.98 \log A$	0.24	$\log A = 0.91M_w - 3.49$	0.24
Strike slip	43	$M_w = 6.81 + 0.78 \log D$	0.29	$\log D = 1.03M_w - 7.03$	0.34
Reverse ^a	21	$M_w = 6.52 + 0.44 \log D$	0.52	$\log D = 0.29M_w - 1.84$	0.42
Normal	16	$M_w = 6.61 + 0.71 \log D$	0.34	$\log D = 0.89M_w - 5.90$	0.38
All	80	$M_w = 6.69 + 0.74 \log D$	0.40	$\log D = 0.82M_w - 5.46$	0.42

Source: Wells and Coppersmith (1994).

^a Regression relationships are not statistically significant at a 95% probability level (note inconsistency of regression coefficients and standard deviations).

Figura 18 Relaciones empíricas para el cálculo de la Magnitud Máxima Esperada "Mmáx"

2.3.17 Relación de Atenuación del Movimiento Máximo del Suelo

Es el movimiento del suelo durante un sismo depende fundamentalmente de dos factores: la magnitud del evento (M) y la distancia (R) desde el origen del sismo al sitio. La dependencia entre la magnitud y la distancia con el movimiento del suelo se describe mediante leyes de atenuación del movimiento sísmico, que describen la

disminución del movimiento del suelo con la distancia en función de la magnitud del evento.

Dentro de este campo se vienen desarrollando trabajos encaminados a determinar la atenuación que experimentan las ondas sísmicas generadas por un terremoto durante su propagación en el interior de la Tierra.

El estudio de la atenuación puede abordarse desde distintos enfoques. Así, por ejemplo, suele distinguirse entre la atenuación estimada a partir de sismogramas y la determinada a partir de acelerogramas (estudio del movimiento fuerte del suelo). Además estos estudios pueden clasificarse dependiendo de la fase considerada (ondas internas -P, S...-, ondas superficiales-Rayleigh, Love...-, ondas de coda, etc.), que a su vez aporta diferente información.

El estudio de la atenuación permite:

- Un mejor conocimiento de la estructura del terreno por el que viajan las ondas sísmicas.
- Una mayor comprensión del fenómeno de propagación de las ondas sísmicas y de las características de las distintas fases.
- Estimar el movimiento del suelo en las zonas próximas al epicentro, con objeto de mejorar los códigos sismorresistentes y mitigar el efecto de los sismos mediante la prevención.

Las relaciones de atenuación son desarrolladas mediante análisis de regresiones en bases de datos de registros sísmicos, por lo tanto, las relaciones de atenuación cambian con el tiempo a medida que la base de datos de los registros se incrementa (Kramer 1996).

Las relaciones de atenuación están basadas en las siguientes observaciones:

1. Los valores máximos de algún parámetro del movimiento del suelo (aceleración, velocidad, desplazamiento, representados en adelante por la variable A) tienen una función de distribución de probabilidades aproximadamente logarítmica normal (el logaritmo del movimiento del suelo tiene aproximadamente una distribución normal).

2. La magnitud sísmica esta típicamente definida como el logaritmo del valor máximo del movimiento del suelo. Por lo tanto, el logaritmo del movimiento del suelo ($\ln A$) debe ser aproximadamente proporcional a la magnitud M .
3. La dispersión de las ondas sísmicas, a medida que se alejan desde el origen del sismo, causa que las amplitudes de las ondas de cuerpo (ondas P y S) disminuyan con una relación inversamente proporcional a la distancia ($1/R$) y las amplitudes de las ondas de superficie (principalmente las ondas Rayleigh) disminuyan de acuerdo a $1/R$.
4. El área sobre la cual la falla ocurre se incrementa con el incremento de la magnitud. Como resultado algunas ondas que producen el movimiento del suelo llegan desde una distancia R , y otras llegan de distancias mayores. Por lo tanto, la distancia efectiva es mayor que R por una cantidad que se incrementa a medida que la magnitud aumenta.
5. Una parte de la energía llevada por las ondas sísmicas es absorbida por el material que atraviesa (amortiguamiento del material). Este amortiguamiento del material causa que la amplitud del movimiento disminuya exponencialmente con R .

El movimiento del suelo puede ser influenciado por las características del origen del sismo (fallas buzamiento deslizante, normales o inversas) o características del sitio (roca dura, suelo). Combinando estas observaciones una ley de atenuación típica puede ser de la siguiente forma:

$$\underbrace{\ln(A)}_1 = \underbrace{C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot M^{C_4}}_2 + \underbrace{C_5 \cdot \ln[R + C_6 \cdot e^{C_7 \cdot M}]}_3 + \underbrace{C_8 \cdot R}_5 + \underbrace{f(\text{origen}) + f(\text{sitio})}_6$$

Ecuación 19

Dónde:

Los números indican las observaciones relacionadas con cada término.

Históricamente la mayoría de los valores de $\sigma(\ln A)$ eran constantes, sin embargo, actualmente se conoce que los valores de $\sigma(\ln A)$ varían con la magnitud (Idriss 1985, Youngs et al. 1995); Esta desviación estándar sirve además para representar la función de distribución de probabilidades que tiene en cuenta las incertidumbres en la variación del movimiento del suelo.

La función de distribución de probabilidades se utiliza para determinar la probabilidad de excedencia de algún parámetro del movimiento del suelo.

La probabilidad que algún parámetro del movimiento del suelo (A) estimado para un sismo de una magnitud (m) y una distancia (r), exceda cierto valor (a^*), se ilustra gráficamente en la Figura N°20 y en términos probabilísticos está dado por:

Ecuación 20

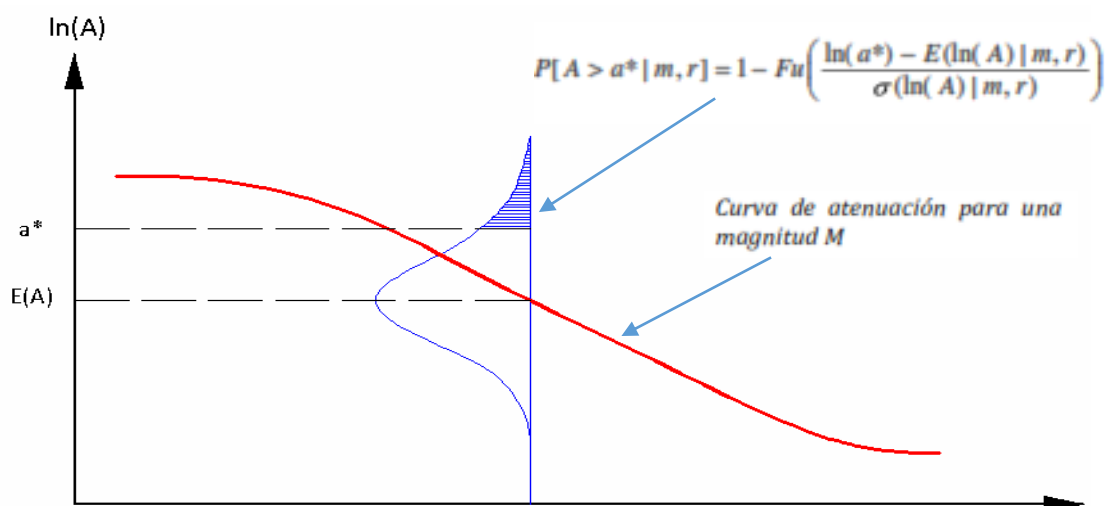
$$P[A > a^* | m, r] = 1 - Fu(a^*).$$

Dónde:

- $Fu(a^*)$: es el valor de la función de distribución acumulativa de la aceleración del suelo para una magnitud (m) y una distancia (r).

El valor de $Fu(a^*)$ depende de la distribución de probabilidades usada para representar la aceleración del suelo (A). En general el movimiento del suelo se asume con una distribución logarítmica normal.

La función de distribución acumulativa está en función del valor medio obtenido de la relación de atenuación ($E[\ln(A)|m,r]$), la desviación estándar del valor medio ($\sigma[\ln(A)|m,r]$) y el valor del movimiento del suelo (a^*) a partir del cual se calculará la probabilidad de excedencia.



2.3.18 Relación de Atenuación de Ordenadas Espectral

Las leyes de atenuación espectrales son una extensión a varios periodos de las leyes de atenuación para estimar movimientos máximos del terreno. Esto implica, calcular, a través de una regresión, una serie de coeficientes para cada periodo considerado y de acuerdo al funcional que se use con el fin de describir el espectro de respuesta.

El desarrollo de las leyes de atenuación espectrales comenzó en la década de los años setenta en Estados Unidos en estudios hechos por McGuire (1974) y Trifunac y Anderson (1978); más recientemente se puede mencionar el trabajo realizado por Joyner y Boore (1988); Las relaciones de atenuación para líneas ordenadas espectrales son obtenidas usando dos métodos estadísticos, estadística clásica y la estadística bayesiana, con lo cual se hallan los coeficientes, según el funcional propuesto; como por ejemplo tenemos la Ec.21 funcional propuesto por Joyner y Boore (1988).

Ecuación 21

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

En la actualidad sigue evolucionando la concepción, en la formulación de relaciones de atenuación de ordenadas espectrales, a estas de las denominan (NGA⁹).



⁹ Siglas de su nombre en inglés: "Next Generation Attenuation model"

Figura 20 Se ilustra la relación de atenuación nga de chiou and youngs 2008, la cual es una variación de la relación de atenuación de sadigh de 1997.

2.3.19 Resolución de la Integral de Peligro Sísmico

Una vez establecidos los modelos de recurrencia de terremotos, las zonas sismogénicas donde estos ocurren, y los modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento, se tienen todos los elementos necesarios para resolver la integral de Peligro Sísmico, según el planteamiento probabilista de Cornell (1968). El peligro sísmico se evalúa entonces como la probabilidad de superación de un valor umbral del parámetro de movimiento en el emplazamiento, debido a la actividad de todas las zonas sismogénicas que rodean al mismo y que pueden contribuir al movimiento esperado.

La forma funcional de la integral de la amenaza debida a un conjunto de (N) fuentes sísmicas es la siguiente:

Ecuación 22

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y)$$

Ecuación 23

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\epsilon_i}(\epsilon) \cdot dm \cdot dr \cdot d\epsilon$$

Dónde:

La triple integral tiene como límites las magnitudes y distancias mínimas y máximas de la fuente y los valores en los que se trunca la relación de predicción del movimiento (proporcionales al número de desviaciones estándar de la ecuación del modelo del movimiento). Si ésta no se trunca, entonces la integral se evalúa entre $-\infty$ a $+\infty$.

$\lambda(y > Y)$ Representa la tasa anual de excedencia del nivel del movimiento Y, debida a ocurrencia de terremotos en las (N) fuentes, que es suma de las tasas anuales de excedencia $\lambda_i(y > Y)$ en cada una de las fuentes (las cuales presentan una tasa anual de ocurrencia de terremotos v_i).

El término $P_i[y > Y | m, r, \epsilon]$ da la probabilidad de excedencia de (Y) condicionada a las variables m, r y ϵ .

Por último, las funciones $f_{M_i}(m)$ $f_{R_i}(r)$ $f_{\epsilon_i}(\epsilon)$ son las funciones de densidad de probabilidad de magnitud, distancia y épsilon, respectivamente.

El término $P_i[y > Y | m, r, \epsilon]$ se puede expresar mediante la función $H(\ln y - \ln Y)$ donde $H()$ es la función de Heaviside o función escalón (cuyo valor es 0 para cualquier argumento negativo, y 1 para cualquier argumento positivo).

Función de densidad de probabilidad en magnitud $f_{Mi}(m)$

La función de densidad de probabilidad en magnitudes para la fuente i , $f_{Mi}(m)$, se calcula directamente a partir de la ley de recurrencia en magnitudes. Para el caso de la ley de Gutenberg-Richter doblemente truncada, la expresión de $f_{Mi}(m)$ tiene la forma siguiente:

Ecuación 24

$$f_{Mi}(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-M_{oi})}}{1 - e^{-\beta(M_{Maxi}-M_{oi})}}$$

$$\text{con } M_{oi} \leq m \leq M_{Maxi}$$

Donde M_{oi} y M_{Maxi} son las magnitudes mínima y máxima asignadas a la fuente i . De la fórmula de la distribución de probabilidad se deriva directamente la expresión para la tasa anual de ocurrencia de terremotos a magnitud mínima M_{oi} en la fuente i :

Ecuación 25

$$v_i = e^{\alpha_i - \beta_i M_{oi}}$$

Donde: α_i y β_i son los coeficientes de la relación Gutenberg-Richter para la fuente i .

2.3.20 Representación de la Curva de Peligro Sísmico

Los resultados de un análisis probabilístico de peligro sísmico pueden ser expresados de muchas maneras, todas envolviendo algún nivel de cálculo probabilístico para combinar las incertidumbres en la magnitud, localización y frecuencia.

Una representación común de la curva de peligro sísmico, es la que indican la probabilidad anual de excedencia de diferentes valores de parámetros del movimiento del suelo (PGA, SA(T), etc) en un periodo de tiempo específico y pueden ser obtenidas para fuentes sísmicas individuales, o combinadas para expresar el peligro en un sitio particular.

Para graficar la curva de peligro sísmico se requiere resolver la integral de peligros sísmico para varios valores del parámetro del movimiento de referencia (Y). Así se puede observar un ejemplo en la Figura N°23

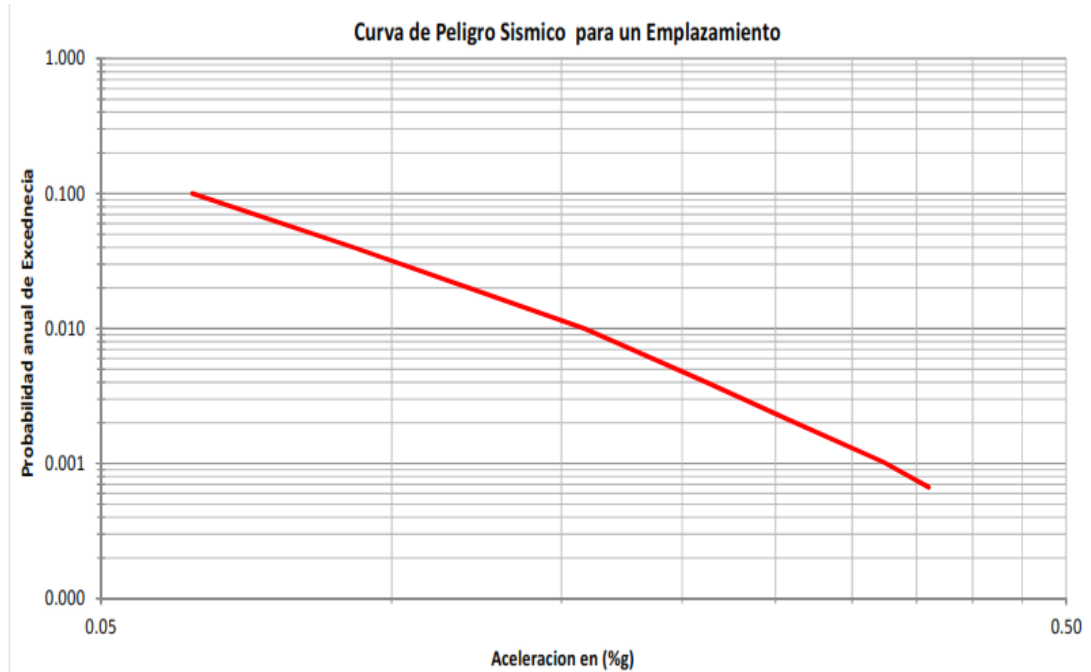


Figura 21 Curva de Peligro Sísmico para un Emplazamiento

Una vez determinado el valor de la probabilidad media anual de excedencia o periodo de retorno correspondiente a un determinado nivel de movimiento del terreno, el cálculo de la probabilidad de excedencia de dicho movimiento en un periodo de t años es inmediato, con la evaluación de la ecuación Ec.22:

Ecuación 26

$$P(y > Y \text{ en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t}$$

Donde: λ es la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento, Y, y t es el número de años para los que se calcula la amenaza. Así también el valor del número de sismos para una aceleración, correspondiente a una probabilidad de excedencia será ver Ec.39:

Ecuación 27

$$\Delta_{y^*} = - \frac{\ln(1 - P[A_t > a^*])}{t}$$

Dónde: $P[A_t > a^*]$ es la probabilidad de excedencia deseada.

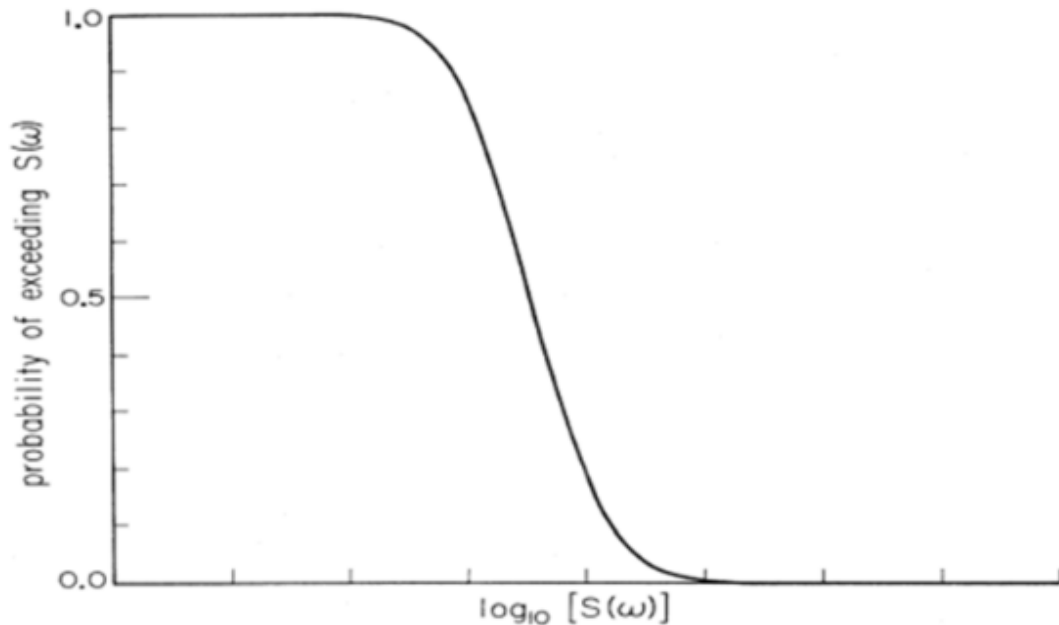


Figura 22 El ejemplo de la Función $P[S(w)]$, la probabilidad que será $S(w)$ Excedida al menos una vez en Y años (M.D Trifunac et al en 1977)

2.3.21 Espectro de Respuesta

En aplicaciones de ingeniería sísmica es necesario conocer no sólo la amplitud máxima del movimiento sino también su contenido frecuencial. Una forma de representación del movimiento para fines de diseño muy extendida es el espectro de respuesta, que indica la respuesta máxima de osciladores simples de un grado de libertad con cierto amortiguamiento, ante una excitación sísmica, en función de la frecuencia propia del oscilador. Dicha respuesta puede expresarse en términos de aceleración, velocidad o desplazamiento para las distintas frecuencias del movimiento, $SA(\omega)$, $SV(\omega)$, $SD(\omega)$. En el límite de las altas frecuencias, estos valores son equivalentes a los valores pico de aceleración, velocidad y desplazamiento, respectivamente.

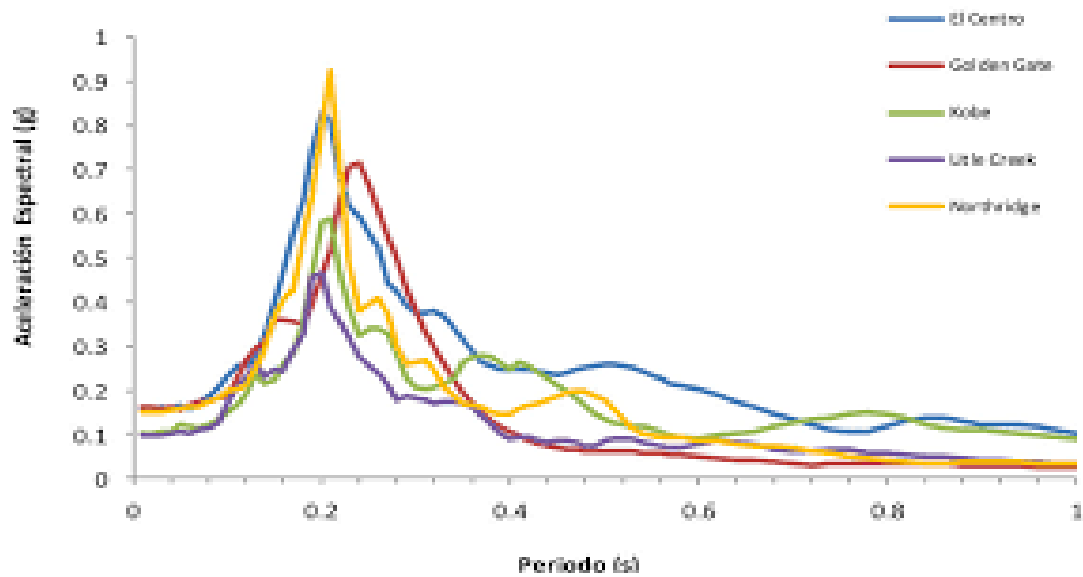


Figura 23 Espectros de Respuesta

2.3.22 Espectro Uniforme de Peligro

El primer análisis de peligro sísmico para estimar las ordenadas espectrales fue desarrollado por Anderson y Trifunac (1978). Ellos introdujeron el concepto de “espectro de probabilidad uniforme”, como el espectro cuyos valores espectrales tienen la misma probabilidad de excedencia en todos los periodos estructurales durante un determinado periodo de exposición. Este espectro de probabilidad uniforme denominado en adelante Espectro Uniforme de Peligro Sísmico (UHS), provee parámetros de respuesta que pueden ser usados directamente en la estimación de las demandas sísmicas para el diseño de estructuras y son preferibles y considerados superiores al espectro derivado de fijar una forma espectral al valor estimado probabilísticamente de la aceleración máxima del suelo (EERI Committee on Seismic Risk 1989).

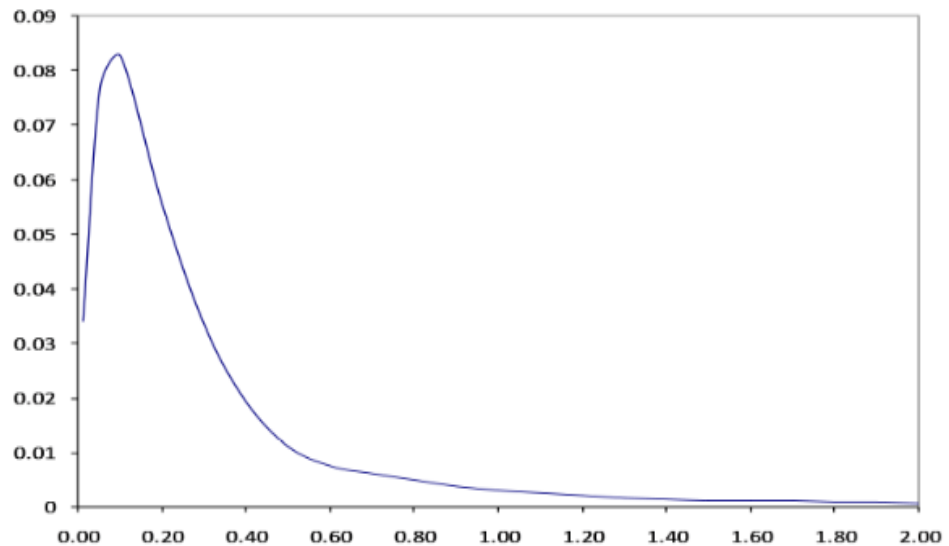


Figura 24 Ejemplo del espectro uniforme de peligro sísmico utilizando la Región de Atenuación de ordenadas espectrales de Chavez Obregón 2006, para 25 años de T_r para una ordenada espectral de 0.2 segundos.

Para construir el (UHS), es necesario tener los resultados de la evaluación del peligro sísmico, para poder elaborar la curva de peligro sísmico, la cual expresa la variación en el nivel ya sea aceleración, velocidad, desplazamiento u otra intensidad estimada, en la cuales esta intensidad tiene una frecuencia anual de excedencia.

Construidas las curvas de peligro sísmico, para un período espectral y si se desea un espectro para una tasa de excedencia o periodo de retorno seleccionado; basta con leer de cada curva la ordenada espectral correspondiente. A los espectros contruidos de esta manera se les conoce como espectros uniformes de peligro (UHS).

2.4 Hipótesis

2.4.1. Hipótesis General

Se podrá calcular el Factor de zona sísmica en la ciudad de Huánuco mediante el Software CRISIS 2015 Ver. 4.1.

2.5 Variables

2.5.1 Variables Dependientes

- Eventos Sísmicos Cargados en el Software CRISIS 2015 Ver. 4.1.

2.5.2 Variables Independientes

- Factor de zona sísmico “Z”.

2.6 Operacionalización de Variables.

Tabla 1 Operacionalización de Variables

OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES				
VARIABLES	DEFINICIÓN CONCEPTUAL	DIMENSIONES/INDICADORES	SUB DIMENSIONES / SUB INDICADORES	ESQUEMA DEL MARCO TEÓRICO
Eventos Sísmicos Cargados en el Software CRISIS 2015 Ver. 4.1.	Es la ocurrencia de un conjunto de numerables sismos en un área específica durante un periodo de tiempo relativamente corto. Luego Procesados mediante el software CRISIS Ver.4.1.	Magnitud De Un Evento Sísmico	Magnitud Local "Ml" y Magnitud Momento "Mw"	<pre> graph TD A(EVENTOS SÍSMICOS) --- B(Magnitud) A --- C(Profundidad) A --- D(Coordenadas) B --- E(Ml, Mw) C --- F(Km) D --- G(Grados Decimales) </pre>
		Profundidad De Un Evento Sísmico	Kilómetros "Km"	
		Coordenadas Geográficas De Un Evento Sísmico.	Grados decimales	
Factor de zona sísmica "Z"	Coefficiente básico de reducción de las fuerzas sísmicas	Aceleración Espectral	Aceleración Espectral en Gals(cm/s ²)	<pre> graph TD A(Mapa de Curvas de Isoaceleraciones) --- B(Factor de zona sísmica "Z") B --- C(Gals) </pre>

CAPITULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Método y Diseño

3.1.1. Método de Investigación

3.1.1.1. Descriptivo y Probabilístico:

La presente investigación es de tipo Probabilístico en base a un contexto descriptivo, porque comparara resultados obtenidos en otros trabajos anteriores con los calculados en la presente tesis. Para el desarrollo de la presente investigación se ha determinado los siguientes pasos a seguir:

- a) La recopilación y revisión de información disponible internet y en las bibliotecas especializadas, así como también información obtenida del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), El Instituto Geofísico del Perú IGP.
- b) La ubicación y evaluación de la zona de estudio, obteniendo los Peligros Sísmicos Probabilísticos (PSHA), Espectro Uniforme de Peligro (UHS), interpretando los resultados.

3.1.2. Diseño de Investigación

Diseño Probabilístico

La presente investigación se desarrollará de la siguiente manera; desde el inicio hasta el final donde se van a recolectar información suficiente para su desarrollo, para llegar los objetivos mencionados anteriormente.

Inicialmente nos basamos a la recolección de información desde los años 1963 hasta la actualidad como es el catálogo sísmico de toda la zona de américa del sur de las fuentes ya mencionadas anteriormente, posterior a ello pasamos a la selección de la información para su muestreo.

Posterior a la elección de la muestra pasaremos al proceso de desarrollo de actualización sobre los eventos sísmicos dentro de las 29 fuentes sismológicas, procesaremos los datos para obtener los parámetros sísmicos de cada fuente.

Una vez obtenida los resultados de los parámetros pasamos a cargar nuestra base de datos al software CRISIS 2015 Ver. 4.1

De la cual Finalmente se procesa la base de datos para llegar al objetivo trazado anteriormente.

3.2. Tipo y Nivel de Investigación (referencial)

3.2.1. Tipo

Descriptiva

En esta presente investigación se llevará a cabo la investigación descriptiva porque trabajaremos sobre realidades de hecho y su característica fundamental para presentar una interpretación correcta sobre las decisiones adecuadas frente a un caso de esta naturaleza.

Probabilístico

También aplicaremos este tipo de estudio porque consiste en la manipulación de una (o más) variable experimental no comprobada, en condiciones rigurosamente controladas, con el fin de describir de qué modo o por qué causa se produce una situación o acontecimiento particular.

El experimento provocado por el investigador, nos permite introducir determinadas variables de estudio manipuladas por nosotros, para controlar el aumento o disminución de esas variables y su efecto en las conductas observadas.

3.2.2. Nivel de Investigación

Nivel Explicativo

Explicaremos el comportamiento de una variable en función de otra(s); por ser estudios de causa-efecto requieren control y debe cumplir otros criterios de causalidad.

A través de los estudios explicativos se pretende conducir a un sentido de comprensión o entendimiento de un fenómeno en este caso un evento sísmico. Apuntan a las causas de los eventos sísmicos. Por lo tanto, están orientados a la comprobación de hipótesis; esto es, identificación y análisis de las causales (variables independientes) y sus resultados, los que se expresan en hechos verificables (variables dependientes).

Los estudios de este tipo implican esfuerzos del investigador y una gran capacidad de análisis, síntesis e interpretación. Asimismo, se debe señalar las razones por las cuales el estudio puede considerarse explicativo. Su realización supone el ánimo de contribuir al desarrollo del conocimiento científico".

Para definir este tipo de estudio, deberán tenerse en cuenta las siguientes interrogantes:

- ✓ ¿Los resultados de la investigación se orientan a la comprobación de hipótesis?
- ✓ ¿Las hipótesis que se ha planteado están construidas con variables que a su vez contienen otras variables?
- ✓ ¿Las hipótesis que se ha planteado establecen la manera como una determinada característica u ocurrencia es determinada por otra?
- ✓ ¿Los resultados del trabajo pueden constituirse en un aporte al modelo teórico de la explicación de hechos y fenómenos que puedan generalizarse a partir del problema de investigación?

Nivel predictivo

En este nivel pasaremos a la estimación probabilística de eventos generalmente adversos, como la probabilidad de que

ocurra un evento sísmico en un lugar, de esta manera predecir las acciones de prevención y toma de decisiones al respecto.

Nivel aplicativo

Con este nivel se plantea resolver el problema de la investigación. Enmarcando a la innovación técnica, artesanal e industrial como la científica que tenemos en nuestro medio.

También con las técnicas estadísticas del control de calidad se tiene como objetivo evaluar el éxito de la intervención sobre la población en cuanto a: proceso, resultados e impacto.

3.3. Población y Muestra

Población

Para este análisis se ha recurrido como población al catálogo sísmico para toda la zona de América del Sur, luego sectorizar la zona del Perú:

- Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) desde el 11 de enero del año 1963 hasta 11 de mayo del año 2017.
- Catálogo del laboratorio sismológico de la universidad de California Berkeley "Northern California Earthquake Data Center".
- Catálogo sismológico del Instituto Geofísico del Perú.

El catálogo sísmico fue analizado gráficamente y estadísticamente considerando el tiempo, la profundidad y la magnitud de los eventos sísmicos registrados en el área de estudio, todo el catálogo fue adjuntado en los anexos.

Muestra

Son todos los eventos sísmicos del sector de Huánuco.

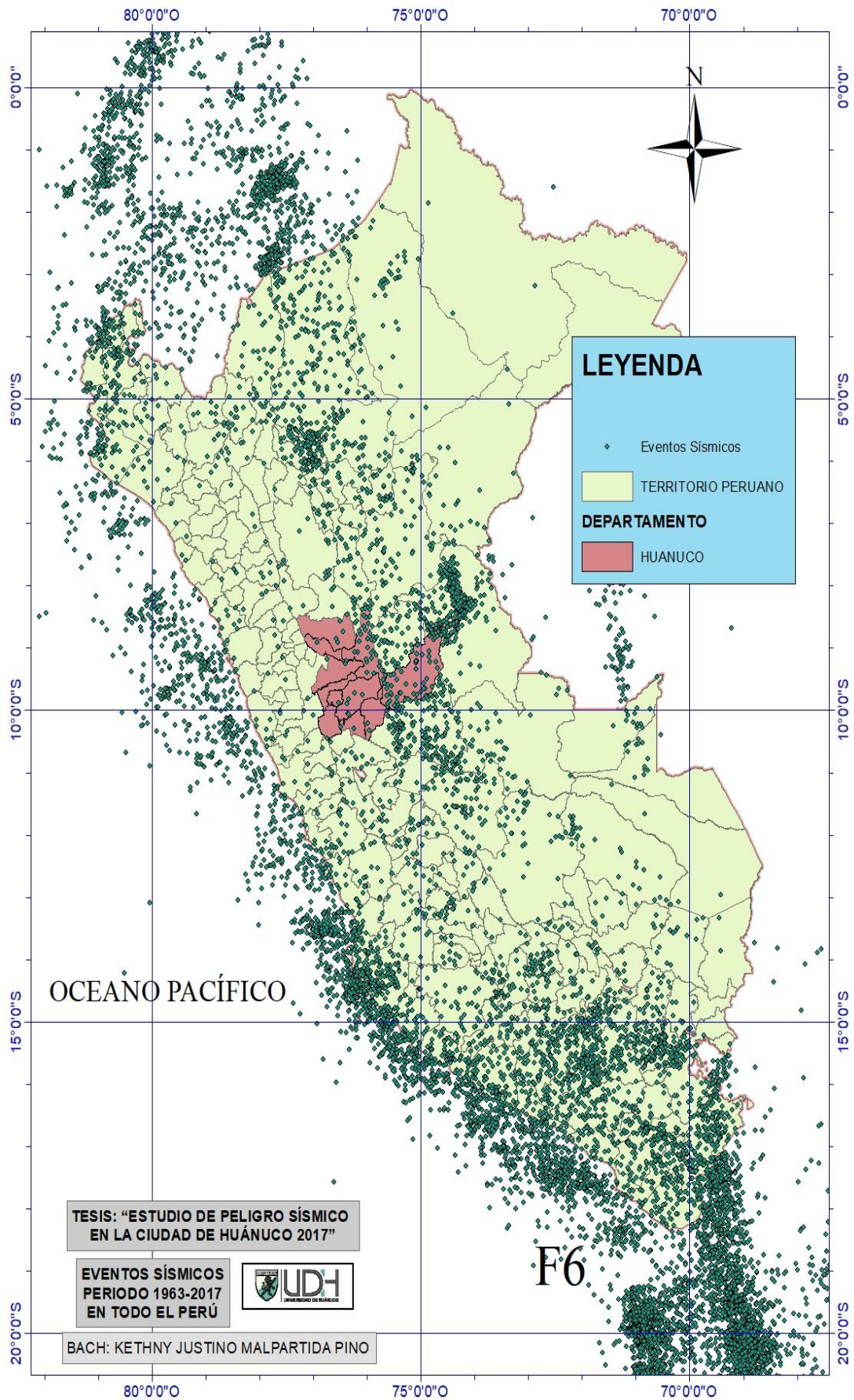


Figura 25 Eventos sísmicos en todo el sector de América del Sur en el periodo 1963 Hasta Mayo del 2017

Para este fin, se ha considerado los valores de magnitud de ondas de cuerpo (m_b) equivalentes a M_w si las magnitudes m_b se encuentran dentro del intervalo de 4 a 6; los valores de magnitud de ondas de superficie (M_s) equivalentes a M_w si las magnitudes M_s se encuentran dentro del intervalo M_s de 5 a 8; y los valores de magnitud local (ML) equivalentes a M_w si las magnitudes ML se encuentran dentro del intervalo de 4 a 7 (Boore y Joyner, 1982). Para magnitudes reportadas fuera de estos intervalos, el proceso de conversión de magnitudes de diferentes escalas a magnitud momento (M_w) fue empleando las siguientes relaciones:

- 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):

Ecuación 28

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

Ecuación 29

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

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

Ecuación 30

$$M_w = 0.67(\pm 0.005)m_s + 2.07(\pm 0.03) \quad 3.0 \leq m_s < 6.1$$

Ecuación 31

$$M_w = 0.99(\pm 0.02)m_s + 0.08(\pm 0.13) \quad 6.2 \leq m_s < 8.2$$

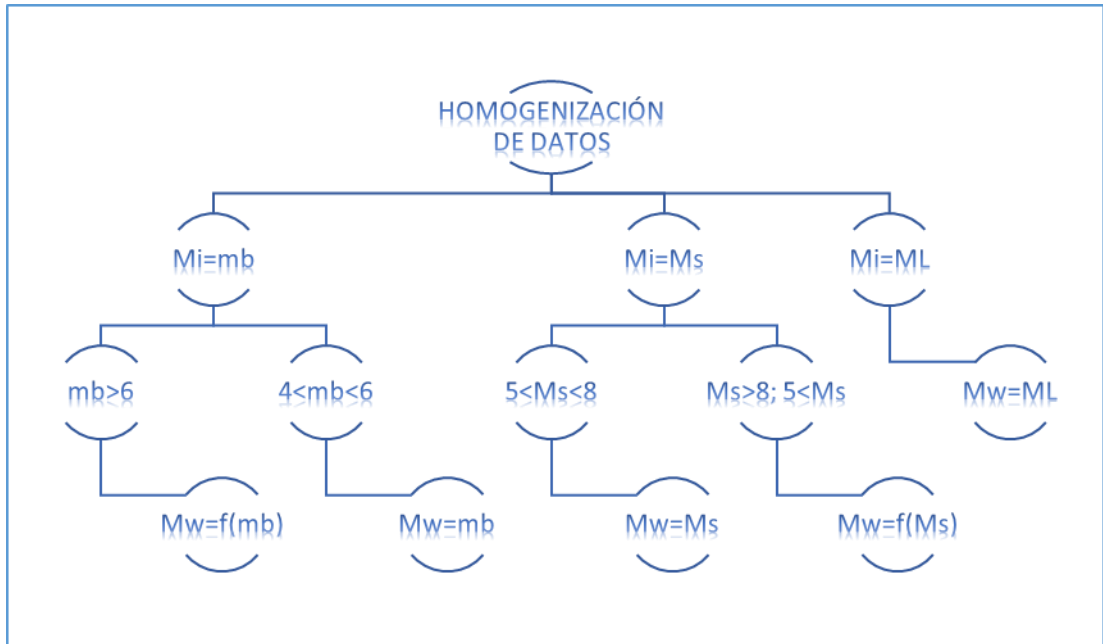


Figura 26 Árbol de decisiones para homogenización de data según Boore y Joyner (1982), GSHAP y el ISC

Finalmente, toda la muestra para nuestro procesamiento de datos se a sectorizado por las fuentes simogenicas que se sutentan en el capítulo IV.

3.4. Técnicas e Instrumentos de Investigación

3.4.1. Para la Recolección de Datos

En este punto para la recolección de datos se ha empleado bibliografías, los sitios web, los más importante y preciso es la página DEL Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>, el Catálogo del laboratorio sismológico de la universidad de California Berkeley “Northern California Earthquake Data Center”, <http://www.quake.geo.berkeley.edu/anss/catalog-search.html>, también del Instituto Geofísico del Perú <http://portal.igp.gob.pe/servicio-sismologico-nacional>.

3.4.2. Para la Presentación de Datos (Cuadros y/o Gráficos)

Para la presentación de datos se ha empleado cuadros y gráficos estadísticos como histogramas utilizando el Excel, el software zmap, mapas elaborados con el Arcgis.

3.4.3. Para el Análisis e Interpretación de Datos

Para la interpretación de datos también se ha empleado cuadros y gráficos estadísticos como histogramas utilizando el Excel, el software zmap y el software CRISIS 2015 Ver. 4.1, mapas elaborados con el Arcgis a través de los resultados obtenidos.

3.5. Contratación de Hipótesis y Prueba de Hipótesis

Contrastamos que sí se puede desarrollar en el software CRISIS 2015 Ver. 4.1 y calcular el Factor de zona sísmica “Z” en la ciudad de Huánuco, posteriormente comparando el espectro sísmico con la norma peruana ASCE 2010 – AASHTO 2014 – E0.30 2016.

CAPITULO IV

RESULTADOS

4.1. Procesamiento de Datos (Cuadros estadísticos con su respectivo análisis e interpretación).

OBTENCIÓN DEL FACTOR DE ZONA SÍSMICO "Z" MEDIANTE EL SOFTWARE CRISIS 2015 VER.4.1 EN LA CIUDAD DE HUÁNUCO 2017

A continuación, en este capítulo nos basamos en el desarrollo en sí de la investigación la cual se sustenta paso a paso a continuación.

Para poder realizar la evaluación del peligro sísmico es necesario conocer el lugar del emplazamiento (región Huánuco), donde se quiere realizar la evaluación, también conocer la geología local de la zona de estudio, los mecanismos generadores de los eventos sísmicos; así como también conocer la sismicidad histórica como instrumental del emplazamiento (región Huánuco); obtener los parámetros de las fuentes sismogénicas actualizadas a la fecha de la evaluación. Un factor importante es la selección del modelo de atenuación del movimiento de suelo, cuáles pueden ser de modelos de atenuación basados en macrosismos o aceleraciones máximas esperadas, o también modelos de atenuación para aceleraciones espectrales.

Para determinar el peligro sísmico del lugar del emplazamiento (región Huánuco), se utilizó el programa de cómputo(algoritmo) CRISIS 2015 Ver. 4.1, desarrollado y actualizado por UNAM et al (2014)

4.1.1. Ubicación Geográfica del Lugar de Análisis

La Región de Huánuco está situada en el centro del Perú, con topografía accidentada y regiones de sierra y selva. Limita al norte con los departamentos de La Libertad y San Martín; por el este con Loreto, Ucayali y Pasco; por el sur, con Pasco; por el oeste con Pasco, Lima y Departamentos de Ancash. Sus límites por el sur y el oeste están

marcados por la gigantesca muralla que forman el Nudo de Pasco y la Cordillera Huayhuash.

Sus coordenadas son 8° 21' 47 de latitud sur y entre 76° 18' 56" y 77° 18' 52,5" de longitud oeste; mientras que su altitud promedio es de 1.894 msnm.

Tabla 2 Coordenadas Geográficas de la Región Huánuco

Orientación	Coordenadas
Latitud Sur	8° 21' 47
Longitud Oeste	entre 76° 18' 56" y 77° 18' 52,5"
Altitud	1894 m.s.n.m

Actualmente, la Región está conformado por 11 provincias y 77 distritos, su capital es la ciudad de Huánuco.

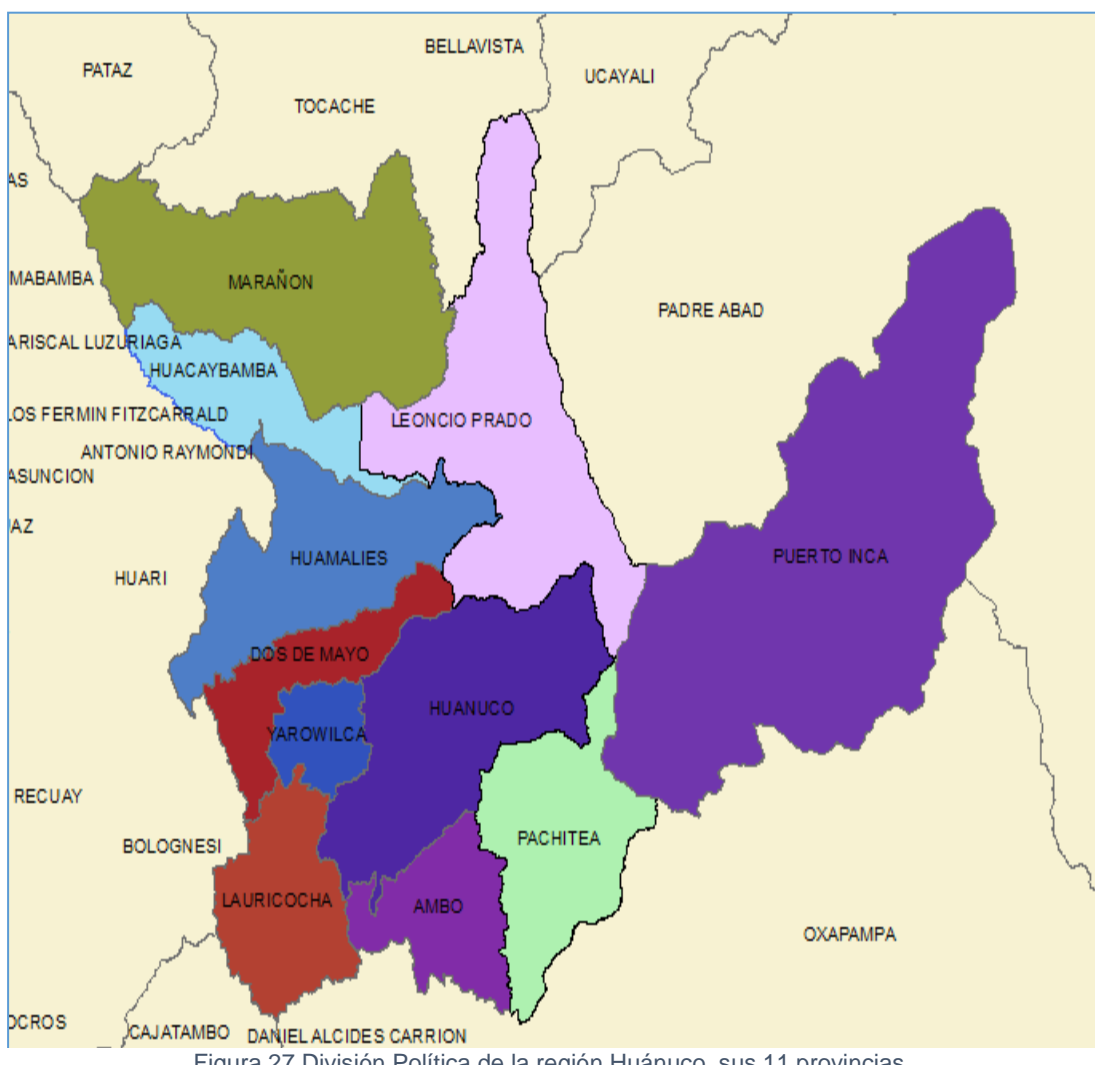


Figura 27 División Política de la región Huánuco, sus 11 provincias.

El peligro sísmico se evaluó en las coordenadas de la ciudad de Huánuco. En el siguiente cuadro presentamos las once provincias de la Región Huánuco, en el cual se indican las coordenadas geográficas y UTM zona 18.

Tabla 3 Coordenadas Geográficas, UTM de las 11 Provincias y capitales de la Región Huánuco

N°	PROVINCIA	CAPITAL	ZONA	UTM WGS84		GEOGRÁFICAS	
				NORTE	ESTE	LONGITUD	LATITUD
01	Huánuco	Huánuco	18L	8920341.48	370227.56	-76.183	-9.765
02	Ambo	Ambo	18L	8869062.89	364855.80	-76.233	-10.228
03	Dos de Mayo	La Unión	18L	8931839.36	321681.57	-76.625	-9.659
04	Huacaybamba	Huacaybamba	18L	9005230.53	300975.53	-76.810	-8.994
05	Huamalíes	Llata	18L	8962255.46	324122.45	-76.601	-9.384
06	Leoncio Prado	Tingo María	18L	8998942.23	386064.95	-76.036	-9.054
07	Marañón	Huacrachuco	18L	9035549.91	313934.21	-76.691	-8.721
08	Pachitea	Panao	18L	8888832.01	402490.59	-75.889	-10.050
09	Puerto Inca	Puerto Inca	18L	8964596.07	490208.98	-75.089	-9.366
10	Lauricocha	Jesús	18L	8871927.17	313383.24	-76.703	-10.200
11	Yarowilca	Chavinillo	18L	8915995.51	325051.29	-76.595	-9.802

4.1.2. Sismo-tectónica Local

Para identificar la sismo-tectónica local de la región Huánuco, se dispuso de información de sismicidad, tectónica y geológica, de la zona de influencia.

- La zona de subducción a lo largo de la costa oeste del Perú, donde la placa oceánica de nazca subyaciendo por debajo de la placa continental sudamericana con una velocidad de 7 a 12 cm. por año (berrocal et al ,1975)
- Las fallas tectónicas continentales activas que afectan tanto a la cordillera blanca como a la cordillera negra.

MANUEL VILCHEZ MATA. (2006). ESTUDIO DE RIEGOS GEOLÓGICOS EN LA REGIÓN DE HUANUCO. LIMA- PERÚ: INGEMMET.

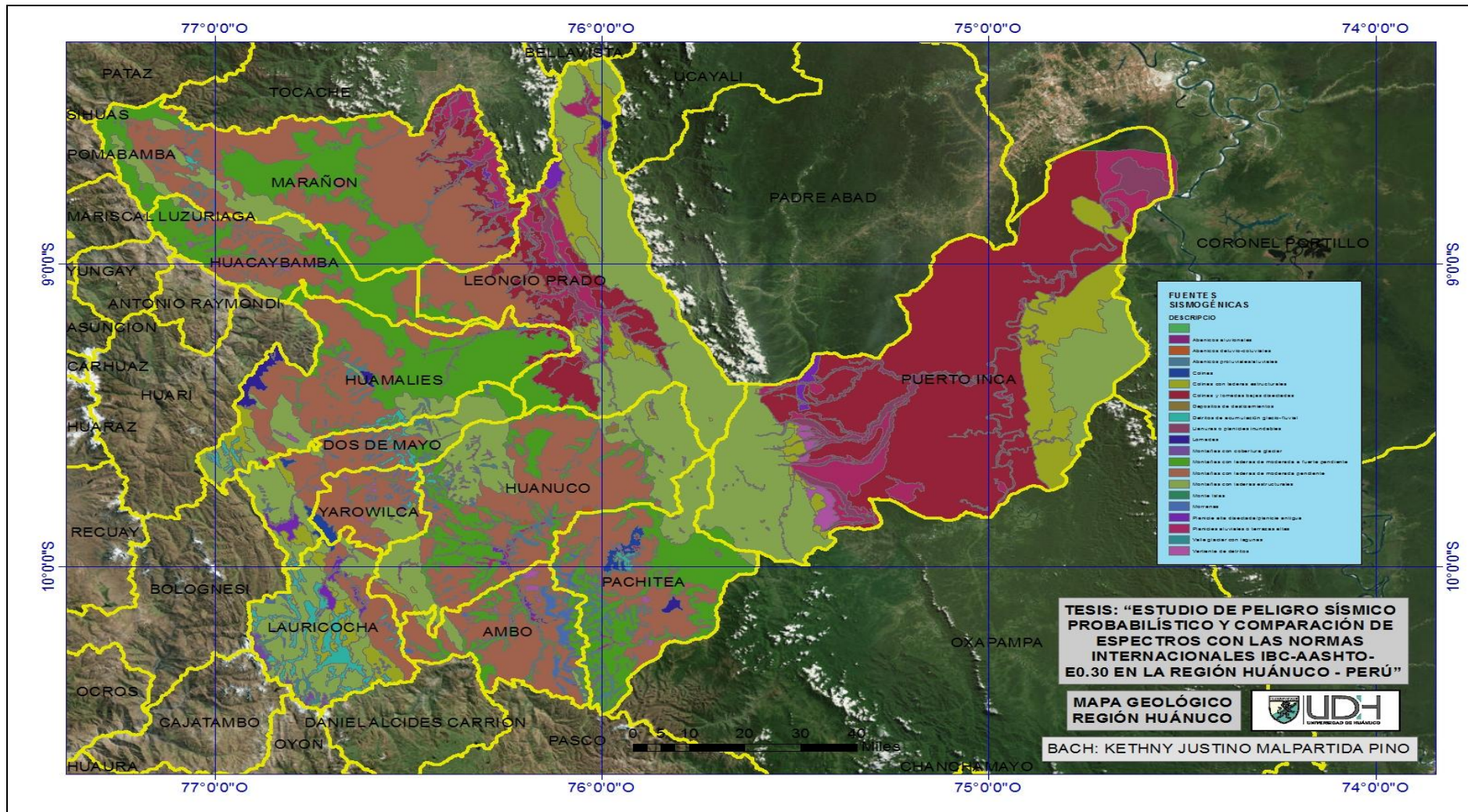


Figura 28 Mapa Geológico de la Región Huánuco

La región Huánuco, con características particulares de geografía, climas variados en su entorno, complejidad geológico-estructural y características geomorfológicas variadas, presenta una frecuencia de peligros geológicos, en comparación a otras áreas del país, marcada por la ocurrencia de inundaciones y erosión fluvial en los valles interandinos y en su transición a la selva baja, procesos asociados de movimientos en masa en las laderas (deslizamientos, huaycos y derrumbes) y áreas periglaciares (aluviones), ligados a la actividad climática y sísmica. Los eventos prehistóricos de movimientos en masa identificados en la morfología de la región, así como procesos de fuerte de glaciación en las partes altas, corroboran la geodinámica de esta área en el pasado reciente.

La ocupación y crecimiento paulatino de las ciudades en los valles y laderas, aumentan en muchos casos la frecuencia en la recurrencia de eventos de carácter desastroso.

4.1.2.1. Falla de la Cordillera Blanca

Tiene rumbos entre N 100° E y N 150° E con buzamientos entre 55° y 75° hacia el SO. Sus movimientos son normales a normales ligeramente siniéstrales.

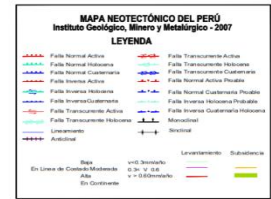
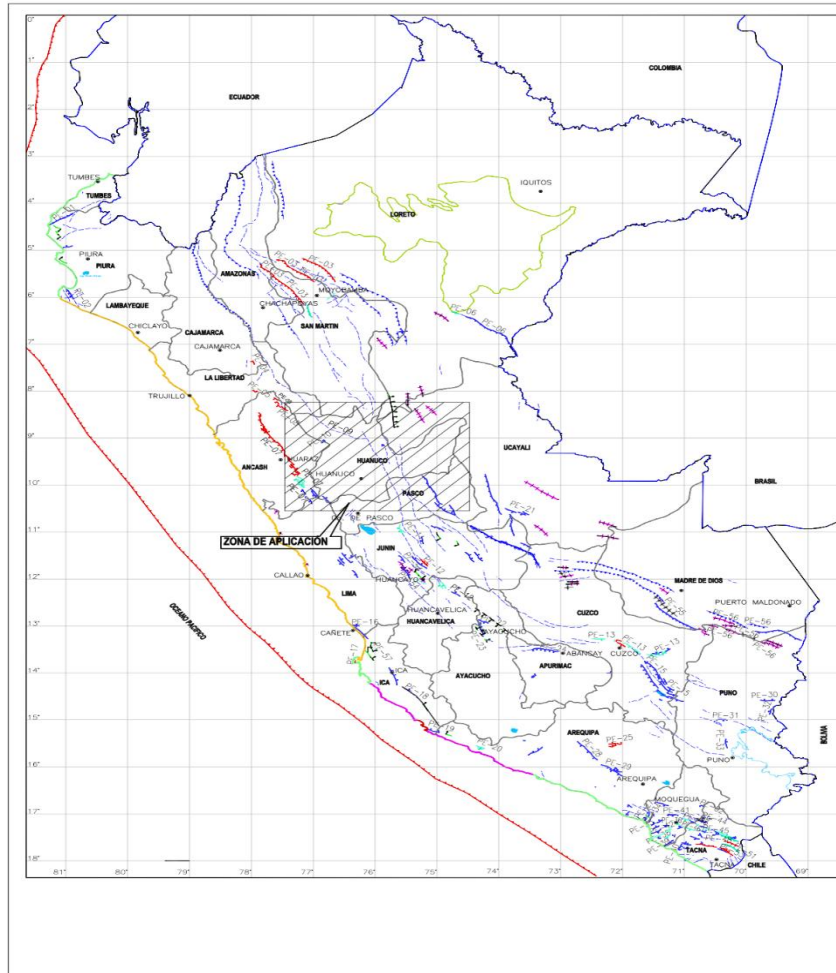
El sistema de fallas tiene una longitud de 190 km y cada una de las fallas que lo conforman no tiene más de unos 8 km, Los saltos verticales son variables, están comprendidos entre 1 y 50 m.

4.1.2.2. Falla Huaytapallana

Se encuentra al pie del nevado Huaytapallana en dirección N-NE de la ciudad de Huancayo.

La falla se originó con dos sismos de magnitud 5,6 Mb ocurridos en julio y octubre de 1969, y pusieron en evidencia en superficie dos segmentos de escarpa de falla con un azimuth promedio de 135° N y buzamientos de 60° y 70° en dirección NE. Ambos segmentos alcanzan una longitud de 20 km aproximadamente.

La intensidad máxima del sismo en las cercanías de la falla fue de VIII-IX (MM).



NOTAS:
 1- LA ESCALA GRÁFICA MOSTRADA ES PARA EL FORMATO A-1, A-3;
 2- DIMENSIONES EN MILÍMETROS Y NIVELES EN METROS, SALVO INICADO.
 3- USAR SOLO DIMENSIONES INDICADAS EN LOS PLANOS

FALLAS CERCANAS A LA ZONA DE ESTUDIO
 PE-03

CÓDIGO	TIPO DE LA ESTRUCTURA	NOMBRE DE LA ESTRUCTURA	DIRECCIÓN DE MOVIMIENTO	EDAD DEL T.M.R.M.
PE-01	Falla	Zona de Falla Arequipa	Inversa	<1.6 Ma
PE-02	Falla	Zona de Falla Arequipa	Inversa	<1.6 Ma
PE-03	Falla	Zona de Falla Arequipa	Inversa	Historia (1980 y 1993)
PE-04	Falla	Zona de Falla Arequipa	Inversa	Historia (1987)
PE-05	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-06	Falla	Falla de Sotillo	Normal	Historia (1937)
PE-07	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-08	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-09	Falla	Falla de Sotillo	Normal	Historia (2008)
PE-10	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-11	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-12	Falla	Falla de Sotillo	Inversa - Desnivel	<1.6 Ma
PE-13	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-14	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-15	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-16	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-17	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-18	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-19	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-20	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-21	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-22	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-23	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-24	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-25	Falla	Falla de Sotillo	Normal	Historia (1981 y 1990)
PE-26	Falla	Falla de Sotillo	Normal	Historia (1981 y 1990)
PE-27	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-28	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-29	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-30	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-31	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-32	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-33	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-34	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-35	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-36	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-37	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-38	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-39	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-40	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-41	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-42	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-43	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-44	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-45	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-46	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-47	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-48	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-49	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-50	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-51	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-52	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-53	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-54	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-55	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-56	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-57	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma
PE-58	Falla	Falla de Sotillo	Normal	<1.6 Ma

UDH UNIVERSIDAD DE HUANUCO

MAPA NEOTECTÓNICO DEL PERÚ PLANO DE FALLAS

INSTITUTO GEOLOGICO, MINERO Y METALURGICO - 2007

UNIVERSIDAD DE HUANUCO

INGENIERIA CIVIL

INGENIEROS ESTEBAN DOMINGUEZ

REC-2 RECADADA

MIN-O-I

Figura 29 Mapa Neotectónico del Perú

4.1.2.3. Falla Cayesh

Esta falla se ubica cerca de la localidad de Cayesh, al NE de la ciudad de Tarma, con un rumbo promedio de 160° NE. La falla es de tipo normal y corta los depósitos cuaternarios presentes en la zona sobre una extensión del orden de 10 km aproximadamente.

4.1.2.4. Sistema de fallas de Satipo

Fallas inversas con orientación NO-SE y ángulos de inclinación del orden de los 20°, con longitudes entre 300 a 500 km. Este sistema es el resultado del continuo proceso de deformación de la corteza continental. Estos sistemas están presentes en mayor número de norte a sur, sobre la zona sub-andina al pie del borde oriental de la cordillera andina, afectando a los principales plegamientos del escudo brasileño (BERNAL & TAVERA, 2002).

4.1.2.5. Falla Quiches

Se extiende con rumbo NNO entre los pueblos de Quiches y Chingalpo, sobre la margen occidental del río Marañón, al NNE de Huaráz. La falla de 20 km de longitud comprende varias secciones con buzamientos al este y al oeste. La falla Quiches se reactivó durante un fuerte sismo ocurrido en 1946, el cual formó una escarpa de falla de unos 3,5 m de desplazamiento vertical.

Del mismo modo, se puede observar la presencia de un gran número de lineamientos, siendo el más importante el de ChancayHuánuco.

Este lineamiento limita al norte con el megabloque Lima y Huaraz mostrando un callamiento transversal con rumbo NNESSO.

MANUEL VILCHEZ MATA. (2006). ESTUDIO DE RIEGOS GEOLÓGICOS EN LA REGIÓN DE HUANUCO. LIMA- PERÚ: INGEMMET.

4.2. Sismicidad Histórica

Como Historia Sísmica de la Región Huánuco sobre los acontecimientos sísmicos ocurridos en Perú, descrita con detalle por SILGADO (1978), da cuenta de sismos históricos que afectaron la región produciendo diversos niveles de daño en las ciudades y diversas localidades. La descripción de los sismos más importantes en la región Huánuco se presentan en el Cuadro N° 7.6 (SILGADO, 1978). Según las informaciones contenidas en el cuadro, las máximas intensidades en la escala Mercalli Modificada evaluadas en la región oscilaron entre VII y X, siendo el sismo ocurrido el 1º de noviembre de 1947, uno de los más catastróficos.

Para la mayoría de los sismos descritos se elaboró sus respectivos mapas de intensidades, siendo uno de los correspondientes al sismo ocurrido el 1º de noviembre de 1947 originado en la deformación cortical en la zona subandina.

El terremoto de Satipo del 1º de noviembre de 1947, tuvo sus coordenadas epicentrales en 10,5° sur, y 75° oeste, y llegó a ocasionar daños severos a lo largo de toda la región oriental. Las isosistas alcanzaron valores entre VIII (Satipo) y alrededores. En Huánuco las intensidades alcanzaron valores entre V y VI MM (Huánuco, Ambo, Tingo María, Panao, Llata).

MANUEL VILCHEZ MATA. (2006). ESTUDIO DE RIEGOS GEOLÓGICOS EN LA REGIÓN DE HUANUCO. LIMA- PERÚ: INGEMMET.

Los sismos que se registraron en Huánuco con mayor intensidad, se suscitaron el 29 de octubre de 1956, con una magnitud local de 6.0 y el 14 de febrero de 1970, con una magnitud local de 7.0.

En referencia a los sismos en la zona de influencia de Huánuco, mencionaremos el sismo de Panao (Huánuco) del 04 de Agosto del 2011, el epicentro fue ubicado a 22 kilómetros al este de Panao y a 28 kilómetros de profundidad, con una magnitud local de 4,2 en la escala de Richter; El sismo del 24 de Agosto del 2011 en Contamana (Ucayali) de magnitud local de 7.0 El Sismo de Pisco (Ica) del 15 de Agosto del 2007 se sintió en la ciudad de Huánuco y el terremoto de Ancash del 31 de Mayo de 1970 se percibió en la ciudad de Huánuco.

Tabla 4 Sismos Históricos en el Territorio Peruano

FECHA	HORA	COORDANADAS		MAG	DESCRIPCIÓN
		LATITUD	LONG.		
9/07/1586	19:00	-12.2	-77.7	8.1	Terremoto que destruyó Lima, fue sentido desde Trujillo hasta caraveli, también fue sentido en Huánuco y Cusco, y posiblemente en lugares intermedio; por 60 días se dejaron sentir las réplicas
14/07/1619	11:30	-8.0	-79.2	7.8	Terremoto que destruyó la ciudad de Trujillo; fue sentido a 2000 km. Al norte y a más de 600 km. Al sur. En la ciudad de lima se le sintió como un fuerte temblor que causo la salida de la gente de sus casas.
28/10/1746	22:30	-11.6	-77.5	8.4	Terremoto que causo muchos daños y 1141 muertos en lima; hubo tsunami en el callao. Probable intensidad en lima X MMI, fue sentido desde Guayaquil, marañón, hasta el Cusco y Tacna.
02/01/1902	14:08	-9.00	-78.4	9.00	Sismo Fuerte y Prolongado movimiento de tierra en Casma y Chimbote, donde Causo alarma, se le sintió desde Paita hasta lima
24/12/1937	01:23	-9.36	-75.08	10.0	Terremoto en las vertientes orientales de la Cordillera Central. Afectó los pueblos de Huancabamba, en el valle del mismo nombre, y Oxapampa cerca del río Chuquibamba. Los efectos destructores del sismo fueron muy marcados en las construcciones de adobe o tapial. En el valle de Chontabamba fueron 34 las casas completamente destruidas: en Oxapampa 7, en el Progreso 23, en San David 10 y en Huancabamba 18. Hubo grandes deslizamientos en los cerros boscosos de Chontabamba y Chorobamba en una extensión aproximada de 50 km. En el Fundo Victoria se abrió una grieta de la que emanó abundante cantidad de agua que arrasó corpulentos árboles, aumentando el caudal del río Chorobamba. En los caminos de herradura a Huancabamba se produjeron enormes grietas y derrumbes de cerros. El movimiento sísmico se sintió fuerte en San Ramón, La Merced, Pozuzo y Tarma, y en las provincias de La Unión y Llata del departamento de Huánuco, donde hubo alarma. Desde el 24 hasta el 30 de diciembre de ese año se contaron en Huancabamba hasta 600 réplicas.
17/10/1966	21:41	-13.0	-76.00	9.00	Fue uno de los más destructores ocurridos en Lima después del sismo de 1940. Cien personas muertas, fue destructor a lo largo de toda la franja litoral entre Lima y Supe. También afectó Tingo María, Cerro de Pasco.

4.3 SISMICIDAD INSTRUMENTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

La calidad de la información sísmica instrumental en el Perú ha mejorado a partir del año 1963 con la instalación de la red sismográfica mundial; a partir de esa fecha, los registros de los sismos, son más precisos, en cuanto a su localización de hipocentros y la mayoría de los sismos tienen calculada su magnitud en función de las ondas de cuerpo; por lo que los datos de los catálogos sísmicos, puede ser considerados para la obtención de parámetros sismológicos.

La información sísmica instrumental que se ha utilizado en la presente investigación, es del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) contando con el registro sísmico desde el 11 de enero de 1963 hasta el 11 de mayo del 2017 con magnitud entre (2.5 a 8.8mb).

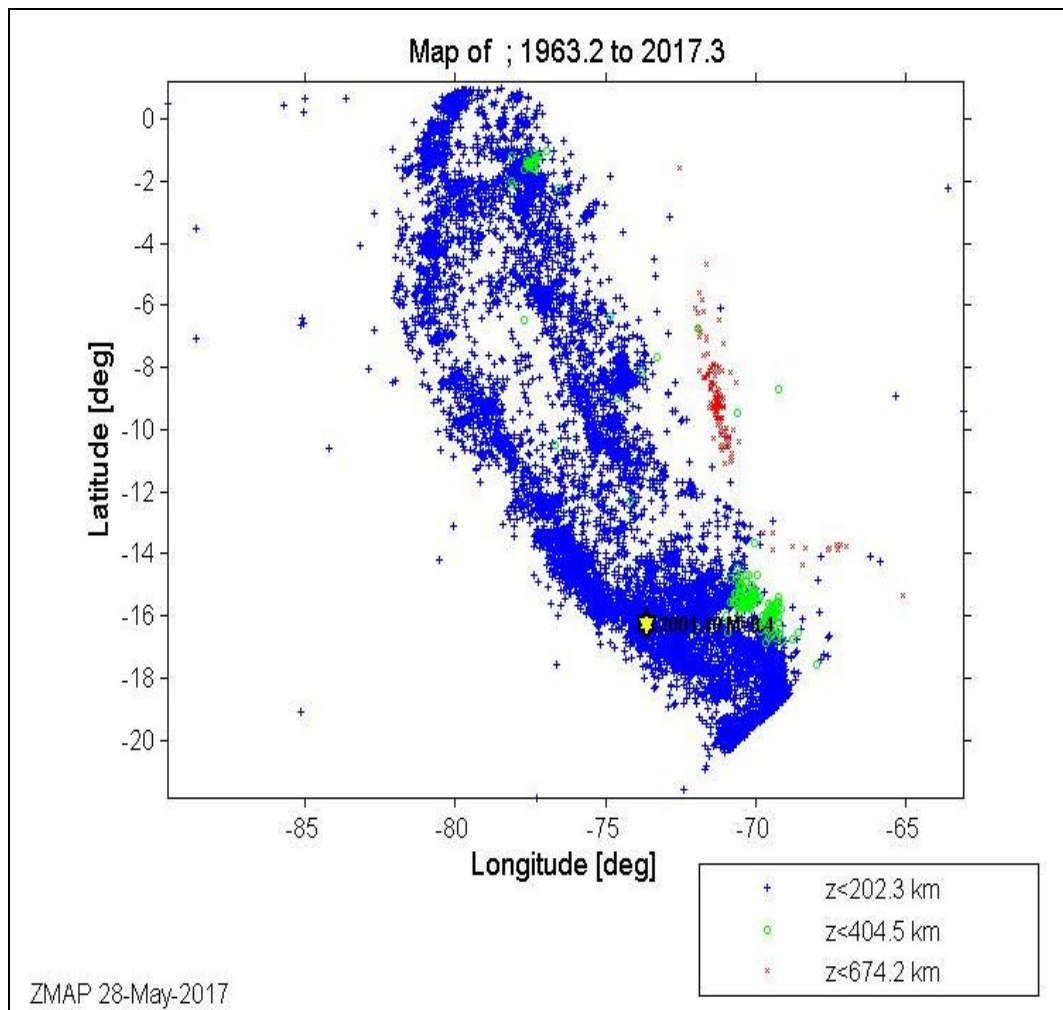


Figura 30 Eventos sísmicos (USGS), IGP contando con el registro sísmico desde el 11/01/ 1963 hasta el 11 /05/ 2017 con magnitud entre (2.5 a 8.8mb).

A continuación, presentamos el informe de todos los eventos sísmicos registrado en los centros de investigación y reportados en los catálogos utilizados en la presente investigación.

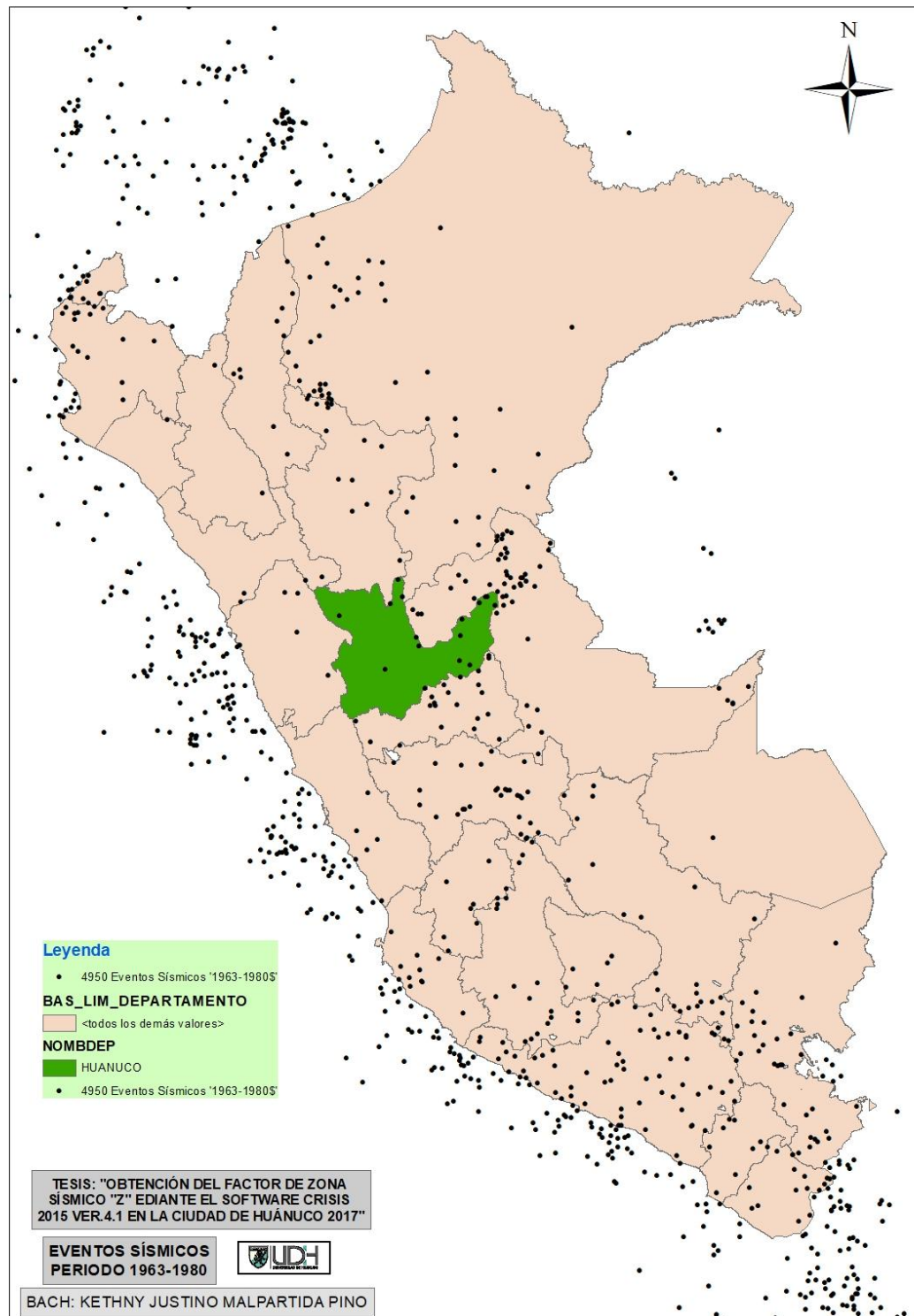


Figura 31 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 1980.

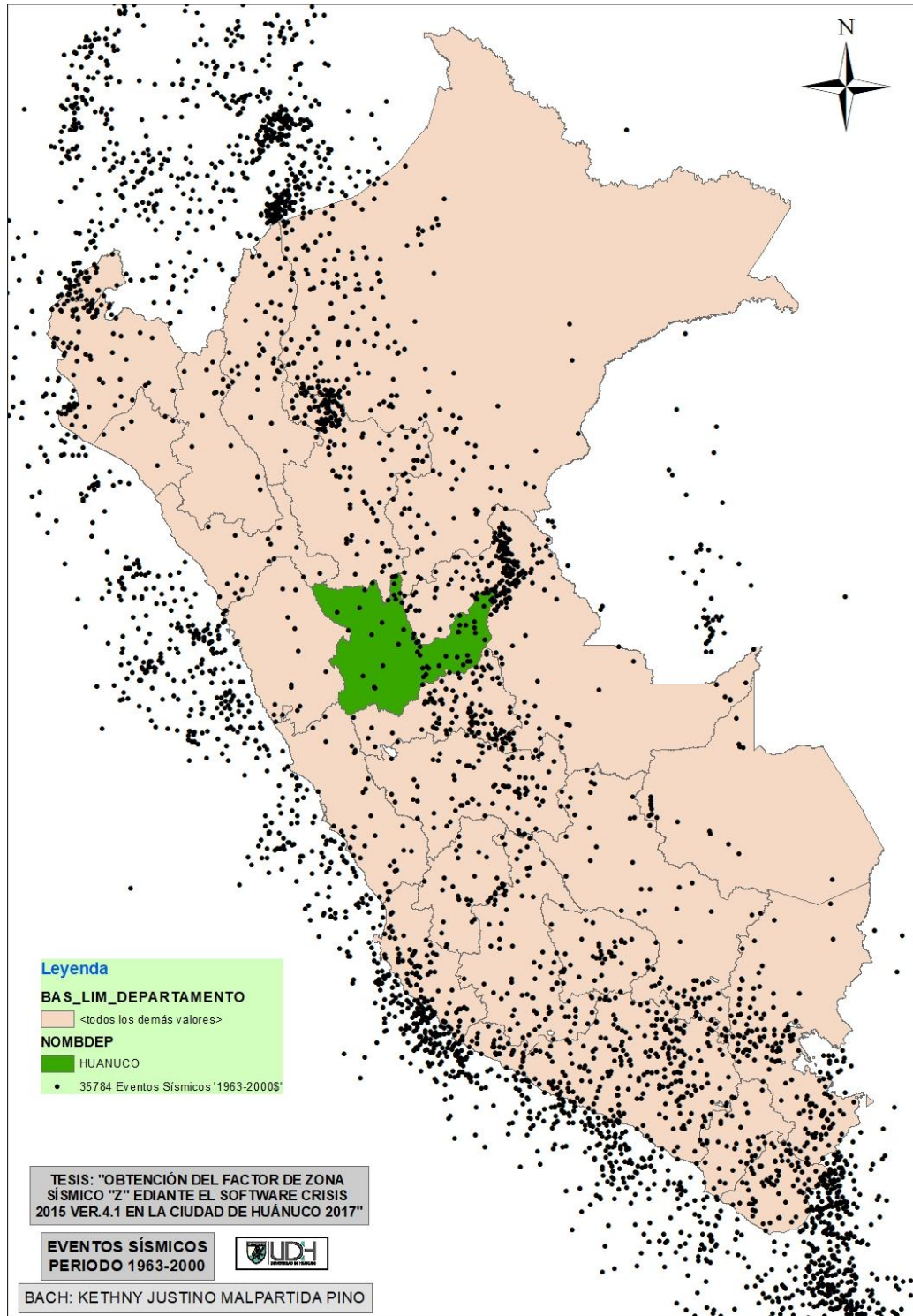


Figura 32 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2000.

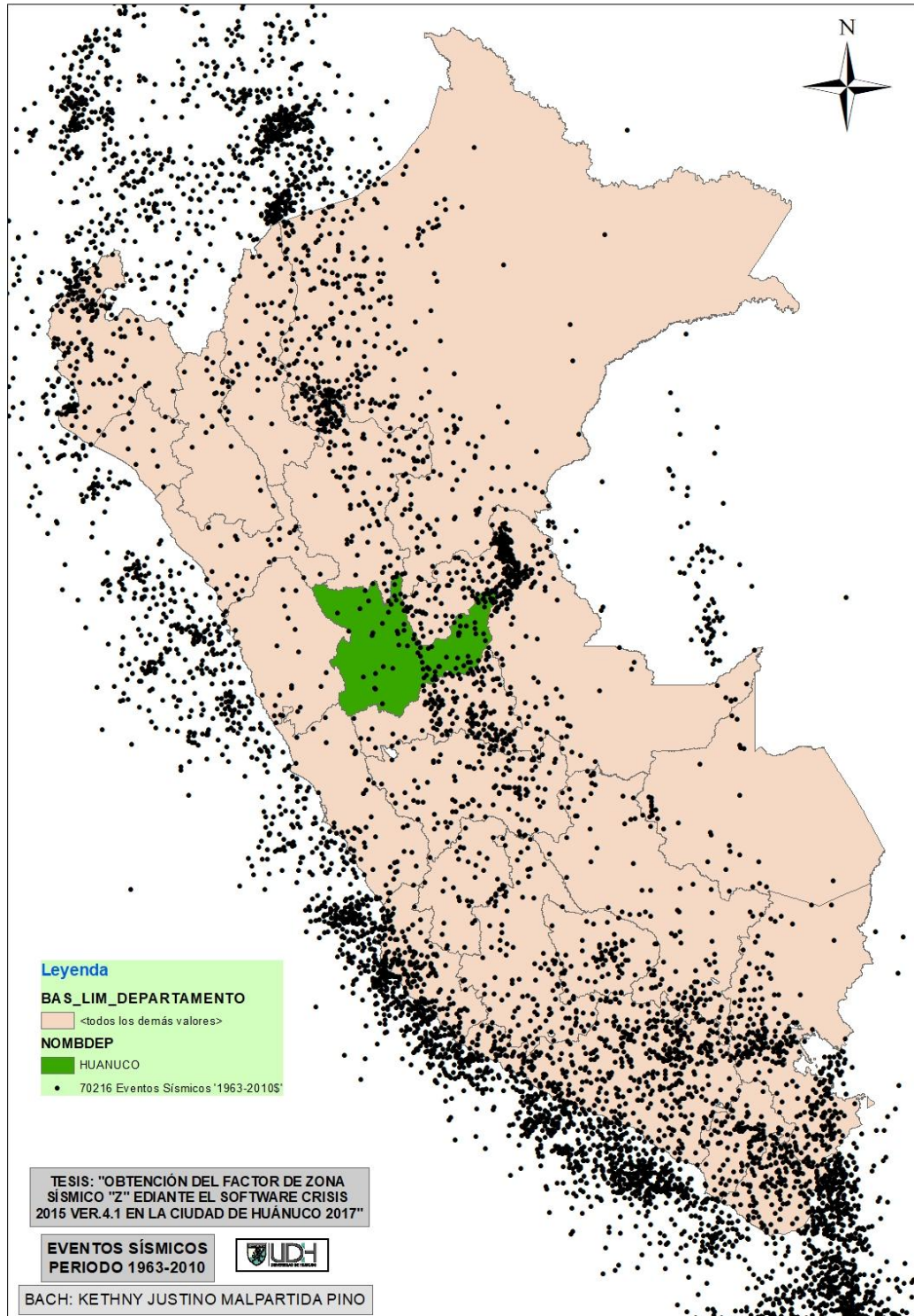


Figura 33 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2010.

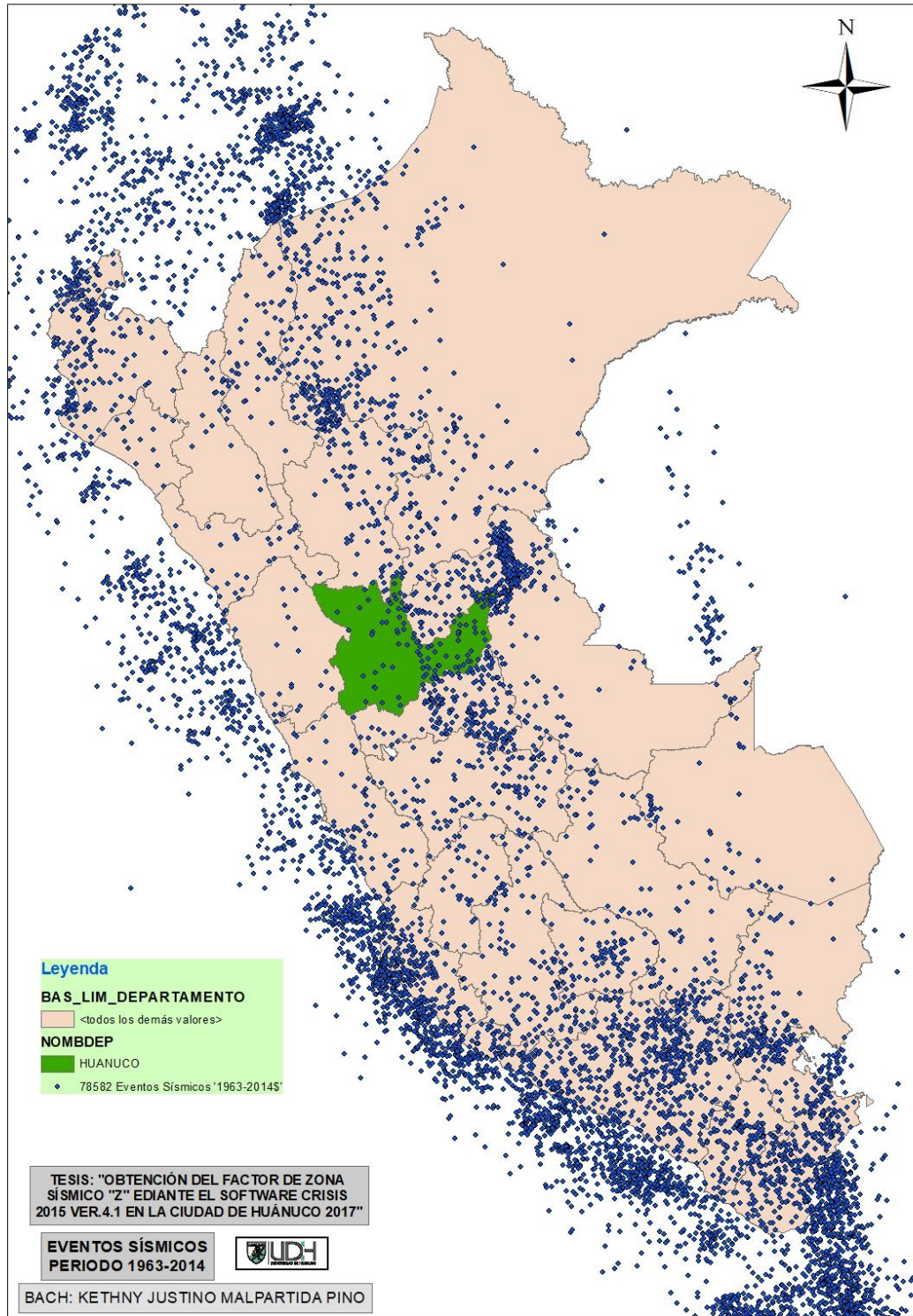


Figura 34 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2014.

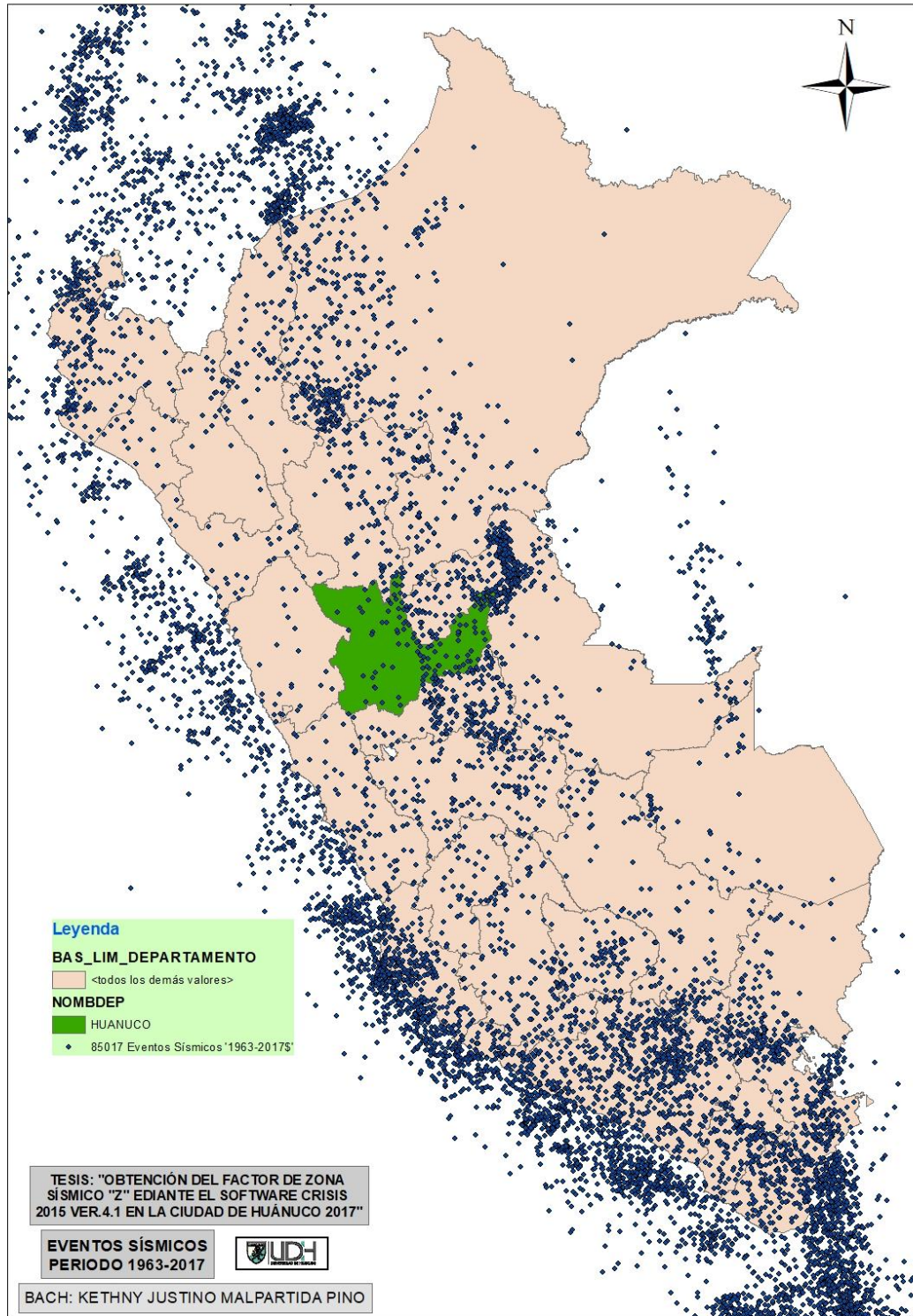


Figura 35 Eventos sísmicos en el periodo desde el 1963 al año 2017.

Debido a la variedad de magnitudes existentes en el catálogo obtenido; es necesario tener un parámetro uniforme y homogéneo para denominar el tamaño de un sismo del catálogo en la presente investigación, se realizó la homogenización del catálogo a la magnitud de momento (M_w), para esto se propone la siguiente correlación:

Para eventos con magnitudes M_B (ondas de cuerpo) reportadas u obtenidas, M_w es calculado usando la siguiente expresión:

Ecuación 32

$$M_w = 1.1234M_B - 3.50 \quad 3.5 \leq M_B \leq 7.8$$

Esta relación se calculó mediante mínimos cuadrados, en la que se utilizó 85017 datos, los cuales se tiene valores registrados de M_B y M_w de un mismo evento, esta expresión cuenta con coeficiente de determinación de 0.9501, el cual es aceptable en términos estadísticos.

En la región de Huánuco son 14 los eventos sísmicos de $(M_w) > 5$ en el periodo 11/01/1963 hasta 11/05/2017, los cuales se describen en el cuadro:

Tabla 5 eventos sísmicos de $(M_w) > 5$ en el periodo 11/01/1963 hasta 11/05/2017

LONGITUD	LATITUD	MAG.	PROF.	AÑO	MES	DIA	HORA	MINUTO
CATÁLOGO: FUENTE USGS								
-75.4178	-9.315	5.1	31.95	2016	10	26	14	08
-74.6034	-8.7648	5.1	137.79	2014	11	22	08	43
-74.679	-8.629	5.2	133.8	2009	06	06	21	51
-76.448	-8.733	5.2	126.2	2008	06	05	13	37
-75.554	-9.444	5.1	34.9	2003	01	08	04	45
-76.38	-8.464	5.5	33	1998	10	04	13	41
-75.775	-9.297	5.6	128	1994	10	16	00	06
-75.663	-9.434	5.4	32.6	1987	11	15	22	00
-75.704	-9.508	5.2	52.1	1985	11	26	10	24
-76.352	-10.063	5.5	106.1	1982	08	15	06	11
-74.951	-9.658	5.2	134	1980	07	20	13	54
-75.717	-9.364	5.3	45	1977	11	13	08	42
-75.633	-10.012	5.9	39.8	1970	02	14	11	17
-76.232	-9.727	5.6	122.5	1964	6	4	11	46

CATÁLOGO: FUENTE INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

-8.43	-74.73	5.3	132.8	1984	7	24	11	49
-8.69	-74.32	5.2	154.8	1984	9	30	21	31
-10.05	-75.23	5.1	33	1985	11	16	2	2
-10.88	-74.4	5.1	36.7	1985	12	26	0	5
-8.65	-75.89	5.1	33	1986	12	5	23	12
-8.57	-75.43	5.1	33	1987	2	26	15	59
-9.43	-75.66	5.4	32.6	1987	11	15	22	0
-10.29	-74.88	5.1	129.1	1989	1	20	1	55
-9.92	-74.56	5.2	40.1	1989	6	2	21	55
-9.86	-74.31	5.3	38.2	1990	12	14	11	22
-9.78	-74.7	5.8	123.9	1991	4	9	6	2
-8.77	-74.43	5.3	146.3	1991	11	25	14	15
-10.72	-74.88	5.2	33	1992	6	16	1	17
-10.19	-74.88	5.5	146.7	1993	1	20	14	48
-9.29	-75.77	5.6	128	1994	10	16	0	6
-9.62	-76.31	5.2	128	1994	10	16	0	6
-8.49	-74.3	5.3	148.5	1995	1	8	9	22
-8.55	-76.44	5.2	33.6	1995	6	12	3	35
-9.76	-74.58	5.3	131.2	1995	7	2	1	14
-8.48	-74.27	5.2	157.2	1998	3	10	17	40
-8.34	-74.34	6.6	164.6	1998	4	3	22	1
-8.3	-75.8	5.2	33	1998	10	4	13	41
-10.7	-75.49	5.5	33	1999	10	4	13	57
-10.57	-75.36	5.1	33	2001	4	7	23	45
-8.46	-74.91	5.2	76	2001	8	6	17	8
-8.41	-74.6	6	156	2001	12	28	22	9
-10.76	-74.68	5.1	33	2002	8	11	12	9
-9.4	-75.35	5.3	160	2003	1	8	4	45
-9.32	-74.38	5.3	160	2005	11	22	23	27
-8.83	-74.51	5.2	142.7	2007	9	17	10	57
-8.44	-74.55	5.4	156	2008	5	20	21	37
-8.73	-76.44	5.2	126.2	2008	6	5	13	37
-9.06	-75.66	5.1	37.9	2008	11	22	20	25
-8.47	-74.75	5.8	123	2010	1	25	22	52
-8.04	-74.72	5.2	146	2010	9	24	19	1
-8.7	-74.82	5.2	146	2011	3	27	13	26
-8.64	-74.19	6.1	150	2012	8	2	9	38
-8.88	-75.19	6	135	2012	11	10	14	57
-8.09	-74.26	5.2	152	2013	6	5	9	14
-9.78	-74.72	5.1	135	2013	7	15	22	35
-10.57	-74.24	6	131	2014	10	26	10	45
-8.72	-74.63	5.4	151	2014	11	22	8	43
-9.1	-75.83	5.4	27	2015	7	9	18	8

-8.2	-74.46	5.1	169	2016	1	19	1	11
-8.22	-74.36	5.4	191	2016	1	31	7	41
-8.79	-74.59	5.3	163	2016	5	6	23	10

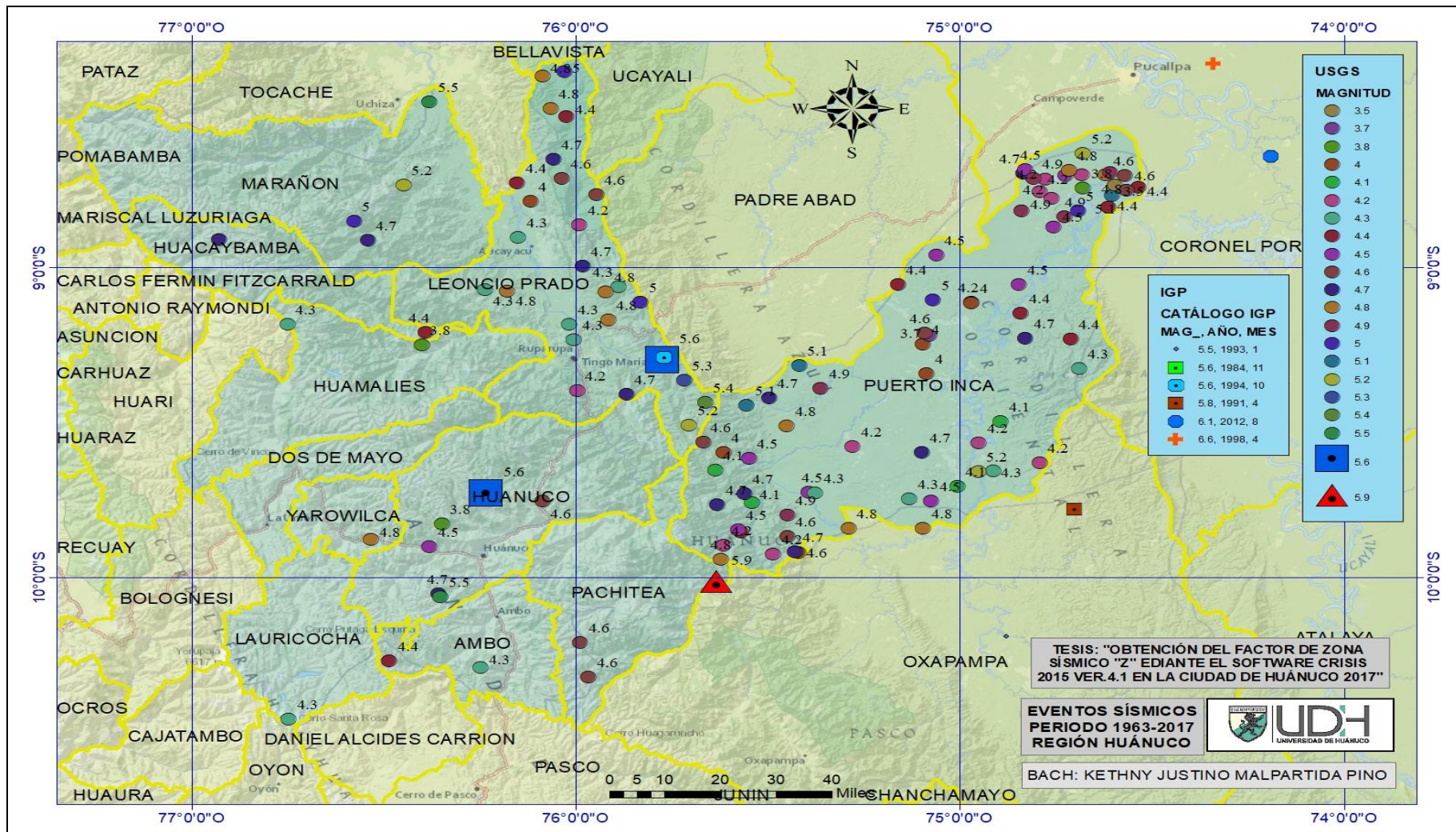


Figura 36 Mapa de Eventos Sísmicos del catálogo de la USG, desde el año 1963 al 2017 en la región Huánuco

Los sismos con foco a profundidad intermedia (71 km - 300 km) se distribuyen de manera irregular por debajo del continente, formando un plano con un ángulo de buzamiento promedio de 14, donde se aprecia la subducción de la placa de Nazca, ya que hacia el continente la profundidad focal de los sismos aumenta.

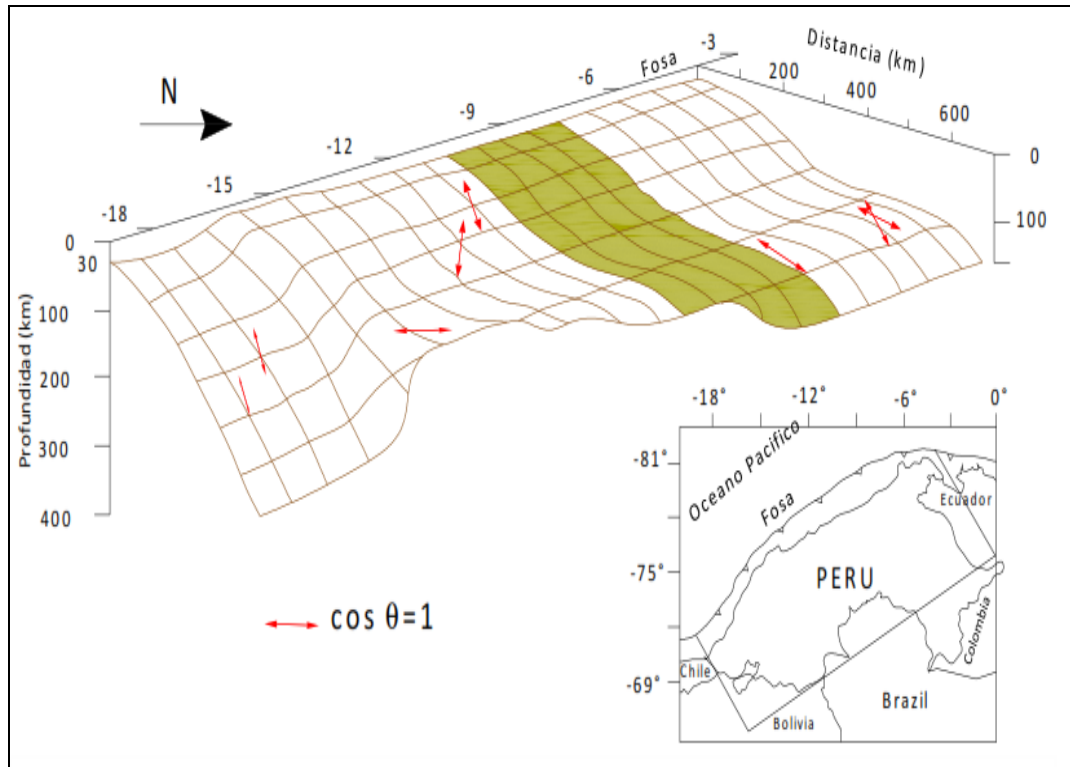


Figura 37 Esquema sismo tectónico de la geometría de la subducción en el Perú

Esquema sismo tectónico de la geometría de la subducción en el Perú deducido a partir de la distribución de la sismicidad con la profundidad. Las flechas indican la orientación de los ejes de tensión con el mismo buzamiento que el plano de subducción (Tavera y Buforn 1998).

La actividad sísmica con foco profundo (301 km - 700 km) se localiza en la región centro de la Llanura Amazónica; siendo esta sismicidad mayor en la región central (borde Perú-Brasil). En la figura N°30 se presenta el 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 alto andina 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.

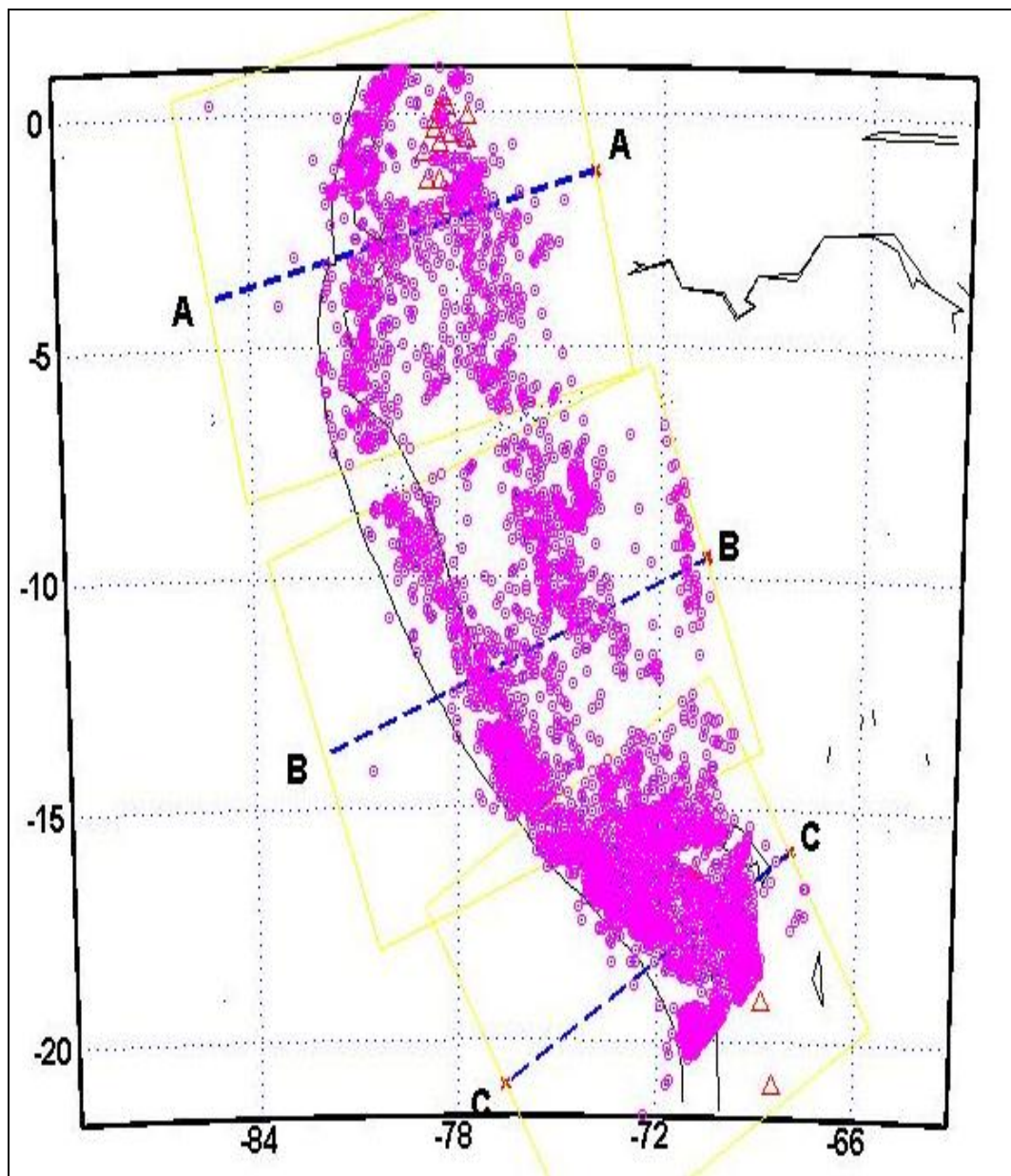


Figura 38 Seccionamiento del Mapa Sísmico del Perú.

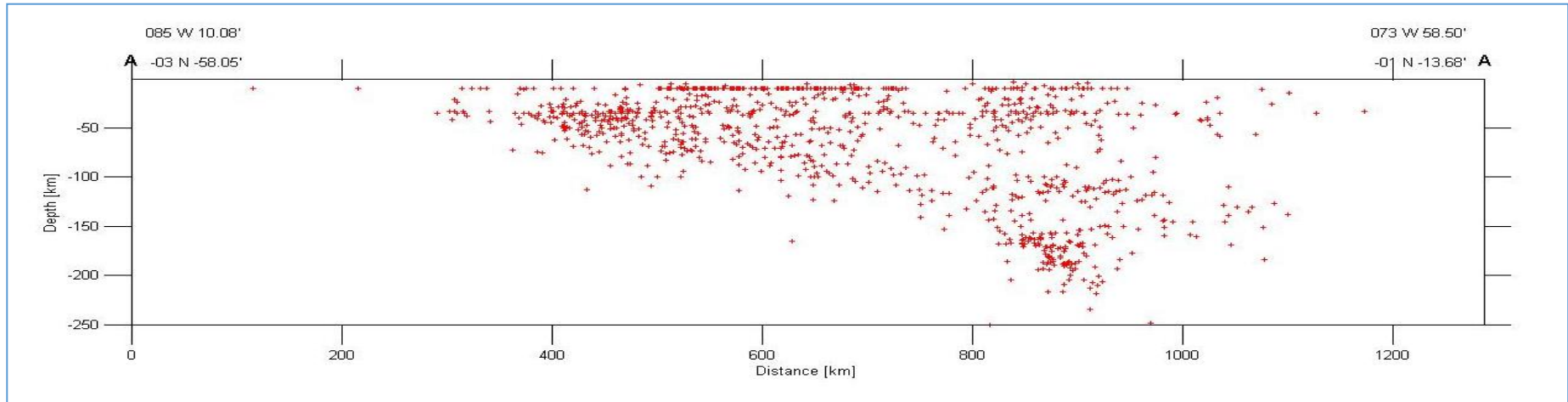


Figura 40 Sección A-A del mapa Sísmico

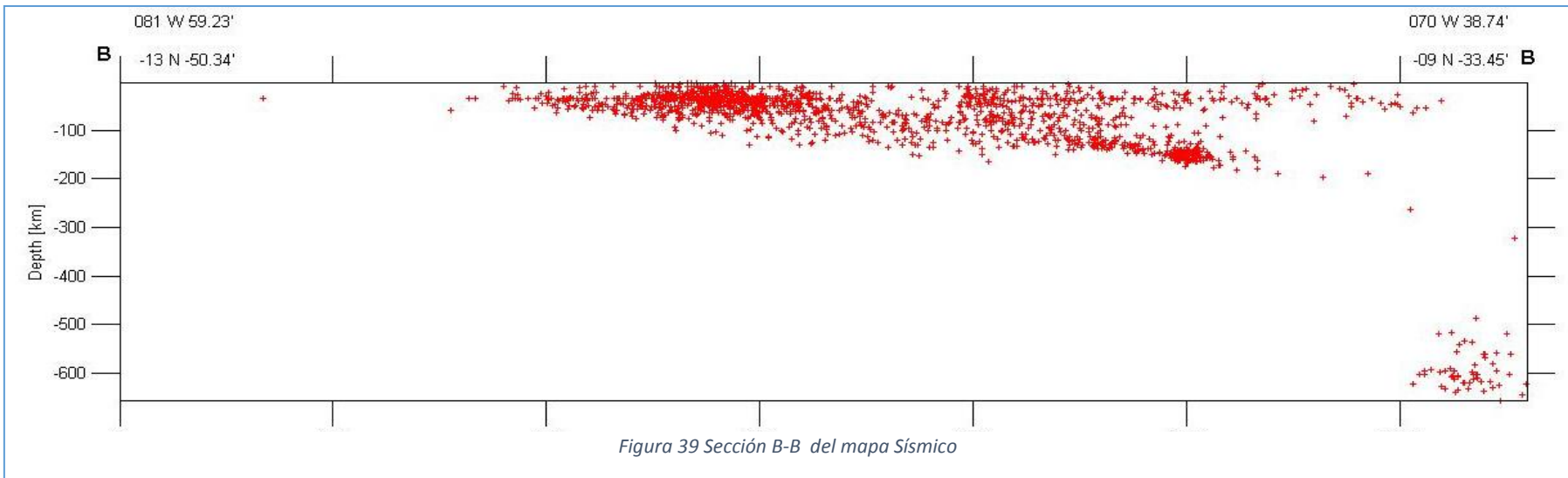


Figura 39 Sección B-B del mapa Sísmico

Perfil de eventos sísmicos de la región de Huánuco obtenidos según las secciones trazadas en el mapa con el software Zmap.

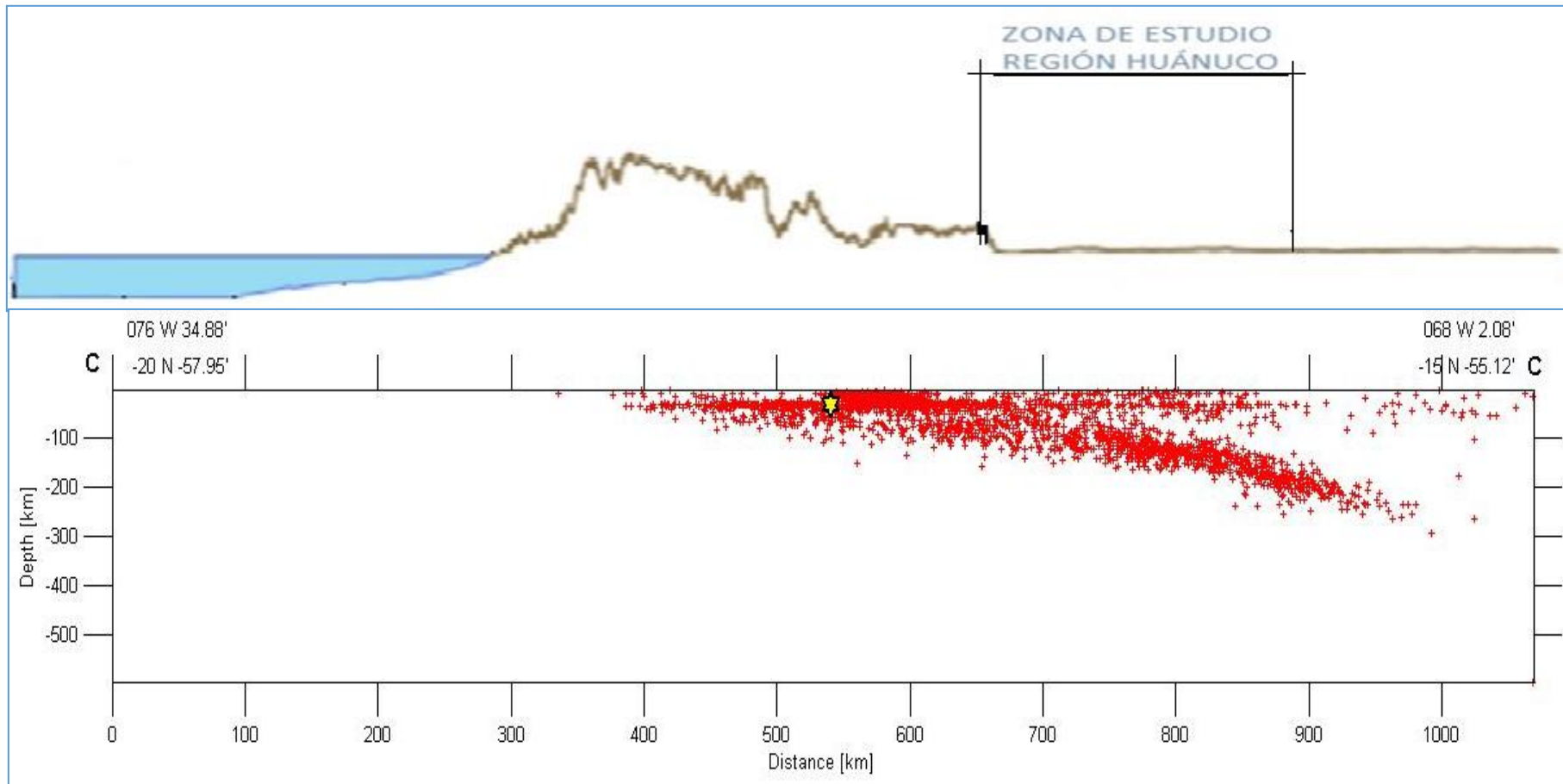


Figura 41 Sección C- C del mapa Sísmico

Tipos de Sismos

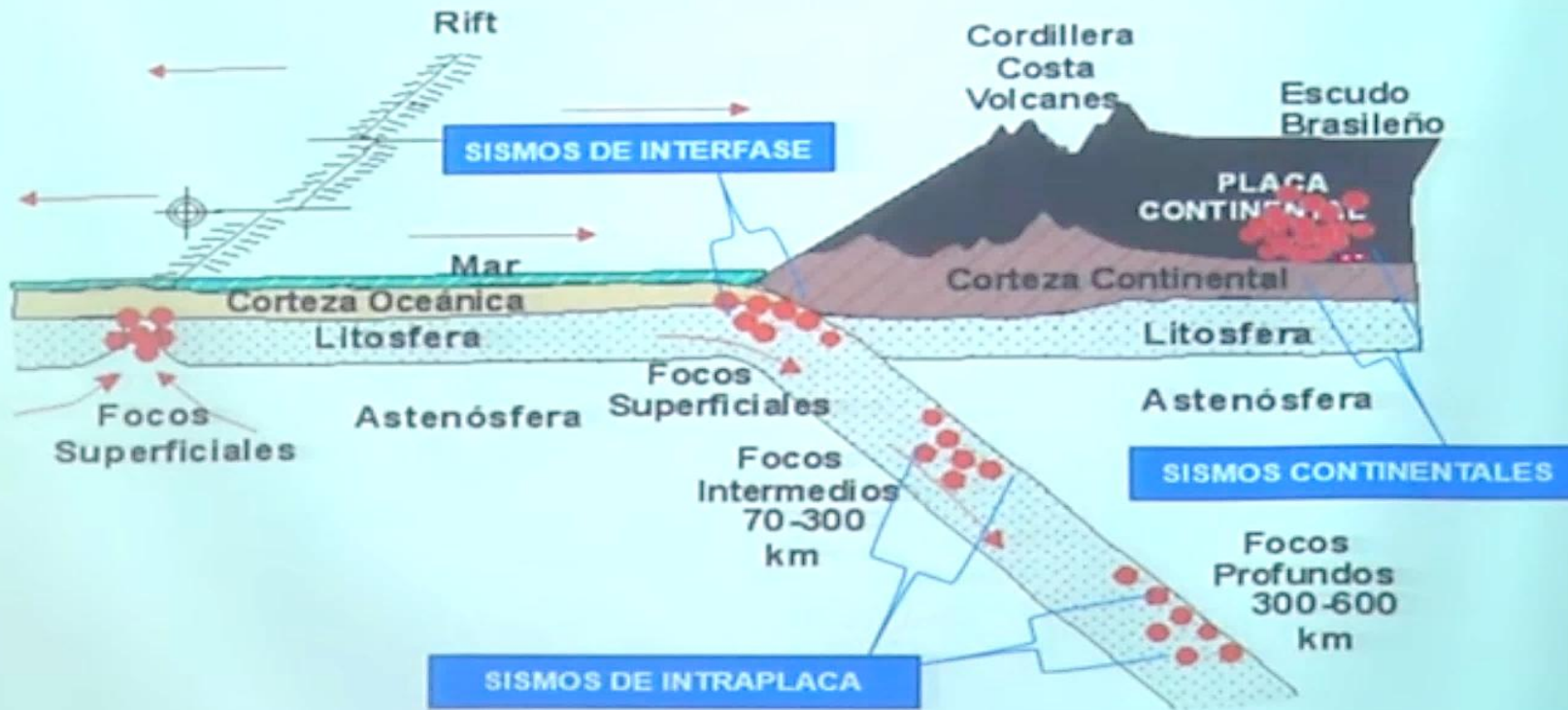


Figura 42 Tipos de Sismos

4.4 Evaluación y Caracterización de fuentes Sismogénicas

La fuente sismogénica es aquella línea, área o volumen geográfico que presenta similitudes geológicas, geofísicas y sísmicas, a tal punto que puede asegurarse que su potencial sísmico es homogéneo en toda la fuente; es decir, que el (los) proceso de generación y recurrencia de sismos es espacial y temporalmente homogéneo. Definir la geometría de la fuente sismogénica es fundamental para la evaluación del peligro sísmico, debido a que proporcionan los principales parámetros físicos que controlan la sismotectónica de la región en estudio.

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 presente estudio considera únicamente fuentes sismogénicas regionales para la evaluación de la peligrosidad sísmica sobre el territorio nacional y en este caso centrado en la región de Huánuco.

En caso de contarse con suficiente data sísmica en el tiempo que a su vez pueda ser identificada como proveniente de un sistema de fallas específico, y que geológicamente mediante escarpes en depósitos cuaternarios, identificaciones geomecánicas u otras metodologías se pueda determinar que dicho sistema de fallas se encuentra activo, se podría caracterizar fuentes sismogénicas locales corticales cuyo análisis estaría ligado a un estudio de detalle de determinación del peligro sísmico considerando fuentes sismogénicas locales, que evalúe la posibilidad de ruptura superficial de fallas geológicas específicas.

La mayor parte de los sismos ocurridos en el territorio nacional 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.

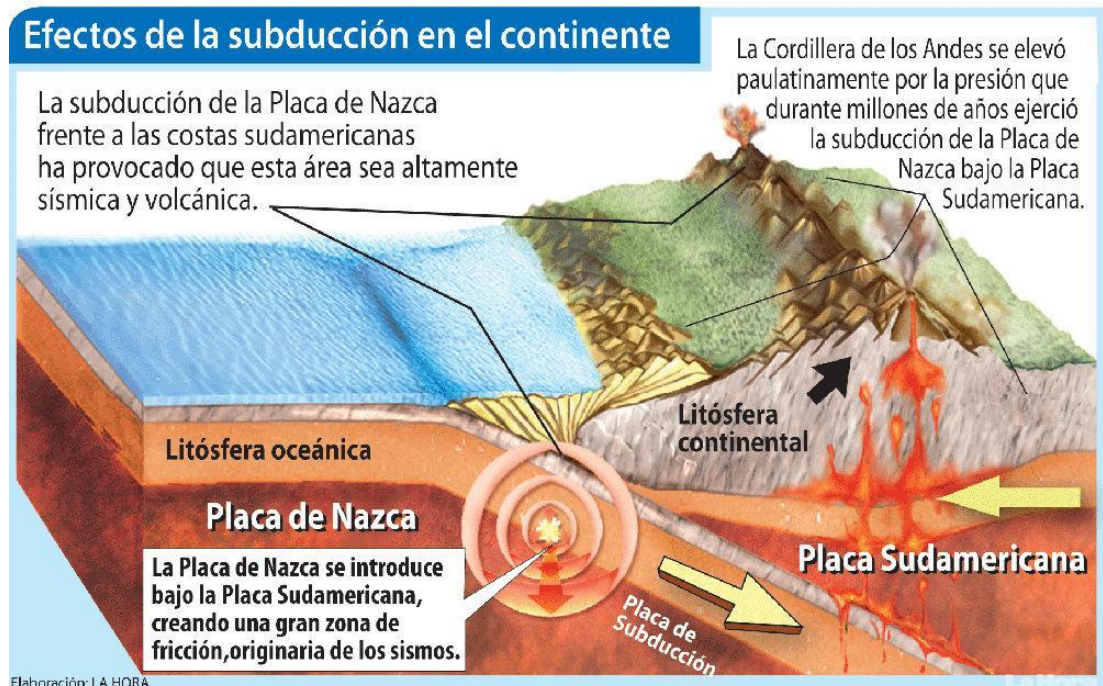


Figura 43 Efectos de Subducción en el Continente entre la Placa de Nazca y Sudamericana.

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, 1969, 1978; Grange et al., 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill e Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998).

Se estableció las fuentes sismogénicas de subducción para el Perú sobre la base de los trabajos elaborados anteriormente, y se desarrolló y propuso fuentes sismogénicas propias para el trabajo. En el presente estudio se han utilizado veintinueve fuentes sismogénicas de subducción, en las cuales se han diferenciado los mecanismos de interfase (F1, F2, F3,

F4, F5 y F6) y de intraplaca superficial (F7, F8, F9, F10, F11, F12, F13, F14, F15 y F16) e intermedias (F17, F18, F19 y F20). Así mismo se han utilizado nueve fuentes sísmicas continentales (F21, F22, F23, F24, F25, F26, F27, F28 y F29). La geometría de estas fuentes es concordante con el modelo de subducción propuesto por Cahill e Isacks (1992). Las coordenadas geográficas de las fuentes sismogénicas que han sido aplicadas para la evaluación del peligro sísmico sobre el territorio nacional se indican en los siguientes Cuadros.

Tabla 6 Coordenadas geográficas de las Fuentes sismogénicas de Interface.

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

F6	-71.602	-19.101	30
F6	-71.334	-19.475	30
F6	-71.377	-22.999	50
F6	-69.266	-22.999	85
F6	-69.623	-20.786	75
F6	-69.900	-18.564	70

Tabla 7 Coordenadas geográficas de las Fuentes sismogénicas de Interplaca

FUENTE	LONGITUD(°S)	LATITUD(°W)	PROF. KM
F7	-79.033	-2.129	125
F7	-76.989	0.998	125
F7	-79.222	1.809	50
F7	-80.031	0.162	50
F7	-80.600	-1.400	50
F8	-81.334	-3.969	50
F8	-80.840	-5.926	50
F8	-79.881	-8.015	50
F8	-77.474	-6.920	120
F8	-78.667	-4.725	120
F8	-77.716	-2.798	200
F8	-80.017	-1.630	90
F9	-78.423	-7.352	100
F9	-79.881	-8.015	60
F9	-78.003	-11.728	60
F9	-76.381	-13.899	60
F9	-74.775	-12.871	120
F9	-76.441	-10.831	130
F10	-73.778	-16.347	70
F10	-71.584	-14.405	140
F10	-73.127	-13.631	125
F10	-74.555	-12.725	120
F10	-76.381	-13.899	60
F10	-75.782	-14.883	60
F10	-74.709	-15.750	60
F11	-71.660	-17.328	70
F11	-70.558	-18.134	70
F11	-69.800	-17.400	140
F11	-71.584	-14.405	140
F11	-73.778	-16.347	65
F12	-70.480	-22.999	70
F12	-69.275	-22.999	100
F12	-67.872	-22.999	150

F12	-67.911	-21.766	150
F12	-68.560	-19.610	155
F12	-69.020	-18.550	150
F12	-69.800	-17.400	140
F12	-70.558	-18.143	100
F13	-77.716	-2.798	200
F13	-78.667	-4.725	120
F13	-76.472	-8.763	130
F13	-75.489	-8.120	140
F13	-74.558	-6.771	150
F13	-76.164	-4.332	130
F13	-75.255	-2.911	150
F14	-76.441	-10.831	130
F14	-74.775	-12.871	120
F14	-73.794	-12.219	130
F14	-76.472	-8.763	130
F14	-77.474	-6.920	120
F14	-78.423	-7.352	120
F15	-75.116	-10.513	145
F15	-73.794	-12.219	130
F15	-72.577	-11.410	135
F15	-73.319	-10.572	150
F15	-74.417	-9.331	150
F15	-75.489	-8.120	140
F15	-76.472	-8.763	130
F16	-73.119	-13.635	120
F16	-71.584	-14.405	150
F16	-70.646	-13.766	135
F16	-72.575	-11.405	135
F16	-74.584	-12.770	125
F17	-77.716	-2.798	200
F17	-76.245	-2.865	170
F17	-75.638	-1.914	170
F17	-77.119	-0.922	200
F17	-78.400	-1.161	125
F17	-79.033	-2.129	125
F18	-75.489	-8.120	140
F18	-74.417	-9.331	150
F18	-73.051	-8.124	185
F18	-74.558	-6.771	180
F19	-70.592	-16.070	150
F19	-69.800	-17.400	140
F19	-69.020	-18.550	150
F19	-68.246	-18.155	200
F19	-67.398	-17.724	250

F19	-70.646	-13.766	250
F19	-71.584	-14.405	175
F20	-65.943	-22.999	270
F20	-66.254	-19.522	270
F20	-66.745	-17.388	285
F20	-69.020	-18.550	150
F20	-68.560	-19.610	155
F20	-67.911	-21.766	150
F20	-67.873	-22.999	150

Tabla 8 Coordenadas geográficas de las Fuentes sismogénicas Superficiales o Continentales.

FUENTE	LONGITUD(°S)	LATITUD(°W)	PROF. KM
F21	-79.173	-7.916	30
F21	-77.365	-7.009	30
F21	-78.581	-4.449	30
F21	-80.368	-5.595	30
F22	-79.173	-7.916	30
F22	-77.824	-10.464	30
F22	-76.318	-12.881	30
F22	-75.677	-13.764	30
F22	-74.411	-12.807	30
F22	-75.315	-12.019	30
F22	-76.798	-8.551	30
F22	-77.365	-7.009	30
F23	-75.677	-13.764	30
F23	-73.09	-16.383	30
F23	-72.106	-14.949	30
F23	-73.789	-13.349	30
F23	-74.411	-12.807	30
F24	-73.09	-16.383	30
F24	-70.517	-18.096	30
F24	-69.9	-18.564	30
F24	-69.174	-17.909	30
F24	-70.484	-15.743	30
F24	-72.106	-14.949	30
F25	-79.367	-0.036	30
F25	-79.083	-2.408	30
F25	-77.139	-1.595	30
F25	-76.797	1.211	30
F25	-77.897	1.73	30
F26	-79.083	-2.408	30
F26	-78.581	-4.449	30

F26	-78.152	-5.348	30
F26	-76.293	-4.598	30
F26	-76.661	-3.088	30
F26	-77.139	-1.595	30
F27	-78.152	-5.348	30
F27	-77.365	-7.009	30
F27	-76.798	-8.551	30
F27	-75.145	-7.359	30
F27	-75.430	-6.292	30
F27	-76.304	-4.610	30
F28	-76.798	-8.551	30
F28	-75.315	-12.019	30
F28	-73.789	-13.349	30
F28	-72.276	-11.656	30
F28	-73.668	-10.523	30
F28	-74.957	-8.744	30
F28	-75.145	-7.359	30
F29	-73.789	-13.349	30
F29	-72.106	-14.949	30
F29	-70.484	-15.743	30
F29	-69.414	-12.956	30
F29	-72.276	-11.656	30

SENCICO. (2016). ACTUALIZACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO ORIENTADO A LA DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PAÍS. LIMA: SENCICO.

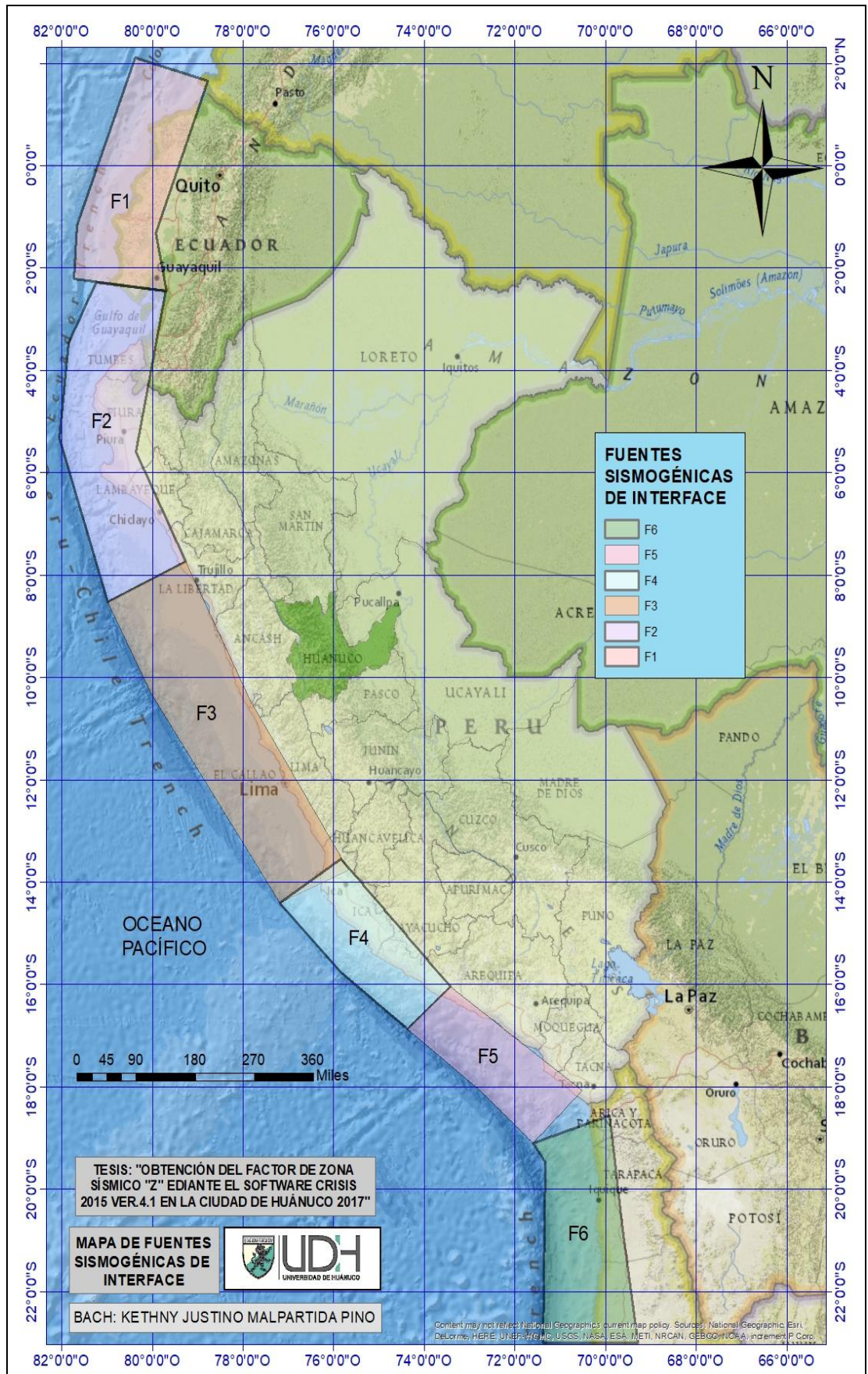


Figura 44 Mapa de Fuentes Sismogénicas de Interface.

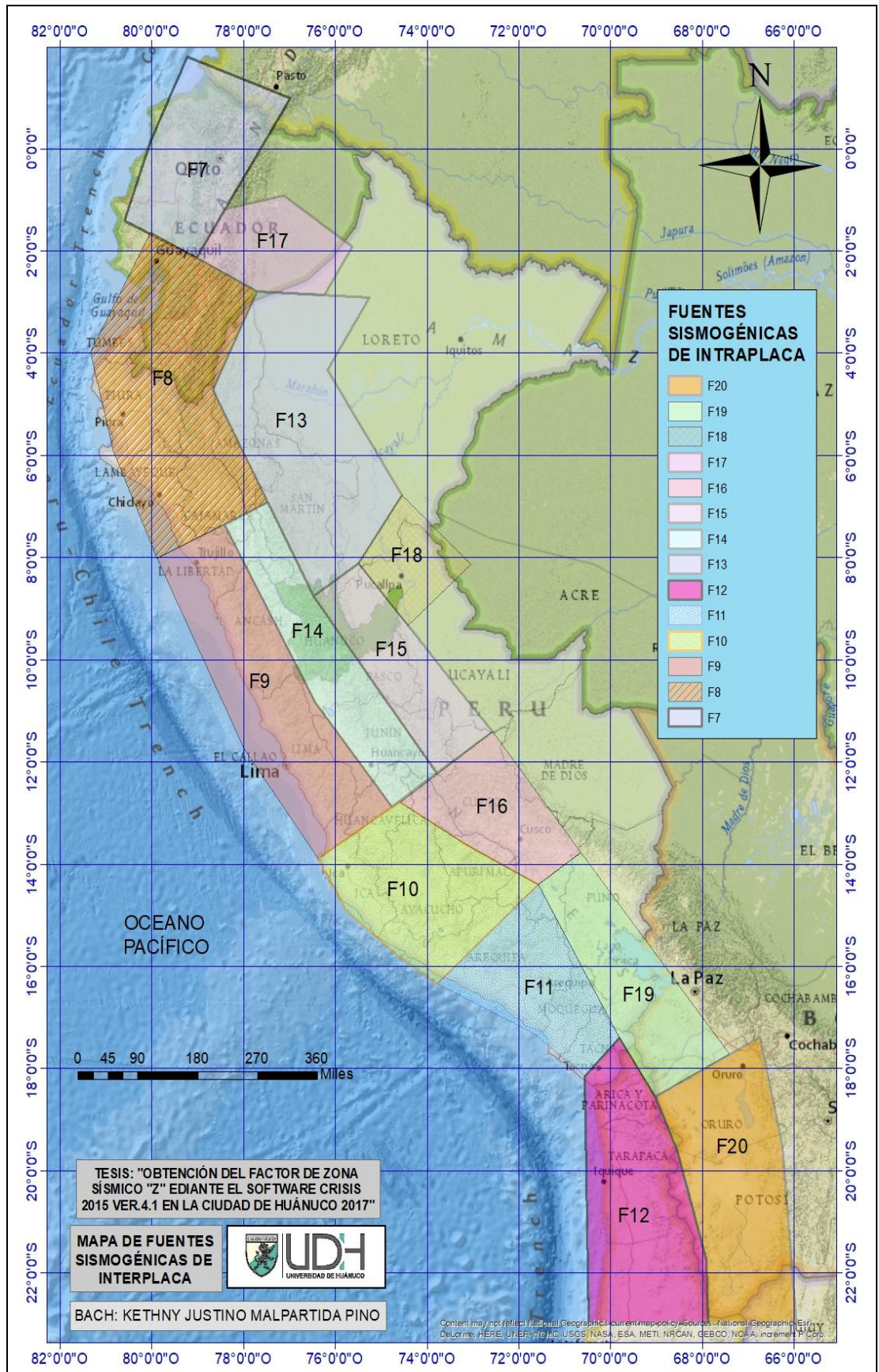


Figura 45 Mapa de Fuentes Sismogénicas de Interplaca.

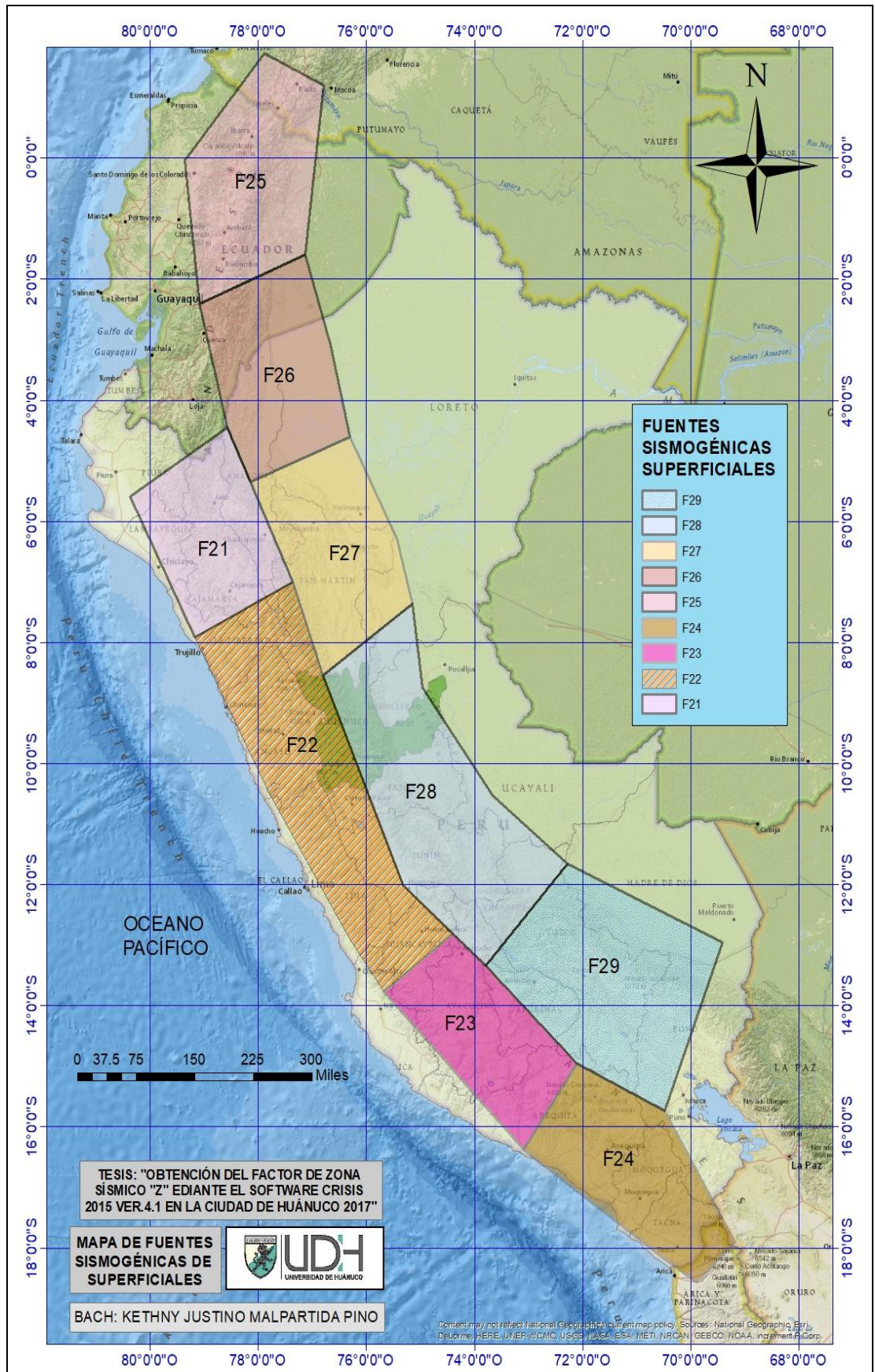


Figura 46 Mapa de Fuentes Sismogénicas superficiales o continentales.

4.5 Estimación de los Parámetros Sismológicos de las Fuentes Sismogénicas

Conocida la sismicidad del territorio peruano y las fuentes que pertenecen a la zona de evaluación, se prosiguió a calcular los parámetros sismológicos y tectónicos de las 29 fuentes Sismogénicas propuestas en la presente investigación, para la obtención de estos parámetros se utilizó la escala de magnitud de momento (M_w) por ser una escala que no se satura para eventos mayores a 7 y describir con mayor precisión el verdadero valor de un evento sísmico.

Para la determinación de los parámetros sismológicos, se utilizó el software que realiza análisis de sismicidad "Zmap - versión 6.0" desarrollado por Stefan Wiemer en 2001, ARCGIS V.10.2.1, también hojas Excel programados según ecuaciones de desarrollo.

Los parámetros sismológicos determinados en la presente investigación se realizaron asumiendo el modelo exponencial no truncado de Gutenberg y Richter (que simula la distribución magnitud-frecuencia) y el modelo de tiempo de ocurrencia de Poisson, para cada una de las fuentes sismogénicas; estos parámetros se describen a continuación:

- Valor de b : es una constante que caracteriza la distribución de las magnitudes. También se le denomina "índice de sismicidad", en término de logaritmo natural, el cual se determinó mediante el método de máxima Verosimilitud.
- Coeficiente de variación del valor de b , es determinado conjuntamente con el valor b .
- Tasa de excedencia de un sismo M_C , es el número de sismos que exceden una magnitud M_C
- Magnitud Mínima de Umbral M_C , para lo cual se empleó el criterio de la mejor combinación de métodos (M_{C95} , M_{C90} , Máxima curvatura), el cual es propuesto por Wiemer y Wyss el 2005.
- Magnitud Máxima Observada, la cual corresponde con la magnitud del terremoto más grande ocurrido en cada zona durante tiempos históricos, del catálogo sísmico utilizado.

- Magnitud Máxima Esperada: es la magnitud máxima que puede esperarse en cada zona sísmica de acuerdo con las características de cada fuente, entre ellas la longitud de ruptura, es decir la longitud de las fallas, esta se calculó mediante la fórmula de Wells y Coppersmith (1994) en función al Área.
- Desviación estándar de la Magnitud Máxima Esperada σ_{Mw} , se determina en función a la relación empleada del Relaciones empíricas para el cálculo de la Magnitud Máxima Esperada(Mmax).

A continuación, se presenta los resultados obtenidos de los parámetros sismológicos para cada una de las 29 fuentes sismogénicas.

Donde:

- Magnitud Mínima Umbral (M_c)
- Magnitud Máxima Observada (Mmax)
- Índice de Sismicidad en termino de logaritmo natural (β)
- Tasa de excedencia en función al tiempo $\lambda(M_c)$
- Coeficiente de variación de ($c(\beta)$)
- Desviación Estándar de la Magnitud Máxima σ_{Mw}

A continuación, detallamos los pasos que seguimos para el cálculo de los parámetros de las fuentes sismogénicas.

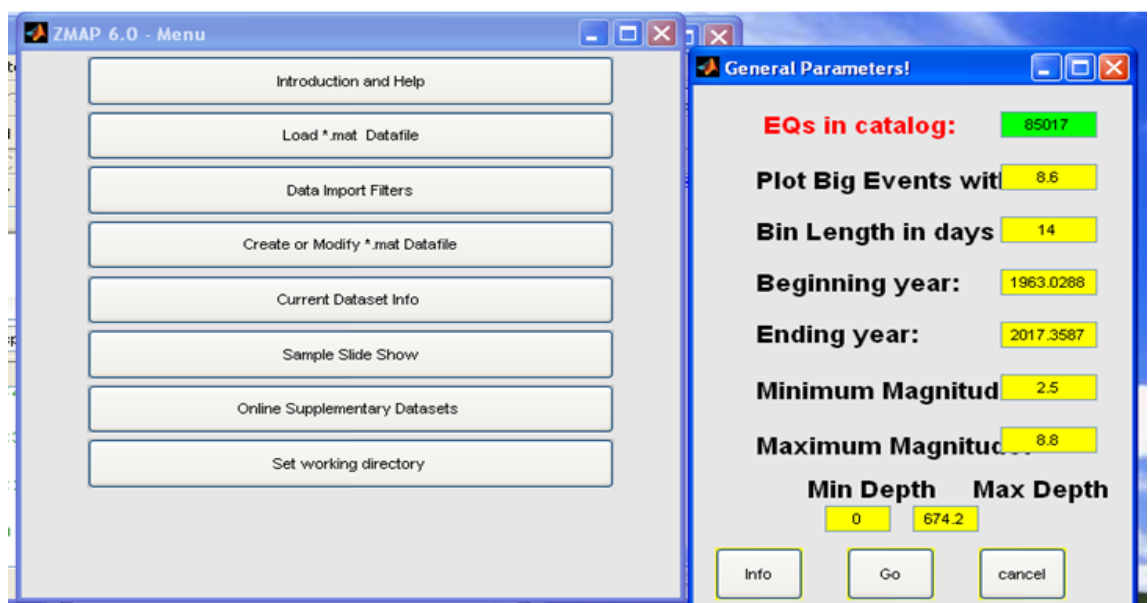


Figura 47 IMPORTACIÓN DEL ARCHIVO AL ZMAP EN DATA IMPORT FILES

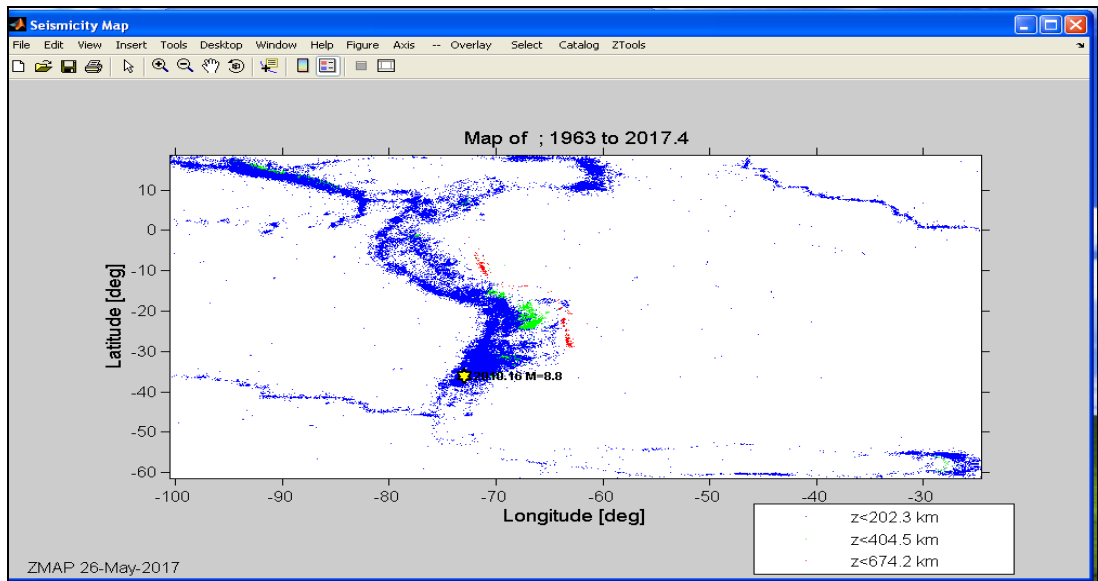


Figura 48 Visualizamos toda la población de los eventos sísmicos.

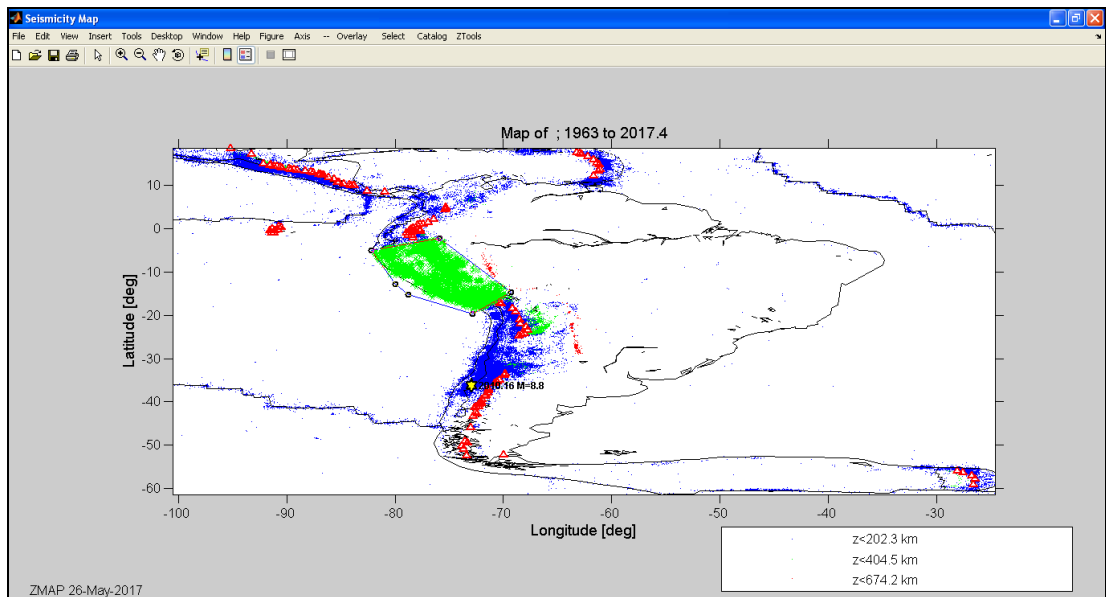


Figura 49 Seleccionamos el área de análisis en select- poligon select, damos un click derecho.

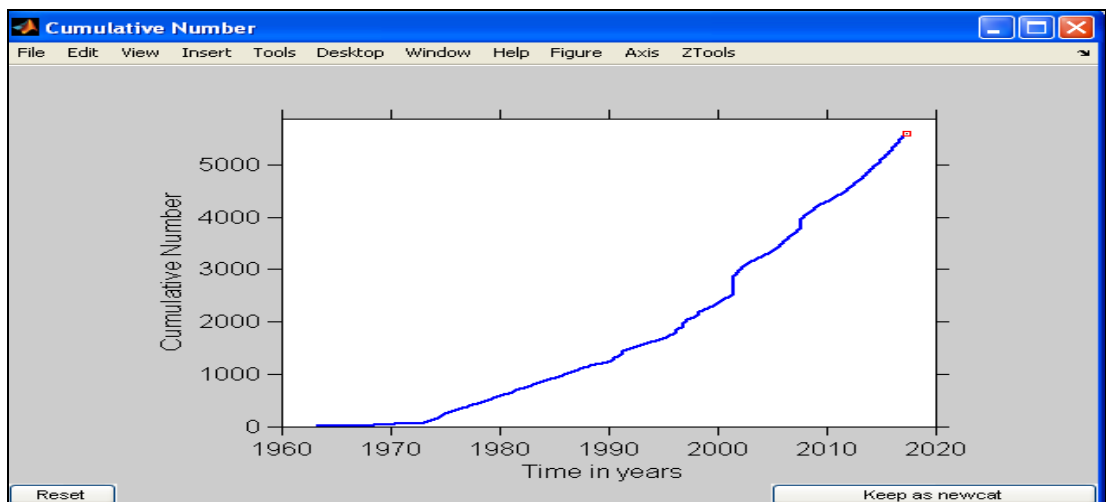


Figura 50 Hacemos click en keep as newcat para mantener como nuevo tálago ese sector seleccionado.

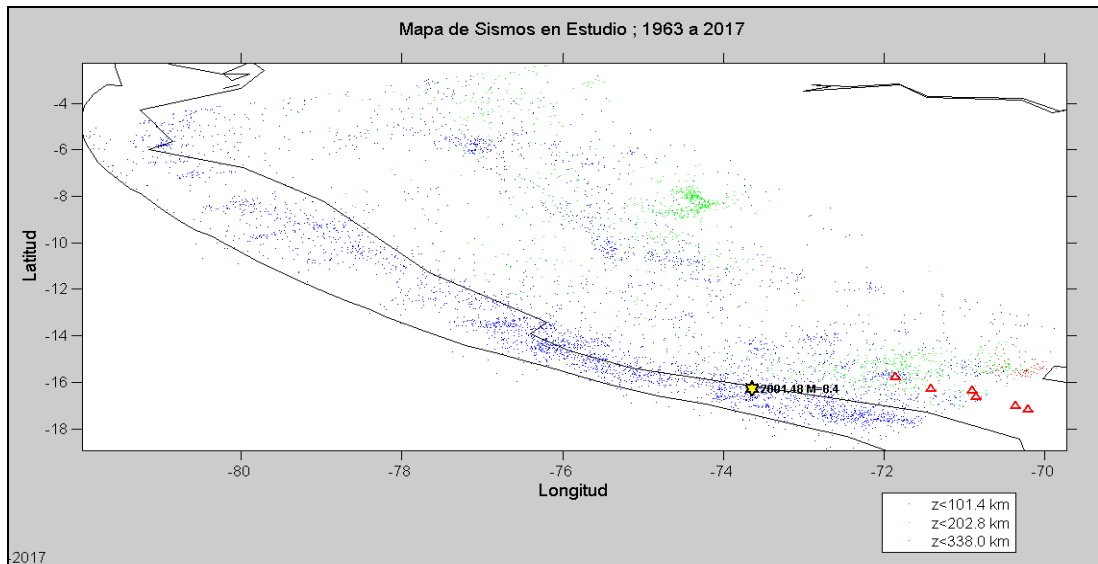


Figura 51 Luego podemos tener los sismos en el área de estudios nada más, podemos guardar en formato mat. haciendo click catalogo save mat.luego podemos volver a abrirlo

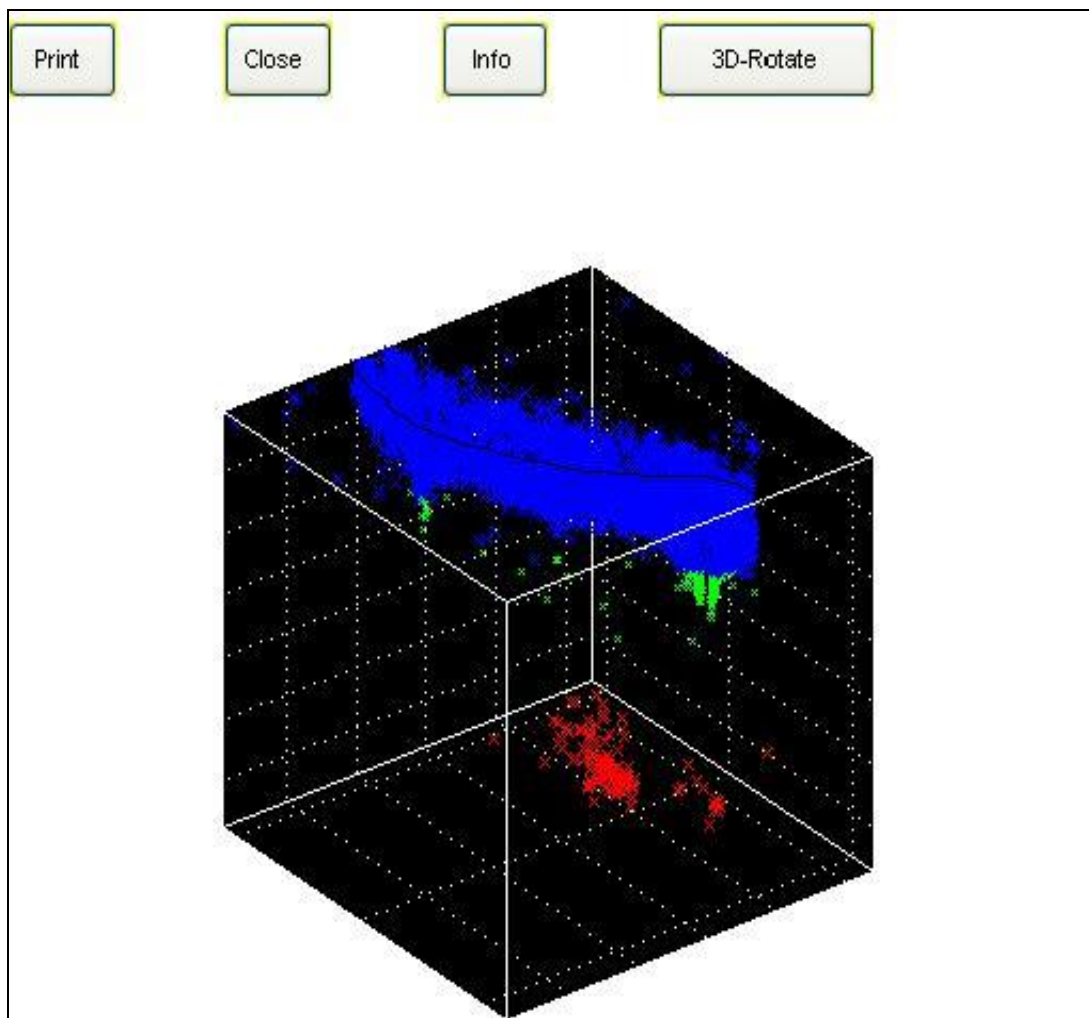


Figura 52 Podemos agregar una vista en Poligon con el comando 3D-VIE, mostrando todos los sismos en el sector de análisis de todo el Perú, profundidad, coordenadas geográficas.

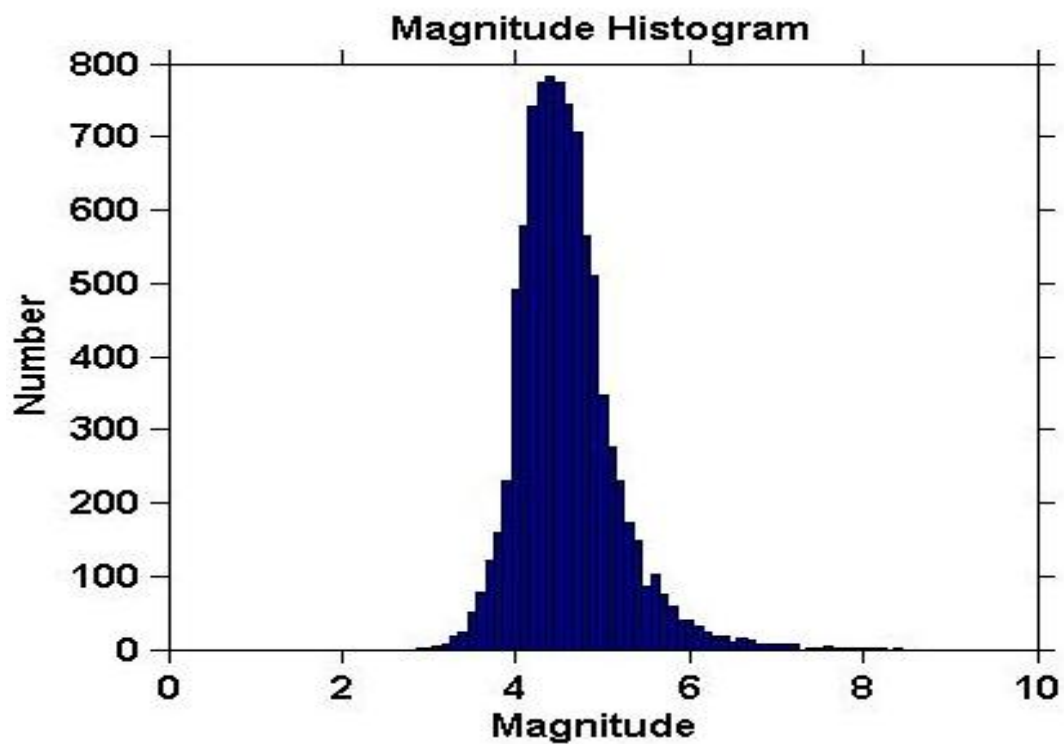


Figura 53 Modo de histogramas Magnitud vs Número de sismos.

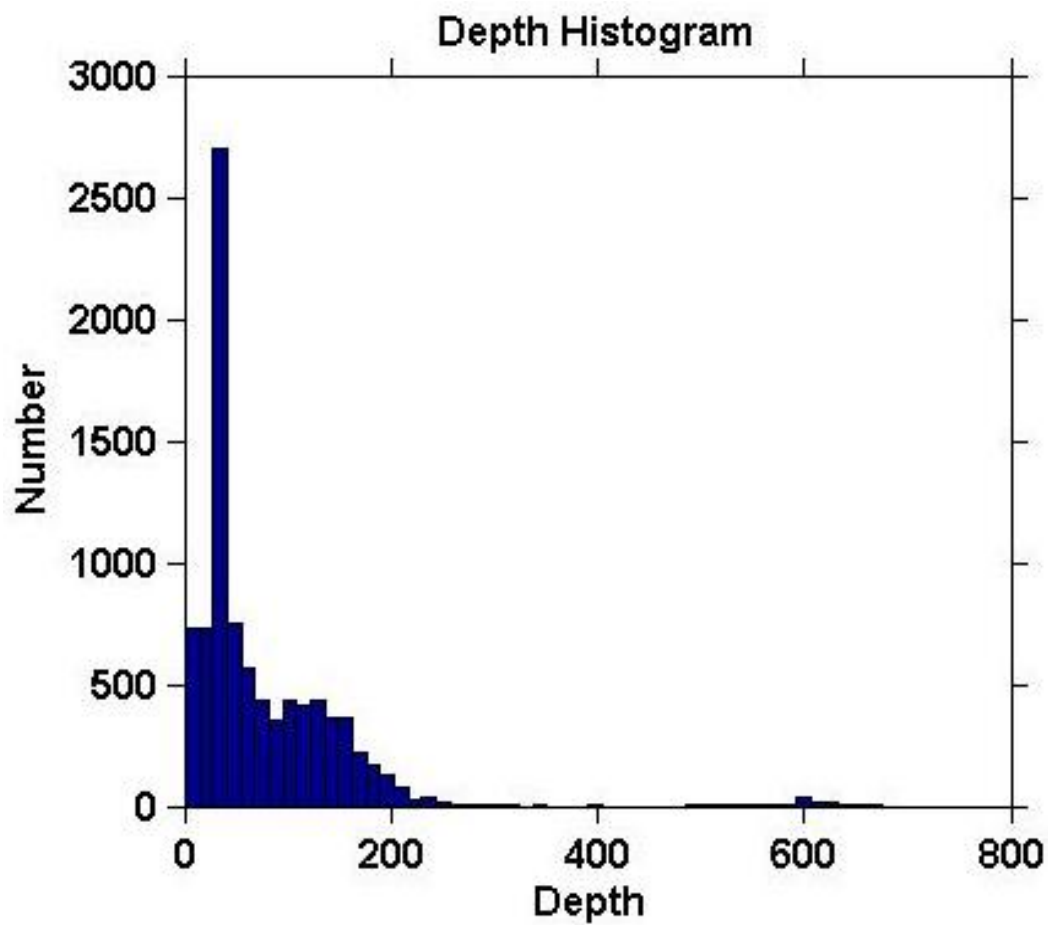


Figura 54 Modo de histogramas Profundidad vs Número de sismos.

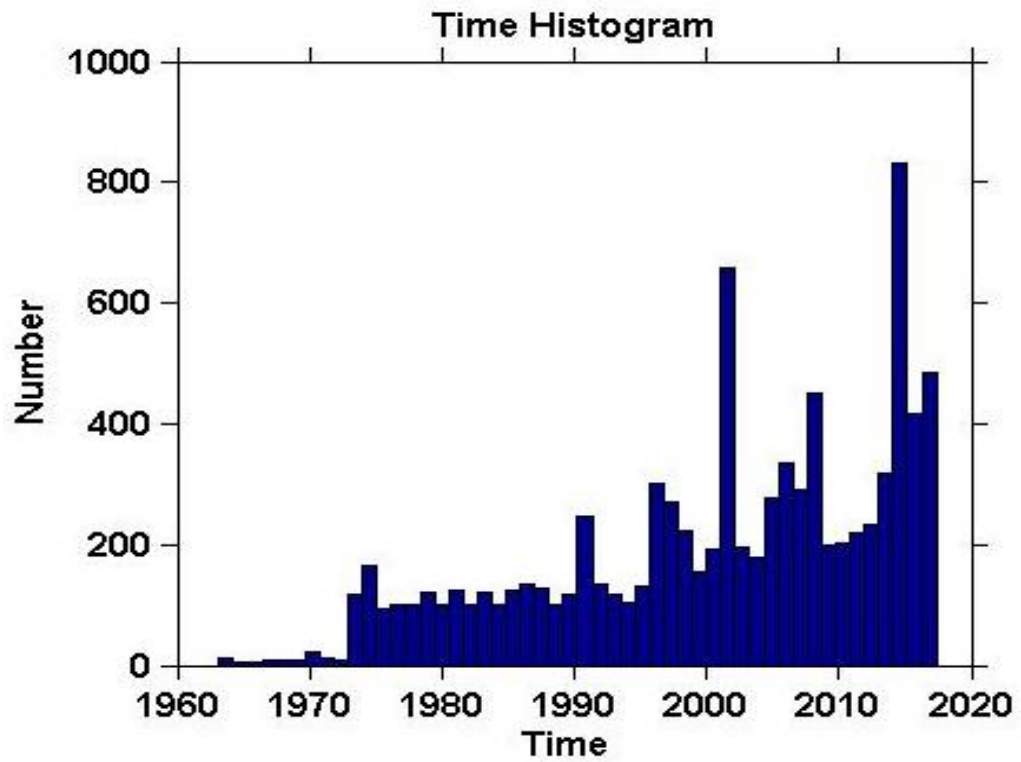
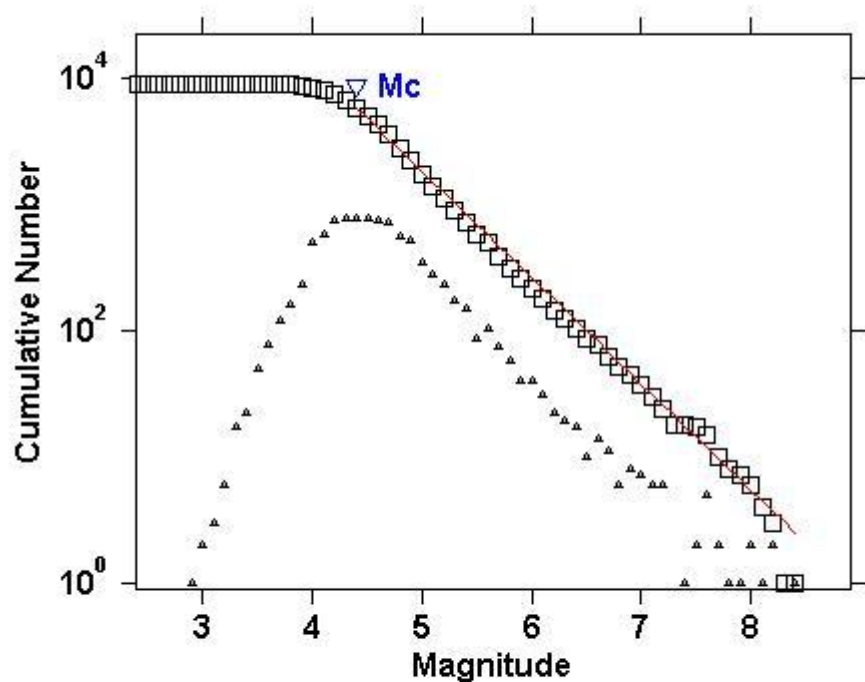


Figura 55 Modo de histogramas Año de Evento Sísmico vs Número de sismos

2A



Maximum Likelihood Solution
 b-value = 0.843 ± 0.01 , a value = 7.47, a value (annual) = 5.74
 Magnitude of Completeness = 4.4

Figura 56 Representación Gráfica de la frecuencia vs la Magnitud de Sismos, calculando los valores de "a", "b", "Mc"

Tabla 9 PARÁMETROS SISMOLÓGICOS FUENTES DE INTERFACE

CÓDIGO POR TIPO DE FUENTES	MECANISMO FOCAL	PARÁMETROS SISMOLÓGICOS								
		a	b	Mc ¹	Mmax ²	β ³	C(β) ⁵	λ (Mc) ⁴	E(Max) ⁺	σ (Max) ⁶
F - 01	Interface	5.820	0.848	4.300	7.400	1.953	0.070	3.100		0.553
F - 02	Interface	5.820	0.848	4.300	7.100	1.953	0.070	4.200		0.553
F - 03	Interface	5.980	0.838	4.200	8.400	1.930	0.040	3.980		0.553
F - 04	Interface	5.900	0.756	4.200	8.400	1.741	0.030	6.620		0.553
F - 05	Interface	5.680	0.706	4.200	7.600	1.626	0.020	2.580		0.553
F - 06	Interface	6.570	1.130	4.400	6.000	2.602	0.200	3.530		0.553

Tabla 10 PARÁMETROS SISMOLÓGICOS - FUENTES DE INTERPLACA

CÓDIGO POR TIPO DE FUENTES	MECANISMO FOCAL	PARÁMETROS SISMOLÓGICOS								
		a	b	Mc ¹	Mmax ²	β ³	C(β) ⁵	λ (Mc) ⁴	E(Max) ⁺	σ (Max) ⁶
F - 07	Interplaca superficial	7.540	1.360	4.500	6.600	3.132	0.300	1.300		0.553
F - 08	Interplaca superficial	8.130	1.290	4.700	6.600	2.970	0.100	3.380		0.553
F - 09	Interplaca superficial	5.770	0.810	4.400	7.300	1.865	0.060	6.510		0.553
F - 10	Interplaca superficial	5.890	0.799	4.300	7.800	1.840	0.040	6.570		0.553
F - 11	Interplaca superficial	6.910	1.000	4.500	7.500	2.303	0.060	4.850		0.553
F - 12	Interplaca superficial	6.930	1.050	4.500	6.600	2.418	0.080	19.000		0.553
F - 13	Interplaca superficial	5.860	0.926	4.800	7.000	2.132	0.200	3.710		0.553
F - 14	Interplaca superficial	5.490	0.946	4.700	7.800	2.178	0.300	2.070		0.553
F - 15	Interplaca superficial	5.490	0.918	4.300	5.800	2.114	0.100	2.520		0.553
F - 16	Interplaca superficial	8.173	1.293	4.800	6.400	2.977	0.100	1.250		0.553
F - 17	Intermedias	6.510	0.977	4.500	7.000	2.250	0.090	3.870		0.553
F - 18	Intermedias	6.450	0.939	4.600	7.000	2.162	0.080	3.130		0.553
F - 19	Intermedias	6.860	1.010	4.400	6.700	2.326	0.060	2.920		0.553
F - 20	Intermedias	7.860	1.170	4.400	6.400	2.694	0.050	11.700		0.553

Tabla 11 PARÁMETROS SISMOLÓGICOS - FUENTES SUPERFICIALES O CONTINENTALES

CÓDIGO POR TIPO DE FUENTES	MECANISMO FOCAL	PARÁMETROS SISMOLÓGICOS									
		a	b	Mc ¹	Mmax ²	β ³	C(β) ⁵	λ (Mc) ⁴	E(Max) ⁺	σ (Max) ⁶	
F - 21	Superficiales/Continetales	3.340	0.629	4.300	5.300	1.448	0.100	0.461		0.553	
F - 22	Superficiales/Continetales	4.830	0.883	4.300	5.600	2.033	0.200	1.320		0.553	
F - 23	Superficiales/Continetales	3.857	0.698	4.300	5.600	1.607	0.100	0.675		0.553	
F - 24	Superficiales/Continetales	6.830	1.130	4.500	6.000	2.602	0.100	1.280		0.553	
F - 25	Superficiales/Continetales	5.730	0.875	4.700	7.200	2.015	0.200	2.040		0.553	
F - 26	Superficiales/Continetales	4.530	0.668	4.800	7.000	1.538	0.100	0.889		0.553	
F - 27	Superficiales/Continetales	4.920	0.719	4.700	7.000	1.656	0.100	1.270		0.553	
F - 28	Superficiales/Continetales	6.340	1.010	4.700	6.700	2.326	0.200	2.850		0.553	
F - 29	Superficiales/Continetales	7.130	1.280	4.800	6.200	2.947	0.500	1.420		0.553	

4.6 Leyes de Atenuación de Ondas Sísmicas Utilizadas en la Evaluación

Para considerar la propagación de las ondas sísmicas a lo largo de su Trayectoria, desde la fuente al sitio de estudio, es necesario utilizar leyes de atenuación sísmica que cumplan con las características sismo-tectónicas de la zona y que permitan establecer una relación muy ajustada de las aceleraciones espectrales en función de la magnitud del sismo ocurrido en una fuente y la distancia entre ésta y el sitio.

Las leyes de atenuación pueden adoptar muy diversas formas, para estimar el peligro sísmico se ha utilizado tres modelos de atenuación para ordenadas espectrales; estos modelos son: Youngs et al (1997) y J. ChávezObregón (2006), 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.

Estas leyes de atenuación utilizan como parámetro de distancia, la calculada entre el sitio y la zona de ruptura, en lugar de la distancia epicentral o hipocentral.

Es importante resaltar que, al utilizar un grupo de ecuaciones de atenuación en lugar de una, se están considerando las incertidumbres inherentes a los modelos de atenuación asumidos, llamadas incertidumbres epistémicas. Además, son tomadas en cuenta las incertidumbres aleatorias, asociadas a errores en la estimación de parámetros de determinado modelo, estas son incorporadas en cada ley de atenuación en su función de distribución.

4.6.1. Modelo de Atenuación sísmica de Youngs et al (1997)

Para los sismos de subducción se ha utilizado el modelo de atenuación de aceleraciones propuestas por Youngs, Chiou, Silva y Humphrey (1997).

Youngs et al (1997) han desarrollado relaciones de atenuación para zonas de subducción de sismos de interfase e intraplaca usando datos de sismos registrados en Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú (11 registros) y las Islas Salomón para distancias entre 10 y 500 Km, teniendo en cuenta las

características del sitio, clasificándolas en tres grupos: roca, suelo duro poco profundo y suelo profundo.

Youngs et al (1997) utilizo como parámetros, la magnitud momento (Mw) para la medida del evento, La localización epicentral, profundidad y mecanismo focal; para proponer el siguiente modelo de atenuación para procesos de subducción en roca y suelo ver Tabla 12: S.R.L, Vol. 68. (1 January February 1997).

Seismological Research Letters. S.R.L: S.R.L

Tabla 12 Relaciones de Atenuación para la Aceleración de la Respuesta Espectral Horizontal (con 5% de amortiguamiento) para los Terremotos de Subducción (Propuesta por Youngs et al en 1997)

Funcional adoptado para Roca:					
<i>Ecuación 33</i>					
$\ln(y) = 0.2418 + 1.414M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.781e^{0.554M}) + 0.00607H + 0.3846Z_T$					
<i>Desviación Estandar: Ecuación 34: $C_4 + C_5M$</i>					
Periodo (seg)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5
PGA	0	0	-2.552	1.45	-0.1
0.075	1.275	0	-2.707	1.45	-0.1
0.1	1.188	-0.0011	-2.655	1.45	-0.1
0.2	0.722	-0.0027	-2.528	1.45	-0.1
0.3	0.246	-0.0036	-2.454	1.45	-0.1
0.4	-0.115	-0.0043	-2.401	1.45	-0.1
0.5	-0.4	-0.0048	-2.36	1.45	-0.1
0.75	-1.149	-0.0057	-2.286	1.45	-0.1
1	-1.736	-0.0064	-2.234	1.45	-0.1
1.5	-2.634	-0.0073	-2.16	1.5	-0.1
2	-3.328	-0.008	-2.107	1.55	-0.1
3	-4.511	-0.0089	-2.033	1.65	-0.1
Funcional adoptado para Suelo:					
<i>Ecuación 35</i>					
$\ln(y) = -0.6687 + 1.438M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.097e^{0.61/M}) + 0.00648H + 0.3643Z_T$					
<i>Desviación Estandar: Ecuación 36: $C_4 + C_5M$</i>					
Periodo (seg)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5
PGA	0	0	-2.329	1.45	-0.1
0.075	2.4	-0.0019	-2.697	1.45	-0.1
0.1	2.516	-0.0019	-2.697	1.45	-0.1
0.2	1.549	-0.0019	-2.464	1.45	-0.1
0.3	0.793	-0.002	-2.327	1.45	-0.1
0.4	0.144	-0.002	-2.23	1.45	-0.1
0.5	-0.438	-0.0035	-2.14	1.45	-0.1
0.75	-1.704	-0.0048	-1.952	1.45	-0.1
1	-2.87	-0.0066	-1.785	1.45	-0.1
1.5	-5.101	-0.0114	-1.47	1.5	-0.1
2	-6.433	-0.0164	-1.29	1.55	-0.1

3	-6.672	-0.0221	-1.347	1.65	-0.1
4	-7.618	-0.0235	-1.272	1.65	-0.1

Donde:

- Y = aceleración espectral en (g)
 - M = magnitud momento (Mw)
 - r_{rup} = distancia más cercana a la rotura (Km)
 - H = profundidad (Km)
 - ZT = tipo de fuente, 0 para Interfase, 1 para intraplaca
- Desviación estándar para magnitudes $M \geq 8$,

Tabla 13 Esquema de clasificación Geomatrix 3rd Letter

Tipo del Suelo	Nombre del suelo	Velocidad de Onda de Corte Vs (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
A	Roca	$V_s > 750$	B
B	Suelo Rígido Superficial	$360 < V_s \leq 750$	C
C	Suelo Profundo	$180 < V_s \leq 360$	D
D	Suelo Firme	$V_s \leq 180$	E

4.6.2. Modelo de Atenuación Sísmica de J. Chávez Obregón (2006)

Este modelo de atenuación sísmica para ordenadas espectrales fue Propuesto por Chávez, J. (2006), con la finalidad de obtener el título de Ingeniero Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI-FIC, Lima - Perú).

El modelo 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.

El modelo de atenuación para aceleraciones espectrales propuesta por J. Chávez Obregón el 2006 para procesos de subducción como sismos de

interface e intraplaca para sismos peruanos; en la Tabla 13, se muestra el funcional adoptado también como sus coeficientes diferenciados según el mecanismo generador de sismos:

Tabla 14 Relaciones de Atenuación para la Aceleración de la Respuesta Espectral Horizontal (con 5% de amortiguamiento) para los Terremotos de Subducción Funcional Adoptado : (Propuesta por J. Chávez Obregón el 2006)

Funcional adoptado:						
Ecuación 37: $\ln Sa(T) = C_1 + C_2(Mw - 6) + C_3((Mw - 6)^2) + C_4 \ln R + C_5 R$						
Para sismos de Interface						
Periodo (seg)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	σ
0	6.7814	0.5579	0.1044	-0.5	-0.01174	0.6652
0.07	5 7.992	5 0.446	4 0.050	-0.5	0 -0.0164	0.6998
0.1	8.0084	0.4806	0.036	-0.5	-0.01579	0.6999
0.2	7.3706	0.7008	0.0319	-0.5	-0.01005	0.5778
0.3	6.651	0.8136	0.0813	-0.5	-0.00512	0.6283
0.4	6.3333	0.9515	0.1081	-0.5	-0.00605	0.6181
0.5	5.7184	1.0381	0.1023	-0.5	-0.00333	0.6624
0.75	5.0955	1.1693	0.1236	-0.5	-0.00315	0.7163
1	4.6798	1.2133	0.1052	-0.5	-0.00362	0.7655
1.5	3.7226	1.2478	0.1322	-0.5	-0.00173	0.7565
2	3.0191	1.3198	0.1414	-0.5	-0.00018	0.7566
2.5	2.6098	1.3464	0.179	-0.5	-0.00095	0.7412
3	2.2923	1.3163	0.1853	-0.5	-0.00151	0.7377
3.5	2.0768	1.3049	0.1949	-0.5	-0.00214	0.746
4	1.8753	1.3016	0.2057	-0.5	-0.00235	0.7561
Para sismos de Interplaca						
Periodo (seg)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	σ
0	6.1921	1.1215	0.1594	-0.5	-0.00438	0.6933
0.07	7.104	1.168	0.052	-0.5	-0.0059	0.6885
0.1	7.0325	1.2325	0.0169	-0.5	-0.00584	0.6827
0.2	6.9811	1.2478	0.0243	-0.5	-0.00468	0.6253
0.3	6.7913	1.1943	0.067	-0.5	-0.00449	0.6812
0.4	6.5644	1.4063	0.0896	-0.5	-0.00505	0.6613
0.5	6.0785	1.4381	0.0976	-0.5	-0.00476	0.6785
0.75	5.4073	1.5479	0.1696	-0.5	-0.00488	0.7067
1	4.7446	1.49	0.148	-0.5	-0.00427	0.6932
1.5	4.1025	1.5545	0.1085	-0.5	-0.00386	0.6247
2	3.8238	1.7196	0.1258	-0.5	-0.00469	0.6038
2.5	3.4518	1.753	0.1412	-0.5	-0.00505	0.607
3	3.1254	1.796	0.1651	-0.5	-0.00507	0.6114
3.5	2.6808	1.7574	0.2051	-0.5	-0.00445	0.6212
4	2.4383	1.7721	0.2612	-0.5	-0.00465	0.6178

Donde:

- $Sa(T)$ = Aceleración espectral en cm/s, para el periodo T = magnitud momento (M_w)
- T = Periodo del sistema de un grado de libertad en seg
- M_w = Magnitud de momento sísmico.
- R = Distancia hipocentral o distancia más cercana al área de ruptura en km.

4.6.3. Modelo de Atenuación Sísmica de Sadigh et al (1997)

Para los sismos continentales se ha utilizado la ley de atenuación propuesta por Sadigh, Chang, Egan, Makdisi y Youngs (1997). Esta relación está basada principalmente en sismos de la Costa Oeste de los Estados Unidos y en datos obtenidos de los sismos de Gazli (Rusia, 1976) y Tabas (Irán, 1978), por medio de un análisis de regresión utilizando una base de datos de 121 acelerogramas de terremotos, La medida del tamaño del evento fue caracterizada por la magnitud momento ($M_w > 3.8$), registrados en sitios dentro de los 200 kilómetros de la superficie de ruptura; la distancia empleada en el modelo, es definida como la menor distancia a la ruptura. Este modelo de atenuación de aceleraciones espectrales se aplica a sismos continentales.

Tabla 15 Relación de Atenuación para la Aceleración de la Respuesta Espectral Horizontal (con 5% de amortiguamiento) para los Terremotos de Subducción Propuesta por Sadigh et al 1997.

Funcional adoptado Para Roca:							
Ecuación 38: $\ln Sa(T) = C_1 + C_2 M + C_3 ((8.5M)^{2.5}) + C_4 \ln(R + (e)^{C_5 + C_6 M}) + C_7 \ln(R + 2)$							
Ecuación 39: $\sigma(\ln Sa(T))$							
Para eventos con $M \leq 6.5$							
Periodo(seg)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7
0.07	0.132	1.2	0.0072	-2.5536	1.5558	0.3	-0.0989
0.1	0.33	1.2	0.0072	-2.5776	1.5558	0.3	-0.0492
0.2	0.1836	1.2	-0.0048	-2.496	1.5558	0.3	0.000
0.3	-0.0684	1.2	-0.0204	-2.4336	1.5558	0.3	0.000
0.4	-0.3576	1.2	-0.0336	-2.388	1.5558	0.3	0.000
0.5	-0.7056	1.2	-0.048	-2.334	1.5558	0.3	0.000
0.75	-1.4496	1.2	-0.06	-2.238	1.5558	0.3	0.000
1	-2.046	1.2	-0.066	-2.16	1.5558	0.3	0.000

1.5	-2.888	1.2	-0.078	-2.07	1.5558	0.3	0.000
2	-3.534	1.2	-0.084	-2.004	1.5558	0.3	0.000
3	-4.44	1.2	-0.096	-1.932	1.5558	0.3	0.000
Para eventos con M>6.5							
Periodo(seg)	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7
0.07	-0.648	1.32	0.0072	-2.5536	-0.5814	0.6288	-0.0984
0.1	-0.45	1.32	0.0072	-2.5776	-0.5814	0.6288	-0.0492
0.2	-0.5964	1.32	-0.0048	-2.496	-0.5814	0.6288	0.000
0.3	-0.8484	1.32	-0.0204	-2.433	-0.5814	0.6288	0.000
0.4	-1.1376	1.32	-0.0336	-2.388	-0.5814	0.6288	0.000
0.5	-1.4856	1.32	-0.048	-2.334	-0.5814	0.6288	0.000
0.75	-2.2296	1.32	-0.06	-2.238	-0.5814	0.6288	0.000
1	-2.826	1.32	-0.066	-2.16	-0.5814	0.6288	0.000
1.5	-3.6684	1.32	-0.078	-2.07	-0.5814	0.6288	0.000
2	-4.314	1.32	-0.084	-2.004	-0.5814	0.6288	0.000
3	-5.22	1.32	-0.096	-1.932	-0.5814	0.6288	0.000

Donde:

- Sa(T) = aceleración espectral en (g)
- M = magnitud momento (Mw)
- R = distancia más cercana a la rotura (Km)

Las desviaciones estándar del logaritmo natural de las ordenadas espectrales estimadas para cada periodo son:

Tabla 16 Desviación Estándar del modelos de atenuación de Sadigh et al 1997.

Periodo(seg)	$\sigma(\ln Sa(T))$			
0.07	1.40-0.14M	0.39	para	$M \geq 7.21$
0.1	1.41-0.14M	0.4	para	$M \geq 7.21$
0.2	1.43-0.14M	0.42	para	$M \geq 7.21$
0.3	1.45-0.14M	0.44	para	$M \geq 7.21$
0.4	1.48-0.14M	0.47	para	$M \geq 7.21$
0.5	1.50-0.14M	0.49	para	$M \geq 7.21$
0.75	1.52-0.14M	0.51	para	$M \geq 7.21$
≥ 1.00	1.53-0.14M	0.52	para	$M \geq 7.21$
0.07	1.40-0.14M	0.39	para	$M \geq 7.21$
0.1	1.41-0.14M	0.4	para	$M \geq 7.21$
0.2	1.43-0.14M	0.42	para	$M \geq 7.21$

4.6.4. Ecuación de Atenuación de Zhao et al. (2006)

Zhao et al. (2006) propusieron una ley de atenuación para zonas de subducción de sismos de interfase e intraplaca, usando datos de sismos registrados básicamente en Japón (basado en data sísmica adquirida hasta el 2003), Irán y la zona oeste de Estados Unidos con un total de 4726 sismos para mecanismos de subducción de corteza superficial, interfase e intraplaca.

Zhao et al. (2006) usaron cinco clasificaciones de sitio, SC I, II, III y IV, correspondientes aproximadamente a cuatro clases: roca dura, roca, suelo duro, suelo medio, y suelo suelto, definido por Molas & Yamazaki (1995). Se consideró eventos en roca a todos aquellos con velocidades de corte mayores a los 600 m/s, eventos en suelos duro con velocidades de corte entre los 300 m/s y 600 m/s, eventos en suelos medio con velocidades entre 200 m/s y 300 m/s y eventos en suelos suelto con velocidades menores a 200 m/s.

Tabla 17 Esquema de clasificación de Molas & Yamazaki (1995)

Tipo del Suelo	Nombre del suelo	V ₃₀ calculado del periodo del sitio (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
Hard Rock	Roca Dura	V ₃₀ > 1100	A+B
SC I	Roca	V ₃₀ > 600	B+C
SC II	Suelo Duro	300 < V ₃₀ ≤ 600	C+D
SC III	Suelo Medio	200 < V ₃₀ ≤ 300	D
SC IV	Suelo Suelto	V ₃₀ ≤ 200	E+F

La relación de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Zhao et al., en roca es:

Ecuación 40

$$\log_e(y_{i,j}) = aCM_{wi} + bx_{i,j} - \log_e(r_{i,j}) + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_I - S_S + S_{SL}\log_e(r_{i,j}) + C_k + \varepsilon_{i,j} + n_i$$

Ecuación 41

$$r_{i,j} = x_{wi} + c \exp(dM_{wi})(r_i)$$

Donde:

- Y = Es el valor del PGA (en gals) considerando el 5% de amortiguamiento de aceleración en espectro de respuesta para un periodo espectral T .
- M_w = magnitud momento
- x = distancia a la fuente (Km)
- h = profundidad focal (km)

Además, el parámetro de falla-reversa F_R aplica únicamente para eventos continentales o de corteza superficial con mecanismo de falla reversa y es 0 (cero) para cualquier otro tipo de evento diferente. El parámetro tectónico por el tipo de fuente S_1 aplica para eventos de interfase y adquiere el valor de 0 (cero) para cualquier otro evento, y S_s aplica a eventos de intraplaca únicamente y es cero para cualquier otro tipo de evento. S_{SL} es un factor independiente de la magnitud de los sismos el cual conduce a una modificación referente a los eventos de intraplaca. C_k es el término que involucra a la clase del sitio (tipo de suelo).

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

El subscrito i denota el número del evento y j denota el número de registro del evento i . El coeficiente h_c es la constante de profundidad, donde h es más grande que h_c , el término $e^{-(h-h_c)}$ tiene un efecto que depende de δh que toma el valor de cero para $h < h_c$ y 1 para $h > h_c$.

Quando h es más grande que 125 km, $h=125$ km es seleccionado. Finalmente, el factor n_i es una variable aleatoria que refiere al error del intra-evento.

Adicional a ello, los coeficientes asignados para los diversos periodos estructurales que conforman los espectros de peligro uniforme (21 periodos) son presentados en el Cuadro 9.

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

Periodo	A	B	C	D	E	FR	S1	Ss	SsL	C1
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.08	0.01412	0.251	0	2.607	-0.528	1.111
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.06	0.01463	0.251	0	2.764	-0.551	1.684
0.1	1.118	-0.00787	0.009	1.083	0.01423	0.24	0	2.156	-0.42	2.061
0.15	1.134	-0.00722	0.01	1.053	0.01509	0.251	0	2.161	-0.431	1.916
0.2	1.147	-0.00659	0.012	1.014	0.01462	0.26	0	1.901	-0.372	1.669
0.25	1.149	-0.00564	0.014	0.966	0.01459	0.269	0	1.814	-0.36	1.468
0.3	1.163	-0.0059	0.015	0.934	0.01458	0.259	0	2.181	-0.45	1.172
0.4	1.2	-0.00422	0.01	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506	0.655
0.5	1.25	-0.00338	0.006	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554	0.071
0.6	1.293	-0.00282	0.003	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575	-0.429
0.7	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.22	-0.146	2.654	-0.572	-0.866
0.8	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.48	-0.54	-1.325
0.9	1.433	-0.00232	0.002	1.109	0.00972	0.22	-0.206	2.332	-0.522	-1.732
1	1.479	-0.0022	0.002	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509	-2.152
1.25	1.551	-0.00207	0.002	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469	-2.923
1.5	1.621	-0.00224	0.002	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379	-3.548
2	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248	-4.41
2.5	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221	-5.049
3	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263	-5.431
4	1.826	-0.00195	0.004	1.044	0.0059	0.353	-0.39	0.561	-0.169	-6.181
5	1.825	-0.00237	0.005	1.065	0.0051	0.248	-0.498	0.225	-0.12	-6.347

4.6.5. Resumen de Leyes de Atenuación

Las leyes de atenuación son expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad sísmica. Estas son necesarias para evaluar los efectos que producen cada una de las fuentes en el sitio de interés, en términos de intensidad sísmica.

A continuación, presentamos la característica principal de las leyes de atenuación y posteriormente a cada fuente sismogénica donde será aplicado de acuerdo a sus parámetros:

- **Young et al 1997:** Modelo de predicción de movimiento para terremotos de zona de subducción (interface e intraplaca) determinado con datos mundiales. Calculada para eventos de falla normal; Unidades originales: $\text{cm} / \text{s} / \text{s}$; Dimensión: Aceleración; Rango del periodo espectral: 0 a 3, rango de distancia válido: 10 a 500; Rango de magnitud válido: 5 a 8.5; tipo de distancia métrico: Ruptura; Distribución de residuos: LogNormal; Región tectónica.
- **Zhao et al 2006:** Modelo de predicción de movimiento para terremotos para zonas de subducción de sismos de interfase e intraplaca. Calculada para eventos de falla normal; Unidades originales: $\text{cm} / \text{s} / \text{s}$; Dimensión: Aceleración; Rango de periodo espectral: 0 a 5, rango de distancia válido: 0.4 a 300; Rango de magnitud válido: 5 a 9.00; tipo de distancia métrico: Ruptura; Distribución de residuos: LogNormal; Región tectónica.
- **McVerry et al 2006:** Modelo de predicción de movimiento para los terremotos de la zona de la corteza y la subducción, para sismos continentales. Calculada para eventos de falla normal; Unidades originales: $\text{cm} / \text{s} / \text{s}$; Dimensión: Aceleración; Rango de periodo espectral: 0 a 3, rango de distancia válido: 0 a 400; Rango de magnitud válido: 5.25 a 8.00; tipo de distancia métrico: Ruptura; Distribución de residuos: LogNormal; Región tectónica.

- **Sadigh et al 1997:** Modelo de predicción para la máxima aceleración del suelo y aceleraciones espectrales de respuesta horizontal (5% de amortiguamiento) para sismos continentales. Calculada para eventos de falla normal; Unidades originales: cm / s / s; Dimensión: Aceleración; Rango de periodo espectral: 0 a 4, rango de distancia válido: 0.01 a 200; Rango de magnitud válido: 4.00 a 8.00: tipo de distancia métrico: Ruptura; Distribución de residuos: LogNormal; Región tectónica, corteza de superficie activa.

Finalmente pasamos a la clasificación de la ley de atenuación y cada fuente de aplicación según características ya descritas anteriormente.

Tabla 19 Relación de la ley de atenuación y fuentes de aplicación

Ley de Atenuación	Fuentes	Descripción
Young et al 1997	F1 – F20	sismos de interfase e intraplaca
Sadigh et al 1997	F21 – F29	sismos continentales

4.6 Determinación de 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 cada punto de la grilla de análisis que se extiende sobre el territorio nacional con incremento de 0.1°.

El peligro sísmico del área del proyecto se ha determinado utilizando la información pertinente en la literatura técnica y el programa de cómputo CRISIS 2015 versión 2.2, desarrollado por Ordaz et al. (2015), 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):

Ecuación 42

$$v(Sa/R_0, p) = \sum_{n=1}^{n=M} \int_{M_0}^{M_u} -\frac{\partial \lambda}{\partial M} Pr(A > sa/M, R_0) dM$$

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_0 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 log normal, la probabilidad $Pr(A > sa/M, R)$, calcula de la siguiente manera:

Ecuación 43

$$Pr(A > sa/M, R_0) = 1 - \phi \left[\frac{1}{\sigma_{Lnsa}} \ln \frac{sa}{med(A/M, R_i)sa} \right]$$

Siendo $\phi[]$, 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 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, $V(sav)$ se 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:

Ecuación 44

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

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.

El presente estudio utilizó las fuentes de subducción de interfase asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo compresivo, o de falla inversa. Así mismo, se utilizó las fuentes de subducción de intraplaca superficial e intraplaca intermedia asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo tensional, o de falla normal. Adicionalmente, fueron tomadas para el análisis las fuentes continentales.

En base a lo expuesto es que se determinó la peligrosidad sísmica sobre el territorio nacional expresado en curvas de Probabilidad anual de excedencia vs Aceleración espectral, espectros de peligro uniforme y espectros de diseño para la normativa nacional e internacional.

4.6 Gráfico de Curvas de Tasa de Excedencia

Con la data de salida obtenida del programa de cómputo, se generarán curvas de probabilidad de excedencia (Probabilidad anual de excedencia VS. Aceleración espectral) para periodos (T) desde T=0.0 s hasta T=3.0 s con incrementos de 0.10 s para amortiguamientos de 2% a 10% para puntos en el territorio nacional y el límite fronterizo sobre una grilla de 0.1° geográfico.

El análisis de peligro sísmico ha sido desarrollado para un amortiguamiento crítico de 5% dada las características consideradas en los diversos modelos de atenuación empleados.

En tal sentido, a modo de obtener curvas de tasa de excedencia para amortiguamientos ξ diferentes a 5%, se considera los factores B_0 y B_1 propuestos por Aguilar et al., 2007.

Ecuación 45

$$B_0 = 2 \left(\frac{1 + \xi}{1 + 14.68(\xi)^{0.865}} \right) \quad B_1 = \left(\frac{0.05}{\xi} \right)^{0.4}$$

Donde, el factor B_0 será empleado en caso se desee obtener espectros con amortiguamientos menores al 5%.

Análogamente, se empleará el factor B_1 a fin de obtener espectros con amortiguamientos mayores al 5%.

4.7. Espectros de Respuesta y de Diseño

Los espectros de respuesta fueron inicialmente propuestos por Biot en el año 1932 y luego desarrollados por Housner, Newmark y muchos otros investigadores. Actualmente, el concepto de espectro de respuesta es una importante herramienta de la dinámica estructural, de gran utilidad en el área del diseño sismorresistente. La popularidad del espectro de respuesta resulta en parte debida a que no depende de las características detalladas de diferentes estructuras sino únicamente de sus frecuencias y porcentajes de amortiguamiento.

En forma general, podemos definir espectro como un gráfico de la respuesta máxima (expresada en términos de desplazamiento, velocidad, aceleración, o cualquier otro parámetro de interés) que produce una acción dinámica determinada en una estructura u oscilador de un grado de libertad. En estos gráficos, se representa en abscisas el periodo propio de la estructura (o la frecuencia) y en ordenadas la respuesta máxima calculada para distintos factores de amortiguamiento.

Una desventaja de los espectros en general, resulta de la pérdida de información con respecto a la duración del movimiento del suelo (Trifunac and Brady 1975) y el número y la distribución de las amplitudes del movimiento (Gupta and Trifunac 1991), debido a que el espectro representa únicamente la máxima respuesta de osciladores ante la aceleración del terreno.

Las formas y tendencias del espectro recién se pudieron estudiar luego de los primeros registros sísmicos obtenidos en 1934 y 1940, así como en los inicios de los 50s. Los estudios llevaron al desarrollo de formas espectrales “estándar” con la finalidad de crear espectros de diseño a partir de estos.

Los primeros trabajos para fijar las amplitudes de la forma espectral dependieron de un solo parámetro (generalmente la aceleración del suelo) y se reconoció que la forma espectral depende también de parámetros como la magnitud y distancia, pero debido a los pocos registros disponibles no se pudieron hacer análisis más refinados.

Newmark and Hall (1969, 1973, 1982) propusieron métodos para fijar la forma espectral en función de la aceleración, velocidad y desplazamiento máximo. Sin embargo, la estimación directa de la amplitud de la aceleración máxima de los registros de aceleraciones y la poca precisión y uniformidad envuelta en el procesamiento de la velocidad máxima y desplazamiento máximo implicaba que la forma espectral obtenida con estos tres parámetros estuviese esencialmente escalada en función de la aceleración máxima (Trifunac 1976).

Actualmente la forma espectral estándar, utilizada en algunos códigos sísmicos para el diseño de estructuras (Norma Peruana E-030, UBC97) está basada en los resultados obtenidos por Seed et al. (1976) y Newmark y Hall (1982). La metodología para obtener el espectro de diseño consiste en multiplicar las ordenadas del espectro “estándar” por la aceleración máxima efectiva (obtenida del factor de zona Z especificado en los códigos o del análisis de peligro sísmico). De este modo las ordenadas están directamente escaladas con el valor de la aceleración (el único valor que posee una probabilidad de excedencia).

Debido a que el espectro de diseño obtenido de esta manera tiene una forma constante, la probabilidad de excedencia para los periodos cortos puede ser

diferente que, para los periodos largos, donde únicamente los periodos cortos tendrán la misma probabilidad de excedencia que la aceleración máxima efectiva, produciendo de esta manera diseños estructurales con probabilidades de falla diferentes.

4.8. Espectro de Peligro Uniforme de Aceleración

Hoy en día es posible con las herramientas de análisis estadístico estimar los valores del espectro directamente sin usar algún factor de escala que considere la dependencia de la forma espectral con la magnitud del evento y la distancia. (Anderson y Trifunac 1978; Trifunac y Lee 1987; Algermissen y Leyendecker 1992; McGuire 1995; Rahgozar y Humar 1996). El primer análisis de peligro sísmico para estimar las ordenadas espectrales fue desarrollado por Anderson y Trifunac (1978). Ellos introdujeron el concepto de “espectro de probabilidad uniforme”, como el espectro cuyos valores espectrales tienen la misma probabilidad de excedencia en todos los periodos estructurales durante un determinado periodo de exposición.

Este espectro de probabilidad uniforme denominado en adelante espectro de peligro sísmico uniforme, provee parámetros de respuesta que pueden ser usados directamente en la estimación de las demandas sísmicas para el diseño de estructuras y son preferibles y considerados superiores al espectro derivado de fijar una forma espectral al valor estimado probabilísticamente de la aceleración máxima del suelo (EERI Committee on Seismic Risk 1989).

El procedimiento para construir el espectro de peligro uniforme consiste en caracterizar las fuentes sísmicas de acuerdo a la distribución espacial de sismos y a la distribución en su tamaño (recurrencia sísmica). Las incertidumbres son tomadas en cuenta mediante funciones de distribución de probabilidades. Para cada fuente se define el nivel de respuesta estructural al que la estructura estará sujeta en función de una magnitud y distancia. La incertidumbre en la variación de la respuesta estructural está representada por una función de distribución de probabilidades.

Esta información es luego combinada para obtener curvas de peligro de ordenadas espectrales para diferentes periodos estructurales $S_a(T_1), \dots, S_a(T$

N). El espectro de peligro sísmico uniforme se obtiene finalmente al dibujar las ordenadas espectrales para un nivel de peligro deseado.

Se ha considerado los periodos de respuesta espectral comenzando con 0.000, 0.050, 0.075 y 0.100, a partir del cual se procede en intervalos de 0.05 s hasta el periodo 1.0 s, donde el intervalo cambia a 0.1 s hasta llegar al periodo máximo de análisis de 3.0 s. En contraste.

cada ley de atenuación considera sus propios periodos, siendo muy diferentes entre cada uno, como se puede ver en la tabla 20, por lo que el cálculo de peligro sísmico incluye una interpolación para los periodos requeridos que no tengan datos exactos en las ecuaciones de atenuación. Para valores mayores a 3.0 s, se ha optado por truncar los resultados de evaluación de peligro sísmico no permite extrapolar los valores, por ello es que 3.0 s es el periodo límite de trabajo para definir las ordenadas espectrales.

Cada autor de las leyes de atenuación ha considerado unos intervalos de periodos de respuesta espectral y un máximo, así, Youngs et al. (1997) trabajan con 12 periodos siendo 3.0 s el máximo; Zhao et al. (2006) trabajan con 21 periodos con 5.0 s como máximo; McVerry et al. (2006) con 19 periodos y límite de 3.0 s; Atkinson y Boore (2003) trabajan con 8 periodos y 3.0 s el máximo; y BC Hydro (Abrahamsom et al. 2015) con el mayor número de periodos con 23 y el mayor límite de 10 s.

SENCICO. (2016). ACTUALIZACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO ORIENTADO A LA DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PAÍS. LIMA: SENCICO.

Tabla 20 Comparación de los periodos usados para las distintas leyes de atenuación.

Youngs et al -1997	Zhao et al 2006	McVerry et al 2006	Atkinson y Boore 2003	BC Hydro 2015
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
-	-	-	-	0.020
-	-	-	0,04	-
-	0.050	0.050	-	0.050
0.075	-	-	-	0.075
0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
-	0.150	0.150	-	0.150
0.200	0.200	0.200	0.200	0.200
-	0.250	0.250	-	0.250
0.300	0.300	0.300	-	0.300

0.400	0.400	0.400	0.400	0.400
0.500	0.500	0.500	-	0.500
-	0.600	0.600	-	0.600
-	0.700	0.700	-	-
0.750	-	-	-	0.750
-	0.800	0.800	-	-
-	0.900	0.900	-	-
1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
-	1.250	1.250	-	-
1.5	1.5	1.5	-	1.5
2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
	2.500	2.500		2.500
3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
-	4.000	-	-	4.000
-	5.000	-	-	5.000
-	-	-	-	6.000
-	-	-	-	7.500
-	-	-	-	10.000

4.9. Elaboración de la Data CRISIS 2015 Ver.4.1

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

La evaluación del peligro sísmica se desarrolló a través del programa de computación crisis2015 Ver4.1 (Instituto de Ingeniería, UNAM, Mexico), el cual calcula la amenaza sísmica a través de la metodología mencionada anteriormente. Para lo que fue necesario suministrar a la base de datos del programa, las coordenadas geográficas de las trazas las áreas de las fuentes sismogénicas.

Los parámetros de las fuentes se muestran en las tablas 9, 10, 11, específicamente, los parámetros de la recurrencia de Gutenberg y Richter, la

tasa de sismicidad para magnitudes Mínima Umbral (M_c), el índice de sismicidad en términos de logaritmo natural (β), el coeficiente de variación de ($c(\beta)$), la magnitud máxima Observada, la magnitud máxima Esperada ($E(M_{max})$), calculada mediante la relación entre el Área de ruptura y las magnitudes de cada evento sísmico posible, escogiéndose la correlación de Wells & Coppersmith (1994) y su desviación estándar de la magnitud máxima esperada (σM_w).

Para el parámetro de atenuación sísmica se consideró los siguientes modelos de atenuación sísmica de aceleraciones espectrales para el basamento rocoso:

- Young et al 1997: Para las fuentes F1 al F20 para sismos de interfase e intraplaca
- Sadigh et al 1997: para las fuentes F21 – F29 para sismos continentales

Se suministró las coordenadas geográficas de cada capital de provincia de la región Huánuco, como área de estudio, y se además se calculó a la grilla de un ancho de 0.5 de incremento en ambas direcciones, desde el origen -82° , -19° , como se muestra en la figura N°40.

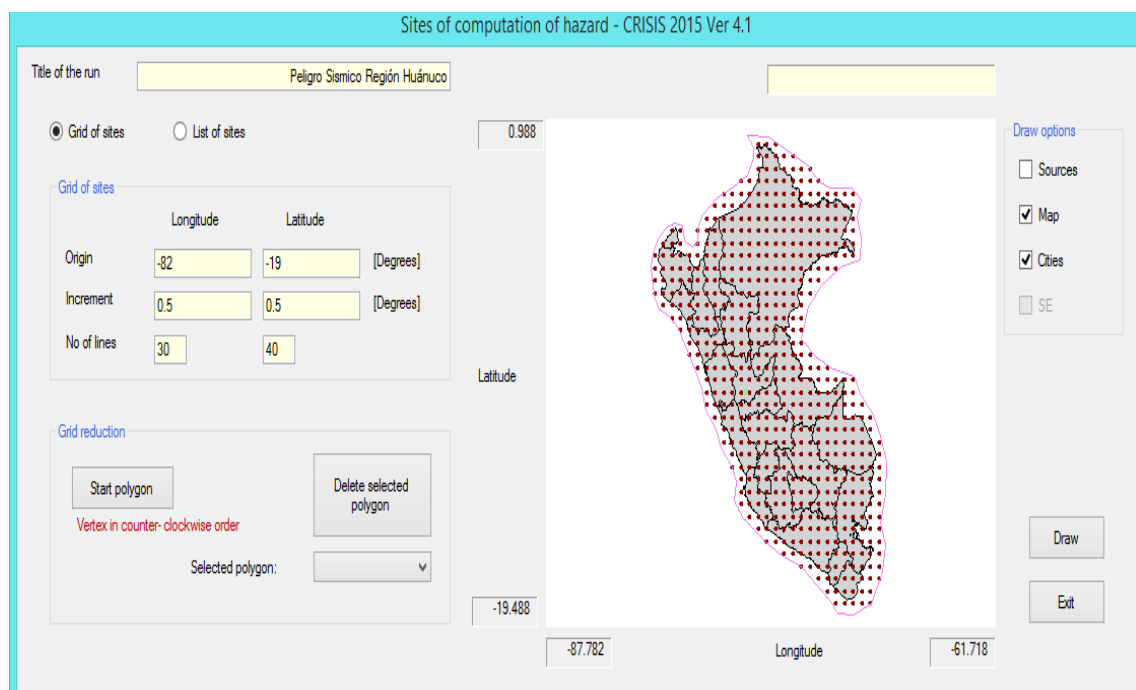


Figura 57 Malla de puntos y lugares de análisis utilizados en la presente investigación

Los parámetros de integración y periodos de retornos utilizados se muestran en la siguiente figura N°41:

GLOBAL PARAMETERS - CRISIS 2015 Ver 4.1

Integration parameters

Maximum integration distance: 500 km

Minimum triangle size: 11 km

Minimum Distance/Triangle Size ratio: 7

CAV filter: None

Time frame
50

Map return period (years)	PE in 50 years
100	3.93E-01
250	1.81E-01
500	9.52E-02
1000	4.88E-02
2500	1.98E-02

Exit

Figura 58 Parámetros de Integración Utilizados en la presente Investigación.

El mapa de la zona de investigación se muestra en la figura N° 42:

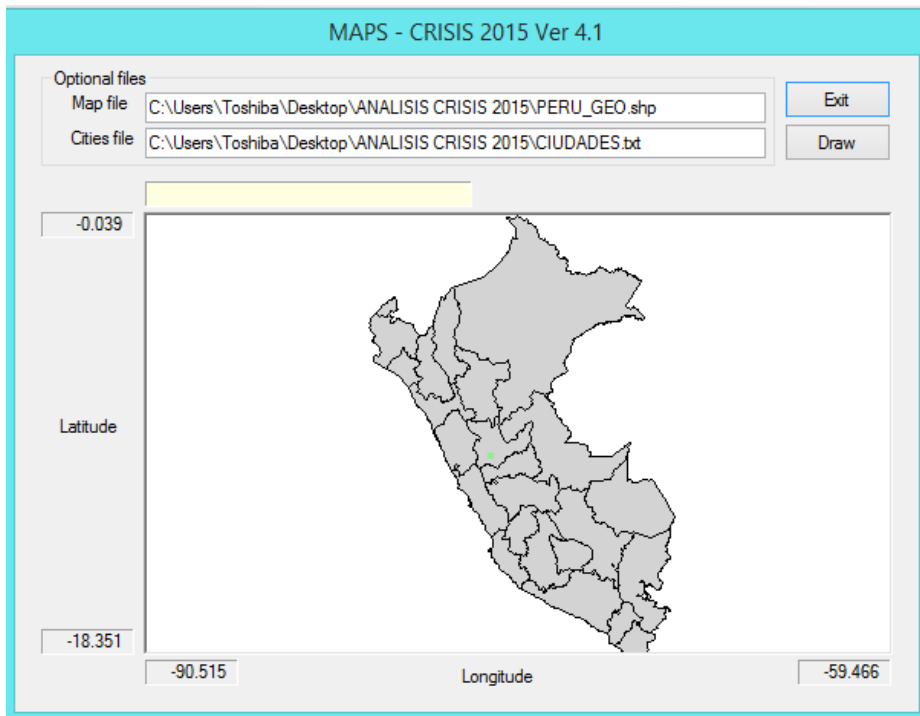


Figura 59 Mapa de área de investigación.

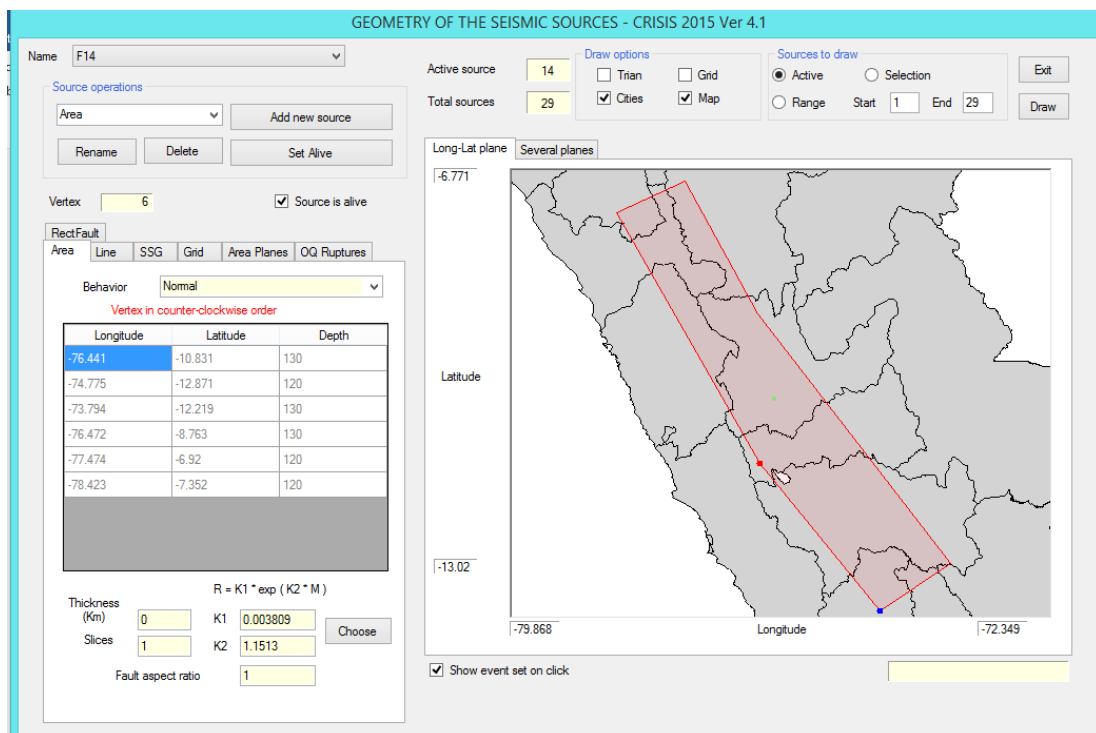


Figura 60 Geometría de la fuente sísmica en la región Huánuco.

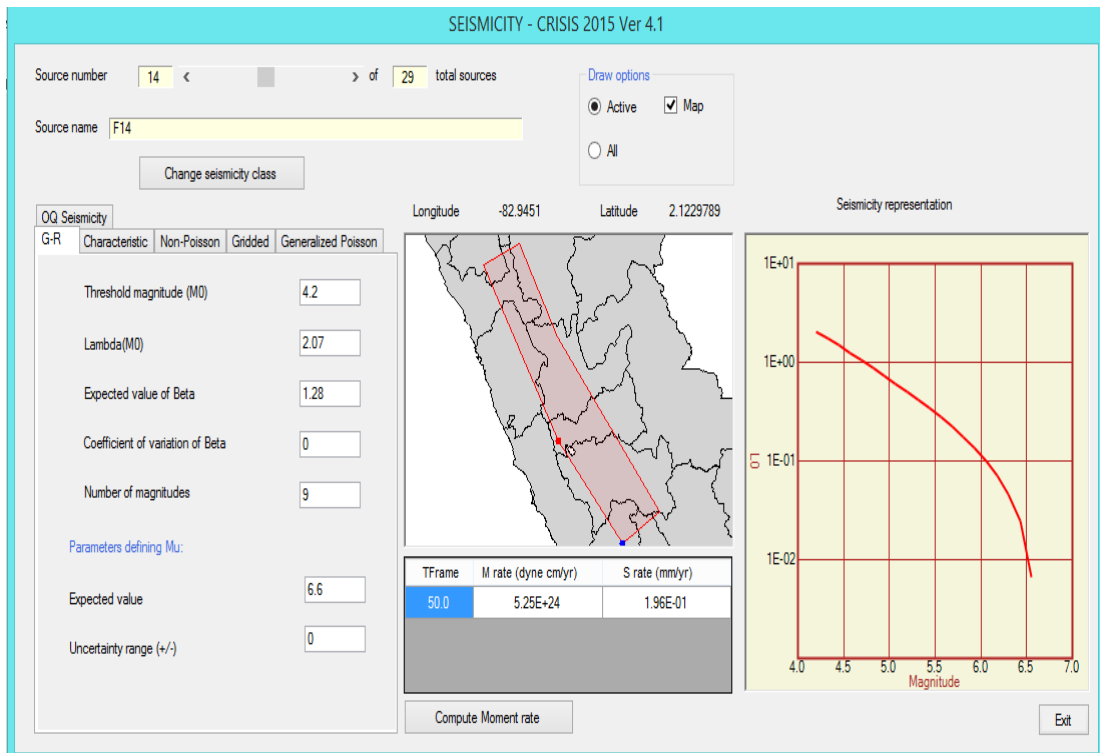


Figura 61 Sismicidad de la fuente

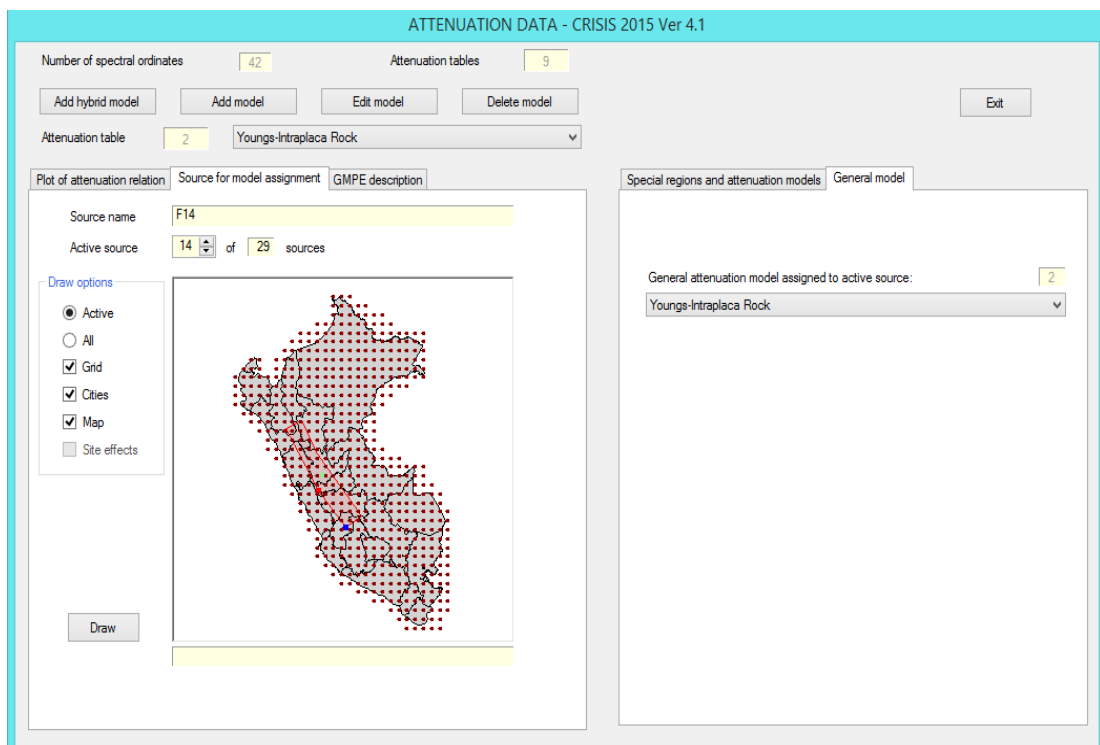


Figura 62 Datos de la ley de atenuación aplicada a la fuente.

INTENSITIES FOR EACH SPECTRAL ORDINATE - CRISIS 2...

Spectral ordinates

Total number of spectral ordinates	<input type="text" value="42"/>
Actual spectral ordinate	<input type="text" value="1"/>
Structural period of actual spectral ordinate	<input type="text" value="0"/>
Lower limit of intensity level	<input type="text" value="1"/>
Upper limit of intensity level	<input type="text" value="2500"/>

Spacing

Log Linear PEER Large PEER

General values

Units	<input type="text" value="gals"/>
Number of levels of intensity for which seismic hazard will be computed	<input type="text" value="20"/>

Figura 63 Intensidades por cada Ordenada espectral.

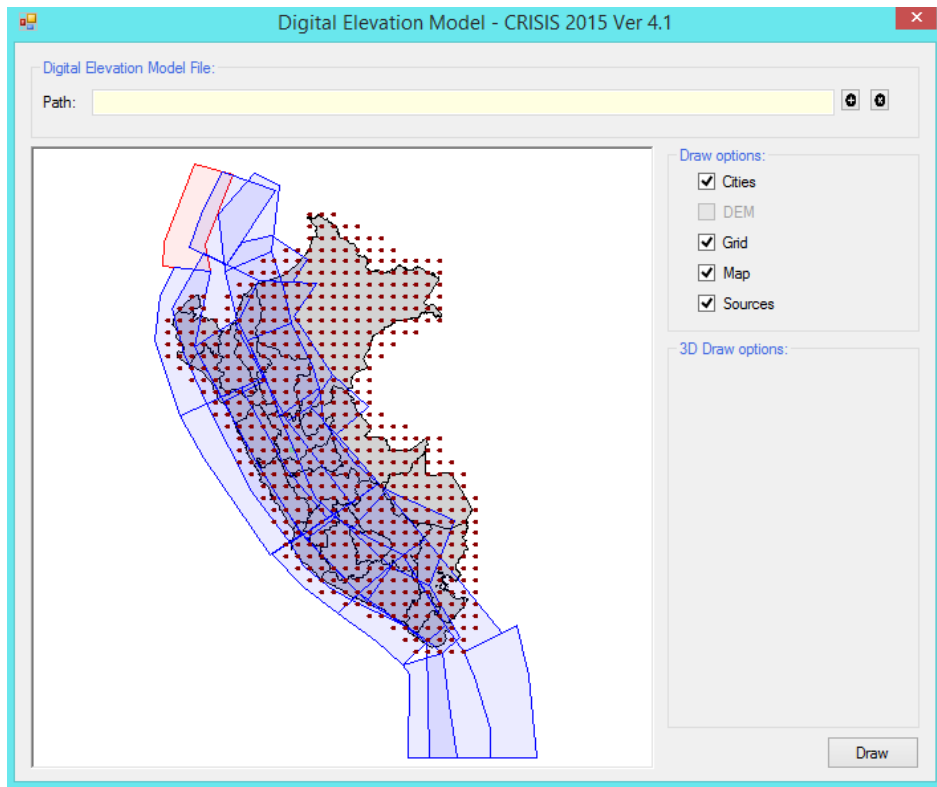


Figura 64 Modelo de elevación Digital de todas las fuentes sismogénicas en todo el territorio peruano.

Los resultados del análisis obtenido con el programa CRISIS 2015, son las aceleraciones horizontales esperadas para los periodos calculados de $T=0.00$ seg al $T=3.00$ segundos., correspondientes al periodo de retorno de 50 años; para la región Huánuco para la aceleración máxima (PGA), $T=0.00$ seg.

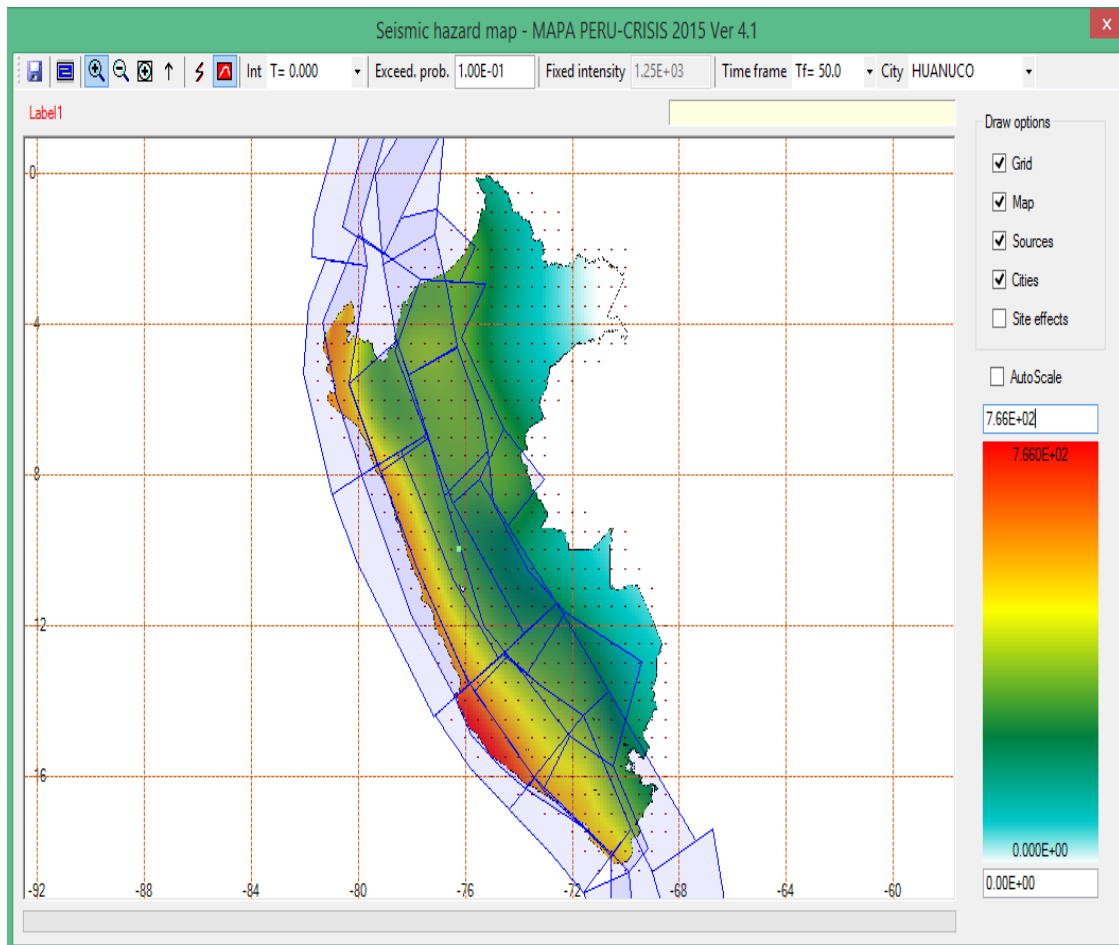


Figura 65 Mapa de Isoaceleraciones en todo el territorio Peruano.

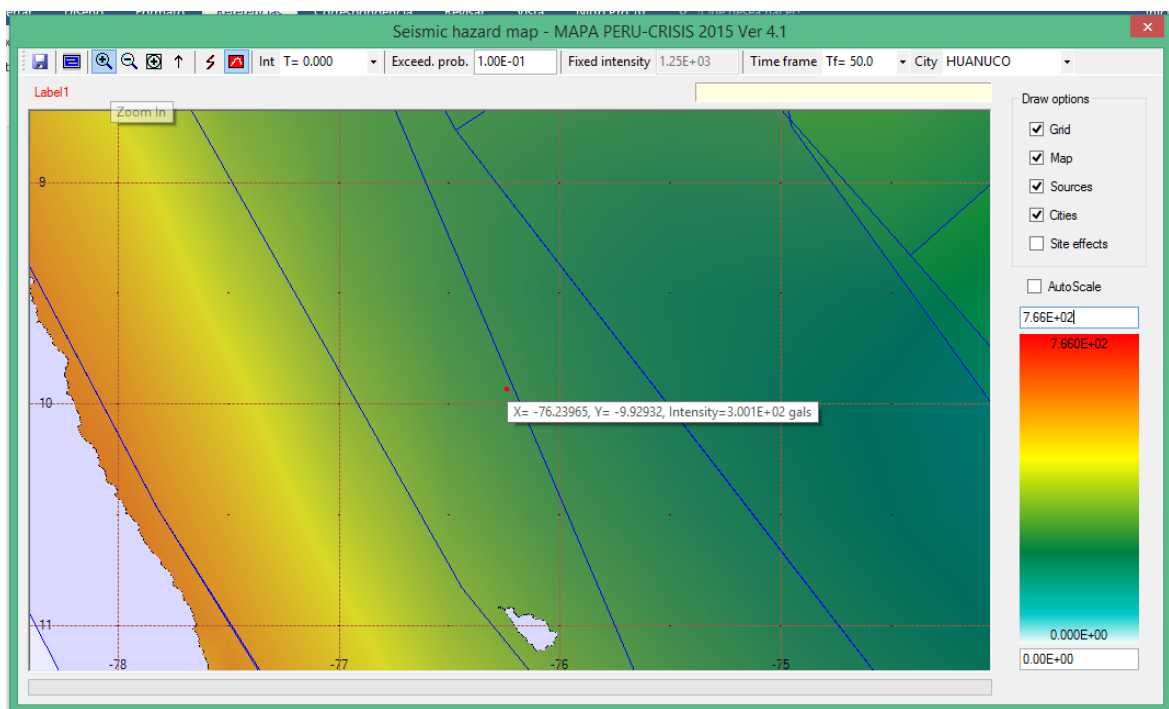


Figura 66 Mapa de Isoaceleración de la Región Huánuco, para $T=0.000$ segundos y 50 años de periodo de retorno.



Figura 67 Tasas de Excedencia y Espectro de Peligro Uniforme de la Región Huánuco para T=0.000 segundos y 50 años de periodo de retorno.

Tabla 21 Valores del Espectro Uniforme de Peligro (UHS)

ESPECTRO UNIFORME DE PELIGRO (UHS), PERIODO DE RETORNO= 50 AÑOS, 10% DE PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA.		
PERIODO T	Datos Intensidad	PGA
0.000 seg	300.900 gals	0.307
0.050 seg	407.000 gals	0.415
0.100 seg	464.000 gals	0.473
0.150 seg	538.000 gals	0.549
0.200 seg	600.000 gals	0.612
0.250 seg	580.000 gals	0.591
0.300 seg	550.000 gals	0.561
0.350 seg	530.000 gals	0.540
0.400 seg	510.000 gals	0.520
0.450 seg	495.000 gals	0.505
0.500 seg	480.000 gals	0.489
0.550 seg	440.000 gals	0.449
0.600 seg	410.000 gals	0.418
0.650 seg	378.000 gals	0.385
0.700 seg	355.000 gals	0.362
0.750 seg	327.000 gals	0.333
0.800 seg	309.000 gals	0.315
0.850 seg	292.000 gals	0.298
0.900 seg	270.000 gals	0.275
0.950 seg	252.000 gals	0.257
1.000 seg	235.000 gals	0.240
2.000 seg	119.000 gals	0.121
3.000 seg	69.100 gals	0.070

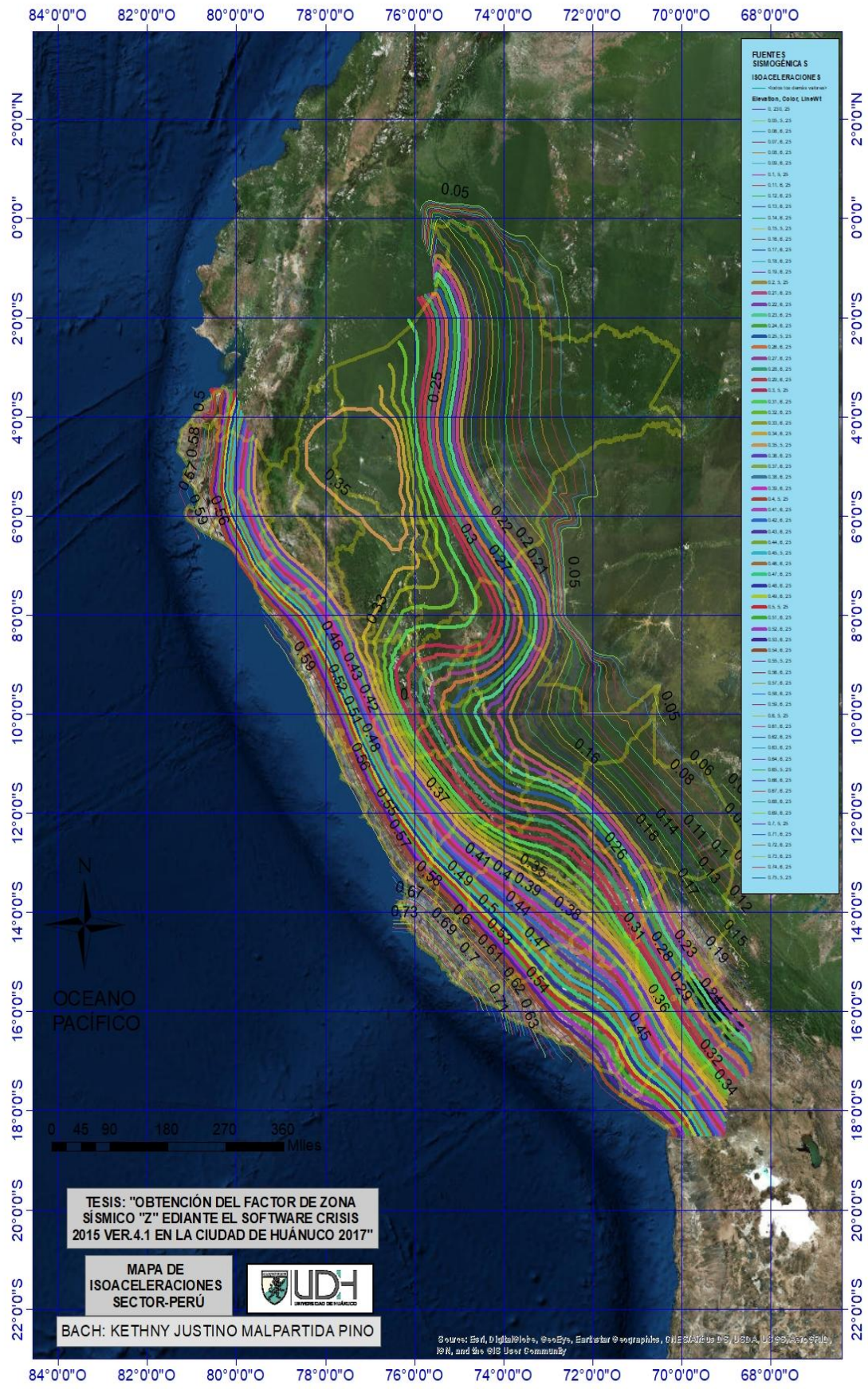


Figura 68 MAPA DE ISOACELERACIONES DE TODO EL PERÚ

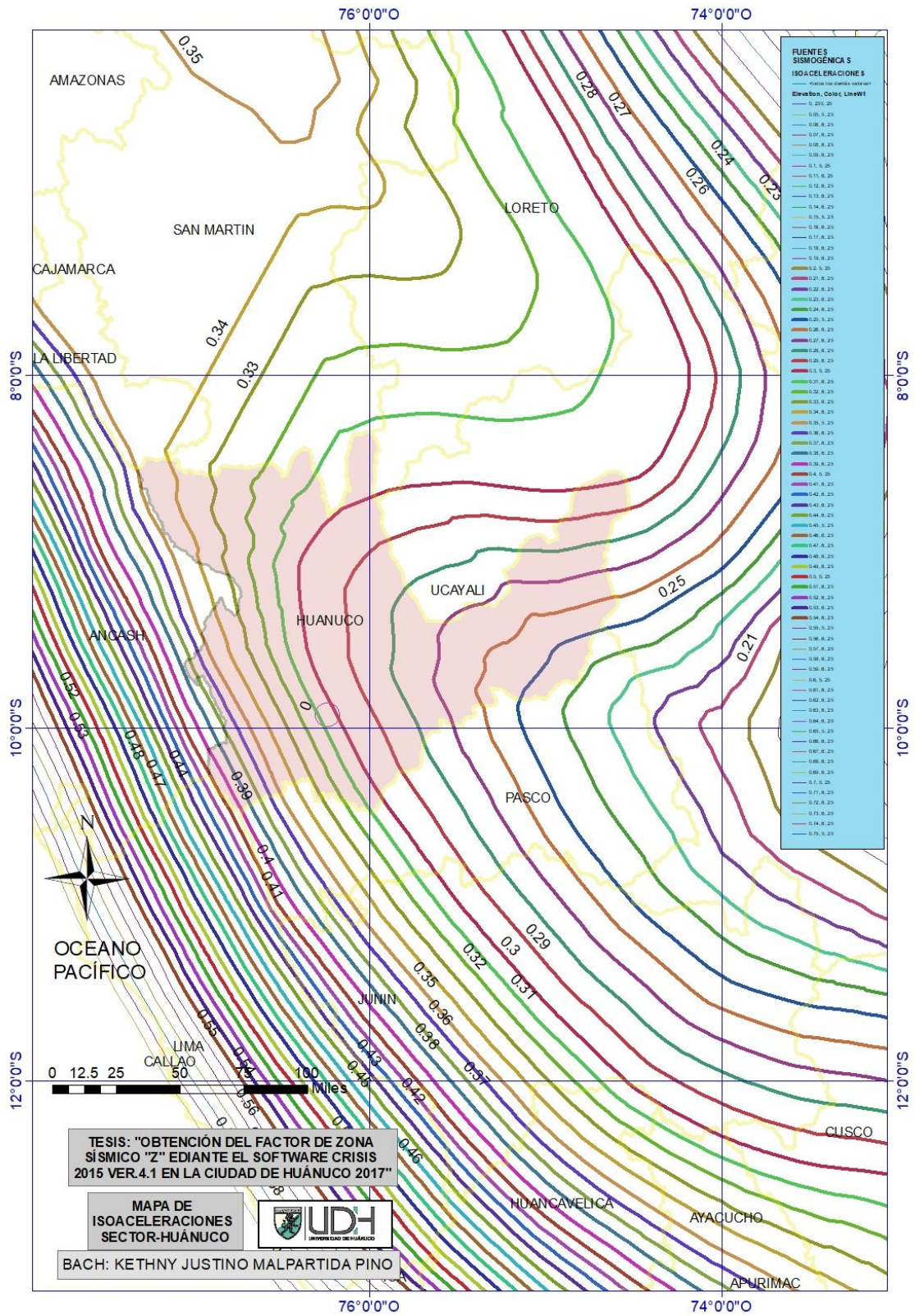


Figura 69 MAPA DE ISOACELERACIONES DE TODA LA REGIÓN HUÁNUCO CON REFERENCIA DEL MAPA SATELITAL

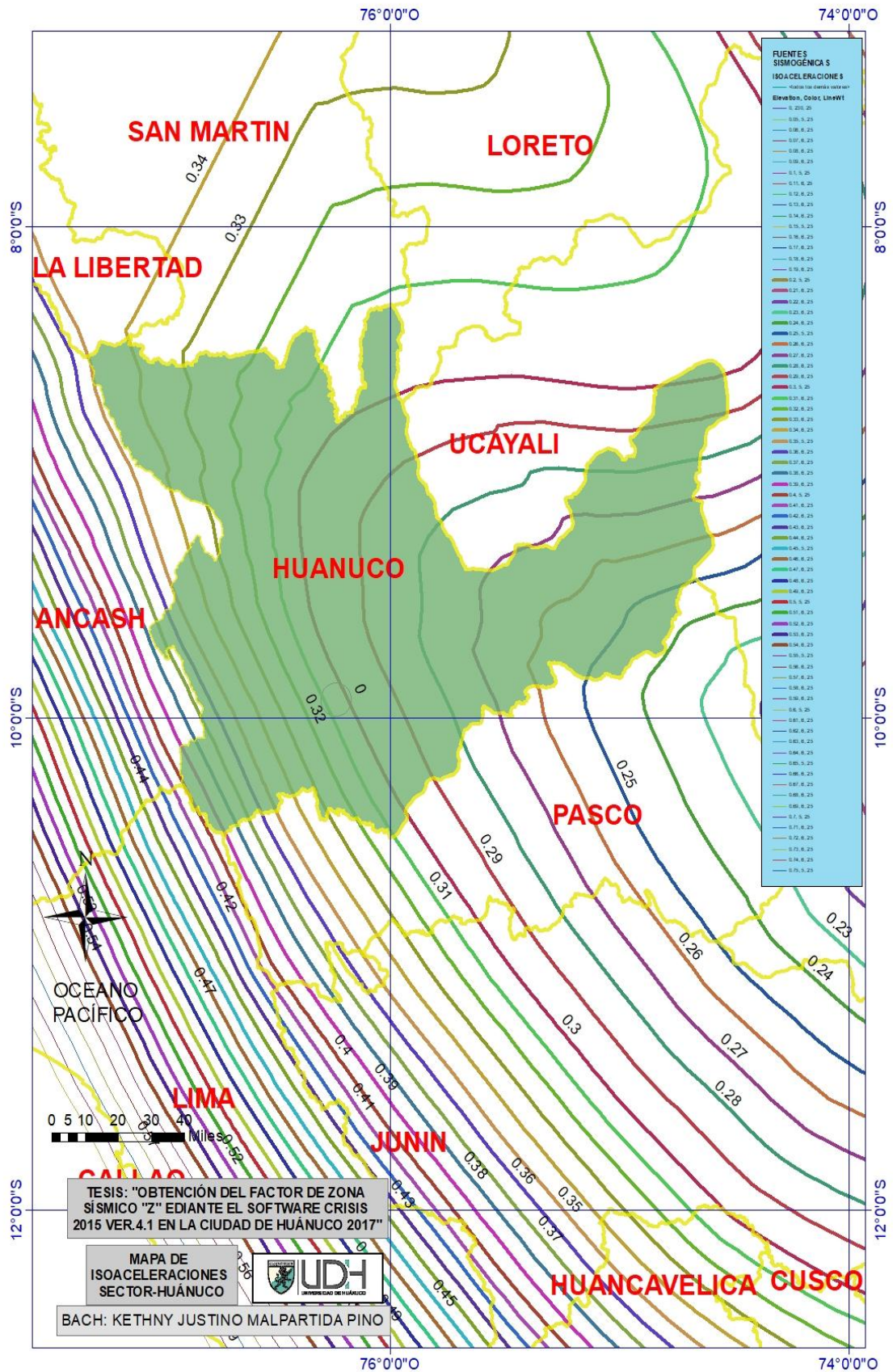


Figura 70 MAPA DE ISOACELERACIONES DE TODA LA REGIÓN HUÁNUCO

5.0. Comparación de Normas Internacionales ASCE, AASHTO, E0.30

5.1.0 Response Spectra Analysis Based on ASCE 7-10

Tabla 3.1. Clasificación sísmica de suelos según la ASCE 2010

Tipo de suelo	Nombre de suelo	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 METROS MAS SUPERFICIALES		
		Velocidad de onda de corte, V_s (m/s)	Resistencia a la penetración estandar, N	Resistencia al corte no drenada, S_u (psf)
A	Roca muy dura	$v_s > 1500$	N/A	N/A
B	Roca	$760 < v_s < 1500$	N/A	N/A
C	Suelo muy denso o roca blanda	$360 < v_s < 760$	$N > 50$	$S_u \geq 2,000$
D	Suelo rígido	$180 < v_s < 360$	$15 \leq N \leq 50$	$1,000 \leq S_u \leq 2,000$
	Suelo blando	$v_s < 180$	$N \leq 15$	$S_u < 1,000$
E	-	Cualquier perfil de suelo con mas de 3m de espesor que tenga las siguientes características 1. Indice de plasticidad (IP) > 20 2. Contenido de humedad (w) ≥ 40 3. Resistencia al corte no drenada $S_u < 500$ psf		
F	-	Cualquier perfil de suelo que contenga una o mas de las siguientes características 1. Suelos vulnerables a una posible fractura o colapso bajo efecto sísmico, por ejemplo: suelos licuables, arcillas altamente sensibles y suelos debilmente cementados. 2. Turbas y/o arcillas altamente orgánicas (H > 3m de turba y/o arcillas altamente organica, donde H= espesor del suelo) 3. Arcillas de muy alta plasticidad (H > 7.6m con indice de plasticidad IP > 75) 4. Arcillas suaves a medias (H > 36m)		

Figura 71 Clasificación de suelos según la ASCE 2010.

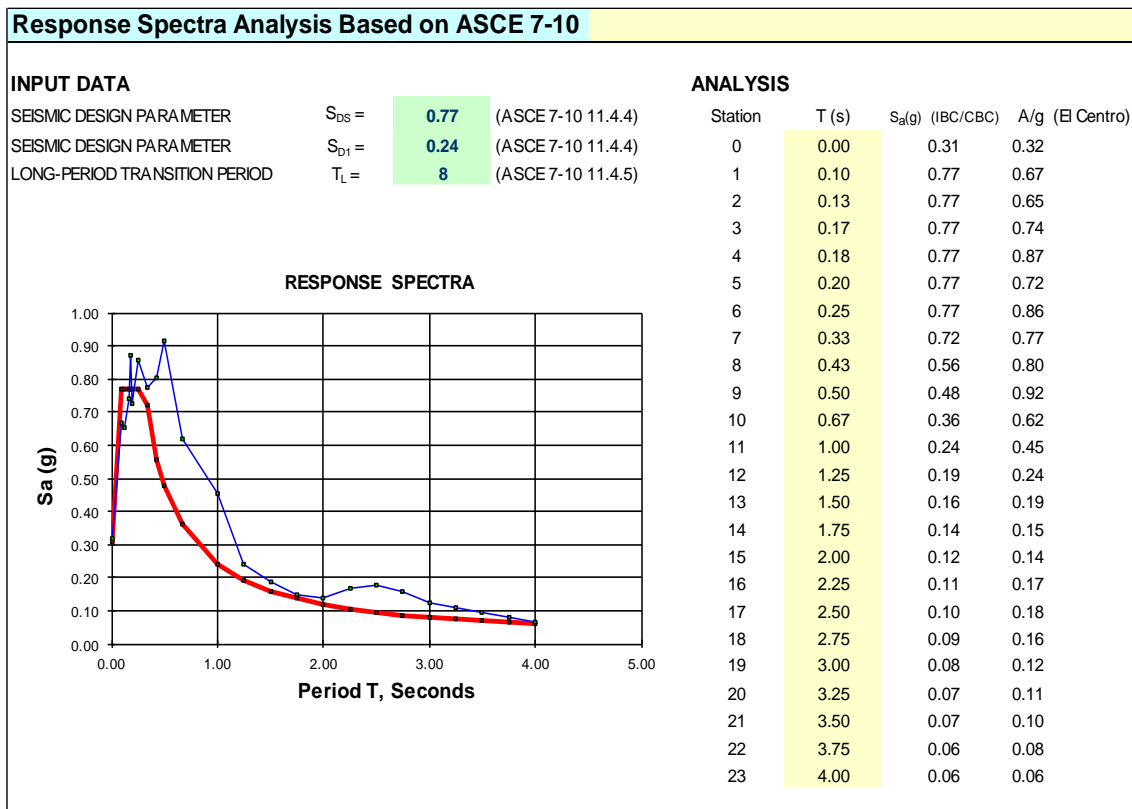


Figura 72 Análisis del Espectro de Respuesta de acuerdo a la ASCE 7-10

5.2.0 Bridge Design Specifications AASHTO LRFD 2014

TABLE 2-3 NEHRP SITE CLASSIFICATION SYSTEM

SITE CLASS DEFINITIONS				
SITE CLASS	SOIL PROFILE NAME	AVERAGE PROPERTIES IN TOP 100 feet		
		Soil shear wave velocity, v_s (ft/s)	Standard penetration resistance, N (blows/ft)	Soil undrained shear strength, s_u (psf)
A	Hard rock	$v_s > 5,000$	N/A	N/A
B	Rock	$2,500 < v_s \leq 5,000$	N/A	N/A
C	Very dense soil and soft rock	$1,200 < v_s \leq 2,500$	$N > 50$	$s_u \geq 2,000$
D	Stiff soil profile	$600 < v_s \leq 1,200$	$15 \leq N \leq 50$	$1,000 \leq s_u \leq 2,000$
E	Soft soil profile	$v_s < 600$	$N < 15$	$s_u < 1,000$
E	-	Any profile with more than 10 feet of soft clay having the following characteristics: 1. Plasticity index $PI > 20$, 2. Moisture content $w \geq 40\%$ and, 3. Undrained shear strength $s_u < 500$ psf		
F	-	Soils requiring site-specific ground motion response evaluations such as: 1. Peats and/or highly organic clays ($H > 10$ feet of peat and/or highly organic clay where H = thickness of soil) 2. Very high plasticity clays ($H > 25$ feet with plasticity index $PI > 75$) 3. Very thick soft/medium stiff clays ($H > 120$ feet)		

Exceptions: Where soil properties are not known in sufficient detail to determine the Site Class, a site investigation shall be undertaken sufficient to determine the Site Class. Site Class E or F should not be assumed unless the authority having jurisdiction determines that Site Class E or F could be present at the site or in the event that Site Class E or F is established by geotechnical data.

Figura 73 Clasificación de suelos según AASHTO LRFD.

TABLE 2-4 – VALUES OF F_{pgs} and F_s AS FUNCTION OF SITE CLASS AND MAPPED PEAK GROUND ACCELERATION OR SHORT PERIOD SPECTRAL ACCELERATION COEFFICIENT

Site Class	Mapped Peak Ground Acceleration or Spectral Response Acceleration Coefficient at Short Periods				
	$PGA \leq 0.10$ $S_s \leq 0.25$	$PGA = 0.20$ $S_s = 0.50$	$PGA = 0.30$ $S_s = 0.75$	$PGA = 0.40$ $S_s = 1.00$	$PGA \geq 0.50$ $S_s \geq 1.25$
A	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
C	1.2	1.2	1.1	1.0	1.0
D	1.6	1.4	1.2	1.1	1.0
E	2.5	1.7	1.2	0.9	0.9
F	a	a	a	a	a

Notes:
Use straight line interpolation for intermediate values of S_s , where S_s is the spectral acceleration coefficient at 0.2 second obtained from the ground motion maps.
 a Site-specific geotechnical investigation and dynamic site response analyses should be performed

Figura 74 Valores de F_{pgs} y F_s en función de la clasificación de sitios.

TABLE 2-5 – VALUES OF F_v AS A FUNCTION OF SITE CLASS AND MAPPED LONG PERIOD SPECTRAL ACCELERATION

Site Class	Mapped Spectral Response Acceleration Coefficient at 1.0 sec Period				
	$S_I \leq 0.10$	$S_I = 0.20$	$S_I = 0.30$	$S_I = 0.40$	$S_I \geq 0.50$
A	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
C	1.7	1.6	1.5	1.4	1.3
D	2.4	2.0	1.8	1.6	1.5
E	3.5	3.2	2.8	2.4	2.4
F	<i>a</i>	<i>a</i>	<i>a</i>	<i>A</i>	<i>a</i>
Notes:	Use straight line interpolation for intermediate values of S_I , where S_I is the spectral acceleration at 1.0 second obtained from the ground motion maps.				
	<i>a</i> Site-specific geotechnical investigation and dynamic site response analyses should be performed				

Figura 75 Valores de F_v en función de la clasificación del sitio y periodo de la aceleración espectral en un 1seg.

COEFICIENTE DE RESPUESTA SÍSMICA

Parámetros de Aceleración para el Movimiento MCE

Periodos cortos $S_S =$ 0.770 g Introducir Dato

Periodos largos $S_1 =$ 0.240 g Introducir Dato

Pico de Aceleración en Roca PGA = 0.308 g Introducir Dato

Ajuste por la Clase de Sitio

$F_a =$ 1.00 Introducir Dato

$F_v =$ 1.94 Introducir Dato

$F_{pga} =$ 1.00 Introducir Dato

Periodos cortos $S_{DS} = S_S \times F_a =$ 0.7700 g Dato Automático

Periodos largos $S_{D1} = S_1 \times F_v =$ 0.4666 g Dato Automático

$A_s = PGA \times F_{pga} =$ 0.3080 g Dato Automático

Periodo de Transición T_S

$T_S = \frac{S_{D1}}{S_{DS}} =$ 0.61 Dato Automático

Periodo de Transición T_0

$T_0 = T_S \times 0.2 =$ 0.121 Dato Automático

Periodo de Transición T_0

$R =$ 1.00 Introducir Dato

$I_e =$ 1.00 Introducir Dato

Figura 76 Coeficiente de Respuesta Sísmica

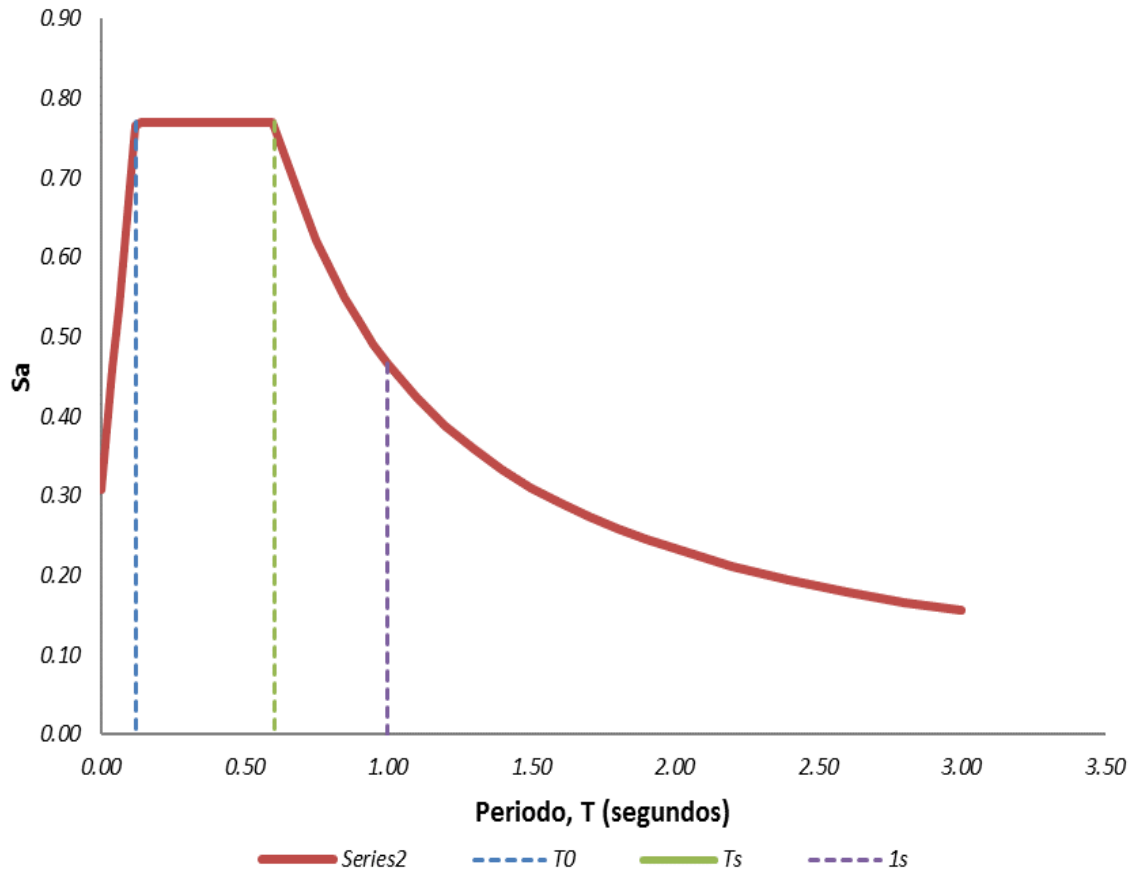


Figura 57 Espectro de Diseños

5.3.0 Norma E0.30 Diseño Sismorresistente 2016

PARAMETROS SISMICOS			
Ubicación Geográfica			
Región	:	Huánuco	
Provincia	:	Huánuco	
Distrito	:	Amarilis	
Parámetros			
Categoría	:	B	
Zona	:	Z2	
Suelo	:	S1	
Sistema Estructural X-X	:	Concreto Armado, Pórticos	
Sistema Estructural Y-Y	:	Albañilería Armada o Confinada	
Verificación de Irregularidad:		Irregular en Planta	Irregular en Altura
		$I_{pX} =$	$I_{pY} =$
		$I_{aX} =$	$I_{aY} =$
		1.00	1.00
		1.00	1.00

Art 4.5.4 Período Fundamental de Vibración	
Ct=	Coef. Para estima el periodo del edificio
35	Para edificios cuyos elementos resistentes en la dirección considerada sean unicamente: a) Pórticos de concreto armado sin muros de corte b) Pórticos dúctiles de acero con uniones resistentes a momentos, sin arriostramiento.
45	Para edificios cuyos elementos resistentes en la dirección considerada sean: a) Pórticos de concreto armado con muros en las cajas de ascensores y escaleras. b) Pórticos de acero arriostrados.
60	Para edificios de albañilería y para todos los edificios de concreto armado duales, de muros estructurales, y muros de ductilidad limitada.

PARAMETROS DE SITIO		
Factor de Zona	Z=	0.25
Factor de Suelos	S=	1.00
Categoría de las Edificaciones y Factor U	U=	1.30
Periodo del Suelo	$T_p=$	0.40
	$T_L=$	2.50
Coeficiente de Reducción Fuerzas Sísmicas	R=	8.00
* Para el Cálculo Manual de la Cortante (inciso 5.4.1, 5.4.2) Método Aproximado del periodo fundamental		
Coeficiente Ct Pórticos X-X	Ct=	35
Coeficiente Ct Pórticos Y-Y	Ct=	60
Altura de la edificación	hn=	5.00
Periodo de la Estructura X-X ($T=hn/Ct$)	T=	0.14
Periodo de la Estructura Y-Y ($T=hn/Ct$)	T=	0.08
Factor de Amplificación Sísmica (C)		
	$C_X=$	2.50
	$C_Y=$	2.50
* Para el Cálculo Automático de la Cortante		
Periodo de la Estructura X-X (Análisis Dinámico)	T=	1.00
Periodo de la Estructura Y-Y (Análisis Dinámico)	T=	1.00
Factor de Amplificación Sísmica (C)		
	$C_X=$	1.00
	$C_Y=$	1.00

Parametros Estructurales en la direccion X-X (Desplazamientos)		
$R = R_o I_a I_p$		
Coef. de Reduccion Fza Sismica R=	R=	8.00
Condicion de Regularidad		Regular
		6

Parametros Estructurales en la direccion Y-Y (Desplazamientos)		
$R = R_o I_a I_p$		
Coef. de Reduccion Fza Sismica R=	R=	3.00
Condicion de Regularidad		Regular
		2.25

Tabla N° 3 FACTOR DE SUELO "S"				
ZONA \ SUELO	S ₀	S ₁	S ₂	S ₃
Z ₄	0,80	1,00	1,05	1,10
Z ₃	0,80	1,00	1,15	1,20
Z ₂	0,80	1,00	1,20	1,40
Z ₁	0,80	1,00	1,60	2,00

Tabla N° 4 PERÍODOS "T _p " Y "T _L "				
	Perfil de suelo			
	S ₀	S ₁	S ₂	S ₃
T _p (s)	0,3	0,4	0,6	1,0
T _L (s)	3,0	2,5	2,0	1,6

$$T < T_p \quad C = 2.5$$

$$T_p < T < T_L \quad C = 2.5 \cdot \left(\frac{T_p}{T}\right)$$

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

Art. 5.1 Determinación de Desplazamientos Laterales

$\Delta_{real} = 0.75 R$ Estructuras regulares

$\Delta_{real} = 1.0 R$ Estructuras irregulares

Figura 77 Parámetros sísmicos según norma E0.30

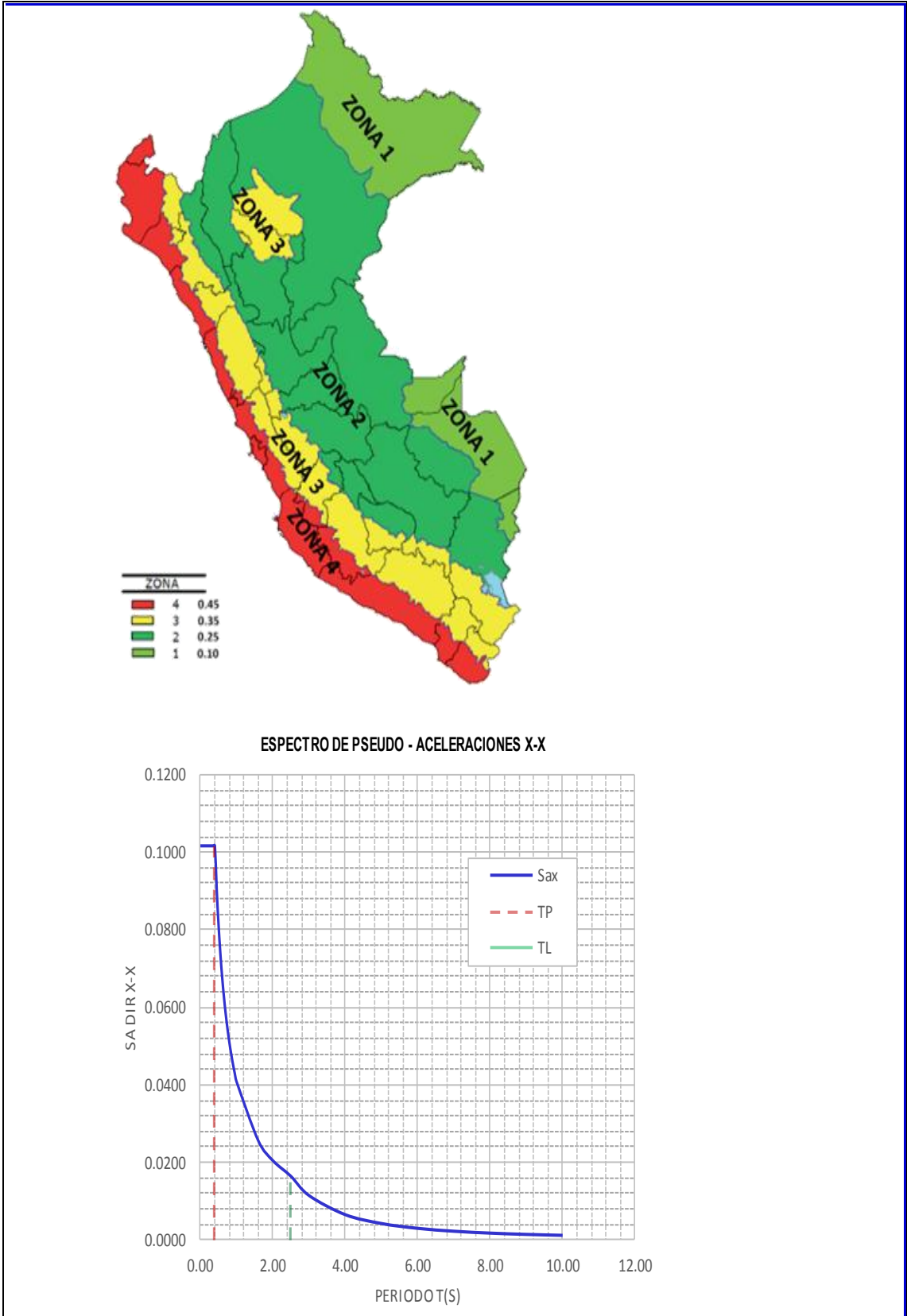


Figura 78 Mapa de zonificación Sísmica y Espectro de Diseño según Norma E0.30

5.4.0 Comparación de Normas Y El Espectro Obtenido de la Investigación

Pasamos a la comparación de los espectros de diseño de acuerdo a cada Norma analizada anteriormente e interpretamos el valor más conservador, zona de coincidencia, valor más bajo.

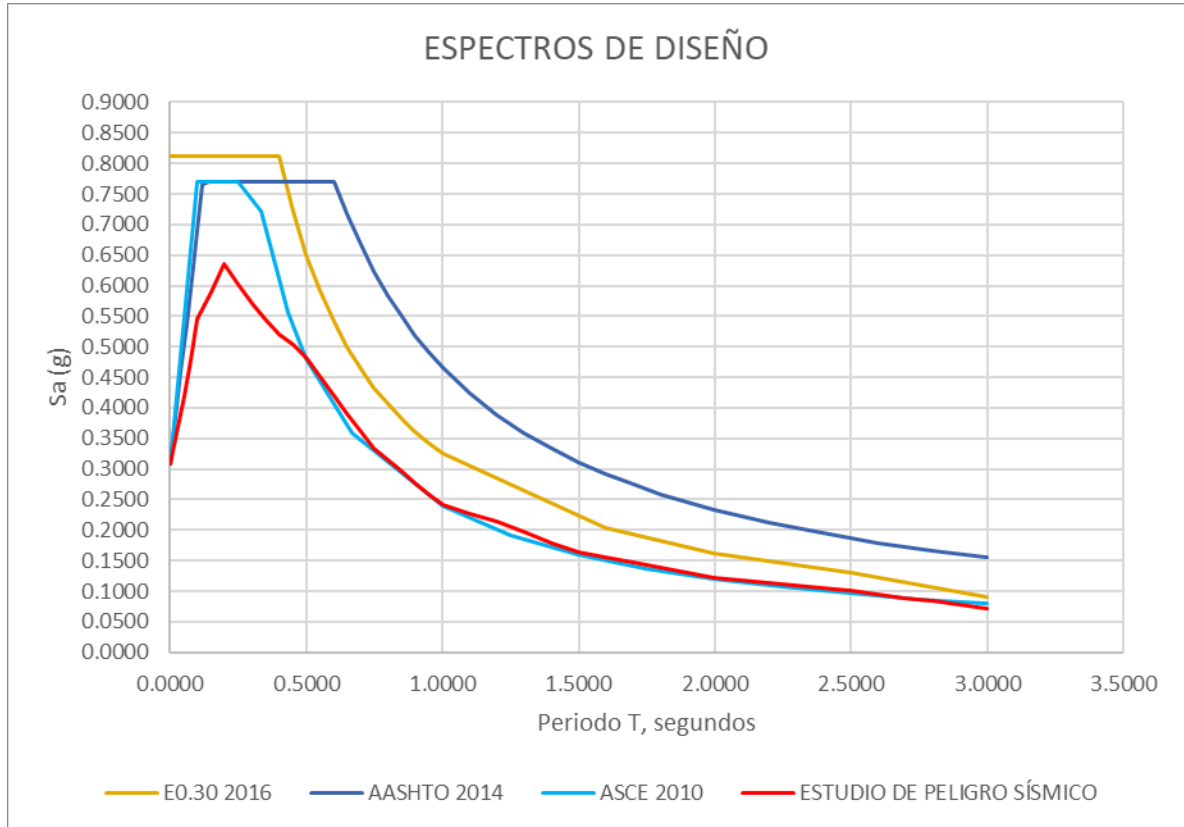


Figura 79 Espectros de Diseño unidos de las tres normas.

De la figura 62 podemos concluir que si diseñamos una estructura con:

Tabla 22 CUADRO COMPARATIVO DE PERIODOS (seg) Y ACELERACIONES (g) POR CADA NORMA APLICADA A LA CIUDAD DE HUÁNUCO SOBRE UNA ESTRUCTURA DE REFERENCIA.

NORMA E0.30 2016						
PERIODOS (seg)	0.0000	0.5000	1.5000	2.0000	2.5000	3.0000
ACELERACIONES (g)	0.8125	0.6500	0.3250	0.1625	0.1300	0.0903
AASHTO LRFD 2014						
PERIODOS (seg)	0.0000	0.5000	1.5000	2.0000	2.5000	3.0000
ACELERACIONES (g)	0.3080	0.7700	0.3333	0.2333	0.1944	0.1555
ASCE 2010						
PERIODOS (seg)	0.0000	0.5000	1.5000	2.0000	2.5000	3.0000
ACELERACIONES (g)	0.3080	0.4800	0.1600	0.1200	0.0960	0.0800
ESTUDIO DE PELIGRO SÍSMICO						
PERIODOS (seg)	0.0000	0.5000	1.5000	2.0000	2.5000	3.0000
ACELERACIONES (g)	0.3090	0.4833	0.1632	0.1213	0.1002	0.0708

CONCLUSIONES

- Inicialmente la obtención del factor de zona sísmico “Z”, se analizó todo el Perú posteriormente a ello nos centramos en la capital de la región Huánuco para su análisis e interpretación de datos.
- El análisis de la obtención del factor de zona sísmico “Z” sobre el territorio nacional ha sido desarrollado en base a la data del catálogo de todos los eventos sísmico actualizado hasta el 11 de mayo del 2017.
- Se evaluaron todo el proceso por las 29 fuentes sismogénicas propuesta por la SENCICO actualizada en el 2016 publicada en el 2017, se subdividen en función a los mecanismos focales de generación, como se describe a continuación: 6 son subducción de interfase, 10 son por subducción de intraplaca superficial, 4 se dan por subducción de intraplaca intermedia y las últimas 9 se dan por reacomodo de la corteza sismos superficiales o continentales.
- Los parámetros sismológicos de las fuentes se calcularon en base a la magnitud de momento M_w , para lo cual se utilizó el programa Sismológico Zmap Ver 6, desarrollado por Stefan Wiemer 2005.
- La utilización de la magnitud de momento M_w se realizó debido a que los modelos de atenuación existente a la fecha se basan a esta magnitud; así también esta escala, no está sujeta al fenómeno de saturación, tal, así como ocurre con las otras escalas.
- Los modelos de atenuación empleados para el cálculo del peligro sísmico sobre el territorio nacional son adecuados para el análisis de la sismicidad peruana. Estos modelos de atenuación consideran valores de aceleración horizontal de respuesta horizontal con un amortiguamiento crítico (ϵ) de 5% y un suelo tipo B (roca).
- La obtención del factor de zona sísmico “Z” para la región Huánuco se utilizó el Programa Crisis 2015 ver 4.1 desarrollado por (Ordaz, Aguilar y Arboleda 2007), se ha podido determinar que para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años de vida útil para una aceleración de 0.307g, para $T=0.0\text{seg}$ (PGA).

- Utilizando el programa crisis 2015 Ver 4.1 se generaron los espectros de uniforme de peligro (UHS), para todas las capitales de las provincias de la región Huánuco, para los periodos de retorno de 50 años.
- De la comparación de espectros sísmicos podemos concluir que la norma E0.30 es más conservadora en sus diseños, seguida de la norma AASHTO LRFD, seguida del espectro hallado mediante la investigación en la región Huánuco finalmente la norma ASCE 2010 podemos llamarlo como económico ya que no es muy conservador en sus parámetros sísmicos, pero en relación al espectro calculado dentro de la investigación; este espectro es más exacto con respecto a los demás espectros calculados con las demás normas mencionadas anteriormente.
- Del mapa de isoaceleraciones concluimos que el valor del factor de zona “z” son más detallados con respecto a lo que podemos observar en el mapa de la norma técnica peruana E0.30.
- Concluimos que el factor de zona sísmico aumenta y es más conservador a comparación de la norma E0.30 DISEÑO SISMORRESISTENTE.

RECOMENDACIONES

- Desarrollar nuevos modelos de atenuación para la sismicidad de corteza para la realidad nacional, ya que hasta la fecha solo existe un modelo de atenuación desarrollada por el Cismid & J. Chávez Obregón del 2006, para sismos de subducción.
- Se recomienda ir actualizando los parámetros sismogénicas como mejorar la identificación de las fuentes sismogénicas para poder obtener valores de peligro sísmico con mayor aproximación.
- En cuanto al espectro de diseño se recomiendo actualizar la norma sismo resistente E-030 incluyendo los parámetros de isoaceleraciones y proponiendo un mejor modelo del espectro inelástico de diseño, que se ajuste mejor a los últimos eventos sísmicos ocurridos en la actualidad.
- Exigir un estudio de peligro sísmico para todo proyecto importante.

CAPITULO V

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Darío Rivera Vargas. (2007). EVALUACIÓN SIMPLIFICADA DE LA VULNERABILIDAD SÍSMICA DE PUENTES URBANOS. MEXICO: Violeta Ramos Radilla y Darío Rivera Vargas.
- CSSC. (1999). Comisión de Seguridad Sísmica de California. CALIFORNIA-EE.UU: CSSC.
- (Aguilar, Z. (2004). Análisis de peligro sísmico y estimado del movimiento sísmico de diseño. LIMA-PERÚ: Centro peruano japonés de investigaciones sísmicas y mitigación de desastres (CISMID-UNI).
- MANUEL VILCHEZ MATA. (2006). ESTUDIO DE RIEGOS GEOLÓGICOS EN LA REGIÓN DE HUANUCO. LIMA- PERÚ: INGEMMET.
- SENCICO. (2016). ACTUALIZACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO ORIENTADO A LA DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PAÍS. LIMA: SENCICO.
- “Rafael Fernández. (28 de Setiembre, 2009). Métodos sísmicos: ondas P y S. 2009, de Naturaleza de la investigación en Geología Sitio web: <https://elprofedenaturales.wordpress.com/2009/09/28/metodos-sismicos-ondas-p-y-s/>.”
- Oscar Iván Segura Hernández. (2015). Evaluación de amenaza sísmica en municipios del departamento de Cundinamarca. Bogotá, Colombia: Universidad Distrital Francisco José de Caldas Facultad Tecnología, Ingeniería Civil.
- ING^o FELIX MARIN GUILLEN. (2012). EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO DEL CENTRO HISTÓRICO DE LA CIUDAD DE HUÁNUCO. LIMA-PERÚ: UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA.

- CARLOS ALBERTO GAMARRA RIVERA. (2009). NUEVAS FUENTES SISMOGÉNICAS PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGRO SÍSMICO Y GENERACIÓN DE ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME EN EL PERÚ. LIMA-PERÚ: UNI.
- JORGE E. ALVA HURTADO, MIRIAM ESCALAYA. (ABRIL DEL 2011). ACTUALIZACIÓN DE LOS PARÁMETROS SIMOLÓGICOS EN LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL PERÚ. CENTRO PERUANO JAPONÉS DE INVESTIGACIONES SÍSMICAS Y MITIGACIÓN DE DESASTRES-LIMA-PERÚ: Guzlop.
- ING. ANA MALENA BOLAÑOS LUNA, ING. OMAR MANUEL MONROY CONCHA. (2004). ESPECTRO DE PELIGRO SÍSMICO UNIFORME. LIMA-PERÚ: PUCP.
- <http://portal.igp.gob.pe/servicio-sismologico-nacional>.
- <http://dle.rae.es/srv/search?m=30&w>.

ANEXOS

TÍTULO: "OBTENCIÓN DEL FACTOR DE ZONA SÍSMICO "Z" MEDIANTE EL SOFTWARE CRISIS 2015 VER.4.1 EN LA CIUDAD DE HUÁNUCO 2017"

MATRIZ DE CONSISTENCIA

PROBLEMA	OBJETIVOS	HIPÓTESIS	VARIBLES	DISEÑO METODOLÓGICO
En nuestra región de Huánuco desconocemos de un factor de zona sísmico "z".	Objetivo general: Obtener el factor de zona sísmico en la ciudad de Huánuco.	Se podrá calcular el Factor de zona sísmica en la ciudad de Huánuco mediante el Software CRISIS 2015 Ver. 4.1.	Variables Independiente: Eventos Sísmicos Cargados en el Software CRISIS 2015 Ver. 4.1.	MÉTODO DE INVESTIGACIÓN: Descriptivo y Probabilístico DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN: Diseño Probabilístico DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN
	Objetivo específico: Obtener el registro de todos los eventos sísmicos en todo el Perú.		Indicadores: Magnitud De Un Evento Sísmico, Profundidad De Un Evento Sísmico, Coordenadas Geográficas De Un Evento Sísmico.	a)Población: Son todos los eventos sísmicos descargados de fuentes del centro de investigación del Instituto Geofísico del Perú y el Centro de Investigación de los Estados Unidos para toda la zona de américa del sur. b)Muestra: Son todos los eventos sísmicos del sector de Huánuco.
	Objetivo específico: Procesar toda la data Sísmica en el software CRISIS 2015 Ver. 4.1.		Variable dependiente: Factor de zona sísmico "Z". Indicadores: Aceleración Espectral.	INSTRUMENTOS Y FUENTES DE INVESTIGACIÓN Fuentes: Registros sismológicos del Instituto Geofísico del Perú, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) desde el 11 de enero del año 1963 hasta 11 de mayo del año 2017, Catálogo del laboratorio sismológico de la universidad de California Berkeley "Northern California Earthquake Data Center". Instrumentos: Zmap Ver4.1, CRISIS 2015 Ver4.1, ArcGis Ver10.2.1, Google Eart 2017, Autocad Ingles 2014. CRITERIOS DE RIGUROSIDAD EN LA INVESTIGACIÓN Enfoque: De acuerdo a la investigación realizadas nuestro enfoques es cuantitativo. Validez y Confiabilidad: Concluimos que los instrumentos utilizados, las fuentes empleados para la presente investigación son confiables y

REDACTAR

Recibidos

Destacados

Enviados

Borradores

ATTE

Más

KETHNY JUST +

No hay chats recientes. Inicia uno nuevo.

Datos sismicos del Catalogo Recibidos x

Hernando Tavera <htavera@igp.gob.pe> 10 ago. para mí

Hernando Tavera
htavera@igp.gob.pe
Mostrar detalles

Estimado Kethny

Disculpame el retraso.... Pero aun no logramos poner en línea la información.

Ahora te envio un fichero Excel con la sismicidad de Huanuco para el periodo 1963 – 2016

En el caso de la magnitud debes tener en cuenta lo siguiente:

Magnitud menor a 6.5, esta en la escala ML, mas conocida como escala de Richter
Magnitud mayor a 6.5, esta en la escala magnitud momento (Mw)

Suerte en tu trabajo.

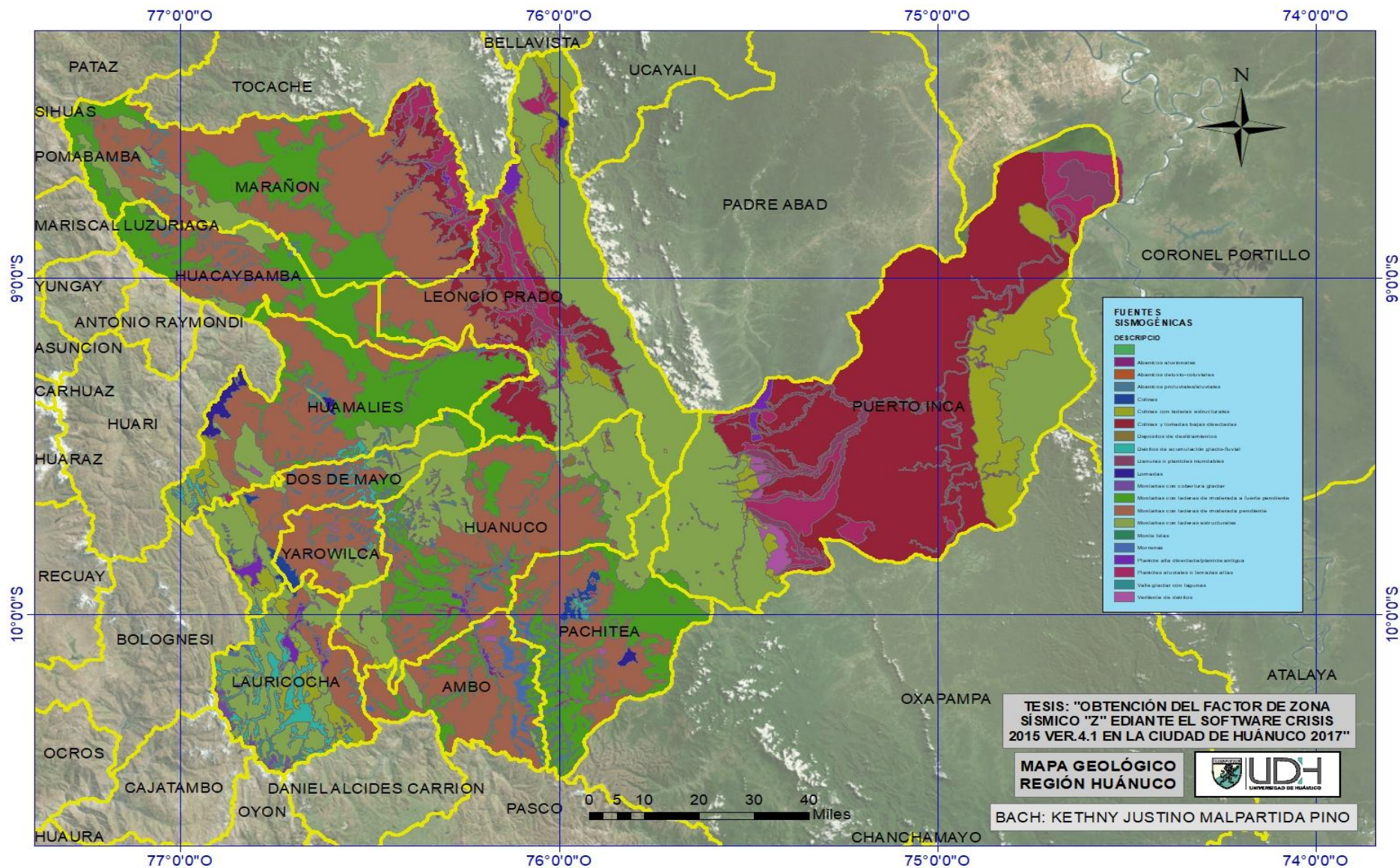
Hernando Tavera

De: KETHNY JUSTINO MALPARTIDA PINO [mailto:kethnypino@gmail.com]
Enviado el: miércoles, 09 de agosto de 2017 11:58 a.m.
Para: htavera@igp.gob.pe; Hernando Tavera; hernando.tavera@igp.gob.pe
Asunto: Fwd: SOLICITUD DE CATÁLOGO SÍSMICO

ING BUENOS DÍAS ... AYER ME DIJO QUE LE ENVÍE EL CORREO ANTES DE LAS 12am ... SOBRE MI SOLICITUD DEL CATÁLOGO ... POR FAVOR ESPERO SU RESPUESTA..

Fecha	Latitud	Longitud	Magnitud	Profundidad	Mag. Escala
1963-08-01	10.5	-76.5	2.1	10	2.1
1963-08-02	10.5	-76.5	2.2	10	2.2
1963-08-03	10.5	-76.5	2.3	10	2.3
1963-08-04	10.5	-76.5	2.4	10	2.4
1963-08-05	10.5	-76.5	2.5	10	2.5
1963-08-06	10.5	-76.5	2.6	10	2.6
1963-08-07	10.5	-76.5	2.7	10	2.7
1963-08-08	10.5	-76.5	2.8	10	2.8
1963-08-09	10.5	-76.5	2.9	10	2.9
1963-08-10	10.5	-76.5	3.0	10	3.0
1963-08-11	10.5	-76.5	3.1	10	3.1
1963-08-12	10.5	-76.5	3.2	10	3.2
1963-08-13	10.5	-76.5	3.3	10	3.3
1963-08-14	10.5	-76.5	3.4	10	3.4
1963-08-15	10.5	-76.5	3.5	10	3.5
1963-08-16	10.5	-76.5	3.6	10	3.6
1963-08-17	10.5	-76.5	3.7	10	3.7
1963-08-18	10.5	-76.5	3.8	10	3.8
1963-08-19	10.5	-76.5	3.9	10	3.9
1963-08-20	10.5	-76.5	4.0	10	4.0
1963-08-21	10.5	-76.5	4.1	10	4.1
1963-08-22	10.5	-76.5	4.2	10	4.2
1963-08-23	10.5	-76.5	4.3	10	4.3
1963-08-24	10.5	-76.5	4.4	10	4.4
1963-08-25	10.5	-76.5	4.5	10	4.5
1963-08-26	10.5	-76.5	4.6	10	4.6
1963-08-27	10.5	-76.5	4.7	10	4.7
1963-08-28	10.5	-76.5	4.8	10	4.8
1963-08-29	10.5	-76.5	4.9	10	4.9
1963-08-30	10.5	-76.5	5.0	10	5.0
1963-08-31	10.5	-76.5	5.1	10	5.1
1963-09-01	10.5	-76.5	5.2	10	5.2
1963-09-02	10.5	-76.5	5.3	10	5.3
1963-09-03	10.5	-76.5	5.4	10	5.4
1963-09-04	10.5	-76.5	5.5	10	5.5
1963-09-05	10.5	-76.5	5.6	10	5.6
1963-09-06	10.5	-76.5	5.7	10	5.7
1963-09-07	10.5	-76.5	5.8	10	5.8
1963-09-08	10.5	-76.5	5.9	10	5.9
1963-09-09	10.5	-76.5	6.0	10	6.0
1963-09-10	10.5	-76.5	6.1	10	6.1
1963-09-11	10.5	-76.5	6.2	10	6.2
1963-09-12	10.5	-76.5	6.3	10	6.3
1963-09-13	10.5	-76.5	6.4	10	6.4
1963-09-14	10.5	-76.5	6.5	10	6.5
1963-09-15	10.5	-76.5	6.6	10	6.6
1963-09-16	10.5	-76.5	6.7	10	6.7
1963-09-17	10.5	-76.5	6.8	10	6.8
1963-09-18	10.5	-76.5	6.9	10	6.9
1963-09-19	10.5	-76.5	7.0	10	7.0
1963-09-20	10.5	-76.5	7.1	10	7.1
1963-09-21	10.5	-76.5	7.2	10	7.2
1963-09-22	10.5	-76.5	7.3	10	7.3
1963-09-23	10.5	-76.5	7.4	10	7.4
1963-09-24	10.5	-76.5	7.5	10	7.5
1963-09-25	10.5	-76.5	7.6	10	7.6
1963-09-26	10.5	-76.5	7.7	10	7.7
1963-09-27	10.5	-76.5	7.8	10	7.8
1963-09-28	10.5	-76.5	7.9	10	7.9
1963-09-29	10.5	-76.5	8.0	10	8.0
1963-09-30	10.5	-76.5	8.1	10	8.1
1963-10-01	10.5	-76.5	8.2	10	8.2
1963-10-02	10.5	-76.5	8.3	10	8.3
1963-10-03	10.5	-76.5	8.4	10	8.4
1963-10-04	10.5	-76.5	8.5	10	8.5
1963-10-05	10.5	-76.5	8.6	10	8.6
1963-10-06	10.5	-76.5	8.7	10	8.7
1963-10-07	10.5	-76.5	8.8	10	8.8
1963-10-08	10.5	-76.5	8.9	10	8.9
1963-10-09	10.5	-76.5	9.0	10	9.0
1963-10-10	10.5	-76.5	9.1	10	9.1
1963-10-11	10.5	-76.5	9.2	10	9.2
1963-10-12	10.5	-76.5	9.3	10	9.3
1963-10-13	10.5	-76.5	9.4	10	9.4
1963-10-14	10.5	-76.5	9.5	10	9.5
1963-10-15	10.5	-76.5	9.6	10	9.6
1963-10-16	10.5	-76.5	9.7	10	9.7
1963-10-17	10.5	-76.5	9.8	10	9.8
1963-10-18	10.5	-76.5	9.9	10	9.9
1963-10-19	10.5	-76.5	10.0	10	10.0





FUENTES SISMOGÉNICAS

DESCRIPCIÓN

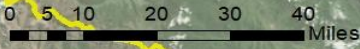
- Abanico aluvial
- Abanico deluvio-cósmico
- Abanico postglacial/aluvial
- Ciénaga
- Ciénaga con lagunas estructurales
- Ciénaga y formadas bajas elevadas
- Depósitos de deslizamientos
- Deltas de acumulación glacial/fluvial
- Llanuras o planicies inundables
- Lomas
- Montañas con cobertura glacial
- Montañas con lagunas de mal drenaje o fuerte pendiente
- Montañas con lagunas de mal drenaje pendiente
- Montañas con lagunas estructurales
- Morros
- Planicie alta elevadas/plano antiguo
- Planicie aluvial o terraces altos
- Valle glacial con lagunas
- Volcán de estrato

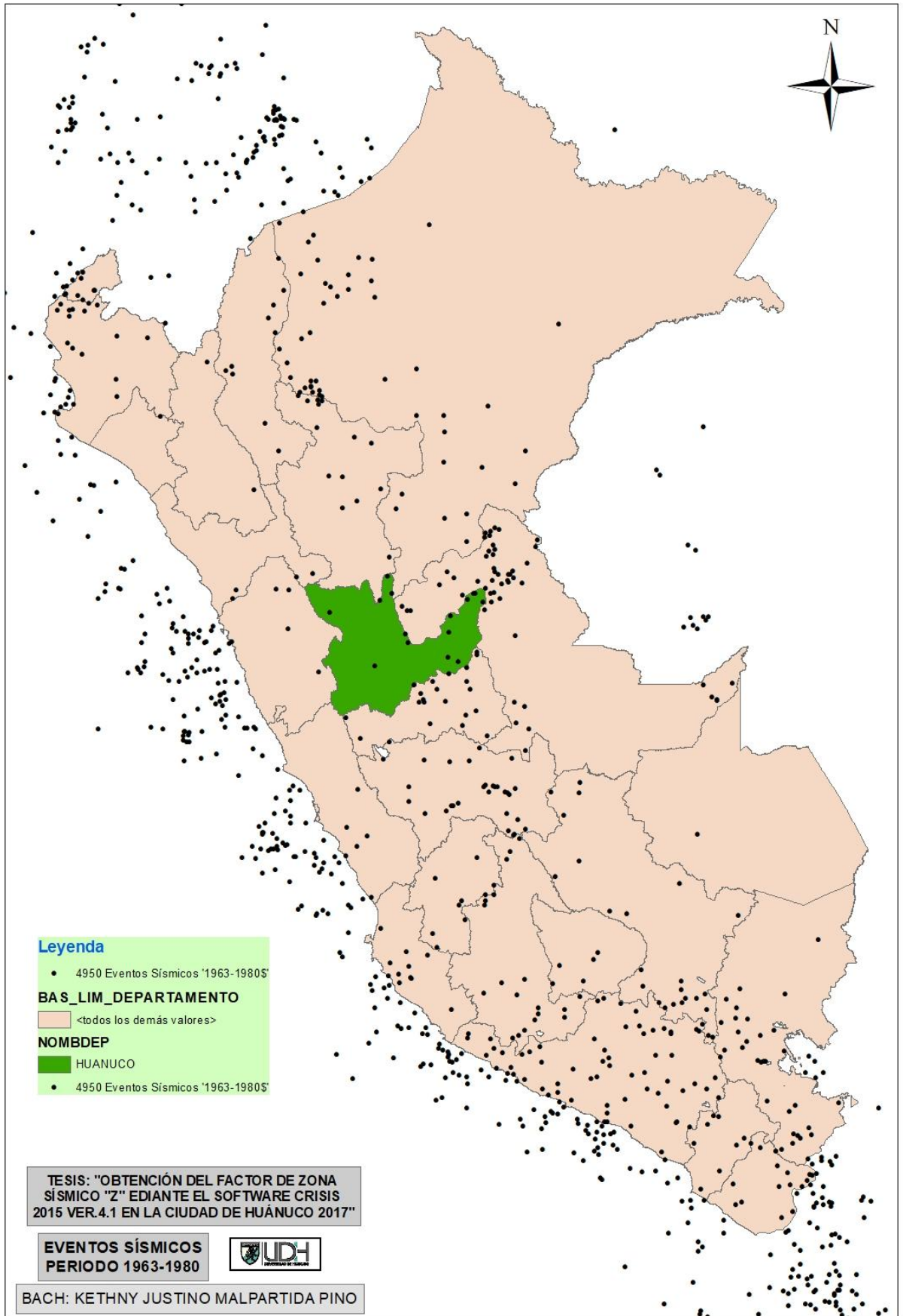
TESIS: "OBTENCIÓN DEL FACTOR DE ZONA SÍSMICO "Z" EDIANTE EL SOFTWARE CRISIS 2015 VER.4.1 EN LA CIUDAD DE HUÁNUCO 2017"

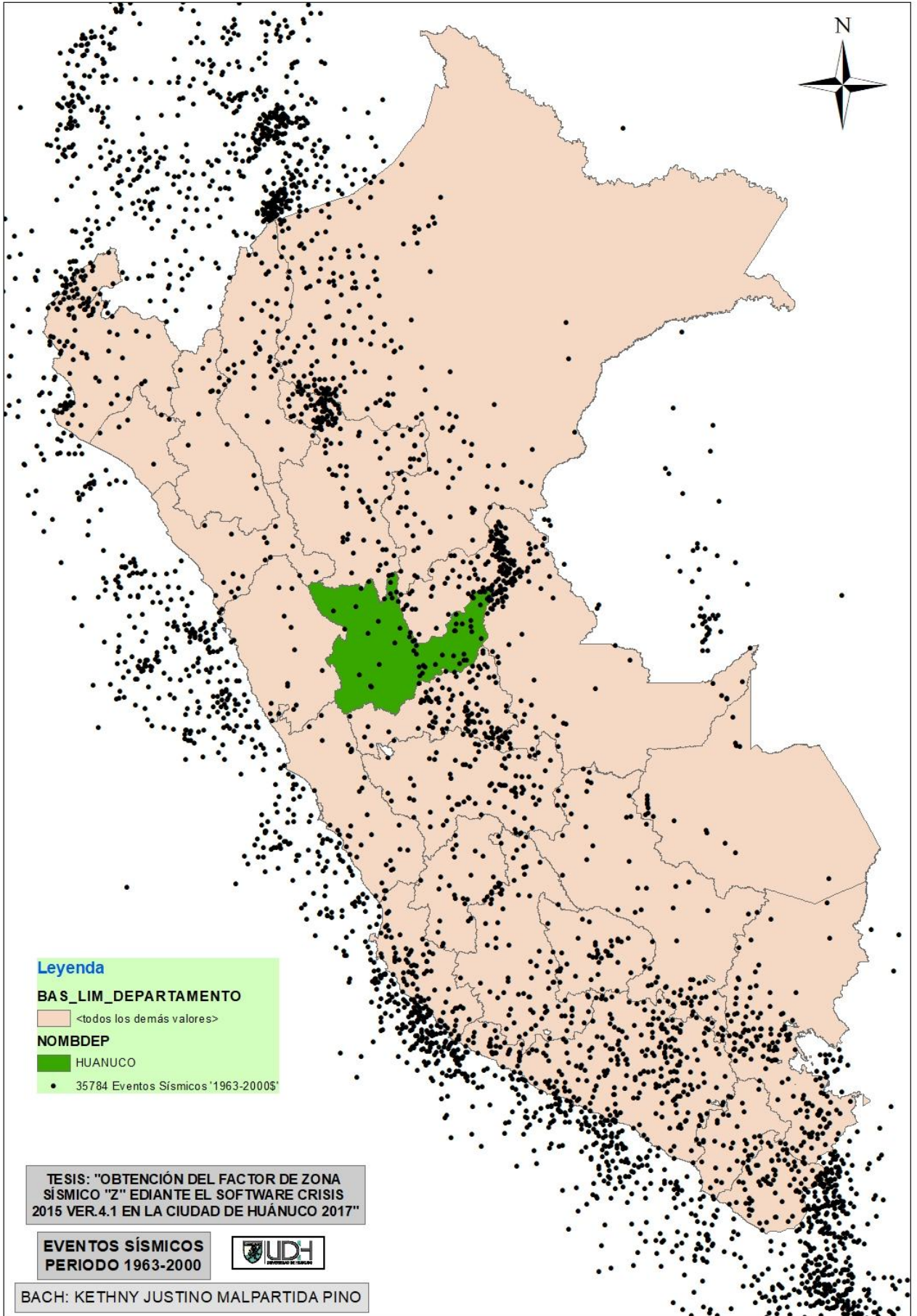
**MAPA GEOLÓGICO
REGIÓN HUÁNUCO**

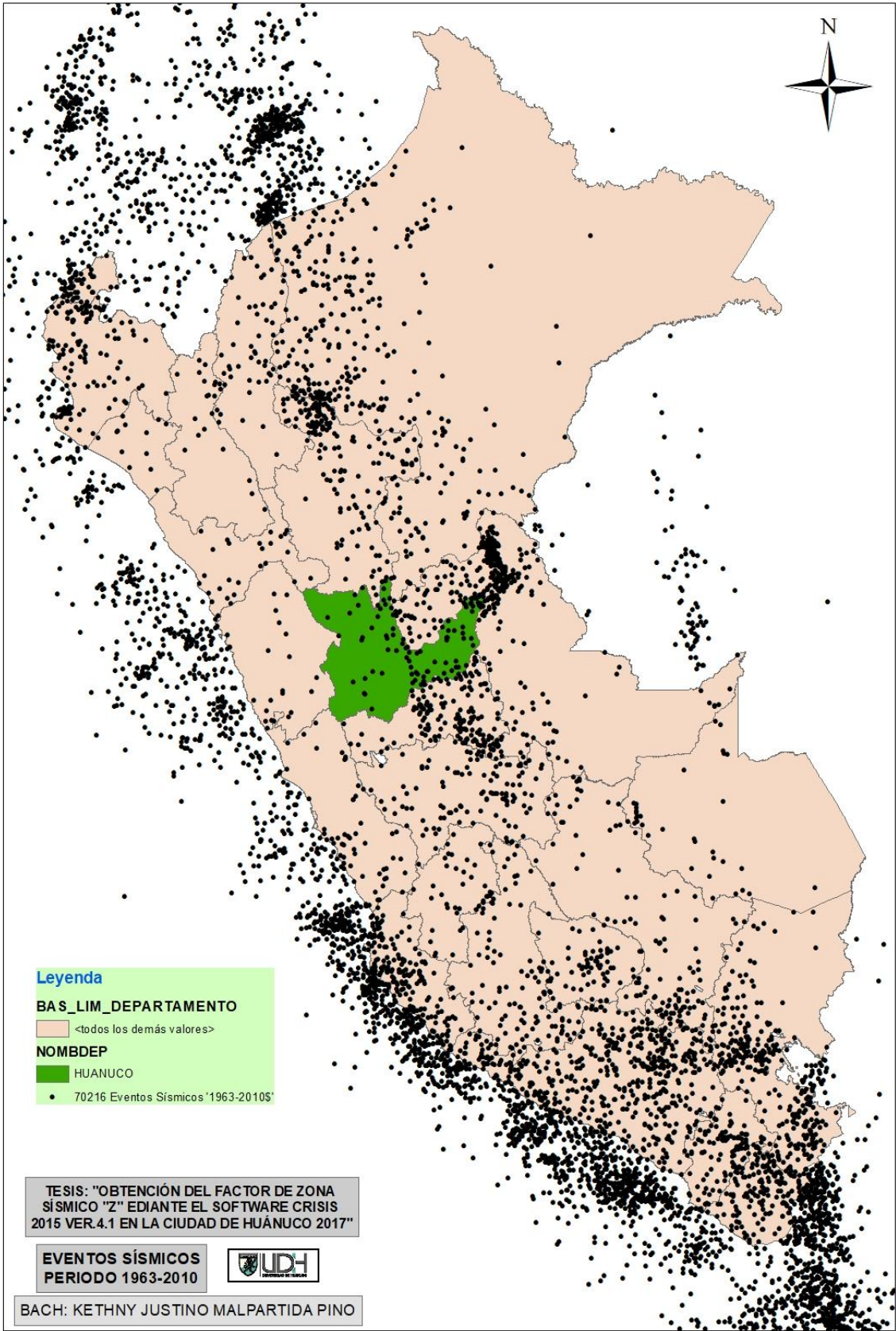


BACH: KETHNY JUSTINO MALPARTIDA PINO

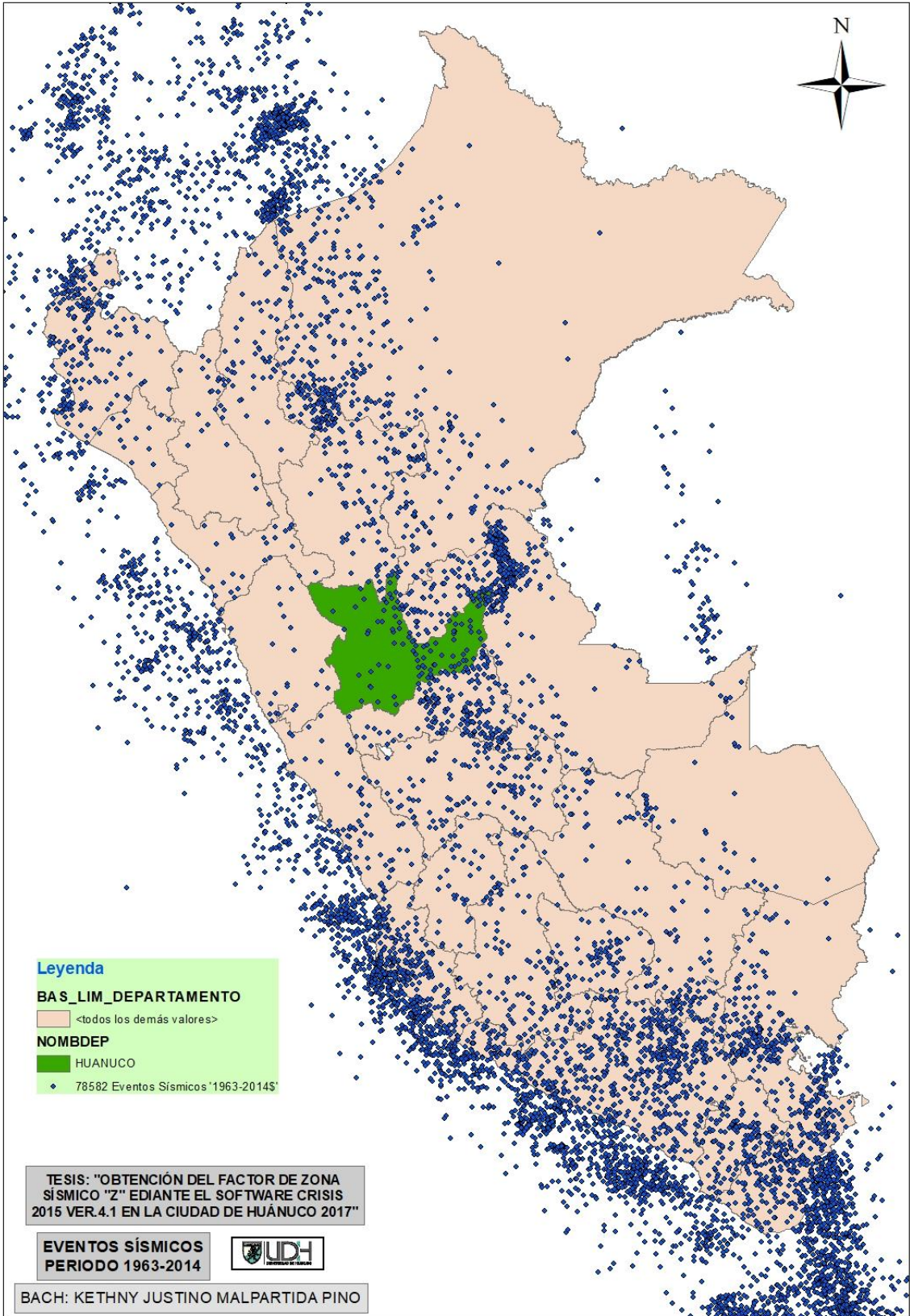


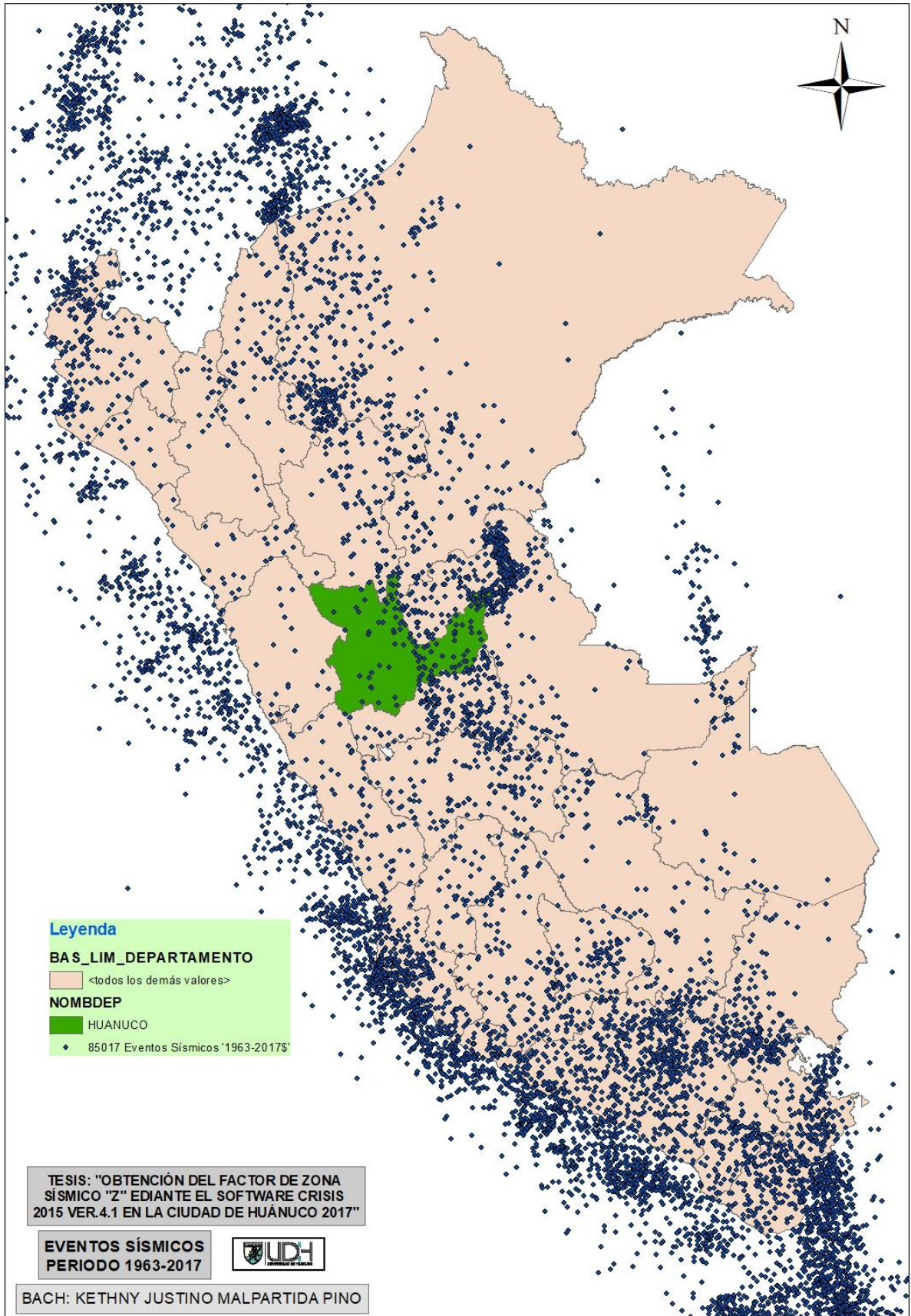


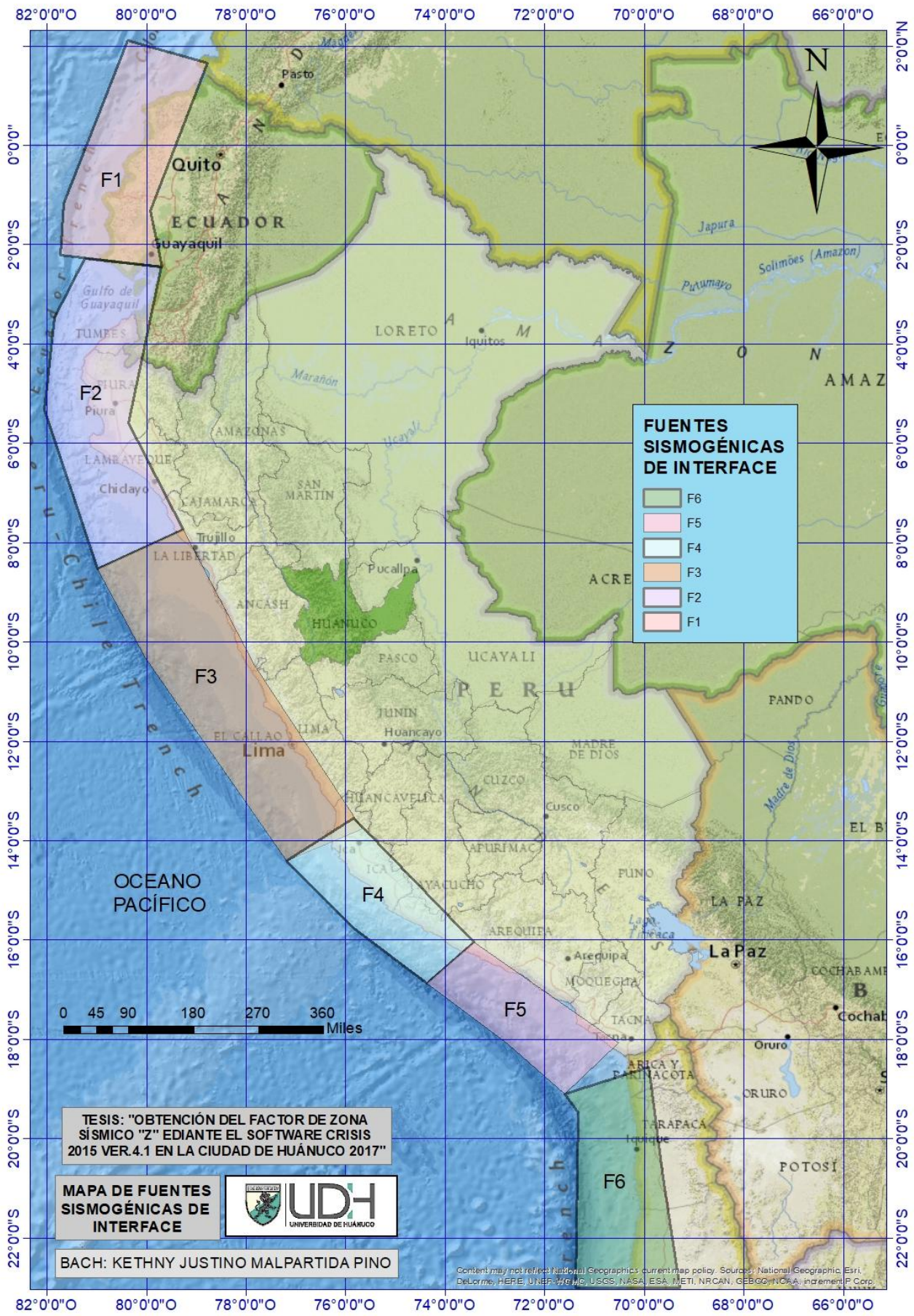




BACH: KETHNY JUSTINO MALPARTIDA PINO







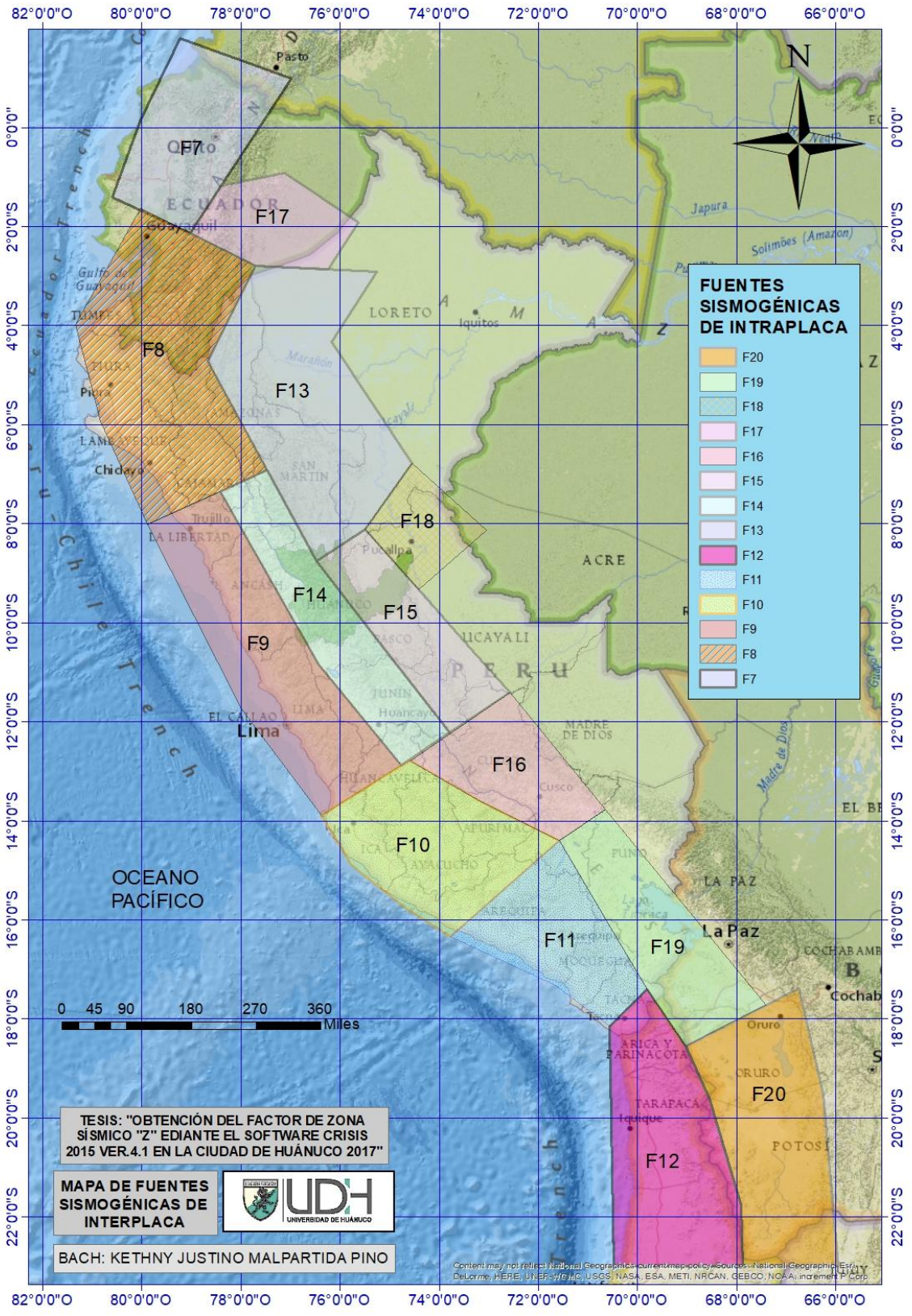
TESIS: "OBTENCIÓN DEL FACTOR DE ZONA SÍSMICO "Z" EDIANTE EL SOFTWARE CRISIS 2015 VER.4.1 EN LA CIUDAD DE HUÁNUCO 2017"

MAPA DE FUENTES SISMOGÉNICAS DE INTERFACE

UNIVERSIDAD DE HUÁNUCO

BACH: KETHNY JUSTINO MALPARTIDA PINO

Content may not reflect National Geographic's current map policy. Sources: National Geographic, Esri, DeLorme, HERE, UNEP-WFP, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, increment P Corp.



TESIS: "OBTENCIÓN DEL FACTOR DE ZONA SÍSMICO 'Z' EDIANTE EL SOFTWARE CRISIS 2015 VER.4.1 EN LA CIUDAD DE HUÁNUCO 2017"

MAPA DE FUENTES SISMOGÉNICAS DE INTERPLACA



BACH: KETHNY JUSTINO MALPARTIDA PINO

Content may not reflect National Geographic's current map policy or sources of National Geographic. Esri, DeLorme, HERE, UNER, NOAA, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, and others. © 2017

