

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

UNIDAD DE POSGRADO

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



TESIS

**“GENERACIÓN DE REGISTROS SINTÉTICOS PARA LA CIUDAD DE
AREQUIPA MEDIANTE EL MÉTODO DE AJUSTE ESPECTRAL EN
EL DOMINIO DEL TIEMPO”**

**PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA CIVIL CON MENCIÓN EN
GEOTECNIA**

ELABORADA POR:

Ing. JOSE CARLOS CONCHA TEJADA

ASESOR:

Dr. CARLOS GONZALES TRUJILLO

LIMA, PERÚ

2025

“GENERACIÓN DE REGISTROS SINTÉTICOS PARA LA CIUDAD DE
AREQUIPA MEDIANTE EL MÉTODO DE AJUSTE ESPECTRAL EN EL
DOMINIO DEL TIEMPO”

JOSE CARLOS CONCHA TEJADA

Presentado a la Unidad de Posgrado de la Facultad de Ingeniería Civil en
cumplimiento parcial de los requerimientos para el grado académico de:

MAESTRO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA CIVIL CON MENCIÓN EN
GEOTECNIA

DE LA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

2025

Autor : Ing. Jose Carlos Concha Tejada
Recomendado : Dr. Carlos Gonzales Trujillo
Asesor de la Tesis
Aceptado por : Dra. Heddy Marcela Jimenez Yabar
Directora (e) de la Unidad de Posgrado

@ 2025; Universidad Nacional de Ingeniería, todos los derechos reservados ó el autor autoriza a la UNI-FIC a reproducir la tesis en su totalidad o en partes



DEDICATORIA

A mis padres, por su amor incondicional y por apoyarme siempre, tanto en mi vida profesional como personal. Su ejemplo, guía y confianza me han inspirado a seguir adelante y alcanzar mis metas.

A mi esposa, por su infinita paciencia, comprensión y por estar a mi lado en cada paso de este largo camino de investigación. Gracias por su constante aliento y por creer en mí incluso en los momentos más difíciles. Este logro no habría sido posible sin tu inquebrantable apoyo.



AGRADECIMIENTO

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Carlos Gonzales, cuyo generoso tiempo y vasto conocimiento fueron fundamentales para guiarme en el desarrollo de esta investigación.

Asimismo, extendiendo mi profundo agradecimiento al Dr. Manuel Monroy y a Juan Carlos Tarazona, quienes, a través de su tiempo y experiencia, contribuyeron de manera significativa a la revisión de este trabajo, brindándome orientación valiosa durante el proceso de esta investigación.



ÍNDICE

DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTO	iv
ÍNDICE	v
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABLAS	xi
RESUMEN	xii
ABSTRACT	xiii
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I. PROTOCOLO DE LA INVESTIGACIÓN	2
1.1. Identificación del Problema	2
1.1.1. Formulación del Problema General.....	3
1.1.2. Formulación de los Problemas Específicos.....	3
1.2. Justificación del Estudio	3
1.3. Alcance del Estudio.....	4
1.4. Objetivos	4
1.4.1. Objetivo General	4
1.4.2. Objetivos Específico.....	4
1.5. Hipótesis y Variables	4
1.5.1. Hipótesis General	4
1.5.2. Hipótesis Específicas	4
1.5.3. Identificación de Variables	5
1.6. Diseño Metodológico.....	5
1.6.1. Tipo de Investigación	5
1.6.2. Población y muestra.....	6
1.6.3. Técnicas e Instrumentos de Recolección de Datos.....	6
1.6.4. Técnicas de Análisis y Procesamiento de Datos	6
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO	7
2.1. Antecedentes de la Investigación	7
2.1.1. Análisis de Peligro Sísmico.....	7
2.1.2. Desarrollo de Acelerogramas Sintéticos.....	8



2.2. Bases Teóricas	10
2.2.1. Estructura de la Geósfera	10
2.2.1.1. Modelo Estático o Geoquímico:	11
2.2.1.2. Modelo Dinámico:	12
2.2.2. Tectónica de Placas.....	13
2.2.2.1. Bordes divergentes o dorsales oceánicas.....	13
2.2.2.2. Bordes convergentes o zonas de subducción.....	13
2.2.2.3. Bordes transformantes	14
2.2.3. La Física de los Terremotos.....	14
2.2.4. Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico (PSHA).....	15
2.2.5. Generación de Acelerogramas Sintéticos	16
2.2.6. Ajuste Espectral en el dominio del tiempo:.....	17
2.2.7. Criterios de Selección de Series de Tiempo.....	19
2.2.7.1. Mecanismo Focal.....	19
2.2.7.2. Magnitud.....	19
2.2.7.3. Distancia.....	20
2.2.7.4. Condiciones de Suelo.....	21
2.2.8. Principales Aspectos Neotectónicos del Sur del Perú	22
2.2.8.1. Fosa Marina.....	22
2.2.8.2. Cordillera Andina	23
2.2.8.3. Cadena volcánica	23
2.2.8.4. Dorsal de nazca.....	24
2.2.9. Sistemas de Fallas en el Sur del Perú	24
2.3. Definición de Términos.....	27
CAPÍTULO III. DESARROLLO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN	29
3.1. Catalogo Sísmico	29
3.1.1. Remoción de Eventos Duplicados.....	31
3.1.2. Homogenización de Escalas	33
3.1.3. Depuración de Eventos Dependientes	34



3.1.4. Completitud e Integridad de Data Sísmica	37
3.2. Fuentes Sismogénicas Subducción.....	41
3.2.1. Clasificación de sismos según régimen tectónico	41
3.2.2. Profundidad de Fuentes sísmicas	42
3.2.3. Geometría de las Fuentes de Subducción	44
3.2.4. Distribución Magnitud – Frecuencia	47
3.2.5. Magnitud Máxima.....	48
3.2.6. Cálculo de Beta (β) y Tasa de Actividad	50
3.3. Fuentes Sismogénicas Corticales	52
3.3.1. Sismos Corticales	53
3.3.2. Fallas Geológicas Activas	54
3.4. Clasificación del Suelo de Estudio.....	56
3.5. Ecuaciones de Predicción del Movimiento del Suelo	57
3.5.1. Youngs et al. (1997).....	57
3.5.2. Zhao et al. (2006).....	57
3.5.3. Boore et al. (2014)	57
3.5.4. Campbell y Bozorgnia (2014).....	58
3.5.5. Chiou y Youngs (2014)	58
3.5.6. Abrahamson et al. (2016).....	58
3.5.7. Montalva et al. (2017)	58
3.5.8. Parker et al. (2020)	59
3.6. Incertidumbres	59
3.7. Resultados de Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico.....	61
3.8. Desagregación Sísmica.....	66
3.9. Discusión de Resultados del Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico.....	68
3.10. Registros Seleccionados	69
3.11. Procesamiento de Señal Sísmica.....	70
3.12. Comparación de Parámetros.....	70
3.12.1. Parámetros Generales	71



3.12.2. Intensidad de Arias	72
3.12.3. Densidad de Energía Específica	73
3.13. Discusión de Resultados de Generación de Registros Sintéticos	74
CAPÍTULO IV. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	76
4.1. Conclusiones.....	76
4.2. Recomendaciones.....	78
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
ANEXOS.....	87
ANEXO 1: MATRIZ DE CONSISTENCIA	88
ANEXO 2: ACELEROGRAMAS SINTÉTICOS.....	90



LISTA DE FIGURAS

Figura N° 2.1	Distribución de Registros de Aceleración Sintéticos en el Centro Histórico de Arequipa	10
Figura N° 2.2	Formas de Espectro de Respuestas en Rango de Magnitud 4.9 a 7.9	20
Figura N° 2.3	Variación del periodo predominante en función del rango de distancia	21
Figura N° 2.4	Comparación de forma espectral en suelo y roca	22
Figura N° 2.5	Mapa Neotectónico Ciudad Arequipa.....	26
Figura N° 3.1	Cantidad de Eventos Sísmicos por Catálogo	31
Figura N° 3.2	Cantidad de eventos sísmicos por agencia en el catálogo depurado	32
Figura N° 3.3	Cantidad de eventos sísmicos por escalas en el catálogo depurado	33
Figura N° 3.4	Ventanas de distancia (a) y tiempo (b) en función a la magnitud del sismo principal para identificación de eventos dependientes	36
Figura N° 3.5	Numero de eventos acumulados después de la depuración de sismos dependientes aplicando cinco diferentes metodologías	37
Figura N° 3.6	Eventos Acumulados Normalizados por Grupos de Magnitud	38
Figura N° 3.7	Intervalos de Completitud del Catalogo 1 por Magnitud y Tiempo	39
Figura N° 3.8	Análisis de Completitud de Catalogo 1	39
Figura N° 3.9	Distribución de Sismos en Radio de 500 km desde la Ciudad Arequipa	40
Figura N° 3.10	Sección Transversal A-A	41
Figura N° 3.11	Clasificación de Sismos – Corte Transversal	42
Figura N° 3.12	Superficie de Hipocentros de Sismos de Subducción	43
Figura N° 3.13	Comparación del Modelo de esta Investigación (Superficie Roja) y Modelo USGS Slab 2.0 (Superficie Azul)	44
Figura N° 3.14	Variación del valor de Beta en fuentes de Subducción	45
Figura N° 3.15	Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuentes Interplaca	52
Figura N° 3.16	Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuentes Intraplaca Intermedia	52
Figura N° 3.17	Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuentes Intraplaca Profunda.....	52
Figura N° 3.18	Distribución de Sismos Corticales en Radio.....	53
Figura N° 3.19	Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuente Cortical	54



Figura N° 3.20	Árbol Lógico para Incertidumbres	61
Figura N° 3.21	Aceleración Espectral del Suelo (g) – 10% probabilidad de excedencia – Periodo de retorno 475 años.....	62
Figura N° 3.22	Aceleración Espectral del Suelo (g) – 5% probabilidad de excedencia – Periodo de retorno 975 años.....	63
Figura N° 3.23	Aceleración Espectral del Suelo (g) – 2% probabilidad de excedencia – Periodo de retorno 2475 años.....	64
Figura N° 3.24	Espectro de Peligro Uniforme de Ciudad Arequipa – 5% de amortiguamiento – Suelo Clase B ($V_s=760$ m/s).....	65
Figura N° 3.25	Fracción de Contribución (%) según Magnitud (M) y Distancia R_{rup} (km) – Máxima Aceleración de Suelo (PGA) – 475 años	67
Figura N° 3.26	Probabilidad Anual de Excedencia por Fuentes de Subducción – Máxima Aceleración del Suelo (PGA).....	68
Figura N° 3.27	Espectros de Aceleración de Registros Acelerográficos Seleccionados y Espectro de Peligro Uniforme (periodo de retorno de 475 años).....	70
Figura N° 3.28	Variación de Parámetros de los Registros Ajustados con respecto a Registros Escalados	71
Figura N° 3.29	Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Chile 2005 M7.8 – Espectro de Peligro Uniforme $Pr = 475$ años	72
Figura N° 3.30	Variación de Intensidad de Arias en Acelerograma Ajustado.....	73
Figura N° 3.31	Variación de Densidad de Energía Específica en Acelerograma Ajustado	74



LISTA DE TABLAS

Tabla N° 2.1	PGA para la Ciudad de Arequipa de Diferentes Autores.....	8
Tabla N° 3.1	Sismos Históricos cerca de la ciudad de Arequipa (1471 a 1887).....	29
Tabla N° 3.2	Rango de Depuración de Tiempo y Espacio	35
Tabla N° 3.3	Tiempo de Completitud de Catalogo Sísmico	38
Tabla N° 3.4	Coordenadas de Fuentes Interplaca.....	45
Tabla N° 3.5	Coordenadas de Fuentes Intraplaca.....	46
Tabla N° 3.6	Magnitudes Máximas para Fuentes Interplaca.....	49
Tabla N° 3.7	Magnitudes Máximas para Fuentes Intraplaca.....	50
Tabla N° 3.8	Parámetros Sísmicos de Fuentes – Catalogo 1	51
Tabla N° 3.9	Parámetros Sísmicos de Fuentes – Catalogo 2	51
Tabla N° 3.10	Parámetros de Modelo Bilineal Anderson et al. (2016)	55
Tabla N° 3.11	Fallas Activas en un Radio de 300 km de la Ciudad de Arequipa	56
Tabla N° 3.12	Incertidumbre Epistémica para Ecuaciones de Predicción de Movimiento del Terreno	60
Tabla N° 3.13	Resumen de Espectros de Peligro Uniforme para el Centro de la Ciudad de Arequipa	65
Tabla N° 3.14	Comparación de Valores PGA con Investigaciones Anteriores.....	68
Tabla N° 3.15	Registros Seleccionados Para Ajuste Espectral	69
Tabla N° 3.16	Variación de Densidad de Energía Específica (Espectro de Peligro Uniforme Objetivo con Periodo de Retorno de 475 años)	75



RESUMEN

En el presente estudio se ha generado registros sintéticos para la ciudad de Arequipa mediante el método de ajuste espectral en el dominio de tiempo. El espectro objetivo para el ajuste espectral fue obtenido del análisis de peligro sísmico probabilístico para la ciudad de Arequipa.

Se ha evaluado el peligro sísmico probabilístico para la ciudad de Arequipa a nivel de roca, utilizando ecuaciones de predicción del movimiento del suelo (GMPE) como las propuestas por Youngs et al. (1997), Zhao et al. (2006), Abrahamson et al. (2016), Montalva et al. (2017) y Parker et al. (2020) para sismos de subducción, así como las de Chiou y Youngs (2014), Boore et al. (2014), Campbell y Bozorgnia (2014) para sismos corticales. El análisis de recurrencia sísmica se ha llevado a cabo mediante el modelo de Gutenberg y Richter truncado ajustado utilizando el método de máxima verosimilitud de Weichert.

El análisis de peligro sísmico probabilístico realizado para el centro de la ciudad de Arequipa, sobre suelo tipo B ($V_s=760$ m/s), arrojó valores de aceleración para diferentes periodos de retorno. Para un periodo de retorno de 475 años, la aceleración máxima del suelo es de 0.44g, con una aceleración espectral de 1.08g para un periodo de $T=0.15$ s y 0.27g para $T=1.0$ s. En el caso de un periodo de retorno de 975 años, los valores incrementan a 0.58g, 1.47g y 0.35g, respectivamente. Para un periodo de retorno de 2475 años, la aceleración máxima del suelo es de 0.80g, mientras que las aceleraciones espectrales son de 2.15g para $T=0.15$ s y 0.49g para $T=1.0$ s.

Se destaca que el método de ajuste espectral en el dominio del tiempo puede ser utilizado con fines ingenieriles sin desnaturalizar el carácter no estacionario del acelerograma original, siempre y cuando se tomen en cuenta consideraciones clave como el control del factor de escalamiento y la compatibilidad del periodo fundamental con el espectro objetivo. Además, se sugiere que el factor de escalamiento sea menor a 2 y que la variación en el periodo fundamental entre el espectro objetivo y el acelerograma original no exceda los ± 0.08 segundos. Estos resultados garantizan que los acelerogramas generados mantengan la coherencia en el flujo de energía y las características de frecuencia, permitiendo su uso confiable en el diseño estructural.



ABSTRACT

In this study, synthetic records were generated for the city of Arequipa using the spectral matching method in the time domain. The target spectrum for the spectral matching was obtained from a probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) for the city of Arequipa.

The PSHA was performed at the rock level using ground motion prediction equations (GMPEs) such as those proposed by Youngs et al. (1997), Zhao et al. (2006), Abrahamson et al. (2016), Montalva et al. (2017) and Parker et al. (2020) for subduction earthquakes, as well as those by Chiou and Youngs (2014), Boore et al. (2014), and Campbell and Bozorgnia (2014) for crustal earthquakes. The seismic recurrence analysis was conducted using a truncated Gutenberg-Richter model, calibrated through the maximum likelihood method by Weichert.

The probabilistic seismic hazard analysis for the city center of Arequipa, on soil type B ($V_s = 760$ m/s), provided acceleration values for different return periods. For a return period of 475 years, the peak ground acceleration (PGA) is 0.44g, with a spectral acceleration of 1.08g for a period of $T = 0.15$ s and 0.27g for $T = 1.0$ s. For a return period of 975 years, the values increase to 0.58g, 1.47g, and 0.35g, respectively. For a return period of 2475 years, the PGA is 0.80g, while the spectral accelerations are 2.15g for $T = 0.15$ s and 0.49g for $T = 1.0$ s.

The study highlights that the spectral matching method in the time domain can be applied for engineering purposes without significantly altering the non-stationary nature of the original accelerogram, provided that key considerations are taken into account, such as controlling the scaling factor and ensuring compatibility between the fundamental period and the target spectrum. It is suggested that the scaling factor remains below 2 and that the variation in the fundamental period between the target spectrum and the original accelerogram does not exceed ± 0.08 seconds. These findings ensure that the generated synthetic accelerograms maintain consistency in energy flow and frequency characteristics, allowing their reliable use in structural design.



INTRODUCCIÓN

La ciudad de Arequipa, ubicada en el sur del Perú, se asienta en una región de elevado potencial sísmico conocida como el Cinturón de Fuego del Pacífico. Este potencial sísmico se relaciona directamente con el proceso de subducción, donde la Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana a una tasa promedio de 80 mm/año (Machare et al., 2003). Esta interacción tectónica ha generado eventos sísmicos significativos a lo largo de la historia, con algunos terremotos registrados que alcanzan magnitudes de hasta 8.5Mw. Ante este contexto, el análisis y diseño sísmico de infraestructuras en Arequipa se vuelve crucial, especialmente para aquellas estructuras geotécnicas y civiles que son complejas, críticas e irregulares, que requieren un enfoque dinámico no lineal para comprender adecuadamente su comportamiento frente a cargas sísmicas.

A pesar del notable desarrollo de redes acelerográficas en Perú, la recolección de datos de eventos sísmicos cercanos de gran magnitud ha sido insuficiente para satisfacer las necesidades del diseño ingenieril. Esto ha llevado a la necesidad de generar registros sintéticos que reflejen las características sismogénicas de la región. En este sentido, la presente investigación busca desarrollar acelerogramas sintéticos para Arequipa a través del ajuste espectral en el dominio del tiempo, manteniendo el carácter no estacionario de los registros originales. Este enfoque es fundamental, ya que permite realizar análisis dinámicos no lineales más precisos, los cuales superan las limitaciones de los métodos tradicionales que utilizan espectros de respuesta de diseño genéricos.

Además, es importante destacar que el ajuste espectral se realiza sobre el espectro de peligro uniforme (UHS) obtenido a partir de un análisis de peligro sísmico probabilístico específico, en lugar de sobre el espectro de diseño de la norma de sismorresistencia E030. La razón radica en que el espectro normativo es general y no refleja adecuadamente el peligro sísmico de un área particular, ya que abarca zonas de mayor tamaño y se centra en el proceso de subducción. Este espectro no ha sido actualizado en aproximadamente ocho años, mientras que el análisis probabilístico incorpora datos sísmicos recientes y considera fallas geológicas relevantes. La investigación también proporcionará recomendaciones para optimizar el ajuste espectral, evitando la variación o atenuación del flujo de energía en los registros de aceleración sintéticos, garantizando así su aplicabilidad en estudios de riesgo y vulnerabilidad sísmica en la región.



CAPÍTULO I. PROTOCOLO DE LA INVESTIGACIÓN

La ciudad de Arequipa, situada al sur del Perú, se encuentra en una región de considerable potencial sísmico identificada como el Cinturón de Fuego del Pacífico. El alto potencial sísmico se vincula estrechamente con el proceso de subducción, en el cual la Placa de Nazca se introduce bajo la Placa Sudamericana a una tasa promedio de 80 mm/año (Machare et al., 2003). La interacción dinámica de estas placas tectónicas ha dado origen a eventos telúricos significativos a lo largo del tiempo, algunos eventos registrados instrumentalmente han alcanzado magnitudes de 8.5Mw.

1.1. Identificación del Problema

El análisis y diseño sísmico de estructuras comunes en el Perú y alrededor del mundo, generalmente se basa en el uso de un espectro de respuesta de diseño obtenido en normas de diseño sismorresistente o espectro de peligro uniforme (UHS, por sus siglas en inglés) obtenido de un análisis de peligro sísmico. Sin embargo, las estructuras geotécnicas y civiles que son complejas, críticas e irregulares deben ser analizadas y diseñadas bajo un enfoque dinámico no lineal para comprender con mayor exactitud el comportamiento de tales estructuras frente a cargas sísmicas. Para desarrollar el análisis dinámico no lineal, se requiere registros de aceleración (aceleración-tiempo) de movimientos sísmicos que se han originado en el área de estudio o muy cerca de ella.

Un claro ejemplo de que el análisis dinámico no lineal presenta cierta ventaja sobre el análisis dinámico basado en un espectro de diseño es el siguiente. Si se desea predecir una respuesta promedio de la deriva de entrepiso de una edificación para una intensidad de terremoto específica (Movimiento sísmico con 10% de probabilidad de excedencia en 50 años), se puede utilizar un espectro objetivo para representar el movimiento del suelo, siendo este un enfoque apropiado porque reduce la irregularidad observada en espectros de aceleración individuales. Sin embargo, si el objetivo del análisis es evaluar la probabilidad de falla por corte de un muro estructural de corte, el cual requiere la predicción del valor medio de demanda y su variabilidad, el espectro de diseño resultaría inapropiado porque suprime la variabilidad de los registros que está inherente en los movimientos sísmicos.

A pesar del notable crecimiento de las redes acelerográficas en el territorio peruano, con la implementación de más estaciones y equipos acelerográficos en los últimos años, las redes acelerográficas no ha recolectado la suficiente información de sismos cercanos de gran magnitud para ser utilizados con fines de diseño ingenieril. Es por ello que, para aplicar la filosofía de análisis dinámico no lineal a estructuras situadas en la ciudad de Arequipa, se debe generar registros sintéticos con las características sismogénicas del emplazamiento.



1.1.1. Formulación del Problema General

- ¿Como se puede generar acelerogramas sintéticos representativos considerando el entorno sismogénico en la ciudad de Arequipa para su uso en el diseño ingenieril sin alterar el carácter no estacionario de los registros base?

1.1.2. Formulación de los Problemas Específicos

- ¿Cuál es el peligro sísmico esperado en el área de estudio?
- ¿Qué criterio debe ser tomado en cuenta para seleccionar los registros acelerográficos de anteriores eventos sísmicos?
- ¿Cómo se obtiene los registros sísmicos o acelerogramas que podrían ser registrados durante un movimiento sísmico en la ciudad de Arequipa?

1.2. Justificación del Estudio

Debido al limitado número de registros acelerográficos de eventos sísmicos de gran magnitud cercanos en la ciudad de Arequipa; y el reciente crecimiento en alza de la infraestructura, la cual para algunas estructuras se requiere el análisis y diseño sismorresistente; se debe desarrollar acelerogramas sintéticos con métodos válidos para la aplicación ingenieril. Debido a ello, la presente investigación pretende desarrollar acelerogramas sintéticos para la ciudad de Arequipa, mediante el ajuste en el dominio del tiempo, preservando el carácter no estacionario del registro acelerográfico inicial. Tales acelerogramas, permitirán a la comunidad científica y profesional realizar análisis dinámicos no lineales en estructuras geotécnicas, edificaciones etc.

Dado al potencial sísmico en Arequipa, las edificaciones generalmente han sido evaluadas bajo el análisis estático no lineal, el cual incrementa gradualmente la carga sísmica monótonicamente hasta exceder el desplazamiento que ocasiona el colapso de la estructura. Sin embargo, el análisis dinámico no lineal utiliza acelerogramas de entrada, considerando la característica no estacionaria del fenómeno sísmico en el análisis y diseño de la estructura. El aporte de acelerogramas sintéticos permitiría realizar análisis dinámicos no lineales que son más exactos y representan con mayor exactitud la realidad que los análisis estáticos no lineales. Asimismo, Los acelerogramas podrían ser usados en problemas geotécnicos, como análisis de licuación, iteración suelo estructura, entre otros.

Finalmente, el presente estudio también aportará al entendimiento del peligro sísmico en la región de Arequipa, el régimen tectónico que predomina, la aceleración pico del suelo esperada, entre otros parámetros, los cuales podrían ser utilizados para estudios de riesgo y vulnerabilidad sísmica en general.



1.3. Alcance del Estudio

El presente estudio se centra y se limita al análisis de peligro sísmico probabilístico para la ciudad de Arequipa, con el objetivo de determinar el espectro de peligro uniforme para diferentes probabilidades de excedencia. Posteriormente, se desarrollan acelerogramas sintéticos utilizando el método de ajuste espectral en el dominio del tiempo, los cuales pueden ser empleados en el diseño estructural. En cuanto al alcance espacial, el estudio se restringe a la ciudad de Arequipa, considerando exclusivamente los aspectos sismogeológicos de la región. Temporalmente, se emplea data sísmica desde el año 1471 para realizar el análisis de peligro sísmico. Los resultados de esta investigación podrán ser consultados y utilizados en futuros diseños ingenieriles hasta que nuevos eventos sísmicos registrados modifiquen los modelos de peligro sísmico establecidos.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

- Desarrollar registros acelerográficos sintéticos mediante el método de ajuste espectral en el dominio del tiempo para la ciudad de Arequipa.

1.4.2. Objetivos Específico

- Desarrollar análisis de peligro sísmico probabilístico para la ciudad de Arequipa;
- Seleccionar registros de aceleración base de eventos sísmicos anteriores según los resultados obtenidos en la desagregación del peligro sísmico;
- Realizar el ajuste espectral en el dominio del tiempo de cada registro sísmico con los Espectros de Peligro Uniforme Probabilístico.

1.5. Hipótesis y Variables

1.5.1. Hipótesis General

- Si el método ajuste espectral en el dominio del tiempo se utiliza para generar acelerogramas sintéticos en la ciudad de Arequipa, el carácter no estacionario de la serie de tiempo original no se desnaturalizaría ni se alteraría significativamente el contenido de frecuencias.

1.5.2. Hipótesis Específicas

- La filosofía de PSHA permitiría obtener el espectro de aceleraciones objetivo que refleja el peligro sísmico en la ciudad de Arequipa.

- La selección de registros sísmicos con características sismogénicas similares al emplazamiento estudiado permitiría converger fácilmente durante el proceso de ajuste espectral. Permitiría conservar el carácter no estacionario de los acelerogramas iniciales.
- El ajuste espectral añade ondículas en el dominio del tiempo permitiendo la creación de acelerogramas sintéticos ajustados al espectro objetivo, manteniendo las características no estacionarias.

1.5.3. Identificación de Variables

La variable independiente de esta investigación es el registro de aceleración sintético el cual es la representación temporal de la aceleración que experimentaría el suelo debido a una excitación ocasionada por un evento sísmico. Esta variable tiene principales indicadores como la aceleración en roca, espectro de pseudoaceleraciones, flujo de energía y duración.

Las variables dependientes son el espectro de peligro uniforme, las propiedades dinámicas de la roca, las propiedades sismogénicas, los criterios de selección de acelerogramas, las características de los registros sísmicos y los criterios de ajuste espectral. En la sección ANEXOS se detalla la tabla de variables.

1.6. Diseño Metodológico

1.6.1. Tipo de Investigación

Según el enfoque esta investigación se clasifica como cuantitativa, debido a que se ha realizado análisis de datos numéricos provenientes de data sísmica y se han aplicado modelos matemáticos. Asimismo, los resultados del análisis de peligro sísmico probabilístico como la generación de registros sintéticos permiten obtener resultados medibles y objetivos para cuantificar aspectos sísmicos.

Esta investigación se cataloga como aplicada según el nivel, ya que tiene como finalidad resolver un problema práctico que es generar registros sísmicos sintéticos para ser utilizados en el diseño y evaluación de estructuras en la ciudad de Arequipa. El producto de esta investigación contribuye con la seguridad y resiliencia sísmica de la ciudad.

En cuanto a su naturaleza, esta investigación es no experimental debido que no implica una manipulación directa de variables en un entorno controlado. Los resultados generados son en base al análisis y simulación de datos preexistentes, como lo son los catálogos y registros sísmicos o acelerogramas.

El método de investigación empleado es hipotético-deductivo, ya que se parte de hipótesis basadas en teorías y estudios previos sobre el peligro sísmico y el ajuste espectral. A partir de estos supuestos, se deducen conclusiones mediante la aplicación de modelos

matemáticos y estadísticos. Adicionalmente, el enfoque es analítico, ya que el fenómeno sísmico se descompone en variables clave (parámetros sísmicos, espectros, registros), lo que permite su estudio detallado y riguroso, garantizando resultados precisos y bien fundamentados.

1.6.2. Población y muestra

La población de esta investigación corresponde al conjunto de sismos generados por el proceso de subducción entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, que afectan a la región sur del Perú. La muestra utilizada incluye los sismos localizados dentro de un radio de 500 km desde la ciudad de Arequipa, los cuales han sido seleccionados de catálogos sísmicos nacionales e internacionales.

1.6.3. Técnicas e Instrumentos de Recolección de Datos

Los datos sísmicos han sido recopilados de diferentes catálogos sísmicos nacionales e internacionales los cuales proveían información relevante como ubicación, hipocentro, magnitud, entre otros parámetros sísmicos. Los registros de aceleración han sido descargados de redes acelerográficas de diferentes partes del mundo. Durante el desarrollo de la tesis se indicará la fuente de los datos.

1.6.4. Técnicas de Análisis y Procesamiento de Datos

El procesamiento de los datos sísmicos y tratamiento de catálogos se realizó de manera automatizada mediante algoritmos desarrollados en Python por el autor. Para el análisis de peligro sísmico probabilístico, se empleó R-Crisis (v20.0). Se aplicaron técnicas de corrección y filtrado de acelerogramas en el software SeismoSignal Versión 5.1.2. Finalmente, el software Seismo Match V.2016 se utilizó para ajustar los registros de aceleración al espectro objetivo para obtener los registros sintéticos.



CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes de la Investigación

Los antecedentes de esta investigación se dividen en los siguientes dos temas; análisis de peligro sísmico y el desarrollo del acelerogramas sintéticos en la ciudad de Arequipa.

2.1.1. Análisis de Peligro Sísmico

Diferentes investigadores han abordado la evaluación del peligro sísmico en el territorio peruano, empleando información y herramientas disponibles según la época de la investigación. A continuación, se presenta un resumen de las indagaciones más recientes sobre el peligro sísmico en Perú:

- Gamarra y Aguilar (2009) utilizaron data sísmica proveniente de los catálogos del IGP (Instituto Geofísico del Perú) para el periodo de 1901 al 2008, y el catálogo del NEIC (National Earthquake Information Center) para el periodo de 1963 al 2008 se desarrolló todo un análisis estadístico y espacial de la distribución de los sismos con el cual se logró caracterizar fuentes sismogénicas influyentes sobre el territorio nacional. Se consideraron 20 fuentes sismogénicas regionales; 5 fuentes de interplaca, 9 fuentes de intraplaca y 6 fuentes continentales.
- Monroy et al. (2011) desarrolla un análisis de peligro sísmico probabilístico con modelo exponencial doblemente truncado y Youngs & Coppersmith (1985) para estimar parámetros de diseño sísmico para la ciudad de Lima, Arequipa, Huancayo y Puno para periodo de retorno de 475 años. La desagregación sísmica indica que el rango de sismos entre 7.5M a 8.0M con distancia de fuente al sitio de 125 km a 150 km contribuyen mas al peligro sísmico de la ciudad de Arequipa.
- Tavera (2014) liderando la dirección de sismología del Instituto Geofísico del Perú (IGP), realizó la evaluación de peligro sísmico probabilístico en el Perú haciendo uso de eventos sísmicos para el periodo de 1960 al 2012 proveniente de la unificación de los catálogos del IGP, del United States Geological Survey (USGS) y de Engdahl y Viseñor (2002). La metodología empleada fue la propuesta por Esteva (1968) y Cornell (1968), realizando la evaluación de peligro sísmico en el programa de cómputo CRISIS (2007). Tavera considera 33 fuentes sismogénicas regionales; 8 fuentes de interplaca, 14 fuentes de intraplaca y 11 fuentes continentales.
- Roncal (2017) evalúa el peligro sísmico probabilístico para el Perú en roca, utilizando ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE) de diversos autores para sismos de subducción y continentales. Asimismo, para este análisis considera data sísmica hasta el primero de enero del 2016 obtenida de diferentes centros sismológicos como

el Instituto Geofísico del Perú (IGP), el National Earthquake Information Center (NEIC), el International Seismological Centre (ISC), el United States Geological Survey (USGS), la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y el Global Centroid Moment Tensor (Global CMT). El análisis de recurrencia sísmica se basó en el modelo de Gutenberg y Richter (G-R), obteniendo parámetros sismológicos según el ajuste de máxima verosimilitud propuesto por Weichert (1980). Se formuló 29 fuentes sismogénicas regionales; 6 fuentes de interplaca, 14 fuentes de intraplaca y 9 fuentes continentales.

En la Tabla N° 2.1 se resume la aceleración máxima de suelo (*Peak Ground Acceleration – PGA*, por sus siglas en inglés) para la ciudad de Arequipa de diferentes autores con una probabilidad de 10% de excedencia en 50 años de exposición o 475 años de periodo de retorno.

Tabla N° 2.1 PGA para la Ciudad de Arequipa de Diferentes Autores

Estudios Previos de Peligro Sísmico	PGA (g) – 10% de Excedencia en 50 años – Periodo de Retorno de 475 años
Castillo y Alva (1993)	0.40
Monroy y Bolaños (2004)	0.38
Gamarra y Aguilar (2009)	0.48
Monroy et al. (2011)	0.38
Tavera et al. (2014)	0.39
Roncal (2017)	0.43
Medina, Harmsen y Barrientos (2017)	0.44
Aguilar y Tarazona (2024)	0.40

2.1.2. Desarrollo de Acelerogramas Sintéticos

Los siguientes tres estudios tuvieron como finalidad la creación o generación de series temporales de aceleración con fines ingenieriles en la ciudad de Lima y Arequipa:

El Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (2013) (CISMID) de la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería realizó el estudio “Generación de Acelerogramas Sintéticos para la Costa del Perú” a solicitud de SENCICO. En esta investigación se produjeron 189 acelerogramas sintéticos por el método de ajuste espectral en el dominio del tiempo en los componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical. Se utilizaron 3 espectros objetivos en tres tipos de suelo; a) espectro de peligro uniforme obtenido mediante análisis de peligro sísmico probabilístico, b) espectro de diseño de la Norma IBC 2009, y c) espectro de diseño de la Norma E-0.30. Los 21 registros sísmicos



base utilizados para el ajuste espectral fueron seleccionados de diferentes zonas del mundo y de grandes eventos sísmicos. Se utilizó los registros sísmicos de los siguientes eventos de tipo subducción; el terremoto de Valparaíso (Chile,1985); el terremoto de Ático (Perú, 2001); el terremoto de Geiyo (Japón,2001); los terremotos Sanriku Minami y Tokachi-Oki (Japón, 2003); el terremoto de Tarapacá (Chile,2005); el terremoto de Pisco (Perú, 2007) y el terremoto de Maule (Chile,2010). Los registros del terremoto de Kobe (Japón,1995) se utilizaron como mecanismo cortical.

En el estudio desarrollado por Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (2013) se concluye que debido que los espectros de acelerogramas sintéticos obtenidos presentan una correlación o similitud adecuada con los 3 espectros objetivos se concluye que los acelerogramas sintéticos representan idóneamente la demanda sísmica establecida por los espectros objetivos. Asimismo, se concluye que la demanda sísmica de los acelerogramas sintéticos difiere debido a la forma del espectro objetivo. Se puede observar que el espectro de peligro uniforme producto del análisis de peligro sísmico presenta amplitudes menores al espectro de la Norma E-30 e IBC 2009, lo cual hace que los acelerogramas sintéticos obtenidos por las normas sean más conservadores.

Febres (2019) utiliza la técnica de simulación de acelerogramas con el modelo sismo-tectónico Barrera Específica propuesta por Halldorsson & Papageorgiou (2005), para generar un conjunto de registros de aceleración de acuerdo a las condiciones locales de terreno del Centro Histórico de Arequipa. Febres (2019) se basa en la auto-similitud de (Papageorgiou & Aki, 1985), que indica que los sismos grandes y pequeños ($M_w \leq 6$) desarrollan físicamente fenómenos similares, para seleccionar 5 acelerogramas de sismos de magnitud moderada ($M_w < 5$) registrados por la estación AREQ del IGP durante el año 2016. Tales acelerogramas, funcionarán como insumo para obtener los acelerogramas sintéticos.

En esta investigación se toma como referencia la magnitud ($M_w 8.4$) del terremoto de Ático del 2021 y para evaluar efectos locales del suelo se utilizan los valores V_s30 definidos en la norma técnica de edificaciones E-030. Se concluye que la aceleración máxima esperada en es de $0.79g$ en el centro histórico de Arequipa. En la Figura N° 2.1 se observa diferentes registros acelerográficos sintéticos que fueron desarrollados en su tesis de pregrado para diferentes zonas en el centro histórico de la ciudad de Arequipa.



Figura N° 2.1 Distribución de Registros de Aceleración Sintéticos en el Centro Histórico de Arequipa - Fuente: Febres (2019)

Instituto Geofísico del Perú (2021) realizó el estudio de “Generación de Escenarios Sísmicos para Lima Metropolitana”, en el cual presenta los resultados obtenidos a partir de la generación de registros de aceleración sintéticos correspondientes a escenarios sísmicos máximos y réplicas de mayor magnitud. El peligro sísmico se calculó mediante el método determinístico en la zona de acantilados de la Costa Verde, en la ciudad de Lima. Mediante el estudio de peligro sísmico se determinó dos escenarios sísmicos principales de 8.8 Mw y 7.8 Mw para los eventos de intepalaca e intraplaca, respectivamente. Para el desarrollo de los acelerogramas sintéticos se tomó como espectro objetivo correspondiente al Máximo Sismo Creíble obtenido del análisis de peligro sísmico determinístico, y se utilizó el software Seismo Match V. 2016 utilizando el método de ajuste espectral en el dominio del tiempo. Asimismo, los acelerogramas obtenidos en tal estudio son para suelo Tipo B, según la clasificación definida por el ASCE/SEI 7-16 (2017). Finalmente, se puede verificar que la metodología de ajuste espectral en el dominio del tiempo no altera el carácter no estacionario del sismo de entrada y la metodología debe ser correctamente aplicada para no alterar significativamente el contenido de frecuencias del sismo ni el valor del PGA.

2.2. Bases Teóricas

2.2.1. Estructura de la Geósfera

El planeta tierra está formado por la geósfera (parte sólida de la tierra), la hidrósfera (parte acuática), la atmósfera (parte gaseosa) y la biósfera (conjunto de seres vivos). La

geósfera constituye la porción sólida y rocosa de nuestro planeta, compuesta internamente por diversas capas que han sido identificadas y caracterizadas mediante métodos geofísicos, gravimétricos, magnéticos, entre otros. La estructura interna de la geósfera se ha conceptualizado a través de dos modelos principales: el modelo estático y el modelo dinámico.

2.2.1.1. Modelo Estático o Geoquímico: La diferenciación de capas se realiza en función de su composición química y mineralógica. Estas capas, a su vez, están separadas entre sí por discontinuidades sísmicas¹.

Corteza: Esta capa es la más externa de la Tierra, caracterizándose por un espesor que oscila entre 5 y 70 kilómetros, dividiéndose en corteza oceánica y continental. La corteza oceánica, específicamente, presenta un grosor de 5 a 12 kilómetros y está compuesta principalmente por rocas ígneas densas, como el basalto y el gabro, las cuales son ricas en silicato de hierro y magnesio, con densidad promedio de 3 gr/cm³. Por otro lado, la corteza continental exhibe un espesor que varía entre 25 y 70 kilómetros, siendo conformada por una amplia diversidad de rocas que abarcan tipos ígneos, sedimentarios y metamórficos; presenta densidad promedio 2.7 gr/cm³. En la interfaz entre la corteza y el manto superior se localiza la discontinuidad de Mohorovic, también conocida como Moho.

Manto: Esta capa se extiende hasta una profundidad de 2900 kilómetros desde la discontinuidad de Mohorovic hasta la discontinuidad de Gutenberg, siendo la capa más gruesa de la Tierra. Esta zona se subdivide en manto superior e inferior, separados por una transición definida. La composición del manto consiste en rocas silíceas con abundancia de hierro y magnesio, y las elevadas temperaturas en su interior provocan que el material exhiba propiedades dúctiles. Dentro del manto, se observa el fenómeno de convección, manifestado a través del movimiento de las placas tectónicas. Este proceso dinámico es esencial para comprender los cambios y la actividad geológica en la Tierra. La densidad promedio del manto superior se sitúa en 3.5 gr/cm³, mientras que la del manto inferior alcanza los 5.5 gr/cm³.

Núcleo: Se extiende desde la discontinuidad de Gutenberg hasta el centro de la Tierra, y se compone de dos partes fundamentales: el núcleo interno, con un espesor de 1,230 km, y el núcleo externo, con un espesor de 2,250 km,

¹ Zonas límites donde las ondas sísmicas primarias y secundarias cambian bruscamente de dirección y velocidad.

divididos por la discontinuidad de Lehman. Este núcleo está mayormente constituido por hierro y níquel, y su densidad se encuentra en un rango de 11 a 13 gr/cm³. el núcleo externo se encuentra en estado líquido, lo que impide la transmisión de ondas de corte hacia el núcleo. El núcleo se le llama endósfera en el modelo dinámico manteniendo las mismas características.

2.2.1.2. Modelo Dinámico: El modelo dinámico de la Tierra categoriza su estructura en distintas capas en función de su comportamiento mecánico, teniendo en cuenta propiedades como la rigidez y elasticidad, entre otros parámetros. Este modelo incluye las siguientes capas:

Litósfera: Es la capa sólida más superficial, conformada por la corteza y la capa más externa del manto. Descansa sobre una capa plástica denominada astenosfera. La litósfera se presenta de manera fragmentada en placas tectónicas, y en sus límites o bordes se generan procesos geológicos endógenos. La litósfera puede ser clasificada como litósfera continental y oceánica según el tipo de corteza que la compone. La litósfera continental tiene un espesor que varía entre 40 y 280 kilómetros, siendo los primeros 50 kilómetros correspondientes a la corteza. Está compuesta principalmente por rocas graníticas. En contraste, la litósfera oceánica es más delgada que su contraparte continental, con aproximadamente 65 kilómetros de espesor y compuesta principalmente por rocas basálticas. Estas diferencias en composición y espesor influyen en los fenómenos geodinámicos y procesos tectónicos que ocurren en la superficie terrestre.

Astenósfera: Es la región superior del manto ubicada por debajo de la litosfera. Es sobre esta capa que las placas tectónicas realizan sus movimientos. La astenósfera está compuesta por materiales silicatados dúctiles que se encuentran en estado sólido, aunque parcialmente semifundidos. En esta zona, se manifiesta el fenómeno de convección, el cual explica la deriva continental. La movilidad y flexibilidad de los materiales en la astenósfera permiten que las placas tectónicas se desplacen, dando lugar a procesos geodinámicos y cambios en la configuración de la superficie terrestre a lo largo del tiempo.

Mesósfera: Esta capa corresponde al manto, capa debajo de la litósfera y la astenósfera, pero encima de la endósfera. El límite inferior de la mesósfera coincide con el límite del manto y núcleo del modelo geoquímico en aproximadamente 2 700 a 2900 km.

2.2.2. Tectónica de Placas

En 1968, los conceptos de la deriva continental fueron el punto de inicio para una teoría más elaborada y compleja, la tectónica de placas, la cual intenta explicar los grandes procesos geológicos de la tierra. Según el modelo de la tectónica de placa, la corteza y parte superior del manto es la zona rígida que está fragmentada en placas continentales y oceánicas que flotan y se desplazan en el dúctil manto superior. Existen 15 grandes placas y alrededor de 40 microplacas en todo el mundo.

El movimiento de las placas litosféricas está influenciado por dos procesos orógenos fundamentales; la creación de nueva corteza oceánica en las dorsales oceánicas y la subducción y degradación de la corteza oceánica en los márgenes continentales activos o arcos insulares. En ausencia de zonas de subducción, las cuencas oceánicas experimentan un proceso de ensanchamiento continuo. Este fenómeno persiste incluso en los márgenes continentales pasivos, donde la litósfera, ya madura y enfriada, adquiere una densidad específica mayor, dando inicio al proceso de subducción.

2.2.2.1. Bordes divergentes o dorsales oceánicas: Las placas se distancian como consecuencia de la presión generada por el magma que emerge y asciende hacia la superficie terrestre. Este magma se filtra entre las fracturas verticales, llevando a la separación gradual de las placas tectónicas. El magma emergente se enfría y crea una nueva corteza oceánica. Estos sitios de creación de corteza se denominan centros de expansión, y las zonas de separación se conocen como valles Rift o rift. La separación de placas tectónicas provoca el desplazamiento lateral de nueva corteza oceánica, permitiendo que el material caliente del manto ascienda. Este material transmite calor a los lados, induciendo el ascenso del material circundante y formando dorsales oceánicas.

2.2.2.2. Bordes convergentes o zonas de subducción: Zona donde coinciden y colisionan dos placas tectónicas que tienen movimiento en direcciones opuestas, siendo la placa más densa la que se sumerge bajo la menos densa. La placa subducida penetra el manto terrestre, calentándose y fundiéndose parcialmente, generando magma que asciende a la superficie. Existe gran fricción y esfuerzos de compresión en el contacto de ambas placas, de manera que su movimiento relativo hace que ambas se deformen, contribuyendo así a formaciones geológicas, vulcanismo, formación de cadenas montañosas, actividad sísmica y depósitos minerales significativos, entre otros aspectos geológicos. Los bordes convergentes se clasifican en tres tipos según la naturaleza de las placas involucradas:

Oceánico – oceánico: En el encuentro de placas oceánicas, la más densa se subduce, provocando deformaciones en el borde de la placa no subducida y dando lugar a la formación de un arco de islas volcánicas.

Oceánico – Continental: La placa oceánica se subduce bajo la continental debido a su mayor densidad. Se originan cadenas volcánicas y montañosas en la placa continental, como se evidencia en la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana.

Continental – Continental: Dado que ambas placas continentales tienen densidades similares y son más ligeras que el manto, no ocurre una subducción adecuada. En cambio, se produce deformación vertical en los bordes de ambas placas, formando un cinturón montañoso interior, como los imponentes montes Himalaya.

2.2.2.3. Bordes transformantes: Las placas se desplazan relativamente una con respecto a otra lateralmente, sin que haya destrucción o creación de litosfera, denominado borde pasivo. Existen dos tipos de bordes transformantes, las que segmentan dorsales oceánicas y bordes transformantes entre placas continentales.

Los límites de las placas tectónicas han sido principalmente definidos por la actividad sísmica. La distribución de los eventos sísmicos y sus mecanismos focales fueron plasmados en mapas indicando zonas de interacción de placas tectónicas y definiendo así los límites de cada placa tectónica.

2.2.3. La Física de los Terremotos

Después del devastador terremoto de 1906 en San Francisco, Harry Fielding Reid examinó los desplazamientos del terreno a lo largo de la falla de San Andreas. A partir de sus minuciosas observaciones, llegó a la conclusión de que el sismo debió haber sido el resultado del rebote elástico de la energía acumulada durante las deformaciones previas. Esta energía, almacenada como energía elástica en ambos lados de la falla, se liberó de manera explosiva. Reid identificó que las placas tectónicas se desplazaban, pero en la zona de la falla existió una resistencia a dicho movimiento (fricción), en donde se acumuló energía que fue liberada a través del evento sísmico.

La constante actividad de las placas tectónicas conlleva a una interacción dinámica en sus bordes, provocando fricción y tensiones en el medio rocoso circundante. En estas

zonas limítrofes, se produce una deformación elástica inicial en respuesta a las fuerzas aplicadas. Sin embargo, esta deformación es reversible y tiene sus límites. Cuando la intensidad del esfuerzo supera la capacidad elástica del medio rocoso, se desencadena una transición hacia la deformación plástica, marcada por cambios irreversibles en la estructura de las rocas.

A nivel microscópico, los granos minerales de las rocas comienzan a deslizarse entre sí a lo largo de planos de falla, generando microfisuras que se propagan en el medio. Este fenómeno se desencadena debido a que, en este punto, las fuerzas ejercidas exceden la resistencia natural de la roca. Las microfisuras y rupturas resultantes provocan la liberación de la energía acumulada durante el proceso de deformación, manifestándose en la emisión de ondas sísmicas.

2.2.4. Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico (PSHA)

El peligro sísmico se representa por medio de los valores máximos del movimiento del terreno y la intensidad del movimiento que se puede producir en lugar determinado. Existen dos enfoques para representar el peligro sísmico; enfoque probabilístico y determinístico.

El análisis de peligro sísmico probabilístico, indica la probabilidad que un sismo de mayor magnitud en un determinado lugar y un cierto número de años pueda exceder un determinado nivel de intensidad sísmica, esta teoría fue desarrollada por (Cornell, 1968). El PSHA generalmente utiliza el modelo de Poisson, el cual facilita analizar las probabilidades de que se produzca un evento sísmico durante un intervalo de tiempo determinado. Al utilizar el modelo de Poisson, tiene las siguientes suposiciones:

- Los eventos sísmicos son independientes en el tiempo;
- La probabilidad de que ocurra más de un evento sísmico en un intervalo muy corto es nula; y
- La probabilidad de ocurrencia durante un intervalo de tiempo muy corto es proporcional a la longitud del intervalo de tiempo

La distribución de Poisson no es aplicable a la ocurrencia de eventos de baja magnitud, pero si es aplicable a eventos de gran magnitud.

La integral de peligro sísmico debido a la generación de eventos sísmicos en un conjunto de N fuentes sísmicas es la siguiente:

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

(Ecuación 2-1)

La triple integral tiene como límites las magnitudes y distancias máximas-mínimas de la fuente y los valores en los que se trunca la ecuación de predicción del movimiento sísmico (GMPE).

La (Ecuación 2-1 contiene los siguientes términos y parámetros:

- N : Número total de fuentes sísmicas;
- $\lambda(y > Y)$: Tasa anual de excedencia del nivel de movimiento Y debido a sismos en las N fuentes sísmicas;
- $\sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y)$: Sumatoria de la tasa anual de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas (i);
- v_i : Tasa anual de ocurrencia de los sismos en cada una de las fuentes sísmicas (i);
- $\iiint P_i [y > Y[m, r, \varepsilon]]$: Probabilidad de excedencia de Y condicionada a las variables de de magnitud (m), distancia (r) y épsilon (ε);
- $f_M(m)$, $f_R(r)$, $f_\varepsilon(\varepsilon)$: Función de densidad de probabilidad de magnitud, distancia y épsilon; respectivamente.

2.2.5. Generación de Acelerogramas Sintéticos

Los acelerogramas de diseño se generan a través de la modificación de series iniciales (registros empíricos de terremotos pasados) o mediante simulaciones numéricas del movimiento del suelo diseñadas específicamente para dicho evento. Existen dos enfoques para ajustar las series temporales de manera coherente con el espectro de respuesta de diseño: el escalado y el ajuste espectral. A pesar de que el uso del ajuste espectral es muy común en ingeniería, es una técnica controvertida por dos hechos. Primeramente, el espectro de diseño es una envolvente de eventos sísmicos, y cuando el acelerograma se ajusta a este espectro, se cree que se sobrestimaría la respuesta estructural. Segundo, los espectros de diseño tienen apariencia suave, no son tan realistas como un verdadero espectro, los cuales muestran valles y picos de aceleración más pronunciados.

Los acelerogramas sintéticos puede obtenerse mediante un escalamiento de la serie inicial (Aki, 1967) o mediante el ajuste espectral a un determinado espectro de diseño (espectro objetivo). El ajuste espectral permite reducir la variabilidad entre la serie inicial y el espectro objetivo, tres series escaladas equivalen a una serie ajustada (Bazzurro & Luco, 2006). Asimismo, en el método de ajuste, la elección de las series iniciales no requiere la misma rigurosidad que se suele aplicar en el método de escalamiento. Esto se debe a que, ante posibles discrepancias entre las condiciones de captura de la serie y el espectro objetivo (por ejemplo, si este último fue calculado para suelo rocoso y la serie a ajustar corresponde

a suelo), el ajuste espectral se encargará de corregir las divergencias en el contenido de frecuencias. (Al Atik & Abrahamson, 2010)

La filosofía de ajuste espectral comprende tres metodologías; método de dominio de frecuencia, método de dominio de frecuencia con teoría de vibraciones aleatorias y el método de dominio de tiempo. escalado lineal (Aki, 1967), ajuste en el dominio de la frecuencia y ajuste en el dominio del tiempo. Los dos primeros métodos suelen carecer de propiedades de convergencia óptimas y, en muchas ocasiones, modifican significativamente el carácter no estacionario de la serie temporal hasta el punto de que ya no exhibe las características propias de un terremoto. Se observa una mayor distorsión en el carácter no estacionario de la serie temporal del desplazamiento. El tercer enfoque modifica la serie temporal en el dominio del tiempo mediante la incorporación de ondículas a la serie temporal inicial. Aunque este método tiende a ser más complejo en comparación con los dos anteriores, destaca por su mejor capacidad de convergencia y, en la mayoría de los casos, logra preservar el carácter no estacionario de la serie temporal original. (Al Atik & Abrahamson, 2010)

2.2.6. Ajuste Espectral en el dominio del tiempo:

El ajuste en el dominio del tiempo consiste en añadir ondículas (wavelets) mediante una función matemática que está localizada tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia; esta característica de expresar señales en ambos dominios es útil para el análisis de señales no estacionarias como los movimientos sísmicos. Adicionalmente esta función presenta una duración finita con un promedio igual a cero, su amplitud típicamente inicia en cero, se incrementa y posteriormente regresa a cero; en otras palabras, es una función harmónica o repetitiva que está concentrada en una duración finita, las wavelets pueden tener distintas formas funcionales. El ajuste de series de tiempo mediante wavelets presenta las mismas ventajas que el ajuste del espectro de Fourier, pero conlleva a una adecuación o corrección más focalizada, todo lo anterior en el dominio del tiempo, por lo que el procedimiento introduce menos energía al movimiento sísmico.

El algoritmo propuesto por Lilhanand & Tseng (1987) usa funciones de ondícula para modificar la serie de tiempo para que su espectro de respuesta coincida con el espectro de diseño. En esta metodología se asume que el tiempo de la respuesta pico no cambia el resultado del ajuste de la ondícula. El objetivo de este algoritmo es ajustar el espectro de respuesta de la serie de tiempo inicial $a(t)$ al espectro objetivo a lo largo de todo el rango de frecuencia, manteniendo la naturaleza real de la serie de velocidad y desplazamiento.

La diferencia entre el espectro objetivo y la serie de tiempo inicial en una frecuencia (ω_i) y amortiguamiento (β_i) determinado, está dado por:

$$\Delta R_i = (Q_i - R_i)P_i \quad \text{(Ecuación 2-2)}$$

Donde Q_i es el valor del espectro objetivo, R_i es el valor de la serie espectral y P_i es la polaridad de la respuesta pico del oscilador. $P_i = 1$ si la respuesta máxima del oscilador es positiva; $P_i = -1$ si la respuesta máxima es negativa. Se asume que el tiempo de la respuesta pico del oscilador (t_i) no será perturbado por añadir un ajuste a $a(t)$, el método básico es determinar un ajuste de serie de tiempo, $\delta a(t)$, tal que la respuesta del oscilador de $\delta a(t)$ al tiempo t_i es igual a ΔR_i para todos i .

$$\delta a(t) = \sum_{j=1}^N b_j f_j(t) \quad \text{(Ecuación 2-3)}$$

Donde $f_j(t)$ es un conjunto de funciones de ajuste, b_j coeficientes a ser determinados, N es el número total de puntos del espectro. La respuesta de aceleración de $\delta a(t)$, para frecuencia (ω_i) y amortiguamiento (β_i) a un tiempo (t_i) está dado por:

$$\delta R_i = \int_0^{\infty} \delta a(\tau) h_i(t_i - \tau) d\tau = \sum_{j=1}^N b_j \int_0^{\infty} f_j(\tau) h_i(t_i - \tau) d\tau \quad \text{(Ecuación 2-4)}$$

Es $h_i(t)$ la función de respuesta de aceleración para un oscilador de un grado de libertad con frecuencia (ω_i) y amortiguamiento (β_i), y τ es parámetro de integración de tiempo. La función de respuesta de aceleración está dada por:

$$h_i(t) = \frac{-\omega_i}{\sqrt{1-\beta_i^2}} e^{(-\omega_i \beta_i t)} \left[(2\beta_i^2 - 1) \sin\left(\left(\omega_i \sqrt{1-\beta_i^2}\right)t\right) - 2\beta_i \sqrt{1-\beta_i^2} \cos\left(\left(\omega_i \sqrt{1-\beta_i^2}\right)t\right) \right] \quad \text{(Ecuación 2-5)}$$

Para $t < 0$, $h_i(t) = 0$. Ser la respuesta al tiempo t_i para una determinada frecuencia y amortiguamiento de la función de ajuste $f_j(t)$:

$$c_{ij} = \int_0^{t_i} f_j(\tau) h_i(t_i - \tau) d\tau \quad \text{(Ecuación 2-6)}$$

Si la respuesta de ajuste de la serie de tiempo δR_i es igual al desajuste espectral ΔR_i :

$$\delta R_i = \sum_{j=1}^N b_j c_{ij}, \Delta R_i = \sum_{j=1}^N b_j c_{ij} \quad \text{(Ecuación 2-7)}$$

C es una matriz cuadrada que describe la amplitud de la respuesta de cada grado de libertad. La amplitud de cada ondícula usada en el ajuste es determinada por:

$$b = C^{-1} \delta R \quad \text{(Ecuación 2-8)}$$

El nuevo ajuste de la serie de tiempo para la primera iteración sería:

$$a_1(t) = a(t) + \gamma \delta a(t) \quad \text{(Ecuación 2-9)}$$

Donde γ es un parámetro de relajación (entre 0 a 1). La iteración es continua hasta llegar al grado de precisión de ajuste al que se requiere.

Al Atik y Abrahamson (2010) modificó el algoritmo original propuesto por (Lilhanand & Tseng, 1987) usando la respuesta de pseudo-aceleración de un sistema de un grado de libertad en vez de la verdadera aceleración. Esto se debió a que, tanto para los diseños por desplazamiento como el diseño de estructuras de periodos largos, se requiere el espectro de desplazamiento más que el espectro de aceleración, y el espectro de pseudo-aceleraciones está directamente relacionado con el espectro de desplazamiento. La función de pseudo-aceleración para ajustar la serie de tiempo $\delta a(t)$ es dada por:

$$h_i(t) = \frac{-\omega_i}{\sqrt{1-\beta_i^2}} e^{(-\omega_i\beta_i t)} \sin(\omega_i t) \quad \text{(Ecuación 2-10)}$$

2.2.7. Criterios de Selección de Series de Tiempo

Durante la selección de las series de tiempo inicial se debe considerar la magnitud del sismo, distancia epicentral, mecanismo focal condiciones de sitio, efectos de cuenca, y efectos de directividad. Esos parámetros son claves para reducir la dispersión entre el espectro de peligro uniforme objetivo y la serie de tiempo inicial, evitando la modificación de las características no estacionarias. A continuación, se detalla la relación de los parámetros indicados con las formas espectrales.

2.2.7.1. Mecanismo Focal: Influye en el movimiento del terreno para distancias cercanas a la ruptura de la falla (Distancias entre 20 y 60 km). Por lo tanto, al seleccionar registros para sitios cercanos al epicentro, es importante utilizar valores apropiados de distancia y registros con el mecanismo de ruptura esperado para captar los efectos de fuente cercana: mayor duración en el caso de directividad hacia atrás y presencia de un pulso corto que contiene la mayor cantidad de energía para la directividad hacia adelante. (Stewart et al., 2001).

2.2.7.2. Magnitud: Es el factor más influyente en el espectro de respuesta, influye considerablemente en el contenido frecuencial y en la duración del movimiento sísmico. Los eventos de mayor magnitud tienden a producir espectros de respuesta más amplios. En la Figura N° 2.2 Formas de Espectro de Respuestas en Rango de Magnitud 4.9 a 7.9, se observa que para eventos con magnitudes (M7.6 – 7.9), el pico de aceleración está en rango de periodo 0.5 – 0.6 s, mientras que para magnitudes menores (M4.9) el periodo es menor (~0.15 s). Graizer y Kalkan (2009) sugieren usar sismos con valores de magnitud con una diferencia de ± 0.25 . Mientras que Bommer y Acevedo (2004) recomiendan usar una diferencia de magnitud de ± 0.20 . Al Atik y Abrahamson (2010) indican que la magnitud debe estar en rango

± 0.5 , dependiendo del tamaño del evento, el rango podría ser más ajustado (± 0.25).

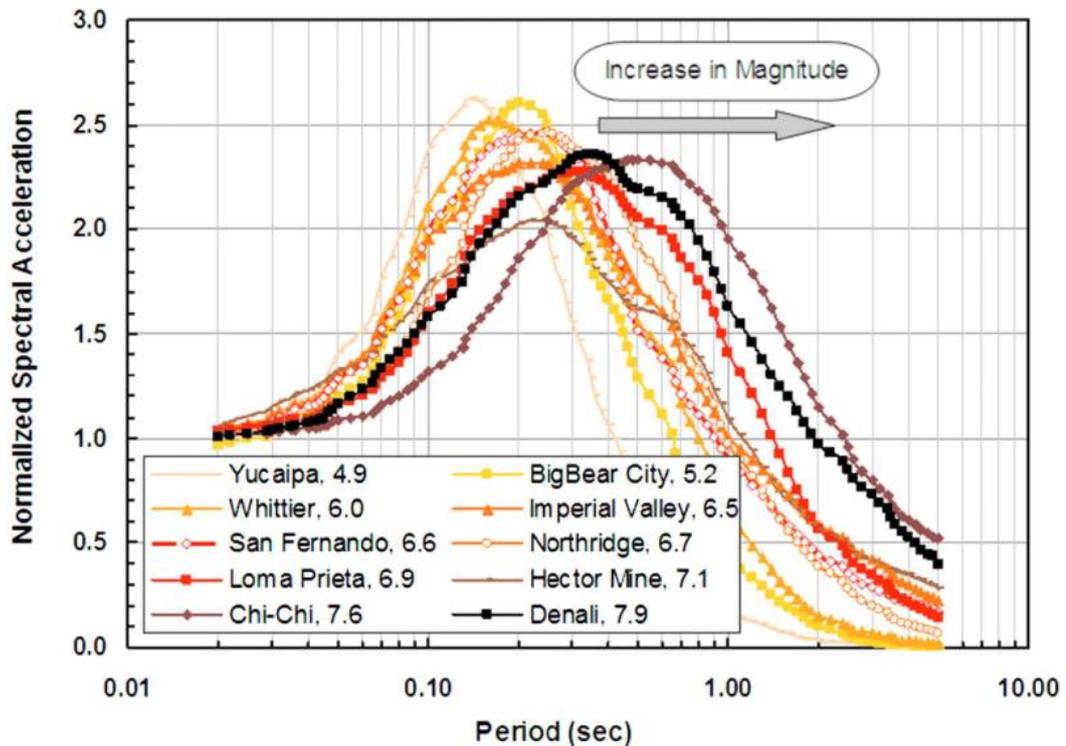


Figura N° 2.2 Formas de Espectro de Respuestas en Rango de Magnitud 4.9 a 7.9 (Graizer & Kalkan, 2009)

2.2.7.3. Distancia: Con respecto al criterio de distancia; Al Atik y Abrahamson (2010) indican que, para fuentes sísmicas muy cercanas al sitio, la diferencia de distancia debe ser ± 10 km. Para fuentes más alejadas, el rango de variación puede ser ± 20 km. La Figura N° 2.3 muestra espectros de respuesta medidos a diferentes distancias para el sismo de Chi-Chi M7.6, se observa que el periodo predominante se incrementa cuando la distancia entre el epicentro y el punto de medición de aceleración es mayor. Para este evento particular, el periodo predominante cambia de 0.35 segundos en distancias cercanas (intervalo de 0 a 20 km) a 1.2 segundos para mayores distancias (intervalo 120 a 140 km). (Graizer & Kalkan, 2009)

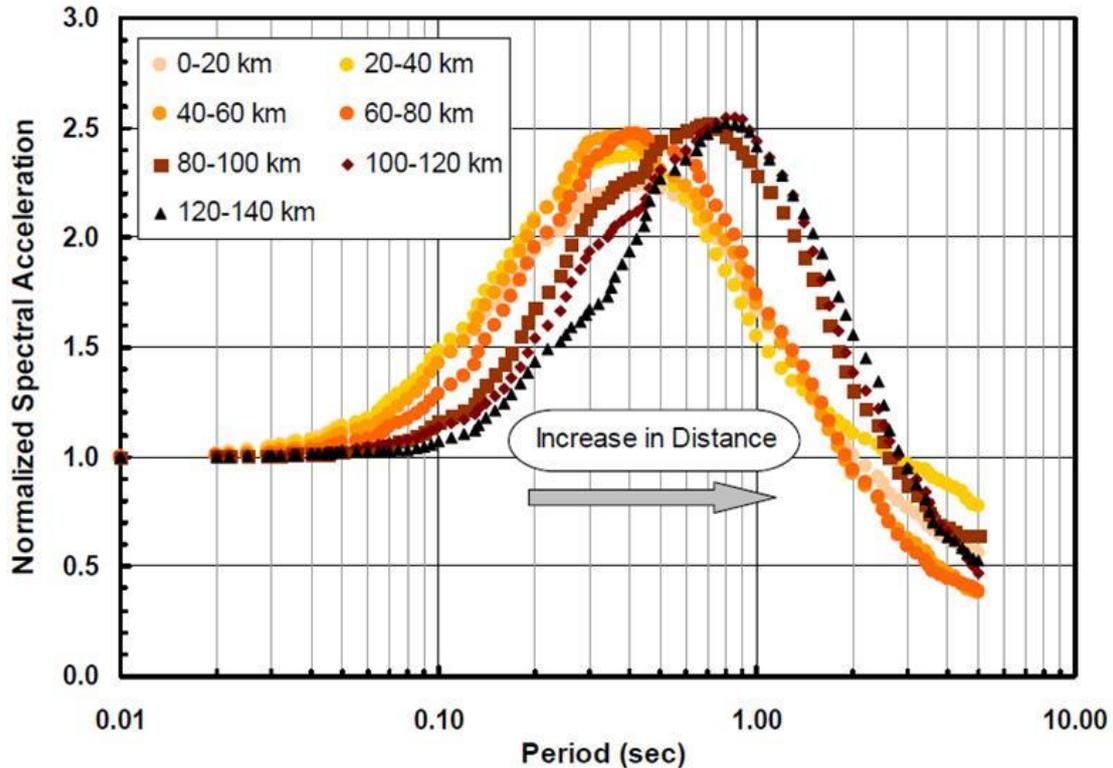


Figura N° 2.3 Variación del periodo predominante en función del rango de distancia (Graizer & Kalkan, 2009)

2.2.7.4. Condiciones de Suelo: Además de estar influenciada por la magnitud y la distancia, la forma espectral también se ve afectada por las condiciones específicas del lugar. En términos generales, el período predominante de la forma espectral en sitios rocosos tiende a ser más bajo en comparación con aquellos que presentan suelos. Este patrón se ilustra de manera clara en la Figura N° 2.4, la cual contrasta la forma espectral promedio en un rango de V_{s30} de 180 a 360 m/s con una forma espectral correspondiente a 540-720 m/s. En intervalos de tiempo cortos, se observa que la forma espectral promedio en sitios rocosos se mantiene por encima del promedio en terrenos con suelos blandos. Sin embargo, esta relación se invierte más allá del período espectral de 0.3 segundos. A diferencia del período predominante, que tiende a aumentar con la disminución de V_{s30} , la intensidad máxima de las formas espectrales permanece relativamente constante.

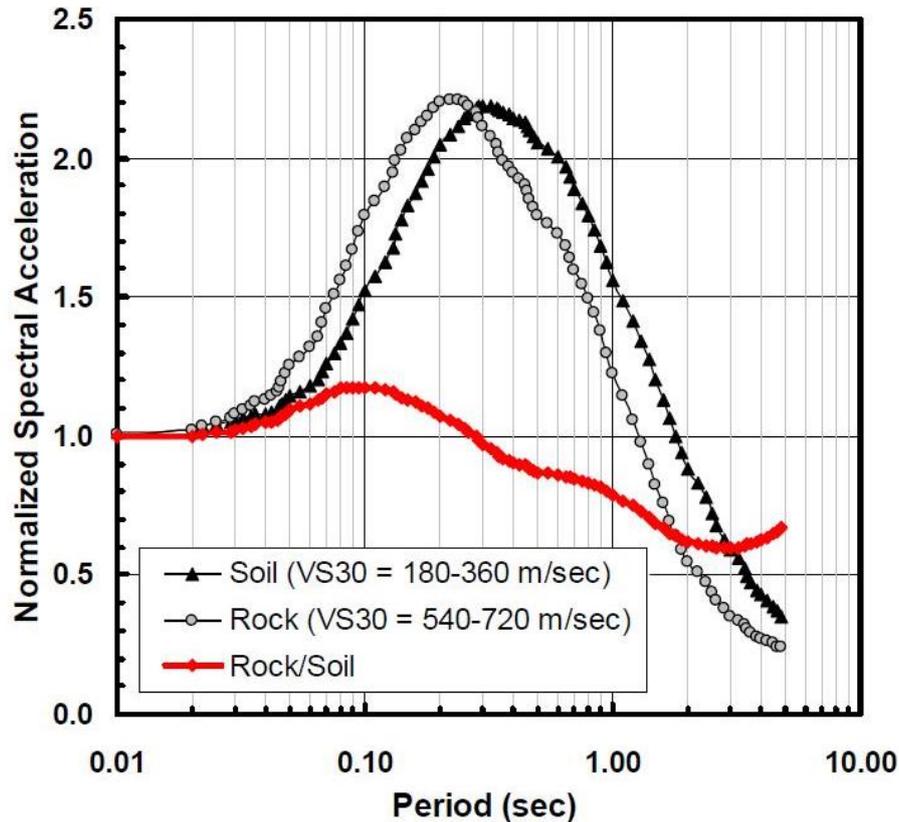


Figura N° 2.4 Comparación de forma espectral en suelo y roca (Graizer & Kalkan 2009)

2.2.8. Principales Aspectos Neotectónicos del Sur del Perú

La gran actividad sísmica en el sur del Perú está gobernada por el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana), este plano de interacción se denomina plano de Wadati-Benioff. Este proceso geológico es causante de todos los procesos orogénicos que se desarrollan en el continente. Otro origen de la actividad sísmica, son las deformaciones corticales las cuales son causadas por el proceso de subducción y están presentes a lo largo de la cordillera de los andes. Los sismos originados por subducción son interplaca e intraplaca, y los sismos originados por deformaciones corticales se denominan continentales o corticales. Entre los principales elementos tectónicos se mencionan los siguientes (INGEMMET, 1995):

2.2.8.1. Fosa Marina: Es una profunda depresión submarina a lo largo de la costa sudamericana, ubicada entre 80 y 230 km mar adentro en el mar peruano, con una profundidad constante de alrededor de ~6 km a ~8 km. Las mayores profundidades se encuentran frente a Mollendo, Arica, Huacho y Bayovar, y menores frente a Nazca y Pisco, donde está la Dorsal de Nazca. Esta fosa marca el límite entre la Placa de Nazca en subducción y la Placa Sudamericana, iniciándose en su eje el Plano de Bennioff. Junto

con la zona de subducción y el Plano de Benioff, caracteriza a los Andes como una cordillera periocénica típica.

2.2.8.2. Cordillera Andina: Formada debido al proceso de compresión entre la placa oceánica y placa continental, conformada por rocas ígneas plutónicas, la cordillera andina presenta 3 ramales. La Cordillera de la Costa se originó en el Precámbrico y se plegó durante las orogenias Hercínica y Andina. Se extiende a lo largo del litoral peruano con elevaciones entre 900 y 1200 metros. El segmento sur, el Macizo de Arequipa, desaparece bajo el mar, mientras que el segmento norte incluye las islas Lobos de Afuera y Tierra, y los cerros de Illescas y Amotape. La Cordillera Occidental, la más elevada de los Andes, divide las cuencas hidrográficas del Pacífico y del Atlántico y presenta rocas Paleozoicas cubiertas por rocas mesozoicas y cenozoicas. Entre Ayacucho y Chile, hay una franja de conos volcánicos. La Cordillera Oriental, con rocas precámbricas y paleozoicas, tiene una elevación menor que la Occidental, pero es más abrupta, especialmente donde la atraviesan ríos importantes. Se formó durante el tectonismo Hercínico y presenta arqueamientos y deflexiones notables, como las de Abancay y Huancabamba

2.2.8.3. Cadena volcánica: En el sur, a diferencia del norte y centro del Perú, existe la cadena volcánica en la cual hay aproximadamente 12 volcanes, entre activos y potencialmente activos, formados durante el Pliocuaternario, como el Misti, Ubinas, Huaynaputina, Sabancaya, Coropuna, y otros. Además, hay alrededor de 28 conos monogenéticos en los valles de Andahua, Huambo y Sora, formados durante el Pleistoceno y Holoceno. Estos volcanes pertenecen a la Zona Volcánica de los Andes Centrales y están asociados con la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. La mayoría ha tenido actividad eruptiva en los últimos 14,000 años, evidenciada por depósitos de lava y piroclásticos. Estudios geológicos e históricos indican que al menos ocho volcanes han erupcionado desde 1550, causando daños significativos y pérdidas humanas. La erupción del Huaynaputina en 1600 fue especialmente desastrosa. Actualmente, volcanes como Misti, Sabancaya, Ubinas, Tutupaca y Yucamane muestran actividad fumarólica esporádica, generando preocupación entre los habitantes y afectando las actividades económicas de la región. (Rivera, Fidel, & Nunez, 2002)

2.2.8.4. Dorsal de nazca: La Dorsal de Nazca es una cordillera submarina de la Placa de Nazca, ubicada frente a las costas de Nazca, perpendicular a la Fosa peruana-chilena, entre latitud 15S y 19S, con orientación NE-SO. Tiene alturas de alrededor de 2000 m, entre isóbatas de 2000 y 4000 m. La Placa de Nazca está formada por una capa litosférica de ~60 km de espesor, con una corteza oceánica superior de ~10 km y una base en la discontinuidad Mohorovicic. La composición litológica de la Dorsal de Nazca no está bien definida, pero se especula que es parte de la corteza oceánica, formada por magmas basálticos ubicados sobre un sistema de fracturas causadas por la subducción que se formó hace 5 a 10 millones de años.

2.2.9. Sistemas de Fallas en el Sur del Perú

El Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), llevó a cabo estudios de la neotectónica, evolución de relieve y peligro sísmico determinístico de fallas corticales de la región Arequipa a cargo de un grupo de investigadores liderado por Benavente et al. (2017). En el estudio se detalla el empleo de diversas técnicas como escarpes de fallas, análisis de imágenes satelitales, análisis estructural y microtectónico, análisis estratigráfico de cuencas, estudios geofísicos (tomografía eléctrica), entre otros, los cuales evidenciaron 81 fallas activas y cuaternarias con potencial sismogénico en la región Arequipa. Asimismo, Benavente et al. (2017) utiliza el término de falla activa para fallas que presentan suficientes indicios de haber originado o reactivado durante el periodo de cuaternario que considera época Holoceno (<10 000 años) y Pleistoceno (<2.5 millones de años).

Entre las fallas más importantes y cercanas a la ciudad de Arequipa se encuentran las siguientes:

Falla Ayo-lluta-Arequipa con una extensión de 150 km, en dirección NO-SE, desde el Coropuna hasta el Pichu Pichu. El segmento Falla Arequipa se ubica a 7 km del centro de la ciudad de Arequipa. Benavente et al. (2017) llevó a cabo estudios geológicos, morfológicos, estructurales y geofísicos en este segmento en específico en el 2014 que evidencian rocas y depósitos fragmentados, plegados y fracturados, evidenciando actividad tectónica de tipo normal e inversa. El segmento Falla Arequipa que esta próximo al noreste y sureste de la ciudad de Arequipa se podría subdividir en los siguientes tres segmentos, según su actividad:

Segmento Norte: Atraviesa el distrito de Yura, catalogada como falla activa inversa;

Segmento Central: Cruza el norte y noreste de la ciudad de Arequipa, atravesando principalmente los distritos de Selva Alegre, Cerro Colorado, Cayma. Este segmento ha sido identificado como posible falla activa (INGEMMET, 2019);

Segmento Sureste: Localizado cerca de los distritos de Chiguata y Pocsi, este segmento de la falla se clasifica como una falla activa de tipo normal.

Falla Caraveli-Sicera-Lluta-Vitor: Clasificada como una falla inversa, se extiende a lo largo de 290 km con dirección NO-SE, presentando un buzamiento de 75°NE. Localizada a una distancia de 29 km del centro de la ciudad de Arequipa. A lo largo de su traza se evidencia reactivación durante el cuaternario, generando desniveles que varían desde un metro hasta 30 metros. La morfología indica una acumulación de actividad sísmica con ruptura de superficie ($M > 6.5$)

Falla Chillí: La falla clasificada como activa de tipo normal se encuentra a una distancia de 20 km del centro de la ciudad de Arequipa. Esta falla atraviesa el volcán Misti con dirección NO-SE y presenta un buzamiento de N130, según el estudio de Thouret et al. (2001). La sismicidad en la zona del volcán Misti, posiblemente vinculada con esta falla, ha sido objeto de investigación, demostrando que los sismos tienen lugar en un radio de 6 km, con profundidades de hasta 5 km y magnitudes menores a 3M, según los hallazgos de Antayhua et al. (2022).

Falla Aguada Blanca: Falla tipo normal con dirección NO-SE (N135) y buzamientos que fluctúan en un rango de 65° a 75°. Esta estructura tectónica se extiende a lo largo de una longitud aproximada de 35 km.

Falla Trigal: Machare (2003) define una tasa de movimiento de 0.2 – 1 mm/año para esta falla.

Falla Solarpampa Machare (2003) define una tasa de movimiento de 0.2 – 1 mm/año para esta falla.

Benavente (2017) desarrolla un análisis de peligro sísmico determinístico para las fallas Ayo-Iluta-Arequipa (Falla Arequipa-Segmento sureste) y Aguada Blanca. En este estudio, Benavente (2017) determina la magnitud máxima posible de dichas fallas mediante el cálculo basado en la longitud promedio de ruptura, según la metodología propuesta por (Wells & Coppersmith, 1994). Para la Falla Arequipa-Segmento, que tiene una longitud de aproximadamente 27 km, un buzamiento de 43NE y una ruptura promedio de 1 m, se estima una magnitud máxima posible de 6.8M. En cuanto a la Falla Aguada Blanca, con una longitud de aproximadamente 32

km, buzamiento de 70SO y ruptura promedio de 0.5 m, la magnitud máxima posible calculada es de 6.6M.

En la Figura N° 2.5 se muestra las fallas normales e inversas más cercanas a la ciudad de Arequipa. Esta figura es un fragmento del mapa neotectónico de la región Arequipa, desarrollado por Benavente et al. (2017).

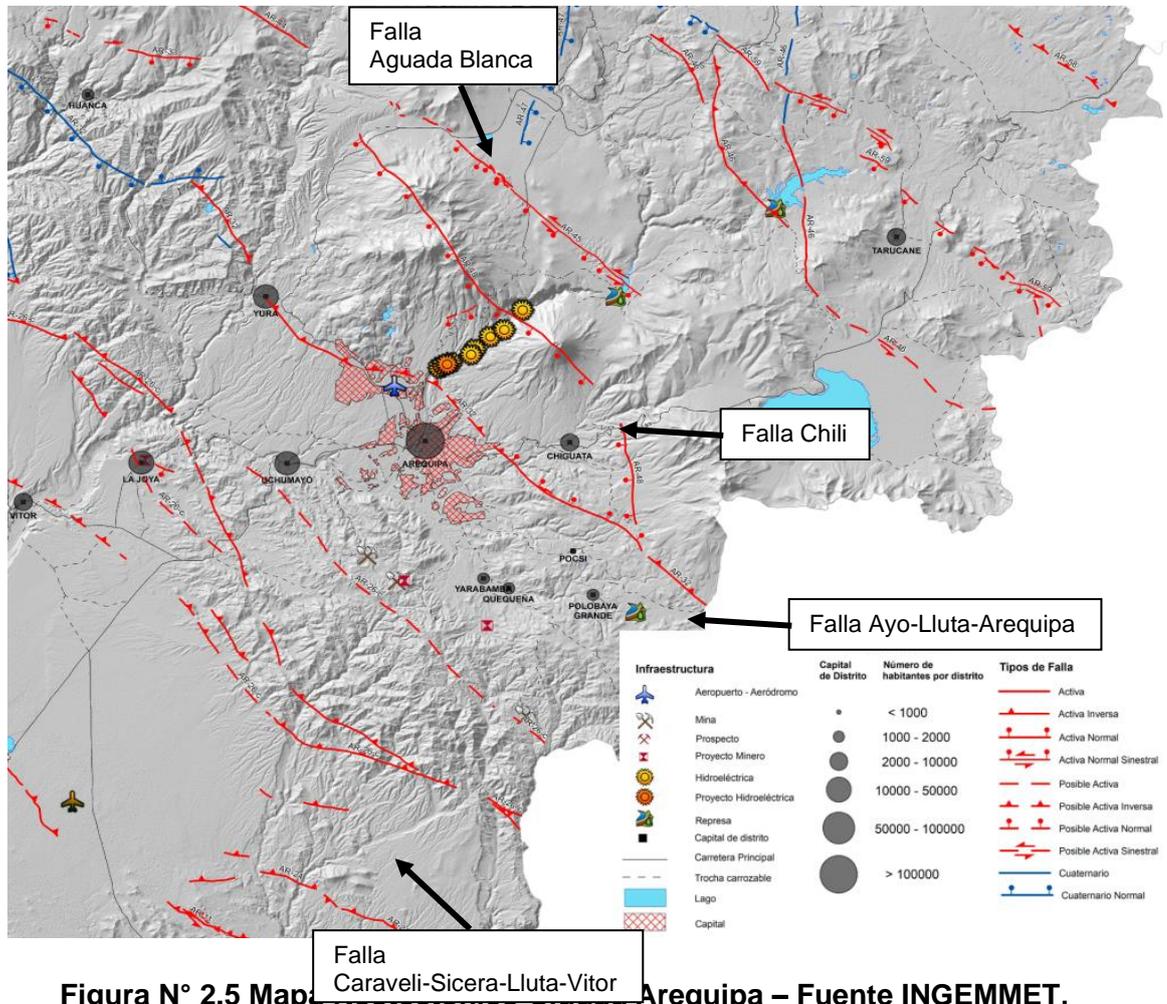


Figura N° 2.5 Mapa Caraveli-Sicera-Lluta-Vitor Arequipa – Fuente INGEMMET, Benavente et al. (2017)

En la Sección 3.3.2 se detalla las fallas superficiales relevantes que se tomarán de manera individual en el peligro sísmico probabilístico.

2.3. Definición de Términos

- **Espectro de respuesta:** Representación gráfica de la respuesta de un sistema estructural de un solo grado de libertad (SDOF) sometido a un registro sísmico. Para calcular el espectro de respuesta es mediante la integración en el tiempo de la ecuación de movimiento de un sistema de SDOF.
- **Amplitud de Fourier:** Magnitud del componente para cada frecuencia. Se calcula como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las partes real e imagina.
- **Espectro de Peligro Uniforme (UHS):** Respuesta espectral de aceleración calculada bajo el enfoque de análisis de peligro sísmico, donde se mantiene un nivel constante de probabilidad de excedencia para todos los periodos.
- **Intensidad de Arias (I_A):** Representa la suma total de energía por unidad de masa al final del movimiento del suelo para osciladores lineales no amortiguados. Definido por Arias (1970) con la siguiente ecuación; donde t_d y a_g es la duración total y aceleración del movimiento del suelo registrada, respectivamente. La unidad de I_A es m/s.

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_d} a_g^2(t) dt \quad \text{(Ecuación 2-11)}$$

- **Densidad de energía específica (SED):** Mide la energía total del registro en unidades cm^2/s .

$$SED = \int_0^{t_d} v(t)^2 dt \quad \text{(Ecuación 2-12)}$$

- **Intensidad del espectro de aceleración (ASI):** La unidad de ASI es g^*s . Parámetro definido por Lawrence Von Thun (1988)

$$ASI = \int_{0.1}^{0.5} Sa(t, \xi = 5\%) dt \quad \text{(Ecuación 2-13)}$$

- **Intensidad del espectro de velocidad (VSI):** La unidad de VSI es cm . Parámetro definido por Lawrence Von Thun (1988)

$$VSI = \int_{0.1}^{2.5} Sv(t, \xi = 5\%) dt \quad \text{(Ecuación 2-14)}$$

- **Intensidad de Housner (I_H):** Es la integral del espectro de respuesta de pseudo-velocidad entre el periodo de 0.1 s a 2.5s (Housner, 1952).

$$I_H = \int_{0.1}^{2.5} PSV(t, \xi = 5\%) dt \quad \text{(Ecuación 2-15)}$$

- **Aceleración máxima sostenida (SMA) y velocidad máxima sostenida (SMV):** Es la máxima aceleración y velocidad sostenida durante tres ciclos, y es definida como el tercer valor absoluto más alto de aceleración y velocidad en el registro.



- **Aceleración efectiva de diseño:** Aceleración pico después de aplicar un filtro pasa-baja con una frecuencia de corte de 9 Hz. (Benjamin J.R., 1988)
- **Parámetro A95:** Nivel de aceleración la cual contiene el 95% de la intensidad de Arias (Sarma & Yang, 1987)
- **Periodo predominante (T_p):** Periodo en el cual la máxima aceleración espectral ocurre en un espectro de respuesta de aceleración.
- **Periodo medio (T_m):** definido por Rathje et al. (1998) se calcula con la siguiente ecuación, donde C_i es la amplitud de Fourier, f_i las frecuencias de la transformada de Fourier en el rango de 0.25 a 20 Hz.

$$T_m = \frac{\sum f_i^2}{\sum C_i^2} \quad \text{(Ecuación 2-16)}$$

CAPÍTULO III. DESARROLLO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

3.1. Catalogo Sísmico

Para esta investigación se ha tomado información de eventos sísmicos basados en sismicidad histórica e instrumental. La sismicidad histórica fue recopilada de diversas fuentes tales como Silgado E. (1978), Dorbath et al. (1990), Tavera (2001) y Tavera et al. (2016). En la Tabla N° 3.1 se resume los eventos sísmicos históricos con magnitudes mayores a 6 M con que han ocurrido en un radio menor a 500 km de la ciudad de Arequipa.

Tabla N° 3.1 Sismos Históricos cerca de la ciudad de Arequipa (1471 a 1887)

Fecha	Magnitud	Profundidad (km)	Latitud (°)	Longitud (°)	Fuente
01/06/1471	8.0	25	-16.3	-71	Tavera (2001)
01/06/1513	8.7	30	-17.21	-72.3	Tavera (2001)
1543	7.7	-	-19/-20	-	Comte and Pardo (1991)
02/07/1552	7.6	30	-16.6	-71.3	Tavera (2001)
22/01/1582	7.9	30	-16.6	-71.6	Silgado E. (1978)
01/06/1590	7.7	40	-17.2	-72.9	Tavera (2001)
19/02/1600	7.9	20	-16.7	-70.8	Tavera et al. (2016)
24/11/1604	8.4	30	-17.88	-70.94	Silgado E. (1978)
16/09/1615	7.5	40	-18.25	-71	Tavera (2001), Comte and Pardo (1991)
31/03/1650	7.2	30	-13.5	-71.7	Tavera et al. (2016)
12/05/1664	7.8	15	-14.1	-75.85	Silgado E. (1978)
28/01/1687	6.0	20	-12.58	-74.55	Tavera et al. (2016)
21/10/1687	7.2	60	-16.4	-71.6	Silgado (1985) Dorbath et al. (1990)
1715	7.8	-	-20	-	Dorbath et al. (1990), Comte and Pardo (1991)
19/03/1747	6.2	20	-13.9	-70.35	Tavera (2001)
13/05/1784	8.0	30	-16.5	-72	Silgado (1985) Dorbath et al. (1990)
10/07/1821	7.9	90	-16.1	-72.96	Tavera et al. (2016)
18/09/1833	7.7	60	-18.25	-71	Silgado (1985) Dorbath et al. (1990)
13/08/1868	8.6	25	-18.29	-70.79	Silgado (1985) Dorbath et al. (1990)
24/08/1869	7.5	30	-17.5	-72	Tavera (2001)
10/05/1877	7.9	40	-18.33	-71.18	Silgado E. (1985)

Los datos sísmicos instrumentales han sido recopilados a partir de siete catálogos sísmicos, abarcando una extensa región geográfica que se extiende desde los meridianos de 76° a 67° longitud oeste y desde los paralelos de 12° a 21° de latitud sur. Esta área se extiende aproximadamente a un radio de 500 kilómetros desde el centro de la ciudad de Arequipa. La data sísmica instrumental abarca eventos ocurridos hasta el 31 de diciembre de 2023, abarcando eventos con magnitudes iguales y superiores a 4 para eventos de subducción.



Estos registros se han obtenido a partir de catálogos sísmicos proporcionados por las siguientes agencias u organizaciones:

- Instituto Geofísico del Perú (IGP);
- United States Geological Survey (USGS)/ Advanced National Seismic System (ANSS);
- International Seismological Centre (ISC) – Global Earthquake Model Foundation GEM);
- International Seismological Centre (ISC) revised;
- Global Centroid Moment Tensor (CMT);
- National Earthquake Information (NEI); y
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) – Global Significant Earthquake Data base.

En la Figura N° 3.1 se presenta el recuento de eventos sísmicos registrados en los siete catálogos utilizados en el marco de esta investigación. La figura muestra cómo estos eventos están distribuidos a lo largo del tiempo de acuerdo con su magnitud. El catálogo NOAA registra eventos tanto instrumentales como históricos.

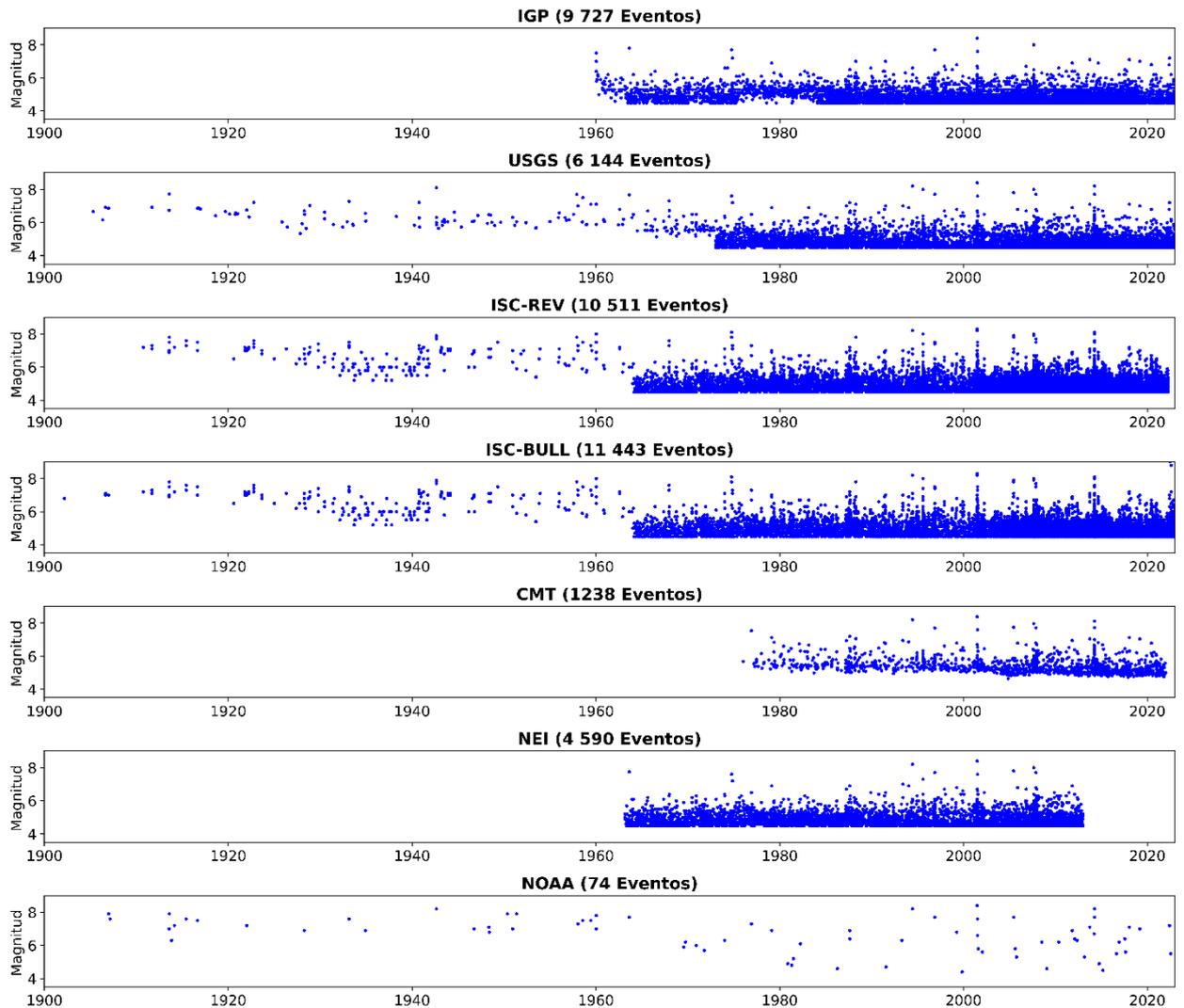


Figura N° 3.1 Cantidad de Eventos Sísmicos por Catálogo

3.1.1. Remoción de Eventos Duplicados

Dado que el catálogo compilado se deriva de siete catálogos distintos, es plausible que en muchas ocasiones un mismo evento sísmico sea registrado o referenciado por dos o más agencias en el catálogo combinado, lo que resulta en una duplicación de datos sísmicos. En estos casos, resulta esencial agrupar esta información y determinar cuál de ellos representa de manera más precisa el evento sísmico en cuestión.

Los grupos se establecieron considerando criterios de distancia y tiempo. En este sentido, eventos sísmicos cuyos epicentros tengan una diferencia de distancia mínima de 70 km entre ellos, y que ocurrieron en un lapso inferior a 60 segundos, fueron clasificados como parte de un mismo grupo. Finalmente, los criterios de selección del evento sísmico en cada grupo se basan en la prioridad atribuida al catálogo sísmico y a la escala de magnitud.

En el proceso de remoción de eventos duplicados en el catálogo combinado, se otorgó una prioridad jerarquizada a los distintos catálogos. En primera instancia, se brindó la máxima prioridad al catálogo CMT debido a la riqueza de información sísmica que proporciona para cada evento. El catálogo del IGP se designó como segunda prioridad, dada su condición como la red acelerográfica más extensa en Perú. Por otro lado, tanto los catálogos NOAA como el ISC-GEM se catalogaron como tercera prioridad, mientras que los demás catálogos mantuvieron igual prioridad entre sí.

La Figura N° 3.2 detalla la cantidad de eventos sísmicos, agrupados por magnitud, que han sido contribuidos al catálogo depurado por cada una de las agencias. Se observa que las agencias CMT, IGP, NOAA han proporcionado la mayor cantidad de eventos sísmicos con magnitudes superiores a 7.5 Mw.

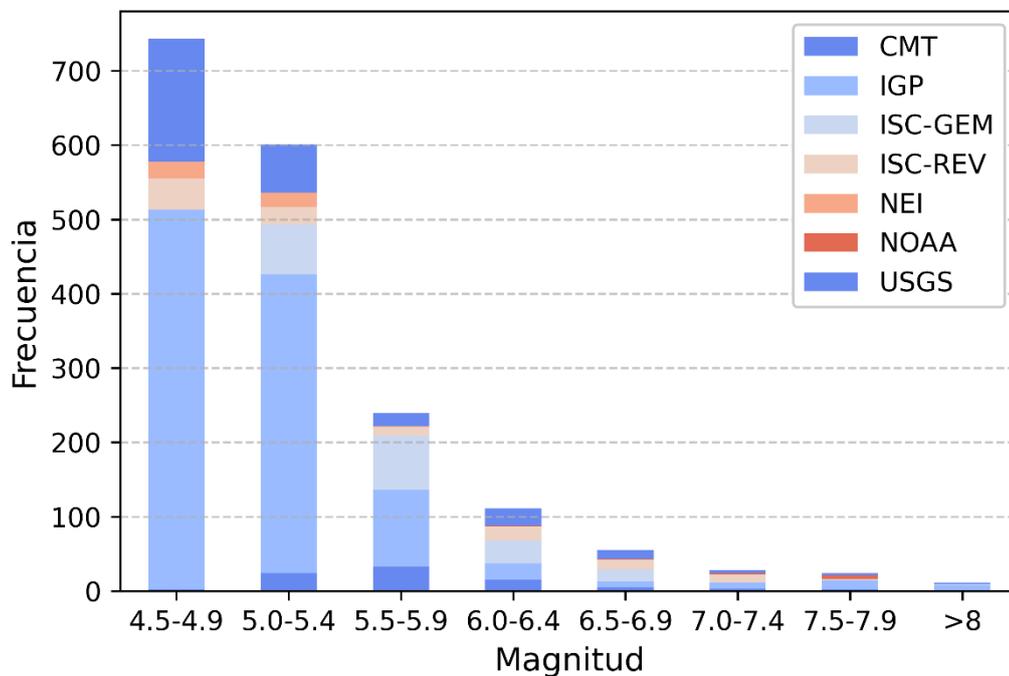


Figura N° 3.2 Cantidad de eventos sísmicos por agencia en el catálogo depurado

La magnitud de un evento sísmico, según se informa en las agencias sismológicas, se expresa en varias escalas diferentes. La magnitud de momento (Mw) es la escala preferida en la práctica actual de la ingeniería sísmica, ya que esta medida del tamaño de un sismo no se satura y se puede relacionar con parámetros físicos como el desplazamiento de la falla y la energía liberada por las ondas sísmicas. Otras magnitudes, como Ms y mb, generalmente se basan en relaciones empíricas con procesos físicos, ya que se derivan de las amplitudes de las ondas registradas por sismómetros (McGuire, 2004)

En este estudio sísmico, se ha establecido un orden de preferencia para representar un evento sísmico de la siguiente manera:

- Magnitud de Momento (Mw);
- Magnitud de ondas de superficie (Ms);
- Magnitud de ondas de cuerpo (mb);
- Magnitud local (mL); y
- Magnitud desconocida (Unk).

La Figura N° 3.3 proporciona un desglose de la cantidad de eventos sísmicos agrupados según diversas escalas sísmicas en el catálogo depurado.

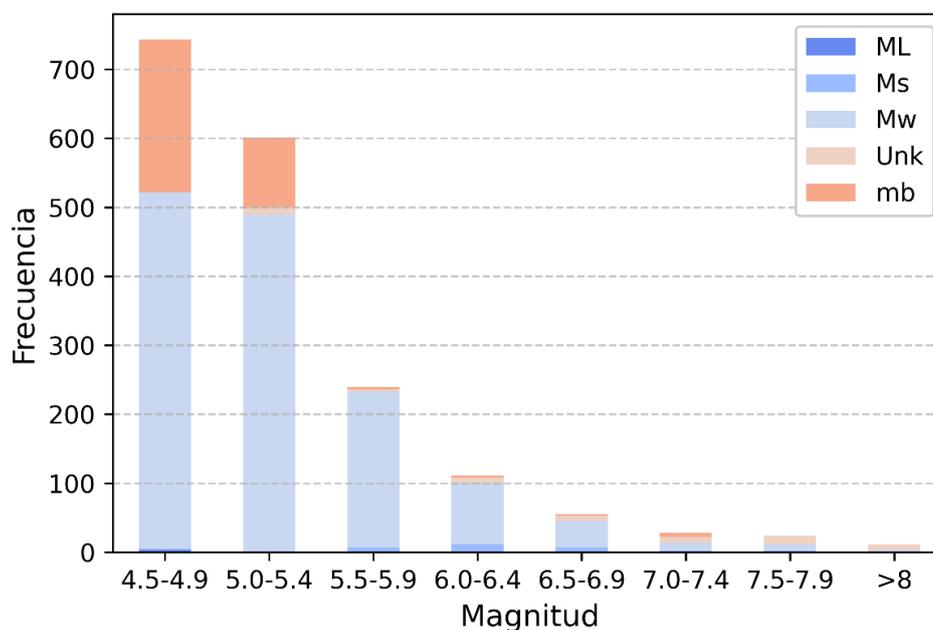


Figura N° 3.3 Cantidad de eventos sísmicos por escalas en el catálogo depurado

3.1.2. Homogenización de Escalas

La estandarización de escalas busca unificar la medición de todos los eventos sísmicos en el catálogo compilado, y la escala seleccionada para este propósito es la Magnitud de Momento (Mw) propuesta por Hanks y Kanamori en 1979. Esta elección se justifica por su capacidad para no saturarse en eventos sísmicos de gran magnitud, así como por su vínculo directo con la energía liberada en la fuente sísmica, derivada del momento sísmico escalar (M_0). Además, es importante destacar que la mayoría de los modelos actuales de predicción de movimiento sísmico (GMPE) se fundamentan en la Magnitud de Momento. Estos factores respaldan la elección de esta escala como la medida estandarizada para nuestros fines.

Siguiendo las recomendaciones de Boore y Joyner (1982), se establece que las magnitudes locales (ML) pueden considerarse equivalentes a magnitudes de momento (M_w) en el rango de 4.0 a 7.0. Por otro lado, para las escalas m_b y M_s , se utilizarán las expresiones proporcionadas por el ISC (*International Seismological Center*) según lo definido por (Scordilis, 2006):

$$M_w = 0.85 (\pm 0.04) m_b + 1.030 (\pm 0.23) \quad 3.5 < m_b \leq 6 \quad \text{(Ecuación 3-1)}$$

$$M_w = 0.67 (\pm 0.005) M_s + 2.07 (\pm 0.03) \quad 3.0 \leq M_s \leq 6.1 \quad \text{(Ecuación 3-2)}$$

$$M_w = 0.99 (\pm 0.02) M_s + 0.08 (\pm 0.13) \quad 6.1 < M_s \leq 8.2 \quad \text{(Ecuación 3-3)}$$

En el caso de los sismos que presentan escala desconocida, se asumió que poseen una magnitud equivalente a la escala de momento (M_w).

Aunque el catálogo sísmico ha sido estandarizado y los eventos sísmicos son reportados con su magnitud en la escala M_w , de aquí en adelante en este informe se empleará la notación **M** para referirse a la magnitud sísmica.

3.1.3. Depuración de Eventos Dependientes

El análisis de peligro sísmico en esta investigación sigue una distribución de Poisson, lo que implica la necesidad de excluir los sismos dependientes y asegurar la predominancia de eventos independientes en un intervalo temporal y espacial específico, perpetuando así la aleatoriedad, independencia y frecuencia constante del catálogo final.

El procedimiento de depuración se llevó a cabo mediante métodos determinísticos que emplean ventanas circulares, ajustando su tamaño tanto en términos temporales $\Delta t(\mathbf{M})$ como espaciales $\Delta d(\mathbf{M})$ en función de la magnitud del sismo principal **M**. Cabe destacar que tanto los sismos premonitores como las réplicas reciben un tratamiento equitativo durante este proceso, garantizando que la diferencia de magnitud entre los eventos principales y los dependientes sea de al menos un grado. Usualmente, estos algoritmos no discriminan entre réplicas directas e indirectas. No obstante, en este estudio, se desarrolló un código en Python con el fin de distinguir réplicas de primer y mayor orden, mejorando significativamente el proceso de depuración y reduciendo el tiempo requerido.

La depuración se realizó con las siguientes 5 metodologías:

- En la Tabla N° 3.2 se describe los rangos de depuración según el método Gardner y Knopoff (1972):

Tabla N° 3.2 Rango de Depuración de Tiempo y Espacio – Método Gardener y Knopoff (1972)

Magnitud	Δd (km)	Δt (día)
≤ 4.99	20	100
5.00 – 5.49	40	150
5.50 – 5.99	70	200
6.00 – 6.49	100	280
6.50 – 6.99	180	400
7.00 – 7.49	300	650
7.50 – 7.99	400	1000
8.00 – 8.49	700	1000
8.50 – 8.99	900	1000

- Los siguientes rangos de depuración corresponden a Gardener y Knopoff (1974):

$$\Delta d(M) = 10^{0.1238*M+0.983} \text{ [km]} \quad \text{(Ecuación 3-4)}$$

$$\Delta t(M) = \begin{cases} 10^{0.032*M+2.7389}, & M \geq 6.5 \\ 10^{0.5409*M-0.547}, & M < 6.5 \end{cases} \text{ [Dia]} \quad \text{(Ecuación 3-5)}$$

- Los siguientes rangos de depuración corresponden a Uhrhammer (1986):

$$\Delta d(M) = e^{-1.024+0.804*M} \text{ [km]} \quad \text{(Ecuación 3-6)}$$

$$\Delta t(M) = e^{-2.87+1.235*M} \text{ [Dia]} \quad \text{(Ecuación 3-7)}$$

- Los siguientes rangos de depuración corresponden a Maeda (1996):

$$\Delta d(M) = 10^{0.5*M-1.8} \text{ [km]} \quad \text{(Ecuación 3-8)}$$

$$\Delta t(M) = 10^{\frac{0.17+0.85*(M-4)}{1.3}} - 0.3 \text{ [Dia]} \quad \text{(Ecuación 3-9)}$$

- Los siguientes rangos de depuración corresponden a Gruenthal (2012):

$$\Delta d(M) = e^{1.77+\sqrt{0.037+1.02M}} \text{ [km]} \quad \text{(Ecuación 3-10)}$$

$$\Delta t(M) = \begin{cases} e^{-3.95+\sqrt{0.62+17.32M}}, & M < 6.5 \\ 10^{2.8+0.024M}, & M \geq 6.5 \end{cases} \text{ [Dia]} \quad \text{(Ecuación 3-11)}$$

La Figura N° 3.4 presenta de manera gráfica las ventanas de distancia y tiempo en función de la magnitud del evento principal, utilizando las cinco metodologías previamente mencionadas. Se destaca que la metodología de Knopoff and Gardner (2012) exhibe valores superiores para la ventana de distancia cuando la magnitud es igual o mayor a 5.5, en comparación con las demás metodologías. En cuanto a la ventana de tiempo, la metodología propuesta por Uhrhammer (1986) destaca por

considerar una duración significativamente mayor para magnitudes superiores a M 8.0, en comparación con las demás metodologías. Además, la metodología Gruenthal & Stiphout (2012) supera en duración temporal a las demás metodologías para magnitudes menores o iguales a M 6.5. Se observa también que, para magnitudes menores o iguales a M 5.5, esta metodología contempla valores mayores de distancia en comparación con las otras metodologías.

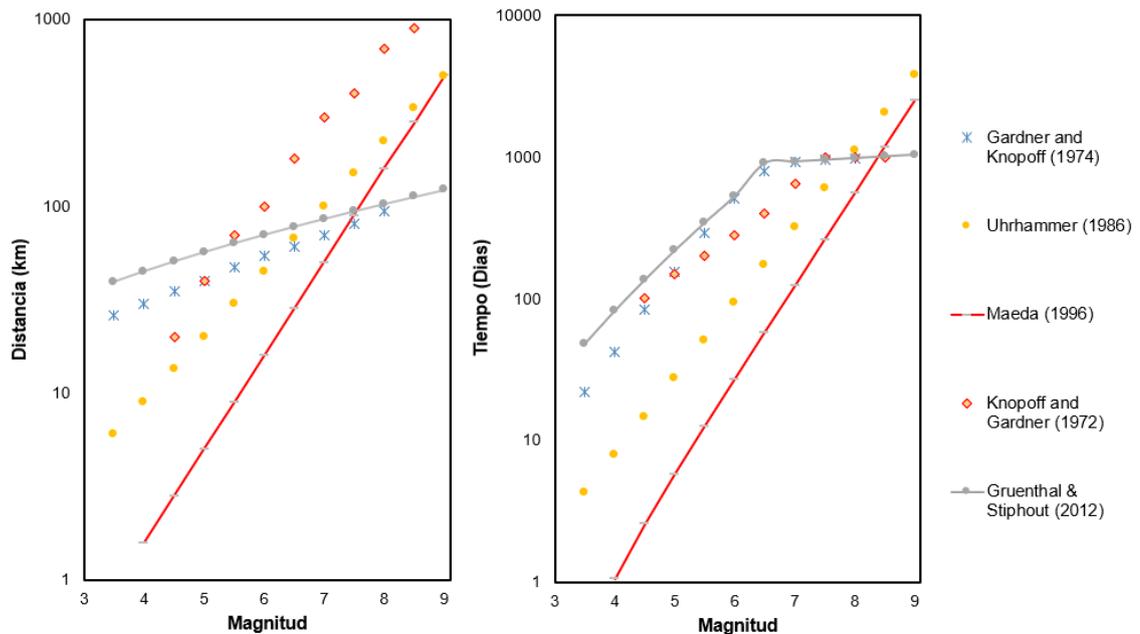


Figura N° 3.4 Ventanas de distancia (a) y tiempo (b) en función a la magnitud del sismo principal para identificación de eventos dependientes

El catálogo fue evaluado mediante las cinco metodologías mencionadas anteriormente, destacando la eficacia del método de Gruenthal y Stiphout (2012) al eliminar ~14 000 eventos dependientes. Le sigue en efectividad el método de Gardner and Knopoff (1972), que depuró ~13 000 eventos. En contraste, las metodologías de Maeda (1996) y Uhrhammer (1986) demostraron una capacidad de depuración más limitada, eliminando solo ~12 800 y ~9 200 eventos respectivamente. La Figura N° 3.5 presenta cinco series de eventos acumulados con magnitudes mayores a 4, reflejando los resultados de los diversos métodos de depuración. El método de Gruenthal y Stiphout (2012) y el método Garner and Knopoff (1974) se destacan por generar una línea con pendiente constante desde 1960, sin valores sobresalientes ni variabilidad significativa, motivo por el cual fueron seleccionados como los métodos de depuración para esta investigación debido a su agresividad y eficiencia en eliminar un mayor número de eventos dependientes. Asimismo, para considerar la variabilidad de los métodos de depuración y para reducir la incertidumbre asociada al procesamiento del catálogo se considera un peso de 0.5 para cada la depuración de cada método. De ahora en adelante, en esta investigación se denomina Catalogo 1 al depurado

por el método Gruenthal y Stiphout (2012) y Catalogo 2 depurado por Garner and Knopoff (1974).

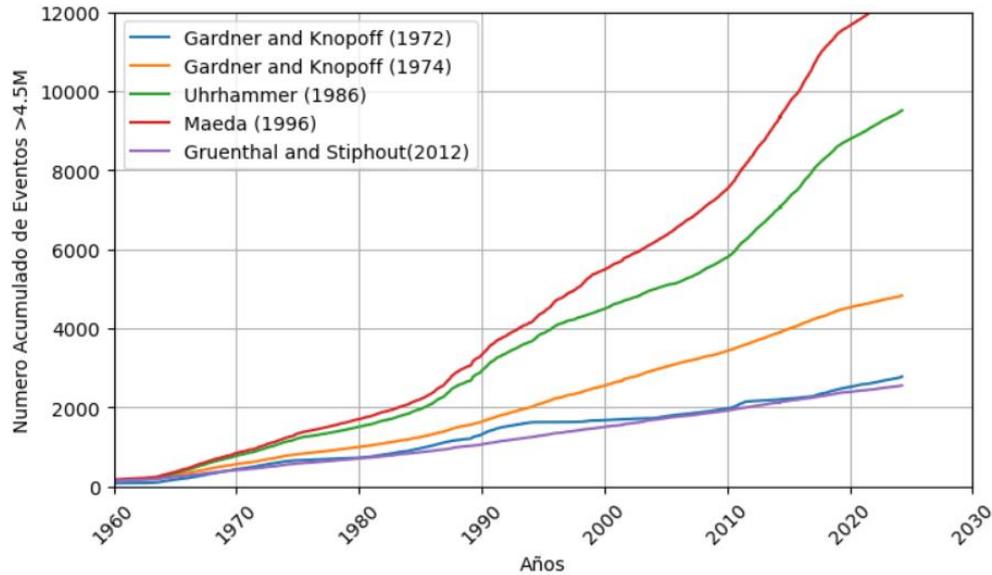


Figura N° 3.5 Numero de eventos acumulados después de la depuración de sismos dependientes aplicando cinco diferentes metodologías

3.1.4. Completitud e Integridad de Data Sísmica

Debido que en el Perú se inició progresivamente la instalación de la red acelerográfica desde 1960, muchos sismos no han sido registrados, sobre todos los de baja magnitud y alejados de las ciudades principales. A medida que se instalaban más estaciones sismográficas en el Perú, los sismos con menor magnitud y más alejados fueron registrados con mayor consistencia y homogéneamente en el territorio peruano. En el catálogo sísmico de esta investigación se observa que hay sismos registrados en épocas o rangos de tiempo en los cuales no hay una medición o registro constante de esa misma magnitud. En la Figura N° 3.6 se grafica los eventos acumulados normalizados para diferentes rangos de magnitud desde 1450 hasta 2023. Se observa que para rangos de M 6.0 a M 6.4, M 6.5 a M 6.9 y M 7.0 a M 7.4, los sismos registrados antes de 1900 no tienen una tasa constante. El registro de sismos entre M 5.5 a M 5.9 no es constante antes de 1960.

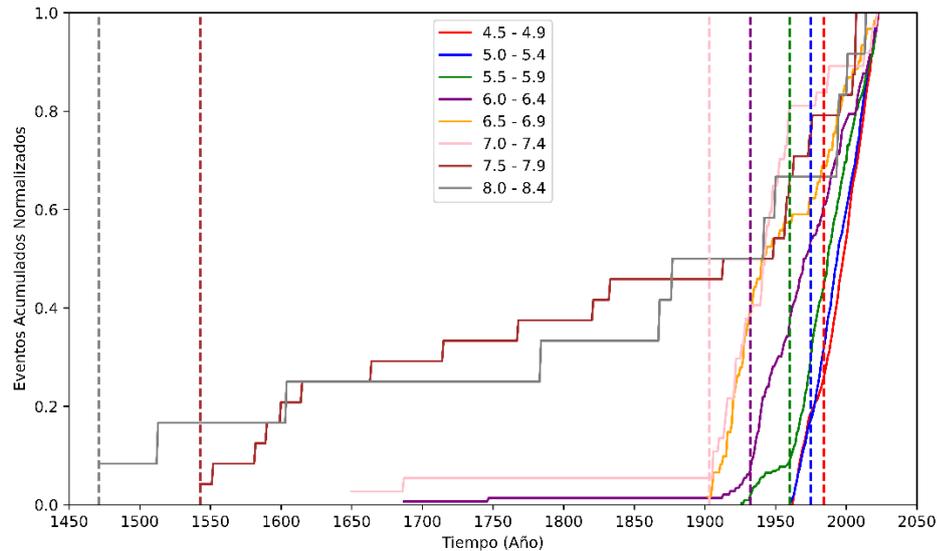


Figura N° 3.6 Eventos Acumulados Normalizados por Grupos de Magnitud (Catálogo 1).

Se constata que el catálogo sísmico depurado refleja que las magnitudes de los terremotos registrados no están disponibles de manera completa para los mismos períodos de observación, especialmente en lo que respecta a los terremotos de baja magnitud. Con el propósito de emplear esta información de forma más consistente y fundamentada, se procedió a agrupar los sismos por sus magnitudes en intervalos de 0.5 para evaluar la completitud del catálogo de acuerdo con el método establecido por Stepp (1972).

En la Tabla N° 3.3 se detalla el tiempo de completitud del Catálogo 1 para diferentes intervalos de magnitud para sismos de subducción y corticales. El tiempo de completitud para el Catálogo 2 se indican dentro de paréntesis, los cuales solo difieren en algunos intervalos de magnitud.

Tabla N° 3.3 Tiempo de Completitud de Catalogo Sísmico (Catalogo 1)

Intervalo de Magnitud	Periodo	Tiempo (año)
4.5 – 4.9	1984 – 2023	39(43)
5.0 – 5.4	1975 – 2023	48(49)
5.5 – 5.9	1960 – 2023	63
6.0 – 6.4	1932 – 2023	91(96)
6.5 – 6.9	1903 – 2023	120
7.0 – 7.4	1903 – 2023	120
7.5 – 7.9	1471 – 2023	480
8.0 – 8.5	1471 – 2023	552

La Figura N° 3.7 muestra los intervalos de completitud determinados por el método Stepp (1972) para las diferentes magnitudes y los puntos azules son los sismos clasificados por magnitud. Los sismos que están en el catálogo incompleto (área gris) no han sido considerados para el análisis de peligro sísmico debido que el registro de los sismos en ese

intervalo no muestra homogeneidad y no existe suficiente data para representar la sismicidad de la zona.

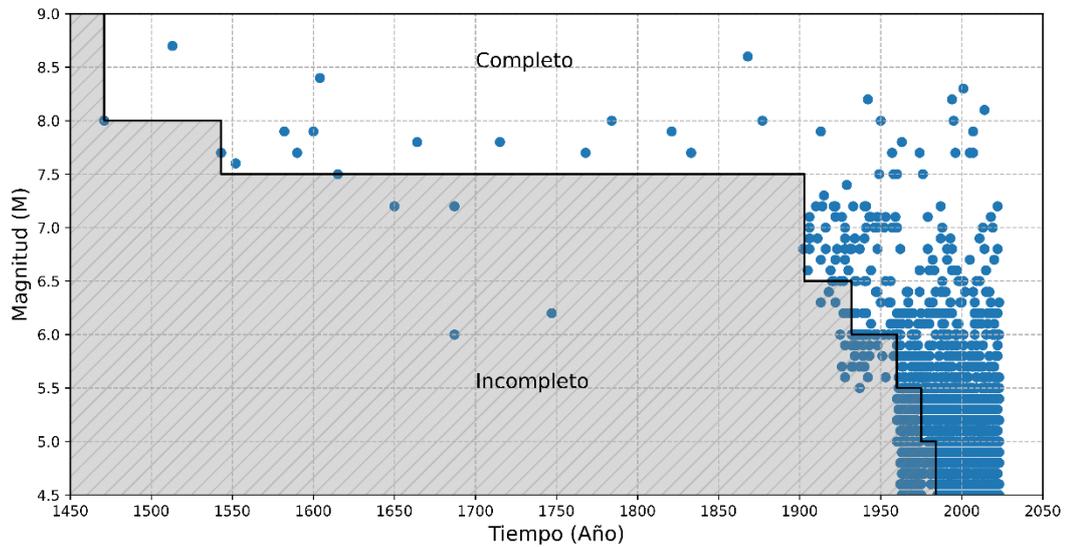


Figura N° 3.7 Intervalos de Completitud del Catalogo 1 por Magnitud y Tiempo

En la Figura N° 3.8 se observa la frecuencia anual acumulada de los diferentes intervalos de magnitud y el periodo de completitud respectivo para sismos de subducción. Esta figura representa el análisis del Catalogo 1.

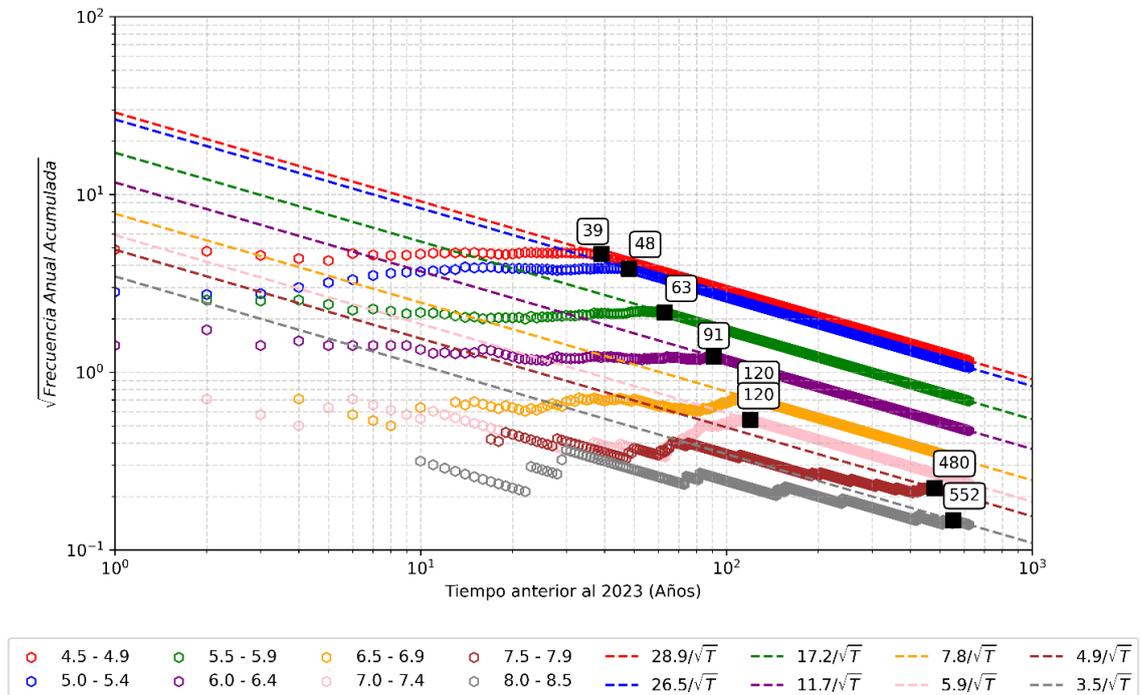


Figura N° 3.8 Análisis de Completitud de Catalogo 1 (Método de Stepp,1972)

El periodo de completitud establecido para cada rango de magnitud se utilizará para calcular la razón media anual y aplicar la distribución exponencial Gutenberg-Richter en la sección 3.2.6. En Figura N° 3.9 se observa sismos de subducción del Catalogo 1, con diferentes rangos de magnitud y profundidad. Asimismo, se indica la ubicación de la sección A-A, la cual se proyecta en la Figura N° 3.10.

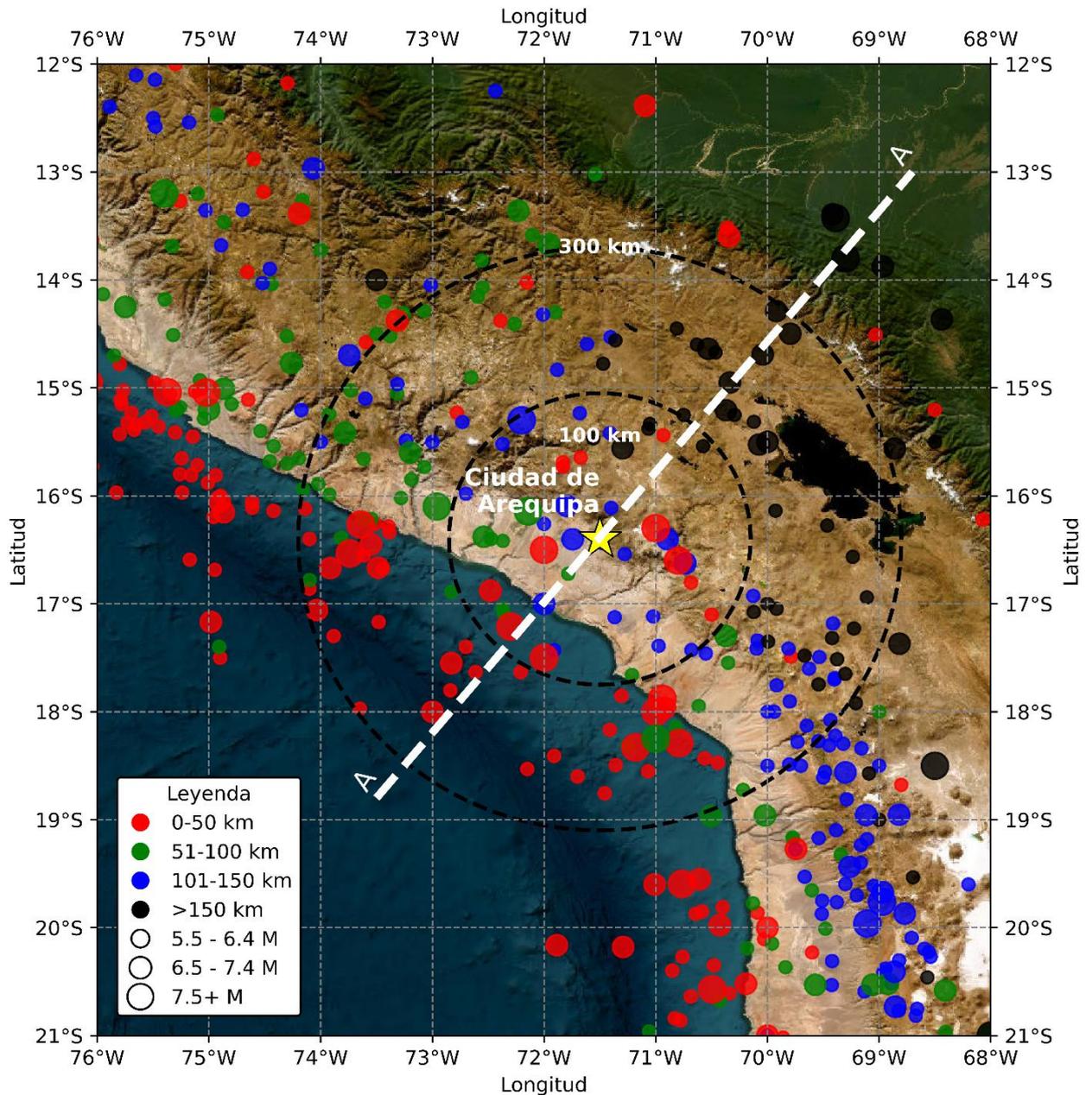


Figura N° 3.9 Distribución de Sismos en Radio de 500 km desde la Ciudad Arequipa (Catalogo 1)

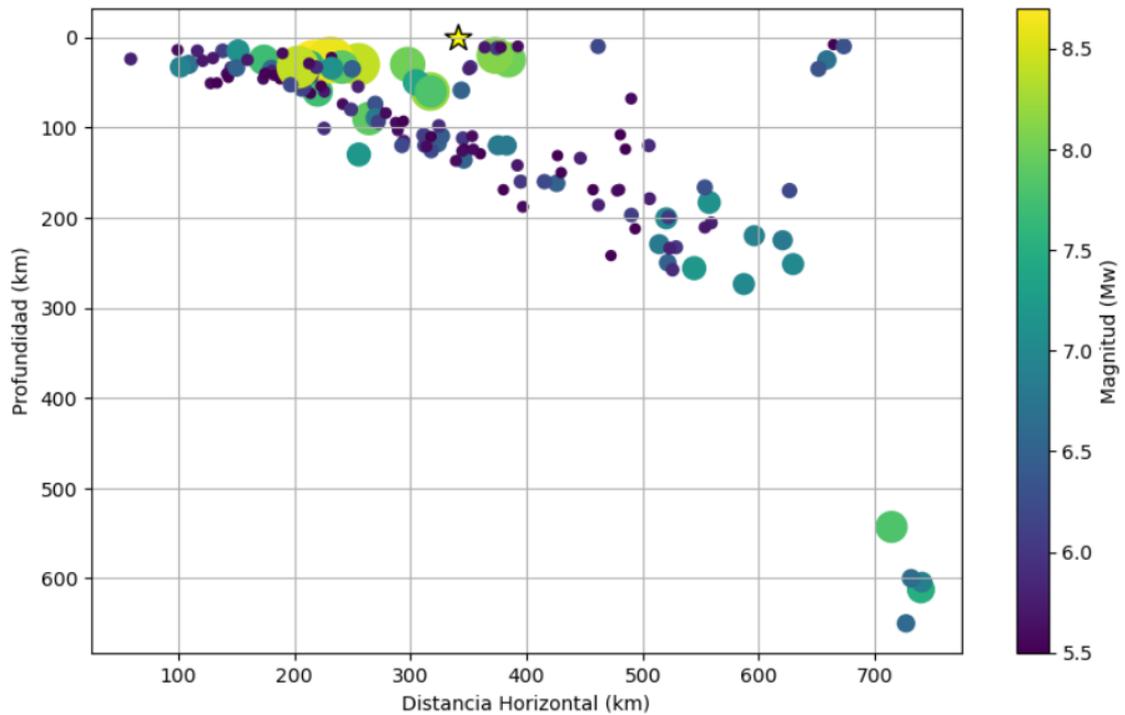


Figura N° 3.10 Sección Transversal A-A

3.2. Fuentes Sismogénicas Subducción

Una vez obtenido el catálogo sísmico depurado, se agrupa en base a características similares, tales como tasa de recurrencia, origen sismo-tectónico, geometría, entre otras.

3.2.1. Clasificación de sismos según régimen tectónico

Para la clasificación de los eventos sísmicos contenidos en el catálogo depurado según su régimen tectónico, se considera los siguientes criterios:

- Sismos Interplaca. Eventos sísmicos con profundidad de 0 a 60 km en la zona de acoplamiento (zona de contacto) entre la placa de Nazca y placa Sudamericana. Estos eventos generalmente se originan por mecanismo de falla inversa debido al esfuerzos compresivos entre placas. Existe gran posibilidad de que estos eventos generen tsunamis debido al desplazamiento vertical en el fondo del océano.
- Sismos Intraplaca: sismos que ocurren en el interior de la placa de Nazca debido al proceso de subducción, tienen profundidades mayores a 60 km hasta los 660 km o 700 km, donde ya no presentan comportamiento frágil.
- Sismicidad outer-rise: Sismos ocurridos en la placa Nazca, en la zona anterior a la fosa oceánica. Son sismos superficiales y generalmente poseen magnitudes inferiores a 7, con poco potencial generador de tsunamis.

Debido a la incertidumbre inherente del proceso de cálculo del hipocentro de cada evento sísmico, se utilizará márgenes de error para clasificar los sismos. El límite de eventos interplaca será 20 km por encima y por debajo de la zona de acoplamiento. Para eventos intraplaca, el límite será 20 km por encima y 60 km por debajo de la placa. Estos criterios fueron tomados en base al estudio realizado por Pagani et al. (2020). Los eventos sísmicos que no cumplan los criterios definidos anteriormente se consideran como sismos “no clasificados”. Cabe destacar que los sismos "no clasificados" y "outer-rise" se excluyen de la formación de alguna fuente sísmica. Este enfoque asegura una agrupación coherente de eventos sísmicos bajo categorías tectónicas específicas.

En la Figura N° 3.11 se muestra la clasificación de los diferentes eventos sísmicos según su régimen tectónico. La superficie ploma representa la discontinuidad de Mohorovicic y la superficie café representa zona de subducción basado en el modelo USGS Slab2.0 (Hayes, et al., 2018)

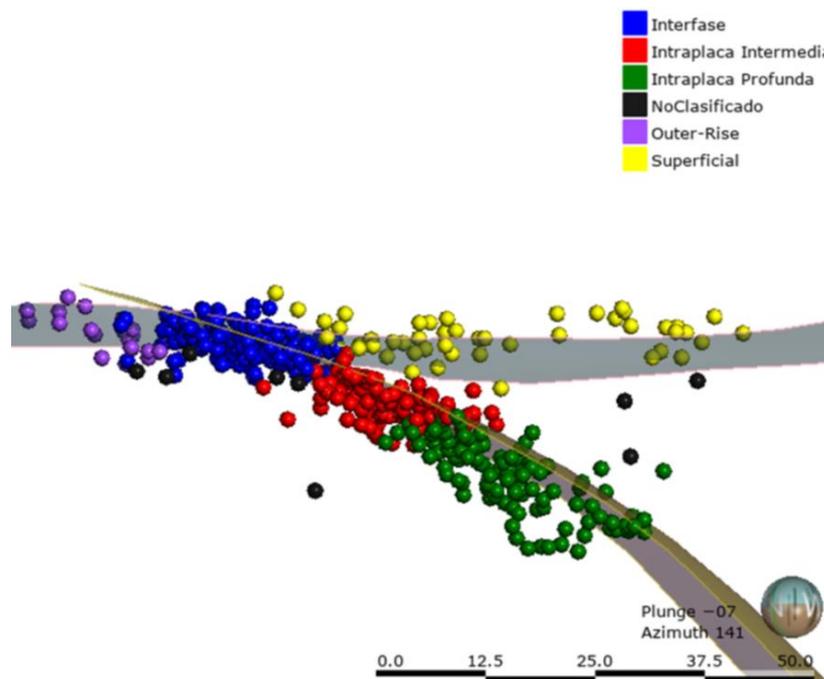


Figura N° 3.11 Clasificación de Sismos – Corte Transversal

3.2.2. Profundidad de Fuentes sísmicas

Para determinar las profundidades de las fuentes sísmicas de subducción, se empleó el método Kriging, una técnica geoestadística de interpolación espacial. En este proceso, se utilizaron las profundidades de los hipocentros de los sismos del catálogo depurado como puntos de referencia para la interpolación. El método Kriging se seleccionó debido a su eficacia en el análisis de datos dispersos con variabilidad espacial.

En la implementación práctica se desarrolló un código en Python que utiliza el método de Kriging ordinario, con un variograma de tipo 'power' y un valor de potencia establecido en 3. Este enfoque permitió generar una superficie que refleja las variaciones espaciales de las profundidades de las fuentes sísmicas.

Posteriormente, se procedió a proyectar las coordenadas de latitud y longitud de los vértices de las 9 fuentes. Este proceso proporcionó la información necesaria para calcular con precisión las profundidades de estas fuentes sísmicas. La combinación del método Kriging y la proyección de coordenadas brinda una aproximación robusta y confiable para la determinación de las profundidades de las fuentes sísmicas en el contexto de subducción.

En la Figura N° 3.12 se ilustra en 2D y 3D la superficie generada por el método Kriging considerando los hipocentros como datos de entrada.

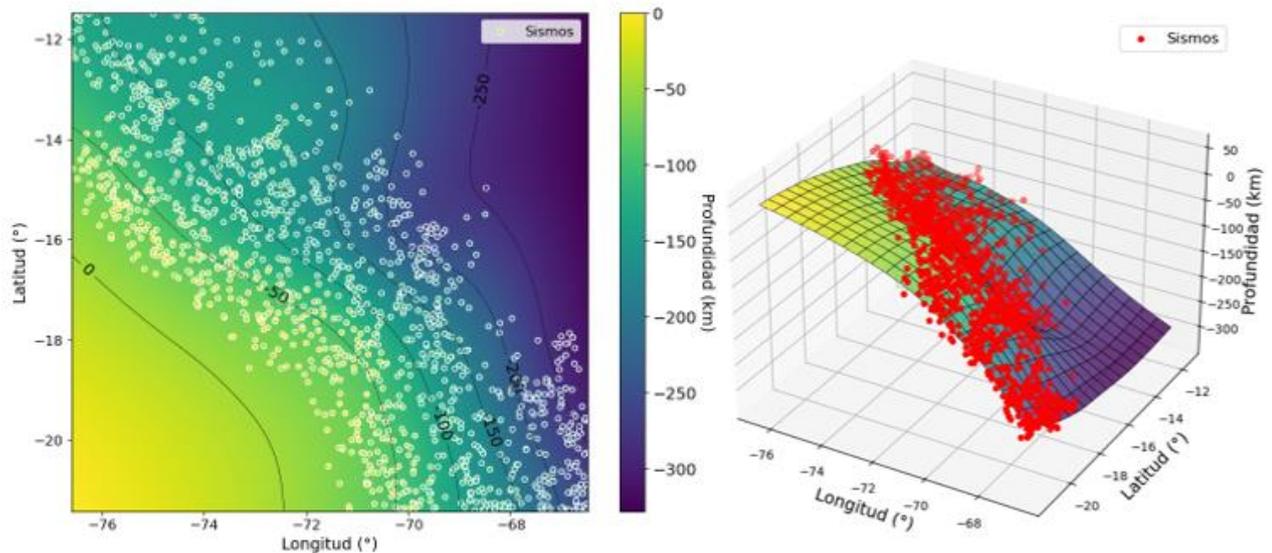


Figura N° 3.12 Superficie de Hipocentros de Sismos de Subducción (Plano de Benioff)

Hayes et al. (2018) desarrollaron el modelo de subducción global USGS Slab 2.0, el cual supera significativamente al modelo elaborado en esta investigación debido a su base de datos más amplia y a la recopilación exhaustiva de información de toda Sudamérica. Aunque el modelo desarrollado en esta investigación cubre un área más limitada, proporciona una estimación razonable con una variación promedio de 10 a 20 km por debajo de la superficie del USGS Slab 2.0. Cabe destacar que las profundidades indicadas en los catálogos sísmicos a menudo son estimadas y tienden a presentar valores predeterminados. Por esta razón, para el análisis de peligro sísmico se utilizará el modelo de subducción USGS Slab 2.0. En la Figura N° 3.13 se muestran los sismos del Catálogo 1, donde la superficie en

color rojo corresponde al modelo de esta investigación y la superficie azul al modelo USGS Slab 2.0.

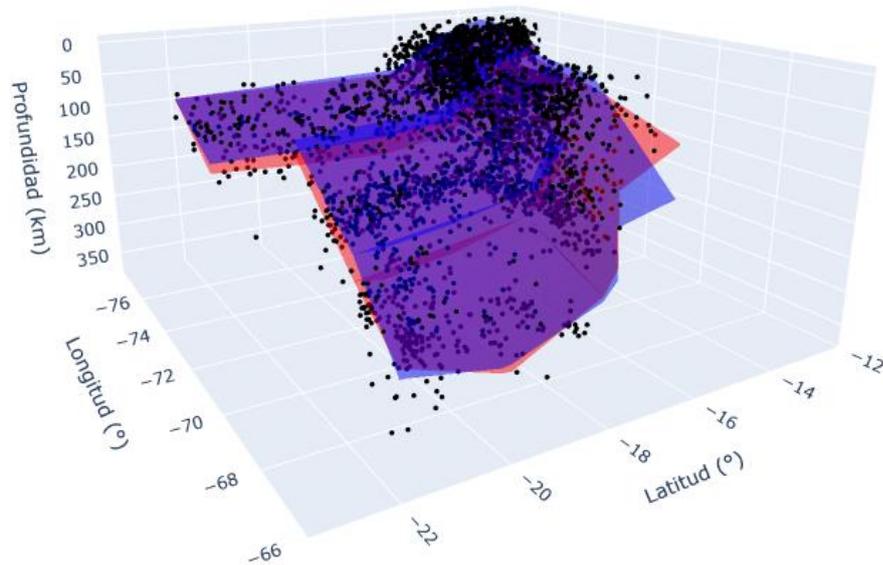


Figura N° 3.13 Comparación del Modelo de esta Investigación (Superficie Roja) y Modelo USGS Slab 2.0 (Superficie Azul)

3.2.3. Geometría de las Fuentes de Subducción

Se realizó una agrupación preliminar de las fuentes sísmicas en subáreas cuadradas de 200 km de lado, seguido por el cálculo del valor de beta para determinar su variación a lo largo de toda la zona de subducción. Esta agrupación preliminar indica que el valor de Beta varía desde 1.8 hasta 2.3 para las fuentes de interplaca, mientras que para las fuentes de intraplaca el rango es más amplio, desde 1.6 hasta 2.5. Las subáreas que tienen valores de beta similares fueron agrupadas en las fuentes finales. La zona de intraplaca se dividió en dos zonas con profundidad de 60 a 140 km, y de 140 km a 220 km.

Además, la definición geométrica de las fuentes sísmicas de subducción se ha formulado teniendo en cuenta también, las áreas de ruptura asociadas con los sismos más intensos registrados en la zona de interés. Esta premisa se basa en la tendencia de las áreas de ruptura a repetirse en el tiempo. En la Figura N° 3.14 se observa la variación de Beta en la zona de subducción y las fuentes delimitadas.

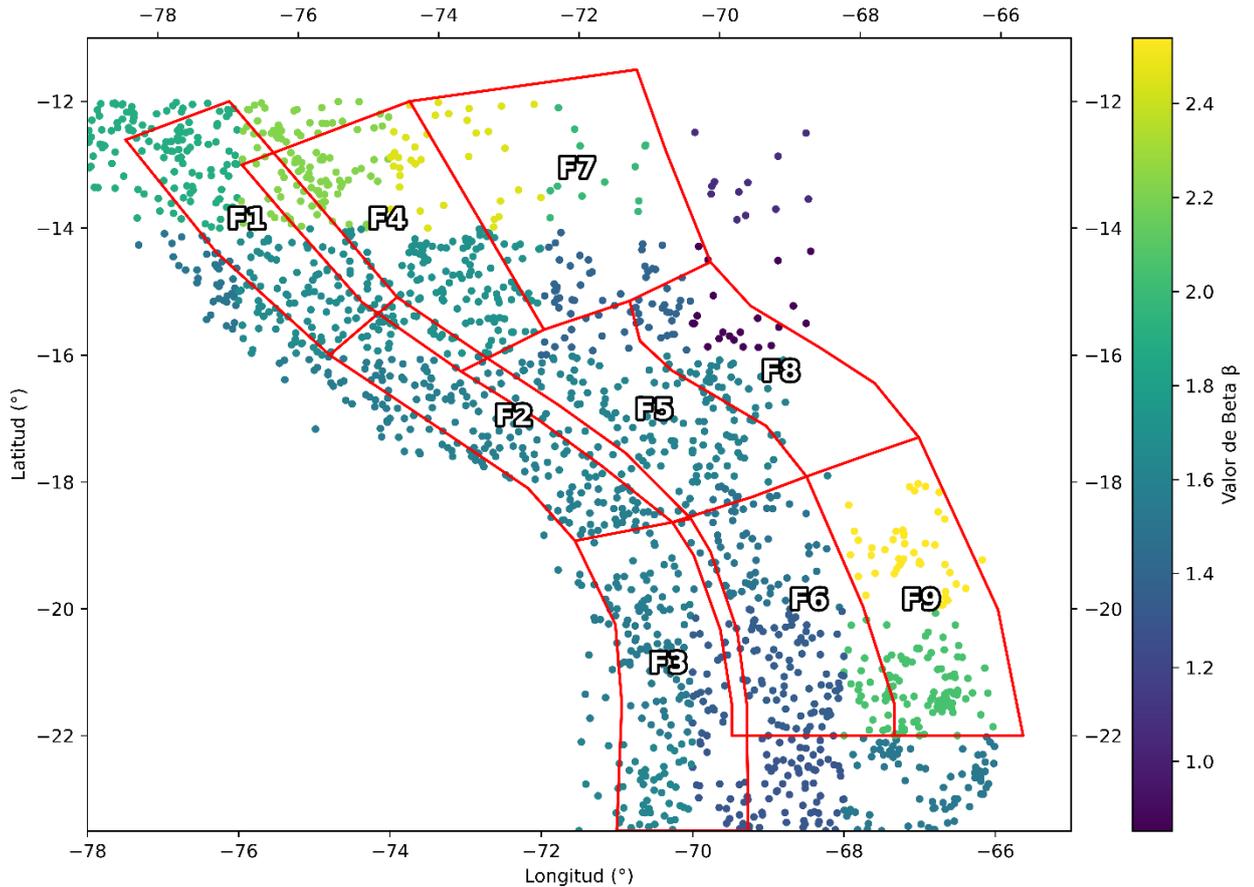


Figura N° 3.14 Variación del valor de Beta en fuentes de Subducción (Catalogo 1)

En base a lo anterior se delimita 9 fuentes de subducción; 3 fuentes de interplaca, 3 fuentes de intraplaca intermedia y 3 fuentes de intraplaca profunda. La dorsal de Nazca delimita la fuente F1 y F2, y la dorsal de Iquique delimita la fuente F2 y F3. Asimismo, las áreas y longitud de las fuentes de interplaca han sido asociadas a sismos históricos e instrumentales tales como 1942(M 8.2), 1868(M 8.8-9.2) y 1877(M 8.0-8.8). Las fuentes intraplaca han sido delimitadas en base a la profundidad y la variación de beta. Las coordenadas y profundidad asociada a los vértices de las fuentes interplaca e intraplaca se detallan en la Tabla N° 3.4 y Tabla N° 3.5, respectivamente.

Tabla N° 3.4 Coordenadas de Fuentes Interplaca

Fuente	Vertice	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)
F1 (Interfase)	F1-1	-78.454	-12.608	10
	F1-2	-77.155	-14.392	10
	F1-3	-75.550	-16.000	10
	F1-4	-74.591	-15.088	60
	F1-5	-75.794	-13.526	60
	F1-6	-76.979	-12.000	60
F2 (Interfase)	F2-1	-75.550	-16.000	10

Fuente	Vertice	Longitud (°)	Latitud (°)	Profundidad (km)
	F2-2	-74.360	-16.880	10
	F2-3	-72.727	-18.100	10
	F2-4	-72.058	-18.929	10
	F2-5	-70.409	-18.581	60
	F2-6	-71.337	-17.546	60
	F2-7	-72.293	-16.788	60
	F2-8	-73.397	-15.985	60
	F2-9	-74.591	-15.088	60
	F3 (Interplaca)	F3-1	-72.058	-18.929
F3-2		-71.483	-20.250	10
F3-3		-71.392	-21.500	10
F3-4		-71.465	-23.500	10
F3-5		-69.5931	-23.500	60
F3-6		-69.614	-21.500	60
F3-7		-69.750	-20.347	60
F3-8		-70.130	-19.101	60
F3-9		-70.409	-18.581	60

Tabla N° 3.5 Coordenadas de Fuentes Intraplaca

Fuente	Vertice	Longitud (°)	Latitud (°)	Prof. Teorica (km)
F4 (Intraplaca)	F4-1	-76.800	-13.000	50
	F4-2	-76.193	-13.787	50
	F4-3	-75.088	-15.169	50
	F4-4	-73.680	-16.259	50
	F4-5	-72.500	-15.600	90
	F4-6	-74.410	-12.00	90
F5 (Intraplaca)	F5-1	-73.680	-16.259	50
	F5-2	-72.600	-17.005	50
	F5-3	-71.682	-17.744	50
	F5-4	-70.673	-18.636	50
	F5-5	-69.525	-18.233	100
	F5-6	-68.764	-17.915	140
	F5-7	-69.338	-17.118	140
	F5-8	-70.679	-16.245	140
	F5-9	-71.134	-15.779	140
	F5-10	-71.281	-15.147	140
	F5-11	-72.500	-15.600	90
F6 (Intraplaca)	F6-1	-70.673	-18.636	50
	F6-2	-70.368	-19.159	50
	F6-3	-69.990	-20.330	50
	F6-4	-69.827	-21.500	50
	F6-5	-69.827	-22.000	50
	F6-6	-68.357	-22.000	100
	F6-7	-67.513	-22.000	140

Fuente	Vertice	Longitud (°)	Latitud (°)	Prof. Teorica (km)
	F6-8	-67.513	-21.500	140
	F6-9	-67.962	-19.957	140
	F6-10	-68.764	-17.915	140
	F6-11	-69.525	-18.233	100
F7 (Intraplaca)	F7-1	-74.410	-12.000	90
	F7-2	-72.500	-15.600	90
	F7-3	-71.281	-15.147	140
	F7-4	-70.130	-14.534	260
	F7-5	-70.760	-12.797	260
	F7-6	-71.180	-11.500	260
F8 (Intraplaca)	F8-1	-71.281	-15.147	140
	F8-2	-71.134	-15.779	140
	F8-3	-70.679	-16.245	140
	F8-4	-69.338	-17.118	140
	F8-5	-68.764	-17.915	140
	F8-6	-67.911	-17.580	200
	F8-7	-67.165	-17.298	260
	F8-8	-67.792	-16.445	260
	F8-9	-68.571	-15.885	260
	F8-10	-69.560	-15.224	260
	F8-11	-70.130	-14.534	260
F9 (Intraplaca)	F8-1	-68.764	-17.915	140
	F8-2	-67.962	-19.957	140
	F8-3	-67.513	-21.500	140
	F8-4	-67.513	-22.000	140
	F8-7	-65.681	-22.000	260
	F8-8	-66.038	-20.014	260
	F8-9	-67.165	-17.298	260

3.2.4. Distribución Magnitud – Frecuencia

La distribución magnitud – frecuencia es un modelo matemático que describe la probabilidad relativa de todos los eventos que se pueden originar en una fuente o región en particular. Las dos filosofías más conocidas y utilizadas de distribución magnitud-frecuencia son la distribución de Gutenberg-Richter (1944) y la distribución del sismo característico fundamentada por Youngs y Coppersmith (1985).

La distribución propuesta por Gutenberg y Richter está basada en la siguiente expresión:

$$\log_{10}N(M \geq m) = a - bm \quad \text{(Ecuación 3-12)}$$

El número total de sismos por año considerando $M \geq 0$, es $N(M \geq 0) = 10^a$, y se refiere a la tasa de actividad. La ecuación anterior no se aplica o se utiliza directamente en la práctica

porque no está limitada y podría ser utilizada para cualquier magnitud que quizá son eventos físicamente imposibles. Debido a ello Cornell y Vanmarcke (1969), considerando la distribución de Gutenberg-Richter, obtienen la siguiente función de densidad de probabilidad doblemente limitada o truncada.

$$f_M(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-m_{min})}}{1-e^{-\beta(m_{max}-m_{min})}}, \quad m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad \text{(Ecuación 3-13)}$$

Donde $\beta = \ln(10)b$, el límite de magnitud mínima (m_{min}) para esta investigación será igual a M 4.5 debido a que magnitudes menores no son de interés ingenieril para análisis de peligro sísmico. El segundo límite m_{max} representa la máxima magnitud que se podría generar en la región o la fuente sísmica, este valor depende del potencial sísmico de cada fuente.

La función de distribución acumulativa de la distribución exponencial doblemente truncada es obtenida de la integración de la siguiente ecuación:

$$F_M(m) = \frac{1-\exp[-\beta(m-m_{min})]}{1-\exp[-\beta(m_{max}-m_{min})]}, \quad m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad \text{(Ecuación 3-14)}$$

Donde $F_M(m) = 0$ para $m < m_{min}$ y donde $F_M(m) = 1$ para $m > m_{max}$. Para la tasa de excedencia se utiliza la siguiente expresión:

$$\lambda(M \geq m) = \lambda(M \geq m_{min})G_M(m) = \lambda(M \geq m_{min})(1 - F_M(m)) \quad \text{(Ecuación 3-15)}$$

En algunos casos, la relación de distribución magnitud-frecuencia solamente considera el componente característico, sin considerar el componente exponencial. Este modelo de distribución de magnitud-frecuencia es llamado Modelo de Magnitud Máxima. Este modelo se utiliza debido a que muchas veces se desconoce la tasa de recurrencia de eventos pequeños, pero si la tasa de la magnitud máxima de dicha falla. Los eventos de magnitud pequeña pueden ser atribuidos a fuentes tipo área. (Baker, Bradley, & Stafford, 2021)

3.2.5. Magnitud Máxima

La determinación de la magnitud máxima de una fuente sísmica puede realizarse mediante la observación de la magnitud máxima registrada, mediante métodos estadísticos o a través de relaciones de escalamiento. Sin embargo, optar por el valor máximo observado en un catálogo instrumental presenta ciertas desventajas. Una de ellas radica en el corto periodo de observación en comparación con la antigüedad geológica de una falla. De igual manera, los catálogos históricos carecen de magnitudes exactas, lo que genera una considerable incertidumbre en la definición de la magnitud máxima de una fuente sísmica.

En las zonas de subducción interplaca, se pueden producir sismos de magnitudes superiores a 8.5 en la escala de Richter. Sin embargo, persiste la incertidumbre respecto a

los factores que determinan el tamaño máximo de estos terremotos. Investigaciones previas señalan que diversos factores influyen en este fenómeno, tales como la configuración de la placa subducida, la rugosidad de la interfaz entre placas, los estados de deformación de las placas involucradas, el espesor de los sedimentos en las fosas oceánicas y la velocidad de subducción. Muldashev & Sobolev (2020) indican que la subducción a bajo ángulo y la presencia de sedimentos gruesos en la fosa de subducción son condiciones necesarias para desencadenar terremotos de gran magnitud, siendo parámetros clave para determinar la magnitud máxima de un terremoto de subducción. Muldashev & Sobolev (2020) indica que en la zona de subducción del sur del Perú y norte de Chile se pueden generar sismos superiores a M 8.8. Carena (2011) hace una lista de los sismos de subducción históricos interplaca mayores a M 7.7 a lo largo de la fosa sudamericana, siendo el sismo de 1868 el de mayor magnitud (M 8.8-9.2).

Tarazona et al. (2023) estima la magnitud máxima en la zona de subducción del Perú utilizando el método de Kijko (2004), Bayesiano y relación de escalamiento. Indica que la fuente de subducción interplaca del sur del Perú, denominada F-5a en su investigación, la cual correspondería a las fuentes F1 y F2 de este estudio, tendrían una magnitud máxima de M 8.9 (método Kijko), M 9.0 (Método bayesiano).

En la Tabla N° 3.6 se resumen las magnitudes máximas indicados en los estudios previos. La columna $M_{max_{obs}}$ son las magnitudes del catálogo de este estudio, y la columna M_{max} contiene los valores que se utilizarán para el modelo de peligro sísmico probabilístico.

Tabla N° 3.6 Magnitudes Máximas para Fuentes Interplaca

Fuentes Sísmicas	$M_{max_{obs}}$	Carena (2011)	Muldashev y Sobolev (2020)	Tarazona et al. (2023)	M_{max}
F1 – Interplaca	8.3	8.0-8.8	$9.2 > M \geq 8.8$	9.0 ± 0.1	8.8 ± 0.2
F2 – Interplaca	8.7	8.8-9.2	$M \geq 9.2$	9.0 ± 0.1	9.0 ± 0.2
F3 – Interplaca	8.1	8.0-8.8	$9.2 > M \geq 8.8$	9.0 ± 0.1	8.8 ± 0.2

Para la zona de subducción intraplaca, el catálogo sísmico de esta investigación muestra magnitudes máximas observadas de M 7.6 a M 7.8. Tarazona et al. (2023) le atribuye a esta zona sur del Perú, magnitudes máximas de M 7.8 a M 8.0. Kausel y Campos (1992) indica que el sismo de 9 de diciembre de 1950 es el único con magnitud 8.0M con una profundidad de 100 km que ha sido reportado en la zona de subducción de Chile.

En la Tabla N° 3.7 se resumen las magnitudes máximas indicados en los estudios previos. La columna $M_{max_{obs}}$ son las magnitudes del catálogo de este estudio, y la columna M_{max} contiene los valores que se utilizarán para el modelo de peligro sísmico probabilístico.

Tabla N° 3.7 Magnitudes Máximas para Fuentes Intraplaca

Fuentes Sísmicas	Mmax _{obs}	Kausel y Campos (1992)	Tarazona et al. (2023)	Mmax
F4 – Intraplaca	7.6	-	7.8±0.3	7.8±0.3
F5 – Intraplaca	8.0	-	7.9±0.3	8.0±0.3
F6 – Intraplaca	7.7	8.0	-	7.9±0.3
F7 – Intraplaca	7.1	-	7.9±0.3	7.9±0.3
F8 – Intraplaca	7.2	-	8.0±0.3	8.0±0.3
F9 – Intraplaca	7.7	8.0	-	7.9±0.3

3.2.6. Cálculo de Beta (β) y Tasa de Actividad

Entre los métodos más conocidos para el cálculo de Beta y la tasa de actividad sísmica se encuentra el método de mínimos cuadrados y el método de máxima verosimilitud (Weichert, 1980). Para esta investigación, se optó por el método de máxima verosimilitud debido a que el método de mínimos cuadrados asume una distribución normal y lineal. Sin embargo, para el análisis probabilístico en esta investigación, se parte de la premisa de que la ocurrencia de sismos sigue una distribución de Poisson, la cual se ajustaría de manera más adecuada al método de máxima verosimilitud. Asimismo, esta metodología se aplica para catálogos sísmicos que presentan eventos con diferentes periodos de observación.

$$p(m)dm = const. \beta e^{-\beta m} dm, \quad m_0 \leq m \leq m_x \quad \text{(Ecuación 3-16)}$$

Donde:

$$L(\beta | n_i, m_i, t_i) = \frac{N!}{\prod_i n_i!} \prod_i p_i^{n_i} \quad \text{(Ecuación 3-17)}$$

Siendo pi:

$$p_i = \frac{t_i e^{-\beta m_i}}{t_j e^{-\beta m_j}} \quad \text{(Ecuación 3-18)}$$

Los máximos o mínimos de Ln(N) son obtenidos de la siguiente expresión:

$$\frac{\sum_i t_i m_i e^{-\beta m_i}}{\sum_j t_j e^{-\beta m_j}} = \frac{\sum_i n_i m_i}{N} = \bar{m} \quad \text{(Ecuación 3-19)}$$

El valor de β es calculado por métodos iterativos. Para diferentes periodos de tiempos, la tasa sísmica esta expresada por la siguiente ecuación:

$$N_a = \frac{N \sum_i e^{-\beta m_i}}{\sum_i t_j e^{-\beta m_j}} \quad \text{(Ecuación 3-20)}$$

La varianza de β se halla con la siguiente expresión:

$$var(\beta) = \frac{1}{N} \frac{[\sum_i t_i e^{-\beta m_i}]^2}{[\sum_i t_i m_i e^{-\beta m_i}]^2 - \sum_i t_i e^{-\beta m_i} \sum_i t_i m_i^2 e^{-\beta m_i}} \quad \text{(Ecuación 3-21)}$$

En la Tabla N° 3.8 y Tabla N° 3.9 se muestra los parámetros sísmicos del modelo doblemente truncado G-R de las fuentes de interplaca, intraplaca y cortical para el Catálogo 1 y Catálogo 2, respectivamente.

Tabla N° 3.8 Parámetros Sísmicos de Fuentes – Catálogo 1

Fuentes Sísmicas	Mmin	$\lambda(M \geq \text{min})$	$\Delta\lambda(M \geq \text{min})$	β	$\Delta\beta$
F1 – Interplaca	5.0	2.350	0.202	2.310	0.147
F2 – Interplaca	5.0	2.255	0.192	2.000	0.116
F3 – Interplaca	5.0	1.697	0.164	1.859	0.127
F4 – Intraplaca	5.0	2.325	0.205	2.539	0.179
F5 – Intraplaca	5.0	2.168	0.195	2.301	0.163
F6 – Intraplaca	5.0	2.350	0.196	1.908	0.125
F7 – Intraplaca	4.5	2.746	0.247	2.159	0.167
F8 – Intraplaca	4.5	2.001	0.203	1.681	0.155
F9 – Intraplaca	4.5	3.525	0.285	2.598	0.172
F10 – Cortical	4.5	2.120	0.214	2.068	0.194

Tabla N° 3.9 Parámetros Sísmicos de Fuentes – Catálogo 2

Fuentes Sísmicas	Mmin	$\lambda(M \geq \text{min})$	$\Delta\lambda(M \geq \text{min})$	β	$\Delta\beta$
F1 – Interplaca	4.5	12.315	0.509	2.384	0.077
F2 – Interplaca	4.5	11.914	0.497	2.247	0.070
F3 – Interplaca	4.5	6.277	0.353	1.972	0.078
F4 – Intraplaca	4.5	11.72	0.502	2.648	0.095
F5 – Intraplaca	4.5	9.281	0.436	2.154	0.075
F6 – Intraplaca	4.5	10.212	0.456	2.087	0.072
F7 – Intraplaca	4.5	5.579	0.346	2.548	0.139
F8 – Intraplaca	4.5	4.028	0.291	2.266	0.142
F9 – Intraplaca	4.5	5.867	0.358	2.846	0.150
F10 – Cortical	4.5	6.845	0.384	2.646	0.131

En las Figura N° 3.15, Figura N° 3.16 y Figura N° 3.17 se muestra la distribución de recurrencia sísmica de la data sísmica y el ajuste del modelo doblemente truncado exponencial de G-R para las fuentes de interplaca, intraplaca intermedia e intraplaca profunda, respectivamente. Los puntos y línea roja representan el Catálogo 1, mientras que los puntos y línea azul representan al Catálogo 2.

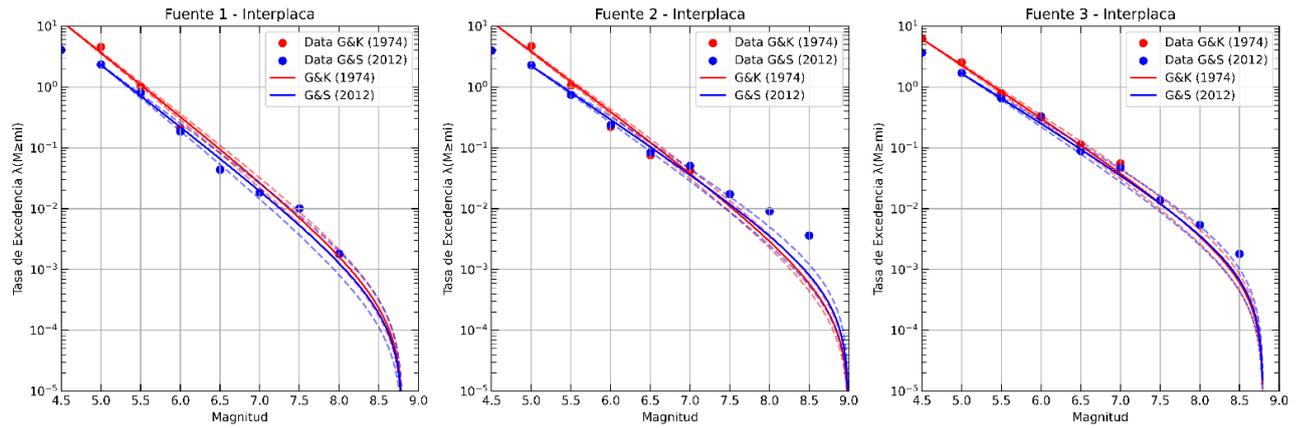


Figura N° 3.15 Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuentes Interplaca

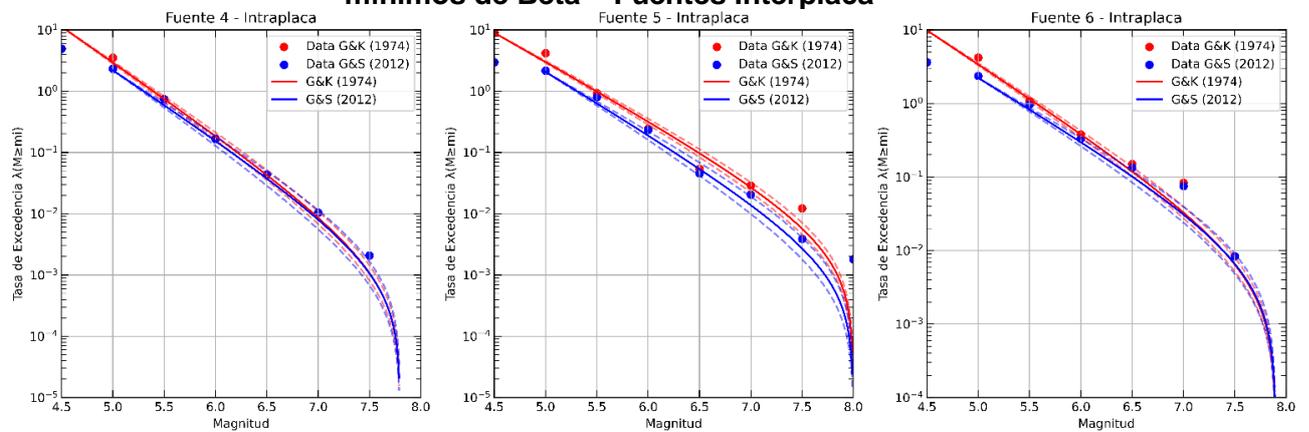


Figura N° 3.16 Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuentes Intraplaca Intermedia

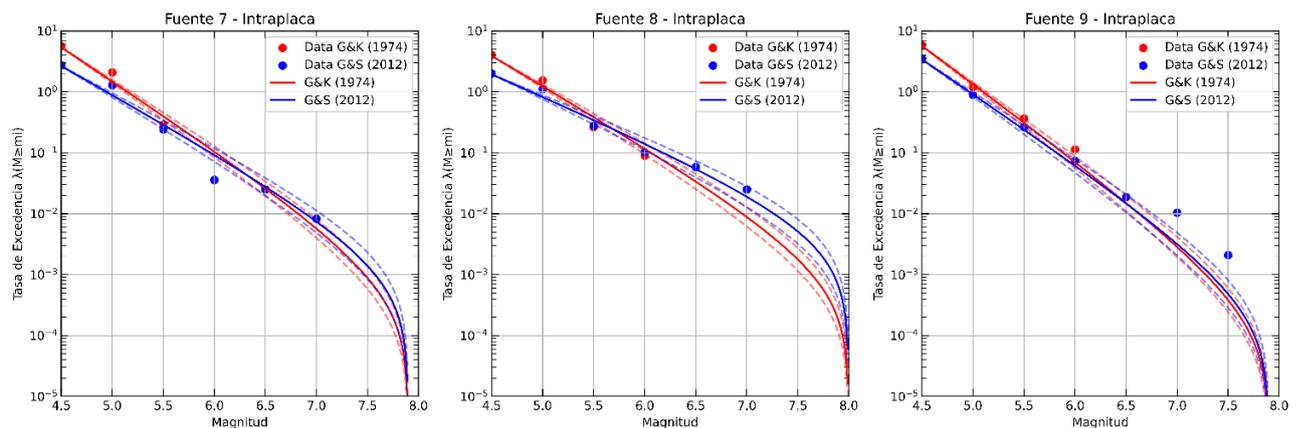


Figura N° 3.17 Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuentes Intraplaca Profunda

3.3. Fuentes Sísmogénicas Corticales

La falta de estudios paleosísmicos y de un monitoreo individualizado ha dejado a la mayoría de las fallas geológicas con una carencia de datos suficientes para determinar

parámetros sísmicos específicos. Como resultado, la actividad sísmica cortical se verá reflejada en una combinación del catálogo sísmico y datos geológicos de las fallas principales. Utilizando el catálogo sísmico, se establecerá una fuente sismogénica cortical con una distribución de Gutenberg-Richter, considerando los sismos corticales en un radio de 300 km alrededor de la ciudad de Arequipa. Las fallas geológicas, identificadas por Machare (2003) se representarán mediante un modelo característico de Máxima Magnitud.

3.3.1. Sismos Corticales

Los sismos corticales son originados en el cuerpo de la placa continental con una profundidad aproximadamente menor a 60 km o por encima de la discontinuidad de Mohorovicic (Moho). La discontinuidad de Moho fue definida en base al modelo LITHO 1.0 Crusta de Pasyanos et al. (2014). Debido a la incertidumbre se considera que el límite de sismos corticales es 20 km por debajo del Moho. Los sismos superficies tienen una profundidad promedio de 28 km, es por ello que esa será la profundidad de la fuente cortical F10. En la Figura N° 3.18 lado izquierdo se muestra los sismos corticales con magnitudes a partir de M4.5 que conforman el Catálogo 1. Además, se incluye la geometría de la fuente F10, la cual está representada por el modelo doblemente truncado exponencial de Gutenberg-Richter. En lado derecho de la figura, se muestran las fallas activas identificadas por Machare et al. (2003); estas fallas se incorporan en el peligro sísmico mediante la filosofía de Magnitud Máxima.

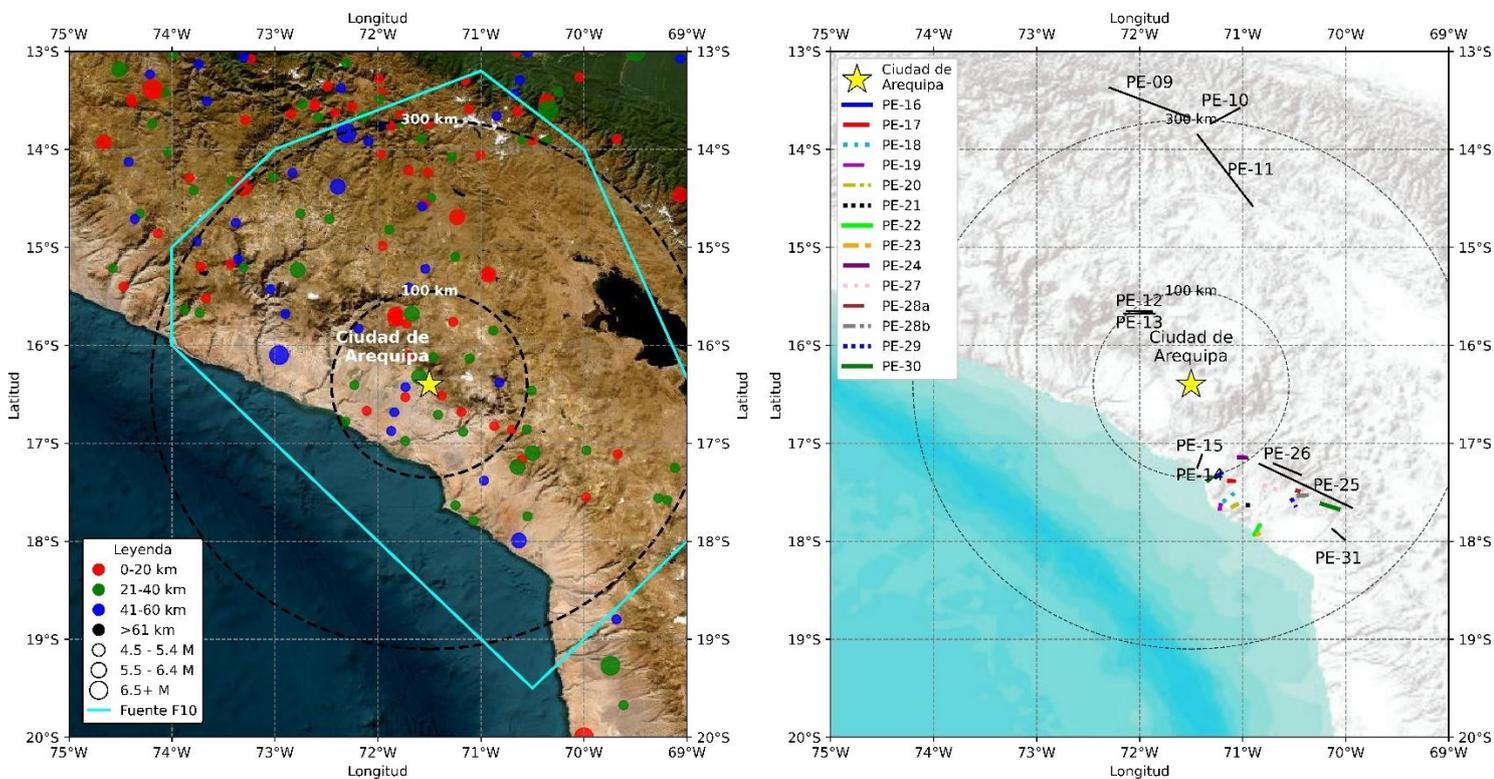


Figura N° 3.18 Distribución de Sismos Corticales en Radio (Catalogo 1)

En la Figura N° 3.19 se muestra la distribución de recurrencia sísmica de la data sísmica y el ajuste del modelo doblemente truncado exponencial de G-R para la fuente cortical F10.

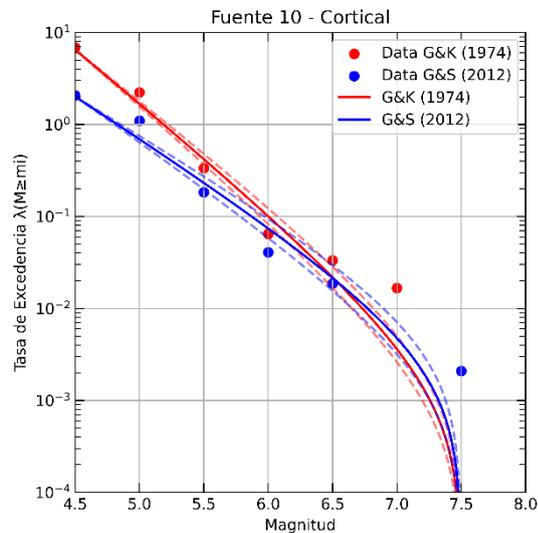


Figura N° 3.19 Distribución de Recurrencia Sísmica con valores máximos y mínimos de Beta – Fuente Cortical

3.3.2. Fallas Geológicas Activas

A pesar que Benavente et al. (2017) identificó 81 fallas activas en su estudio sobre la neotectónica y el peligro sísmico de la región de Arequipa, estas no han sido caracterizadas con un periodo o intervalo de recurrencia. Por lo tanto, quedan excluidas del análisis de peligro sísmico probabilístico. Sólo se considerarán las fallas identificadas por Machare et al. (2003) y serán modeladas según la filosofía del sismo Magnitud Máxima.

Machare et al. (2003) realizó el estudio de fallas activas cuaternarias del Perú como parte del programa internacional de litósfera “Mapa mundial de las Mayores Fallas Activas” fundado por USGS. Este estudio muestra la ubicación, tiempos recientes de desplazamientos o actividad, tasa de actividad de las principales características relacionadas con terremotos, como fallas y pliegues relacionados con fallas. Para el análisis de peligro sísmico se considera en cuenta las fallas activas que estén dentro de un radio de 300 km de la ciudad de Arequipa. En la Tabla N° 3.11 se lista las fallas consideradas en el modelo con sus características sismológicas tales como tipo de falla, dirección, buzamiento, longitud de ruptura, tiempo más reciente de desplazamiento, tasa de desplazamiento estimado y magnitud. La magnitud máxima de cada falla fue tomada del valor más alto de las siguientes relaciones:

- Wells y Coppersmith (1994) utiliza una base de datos de 244 sismos para relacionar diferentes propiedades sismológicas. Para cada sismo se compiló parámetros sismológicos como momento sísmico, magnitud, mecanismo focal,

profundidad, tipo de deslizamiento, longitud de superficie de ruptura desplazamiento superficial promedio y máximo y ruptura de área. Para el cálculo de la magnitud probable máxima se utiliza la siguiente expresión, donde L es longitud de ruptura en km:

$$M_w = 5.08 + 1.16 \log(L) \pm 0.28 \quad \text{(Ecuación 3-22)}$$

- Anderson et al. (1996) considera 43 terremotos de la base de Wells & Coppersmith (1994) e incluye la tasa de deslizamiento en los cálculos de magnitud para una predicción más precisa. En la siguiente expresión L (km) es longitud de ruptura y S (mm/año) es la tasa de deslizamiento de la falla:

$$M_w = 5.12 + 1.16 \log(L) - 0.2 \log(S) \pm 0.26 \quad \text{(Ecuación 3-23)}$$

- Anderson et al. (2016) amplía la base de datos de los anteriores estudios a 80 eventos, considerando 57 falla horizontal, 12 falla inversa y 11 falla tipo normal. Este estudio presenta un modelo lineal considerando solamente la longitud de ruptura de falla y un modelo bilineal que incluye la tasa de deslizamiento de la falla. Para este estudio se considera el siguiente modelo bilineal:

$$M_w = M_{bp} + 2 \log\left(\frac{L}{L_{bp}}\right) + c_2 \log\left(\frac{S}{S_0}\right) \quad L < L_{bp} \quad \text{(Ecuación 3-24)}$$

$$M_w = M_{bp} + \frac{2}{3} \log\left(\frac{L}{L_{bp}}\right) + c_2 \log\left(\frac{S}{S_0}\right) \quad L \geq L_{bp} \quad \text{(Ecuación 3-25)}$$

En la Tabla N° 3.10 se detalla los parámetros para las dos ecuaciones anteriores.

Tabla N° 3.10 Parámetros de Modelo Bilineal Anderson et al. (2016)

Constantes	F. Horizontal	F. Inversa	F. Normal
L_{bp}	62.2±5.49	44.6±5.07	22.8±1.66
M_{bp}	7.29±0.0432	7.2±0.0686	6.79±0.0359
C_2	-0.170±0.0272	0.158±0.0323	-0.0596±0.0714
S_0	4.46	1.15	0.225

El modelo del sismo característico para esta investigación se basa en el momento sísmico (Hanks & H. Kanamori, 1979), la tasa de momento sísmico anual y el periodo de recurrencia, los cuales están dados por las siguientes expresiones:

$$M_0 = 10^{\frac{(M_w+10.7)3}{2}} \quad \text{(Ecuación 3-26)}$$

$$M_0^T = \mu A_f S \quad \text{(Ecuación 3-27)}$$

$$T = \frac{M_0}{M_0^T} \quad \text{(Ecuación 3-28)}$$

Donde μ es el módulo cortante (generalmente su valor es 3×10^{11} dyna/cm²), A_f es el área total de ruptura en el plano de falla, S es la tasa promedio de deslizamiento de la falla, M_w magnitud de momento. En la Tabla N° 3.11 se muestra las fallas activas en radio de 300 desde el centro de la ciudad Arequipa, también se muestra los parámetros geológicos y sísmicos de cada falla.

Tabla N° 3.11 Fallas Activas en un Radio de 300 km de la Ciudad de Arequipa

Falla ¹	Código ²	Dirección/ Buzamiento	Longitud (km)	Tiempo más reciente de desplazamiento	Tasa de Desplazamiento estimado (mm/año) (Peso 0.2-0.6-0.2)	Magnitud ³ (Mw) (Min. – Medio – Max.)
Cuzco (N)	PE-09	N63°O	97.4	<15 000	0.01-0.2-1.0	7.1 - 7.4 - 7.7
Ocongate (N)	PE-10	N88°E	34.3	<15 000	0.01-0.2-1.0	6.6 - 6.9 - 7.2
Vilcanota River (N)	PE-11	N35°O	93.7	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	7.1 - 7.4 - 7.7
Trigal (N)	PE-12	N89°E	20.4	<15 000	0.01-0.2-1.0	6.3 - 6.6 - 6.9
Solarpampa (N)	PE-13	N90°E	14.4	<15 000	0.01-0.2-1.0	6.1 - 6.4 - 6.7
Machado Chico (N)	PE-14	N21°E	16.9	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.2 - 6.5 - 6.8
Pampa Huanocollo (N)	PE-15	N18°E	12.3	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.0 - 6.3 - 6.6
Cerro Cordilleras (N)	PE-16	S67°	19.1	<1.6 Ma	0.001-0.02-0.1	6.3 - 6.6 - 6.9
Falla Desconocida (N)	PE-17	N81°O	10.4	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.0 - 6.3 - 6.6
Chololo (N)	PE-18	N54°E	16.7	<15 000	0.001-0.01-0.1	6.2 - 6.5 - 6.8
Cerro Loreto (N)	PE-19	N11°E	9.2	<1.6 Ma	0.003-0.02-0.1	5.9 - 6.2 - 6.5
Cerro Chaspaya (N)	PE-20	N61°E	10.2	<15 000	0.003-0.02-0.1	5.9 - 6.2 - 6.5
Cerro Chascoso (N)	PE-21	N4°E	5.8	<1.6 Ma	0.0006-0.005-0.01	5.7 - 6.0 - 6.3
Altos los chilenos (N)	PE-22	N31°E	11.8	<1.6 Ma	0.003-0.03-0.1	6.0 - 6.3 - 6.6
Cerro Morrito (N)	PE-23	N63°	5.6	<1.6 Ma	0.003-0.02-0.1	5.6 - 5.9 - 6.2
Pampa Trapiche (N)	PE-24	N85°O	18.5	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.2 - 6.5 - 6.8
Toquepala (N)	PE-25	N62°O	114	<15 000	0.07-0.4-1.0	7.2 - 7.5 - 7.8
Micalaco (N)	PE-26	N66°O	32.6	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.5 - 6.8 - 7.1
Pampa del Purgatorio (N)	PE-27	N77°O	27.9	<15 000	0.05-0.12-1.0	6.5 - 6.8 - 7.1
Villacollo Norte (N)	PE-28a	N75°O	8.7	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	5.9 - 6.2 - 6.5
Villacollo Sur (N)	PE-28b	N83°E	21.8	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.3 - 6.6 - 6.9
Cerro Rocosco (N)	PE-29	N31°E	11.8	<1.6 Ma	0.001-0.016-0.1	6.0 - 6.3 - 6.6
Cerro Caquilluco (N)	PE-30	N71°O	19.1	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.3 - 6.6 - 6.9
San Francisco (N)	PE-31	N44°O	18.6	<1.6 Ma	0.001-0.01-0.1	6.3 - 6.6 - 6.9

1) Nombre y tipo de falla. N = falla normal, I = falla inversa

2) Código de falla definido por Machare et al. (2003)

3.4. Clasificación del Suelo de Estudio

En el proceso de calcular el movimiento sísmico del suelo y los espectros de peligro uniforme en la ciudad de Arequipa, se ha optado por clasificar el tipo de suelo como tipo B. Según la normativa ASCE7-16, esta clasificación corresponde a la clase de sitio tipo B o roca, caracterizada por una velocidad de ondas de cortante (V_{s30}) que oscila entre 760 m/s y 1500 m/s en los primeros 30 metros de la columna de suelo. En concordancia con la norma técnica peruana E.030² del Reglamento Nacional de Edificaciones, este perfil de suelo se alinea con la clasificación tipo S1, que abarca valores de V_{s30} entre 500 m/s y 1500 m/s. En este contexto, se identifica el suelo como rocoso con diversos grados de fracturación, presentando

² Norma Técnica E.030 "Diseño sismorresistente" (2018)

características de suelos muy rígidos y macizos homogéneos. El valor de V_{s30} que se adoptó para las ecuaciones de predicción del movimiento del suelo fue de 760 m/s.

3.5. Ecuaciones de Predicción del Movimiento del Suelo

Arango et al. (2012) investiga la aplicabilidad de las ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE, por sus siglas en inglés) para la zona de subducción de Perú, Chile y América Central diferenciando eventos de interplaca e intraplaca. En esta investigación evalúa las siguientes 9 GMPE; Youngs et al. (1997), Atkinson & Boore (2008), Garcia et al. (2005), McVerry et al. (2006), Zhao et al. (2006), Kanno et al. (2006), Lin & Lee (2008), Arroyo et al. (2010) y BC Hydro (2010). Arango et al. (2012) evalúa la aplicabilidad de manera objetiva mediante el método de máxima probabilidad de Scherbaum et al. (2004), el cual analiza estadísticamente el residuo entre las predicciones con las GMPE y la data observada.

En su estudio concluye que para zonas de interplaca se debe utilizar Youngs et al. (1997), Atkinson y Boore (2008), Zhao et al. (2006), y BC Hydro (2010). Para zonas de intraplaca se debería usar BC Hydro (2010), McVerry et al. (2006) y Zhao et al. (2006).

3.5.1. Youngs et al. (1997)

Este modelo predice el espectro de aceleración para zonas de subducción, tanto de interplaca como de intraplaca, en un rango de distancia de 10 a 500 km, para eventos sísmicos con magnitudes entre 5 y 8.5. El modelo fue desarrollado con registros sísmicos de regiones como Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú y las Islas Salomón. Es importante destacar que este modelo no está definido por las ondas de corte V_{s30} , considera únicamente condiciones de roca y suelo.

3.5.2. Zhao et al. (2006)

El modelo de predicción desarrollado para la zona sísmica de Japón considera sismos de subducción interplaca, intraplaca y corticales. Además, incluye términos de corrección para cada sitio basados en la clasificación del suelo sobre el cual están instaladas las estaciones acelerográficas. Estos suelos se clasifican en cinco tipos: roca dura, roca, suelo duro, suelo mediano y suelo suave. La base de datos utilizada comprende registros de eventos sísmicos en Japón, Irán y el oeste de Estados Unidos, sumando un total de 4726 registros acelerográficos. Los eventos considerados tienen magnitudes que varían entre M 5.0 y M 8.3, y distancias máximas a la fuente de hasta 300 km.

3.5.3. Boore et al. (2014)

Esta ecuación de predicción es para eventos corticales superficiales, con un rango de distancia de 0 a 400 km y una velocidad de ondas de corte de 150 m/s a 1500 m/s, considerando períodos espectrales de 0.01 a 10 segundos. Esta GMPE no considera efectos

de directividad, pero considera el efecto de la cuenca en depósitos aluviales con el parámetro Z_1 . Su rango válido de magnitud es de 3 a 8.5 para fallas inversas y horizontales, y de 3 a 7 para fallas normales. Este modelo de predicción puede aplicarse globalmente en regiones como California, Nueva Zelanda, Taiwán, China, Turquía, Italia y Japón. Para este estudio, se considera el catálogo global y se desprecia el parámetro de efectos de cuenca debido que Arequipa no esta situada en depósitos aluviales.

3.5.4. Campbell y Bozorgnia (2014)

Esta ecuación predice componentes horizontales promedio utilizando la base de datos ampliada PEER NGA-West2, abarcando PGA, PGV y espectros de respuesta de aceleración pseudo-absoluta con 5% de amortiguamiento en períodos de 0.01 s a 10 s. Es válida para terremotos superficiales continentales en dominios tectónicos activos, con distancias de ruptura de 0 a 300 km y magnitudes de M 3.3 a M 8.5 según el mecanismo de la fuente. Las condiciones generales aplicables incluyen velocidades de ondas de corte de 150 a 1500 m/s, profundidades de sedimento de 0 a 10 km, y ángulos de inclinación de falla de 15° a 90°.

3.5.5. Chiou y Youngs (2014)

Este modelo es una actualización del modelo de 2008, desarrollada debido al aumento en la base de datos de registros sísmicos. El modelo actualizado incorpora los efectos del tipo de falla (mecanismo focal), los efectos del muro colgante, el grosor del sedimento y los efectos de la directividad de ruptura. Este modelo debe aplicarse a un rango de magnitudes de M 3.5 a M 8.5 para sismos con mecanismo focal horizontal, y a sismos de falla inversa y normal en el rango de M 3.5 a M 8.0. Además, debe considerarse un rango de distancias de 0 a 300 km, y suelos/rocas con velocidades de ondas de corte de 180 m/s a 1500 m/s.

3.5.6. Abrahamson et al. (2016)

Este modelo para zonas de subducción es global debido a un vasto conjunto de datos que se añade al modelo proporcionado en 2012. Este conjunto de datos considera 9946 pares de registros de 292 eventos de subducción, con datos tomados de Atkinson and Boore (2003, 2008), Crouse et al. (1988), Crouse (1991), Youngs et al. (1997), y eventos en Japón, Taiwán, Sudamérica, América Central y México. Para capturar la incertidumbre del modelo, se consideran valores superiores, medios e inferiores con valores de +0.2, 0.0 y -0.2 en unidades de logaritmo natural en la mediana de magnitudes. Asimismo, este modelo considera el efecto de sitio de antearco y arco frontal.

3.5.7. Montalva et al. (2017)

Esta ecuación de predicción de movimiento del suelo ha sido desarrollada específicamente para la zona de subducción chilena, basada en un conjunto de datos que

abarca 3774 registros de 473 terremotos ocurridos entre 1985 y 2015, incluyendo los eventos de megafalla más recientes en el país (Maule 2010, Mw 8.8; Iquique 2014, Mw 8.1; Illapel 2015, M 8.3). Los parámetros de movimiento predichos por el modelo incluyen la aceleración máxima del suelo y el espectro de pseudoaceleración hasta un período de 10 segundos. La base de datos se compone de 2461 registros de 281 eventos interplaca y 1313 registros de 192 eventos intraplaca. Este modelo utiliza la forma funcional propuesta por Abrahamson et al. (2016). El rango de magnitud aplicable es de 5 a 9, y el rango de distancia es de 0 a 300 km, aunque también se obtienen resultados satisfactorios hasta 1000 km. Adicionalmente, este modelo incorpora los efectos de las regiones back-arc (detrás del arco volcánico) y fore-arc (región de la fosa de subducción). Las 3 fuentes interplaca consideran el efecto fore-arc, mientras que las 6 fuentes intraplaca son caracterizadas con el efecto back-arc.

3.5.8. Parker et al. (2020)

El modelo predictivo desarrollado abarca eventos sísmicos de subducción ocurridos en Japón, Taiwán, Nueva Zelanda, México, América Central, América del Sur, Alaska y Cascadia. Este modelo predice la aceleración pico del suelo (PGA), la velocidad pico del suelo (PGV) y la aceleración espectral (PSA) para periodos que van de 0.01 a 10 segundos. El modelo para sismos interplaca es aplicable a magnitudes de M 4.5 a M 9.5, distancias de ruptura (R_{rup}) de 20 a 1000 km. Por su parte, el modelo para sismos intraplaca es válido para magnitudes de M 4.5 a M 8.5, distancias de ruptura (R_{rup}) de 35 a 1000 km. Ambos modelos son aplicables para un rango de V_{S30} de 150 a 2000 m/s y están diseñados específicamente para sitios ubicados en la región del antearco de las zonas de subducción. Para esta investigación se utiliza el modelo global.

3.6. Incertidumbres

Existen dos tipos principales de incertidumbre asociados al cálculo del peligro sísmico: la incertidumbre epistémica y la incertidumbre aleatoria.

La incertidumbre epistémica se refiere al desconocimiento o comprensión incompleta sobre los procesos sísmicos, la cual puede reducirse mediante investigaciones adicionales y mejor recopilación de datos. Por ejemplo, esto incluye el desconocimiento sobre la ubicación, geometría y características geológicas de las fallas activas, la incertidumbre en las ecuaciones de predicción del movimiento del suelo y la falta de precisión en los modelos que describen la tasa de ocurrencia de sismos y el comportamiento de las fuentes sísmicas.

En contraste, la incertidumbre aleatoria se relaciona con la variabilidad inherente y natural del proceso sísmico, la cual es irreductible y refleja la naturaleza estocástica de la sismicidad. Ejemplos de esta incertidumbre incluyen la variabilidad en los efectos del sitio

debido a características locales del suelo y la topografía, la complejidad en la propagación de la ruptura de la falla y en la generación de ondas sísmicas, así como la variabilidad en los periodos de recurrencia y las tasas de deslizamiento de fallas.

Para considerar las incertidumbres epistémicas y mitigar la variabilidad en el análisis de peligro sísmico, se emplean diversas estrategias. Primeramente, se utilizan diferentes Ecuaciones de Predicción del Movimiento del Terreno (GMPEs), asignándoles pesos específicos, como se detalla en la Tabla N° 3.12. Además, se emplean dos metodologías de depuración de catálogos sísmicos: Gruenthal y Stiphout (2012), y Gardner y Knopoff (1974). Se contempla la variación de los parámetros β y la tasa de actividad sísmica.

Para abordar las incertidumbres relacionadas con la variabilidad, se considera un rango de magnitud máxima y un rango de tasas de recurrencia para las fallas corticales, asociadas a diferentes tasas de deslizamiento. Todas estas variaciones en el modelo se integran mediante el uso de un árbol lógico, el cual combina los resultados de diferentes escenarios y decisiones con sus respectivas ponderaciones, considerando tanto las incertidumbres epistémicas como las de variabilidad. En la Figura N° 3.20 se detalla el árbol lógico para incertidumbres.

Tabla N° 3.12 Incertidumbre Epistémica para Ecuaciones de Predicción de Movimiento del Terreno

Fuente Sísmica	Ecuación de predicción de movimiento	Peso
Subducción Interplaca/Intraplaca	Abrahamson et al. (2016)	0.20(*)
	Montalva et al. (2017)	0.20
	Youngs et al. (1997)	0.20
	Zhao et al. (2006)	0.20
	Parker et al. (2020)	0.20
Corticales	Boore et al. (2014)	0.33
	Campbell y Bozorgnia (2014)	0.33
	Chiou y Youngs (2014)	0.34

(*) El peso para la ecuación de predicción de Abrahamson et al. (2016) está compuesto por 0.32 del valor superior, 0.36 valor central y 0.32 para el valor inferior.

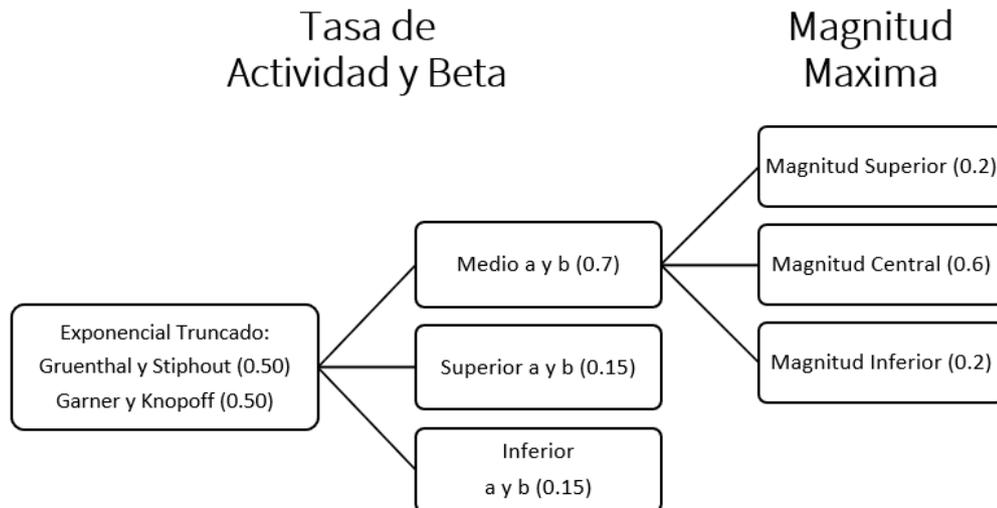


Figura N° 3.20 Árbol Lógico para Incertidumbres

3.7. Resultados de Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico

El análisis de peligro sísmico probabilístico se llevó a cabo en el software de acceso libre R-Crisis (v20.0) siguiendo la metodología proporcionada en el manual (Ordaz M. & Salgado-Galvez M.A., 2020).

En la Figura N° 3.21 se muestra la aceleración espectral del suelo para 10% de probabilidad de excedencia en un periodo de 475 años en la ciudad de Arequipa. La zona noreste de Arequipa, en los distritos de Cayma, Selva alegre, Mariano Melgar y Paucarpata, el rango de aceleración es de 0.435 a 0.440g. En el centro de la ciudad, Yanahuara, Socabaya, Characato y Jose Luis Bustamante el rango de aceleración es de 0.445 a 0.450g. En Sachaca y Hunter el rango de aceleración es de 0.450 a 0.455g. Finalmente, para distritos del suroeste, tales como Uchumayo y Tiabaya, la aceleración es de 0.460g.

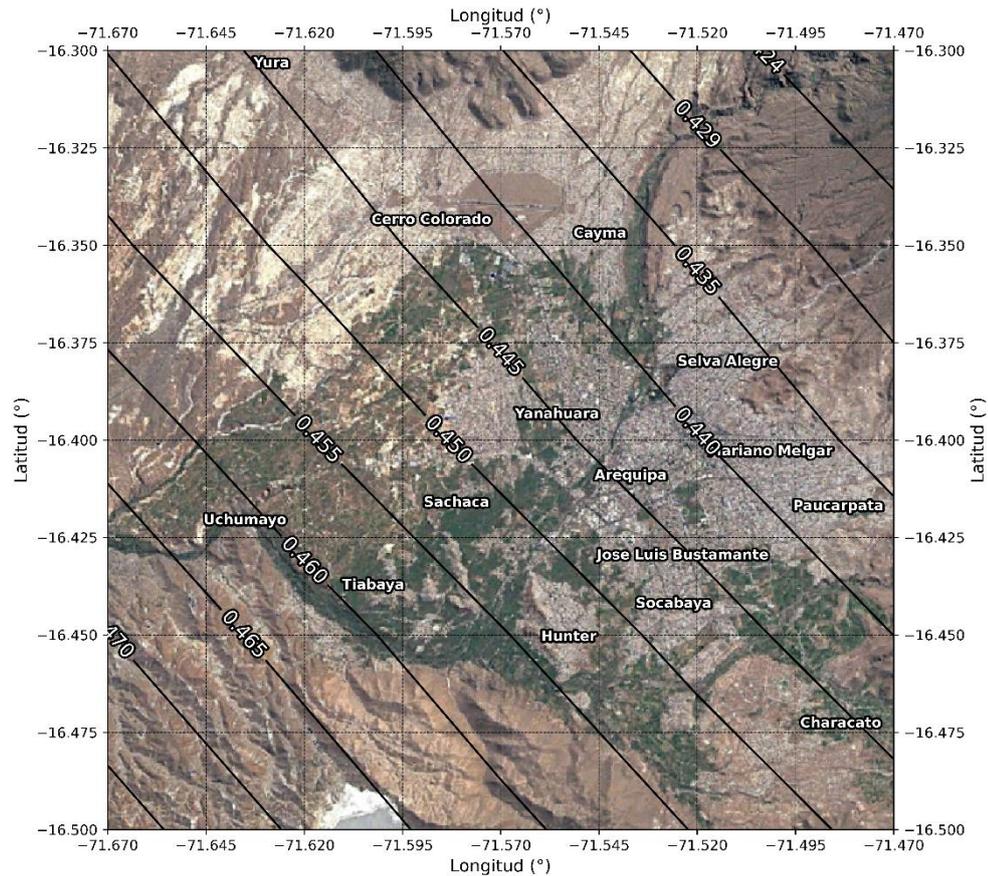


Figura N° 3.21 Aceleración Espectral del Suelo (g) – 10% probabilidad de excedencia – Periodo de retorno 475 años.

En la Figura N° 3.22 se muestra la aceleración espectral del suelo para 5% de probabilidad de excedencia en un periodo de 975 años en la ciudad de Arequipa. La zona noreste de Arequipa, en los distritos de Cayma, Selva alegre, Mariano Melgar y Paucarpata, la aceleración es 0.575g. En el centro de la ciudad, Yanahuara, Socabaya, Characato y Jose Luis Bustamante la aceleración es 0.588g. En Sachaca y Hunter la aceleración es 0.595g. Finalmente, para distritos del suroeste, tales como Uchumayo y Tiabaya, la aceleración es de 0.603g.

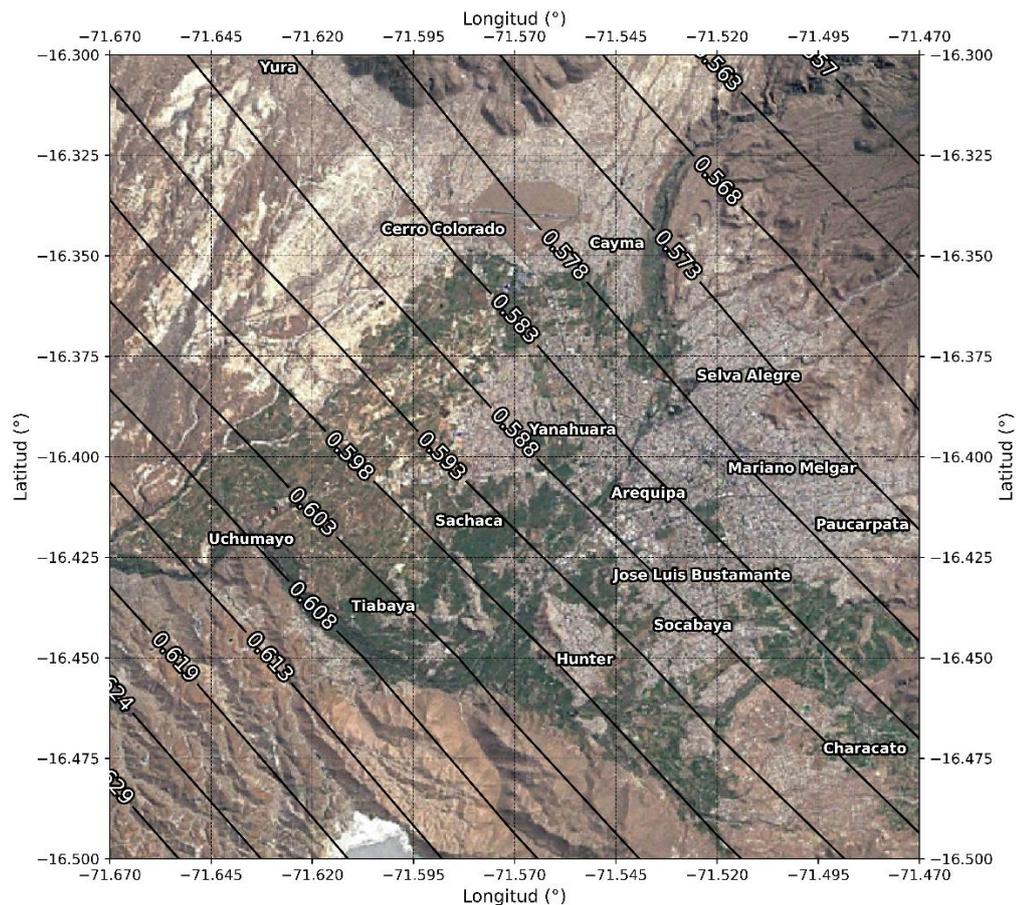


Figura N° 3.22 Aceleración Espectral del Suelo (g) – 5% probabilidad de excedencia – Periodo de retorno 975 años.

En la Figura N° 3.23 se muestra la aceleración espectral del suelo para 5% de probabilidad de excedencia en un periodo de 2475 años en la ciudad de Arequipa. La zona noreste de Arequipa, en los distritos de Cayma, Selva alegre, Mariano Melgar y Paucarpata, la aceleración es 0.805g. En el centro de la ciudad, Yanahuara, Socabaya, Characato y Jose Luis Bustamante la aceleración es 0.820g. En Sachaca y Hunter la aceleración es 0.836g. Finalmente, para distritos del suroeste, tales como Uchumayo y Tiabaya, la aceleración es de 0.851g.

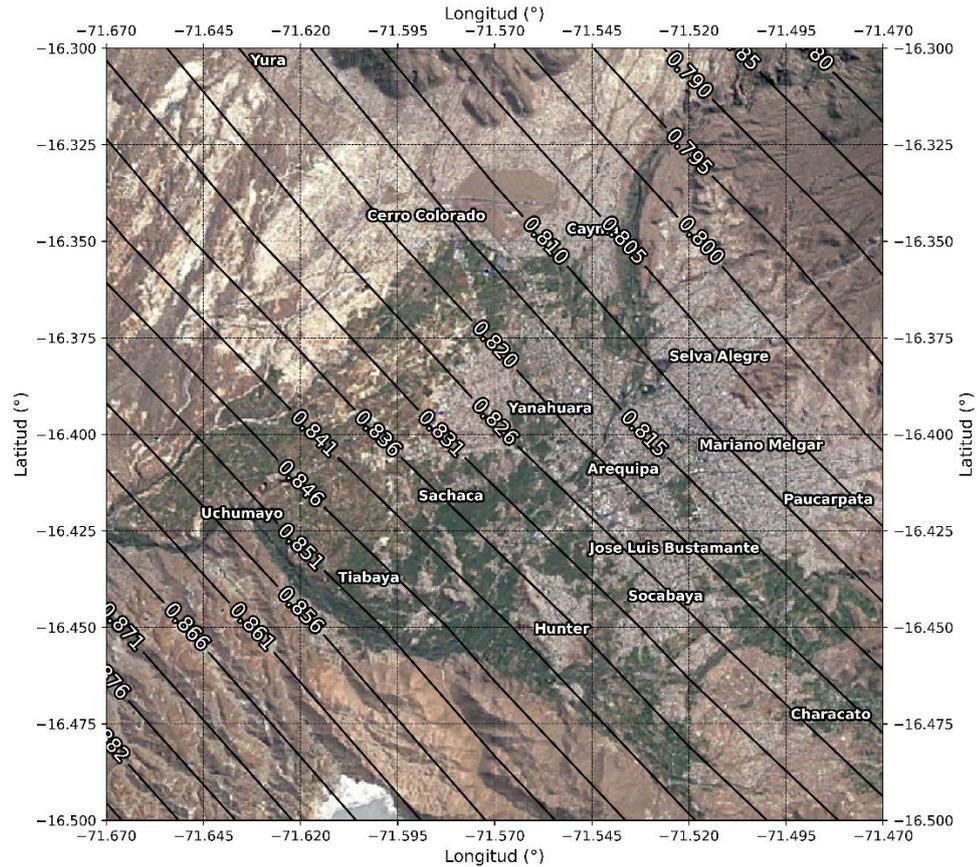


Figura N° 3.23 Aceleración Espectral del Suelo (g) – 2% probabilidad de excedencia – Periodo de retorno 2475 años.

La Figura N° 3.24 muestra espectros de peligro uniforme del centro de la ciudad de Arequipa, con 5% de amortiguamiento, suelo clase B para periodos de retorno de 475, 975, 2475 y 5000 años; con periodos de vibración estructural desde 0.01 hasta 5 segundos. Se considera que el periodo de 0.01 es el periodo del terreno o suelo. La máxima aceleración espectral se alcanza en el periodo de 0.15s, siendo 0.657g, 0.884g, 1.270g y 1.660g, para periodo de retorno 475, 975, 2475, 5000; respectivamente. En la Tabla N° 3.13 se detalla los espectros de peligro uniforme para periodos de retorno de 475, 975, 2475 y 5000 años.

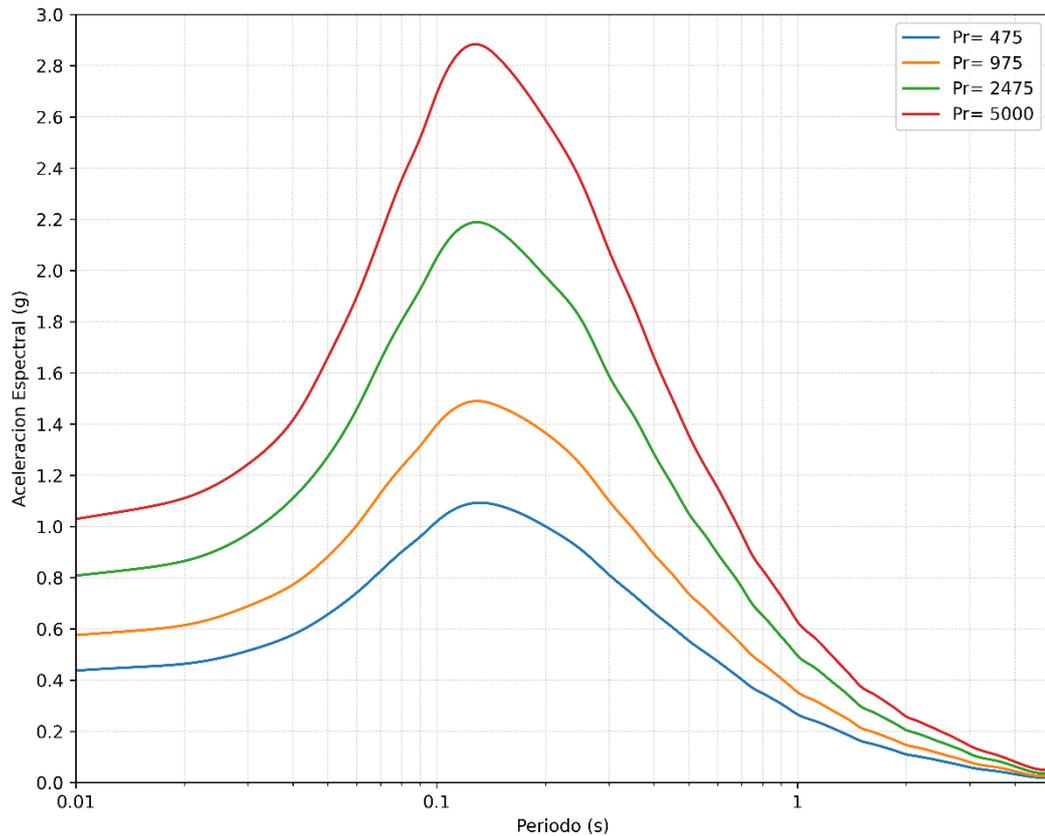


Figura N° 3.24 Espectro de Peligro Uniforme de Ciudad Arequipa – 5% de amortiguamiento – Suelo Clase B ($V_s=760$ m/s)

Tabla N° 3.13 Resumen de Espectros de Peligro Uniforme para el Centro de la Ciudad de Arequipa

Periodo (s)	Espectros de Peligro Uniforme para el Centro de Ciudad Arequipa – 5% de Amortiguamiento – Suelo Clase B			
	Pr = 475 (g)	Pr = 975 (g)	Pr = 2475 (g)	Pr = 5000 (g)
0.01	0.437	0.576	0.808	1.030
0.02	0.464	0.615	0.865	1.111
0.03	0.515	0.689	0.971	1.244
0.05	0.657	0.884	1.274	1.662
0.10	1.019	1.397	2.049	2.691
0.15	1.081	1.468	2.151	2.824
0.20	1.001	1.366	1.978	2.589
0.30	0.812	1.101	1.590	2.080
0.40	0.664	0.891	1.284	1.662
0.50	0.554	0.737	1.050	1.356
0.60	0.474	0.631	0.895	1.152
0.70	0.403	0.538	0.764	0.971
0.80	0.349	0.465	0.653	0.831
0.90	0.308	0.407	0.571	0.729
1.00	0.266	0.353	0.495	0.628
1.50	0.162	0.213	0.297	0.374
2.00	0.110	0.147	0.205	0.258
2.50	0.084	0.112	0.157	0.199
3.00	0.060	0.080	0.112	0.144

Periodo (s)	Espectros de Peligro Uniforme para el Centro de Ciudad Arequipa – 5% de Amortiguamiento – Suelo Clase B			
	Pr = 475 (g)	Pr = 975 (g)	Pr = 2475 (g)	Pr = 5000 (g)
4.00	0.033	0.044	0.063	0.082
5.00	0.020	0.028	0.040	0.052

3.8. Desagregación Sísmica

Para comprender cómo los diferentes parámetros asociados al peligro sísmico influyen en el modelo, se realiza la desagregación sísmica. Este proceso evalúa el impacto de diversas fuentes sísmicas en el peligro total considerando magnitud, distancia a la fuente y ϵ , que mide la desviación del movimiento del suelo respecto al valor medio predicho. La intensidad del movimiento del suelo depende de la magnitud (M) y la distancia (R)³ al evento causante, aunque existe una gran variabilidad en los registros empíricos para los mismos M y R . Esta variabilidad se captura con ϵ , definido como las desviaciones estándar logarítmicas del movimiento del suelo respecto al valor medio predicho por una ecuación de predicción del movimiento del suelo. (Bazzurro & Cornell, 1999). Para esta investigación, el cálculo de desagregación sísmica fue realizado solamente con los valores intermedios de tasa de actividad, Beta y magnitud máxima central, no se toma en cuenta las incertidumbres de árbol lógico propuesto en Figura N° 3.20; esto se debe a las limitaciones del software utilizado para el cálculo de peligro sísmico. Es por ello que el valor de ϵ es cercano a 0.

La desagregación sísmica se llevó a cabo para períodos de retorno de 475, 975, 2475, 5000 y 10,000 años, considerando los períodos de aceleración de PGA, 0.15s y 1s con espectros de amortiguamiento del 5%. Los resultados de la desagregación sísmica indican que, para el PGA y los períodos de 0.15s y 1s, el mayor contribuyente al peligro sísmico en la ciudad de Arequipa es la fuente intraplaca F5. Esta fuente se caracteriza por sismos en el rango de M 7.5 a 8 y una distancia entre 100 y 150 km. Asimismo, el valor de ϵ sugiere que los valores de aceleración espectral para dichos períodos son mayores que la media de los valores producidos por las combinaciones de magnitud y distancia evaluadas en el análisis ($\epsilon > 0$). En la Figura N° 3.25 se muestra la fracción de contribución por cada par Magnitud (M)-Distancia focal (km) para PGA periodo de retorno de 475 años.

³ El Análisis de desagregación sísmica considera la distancia R_{rup} , la cual es la distancia más cerca al área de ruptura.

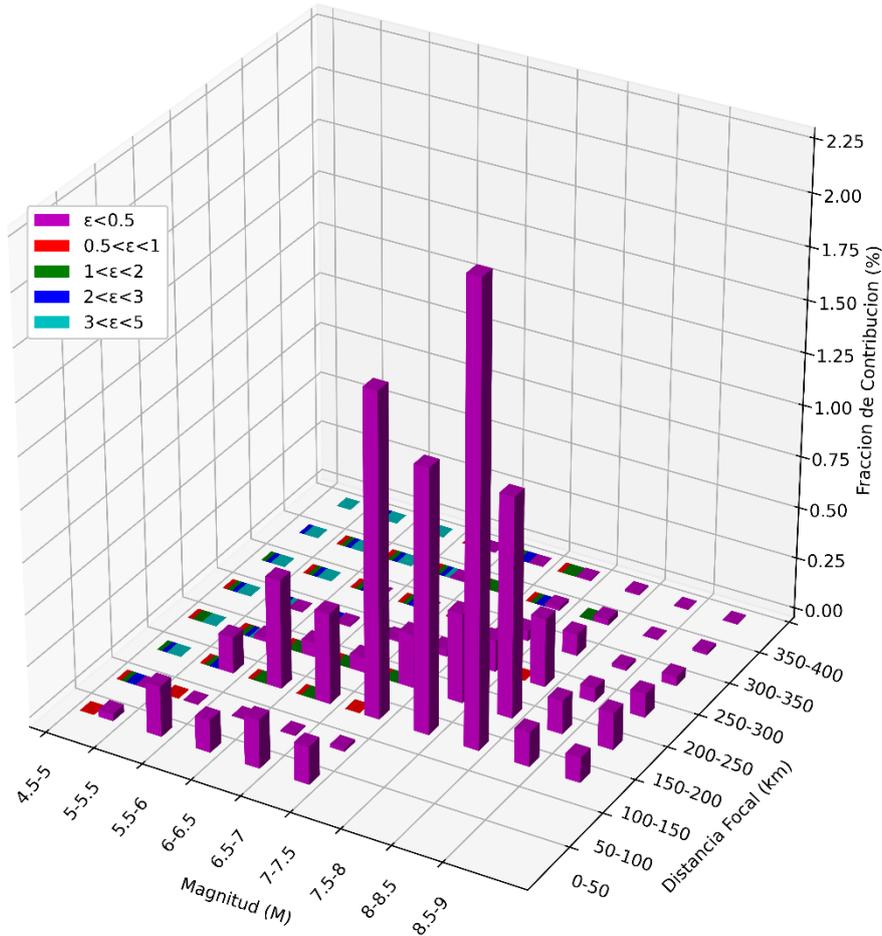


Figura N° 3.25 Fracción de Contribución (%) según Magnitud (M) y Distancia R_{rup} (km) – Máxima Aceleración de Suelo (PGA) – 475 años

La Figura N° 3.26 muestra la probabilidad anual de excedencia para las diferentes fuentes de valores de PGA. Según los resultados obtenidos, la fuente intraplaca intermedia F5 es la principal contribuyente al peligro sísmico en la región, seguida por la fuente interplaca F2. En contraste, la fuente intraplaca profunda F9 presenta la menor contribución al peligro sísmico asociado a fuentes de subducción.

En cuanto a las fuentes corticales, la fuente tipo área F10 es la mayor contribuyente al peligro sísmico, con un rango de magnitudes de M 4.5 a M 7.5 según el modelo doblemente truncado exponencial de Gutenberg-Richter. Para las demás fuentes corticales, se utilizó el modelo de sismo característico, simulando la magnitud máxima esperada para cada fuente. Tras la fuente F10, las fallas Solarpampa y Trigal, ubicadas en Arequipa, y la falla de Toquepala en Tacna son las que más contribuyen al peligro sísmico.

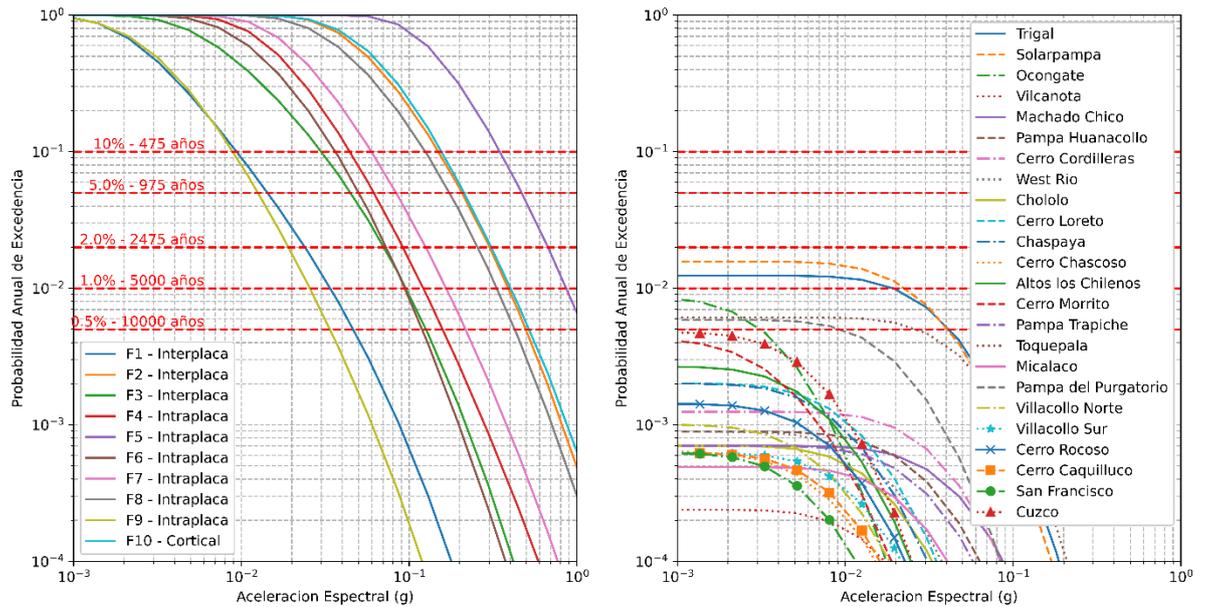


Figura N° 3.26 Probabilidad Anual de Excedencia por Fuentes de Subducción – Máxima Aceleración del Suelo (PGA)

3.9. Discusión de Resultados del Análisis de Peligro Sísmico Probabilístico

- El PGA calculado en esta investigación para periodos de retorno de 475 y 2475 años es muy similar a estudios recientes como se observa en Tabla N° 3.14.

Tabla N° 3.14 Comparación de Valores PGA con Investigaciones Anteriores

Investigación	475 años (10% de Probabilidad) – (g)	2475 años (2% de Probabilidad) – (g)
Esta Investigación	0.44	0.80
Medina et al. (2017)	0.45	0.80
Aguilar y Tarazona (2024)	0.40	0.72

- La desagregación sísmica indica que sismos que presentan magnitudes en el rango de M 7.5 a 8 y una distancia entre 100 y 150 km contribuyen más al peligro sísmico para PGA, Sa(0.15) y Sa(1.0), siendo la Fuente Intraplaca intermedia F7 seguida de la Fuente Interplaca F2 las que contribuyen más al peligro sísmico. Este resultado también se observa en el estudio desarrollado por Monroy et al. (2011), el cual indica que la fuente intermedia S7 contribuye más al peligro sísmico con magnitudes de 7.5 a 8.0 en distancia de 125 a 150 km.
- Las fallas corticales considerando un modelo de magnitud máxima debido a su baja tasa de deslizamiento y por consecuencia una tasa de recurrencia muy

alta no contribuye significativamente al peligro sísmico. Las fallas que menos contribuyen al peligro sísmico son la falla de San Francisco en Tacna y la falla de Vilcanota en Cuzco. Para el período de PGA, las fallas Solarpampa, Trigal, Toquepala, Pampa de Purgatorio y Ocongate sólo contribuyen al peligro sísmico en los períodos de retorno de 5,000 y 10,000 años. Las demás fallas no muestran contribución en estos períodos de retorno ni tampoco en periodos menores. Sin embargo, la fuente cortical F10 con el modelo truncado, si contribuye significativamente, siendo la tercera fuente después de la Interplaca F2.

3.10. Registros Seleccionados

En base a los resultados obtenidos de la desagregación sísmica, se observa que el rango de magnitud que contribuye más al peligro sísmico esta entre M 7.5 a M 8.0 en rango de distancia epicentral de 100 a 150 km, siendo sismos de Intraplaca, seguidos de sismos interplaca. Para sismos corticales, se observa que sismos entre M 7.0 a 7.5 con distancia de 0 a 50 km contribuyen al peligro sísmico. Debido a ello se buscará sismos con esas características en diferentes redes acelerográficas en zonas de subducción y corticales similares. EL procesamiento de señal sísmica se llevó a cabo en el software SeismoSignal Version 5.1.2 y el ajuste espectral en el software SeismoMatch Versión 2016.

Para realizar el proceso de ajuste espectral, primeramente, se debe corregir los acelerogramas seleccionados, los cuales se listan en la Tabla N° 3.15. Se utiliza corrección por línea base con diferentes coeficientes polinomiales y filtro pasabandas con límites de 0.10 Hz y 25.00 Hz para el procesamiento de señales sísmicas. Luego del proceso de corrección se hace el proceso de escalamiento, en el cual se igual la máxima aceleración del acelerograma corregido con los diferentes valores PGA de los espectros de peligro uniforme calculados en la sección 3.7.

Tabla N° 3.15 Registros Seleccionados Para Ajuste Espectral

Ubicación	Fecha	Magnitud (M)	Proceso Geológico ¹	Estación Registrada	Distancia Epicentro-Estación (km)	Prof. (km)	Tp (s)	Tm (s)
El Salvador	13/01/2001	7.7	Intraplaca (N)	Seminario San Jose de la Montaña 7158	95	60	0.16	0.35
Arequipa, Peru	23/06/2001	8.3	Interplaca (N)	Moquegua	320	33	0.18	0.54

Ubicación	Fecha	Magnitud (M)	Proceso Geológico ¹	Estación Registrada	Distancia Epicentro-Estación (km)	Prof. (km)	Tp (s)	Tm (s)
Tokachioki, Japon	26/09/2003	8.0	Interplaca (N)	HKD092	138	27	0.50	0.44
Iquique, Chile	13/06/2005	7.8	Intraplaca (N)	Iquique	120	116	0.08	0.23
Nueva Zelanda	03/09/2010	7.0	Cortical (I)	Ashely School	50	12	0.12	0.42
El Maule, Chile	27/02/2010	8.8	Interplaca (N)	Talca	100	23	0.16	0.31
Iquique, Chile	01/04/2014	8.2	Interplaca (N)	HMBCX	125	25	0.16	0.42

1) Nombre y tipo de falla. N = falla normal, I = falla inversa

3.11. Procesamiento de Señal Sísmica

En la Figura N° 3.27 se observa los espectros de aceleración de los registros seleccionados sin escalamiento y con línea negra discontinua el espectro de peligro uniforme para periodo de retorno de 475 años.

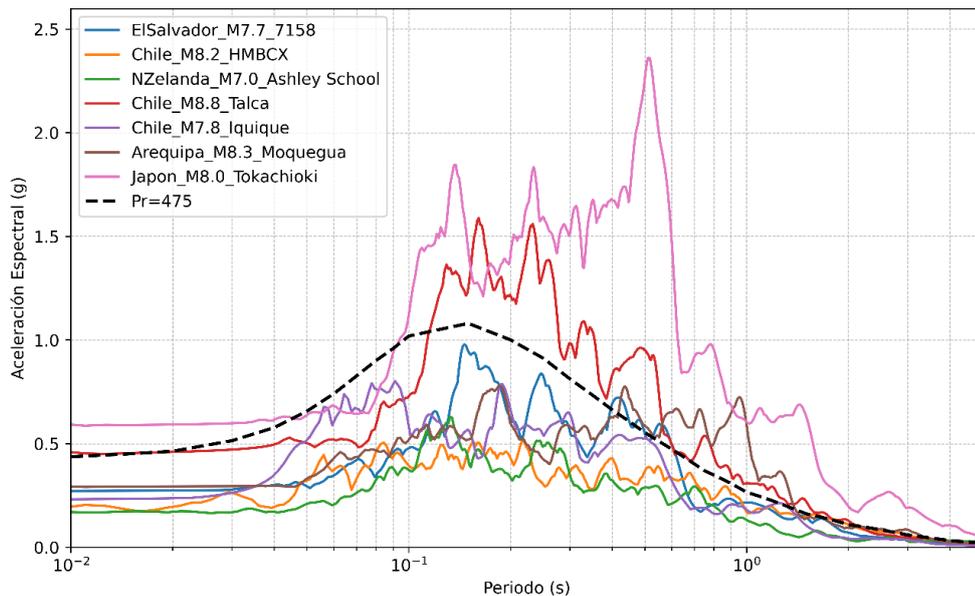


Figura N° 3.27 Espectros de Aceleración de Registros Acelerográficos Seleccionados y Espectro de Peligro Uniforme (periodo de retorno de 475 años)

3.12. Comparación de Parámetros

La Figura N° 3.28 muestra la variación de los parámetros de los registros escalados con respecto a los registros ajustados. El registro Chile_2010_M8.8, seguido El Salvador_2001_M7.7 son los que presentan menos variación (<20%) de sus parámetros, mientras que los registros japon_2003_M8 y Arequipa_2001_M8.3 presenta variaciones por

encima del 200% en densidad de energía específica y en el resto de sus parámetros variaciones mayores a 50%.

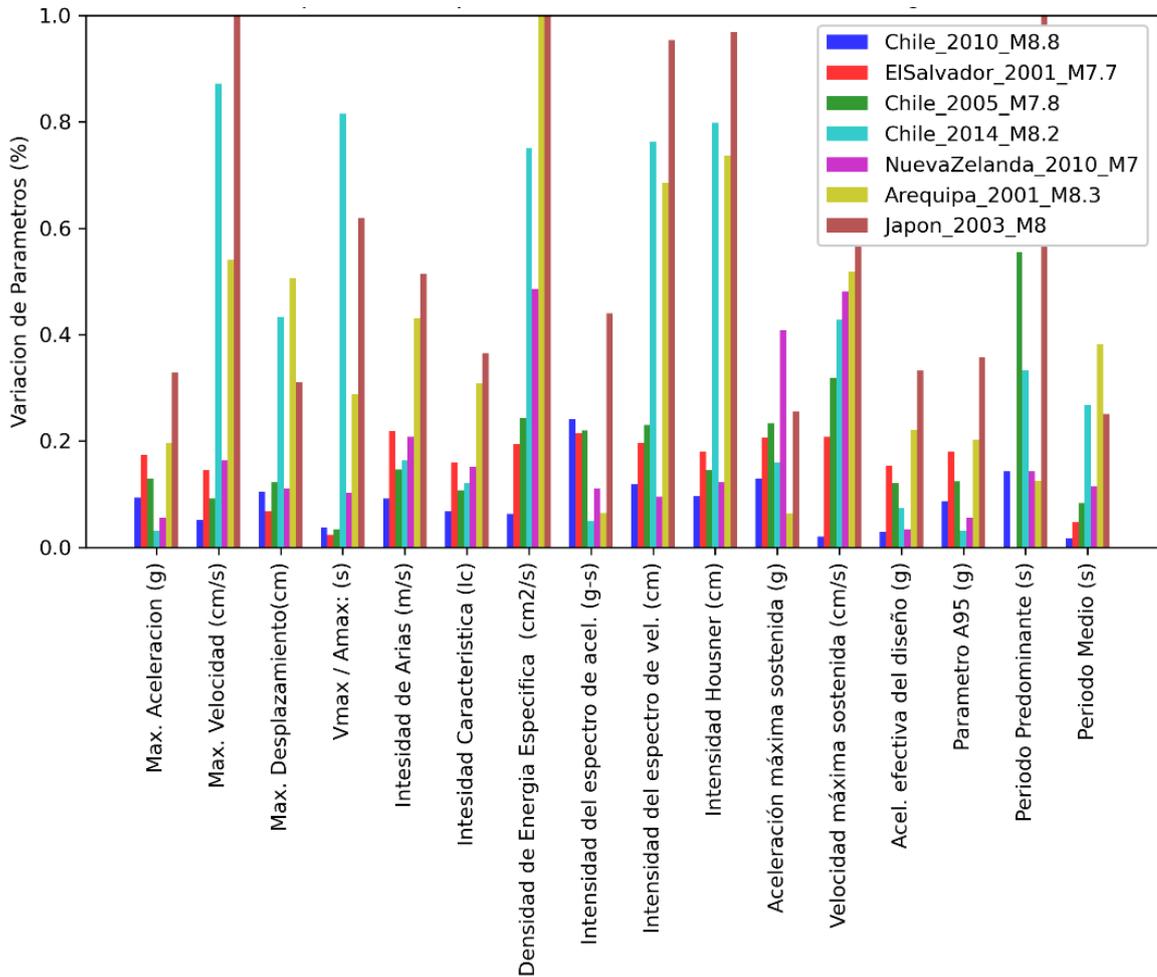


Figura N° 3.28 Variación de Parámetros de los Registros Ajustados con respecto a Registros Escalados

3.12.1. Parámetros Generales

En la Figura N° 3.29 se muestra la generación de acelerograma sintético mediante el método de ajuste espectral para el sismo Iquique, Chile M7.8 (2005) para el espectro uniforme objetivo de 475 años. La línea azul representa el registro escalado, la línea roja el registro ajustado y la línea negra el objetivo. Se observa que el ajuste espectral ha mantenido los picos y los valles, preservando las direcciones de las ondículas en los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento. Asimismo, se mantiene el patrón de duración significativa del 5% al 95% de Intensidad de Arias. En la sección Anexos, se adjuntan los ajustes espectrales de los demás sismos.

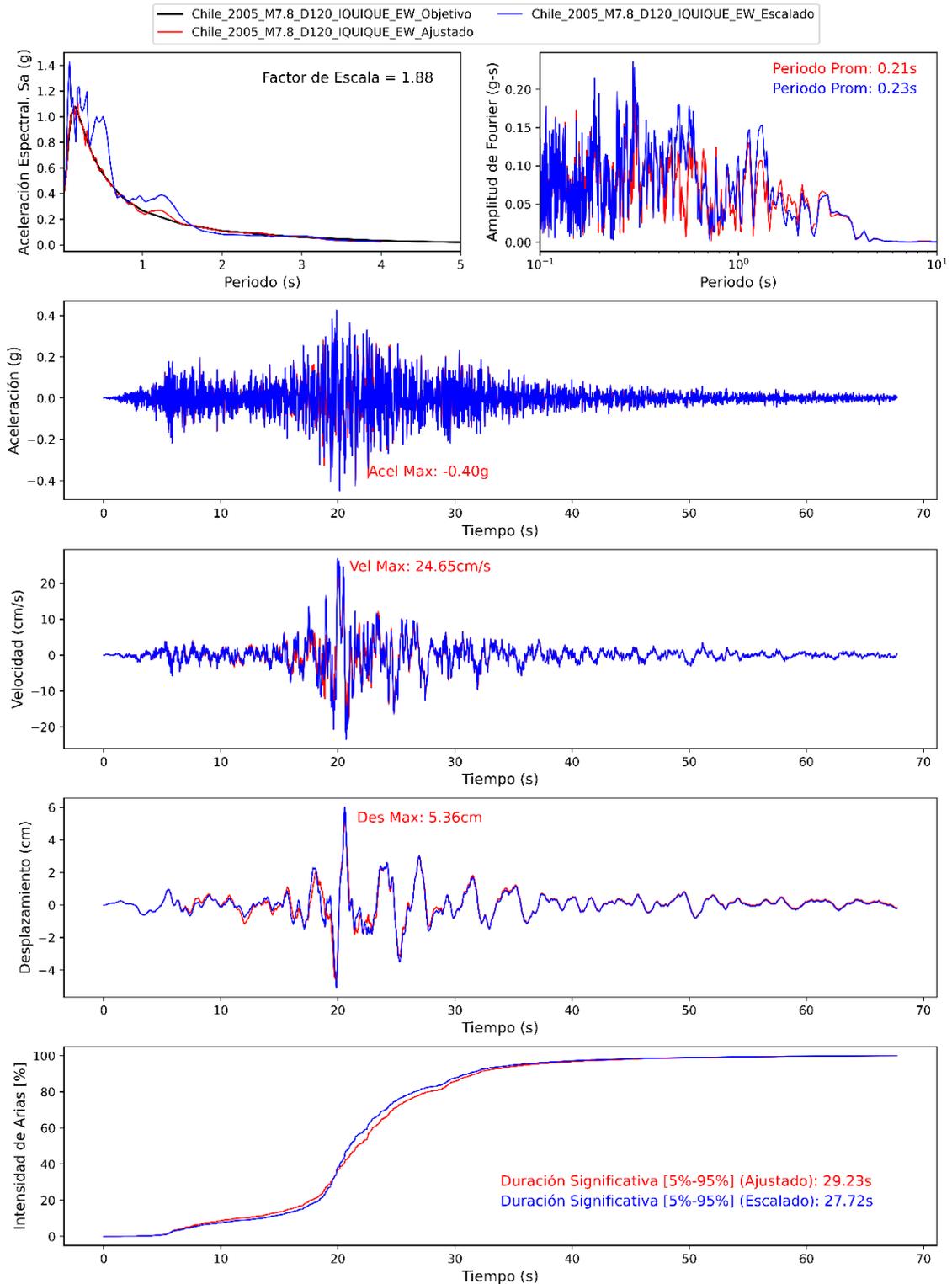


Figura N° 3.29 Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Chile 2005 M7.8 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años

3.12.2. Intensidad de Arias

En la Figura N° 3.30 se muestra la intensidad de Arias tanto para el registro de aceleración ajustado (línea roja) como el registro de aceleración escalado (línea azul). Se observa que los registros de aceleración de Chile_2010_M8.8 y El Salvador_2001_M7.7

presenta menor variación de intensidad de Arias, mientras que los registros de Japón_2003_M8 y Arequipa_2001_M8.3 presenta mayor variación de este parámetro. Asimismo, se observa que la variación o discrepancia entre ambos registros se incrementa una vez se pasa la aceleración pico del registro.

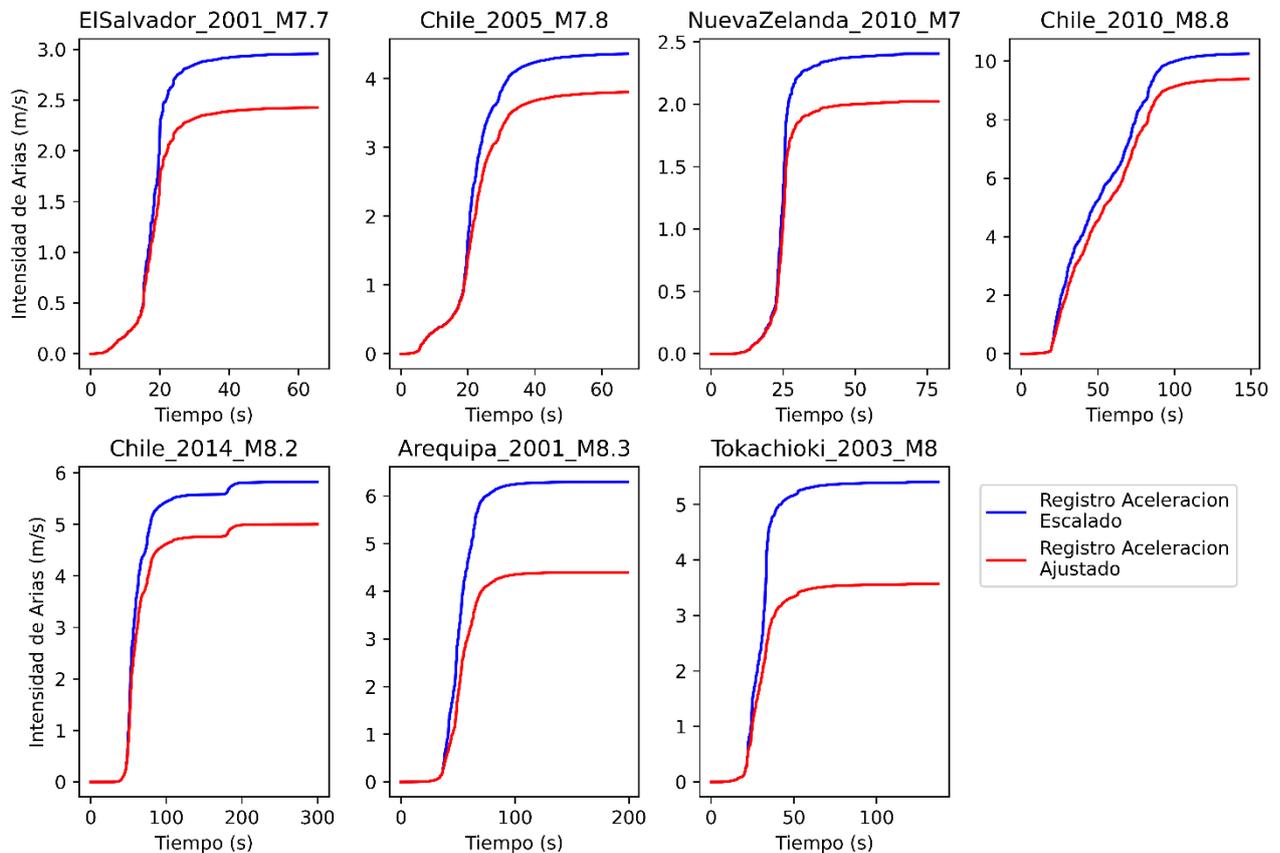


Figura N° 3.30 Variación de Intensidad de Arias en Acelerograma Ajustado

3.12.3. Densidad de Energía Específica

En la Figura N° 3.31 se observa la variación de la densidad de energía específica del registro de aceleración ajustado (línea roja) como el registro de aceleración escalado (línea azul). Se observa que los registros de aceleración de Chile_2010_M8.8 y EISalvador_2001_M7.7 presenta menor variación de densidad de energía específica, mientras que los registros de Japón_2003_M8 y Arequipa_2001_M8.3 presenta mayor variación de este parámetro.

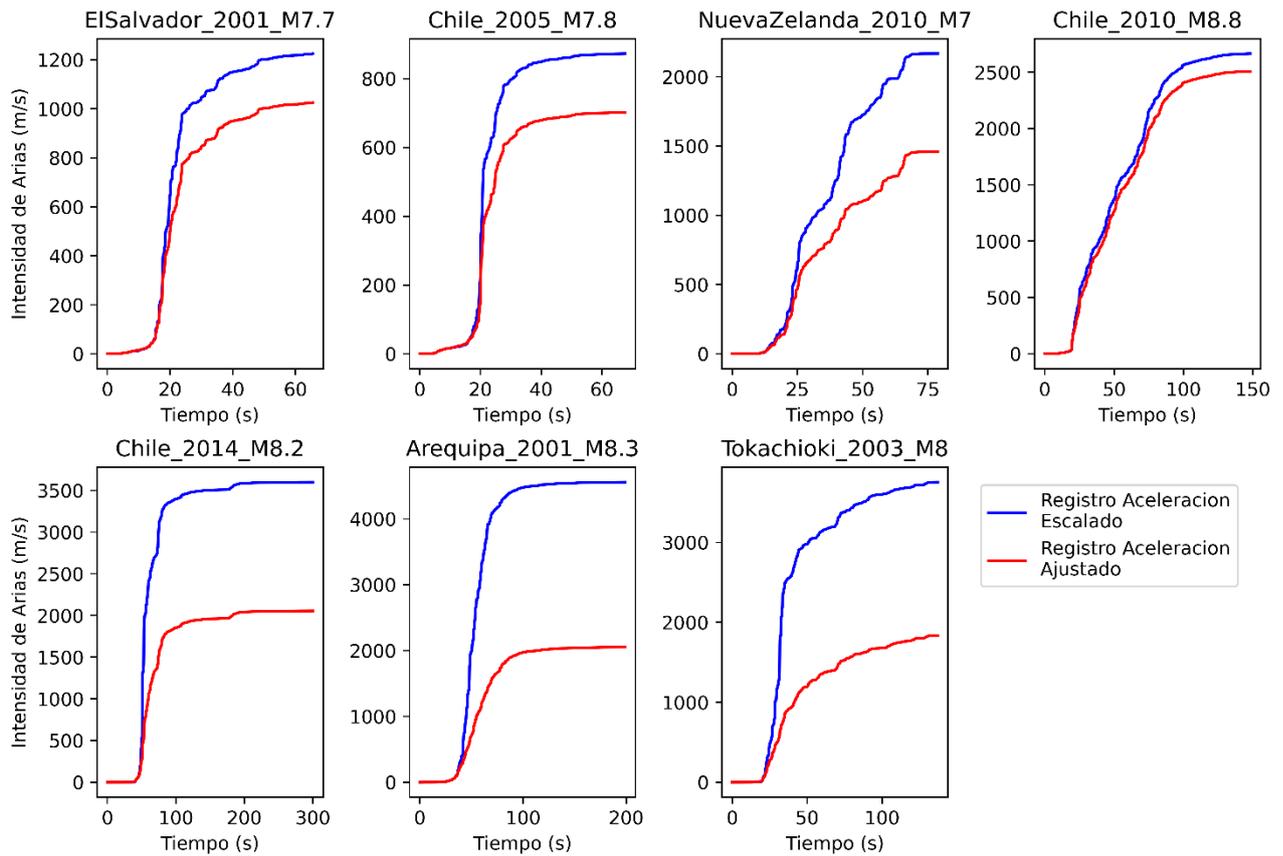


Figura N° 3.31 Variación de Densidad de Energía Específica en Acelerograma Ajustado

3.13. Discusión de Resultados de Generación de Registros Sintéticos

El análisis de los registros de acelerogramas muestra que a medida que aumenta el factor de escalamiento entre el acelerograma original y el espectro de peligro uniforme objetivo, se observa una disminución en el flujo de energía del acelerograma ajustado en comparación con el acelerograma escalado. Esta disminución se puede evidenciar a través de parámetros como la Intensidad de Arias, la Intensidad Característica y la densidad de energía específica. Un mayor factor de escala tiende a reducir la aceleración, la velocidad y el desplazamiento máximos, resultando en una disminución de estos parámetros energéticos.

Sin embargo, una excepción notable se observa en el caso del acelerograma del sismo de Japón_2003_M8.0. A pesar de tener un factor de escalamiento relativamente pequeño ($FS=0.75$), se registra una gran variación en los parámetros mencionados. Esto se puede atribuir a la considerable discrepancia entre el periodo fundamental del registro escalado ($T_p=0.52$) y el del espectro de respuesta objetivo ($T_p=0.15$). La diferencia es significativa, siendo el periodo del registro escalado aproximadamente cinco veces mayor que el del espectro objetivo. Esta discrepancia en los periodos fundamentales implica que, al realizar el ajuste espectral, se requiere una mayor modificación de las frecuencias y la energía

del registro, resultando en una mayor variación en los parámetros energéticos. Por lo tanto, no solo el factor de escalamiento es crucial para la variación de la densidad de energía, sino también la relación entre el periodo fundamental del acelerograma y el del espectro objetivo. Un ajuste eficaz de los registros de acelerogramas debe considerar ambos aspectos para asegurar que las modificaciones en la energía y las frecuencias se manejen adecuadamente, minimizando las discrepancias y asegurando la precisión del análisis espectral.

En la Tabla N° 3.16 se observa los diferentes Factores de escalamiento y la variación de flujo de energía del acelerograma inicial con respecto al ajustado. Asimismo, se observa que cuando el periodo fundamental del registro acelerográfico original es similar al periodo fundamental del espectro de peligro uniforme objetivo no existe una variación significativa en el periodo fundamental ni en el periodo medio del acelerograma ajustado. Se concluye que se debe generar registros sintéticos utilizando los siguiente acelerogramas base para análisis dinámicos de estructuras en la ciudad de Arequipa: 1) sismo interplaca de El Maule, Chile (M8.8, 2010); 2) sismo intraplaca de El Salvador (M7.7, 2001); 3) sismo intraplaca de Iquique, Chile (M7.8, 2005); y el sismo cortical Nueva Zelanda (M7.0, 2010).

Tabla N° 3.16 Variación de Densidad de Energía Específica (Espectro de Peligro Uniforme Objetivo con Periodo de Retorno de 475 años)

Registro Acelerográfico	Factor de Escalamiento	Variación de densidad de energía Especifica (%)	Variación de T_p (%)
Chile_2010_M8.8	0.95	6.3	14.3
EISalvador_2001_M7.7	1.61	19.5	0.0
Chile_2005_M7.8	1.88	24.3	55.6
Chile_2014_M8.2	2.24	75.1	33.3
NuevaZelanda_2010_M7	2.50	48.6	14.3
Arequipa_2001_M8.3	1.45	222.1	12.5
Japón_2003_M8.0	0.75	204.6	500.0

CAPÍTULO IV. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

4.1. Conclusiones

El espectro de peligro uniforme (espectro objetivo) fue obtenido del análisis de peligro sísmico probabilístico en donde los resultados de PGA para la ciudad de Arequipa para periodo de retorno de 475 años de excedencia (0.44g) y periodo de retorno de 2475 años de excedencia (0.80g) resultan muy similares a otras investigaciones previas como la de Medina et al. (2017) y Aguilar y Tarazona (2024). En estas investigaciones, se reportaron valores de PGA de 0.45g y 0.40g para periodo de retorno de 475 años; mientras que para periodos de 2475 años se obtuvieron valores de 0.80g y 0.72g, respectivamente. Se concluye que los resultados de aceleración obtenidos son confiables, no solamente debido a la similitud con estudios previos, sino también porque se consideraron diversas incertidumbres; incluyendo dos catálogos depurados con diferentes métodos, tres límites para tasas de actividad, beta y magnitud máxima, así como diferentes ecuaciones de predicción de movimiento.

El método de ajuste espectral en el dominio del tiempo se puede utilizar para propósitos ingenieriles sin desnaturalizar ni alterar significativamente el contenido de frecuencias del acelerograma original, siempre y cuando se apliquen ciertas consideraciones importantes. No solo se debe realizar una verificación visual de las direcciones y las frecuencias de las ondas en los registros de aceleración, velocidad y desplazamiento del acelerograma original y ajustado, sino que también es crucial asegurarse de que el flujo de energía no varíe de manera significativa. Esta variación en el flujo de energía puede reducirse si el factor de escalamiento inicial es menor.

En el caso de que se conozca el periodo de la estructura a analizar y diseñar, se puede aplicar el ajuste espectral en el dominio del tiempo en el rango que sea necesario según esta estructura. Esto minimizaría la desnaturalización del acelerograma original y conservaría el flujo de energía. En base a los resultados del ajuste espectral en el dominio del tiempo, se debe generar registros sintéticos utilizando los siguientes acelerogramas base para análisis dinámicos de estructuras en la ciudad de Arequipa: 1) sismo interplaca de El Maule, Chile (M8.8, 2010); 2) sismo intraplaca de El Salvador (M7.7, 2001); 3) sismo intraplaca de Iquique, Chile (M7.8, 2005); y el sismo cortical Nueva Zelanda (M7.0, 2010). Es importante que los acelerogramas de estos eventos sísmicos sean de la misma estación acelerográfica que se utilizó en esta investigación. El uso de estos acelerogramas base permitirán realizar análisis dinámicos no lineales de estructuras en la ciudad de Arequipa, debido que el carácter no estacionario es preservado una vez se haya realizado el ajuste espectral y la variación de densidad de energía e intensidad de arias es mínima en comparación de los demás registros.



En resumen, el éxito del ajuste espectral en el dominio del tiempo depende no solo del factor de escalamiento, sino también de la compatibilidad del periodo fundamental del acelerograma escalado con el espectro de peligro uniforme objetivo. Aplicar estas consideraciones puede mejorar la precisión y la fiabilidad del ajuste espectral, asegurando que el contenido energético y las características de frecuencia se mantengan dentro de límites aceptables.

4.2. Recomendaciones

Se recomienda que, durante la selección de los registros candidatos, se preste especial atención al periodo fundamental del registro de aceleración. Se sugiere una variación de ± 0.08 segundos entre el periodo fundamental del espectro objetivo y el acelerograma original, y el factor de escalamiento debe mantenerse por debajo de 2. Este rango específico de variación en el periodo fundamental asegura que el flujo de energía del acelerograma original se preserve y no se disipe durante el proceso de ajuste espectral, manteniendo así la integridad del registro sintético para aplicaciones ingenieriles.

Se recomienda que el análisis de peligro sísmico para la ciudad de Arequipa también incorpore la distribución magnitud-frecuencia basada en el enfoque de sismo característico, como lo proponen Youngs & Coppersmith (1985). Esto se debe a que el modelo exponencial truncado podría estar sobrestimando la tasa de excedencia para magnitudes menores a M_6 . Dicha sobrestimación ocurre porque, en presencia de eventos de gran magnitud, la curva del modelo exponencial tiende a ajustarse a estas magnitudes mayores, elevando, por consiguiente, la predicción para magnitudes inferiores. La incorporación del enfoque de sismo característico podría ofrecer un ajuste más realista, ya que toma en cuenta la recurrencia de eventos de gran magnitud con mayor precisión. A diferencia del modelo exponencial truncado, el modelo de Youngs & Coppersmith (1985) introduce un punto de inflexión que diferencia las magnitudes menores de las características, ofreciendo así una mejor estimación del peligro sísmico. Esto permite reflejar con mayor exactitud la distribución y recurrencia de sísmicos de gran magnitud. Añadir este enfoque proporcionaría mayor precisión al análisis, especialmente en zonas donde los sísmicos grandes juegan un papel predominante en la historia tectónica, evitando que las estimaciones de peligro se vean distorsionadas por el ajuste a magnitudes menores.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, Z., & Tarazona, J. (2024, July). New seismicity based seismic sources and hazard model for Peru. *18th World Conference on Earthquake Engineering*.
- Abrahamson, N., Gregor, N., & Addo, K. (2016). BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthquake Spectra*, 32(1), 23-44.
- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 72(4), 1217-1231. <https://doi.org/10.1029/JZ072i004p01217>
- Al Atik, L., & Abrahamson, N. (2010). An improved method for nonstationary spectral matching. *Earthquake Spectra*, 26(3), 601-617. <https://doi.org/10.1193/1.3459159>
- Anderson, J., Biasi, G., & Wesnousky, S. (2016). *Earthquake magnitude estimation from fault dimensions and slip rate* (Final Technical Report). Nevada Seismological Laboratory, University of Nevada.
- Anderson, J. G., Biasi, G. P., & Wesnousky, S. G. (2016). Earthquake magnitude estimation from fault dimensions and slip rate. *Nevada Seismological Laboratory, University of Nevada*.
- Anderson, J. G., Wesnousky, S. G., & Stirling, M. W. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 683-690.
- Anderson, J., Wesnousky, S., & Stirling, M. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 683-690.
- Antayhua, Y., Velarde, L., Tavera, H., Rivera, M., & Centeno, R. (2022). *Evaluación de la deformación estructural y distribución de esfuerzos en el volcán Misti* (Informe Técnico N° 005-2022/IGP). Instituto Geofísico del Perú (IGP).
- Arango, M., Strasser, F., Bommer, J., Cepeda, J., Boroscsek, R., Hernández, D., & Tavera, H. (2012). An evaluation of the applicability of current ground-motion models to the South and Central America subduction zones. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 143-168. <https://doi.org/10.1785/0120110078>
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. En R. J. Hansen (Ed.), *Seismic design for nuclear power plants* (pp. 438-483). MIT Press.

- Arroyo, D., García, D., Ordaz, M., Mora, M. A., & Singh, S. K. (2010). Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes. *Journal of Seismology*, 14, 769-785.
- Atkinson, G., & Boore, D. (2008). Erratum to empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 2567-2569.
- Bazzurro, P., & Cornell, C. (1999). Disaggregation of seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2), 501-520.
- Bazzurro, P., & Luco, N. (2006). Do scaled and spectrum-matched near-source records provide realistic results? *8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering*.
- BC Hydro. (2010). *PSHA for Western Canada: Volume 3-Ground Motion Models* (BC Hydro Report E658). BC Hydro.
- Benavente, C., Delgado, G., García, B., Aguirre, E., & Audin, L. (2017). *Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Arequipa* (Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 64). INGEMMET.
- Benjamin, J. R. (1988). *A criterion for determining exceedance of the operating basis earthquake* (EPRI Report NP-5930). Electric Power Research Institute.
- Bommer, J., & Acevedo, A. (2004). The use of real earthquake accelerograms as input to dynamic analysis. *Journal of Earthquake Engineering*, 8(S1), 43-91. <https://doi.org/10.1080/13632460409350521>
- Boore, D., & Joyner, W. (1982). The empirical prediction of ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6), S43-S60.
- Boore, D., Stewart, J., Seyhan, E., & Atkinson, G. (2014). NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1057-1085.
- Campbell, K., & Bozorgnia, Y. (2014). NGA-West2 ground-motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1087-1115.

- Carena, S. (2011). Subduction-plate topography and nucleation of great and giant earthquakes along the South American trench. *Seismological Research Letters*, 82(5). <https://doi.org/10.1785/gssr.82.5.629>
- Castillo Aedo, J., & Alva Hurtado, J. (1993). *Peligro sísmico en el Perú*. Ponencia presentada en el VII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, Perú.
- Centro Peruano-Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID). (2013). *Generación de acelerogramas sintéticos para la costa del Perú*. Lima, Perú.
- Chiou, B.-J., & Youngs, R. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1117-1153.
- Comte, D., & Pardo, N. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, 4, 23-44.
- Dorbath, A., Cisternas, A., & Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
- Febres, E. (2019). *Obtención de parámetros de aceleración del suelo del Centro Histórico de Arequipa mediante la generación de registros sintéticos* [Tesis de pregrado, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa].
- Gamarra, C., & Aguilar, Z. (2009). *Nuevas fuentes sismogénicas para la evaluación del peligro sísmico y generación de espectros de peligro uniforme en el Perú*.
- García, D., Singh, S., Herraiz, M., Ordaz, M., & Pacheco, J. (2005). Inslab earthquakes of Central Mexico: Peak ground-motion parameters and response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 2272-2282.
- Graizer, V., & Kalkan, E. (2009). Prediction of spectral acceleration response ordinates based on PGA attenuation. *Earthquake Spectra*, 25(1), 39-69.
- Hanks, T., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.



- Hayes, G., Moore, G., Portner, D., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410), 58-61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
- Housner, G. (1952). Spectrum intensities of strong motion earthquakes. In *Proceedings of the Symposium on Earthquake and Blast Effects on Structures* (pp. 20-36). EERI.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET). (1995). *Geología del Perú* (Boletín N° 55, Serie A: Carta Geológica Nacional).
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET). (2019). *Informe sobre la existencia de fallas geológicas activas en el distrito de Selva Alegre, provincia y región de Arequipa* (Informe Técnico N° A6897).
- Instituto Geofísico del Perú (IGP). (2021). *Generación de escenarios sísmicos para Lima Metropolitana - Acantilados de la Costa Verde*.
- Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., & Yoshimitsu, F. (2006). A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 879-897.
- Kausel, E., & Campos, J. (1992). The Ms=8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 72, 220-235.
- Kijko, A. (2004). Estimation of the maximum earthquake magnitude, m_{max} . *Pure and Applied Geophysics*, 161, 1655-1681. <https://doi.org/10.1007/s00024-004-2531-4>
- Von Thun, L. J. (1988). Earthquake engineering and soil dynamics II: Recent advances in ground-motion evaluation. *Geotechnical Special Publication*, 20, 463-481.
- Lilhanand, K., & Tseng, W. S. (1987). Generation of synthetic time histories compatible with multiple-damping response spectra. In *Proceedings of the 9th International Conference on Structural Mechanics in Reactor Technology (SMiRT-9)* (Paper K2/10). Lausanne, Switzerland.
- Lin, P., & Lee, C. (2008). Ground-motion attenuation relationships for subduction-zone earthquakes in northeastern Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

- Macharé, J., Fenton, C., Machette, M., Lavenue, A., Costa, C., & Dart, R. (2003). Database and map of Quaternary faults and folds in Peru and its offshore region. *U.S. Geological Survey Open-File Report 03-451*, 55 p.
- McGuire, R. (2004). *Seismic hazard and risk analysis*. Earthquake Engineering Research Institute.
- McVerry, G., Zhao, J., Abrahamson, N., & Somerville, P. (2006). New Zealand acceleration response spectrum attenuation relations for crustal and subduction zone earthquakes. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 39(1), 1-58.
- Medina, F., Harmsen, S., & Barrientos, S. (2017, enero). Probabilistic seismic hazard analysis for Chile. *16th World Conference on Earthquake Engineering*.
- Monroy, M., & Bolaños, A. (2004). *Espectros de peligro sísmico uniforme* [Tesis de posgrado, Pontificia Universidad Católica del Perú].
- Monroy, M., Hull, A., Martínez, M., & Bolaños, A. (2011). Estimation of parameters for seismic design in Peru. *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, Santiago, Chile.
- Montalva, B., Rueda, J., & Moya, P. (2017). Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(2), 901-911.
- Muldashev, I., & Sobolev, S. (2020). What controls maximum magnitudes of giant subduction earthquakes? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(6), e2020GC009145. <https://doi.org/10.1029/2020GC009145>
- Ordaz, M., & Salgado-Gálvez, M. A. (2020). *R-Crisis v20 Validation and Verification Document*. ERN Technical Report.
- Pagani, M., Johnson, K., & García-Paláez, J. (2020). Modelling subduction sources for probabilistic seismic hazard analysis. *Geological Society of London, Special Publication*, 501(1), 225-244. <https://doi.org/10.1144/SP501-2020-25>
- Parker, G., Stewart, J., Boore, D., Atkinson, G., & Hassani, B. (2020). NGA-Subduction global ground-motion models with regional adjustment factors. *Pacific Earthquake Engineering Research Center*. University of California, Berkeley.

- Pasyanos, M., Masters, G., Laske, G., & Ma, Z. (2014). LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 2153-2173.
- Rathje, E., Abrahamson, N., & Bray, J. (1998). Simplified frequency content estimates of earthquake ground motions. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 124(2), 150-159.
- Rivera, M., Fidel, L., & Núñez, S. (2002). Evaluación del riesgo volcánico en el sur del Perú. *XI Congreso Peruano de Geología - Trabajos Científicos*, Sociedad Geológica del Perú.
- Roncal, M. (2017). *Determinación del peligro sísmico en el territorio nacional y elaboración de aplicativo web* [Tesis de pregrado, Universidad Nacional de Ingeniería]. <https://repositorio.uni.edu.pe/handle/20.500.14076/12214>
- Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F. I., & Youngs, R. R. (1993). Specification of long-period ground motions: Updated attenuation relationships for rock site conditions and adjustment factors for near-fault effects. *Proceedings of ATC-17-1 Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipation, and Active Control*.
- Sarma, S., & Yang, K. (1987). An evaluation of strong motion records and a new parameter A95. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 15(1), 119-132.
- Scherbaum, F., Cotton, F., & Smit, P. (2004). On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity: The case of rock motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6), 2164-2185.
- Scordilis, E. (2006). Empirical global relations converting Ms and mb to moment magnitude. *Journal of Seismology*, 10(2), 225-236.
- Sebrier, M., Mercier, J., Megard, F., Laubacher, G., & Carey-Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru. *Tectonics*, 4(7), 739-780.
- Silgado, E. (1978). *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*. Instituto de Geología y Minería, Boletín No. 3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería, Lima, Perú.

- Smith, S. (1976). Determination of maximum earthquake magnitude. *Geophysical Research Letters*, 84(20), 2981-2987.
- Stepp, J. (1972). *Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard*. National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories.
- Stewart, J., Chiou, S.-J., Bray, J., Graves, R., Somerville, P., & Abrahamson, N. (2001). *Ground motion evaluation procedures for performance-based design* (PEER Report 2001/09). Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Tarazona, J., Aguilar, Z., Pulido, N., Gonzales, C., Lazares, F., & Miyake, H. (2023). Seismicity-based maximum magnitude estimation of subduction earthquakes in Peru. *Journal of Disaster Research*, 18(4).
- Tavera, H., Bernal, I., Condori, C., Ordaz, M., Zevallos, A., & Ishizawa, O. (2014). *Re-evaluación del peligro sísmico probabilístico para el Perú*. Instituto Geofísico del Perú (IGP).
- Tavera, H. (2001). *Catálogo sísmico del Perú 1471-1982*. Instituto Geofísico del Perú.
- Tavera, H., Agüero, C., & Fernández, E. (2016). *Catálogo general de isosistas para sismos peruanos*. Instituto Geofísico del Perú.
- Tavera, H., Agüero, C., Fernández, E., & Rodríguez, S. (2001). *Catálogo sísmico del Perú 1471-1982*. Instituto Geofísico del Perú, Dirección de Sismología.
- Thouret, J.-C., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., & Frechen, M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12), 1593-1610.
- Wells, D., & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Woodward-Clyde Consultants. (1979). *Report of the evaluation of maximum earthquake and site ground motion parameters associated with the offshore zone of deformation, San Onofre Nuclear Generating Station* [Informe no publicado para Southern California Edison Company].



Youngs, R., & Coppersmith, K. (1985). Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models for probabilistic seismic hazard estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 939-964.

Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., & Fukushima, Y. (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 898-913.



ANEXOS



ANEXO 1: MATRIZ DE CONSISTENCIA

Matriz de Consistencia – Objetivo General

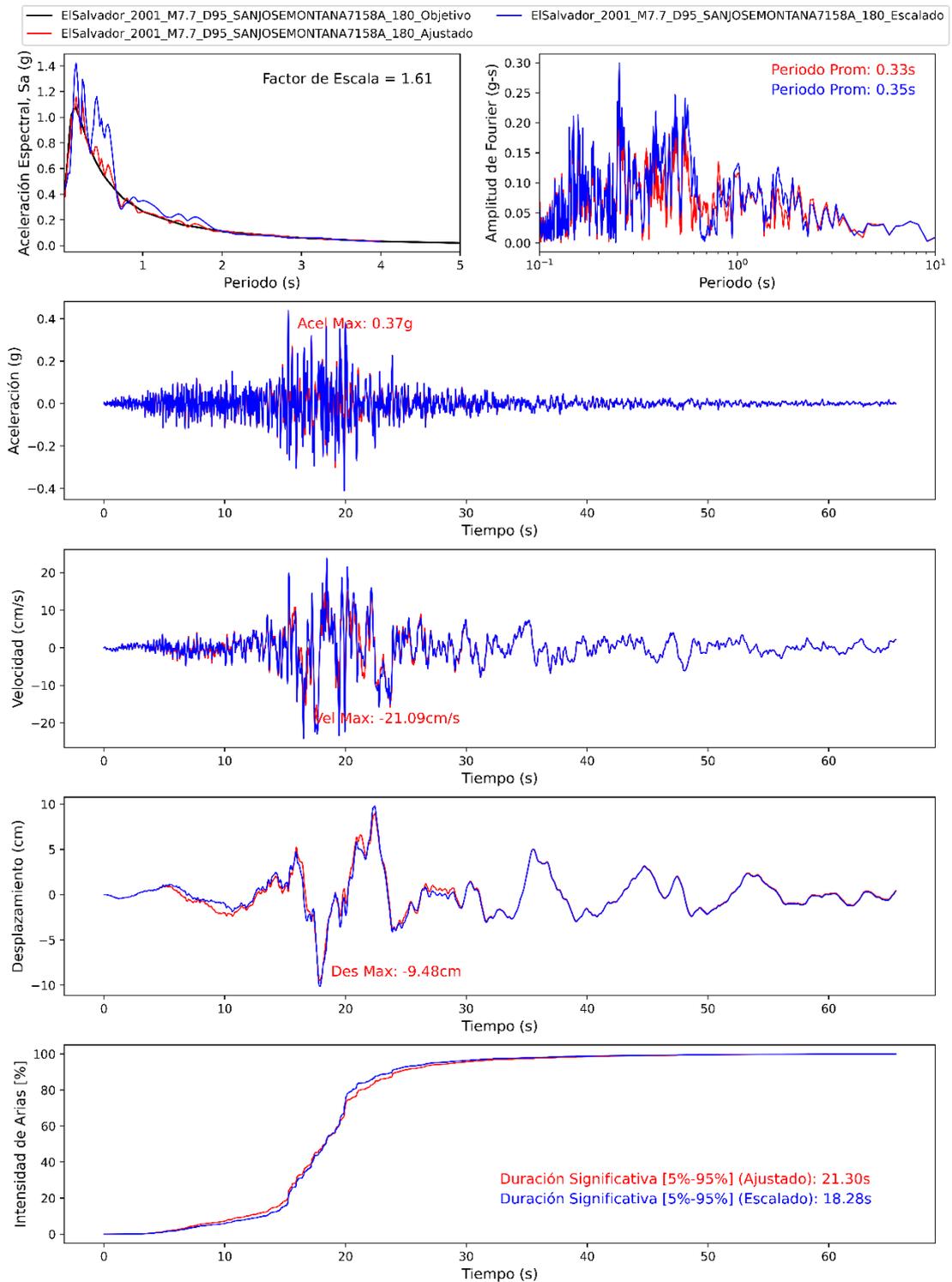
Problema	Objetivo General	Hipótesis	Variable	Indicadores	Unidades de Medida	Diseño Metodológico
¿Como se puede generar acelerogramas sintéticos representativos considerando el entorno sismogénico en la ciudad de Arequipa para su uso en el diseño ingenieril sin alterar el carácter no estacionario de los registros base?	Desarrollar registros acelerográficos sintéticos en superficie mediante el método dominio del tiempo para la ciudad de Arequipa, situado en la región y provincia de Arequipa.	El método ajuste espectral en el dominio del tiempo puede ser utilizado para generar acelerogramas sintéticos en la ciudad de Arequipa, sin desnaturalizar el carácter no estacionario de la serie de tiempo original.	Registro de aceleración sintético	Aceleración en roca	cm/s ²	<p>Tipo de Investigación: Por enfoque: Cuantitativa Por nivel: Aplicada Diseño: No experimental Método: Hipotético-deductivo</p>
				Espectro de pseudoaceleración	cm/s ²	<p>Población y muestra: La población es el conjunto de sismos generados por el proceso de subducción entre placa sudamericana y Nazca. La muestra son los sismos ocurridos en un radio de 500 km desde la ciudad de Arequipa.</p>
				Flujo de Energía	cm ² /s	<p>Técnicas de Recolección de Datos: Recopilación de data sísmica de catálogos nacionales e internacionales (histórica e instrumental). Recolección de series de aceleración de redes acelerográficas.</p>
				Duración	s	<p>Técnicos de Procesamiento de Datos: El procesamiento de los datos sísmicos se realizó de manera automatizada mediante algoritmos desarrollados en Python por el autor. Para el análisis de peligro sísmico probabilístico, se empleó R-Crisis (v20.0). Se aplicaron técnicas de corrección y filtrado de acelerogramas en software Seismosignal y, finalmente, el software Seismo Match V.2016 se utilizó para ajustar los registros sísmicos a espectros objetivo.</p>



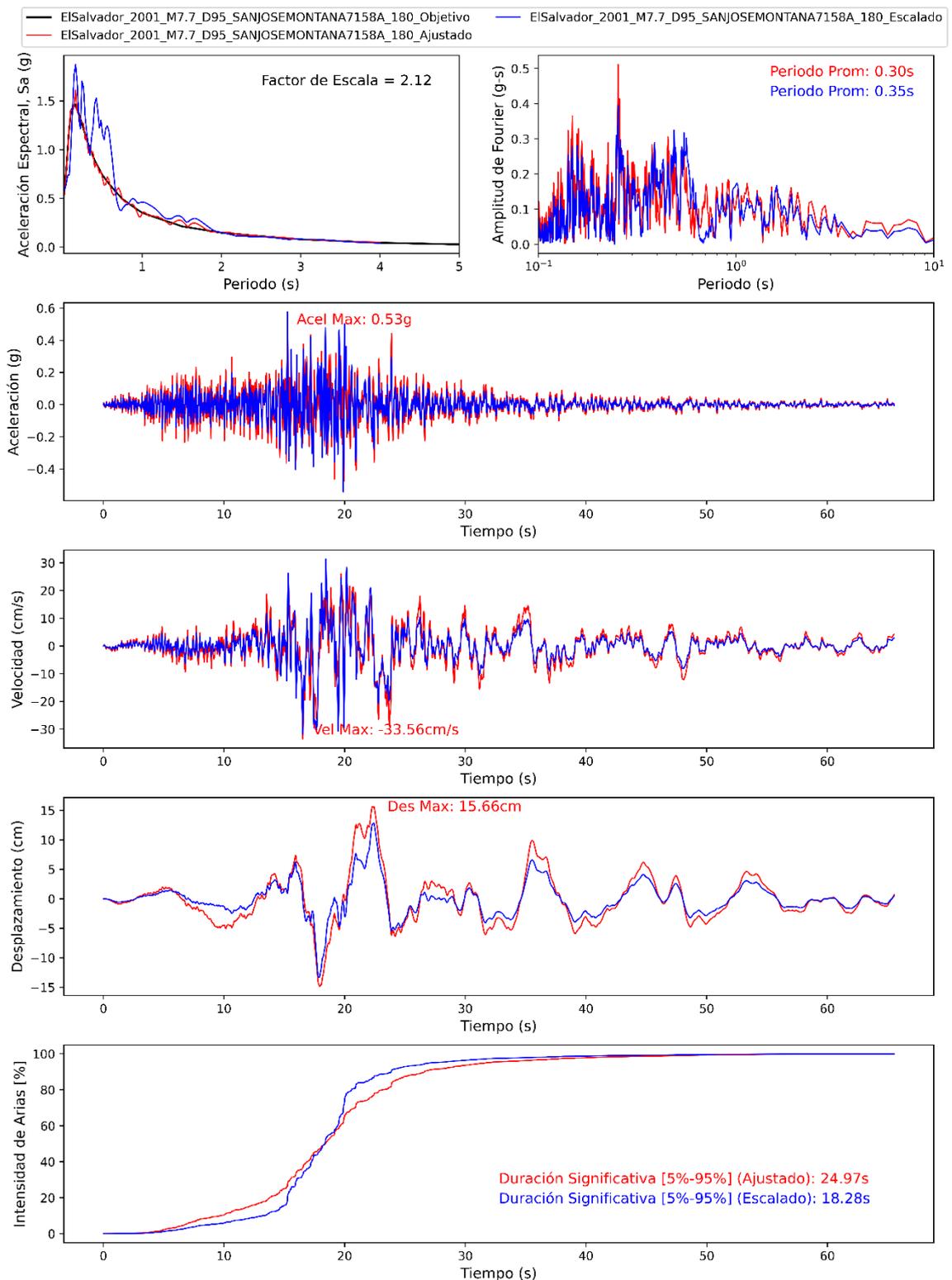
Matriz de Consistencia – Objetivos Específicos

Problemas	Objetivos Específicos	Hipótesis Específicas	Variables	Indicadores	Unidades de Medida
¿Cuál es el peligro sísmico esperado en el área de estudio?	Desarrollar análisis de peligro sísmico probabilístico (PSHA) en la ciudad de Arequipa.	La filosofía de PSHA permitiría obtener el espectro de aceleraciones objetivo que refleja el peligro sísmico en la ciudad de Arequipa.	Espectro de Peligro Uniforme (UHS) - Espectro objetivo	Aceleración en roca	cm/s ²
				Periodo de vibración	s
				Probabilidad anual de excedencia	%
				Velocidad de ondas de corte	m/s
			Propiedades dinámicas del suelo/roca	Coeficiente de amortiguamiento	%
				Velocidad de ondas de corte	m/s
				Periodo fundamental de vibración	s
			Propiedades sismogénicas	Distancia entre la fuente y sitio de estudio (R)	km
				Régimen tectónico	Adimensional
				Mecanismo Focal	Adimensional
¿Qué criterio debe ser tomado en cuenta para seleccionar los registros acelerográficos de anteriores eventos sísmicos?	Analizar los registros sísmicos acorde al régimen tectónico predominante según la desagregación sísmica	La selección de registros sísmicos con características sismogénicas similares al emplazamiento estudiado permitiría converger fácilmente durante el proceso de ajuste espectral. Permitiría conservar el carácter no estacionario de los acelerogramas iniciales.	Criterios de Selección de Acelerogramas	Magnitud (Mw)	Adimensional
				Distancia entre la fuente y sitio de estudio (R)	km
				Factor de Escalamiento	Adimensional
				Velocidad de Ondas S del suelo/roca	m/s
				Aceleración máxima	cm/s ²
¿Cómo se obtiene los registros sísmicos o acelerogramas que podrían ser registrados durante un movimiento sísmico en la ciudad de Arequipa?	Realizar el ajuste espectral en el dominio del tiempo de cada registro sísmico con los Espectros de Peligro Uniforme Probabilístico y Determinístico	El ajuste espectral añade ondículas en el dominio del tiempo permitiendo la creación de acelerogramas sintéticos ajustados al espectro objetivo, manteniendo las características no estacionarias.	Características de los registros sísmicos	Velocidad máxima	cm/s
				Desplazamiento máximo	cm
				Espectro de amplitud de Fourier	(cm/ s ²)*s
				Rango de periodos	s
			Criterios de ajuste espectral	Factor de escala	Adimensional
				Flujo de Energía	cm ² /s

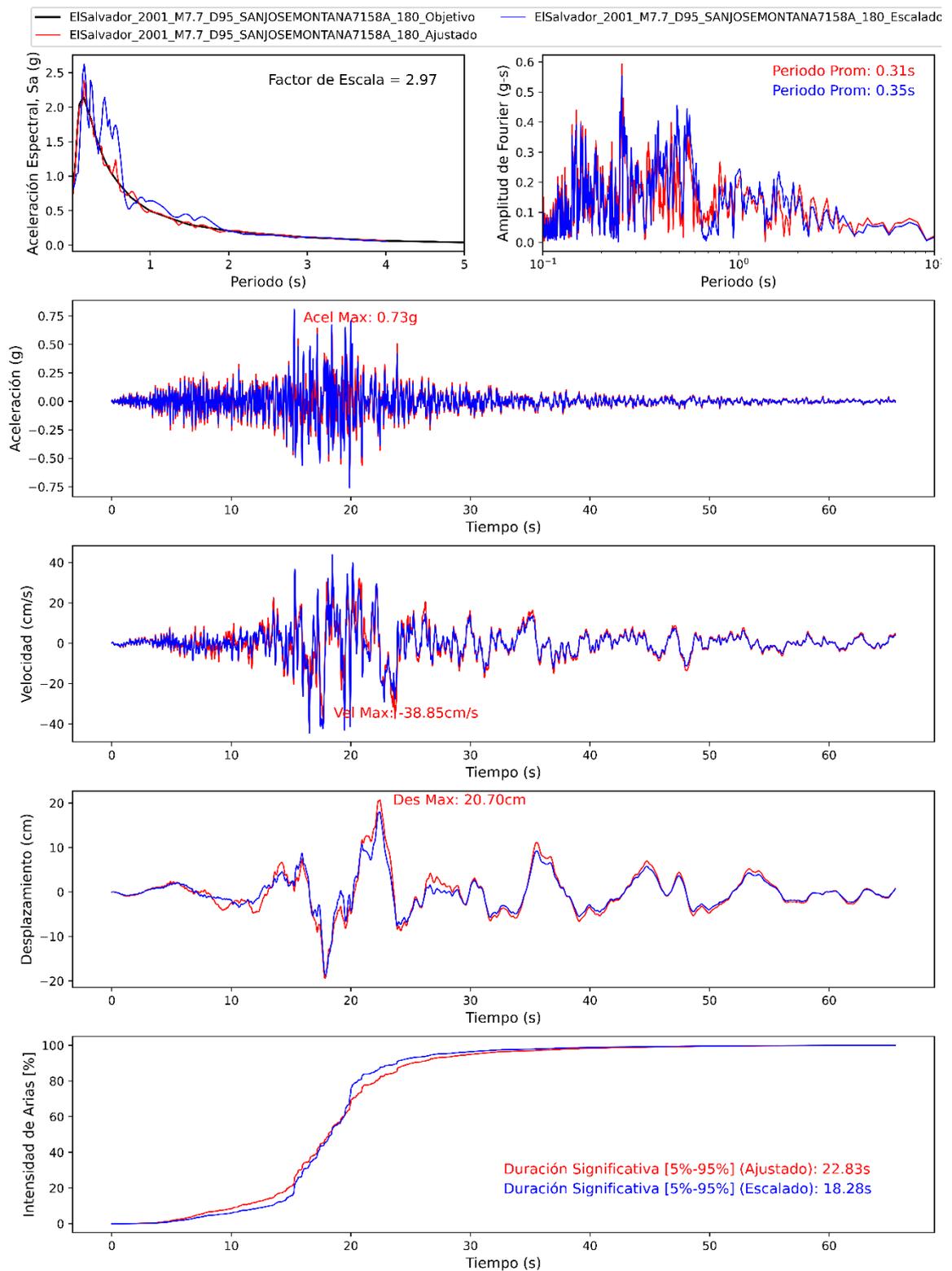
ANEXO 2: ACELEROGRAMAS SINTÉTICOS



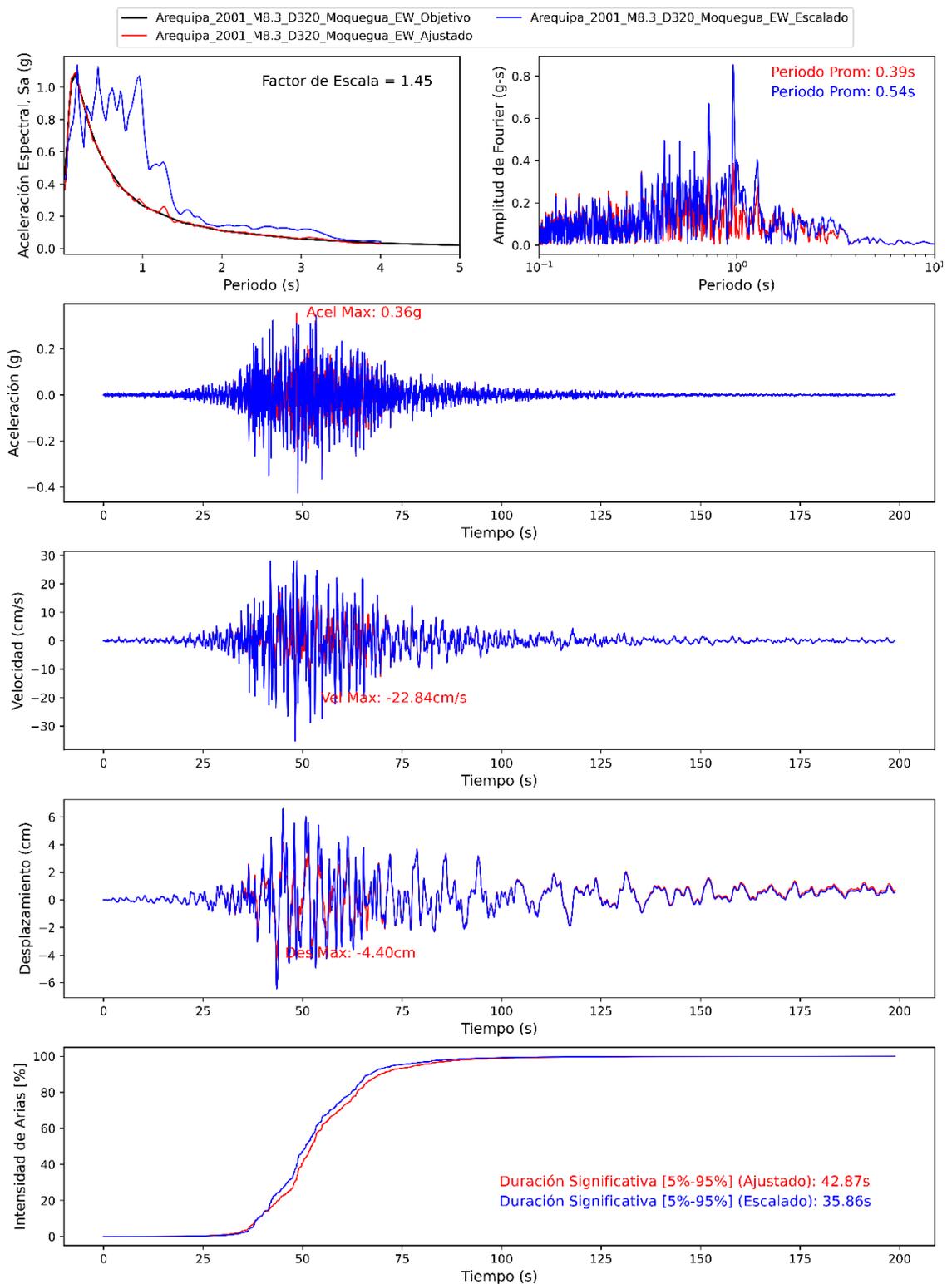
Ajuste Espectral del Registro Acelerografico del Sismo El Salvador 2001 M7.7 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



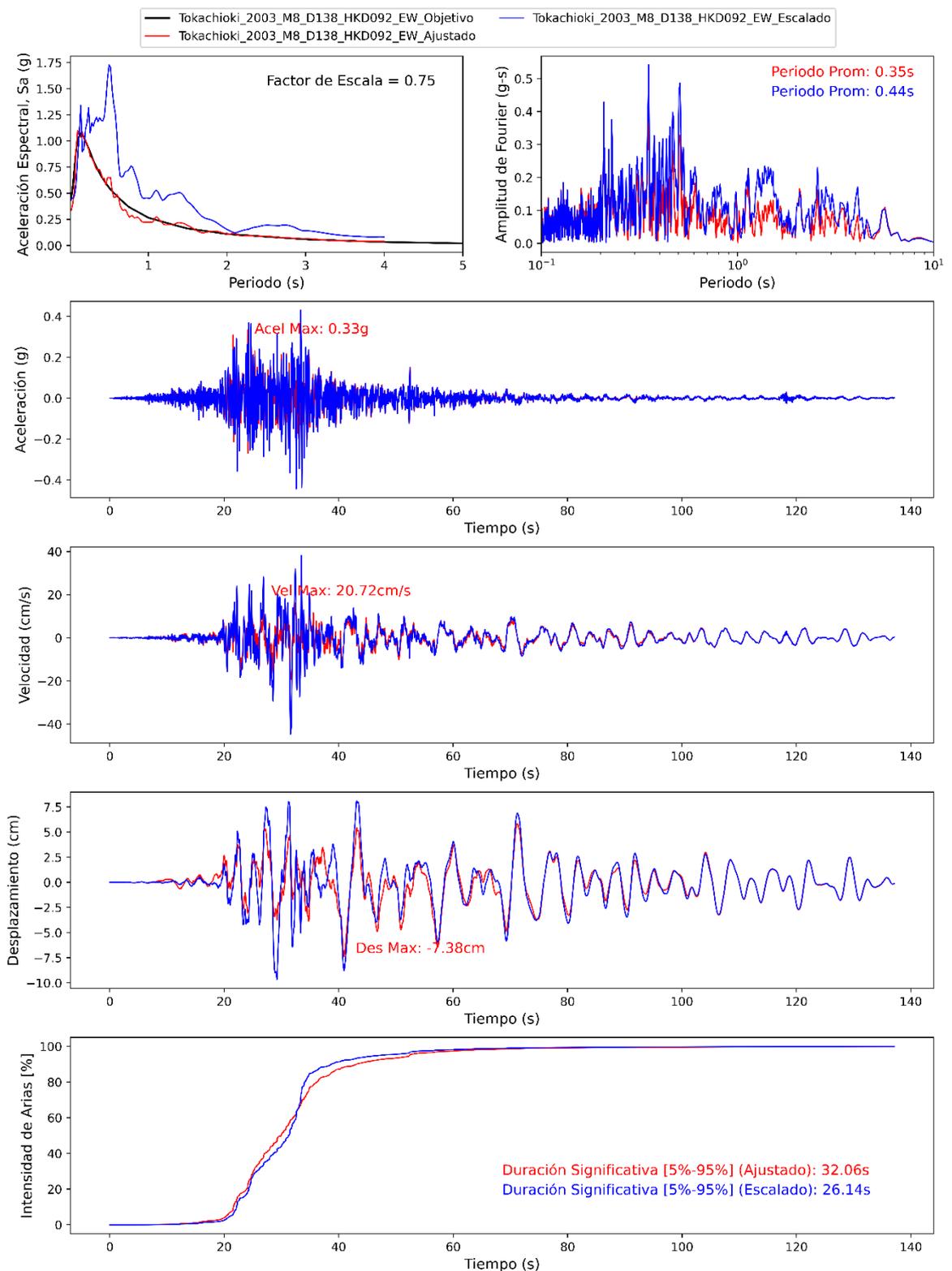
Ajuste Espectral del Registro Acelerografico del Sismo El Salvador 2001 M7.7 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 975 años



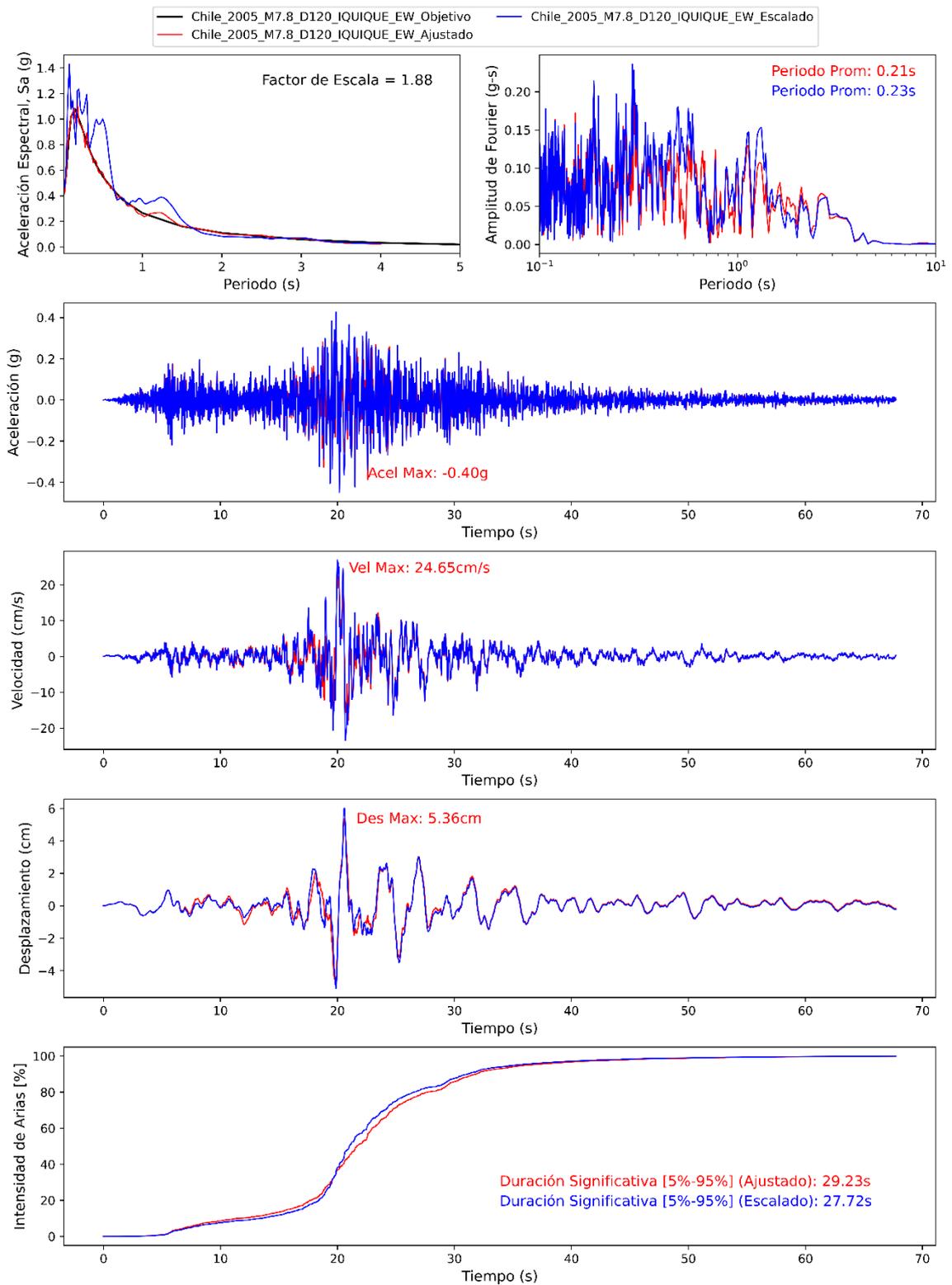
Ajuste Espectral del Registro Acelerografico del Sismo El Salvador 2001 M7.7 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 2475 años



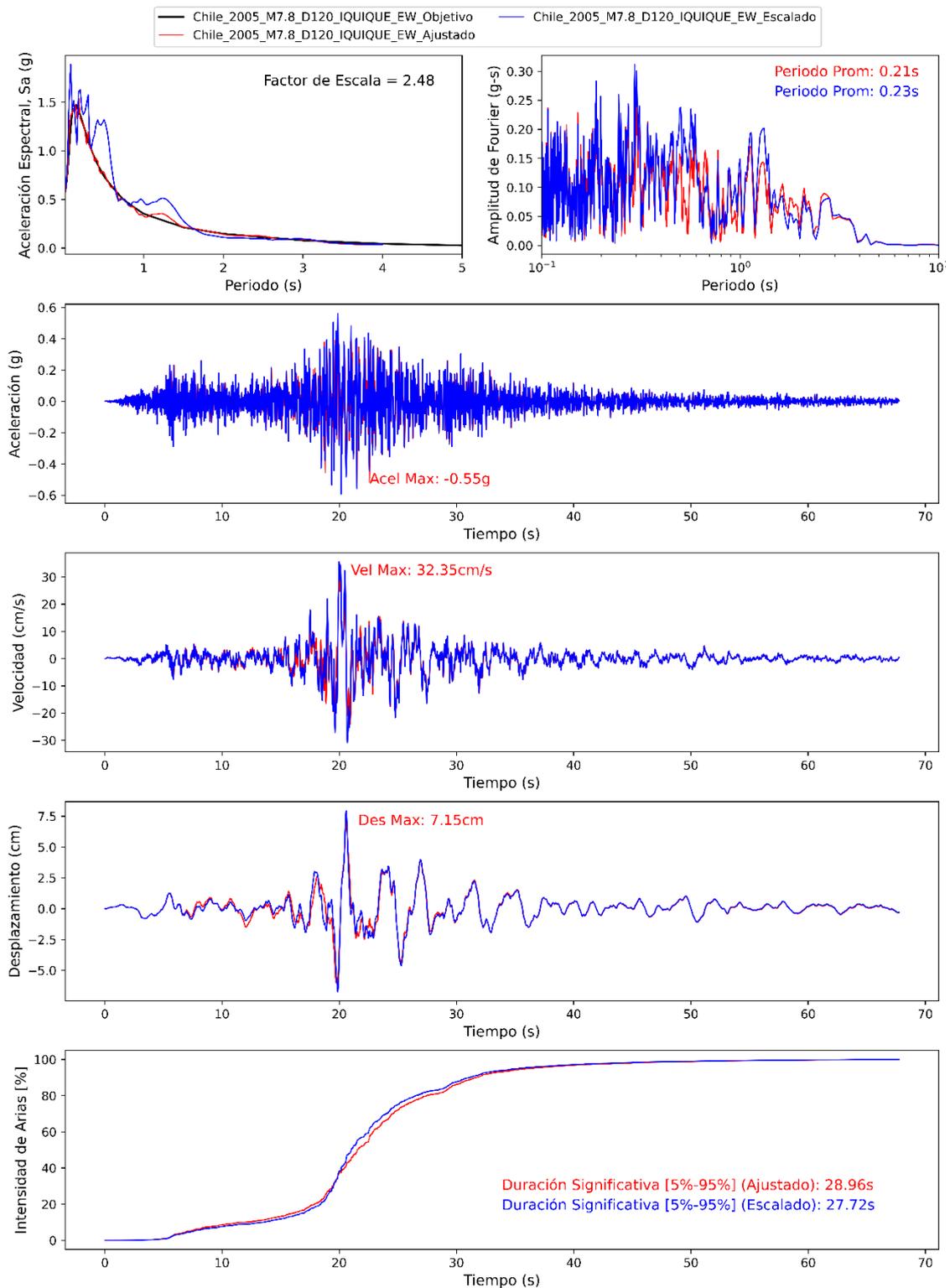
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Arequipa 2001 M8.3 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



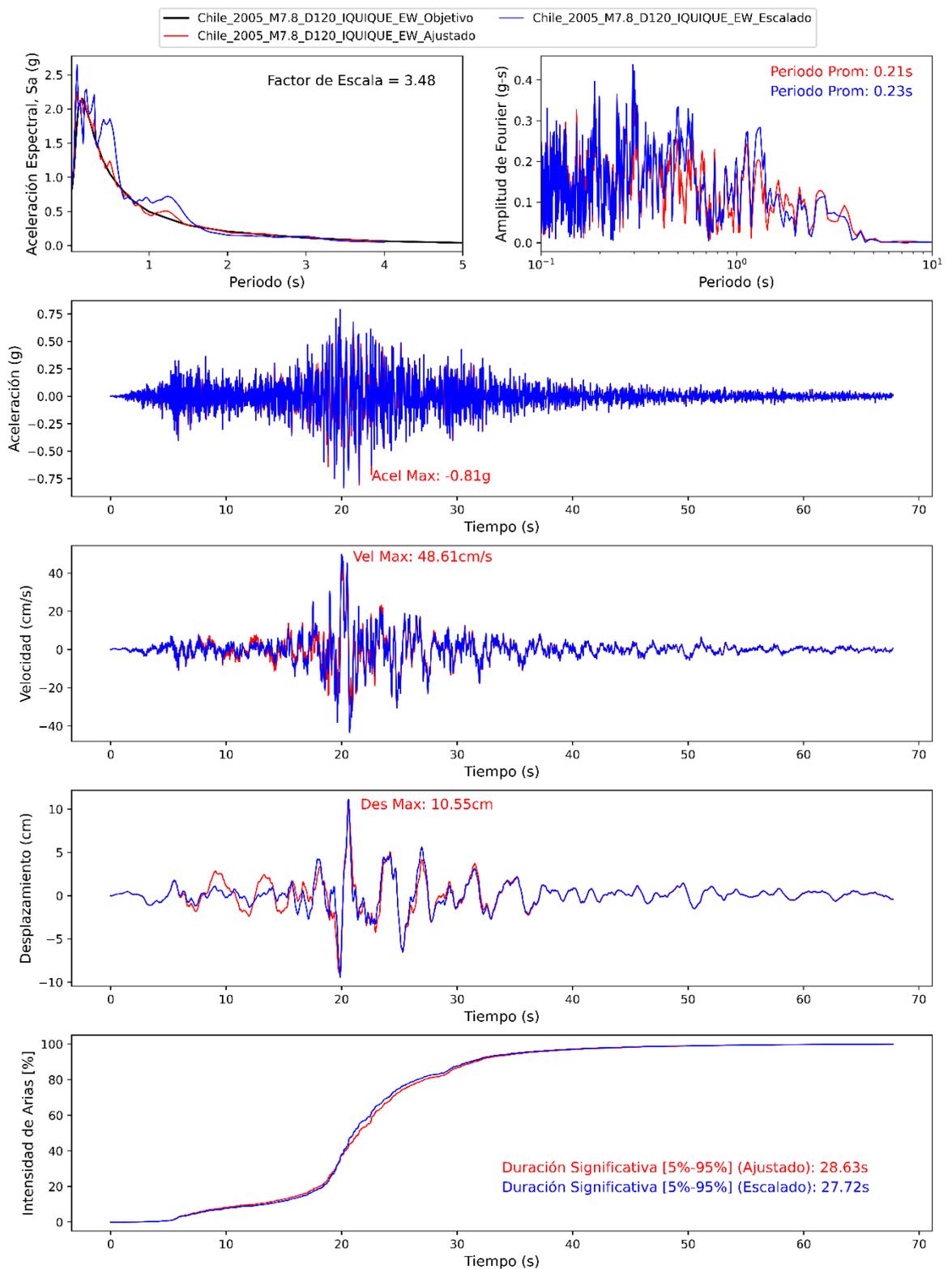
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Tokachioki, Japón 2003 M8.0 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



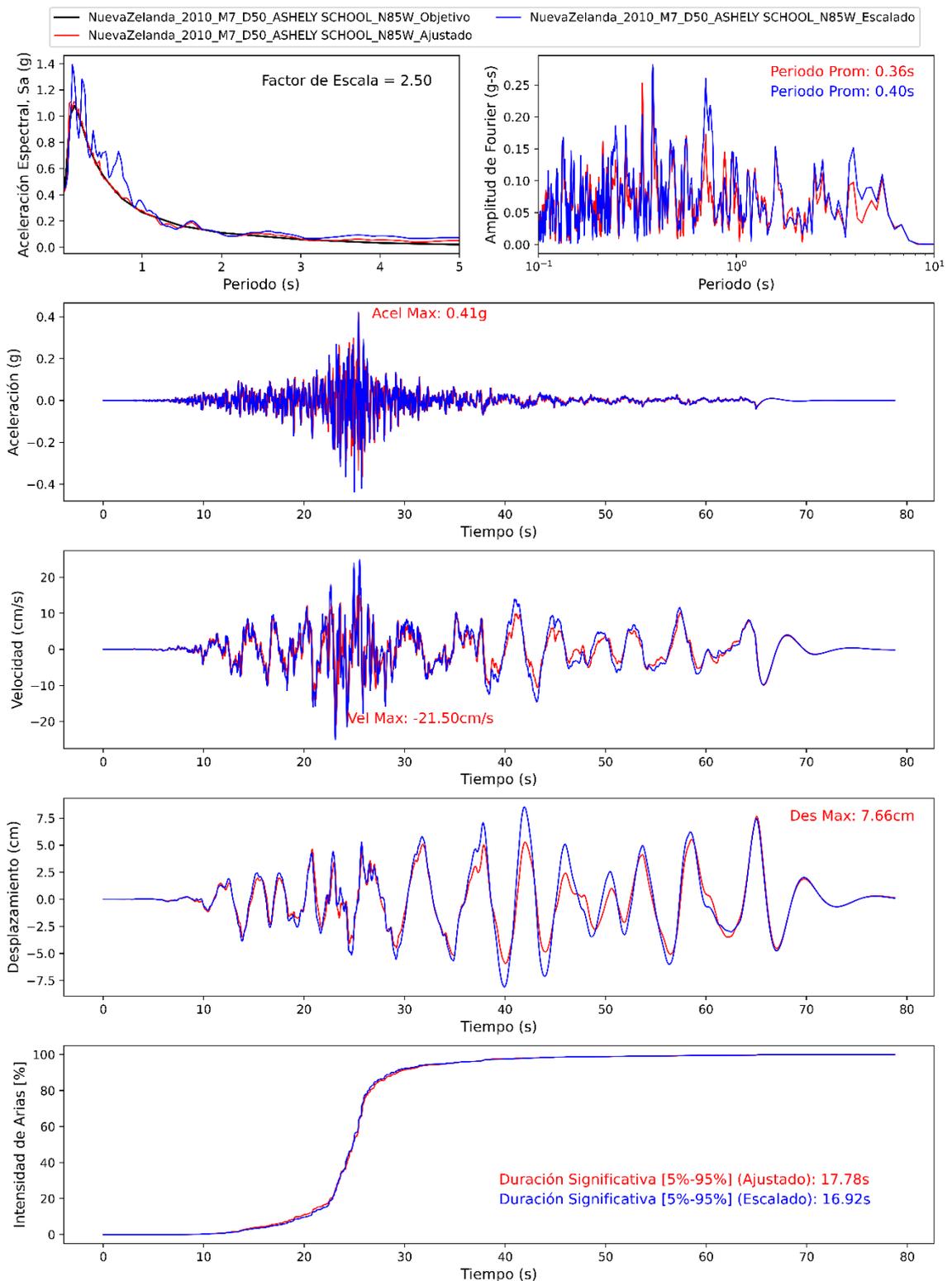
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Iquique, Chile 2005 M7.8 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



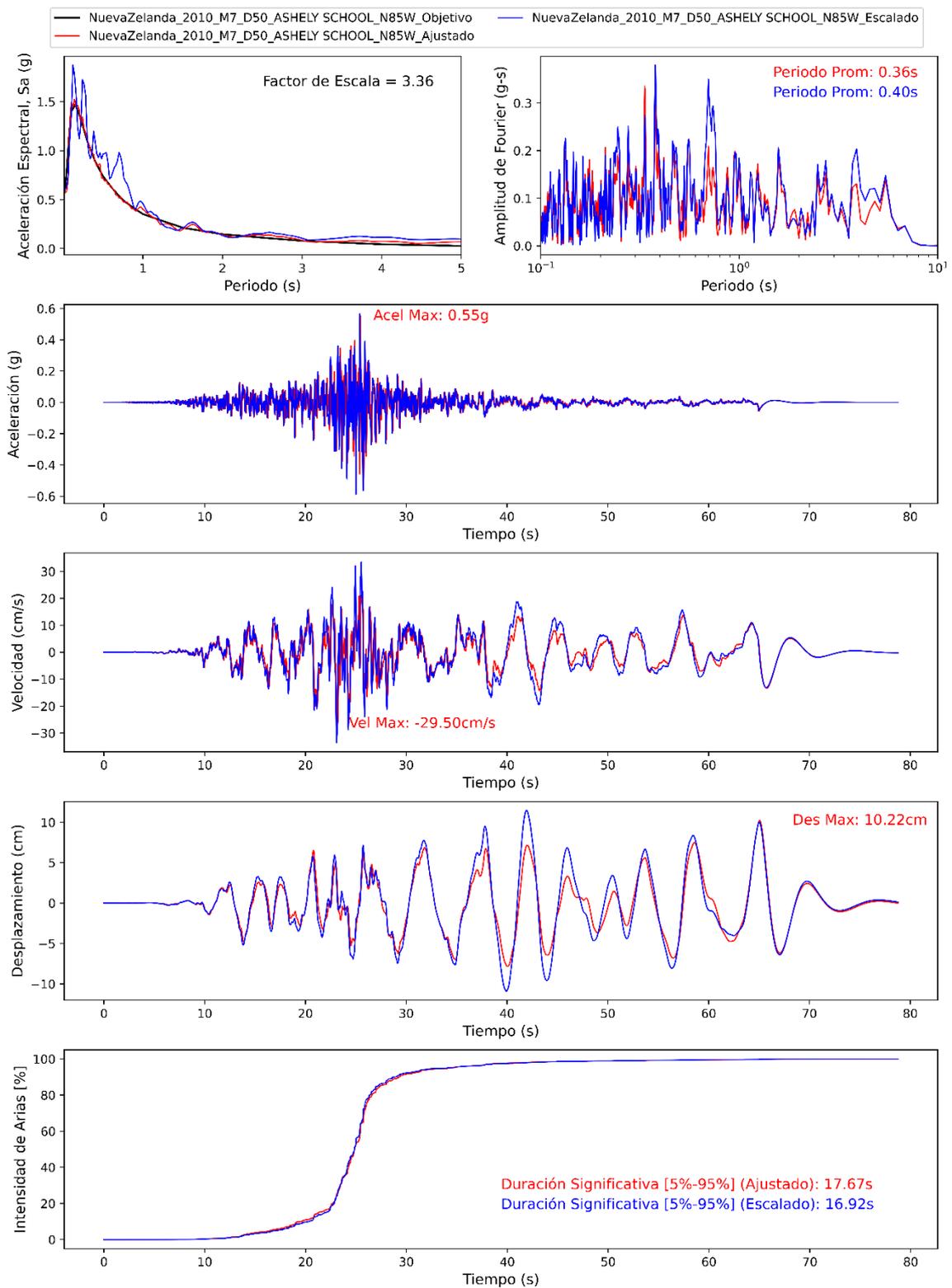
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Iquique, Chile 2005 M7.8 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 975 años



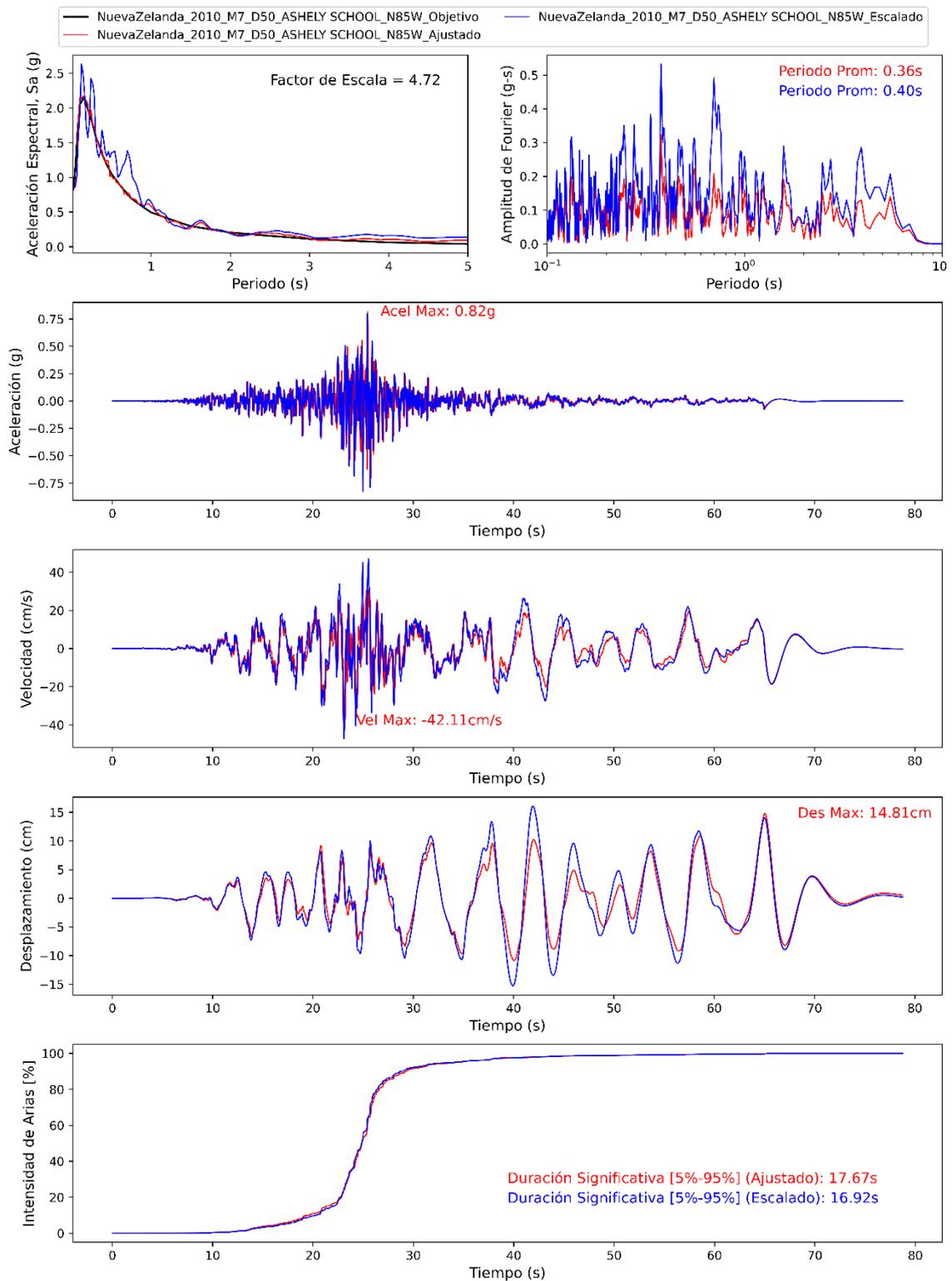
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Iquique, Chile 2005 M7.8 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 2475 años



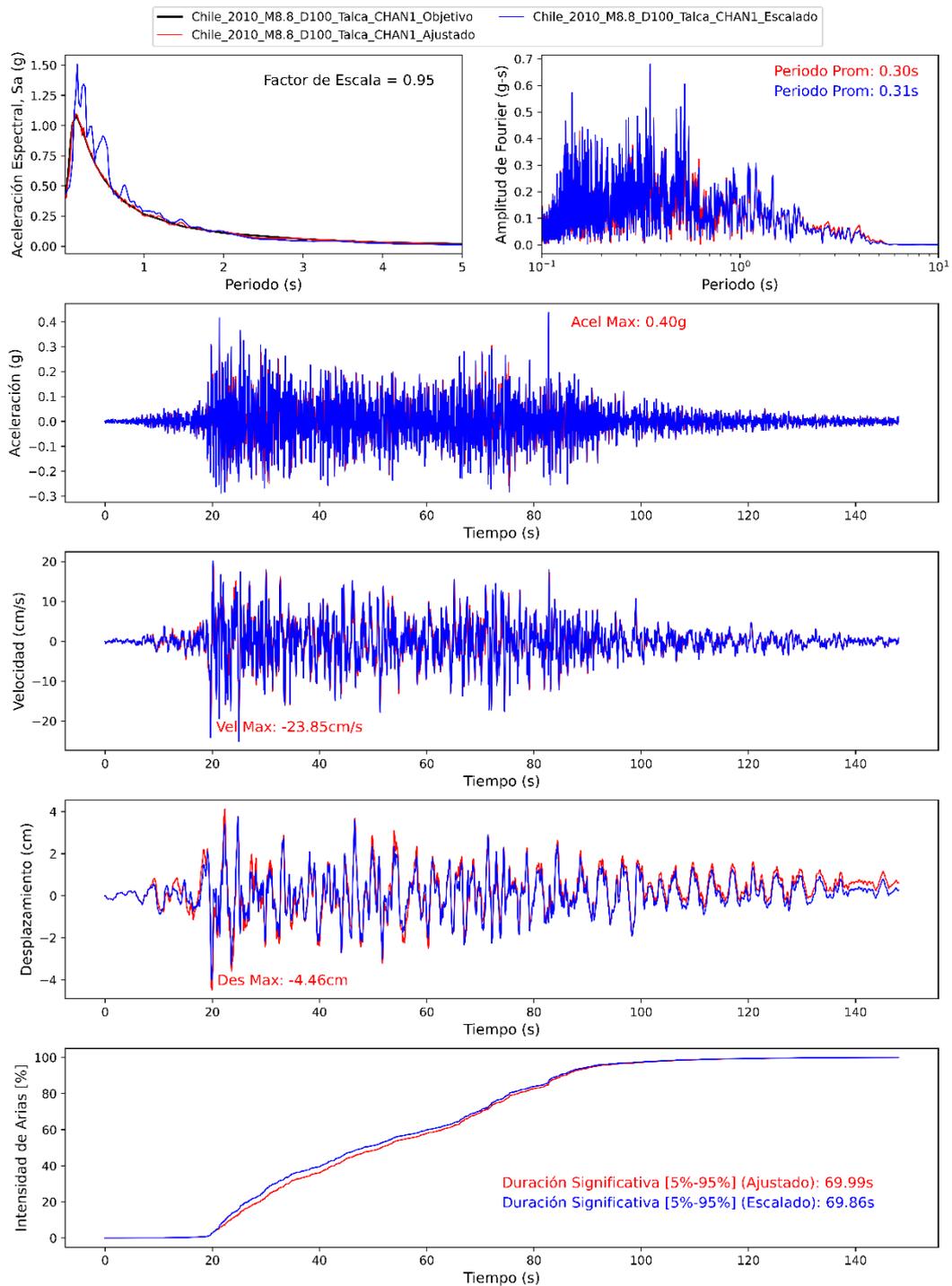
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Nueva Zelanda 2010 M7.0 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



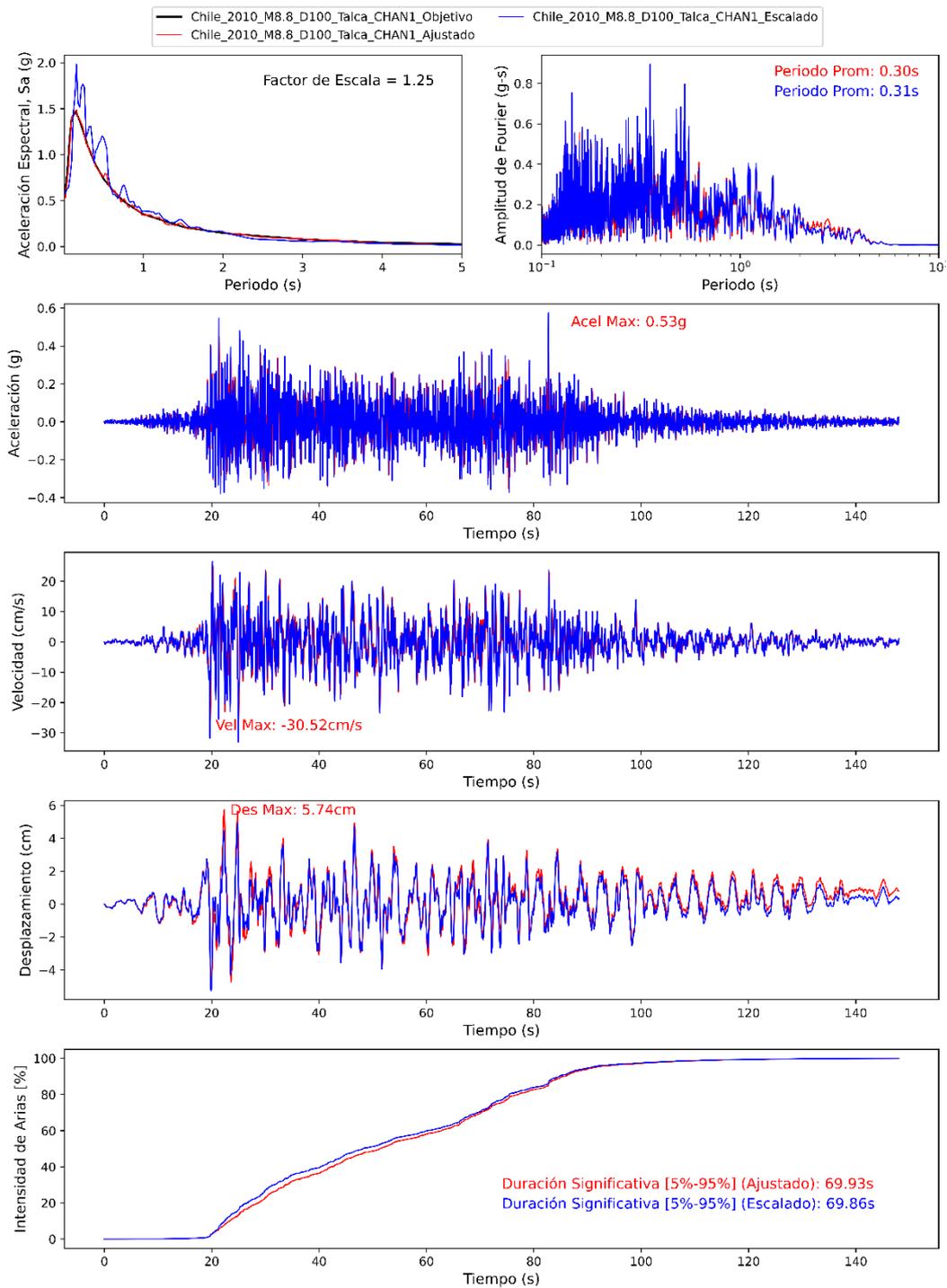
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Nueva Zelanda 2010 M7.0 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 975 años



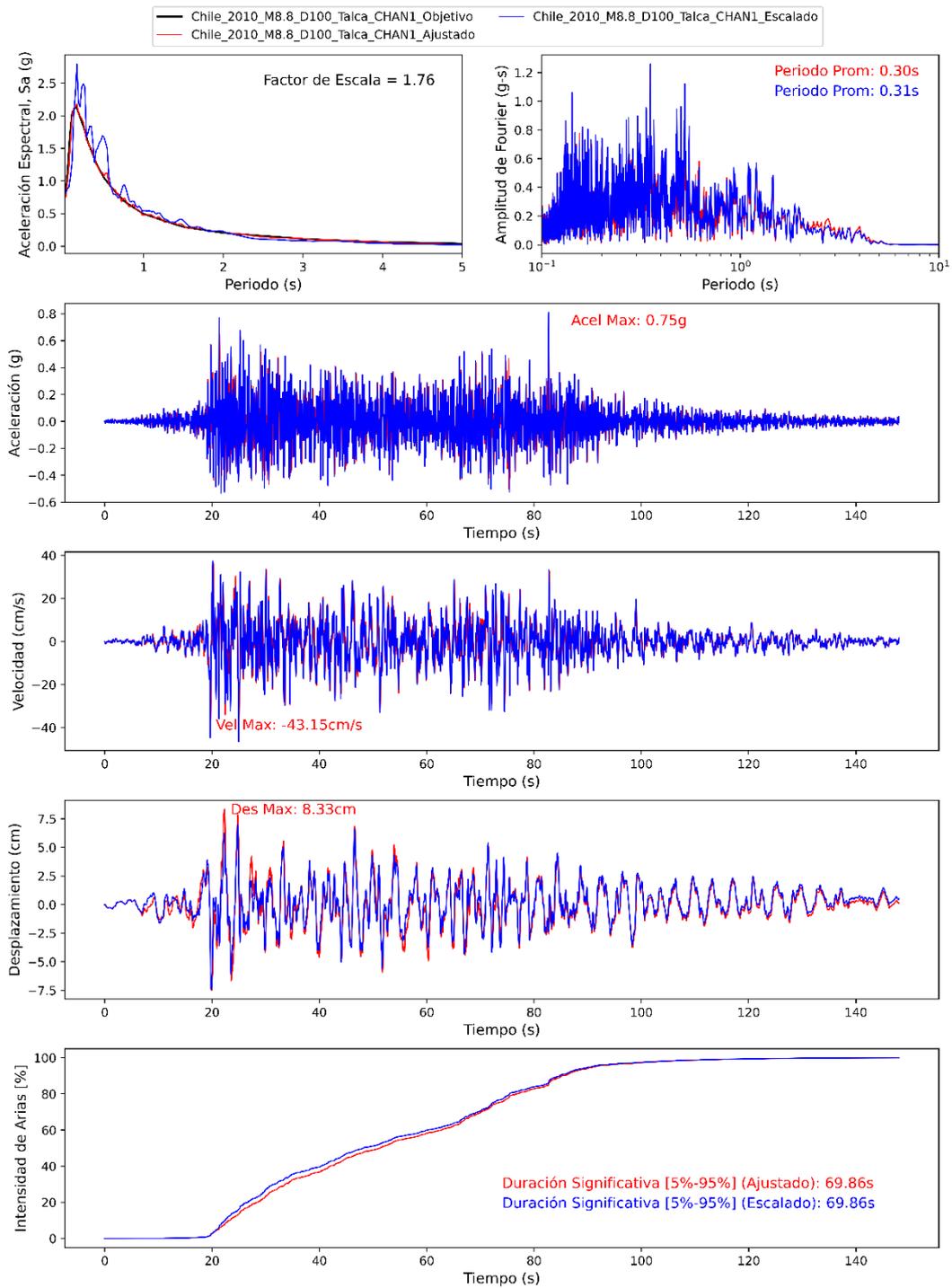
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Nueva Zelanda 2010 M7.0 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 2475 años



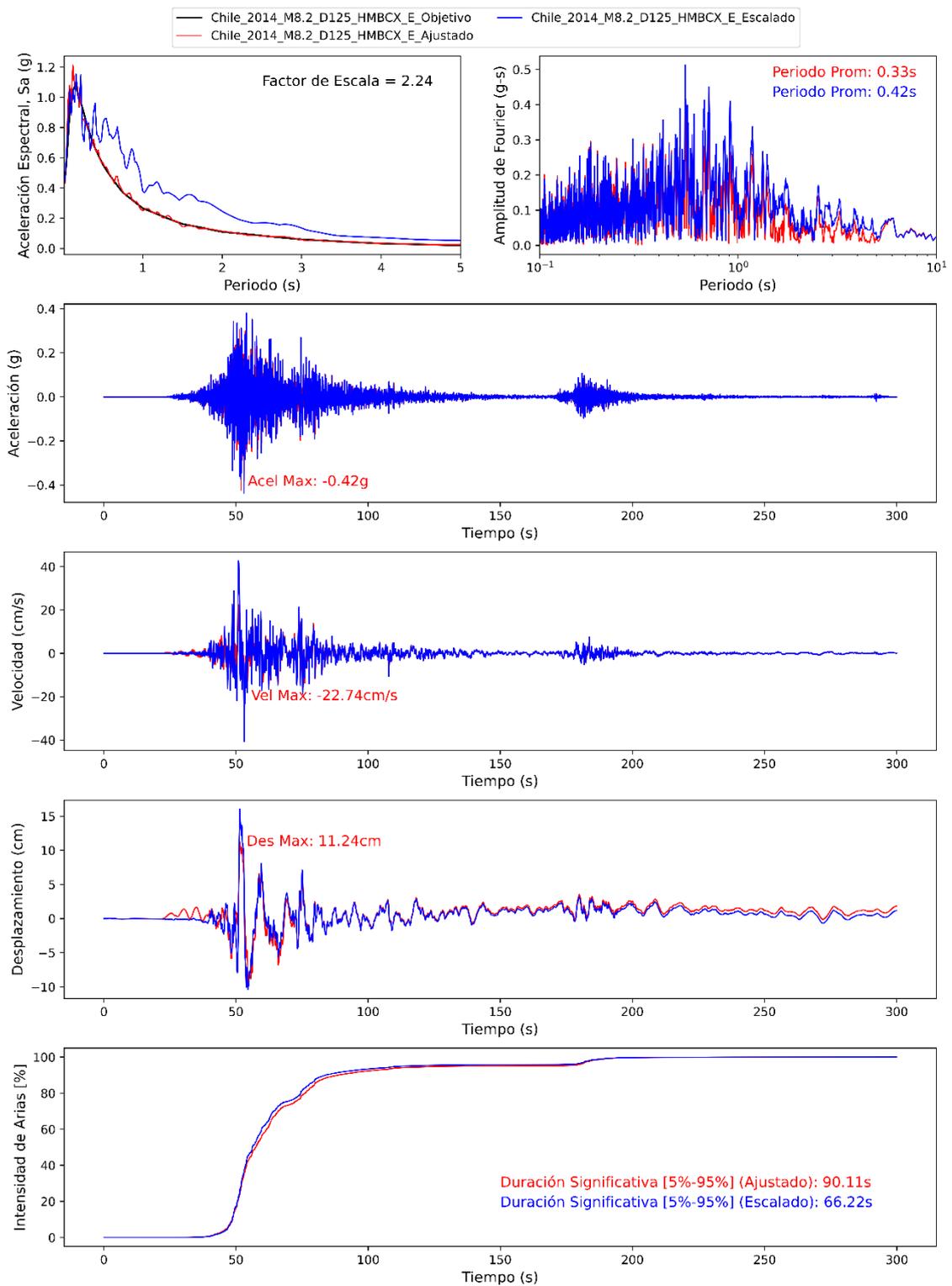
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Maule, Chile 2010 M8.8 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



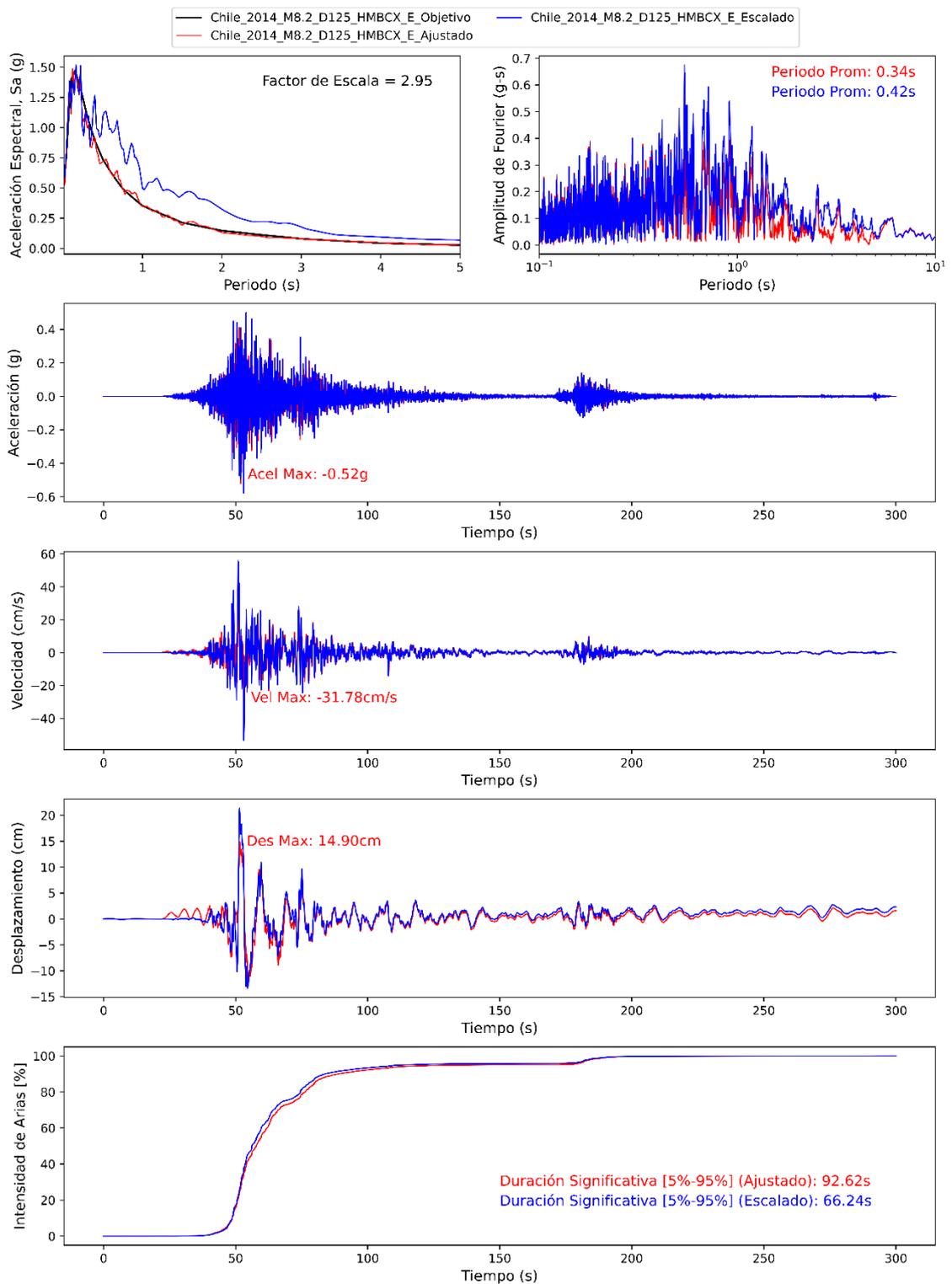
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Maule, Chile2010 M8.8 – Espectro de Peligro Uniforme $Pr = 975$ años



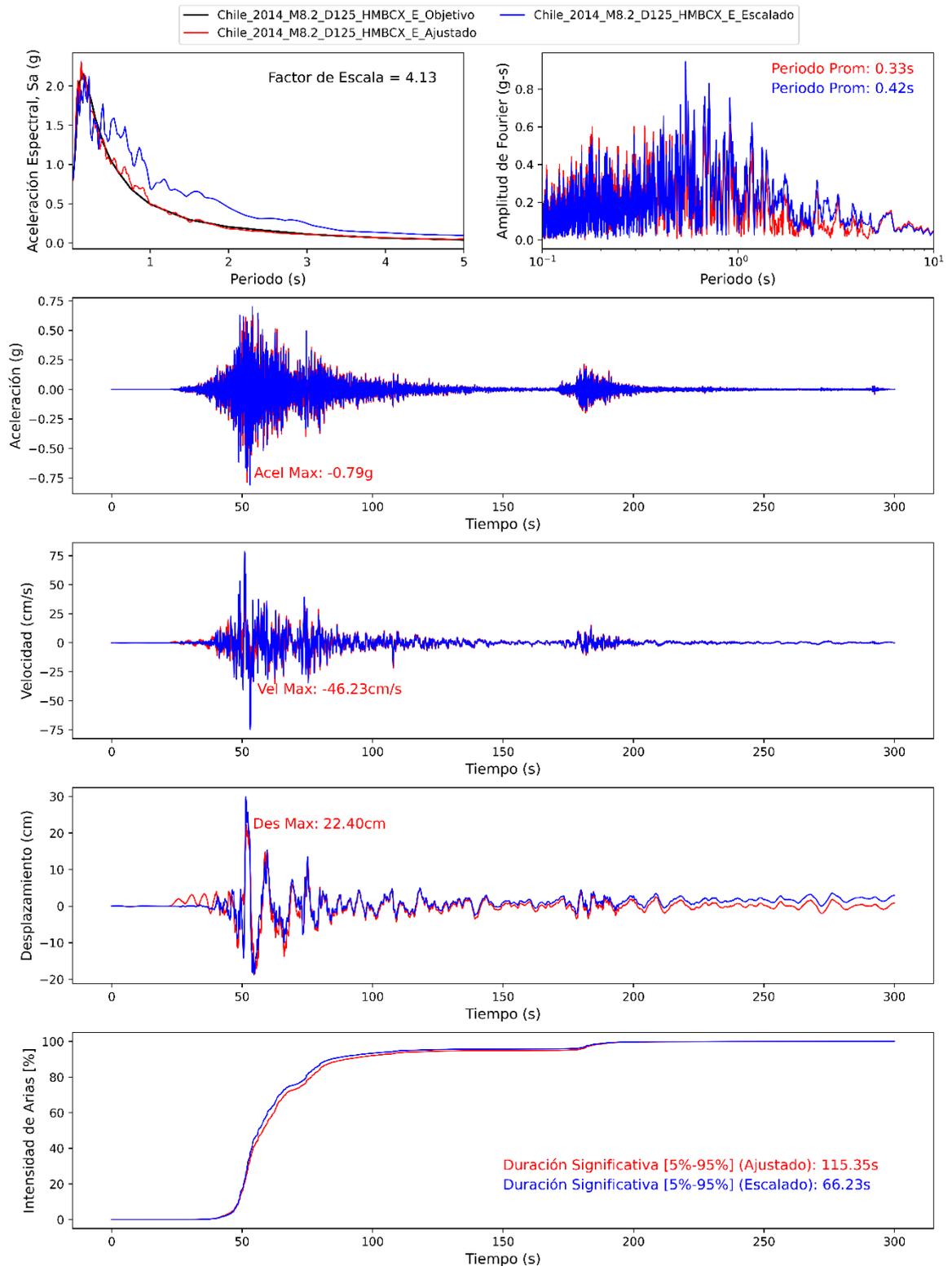
Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Maule, Chile 2010 M8.8 – Espectro de Peligro Uniforme $\Pr = 2475$ años



Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Iquique, Chile 2014 M8.2 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 475 años



Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Iquique, Chile 2014 M8.2 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 975 años



Ajuste Espectral del Registro Acelerográfico del Sismo Iquique, Chile 2014 M8.2 – Espectro de Peligro Uniforme Pr = 2475 años