

UNIVERSIDAD  
CATÓLICA  
DE CUENCA

**UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CUENCA**

*Comunidad Educativa al Servicio del Pueblo*

**UNIDAD ACADÉMICA DE INGENIERÍA,  
INDUSTRIA Y CONSTRUCCIÓN**

**CARRERA DE INGENIERÍA CIVIL**

**ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS ECUACIONES DE  
ATENUACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN Y  
CORTICAL EN EL ECUADOR**

**PROYECTO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL  
TÍTULO DE INGENIERO CIVIL**

**AUTORES: CRISTHIAM GERARDO CÁRDENAS TORRES  
DAMIAN ANTONIO MATUTE SÁNCHEZ**

**DIRECTOR: ING. JUAN SEBASTIÁN MALDONADO NOBOA MSc.**

**CUENCA - ECUADOR**

**2023**

**DIOS, PATRIA, CULTURA Y DESARROLLO**



**UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CUENCA**

*Comunidad Educativa al Servicio del Pueblo*

**UNIDAD ACADÉMICA DE INGENIERÍA,  
INDUSTRIA Y CONSTRUCCIÓN**

**CARRERA DE INGENIERÍA CIVIL**

**ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS ECUACIONES DE  
ATENUACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN Y  
CORTICAL EN EL ECUADOR**

**PROYECTO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL  
TÍTULO DE INGENIERO CIVIL**

**AUTORES: CRISTHIAM GERARDO CÁRDENAS TORRES  
DAMIAN ANTONIO MATUTE SÁNCHEZ**

**DIRECTOR: ING. JUAN SEBASTIÁN MALDONADO NOBOA MSc.**

**CUENCA - ECUADOR**

**2023**

**DIOS, PATRIA, CULTURA Y DESARROLLO**

## DECLARATORIA DE AUTORÍA Y RESPONSABILIDAD

**Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres** y **Damian Antonio Matute Sánchez**, portadores de las cédulas de ciudadanía N° **0105481329** y N° **0106230220**. Declaramos ser los autores de la obra: **“ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS ECUACIONES DE ATENUACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN Y CORTICAL EN EL ECUADOR”**, sobre la cual nos hacemos responsables sobre las opiniones, versiones e ideas expresadas. Declaramos que la misma ha sido elaborada respetando los derechos de propiedad intelectual de terceros y eximo a la Universidad Católica de Cuenca sobre cualquier reclamación que pudiera existir al respecto. Declaro finalmente que mi obra ha sido realizada cumpliendo con todos los requisitos legales, éticos y bioéticos de investigación, que la misma no incumple con la normativa nacional e internacional en el área específica de investigación, sobre la que también nos responsabilizamos y eximimos a la Universidad Católica de Cuenca de toda reclamación al respecto.

Cuenca, **12 de abril del 2023**



.....  
Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres  
0105481329



.....  
Damian Antonio Matute Sánchez  
0106230220

## CERTIFICACIÓN

Yo, Ing. Juan Sebastián Maldonado Noboa certifico que, la presente investigación ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS ECUACIONES DE ATENUACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN Y CORTICAL EN EL ECUADOR, realizado por los señores Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres y Damian Antonio Matute Sánchez, egresados de la carrera de Ingeniería Civil, perteneciente a la Unidad Académica De Ingeniería, Industria y Construcción, se desarrolló bajo mi supervisión y tutoría, siendo un trabajo elaborado de manera personal e inédita.



---

Ing. Juan Sebastián Maldonado Noboa MSc.

TUTOR

## DEDICATORIA

A mis padres Gerardo y Piedad, quienes con su amor, paciencia y esfuerzo han cultivado en mí el tesón de no desistir ante un proyecto, lo que me ha permitido alcanzar hoy esta meta, por inculcar en mí el ejemplo de esfuerzo y valentía, de no temer a las adversidades de la vida por difíciles que éstas sean, porque cuando confías en Dios no hay obstáculo imposible.

A mis hermanos Bella, William, Morelia, Kimberly y Norelly, a mi sobrina Karol, que fueron los pioneros en motivar el inicio de uno de mis objetivos más importantes, como es el estudio universitario, a mi familia por ser siempre mi apoyo incondicional, durante todo mi trayecto académico.

A mis hijos Krystel y Aaron por ser mi alicante y mi mayor motivación, quienes siempre me impulsan con su amor y cariño a cumplir mis objetivos, gracias a ellos he logrado culminar mi carrera, dedico a mis dos hijos que son mi más grande bendición.

*Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres*

## **DEDICATORIA**

Este trabajo lo dedico a mis padres Antonio y Nelly, a mis hermanos por su incondicional apoyo para la culminación de mis estudios y de este trabajo.

A mi esposa Diana e hijos Fabiola y Damian por su amor y ser el más grande apoyo en mi vida.

A todas las personas que hicieron posible la culminación de este trabajo

***Damian Antonio Matute Sánchez***

## **AGRADECIMIENTO**

Mi gratitud con Dios, por ser mi compañero incondicional.

Mi profundo agradecimiento a todas las autoridades y docentes que con su guía y enseñanza construyeron los conocimientos necesarios para llegar a culminar este proceso.

A nuestro tutor Ing. Msc. Juan Sebastián Maldonado Noboa por su apoyo y orientación en nuestra tesis.

A todos ustedes, gracias.

*Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres*

## **AGRADECIMIENTO**

A nuestro tutor Ing. Msc. Juan Sebastián Maldonado Noboa y maestros que, durante todo el proceso universitario, se convirtieron en las guías de conocimiento en las aulas.

A mis compañeros de clases, con quienes hemos compartido grandes y gratos momentos durante nuestra vida universitaria.

A todos ustedes, siempre, GRACIAS.

*Damian Antonio Matute Sánchez*

## RESUMEN

El presente trabajo tiene por objetivo correlacionar las ecuaciones de atenuación sísmica tanto para sismos corticales como de subducción que mejor se adapten a las características sísmicas y geotectónicas del Ecuador, basada en una revisión bibliográfica para consecutivamente validar con el sismo del 12 de agosto del 2014 con epicentro en la ciudad de Quito, como sismo de control para sismos corticales y el sismo del 16 abril del 2016 con epicentro en Pedernales, como sismo de control para sismos de subducción; concluyéndose que para sismos corticales la ecuación que mejor se ajusta a la realidad nacional es la de Abrahamson & Silva (2008) en la que se obtiene un valor de correlación estadístico de 1.031, por lo tanto los resultados comparados con la línea de tendencia del PGA del sismo de control varía con un 3,1%, mientras que para sismos de subducción la ecuación que mejor se ajusta es la de Kumar et al. (2021) con un valor de correlación estadístico de 0.55, de manera que los resultados comparados con la línea de tendencia principal del PGA del sismo de control difieren en un 44.6%, siendo ésta la más idónea en el análisis.

***Palabras clave:*** Sismo, subducción, cortical, atenuación sísmica, PGA.

## ABSTRACT

The aim of this study is to correlate earthquake attenuation equations for both cortical and subduction that best suit the seismic and geotectonic characteristics of Ecuador, based on a literature review to subsequently validate the earthquake of August 12, 2014, with an epicenter in the city of Quito, as a control for cortical earthquakes. Also, the April 16, 2016 earthquake with its epicenter in Pedernales, as a control for subduction earthquakes; concluding that for cortical earthquakes the equation that best fits the national reality is that of Abrahamson & Silva (2008) in which a statistical correlation value of 1.031 is obtained. Therefore, the results compared with the PGA trend line of the control earthquake vary with 3.1%. While for subduction earthquakes, the best fitting equation is that of Kumar et al. (2021) with a statistical correlation value of 0.55. The results compared with the main trend line of the PGA of the control earthquake differ by 44.6%, this being the most suitable in the analysis.

**Keywords:** *Earthquake, subduction, cortical, seismic attenuation, PGA.*

# ÍNDICE

DEDICATORIA.....	i
DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTO .....	iii
AGRADECIMIENTO .....	iv
RESUMEN .....	v
ABSTRACT .....	vi
ÍNDICE.....	1
ÍNDICE DE FIGURAS .....	4
ÍNDICE DE TABLAS .....	6
ÍNDICE DE ANEXOS .....	8
CAPITULO I. GENERALIDADES.....	9
1.1    Introducción .....	9
1.2    Justificación .....	9
1.3    Objetivos .....	11
1.3.1  Objetivo General.....	11
1.3.2  Objetivos Específicos.....	11
1.4    Descripción del problema .....	11
1.4.1  Alcance.....	12
CAPITULO II. MARCO TEORICO.....	14
21    Introducción .....	14
22    Estado del arte .....	14
23    Dinámica Interna de la Tierra .....	16
2.3.1  Teoría de la Deriva Continental.....	16
2.3.2  Teoría de la Tectónica de Placas.....	18
24    Teoría del Rebote Elástico .....	20
25    Ondas Sísmicas .....	20
2.5.1  Ondas de Cuerpo .....	21
2.1.1  Ondas de Superficie .....	22

22	Tamaño de los Eventos Sísmicos en Ecuador .....	23
2.2.1	Intensidad sísmica .....	23
2.2.2	Magnitud sísmica .....	25
23	Tipos de Sismos en Ecuador .....	27
2.3.1	Sismos asociados a fallamiento cortical.....	27
2.3.2	Sismos asociados a la subducción (interplaca e intraplaca).....	28
24	Caracterización del Movimiento del Suelo en Ecuador.....	29
2.4.1	Fuentes sísmicas corticales en el Ecuador .....	29
2.4.2	Fuentes sísmicas de subducción de Ecuador .....	33
CAPITULO III. LEYES DE ATENUACIÓN SÍSMICA .....		37
3.1	Introducción .....	37
3.2	Atenuación sísmica .....	37
3.2.1	Magnitud del sismo .....	38
3.2.2	Distancia sitio-fuente sísmica .....	39
3.2.3	Condiciones de sitio .....	39
3.2.4	Tipo de falla o mecanismo focal .....	40
3.2.5	Ambiente tectónico .....	42
3.3	Criterios de preselección (Metodología).....	42
3.3.1	Selección de las ecuaciones de atenuación sísmica. ....	43
3.3.2	Selección de sismo de control (subducción y cortical) .....	44
3.4	Procesamiento de registros sísmicos.....	51
3.4.1	Corrección de orden cero y ajuste de la línea base .....	52
3.5	Procesamiento de los datos sísmicos .....	53
3.5.1	Determinación de las aceleraciones máximas (PGA) .....	53
CAPITULO IV. RESULTADOS .....		55
4.1	Introducción .....	55
4.2	Modelos de Atenuación Analizados para el Ecuador .....	55
4.2.1	Análisis de ecuaciones de atenuación para sismos corticales .....	55
4.2.2	Análisis de ecuaciones de atenuación para sismos de subducción .....	76
4.3	Curvas de atenuación para sismos de fallamiento cortical .....	87
4.3.1	Modelo de Abrahamson & Silva (2008).....	87

4.3.2	Modelo de Aguiar & Castro (2010) .....	88
4.3.3	Modelo de Zhao et al (2016).....	89
4.3.4	Modelo de Gao et al. (2021) .....	90
4.3.5	Modelo de Kumar et al. (2021).....	91
4.3.6	Modelo de Chao et al. (2020).....	92
4.4	Curvas de atenuación para sismos de subducción .....	93
4.4.1	Modelo de Zhao et al (2006).....	94
4.4.1	Modelo de Aguiar & Castro (2010) .....	95
4.4.2	Modelo Zhao et al (2016).....	97
4.4.3	Modelo de Gao et al (2021) .....	98
4.4.4	Modelo de Kumar et al (2021).....	100
4.5	Comparación de los Modelos de Atenuación para el Ecuador .....	102
4.5.1	Comparación de modelos de atenuación para sismos corticales .....	102
4.4.1	Comparación de modelos de atenuación para sismos de subducción .....	103
4.5	Selección de Ecuaciones de Atenuación para el Ecuador .....	106
4.6.1	Selección de Ecuaciones de Atenuación Corticales.....	106
4.6.2	Selección de Ecuaciones de Atenuación de Subducción .....	107
	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....	110
5.1	Conclusiones .....	110
5.2	Recomendaciones.....	113
	BIBLIOGRAFÍA .....	114
	ANEXOS .....	119

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1</b> Representación de la fragmentación de la Pangea en 225 millones de años. ....	17
<b>Figura 2</b> Representación de la expansión de los fondos oceánicos.....	18
<b>Figura 3</b> Mecanismo de subducción.....	18
<b>Figura 4</b> Teoría de la Tectónica de Placas. ....	19
<b>Figura 5</b> Esquema del rebote elástico.....	20
<b>Figura 6</b> Ondas de Cuerpo.....	22
<b>Figura 7</b> Ondas de Superficie.....	23
<b>Figura 8</b> Mapa de isosistas que corresponde al terremoto de Riobamba del 04 de febrero de 1797.....	24
<b>Figura 9</b> Magnitud sísmica.....	26
<b>Figura 10</b> Dirección y velocidades del movimiento de las placas .....	29
<b>Figura 11</b> Fuentes sísmicas corticales en Ecuador .....	31
<b>Figura 12</b> Fuentes sísmicas de subducción en Ecuador .....	35
<b>Figura 13</b> Tipo de falla o mecanismo focal y sus ángulos. ....	41
<b>Figura 14</b> Mecanismos focales de sismos en el Ecuador .....	41
<b>Figura 15</b> Distribución de las estaciones que conforman la RENSIG. ....	46
<b>Figura 16</b> Sismo de pedernales del 16 de abril de 2016 y replicas .....	48
<b>Figura 17</b> Sismo de pedernales del 16 de abril del 2016, registros acelerométricos y mecanismo focal.....	49
<b>Figura 18</b> Sismo de Quito del 12 de agosto del 2014 y replicas .....	50
<b>Figura 19</b> Sismo de Quito del 12 de agosto de 2014, registros acelerométricos y mecanismo focal.....	51
<b>Figura 20</b> Corrección de orden cero y ajuste de la línea base software SeismoSignal v.4.3.0. ....	52
<b>Figura 21</b> velocidad de onda. ....	57
<b>Figura 22</b> Resultados del modelo de Abrahamson & Silva (2008) para sismo de control cortical.....	88
<b>Figura 23</b> Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control cortical. ....	89
<b>Figura 24</b> Resultados del modelo de Zhao et al. (2016) para sismo de control cortical. ....	90

<b>Figura 25</b> Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control cortical .....	91
<b>Figura 26</b> Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control cortical .....	92
<b>Figura 27</b> Resultados del modelo de Chao et al. (2020) para sismo de control cortical.....	93
<b>Figura 28</b> Resultados del modelo de Zhao et al. (2006) para sismo de control de subducción. .....	95
<b>Figura 29</b> Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control de subducción.....	96
<b>Figura 30</b> Resultados del modelo Zhao et al. (2016) para sismo de control de subducción. ..	98
<b>Figura 31</b> Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control de subducción. .....	100
<b>Figura 32</b> Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control de subducción. .....	102
<b>Figura 33</b> Comparación de modelos de atenuación para sismos corticales .....	104
<b>Figura 34</b> Comparación de modelos de atenuación para sismos de subducción.....	105
<b>Figura 35</b> Correlación estadística de las ecuaciones de atenuación para sismos corticales ..	107
<b>Figura 36</b> Correlación estadística de las ecuaciones de atenuación para sismos de subducción .....	109

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1</b> Sismos asociados a fallamiento cortical mayores a 5 Mw. ....	28
<b>Tabla 2</b> Sismos asociados a la subducción (interplaca e intraplaca) .....	28
<b>Tabla 3</b> Velocidad de onda de corte a los 30 m $V_{s30}$ .....	40
<b>Tabla 4</b> Ángulos y plano de falla del sismo del 16 de abril del 2016 de Pedernales .....	48
<b>Tabla 5</b> Ángulos y plano de falla del sismo del 16 de abril del 2016 de Pedernales .....	50
<b>Tabla 6</b> PGA de Sismo cortical (sismo del 112 de agosto de 2014 ocurrido en Quito). ....	53
<b>Tabla 7</b> PGA sismo de subducción (sismo de pedernales del 16 de abril del 2016). ....	54
<b>Tabla 8</b> Constantes independientes del periodo para el movimiento del suelo .....	64
<b>Tabla 9</b> Coeficientes para el movimiento del suelo .....	64
<b>Tabla 10</b> Coeficientes para el movimiento del suelo .....	65
<b>Tabla 11</b> Coeficientes del modelo de atenuación Gao et al. (2021).....	69
<b>Tabla 12</b> Coeficiente $C_K$ en función del tipo de suelo modelo de Zhao 2006.....	77
<b>Tabla 13</b> Coeficientes dependientes del periodo espectral en el modelo de atenuación de Zhao 2006.....	78
<b>Tabla 14</b> Coeficientes $C_k$ y desviaciones estándar del modelo de atenuación Zhao 2006. ...	79
<b>Tabla 15</b> Coeficiente A en función del tipo de suelo modelo de Zhao 2016. ....	82
<b>Tabla 16</b> Parámetros del modelo de Zhao 2016. ....	83
<b>Tabla 17</b> Parámetros del modelo de Zhao 2016. ....	84
<b>Tabla 18</b> Coeficientes del modelo de atenuación Gao et al. (2021).....	86
<b>Tabla 19</b> Resultados del modelo de Abrahamson & Silva (2008) para sismo de control cortical. ....	88
<b>Tabla 20</b> Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control cortical. ....	89
<b>Tabla 21</b> Resultados del modelo de Zhao et al. (2016) para sismo de control cortical. ....	90
<b>Tabla 22</b> Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control cortical. ....	91
<b>Tabla 23</b> Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control cortical.....	92
<b>Tabla 24</b> Resultados del modelo de Chao et al. (2020) para sismo de control cortical .....	93
<b>Tabla 25</b> Resultados del modelo de Zhao et al. (2006) para sismo de control de subducción. ....	94
<b>Tabla 26</b> Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control de subducción.....	96

<b>Tabla 27</b> Resultados del modelo Zhao et al. (2016) para sismo de control de subducción. ...	97
<b>Tabla 28</b> Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control de subducción.	99
<b>Tabla 29</b> Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control de subducción. .....	101
<b>Tabla 30</b> Selección de Ecuaciones de Atenuación Corticales. ....	106
<b>Tabla 31</b> Selección de Ecuaciones de Atenuación de Subducción. ....	108

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo 1</b> Modelo de Abrahamson & Silva (2008) para sismos corticales .....	119
<b>Anexo 2</b> Modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismos corticales .....	123
<b>Anexo 3</b> Modelo de Zhao et al. (2016) para sismos corticales .....	124
<b>Anexo 4</b> Modelo de Gao et al. (2021) para sismos corticales.....	126
<b>Anexo 5</b> Modelo de Kumar et al. (2021) para sismos corticales .....	127
<b>Anexo 6</b> Modelo de Chao et al. (2020) para sismos corticales.....	128
<b>Anexo 7</b> Modelo de Zhao et al. (2006) para sismos de subducción .....	131
<b>Anexo 8</b> Modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismos de subducción.....	133
<b>Anexo 9</b> Modelo de Zhao et al. (2016) para sismos de subducción .....	134
<b>Anexo 10</b> Modelo de Gao et al. (2021) para sismos de subduccion.....	136
<b>Anexo 11</b> Modelo de Kumar et al. (2021) para sismos de subducción .....	137

## **CAPITULO I. GENERALIDADES**

### **1.1 Introducción**

La evaluación del peligro sísmico se constituye como una de las principales herramientas para la mitigación de los efectos producidos por los sismos. Mediante la evaluación del peligro sísmico es posible determinar la demanda sísmica a los cuales las estructuras de ingeniería podrían estar expuestas. En la evaluación del peligro sísmico, el factor que introduce mayor variabilidad en los resultados es la selección de la ecuación de atenuación. Las leyes de atenuación son expresiones semi empíricas que relacionan la magnitud, distancia e intensidad del sismo. Estas expresiones ayudan a describir la forma de disipación de la energía que es liberada en el epicentro. El propósito más importante de las leyes de atenuación es el de predecir las aceleraciones que se provocan debido al sismo (Quinde & Ángulo, 2016).

Los registros sísmicos son la materia prima para lograr una curva de predicción de aceleraciones o ley de atenuación. Esta ley depende de las características de los suelos que constituyen la corteza en el sitio de donde provienen y forman parte fundamental de los estudios de amenaza sísmica. La predicción empírica del movimiento del suelo parte de la relación existente entre una variable dependiente y de varias independientes, que representan las tres contribuciones principales al movimiento sísmico del suelo, que son: la fuente, la propagación y los efectos de sitio. Por esta razón se realiza el estudio descriptivo de las ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para caracterizar, comprender el problema y presentar una base de datos para futuras investigaciones (Schmidt, 2014).

### **1.2 Justificación**

Por lo expuesto es necesario contar con estudios sismológicos que faciliten realizar la predicción en lo posible de la intensidad de la onda provocada por el sismo, desde su epicentro hasta un punto de interés a lo largo de la trayectoria de viaje (Cal et al., 2011). Con este trabajo

se busca contribuir a la caracterización del movimiento sísmico, analizando las leyes empíricas que describen la propagación de las ondas, en función de la distancia y la magnitud del sismo. Estas leyes permitirán la mejora de los estudios de peligrosidad sísmica. En Ecuador se dispone de los insumos necesarios para realizar el estudio con los registros sísmicos de los eventos telúricos.

Así, para estudios de peligrosidad sísmica, las ecuaciones de atenuación se usan como una simplificación de los registros reales, en donde estos, se evaluarán con parámetros, como el valor máximo de aceleración, intensidad o espectros de aceleración. Estas ecuaciones son utilizadas además para estimar las fuerzas y desplazamientos a los que se pueden exponer las estructuras y con base en ello se puede plantear las medidas correctivas requeridas para lograr un adecuado comportamiento estructural (Schmidt, 2014).

Es preciso continuar con el estudio de los modelos de las leyes de atenuación del movimiento del suelo para el Ecuador, si bien se ha probado el comportamiento de estas ecuaciones en el país, es indispensable continuar ampliando los estudios para el mejoramiento de los resultados de peligro sísmico, y así contar con datos acordes a la realidad sísmica del país, lo cual nos permitirá diseñar y construir estructuras sismorresistentes (Gómez & Salcedo, 2002). Los estudios desarrollados para el Ecuador, no contemplan el sismo ocurrido el 16 de abril del 2016, con epicentro en la ciudad de Pedernales, por lo cual es necesario realizar un nuevo análisis de las leyes de atenuación, considerando este movimiento telúrico y el avance del estado del arte desarrollado hasta la presente fecha. (Aguiar, 2010).

El estudio del comportamiento del suelo, que transmite las ondas sísmicas es de mucha importancia, pues es en este en donde se emplazan todo tipo de estructuras civiles que, a más de ser útiles y serviciales deben brindar seguridad. Por lo que el conocimiento del comportamiento de las ondas a través del suelo y su atenuación fundamentan los principios para brindar la

seguridad necesaria al momento de realizar una construcción civil (Perea, 2014).

### **1.3 Objetivos**

#### **1.3.1 Objetivo General**

- Seleccionar las ecuaciones de atenuación sísmica para buscar su aplicabilidad al entorno nacional para sismos de subducción y cortical, mediante el análisis de los resultados con un sismo de control.

#### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Generar una línea base de las ecuaciones de atenuación para sismos de subducción y cortical mediante una revisión bibliográfica para buscar su aplicabilidad a la realidad nacional.
- Seleccionar un sismo de subducción y cortical mediante los parámetros de entrada de las ecuaciones de atenuación y disponibilidad de los registros sísmicos para el análisis comparativo.
- Correlacionar las ecuaciones de atenuación para sismos de subducción y cortical elegidos mediante gráficas de aceleraciones para la determinación de la ecuación que más se ajusta al comportamiento del sismo.

### **1.4 Descripción del problema**

Ecuador tiene una alta peligrosidad sísmica, debido a que su territorio se localiza entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana. Las mismas que están en constante fricción por lo que periódicamente liberan energía que provocan terremotos generalmente por subducción. Estos movimientos también pueden provocar sismos a lo largo de las fallas geológicas existentes en todo el territorio (Gómez et al., 2005).

A partir de los registros existentes desde el año de 1900, en Ecuador han ocurrido siete

eventos con magnitud de 7 grados en la escala de Richter o superior, en un radio de 250 km alrededor del sismo de Pedernales ocurrido el 16 de abril del 2016. Todos estos sismos están relacionados con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, la cual subduce hacia el este a una velocidad de 61 mm/año (Aguiar, 2017).

En los estudios de peligrosidad sísmica, el factor que introduce mayor variabilidad en los resultados son las ecuaciones de atenuación de las ondas. Para la generación de dichas ecuaciones se requieren de los registros de acelerogramas de los sismos fuertes ocurridos en el país. La influencia de las ecuaciones de atenuación se incrementa a medida que aumenta el periodo de retorno. En estudios anteriores al no disponer de acelerogramas, se han generado leyes de atenuación a partir de información macrosísmica de Ecuador y de la región, considerando los sismos ocurridos en países vecinos como: Colombia, Chile, Perú y Venezuela, hasta el año 2010 (Aguiar, 2010).

La falta de información relacionada a la atenuación de ondas sísmicas en el Ecuador, crea mucha incertidumbre en los profesionales encargados del diseño sismorresistente de estructuras, puesto que este análisis es un insumo necesario para la generación de los mapas de peligro sísmico que son utilizados en la Norma Ecuatoriana de la Construcción. Dada la deficiencia de las ecuaciones de atenuación desarrolladas con datos sísmicos del país, se ha vuelto una práctica común la adopción de leyes de atenuación derivadas de otras regiones (Quinde & Ángulo, 2016).

#### **1.4.1 Alcance**

En esta investigación se pretende identificar las ecuaciones empíricas de atenuación de las ondas sísmicas, para diferentes fuentes de amenaza sísmica (sismos de fallamiento cortical y subducción) para el Ecuador, mediante una revisión bibliográfica y teórica sobre el comportamiento que estas tienen en la predicción de la intensidad del sismo. Adicionalmente se

analizará el comportamiento de las ecuaciones tomando como referencia un sismo de control de fuente cortical y subducción que hayan ocurrido en los últimos 10 años con una magnitud superior a los 4 Mw y 5 Mw, respectivamente.

## **CAPITULO II. MARCO TEORICO**

### **2.1 Introducción**

Cuando existe un sismo, se evidencia el siguiente suceso, cuando las ondas sísmicas se alejan del epicentro, la intensidad del movimiento disminuye, a esto se le llama atenuación del movimiento sísmico. Comprender este comportamiento permite predecir o estimar la amplitud del movimiento del suelo en función de la distancia a la fuente sísmica conocida, cuya ecuación de atenuación sísmica es una relación empírica que relaciona la magnitud, la distancia y la intensidad del movimiento sísmico (Salcedo & Coral, 2005).

Los procedimientos habituales para la obtención de las ecuaciones de amortiguamiento del suelo, consisten en ajustar curvas a los datos de movimiento sísmico de manera que las expresiones resultantes reflejen las características geotectónicas del área de estudio. (Benito & Jiménez, 2009).

### **2.2 Estado del arte**

El estudio de ecuaciones de atenuación sísmica en el Ecuador ha sido muy limitado, por una parte, la falta de interés y apoyo en los análisis de sismicidad y por otra la poca información y control sísmico que se ha tenido en el pasado han limitado su estudio, sin embargo, Aguiar & Castro (2010), realizan y exponen su propuesta de ecuaciones, para sismos de subducción y corticales empleando la relación de Sarogoni et al., (1982) y la información macrosísmica de 14 sismos asociados a fallas corticales y 7 de subducción. Al no disponer de registros de acelerogramas con valores mayores al 20% de la gravedad, y debido a esta escasez de datos, se limitó la propuesta efectuada por Aguiar & Castro (2010).

También Taipe & Calixto (2013), utilizando los datos registrados en el periodo 2000 a 2011 en las estaciones sísmicas del Ecuador, recomiendan para sismos interplaca e intraplaca de

subducción el modelo propuesto por Zhao et al., (2016), mientras que para en ambientes tectónicos corticales recomiendan los modelos de Campbell & Bozorgnia (2008) y Chiou & Young (2008).

Según Tamayo & Cevallos (2014), los valores de aceleración sísmica que más se aproxima al valor de las aceleraciones en las estaciones de control es el modelo de Boore et al., (2013), para sismos en régimen tectónico cortical en el Ecuador.

En la investigación de Sosa & Aguiar (2015), utilizan los modelos desarrollados por Abrahamson et al., (2013), Chiou & Youngs (2013) y Campbell & Bozorgnia (2013), para sismos corticales en la ciudad de Quito y de los resultados obtenidos concluyen que los tres modelos se pueden aplicar individualmente para la determinación de la atenuación sísmica.

También Martínez & Angulo (2016), utilizan los modelos de atenuación sísmica para sismos corticales la propuesta por Abrahamson & Silva (2008) y para sismos de subducción, el modelo propuesto por Young et al., (1997), basado en las recomendaciones del Global Earthquake Model (GEM) y del estudio de validación de las Ecuaciones de Predicción de Movimiento de Suelo (GMPE's) que fueron generadas en ambientes geotectónicos similares al del Ecuador.

En la investigación desarrollada por Cañizares & Singaicho (2017), para la selección de las ecuaciones de atenuación sísmica para el sistema de fallas de la ciudad de Quito, recomiendan el modelo de Bindi et al., (2013), para sismos corticales debido a un mejor ajuste entre los valores calculados y reales del sismo de control.

Según Ibarra & Navarro (2018), en el estudio del peligro sísmico determinista para las estructuras de Ambato sector San Antonio, realizaron una comparación de las ecuaciones de atenuación sísmica para un régimen tectónico cortical, encontrando que el modelo de atenuación con mayor respuesta de aceleración es del de Akkar y Bommer (2010), mientras que, en el análisis de las ecuaciones para un régimen tectónico de subducción, el modelo con mayor respuesta es el de Zhao et al., (2006).

Hasta el momento en el país se ha evaluado el comportamiento de las ecuaciones de atenuación sísmica para estudios concretos. Por ello se plantea determinar la correlación de las ecuaciones de atenuación que mejor se ajusten a los registros acelerométricos que se dispone de los datos de las estaciones sísmicas.

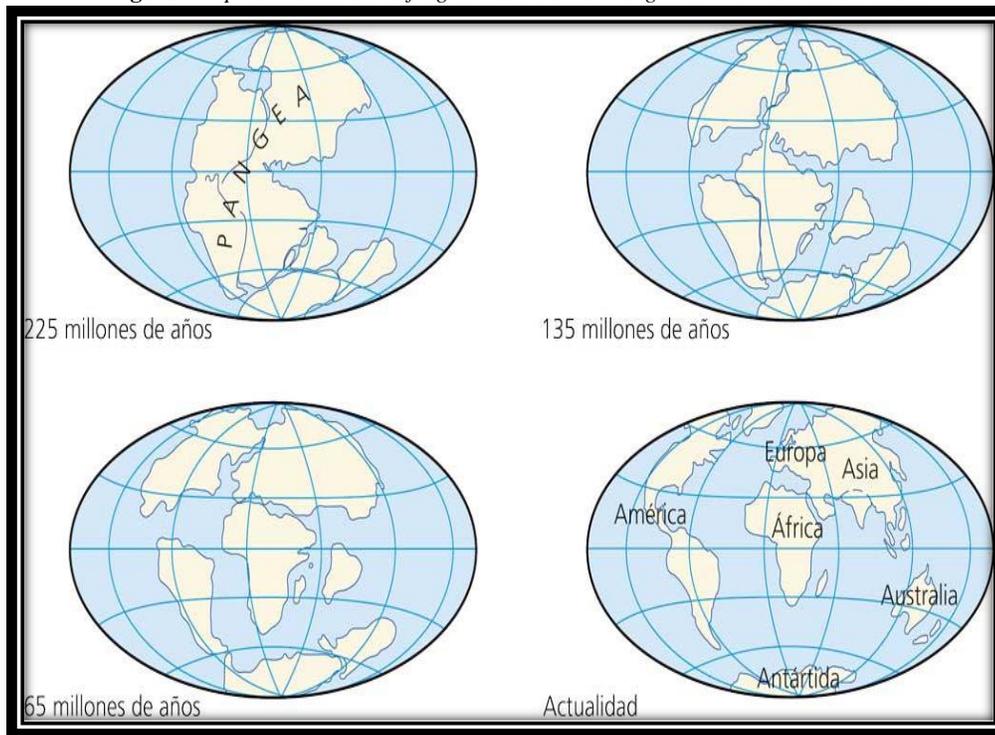
## **2.3 Dinámica Interna de la Tierra**

Para el estudio del comportamiento de la estructura de la tierra, es decir de los procesos tectónicos, es necesario entender su dinámica. Es decir, comprender los procesos que ocurren en el núcleo de la Tierra: el movimiento del magma, el mismo que es responsable de los terremotos y el vulcanismo (Fernández & Reolid, 2021).

### **2.3.1 Teoría de la Deriva Continental**

En 1915, Alfred Wegener describe la hipótesis de que en el pasado hubo un supercontinente al cual denominó Pangea (Figura 1), el mismo que se fragmentó hasta formar los continentes actuales. Wegener mantiene su teoría en que los continentes se deslizan como gigantescos bloques de corteza sobre un manto líquido. Basó su teoría en las semejanzas de las estructuras geográficas, paleontológicas, geológicas, y paleoclimáticas entre las costas de América del Sur y África Occidental (Fernández & Reolid, 2021).

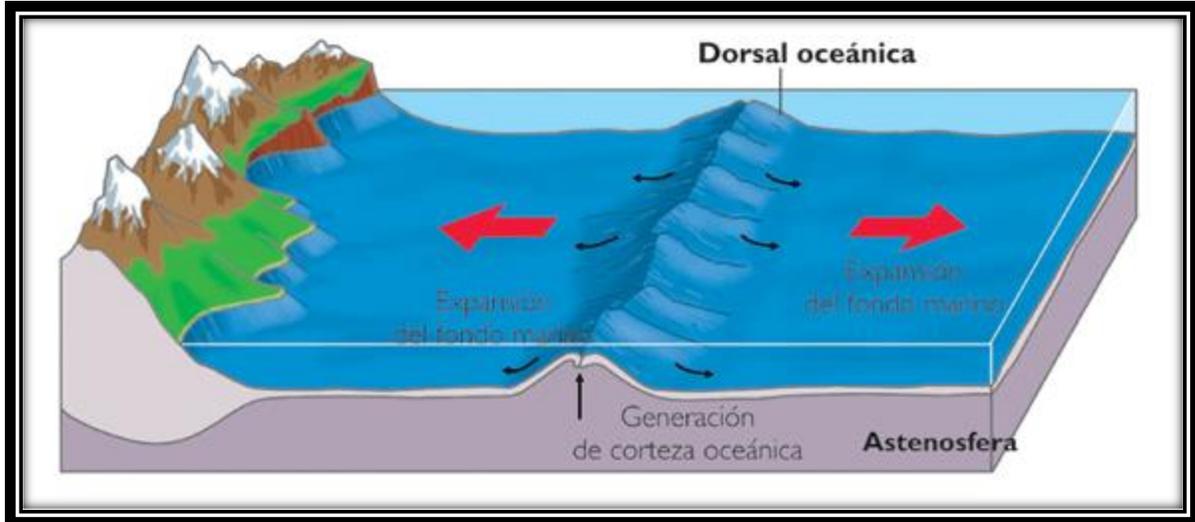
**Figura 1** Representación de la fragmentación de la Pangea en 225 millones de años.



**Fuente:** (Adaptado de Tarbuck y Lutgens, 2005)

El descubrimiento de las cadenas montañosas en las extensiones de los océanos sumado a las investigaciones de la actividad sísmológica en las costas oceánicas, indican que estas zonas están en constante deformación. A principios de los años sesenta Harry Hess propuso la teoría denominada expansión del fondo oceánico, la cual propone que las dorsales oceánicas están localizadas sobre las zonas de ascenso convectivo en el manto. Es así que a medida que el material que asciende desde el manto se expande lateralmente, el suelo oceánico es transportado alejándose de la cresta de la dorsal (Figura 2). La corteza recién formada se consume en lugares donde la litosfera desciende al manto a la misma velocidad que la nueva corteza, esa corteza más pesada y más joven se sumerge debajo la corteza continental, en un proceso llamado subducción. (Figura 3) (Tavera, 1992).

**Figura 2** Representación de la expansión de los fondos oceánicos al generarse la corteza oceánica.



Fuente: (Adaptado de Sucooglu y Akkar 2014)

**Figura 3** Proceso de subducción entre las dos placas.



Fuente: (Adaptado de Sucooglu & Akkar 2014)

### 2.3.2 Teoría de la Tectónica de Placas

La teoría de la tectónica de placas nace de juntarse el estudio de la deriva continental y la expansión oceánica, la cual nos indica que a la placa externa de la tierra se la conoce como litósfera la cual es rígida y se encuentra asentada sobre una región más débil, semiclásica y mucho más caliente llamada astenosfera (Bergoeing & Protti, 2009).

La capa de la litósfera está fragmentada en grandes y pequeñas piezas a los cuales se

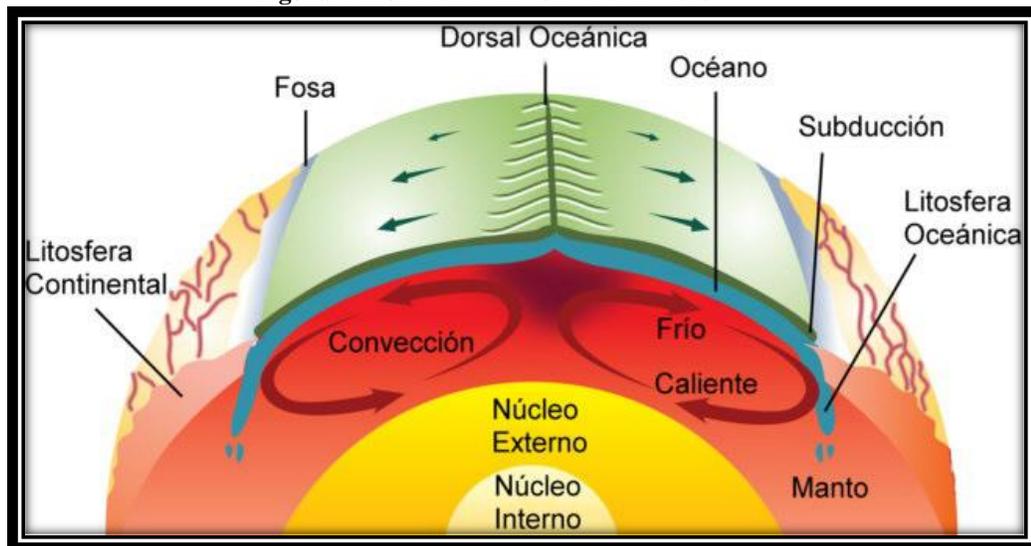
les denomina placas, mismas que se encuentran en constante movimiento provocando que su forma y tamaño cambien constantemente (Bergoeing & Protti, 2009).

La Tectónica de placas explica los cambios, características y acontecimientos geológicos, debido principalmente a la mala conductividad térmica de la corteza terrestre, adicionalmente el calor radiactivo que se genera en la tierra, se acumula fundiendo el manto ocasionando una transferencia convectiva del calor llamada convección térmica (Alfaro et al., 2013).

El movimiento de las placas no siempre es heterogéneo, en algunas zonas se mueven lentamente pudiendo ser una centésima de milímetro por año, mientras que otras se mueven muy rápido, superando los diez centímetros anuales (Alfaro et al., 2013).

Estos movimientos, conocidos como movimientos tectónicos, son responsables de la formación de montañas, volcanes, terremotos pliegues y fallas geológicas, así como la expansión oceánica (Alfaro et al., 2013).

**Figura 4** Teoría de la Tectónica de Placas.



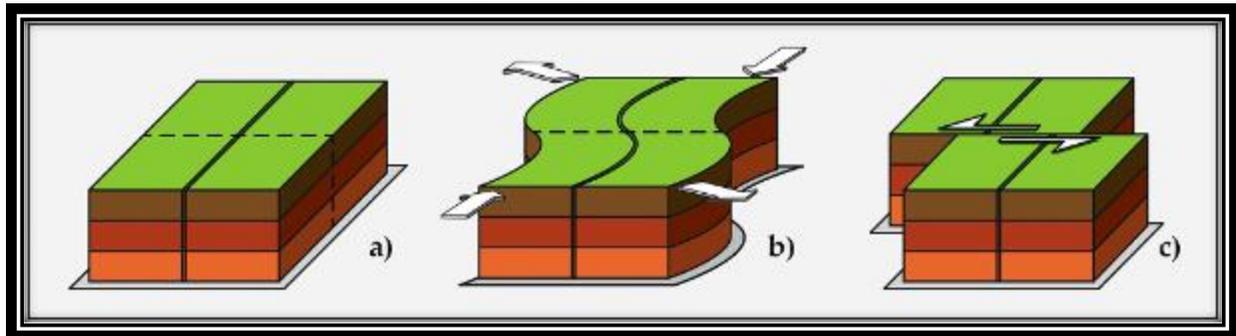
**Fuente:** (Adaptado de Kramer, 1996)

## 2.4 Teoría del Rebote Elástico

En 1910, después del terremoto de San Francisco de 1906, Harry Fielding Reid, propuso la primera teoría para describir el mecanismo de ruptura producido por un sismo. La teoría conocida como el Rebote Elástico, propone que un terremoto se comporta de manera similar a un resorte mecánico. El principio establece que las rocas están sometidas a esfuerzos por lo que se puede evidenciar en éstas las deformaciones elásticas (Tavera, 1992).

Los esfuerzos se van acumulando en una falla geológica, hasta que se supera el límite de resistencia del material y se produce la ruptura, rebotando un lado frente al otro de la falla hacia una posición de menor esfuerzo (Figura 5). La hipótesis se refiere a la rotura de la grieta como el comienzo del movimiento del suelo (Castro & Campos, 2018).

Figura 5 Esquema del rebote elástico.



Fuente: (Adaptado de Sucooglu y Akkar 2014)

## 2.5 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas, son el resultado de la liberación súbita de energía generada en el momento de un sismo que se irradia en todas las direcciones. Al traspasar los diferentes medios y al refractarse en sus bordes forman distintas clases de ondas. Sus características permiten establecer el lugar geográfico, profundidad, cantidad de energía liberada, orientación de la fractura, dirección y sentido del sismo (Madariaga, 2009; Martínez, 2005).

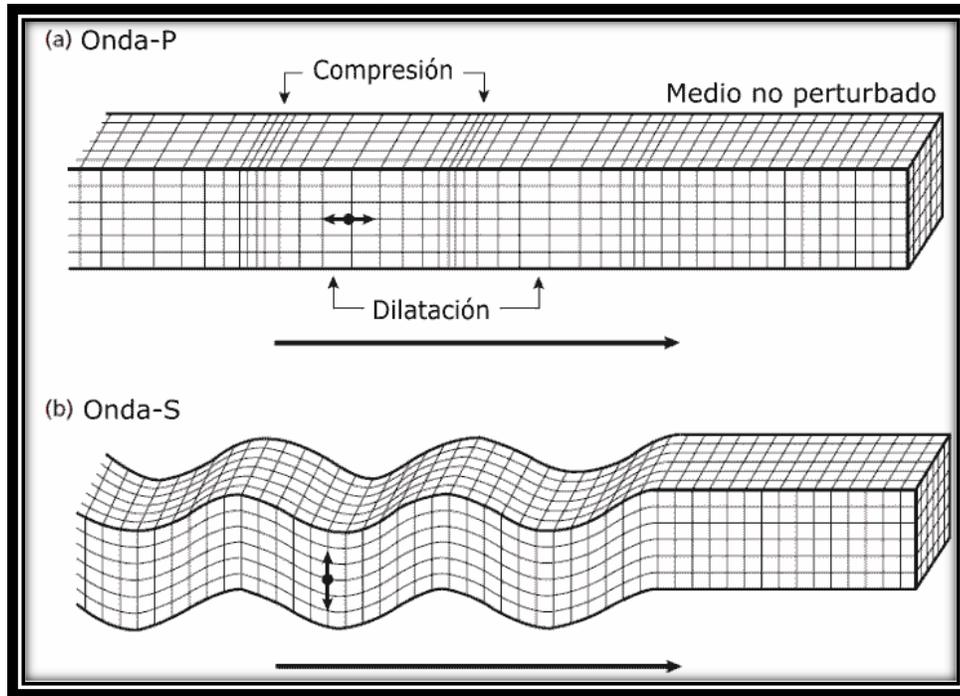
### 2.5.1 Ondas de Cuerpo

Son las ondas que se generan en el proceso de ruptura y se desplazan por el interior de los medios sólidos, pueden ser del tipo de onda P y S (Martínez, 2005).

**Ondas Primarias (P):** Denominadas ondas de presión, se transmiten tanto a través de medios sólidos, así como medios líquidos. Por ser ondas longitudinales, tienen la capacidad de hacer que el medio por el cual se propagan tenga un comportamiento de compresión y dilatación en el sentido de propagación de la onda (Figura 2.5). Son capaces de transmitirse a través de medios sólidos como el Granito a una velocidad de 5000m/s, líquidos como el agua a una velocidad de 1450m/s y gaseoso a 330m/s (Martínez, 2005).

**Ondas Secundarias (S):** Denominadas ondas de cizalla o de corte, se transmiten solo a través de medios sólidos ya que los líquidos no soportan esfuerzos cortantes que caracterizan a estas ondas. Al ser ondas transversales tienen la capacidad de hacer que el medio por el cual se propagan tenga un comportamiento de desplazamiento perpendicular de forma alternada a la trayectoria de propagación (Figura 6). El viaje del movimiento se puede fragmentar en dos mecanismos, el movimiento vertical (SV) y movimiento horizontal (SH). Estas ondas tienen mayor amplitud y su velocidad representa el 58%, en comparación de las ondas primarias (Otero, 2018; Vargas et al., 2003).

**Figura 6** Ondas de Cuerpo



**Fuente:** (Adaptado Sucuoglu y Akkar, 2014)

### 2.1.1 Ondas de Superficie

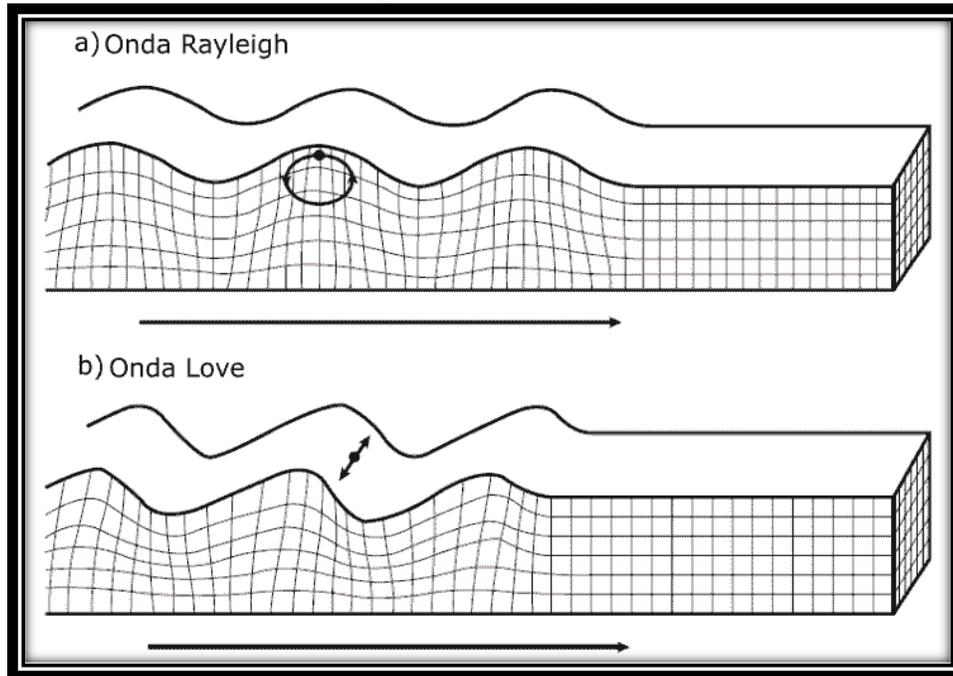
Cuando interactúan las ondas de cuerpo con la superficie y los estratos superficiales de la tierra se generan las ondas de superficie. Este tipo de ondas se desplazan exclusivamente por la superficie de la tierra y son las que producen mayor destrucción en terrenos que están constituidos por sedimentos sueltos o saturados de agua, aquí se destacan las ondas de Love y las de Rayleigh, las cuales producen complejos movimientos del suelo (Vargas et al., 2003).

**Ondas Love (L):** Son superficiales y producen un movimiento horizontal de corte en la superficie de interacción de ondas en el plano horizontal con los mantos blandos de la tierra. (Figura 7). Su rapidez es del 90% de la velocidad de las ondas superficiales (S) (J. Martínez, 2005).

**Ondas Rayleigh:** Producen un movimiento elíptico retrógrado del suelo debido a la interacción de las ondas primarias (P) y las ondas en el plano vertical (SV) (Figura 6). Su rapidez es casi el

90% de la velocidad de las ondas superficiales (S) (Madariaga, 2009).

Figura 7 Ondas de Superficie.



Fuente: (Adaptado de Bolt, 2001)

## 2.2 Tamaño de los Eventos Sísmicos en Ecuador

El tamaño de un sismo se define de carácter cualitativo según los datos de intensidad y de forma cuantitativa a partir de la magnitud.

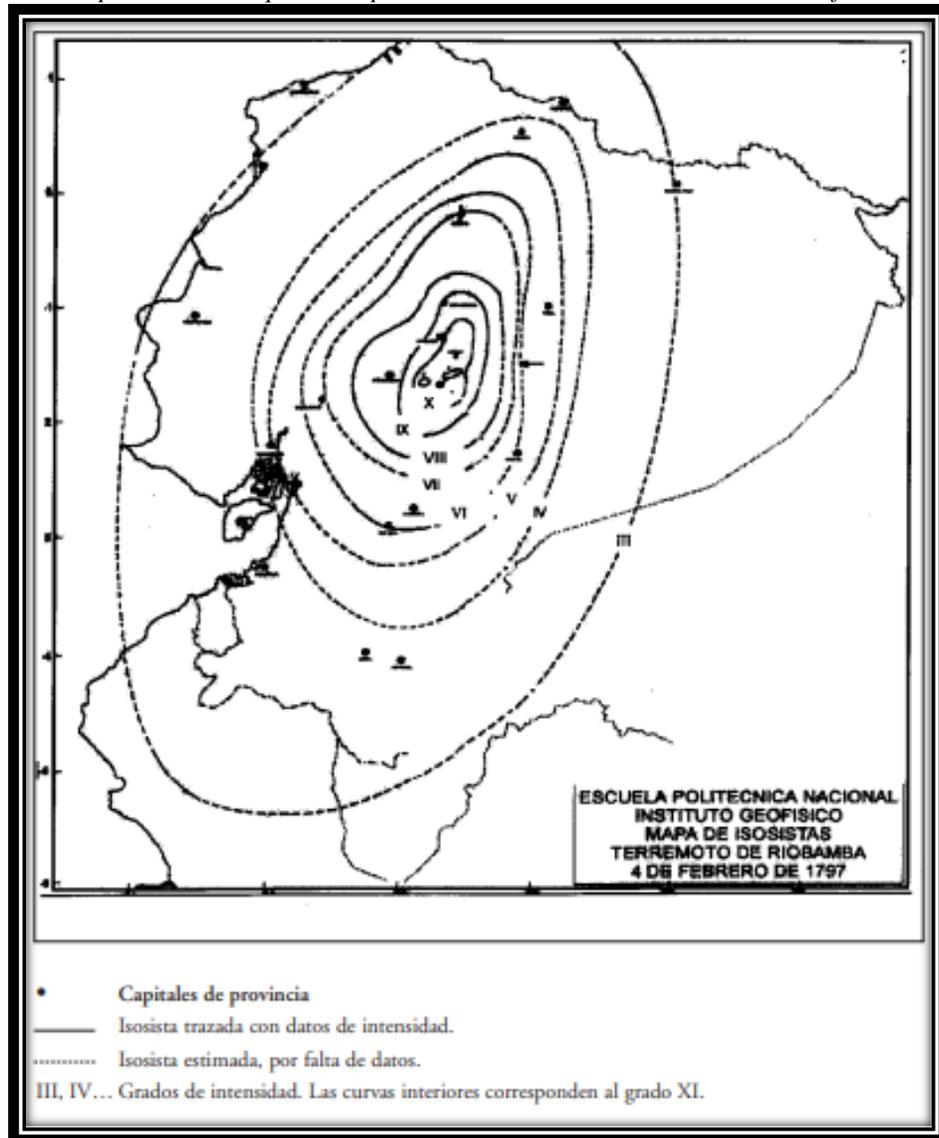
### 2.2.1 Intensidad sísmica

La intensidad es la medida de la agitación o movimiento del suelo, con ésta se pueden medir los posibles daños y efectos que pueden causar a las estructuras. Antes del uso de los sismógrafos las diferentes escalas de intensidad permitían localizar el epicentro y calcular la magnitud del sismo. La intensidad sísmica permite el control de la sismicidad histórica, que se utiliza para caracterizar las fuentes sismogénicas y generar mapas de peligro sísmico (Macau & Figueras, 2012).

Existe numerosas fuentes para medir los niveles de intensidad: Escala MSK en Europa, la

JMA en Japón y la Mercalli Modificada en América. Las intensidades son recolectadas a través de entrevistas después de la ocurrencia del sismo. Los registros de intensidad se presentan como mapas, los cuales se distinguen con líneas de igual intensidad denominados isosistas. Las isosistas son generalmente concéntricas sobre el área en donde ocurrió el sismo reflejándose la mayor intensidad en la zona epicentral del mapa generado. En la figura 8, se muestra un ejemplo de un mapa de isosistas que corresponde al terremoto de Riobamba del 4 de febrero de 1797 (Molina & Giner, 2004).

**Figura 8** Mapa de isosistas que corresponde al terremoto de Riobamba del 04 de febrero de 1797.



Fuente: (IGENP, 2023)

### 2.2.2 Magnitud sísmica

Los sismógrafos son equipos tecnológicos que ayudan a registrar las ondas sísmicas de algún evento telúrico suscitado, gracias a éstos se puede cuantificar la magnitud de un terremoto. A esta medición se la denomina magnitud, con la cual se determina la cantidad de energía que libera un movimiento telúrico (Molina & Giner, 2004).

**Magnitud local ( $M_r$ ):** También denominada escala o magnitud de Richter, fue propuesta en 1935 para cuantificar la magnitud de los terremotos superficiales y localizados en California con una distancia epicentral de menos de 600 km. Esta escala se ha calibrado para que sea usada en distintas partes de la tierra con registros de otros instrumentos de medición, en 1939 por Gutenberg y Richter desarrollaron una escala denominada magnitud de ondas superficial ( $M_s$ ) (Molina & Giner, 2004; Peláez, 2011).

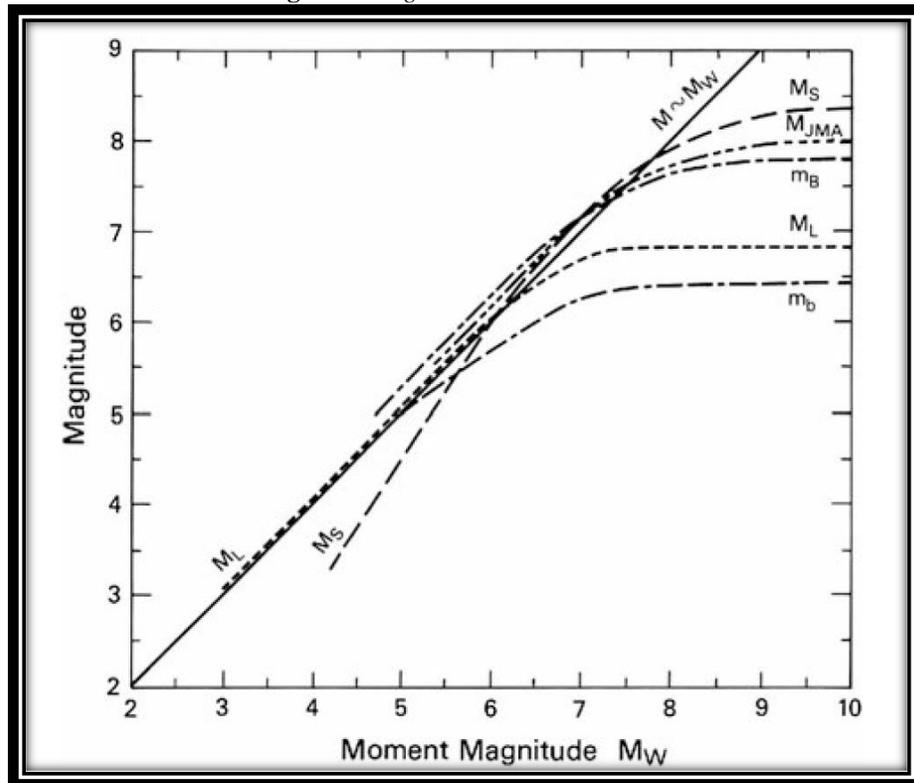
**Magnitud de ondas superficiales ( $M_s$ ):** Es muy parecida a la anterior con la única diferencia que las amplitudes de ondas (generalmente ondas Rayleigh), tienen un periodo de oscilación entre 18 y 22 segundos. Con la  $M_s$  se puede medir el tamaño de los sismos leves hasta los terremotos siempre y cuando no superen magnitudes mayores a 8.7 debido a que sufren una saturación de registros, los datos de esta magnitud se la pueden medir cuando los movimientos telúricos son superficiales, es decir, la distancia epicentral puede ser mayor a 1000 km, pero la profundidad del foco debe ser menor a 70km (Peláez, 2011).

**Magnitud de ondas de cuerpo ( $M_B$ ):** Presentada por Gutenberg en 1945, su valor parte de la amplitud máxima de las ondas de cuerpo (ondas P), su periodo de oscilación es de 1 segundo, es válida para magnitudes inferiores a 6.5, y no se ven afectadas por la profundidad del foco del

sismo (Peláez, 2011).

Las magnitudes ( $M_L$ ,  $M_S$  y  $M_B$ ), se calculan a través de instrumentos que miden el sacudimiento del suelo, sin embargo, en cataclismos de gran magnitud la vibración del suelo se hace menos perceptible que en sismos pequeños, lo que dificulta cuantificar su magnitud, a este fenómeno se lo conoce como saturación. La figura 9 nos indica la relación de magnitudes sísmicas en la que se puede apreciar que las  $M_L$ ,  $M_S$  y  $M_B$  fallan cuando la magnitud del sismo sobrepasa el límite de saturación. Algo que no sucede con la magnitud de momento por más grande e intenso que sea el sismo (Molina & Giner, 2004).

**Figura 9** Magnitud sísmica.



Fuente: (Adaptado de Bolt, 2001)

**Magnitud de momento ( $M_W$ ):** Propuesta por Hanks y Kanamori en 1979, es la más robusta, ya que por más intenso y grande que sea el sismo, los datos registrados no provocan saturación de la magnitud de momento, y este se puede expresar de la siguiente manera (Peláez, 2011):

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_o) - 6.0$$

$$M_o = G A \bar{D}$$

$M_o$  = Momento sísmico en Nm

$G$  = Módulo de corte elástico de la roca adyacente a la falla

$\bar{D}$  = Desplazamiento entre ambos bloques de falla

$A$  = Área de ruptura

### 2.3 Tipos de Sismos en Ecuador

En el Ecuador la sismicidad, está determinada por el fenómeno de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Existen 2 tipos de sismos que son los más comunes en el Ecuador: sismos asociados a fallamiento cortical y sismos asociados a la subducción (Aguiar, 2010).

#### 2.3.1 Sismos asociados a fallamiento cortical

Este tipo de fallamiento cortical, se genera dentro de la placa continental por la unión o choques entre placas y los esfuerzos locales que se dan a profundidades inferiores a los 40 km (Quinde & Ángulo, 2016). Los sismos corticales generalmente presentan magnitudes del orden de 6.5 Mw; pero pueden ser de mayor magnitud, los daños a las estructuras cercanas al epicentro son considerables, debido a la corta distancia focal (Charca & Murrugarra, 2019). A continuación, se citan ejemplos de sismos corticales, donde se tiene: el terremoto de Riobamba de 1797 con una magnitud de 7.7 Mw, el sismo de Otavalo de 1868 con una magnitud de 7.7 Mw y el sismo de Huila de 1949 con una magnitud de 8 Mw (Tabla 1).

**Tabla 1** *Sismos asociados a fallamiento cortical mayores a 5 Mw.*

<b>Sismos</b>	<b>Fecha</b>	<b>Magnitud (Mw)</b>	<b>Profundidad (Km)</b>
Riobamba	04/02/1797	7.70	15.00
Otavalo	16/08/1868	7.70	33.00
Pasto Calle	15/09/1944	5.92	33.00
Pelileo	05/08/1948	6.93	10.00
Ambato	05/08/1949	6.37	60.00
Huila	05/08/1949	8.00	33.00
Napo	11/05/1955	6.98	33.00
Pasa	30/07/1960	5.97	21.00
Alausí	08/04/1961	6.35	24.00
Nabón	22/03/1966	6.21	42.00
Pasto Calle	06/10/1976	5.92	7.40
Baeza	03/05/1987	7.00	10.00
Pomasqui	11/08/1990	5.30	5,34
Macas	03/10/1995	6.90	160.20
Pujilí	28/03/1996	5.72	33.00

**Fuente:** (Aguiar, 2010)

### 2.3.2 Sismos asociados a la subducción (interplaca e intraplaca)

Los sismos interplaca corresponden a los sismos que se generan por el roce de la placa de Nazca y se generan a profundidades menores a los 40km, mientras que los sismos intraplaca se relaciona a los sismos de falla normal localizados dentro de la placa de Nazca con profundidades entre los 40 y 300km (Quinde & Ángulo, 2016). Como ejemplo: El terremoto de Riobamba de 1797 con una magnitud de 7.7 Mw.

**Tabla 2** *Sismos asociados a la subducción (interplaca e intraplaca)*

<b>Sismos</b>	<b>Fecha</b>	<b>Magnitud (Mw)</b>	<b>Profundidad (Km)</b>
Esmeraldas	31/01/1906	8.80	25.00
Manabí	13/05/1942	7.80	50.00
Bahía	16/01/1956	7.30	25.00
Esmeraldas	10/01/1958	7.80	60.00
Bahía	19/05/1964	5.64	34.00
Esmeraldas	09/04/1976	6.31	10.00
Bahía de Caráquez	08/04/1998	7.10	350.50
Pedernales	16/04/2016	7.80	17.00

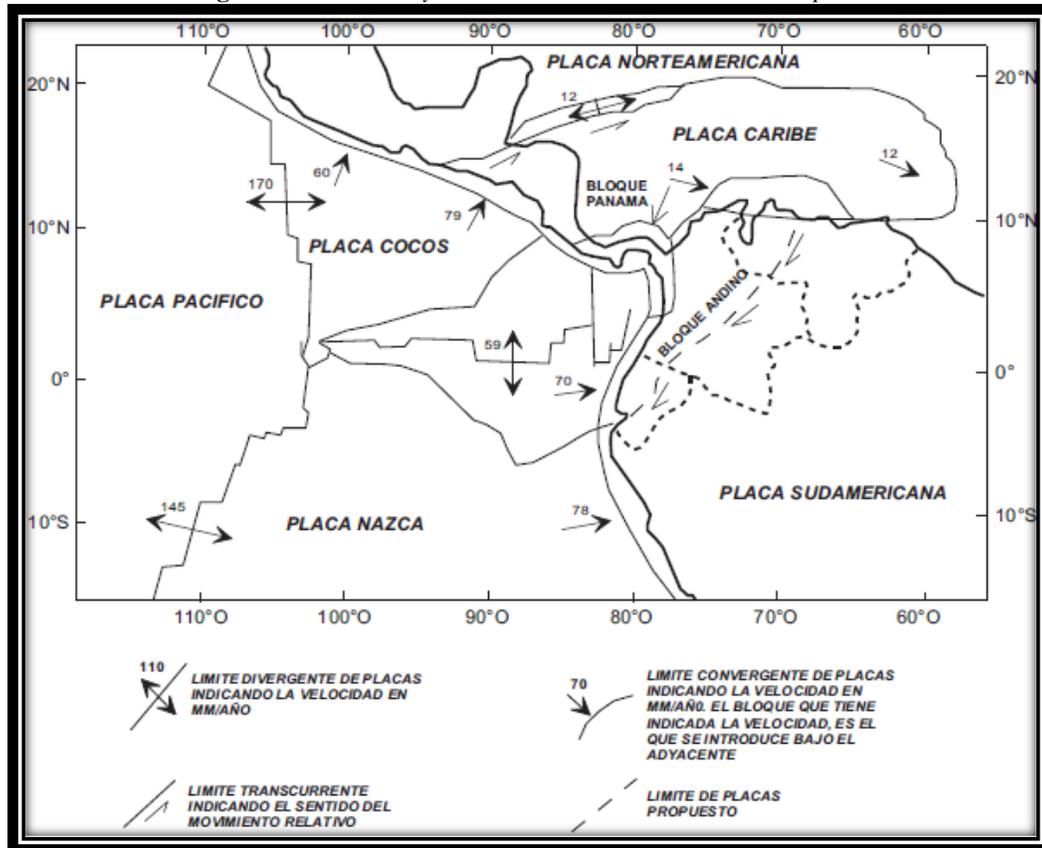
**Fuente:** (Aguiar, 2010)

## 2.4 Caracterización del Movimiento del Suelo en Ecuador

El peligro sísmico en Ecuador está regido por dos tipos de fuentes, estas son superficiales o corticales y la de subducción interplaca e intraplaca. Las zonas sísmicas se caracterizan por mostrar patrones similares de ruptura en una región (Alvarado, 2012).

Parte del territorio continental se encuentra encima de la microplaca llamada Bloque Andino, la cual está controlada por la interacción de las placas Sudamericana, Nazca y Caribe (Figura 10), que definen la tectónica de la región (Alvarado, 2012).

Figura 10 Dirección y velocidades del movimiento de las placas



Fuente: (Adaptado de Ego, 1995)

### 2.4.1 Fuentes sísmicas corticales en el Ecuador

Al noroeste de América del sur, especialmente en Ecuador, existe una convergencia oblicua que se produce en la Placa de Nazca a manera de un fragmento que se mueve en sentido noreste.

El movimiento característico de esta zona se origina en la Bahía de Guayaquil y sigue a través de Pallatanga, atravesando el valle interandino recorriendo hacia Cosanga para finalmente conectarse al sistema Chingual (Alvarado, 2012).

Se mueve aproximada entre 8 a 10 mm/año, como ejemplo: Los sismos de Riobamba en 1797 de 7.6, el de Pelileo en 1949 de 6.8 y el del Saldo Reventador ocurrido en 1987 de 7.1 (Alvarado, 2012).

En los Andes, desde Ambato hacia el norte, se producen múltiples sistemas de fallas caracterizados por poseer componentes de compresión en crecimiento, se desarrollan en el valle interandino, es decir, bordean ambas cadenas montañosas. En Quito la falla se forma por los mismos componentes y su trayectoria se extiende por Otavalo y Urcuqui, los cuales se desplazan hacia Colombia en donde los componentes cambian de inversos a comprensivos. La cantidad de este movimiento tiene una variación entre 1.50 a 2 mm/año (Alvarado, 2012).

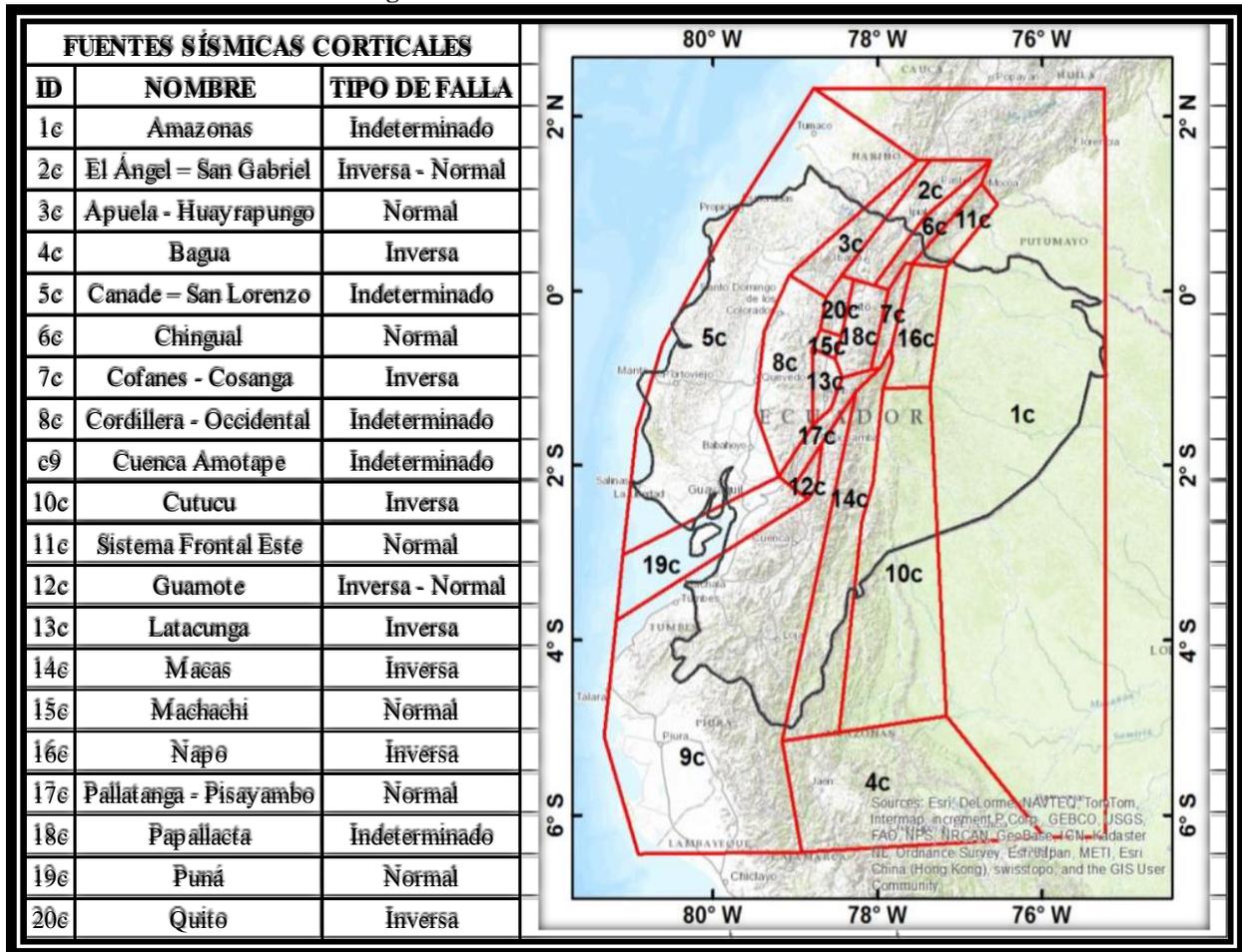
Es muy importante centrarse y analizar estas deformaciones debido a que en estas estructuras se acentúan grandes ciudades como: Quito, Latacunga, Ibarra y Ambato, las mismas poseen altas densidades poblacionales; cabe mencionar que históricamente en estos lugares se han producido y registrado sismos con magnitudes moderadas y altas (Alvarado, 2012).

Los conos aluviales de los ríos, principalmente del río Napo, concurrieron durante la formación de la cordillera de Cutucú, debido a los sistemas de cabalgamiento o falla inversa, en donde se observa que rocas inferiores son impulsadas hacia arriba sobre los estratos más nuevos, lo que provocó el sismo de Cutucú en 1995. Este fenómeno tiene una tasa de movimiento de 5mm/año (Alvarado, 2012).

La caracterización de la deformación cortical en Ecuador es de suma importancia, esta permite definir zonas vulnerables a una posible amenaza sísmica futura (Alvarado, 2012).

Alvarado (2012), clasifica en veinte fuentes sísmicas corticales en el Ecuador (Figura 11), para esto considera la información sísmica de mecanismos focales obtenidos de sismos de magnitud mayor a 4Mw, interpretaciones geológicas, combinados con una contribución sustancial de fuentes de fallas en alta mar, las cuales son descritas a continuación.

Figura 11 Fuentes sísmicas corticales en Ecuador



Fuente: (Adaptado de Alvarado, 2012)

**El Ángel-San Gabriel.** -De tipo Inversa y normal es la continuación de de falla Cauca-Patía, Alvarado (2012), la define como un componente transcurrente para el fallamiento de San Gabriel, e inverso para la falla de El Ángel.

**Canadé-San Lorenzo.** -Este tipo de falla es indeterminado, pudiendo ser inverso o normal el mecanismo del movimiento. La dirección de esfuerzo máximo es Este-Oeste. En esta fuente se caracterizan algunas fallas como la de Esmeraldas, El Aromo, Bahía, Quinindé, Río Canandé y la falla de Colonche (Alvarado, 2012).

**Chingual.** -Tiene relación con la falla Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná muy similar a Chingual-La Sofía con orientación Nornoreste-Sursuroeste que son fallas transcurrentes e inversas, la profundidad de hipocentro de esta fuente es de 18km (Alvarado, 2012).

**Latacunga Inversa.** -De tipo inversa, en dirección Nornoreste-Sursuroeste, Alvarado (2012) la concreta inversamente con un mecanismo adyacente, que coincide con la teoría de Segovia y Alvarado (2009).

**Pallatanga-Pisayambo Normal.** -De tipo Normal, para Alvarado (2012), envuelve la zona de Pisayambo al norte y la zona de Pallatanga al sur. Siendo la más activa la de Pisayambo que muestra el mayor número de eventos sísmicos anuales que simboliza un 25% de los sismos en Ecuador (Alvarado, 2012).

**Papallacta Indeterminado.** -De tipo Indeterminado, se sitúa en el territorio nor-oriental de la cordillera Oriental, tiene similitud con la formación estructural de Sucos, Machachi, Ramos Sacha y Papallacta (Alvarado, 2012).

**Quito Inversa.** -De tipo inversa en dirección Nornoreste con una longitud de 45 km, se encuentra al Oriente de la Cordillera Occidental (Alvarado, 2012).

**Napo, Macas y Cutucutu Inversa.** -En estas fuentes se identifican dos sucesos importantes, el primero que se da en el cinturón de fallas inversas de piedemonte y el segundo que surge en el cinturón de fallas inversas a la orilla oriental, ubicados al oeste y este de los límites de Napo y Cutucú, y se desarrollan a profundidades de 23.6 km, dirigiéndose en trayectoria Nornoreste-Sursuroeste. Con la erupción del volcán El Reventador en 2022 se incrementó la actividad microsísmica en la zona subandina, es decir, en la Zona Transpresiva El Chaco -El Reventador (Alvarado, 2012).

#### **2.4.2 Fuentes sísmicas de subducción de Ecuador**

La trinchera tectónica representa el choque y subducción de la placa de Nazca con la placa continental formada por el bloque andino norte y la placa sudamericana. Esta correlación de placas, es también conocida como la zona de subducción sudamericana o margen occidental. El proceso de subducción provocó diversos grados de deformación de la corteza continental, tal es el caso de las cadenas costeras de altas colinas que tienen una altura máxima de 760 metros sobre el nivel del mar, y zonas de hundimiento tectónico en la región costa (Alvarado, 2012).

El movimiento de la placa de Nazca es de 6-8 cm por año, y se traslada a la deformación cortical de la placa Sudamericana en el norte de los Andes, que se ubica en la zona estructural de la apertura del golfo de Guayaquil. La tasa de desplazamiento del bloque Norandino es de aproximadamente 8,7 mm por año en un sistema de fallas denominado sistema Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puna (Alvarado, 2012). Según los datos sísmicos, se identifican tres zonas dependiendo del ángulo de subducción (Alvarado, 2012):

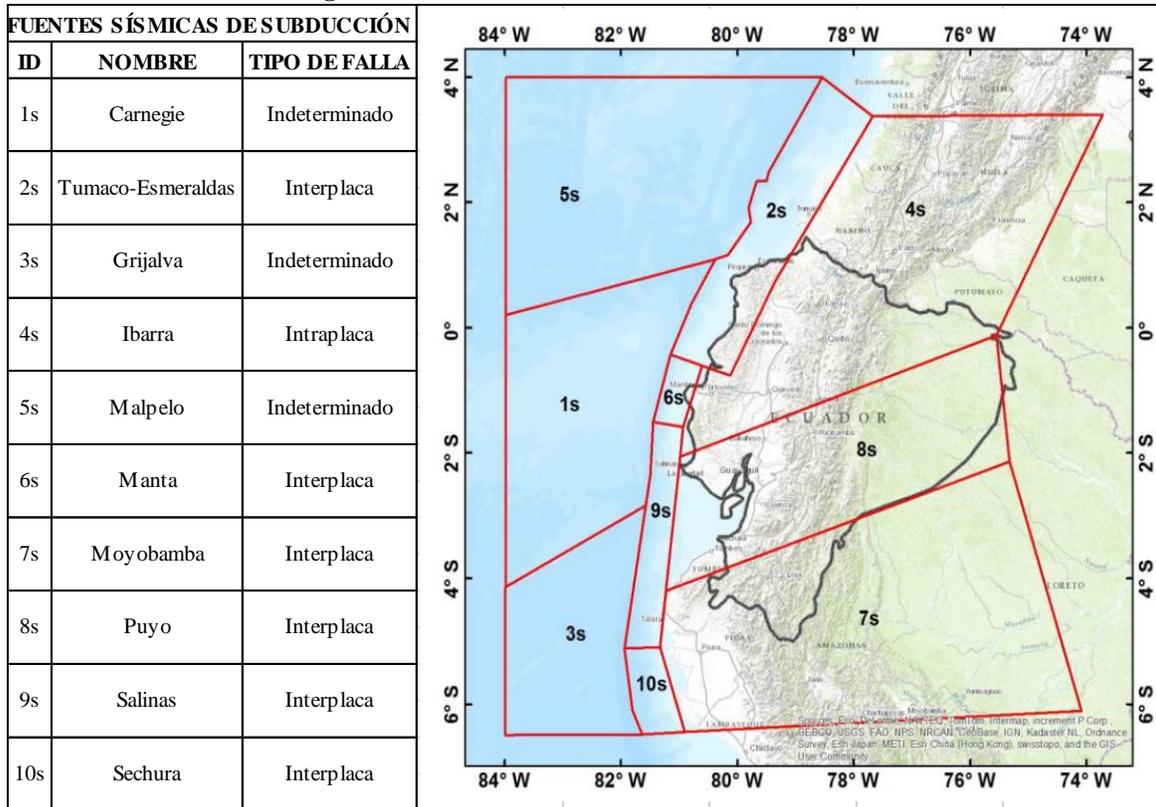
La Zona Norte, entre  $0,5^{\circ}\text{N}$  y  $4,5^{\circ}\text{N}$ , la orientación es de  $30^{\circ}$  aproximadamente, en donde se destaca la existencia de fallas de separación activas de la corteza que se ramifican desde el contacto entre las placas. Los movimientos telúricos están limitados al tramo de placa que se subduce (Alvarado, 2012).

La Zona Central, entre  $2^{\circ}\text{S}$  y  $0,5^{\circ}\text{N}$ , la orientación que posee es de  $20^{\circ}$  en la cual se aprecia una característica morfológica importante y es la subducción de la dorsal Carnegie Ridge generada en el Punto Caliente en Galápagos. Esta meseta oceánica tiene 2 km de altura y 10 km más de espesor que la corteza oceánica de Nazca. El borde de la dorsal está afectado por varias fallas, principalmente con movimiento normal (Alvarado, 2012).

La Zona Sur, entre los  $4,5^{\circ}\text{S}$  hasta los  $2^{\circ}\text{S}$ , en donde la fosa de subducción y el margen submarino continental muestran una orientación norte sur. La formación de esta cuenca sedimentaria estuvo influenciada por el desplazamiento hacia el norte del Bloque Andino. La fosa de subducción tiene más de 4700 m de profundidad frente a Perú y disminuye hacia el norte en el Golfo de Guayaquil (Alvarado, 2012).

Alvarado (2012), clasifica en diez fuentes sísmicas de subducción (interplaca e intraplaca) para el Ecuador (Figura 12) considerando la profundidad de la sismicidad, el mecanismo de ruptura disponibles y la variación de la orientación de los planos de ruptura, en función de los mecanismos focales, las cuales son descritas a continuación.

**Figura 12** Fuentes sísmicas de subducción en Ecuador



Fuente: (Adaptado de Alvarado, 2012)

**Fuente Tumaco-Esmeraldas.** -Corresponde la zona de ruptura del terremoto del 31 de enero de 1906 con una magnitud de 8,8 Mw, el cual corresponde al mayor evento registrado en el país. La extensión norte-este y sur-oeste de esta fuente se basan en la ubicación de tres replicas: 14 de mayo de 1942 de una magnitud de 7,8 Mw, 19 de enero de 1958 de 7,8 Mw y del 12 de diciembre de 1979 de 8,1 Mw (Alvarado, 2012).

**Fuente Manta.** -Originaria de la sismicidad que se genera entre el borde de Manta y Puerto López, el mecanismo focal es de tipo inverso con un ángulo de inclinación de 18° a 24°, con orientación de ruptura aproximada hacia el norte. Los temblores frecuentes junto a la zona interplaca generan potencialidad para la ocurrencia de un sismo fuerte. Las distancias hipocentrales están entre 7 y 12 kilómetros (Alvarado, 2012).

**Fuente Carnegie.** -En esta fuente los sismos se producen junto a la cordillera de Carnegie fuera del eje de la fosa. La sismicidad está conexas a las fallas que son de tipo normal en el talud exterior de la cárcava. Los mecanismos normales se originan en el centro de la fuente de Carnegie y transcurrentes hacia la zona sur (Alvarado, 2012).

## **CAPITULO III. LEYES DE ATENUACIÓN SÍSMICA**

### **3.1 Introducción**

El procedimiento para la obtención de las ecuaciones de atenuación sísmica, radica en el ajuste de las curvas con los datos del movimiento sísmico ocurrido (Martínez et al., 2002).

En esta sección se analiza un grupo de datos acelerométricos compilados de las estaciones acelerométricas (RENSIG), con el objetivo de determinar un sismo de control tanto de subducción como cortical y con la finalidad de conseguir una ecuación sísmica aplicable al entorno nacional.

La limitada información sísmica con base a instrumentación existente en el Ecuador, no permiten generar ecuaciones de atenuación sísmica con suficientes parámetros que ayuden y garanticen un correcto comportamiento de las ondas en su trayectoria, por esta razón se contrasta los datos disponibles de las estaciones sísmicas nacionales existentes con las ecuaciones desarrolladas para otras regiones sísmo tectónicas similares. Determinar esta relación es una evaluación objetiva para poder aplicarla en el entorno nacional.

### **3.2 Atenuación sísmica**

Las ecuaciones de atenuación sísmica se refieren al cambio en la intensidad del movimiento del suelo en función de la magnitud y de la distancia a la fuente sísmica. Es decir, se reduce la amplitud de las ondas sísmicas debido a su paso por el interior de la tierra. Su medida se dispone en términos de la aceleración máxima (PGA), el cual se define como el valor de la aceleración sísmica del suelo (Díaz & Alfaro, 2008).

**Ecuaciones de atenuación sísmica.** -Una ecuación de atenuación sísmica, es una expresión matemática, que relaciona un parámetro específico del movimiento del suelo con otros sismológicos que caracterizan cuantitativamente la fuente sísmica, la trayectoria de propagación de las ondas y el efecto local del suelo. A continuación, se presenta la forma más básica de las ecuaciones de atenuación sísmica (Charca & Murrugarra, 2019):

$$\ln Y = C_1 + C_2 M_w - C_3 \ln R - C_4 R + \varepsilon$$

En donde  $\ln Y$ , corresponde al logaritmo natural del parámetro a ser analizado.

$M_w$ , corresponde a la magnitud del sismo.

$C_2$ , es un coeficiente para la ecuación dado por el autor y dependerá del tipo de onda.

$R$ , es la distancia epicentral.

$\varepsilon$  es el error aleatorio de la ecuación.

### 3.2.1 Magnitud del sismo

Introducido en 1935 por Richter, indica el tamaño y la energía liberada por el terremoto en forma de ondas sísmicas. La escala de magnitud no tiene límites, se han generado varios tipos de relaciones, siendo la más conocida ( $M_w$ ), que es la magnitud de momento (Perea, 2014).

**Magnitud Momento.** – Se define como la cantidad de energía liberada por un sismo a partir del momento sísmico, el cual se define (Morales, 2009):

$$MO = \mu * D * A$$

Donde  $MO$  es el momento sísmico (dinas/cm),  $\mu$  es el módulo de deformación (dinas/cm<sup>2</sup>),  $D$  es el desplazamiento promedio de la falla (cm) y  $A$  es el área del segmento que sufrió la ruptura (cm<sup>2</sup>).

### 3.2.2 Distancia sitio-fuente sísmica

Se utiliza para determinar la disminución del movimiento del suelo en términos de atenuación geométrica e inelástica. La distancia fuente-sitio se puede medir además con el uso de las distancias epicentrales y distancias hipocentrales. El hipocentro es el punto en donde se origina el sismo, en el que se produce la mayor liberación de energía, mientras que el epicentro es la proyección del hipocentro en la superficie terrestre. El lugar en el cual el sismo se siente con mayor intensidad corresponde al punto en la superficie de la tierra ubicado directamente sobre el hipocentro. El trayecto epicentral e hipocentral se relaciona mediante la siguiente igualdad (Gómez-Soberón et al., 2005):

$$r_{hypo} = \sqrt{r_{epi}^2 + h_{hypo}^2}$$

Donde:

$h_{hypo}$ , es la distancia hipocentral.

$r_{epi}$  y  $r_{hypo}$ , son las distancias que se basan en la ampliación del movimiento del suelo con la profundidad.

### 3.2.3 Condiciones de sitio

Los ambientes locales del área sísmica, describen el tipo de geología del lugar receptor de las ondas. Se refieren en términos de características geológicas, velocidad de las ondas de corte y la profundidad del estrato del suelo (Villanueva, 2018).

Una medida sustancial en las ecuaciones sísmicas, es la velocidad de onda de corte a los 30 m  $V_{s30}$ . Debido a que no se conoce a ciencia cierta el tipo de suelo de las estaciones sísmicas en donde son registradas las aceleraciones de los sismos, se considera que lo más probable es que las estaciones se encuentran en tierras tipo C o D, los cuales corresponden a suelos de resistencia

intermedia, por lo cual los valores del capítulo cuatro demostraran los resultados para un suelo tipo D. En la tabla 3 se muestra la codificación de los suelos con base a las velocidades intermedias de acuerdo con la norma ecuatoriana NEC15.

**Tabla 3** *Velocidad de onda de corte a los 30 m  $V_{s30}$*

<b>Perfil de suelo</b>	<b>Tipo</b>	<b>Vs (m/s)</b>
Roca Dura	A	$\geq 1500$
Roca	B	760 a 1500
Suelo muy denso y roca	C	360 a 760
Suelo rígido	D	180 a 360
Suelo suave	E	<180
Suelos flexibles	F1, F2 y F3	Arenas, Arcillas y Turbas

**Fuente:** NEC-15

### 3.2.4 Tipo de falla o mecanismo focal

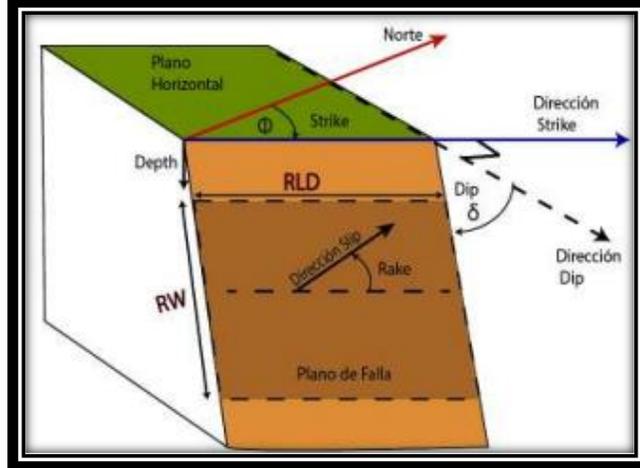
El mecanismo focal es una gráfica en donde se aprecia las formas de la ruptura que ocasionan un sismo. Para la representación de este es necesario la identificación los siguientes tipos de ángulos (Bufoin & Udías, 2007):

**Strike.** – Es la dirección del ángulo en grados decimales (0 a 360, en relación con el norte), definida de modo que la falla buce hacia el lado derecho de la grieta, permite definir el rumbo de la falla, respecto a una orientación norte-sur (Bufoin & Udías, 2007).

**Dip.** – Es el ángulo de la falla en grados decimales (0 a 90, relativo a la horizontal) (Bufoin & Udías, 2007).

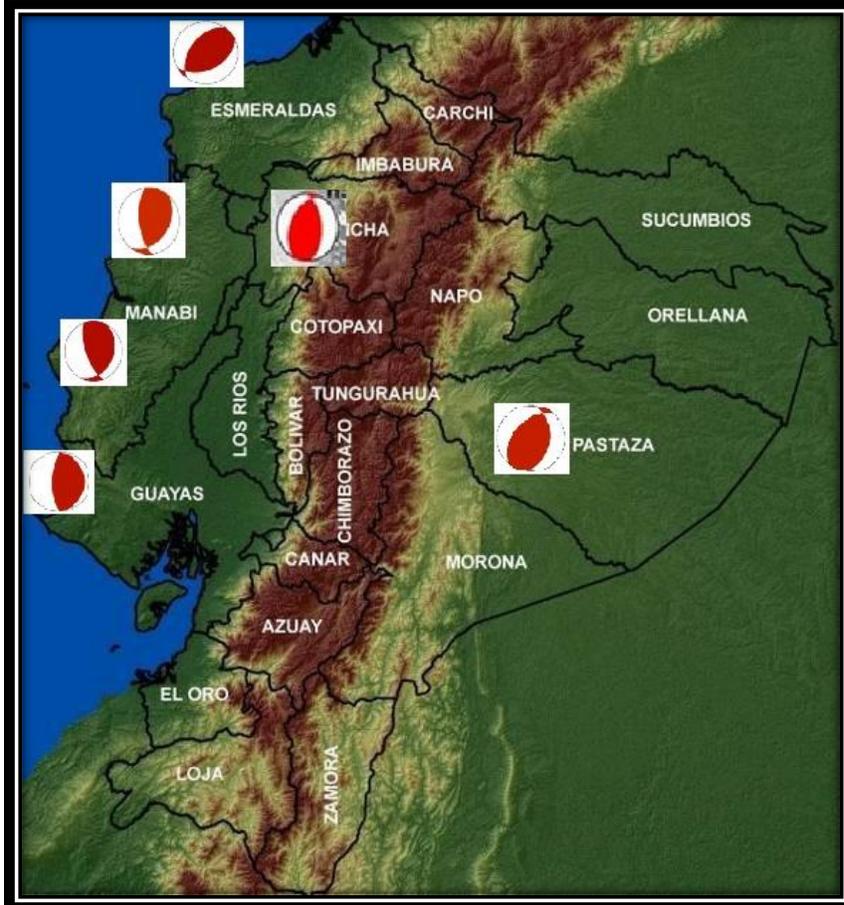
**Rake.** – Es el ángulo que indica la dirección en que se mueve la pared superior durante la ruptura, medida en relación con el rumbo de la falla (entre -180 y 180 grados decimales) (Bufoin & Udías, 2007).

**Figura 13** Tipo de falla o mecanismo focal y sus ángulos.



Fuente: (Cañizares & Singaicho, 2017)

**Figura 14** Mecanismos focales de sismos en el Ecuador



Fuente: Adaptado IGENP (2023)

### **3.2.5 Ambiente tectónico**

Corresponde a las zonas con ciertas características y propiedades sismológicas, para evaluar y valorar los movimientos fuertes que se pueden suscitar en la tierra, se clasifican en (Douglas et al., 2010):

- Cortical superficial, generalmente se producen en una región tectónica que esté activa.
- Cortical superficial se dan en regiones donde la base tectónica es estable.
- De profundidad intermedia cuando éstas se encuentran encima de la placa subductante.
- Interfase se origina cuando la placa superior subduce en la placa inferior esto se produce en varias zonas donde exista subducción.

### **3.3 Criterios de preselección (Metodología)**

La metodología utilizada en el presente estudio es la siguiente:

Para determinar las ecuaciones de atenuación sísmica a emplearse se utiliza la propuesta de Cotton et al. (2006), la cual plantea los criterios para rechazar o aceptar las ecuaciones candidatas a usarse.

Para elegir un sismo de control (sismo de subducción y cortical), mediante el análisis de los parámetros de entrada necesarios para el uso de las ecuaciones de atenuación. Estos parámetros son para sismos corticales una magnitud mayor a 4 Mw, mientras que para sismos de subducción una magnitud mayor a 5 Mw. La profundidad máxima del foco para sismos corticales y de subducción se considerará hasta los 125 km. Se identificará los eventos sísmicos que poseen datos de aceleraciones, a partir de los registros sísmicos del Catalogo Sísmico del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN, 2023).

### 3.3.1 Selección de las ecuaciones de atenuación sísmica.

Debido a la alta cantidad de ecuaciones de atenuación disponibles en la literatura, es indispensable reducir el número de estas a usarse. Cotton (2006), propone criterios para la elección de las ecuaciones, estos son:

- Si la ecuación de atenuación sísmica es de un régimen telúrico insigne. No se utilizará una ecuación derivada de una zona de subducción para el análisis de la sismicidad cortical y viceversa (Cotton et al., 2006).
- Si la ecuación de atenuación sísmica no ha sido publicada en una revista científica internacional revisada por pares. No asegura que los modelos sean descritos claramente y que se haya realizado las pruebas necesarias para validar el modelo (Cotton et al., 2006).
- La base de las ecuaciones sísmicas debe estar disponible para verificar la calidad de los datos. Esto permite confirmar la aptitud de los datos al contar con el procesamiento y los parámetros utilizados en las regresiones (Cotton et al., 2006).
- El rango de frecuencia utilizable de los acelerogramas de movimiento fuerte de los instrumentos analógicos no debe ser limitado, puesto que no pueden proporcionar estimaciones confiables (Cotton et al., 2006).
- Si las ecuaciones analizadas tienen una forma utilizable inadecuada o el procedimiento de retracción o los factores se califican inadecuados. El analista podrá considerar que un modelo en particular está sobre o sub parametrizado. De igual manera se rechazará la ecuación si la técnica de regresión no se considera adecuada. Otro tema en consideración incluye el efecto de la no linealidad del suelo, de tal forma que el efecto de ignorar esta característica lograra distorsionar la forma de la función de atenuación para sitios rocosos (Cotton et al., 2006).

Con base a las sugerencias previas y que se ajustan al ambiente tectónico del Ecuador, las ecuaciones que se eligieron para el estudio son las siguientes:

Para sismos corticales:

- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Abrahamson & Silva (2008)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Aguiar & Castro (2010)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Zhao et al. (2016)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Gao et al. (2021)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Kumar et al. (2021)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Chao et al. (2020)

Para sismos de subducción:

- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Zhao et al. (2006)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Aguiar & Castro (2009)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Zhao et al. (2016)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Gao et al. (2021)
- Ecuación de atenuación sísmica propuesta por Kumar et al. (2021)

### **3.3.2 Selección de sismo de control (subducción y cortical)**

Para establecer la sismogénesis, es decir, si el cataclismo es de tipo subducción o de tipo cortical, se utilizaron los siguientes discernimientos:

**Mecanismo focal:** Este permite identificar el tipo de falla que generó el sismo, el de subducción interfase se asocia a componentes focales inversos y los intraplaca se relaciona con componentes

focales normales (Bufo & Udías, 2007).

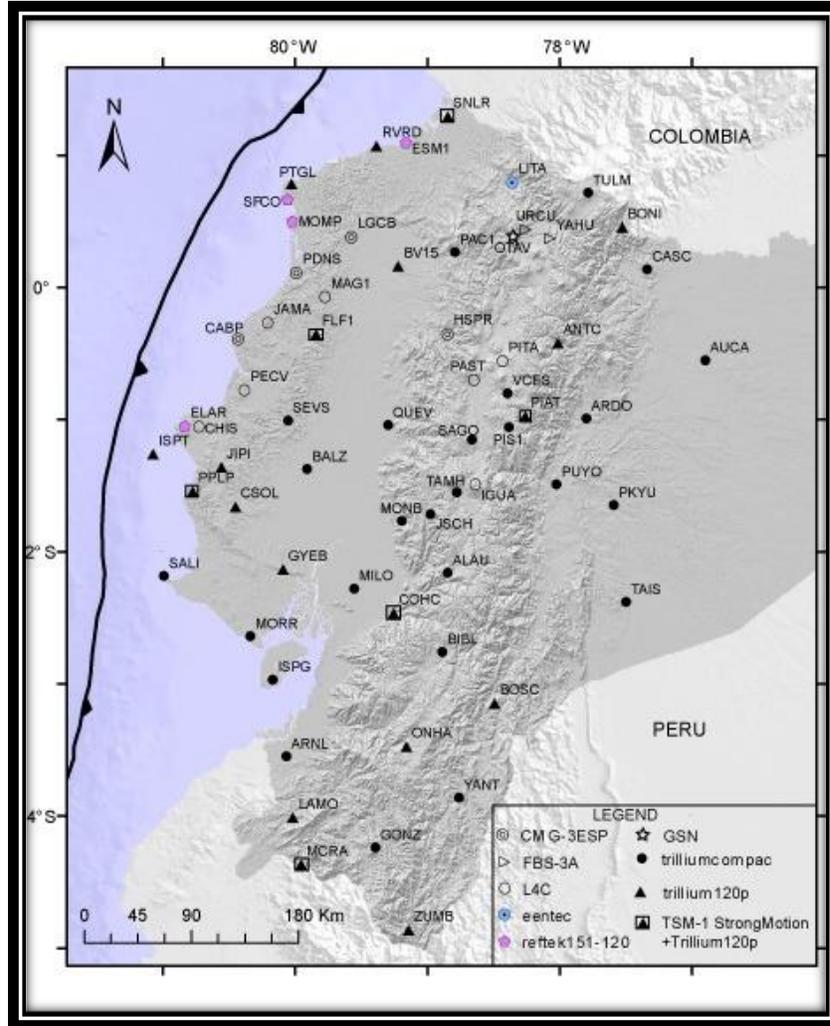
**La profundidad del foco:** Es la distancia vertical entre el punto del epicentro del sismo y el foco donde se origina el mismo (Cañizares & Singaicho, 2017).

**La ubicación del evento:** Es la localización geográfica del evento ocurrido (Cañizares & Singaicho, 2017).

Se selecciona los registros telúricos y acelerométricos clasificándolos de acuerdo a la selección sísmica descrita anteriormente. En esta selección considera el número y los respectivos emplazamientos de las estaciones sísmicas disponibles en el país. Los análisis registrados pertenecen a la Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG), conformado por dispositivos sísmicos de banda ancha de las redes del Consorcio IRIS (Incorporate Research Institutions for Seismology), GSC (Geological Survey of Canada), UH (University of Hawaii), UM (University of Mississippi), DISPECHO, CRS y IRD.

En la figura 15 se aprecia la ubicación de las estaciones que conforman la RENSIG, que se encuentran actualmente en funcionamiento que suman 65 estaciones.

**Figura 15** Distribución de las estaciones que conforman la RENSIG.



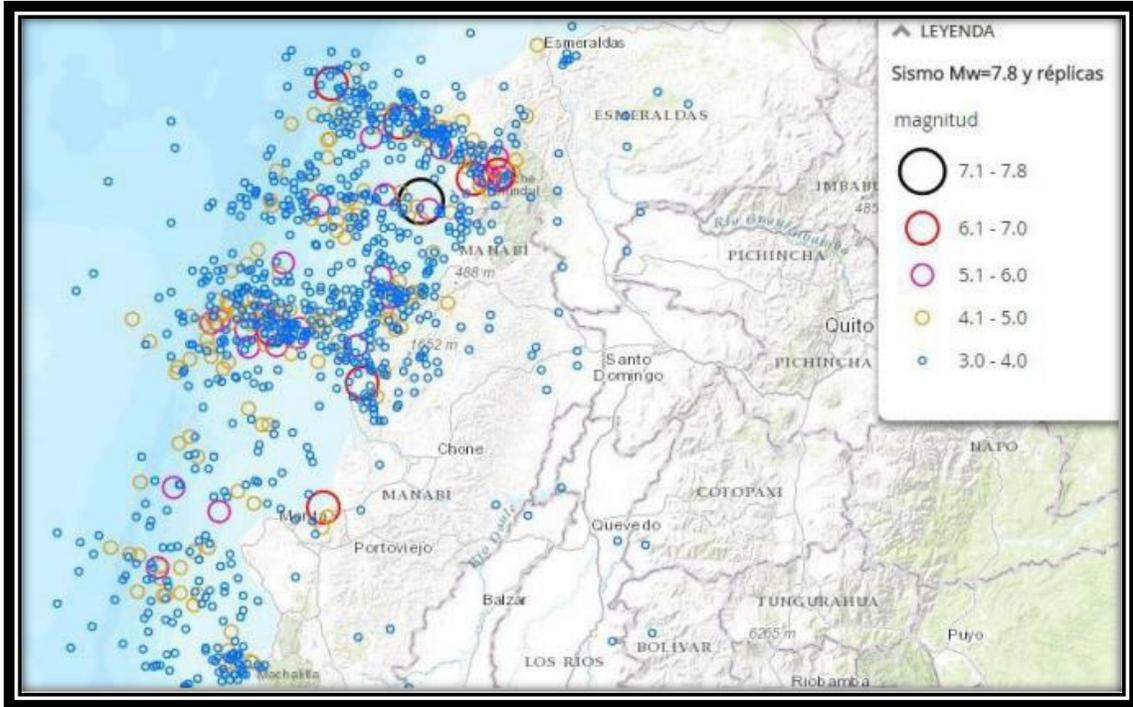
Fuente: (IGEPN, 2023)

**Sismo de subducción-Sismo de pedernales del 16 de abril de 2016.** De acuerdo al Servicio Geológico Ecuatoriano, el sismo de magnitud 7.8 en la escala de Richter ocurrido el 16 de abril de 2016 fue de tipo subducción (ver figura 16), la primera información que fue emitida sobre el sismo, lo realizó el Instituto Geofísico, el epicentro se originó en la costa ecuatoriana entre las provincias de Esmeraldas y Manabí, poniendo en estado de emergencia a todo el territorio, el cual se dio debido a la falla de cabalgamiento en el borde entre las placas Nazca y Sudamericana (Chunga et al., 2017).

Con base a varios estudios realizados por técnicos especializados en descripción de suelos y con instrumentos georreferenciales, han podido concluir que, es de alto riesgo el área geográfica en el que se encuentra situada la ciudad de Manta, al encontrarse en el cinturón de fuego del Pacífico, considerada como zona geológicamente dinámica, concordando con Marcaillou et al., (2016), los cuales expresan que el causal relacionado a los movimientos sísmicos podrían ser la subducción de montes marinos o “seamounts” en la placa de Nazca, cuya subducción arrastra a un desgaste en la placa tectónica Sudamericana que está por encima, ocasionando un comportamiento sismogénico complejo del cabalgamiento o “megathrust” que puede llegar a conllevar grandes terremotos de subducción (Aguiar-Falconí, 2017; Chunga et al., 2017).

Además, según manifiesta Ortiz (2013), en las zonas costeras del Ecuador “se encuentran varias cuencas sedimentarias que yacen sobre la corteza oceánica cretácica” en la que, mayor parte de los terrenos están ubicados en áreas de deslizamiento e inestabilidad de materiales que forman laderas y deslaves debido a la baja compatibilidad e inestabilidad geotécnica de los sedimentos, como cita Molerio & León, (2021), lo que le hace vulnerable a terremotos y tsunamis de origen tectónico.

**Figura 16** Sismo de pedernales del 16 de abril de 2016 y réplicas



**Fuente:** (IGEPN, 2016)

Los ángulos de los planos de falla y la forma del mecanismo focal se toman del sitio Global Centroid Moment Tensor (GCMT) y se presentan a continuación.

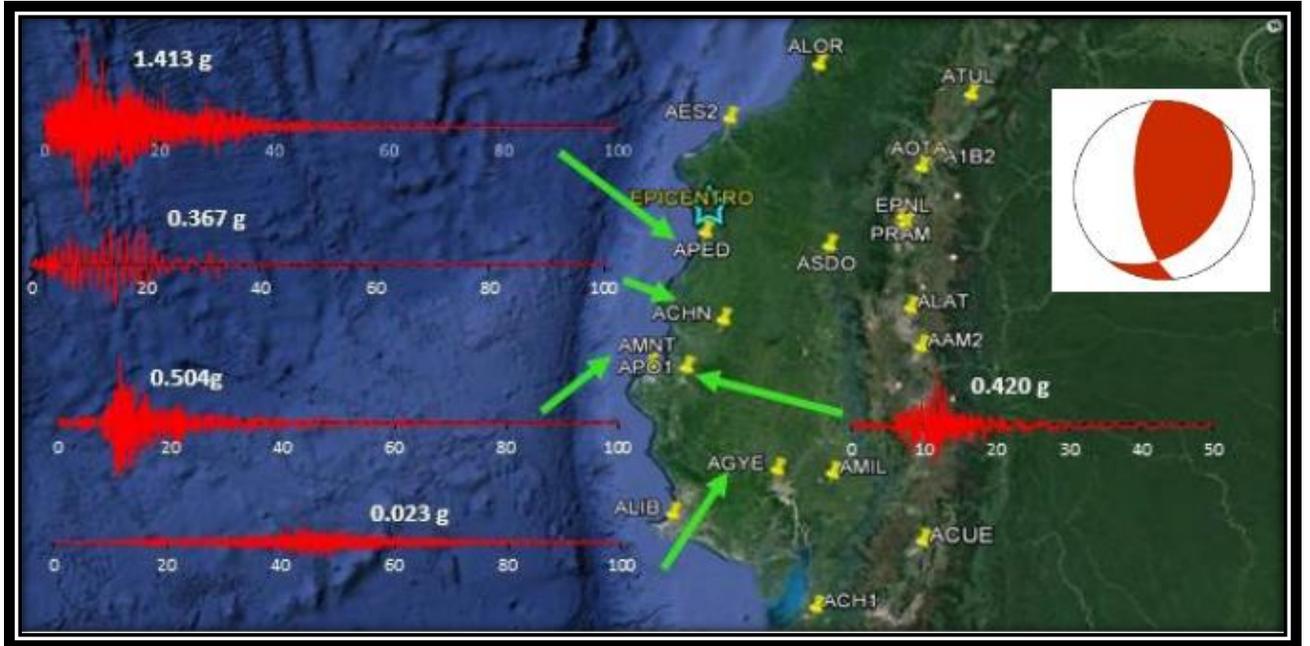
**Tabla 4** Ángulos y plano de falla del sismo del 16 de abril del 2016 de Pedernales

<b>Plano</b>	<b>strike</b>	<b>dip</b>	<b>slip</b>
Fault plane 1	27	21	124
Fault plane 2	171	73	78

**Fuente:** (Global Centroid Moment Tensor, 2023)

En la figura 17 se muestra las estaciones que registraron el movimiento, con sus respectivos registros sísmicos, así como el epicentro del evento y el mecanismo focal.

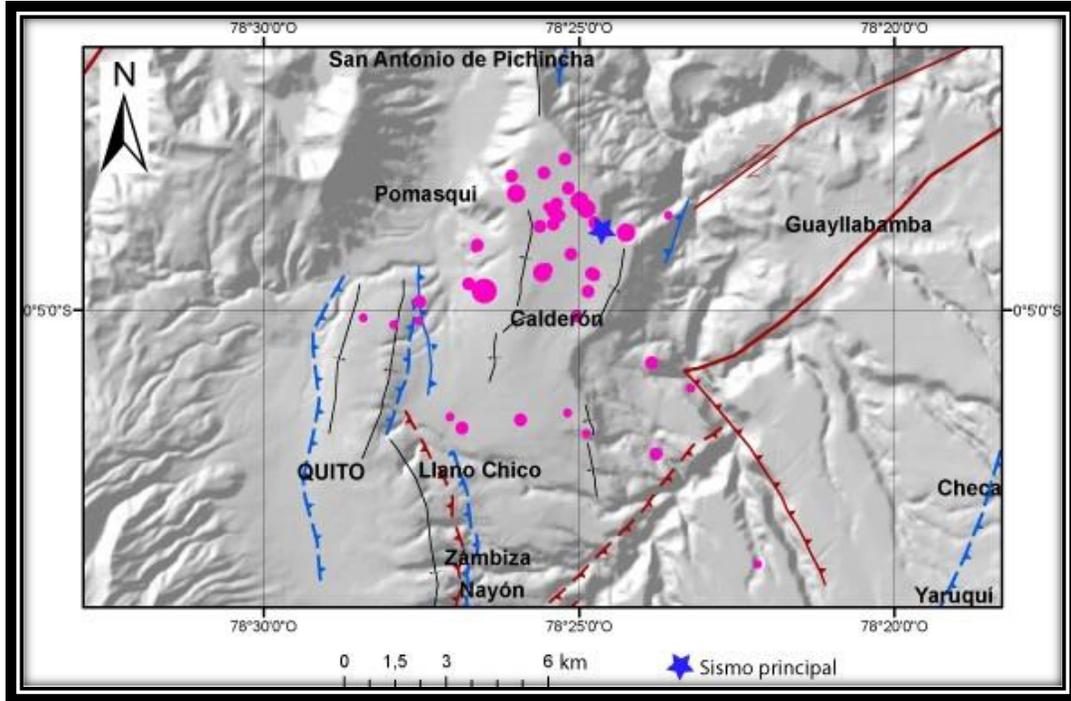
**Figura 17** Sismo de pedernales del 16 de abril del 2016, registros acelerométricos y mecanismo focal



Fuente: (IGEPN, 2016)

**Sismo cortical- Sismo de Quito del 12 de agosto del 2014.** El martes 12 de agosto del 2014 se produjo un cataclismo de magnitud 5.1 en la escala de Richter y a una profundidad focal de 5 km, debido al sistema de fallas de Quito. El módulo de ruptura del terremoto pertenece a una falla inversa. Los sismos inversos son de tipo impulsivo, ocasionan un exagerado daño en la zona epicentral cuando su magnitud es mayor a 6 Mw y se atenúan muy rápido en su trayecto de onda (Gaspar et al., 2014).

**Figura 18** Sismo de Quito del 12 de agosto del 2014 y replicas



Fuente: (IGEPN, 2014)

Este sismo se originó en una falla que pertenece al denominado Sistema de fallas de Quito y sobre este sistema de fallas se localiza toda la ciudad de Quito y las parroquias de Pomasqui, Calderón y San Antonio de Pichincha (Gaspar et al., 2014; López, 2017).

Los ángulos de los planos de falla y la forma del mecanismo focal se toman del sitio Global Centroid Moment Tensor (GCMT) y se presentan a continuación:

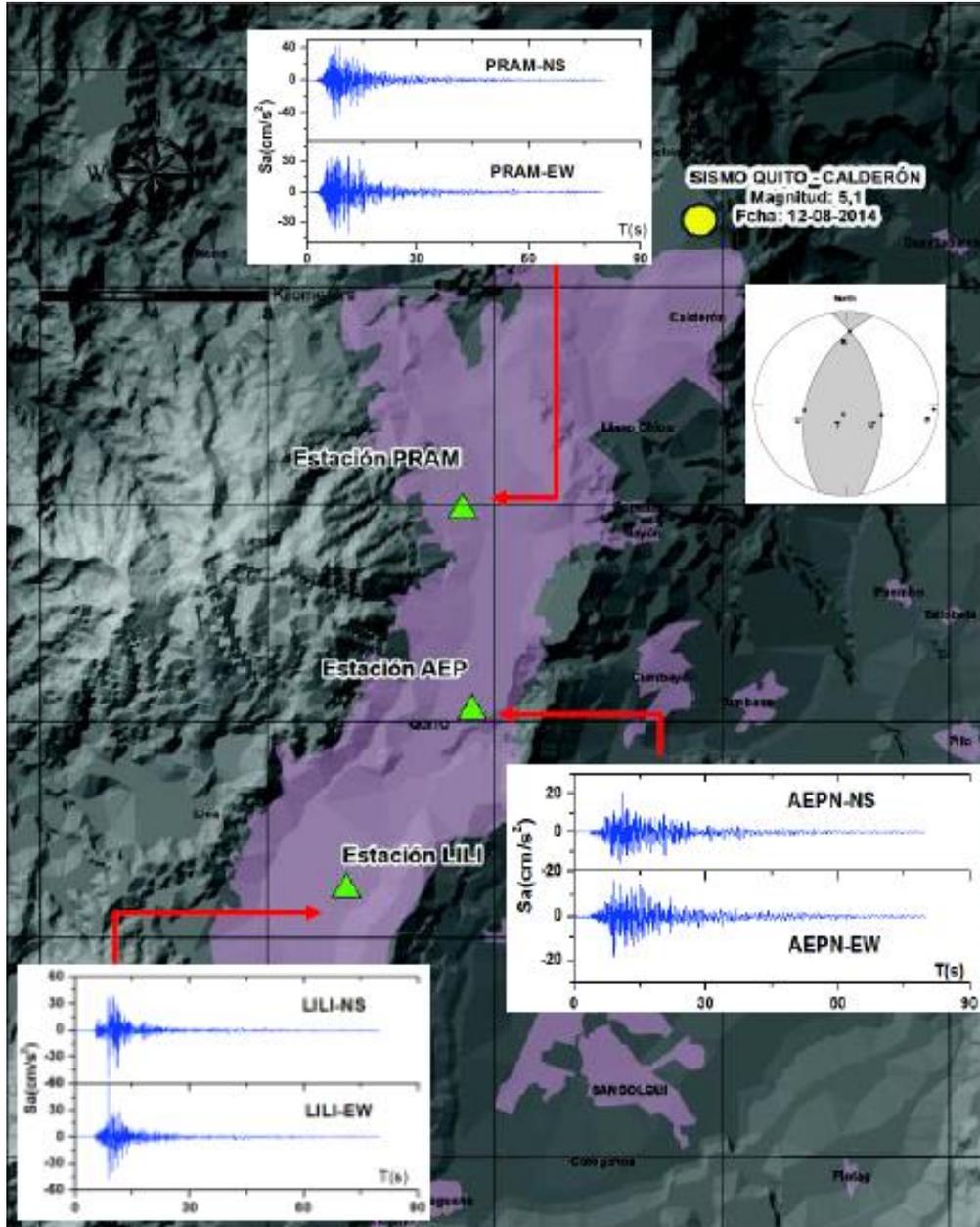
**Tabla 5** *Ángulos y plano de falla del sismo del 16 de abril del 2016 de Pedernales*

Plano	strike	dip	slip
Fault plane 1	197	44	109
Fault plane 2	351	49	72

Fuente: (Global Centroid Moment Tensor, 2023)

En la figura 19 se muestra las estaciones que registraron el movimiento, con sus respectivos registros sísmicos, así como el epicentro del evento y el mecanismo focal.

Figura 19 Sismo de Quito del 12 de agosto de 2014, registros acelerométricos y mecanismo focal



Fuente: (Adaptado de Cañizares & Singaicho, 2017)

### 3.4 Procesamiento de registros sísmicos

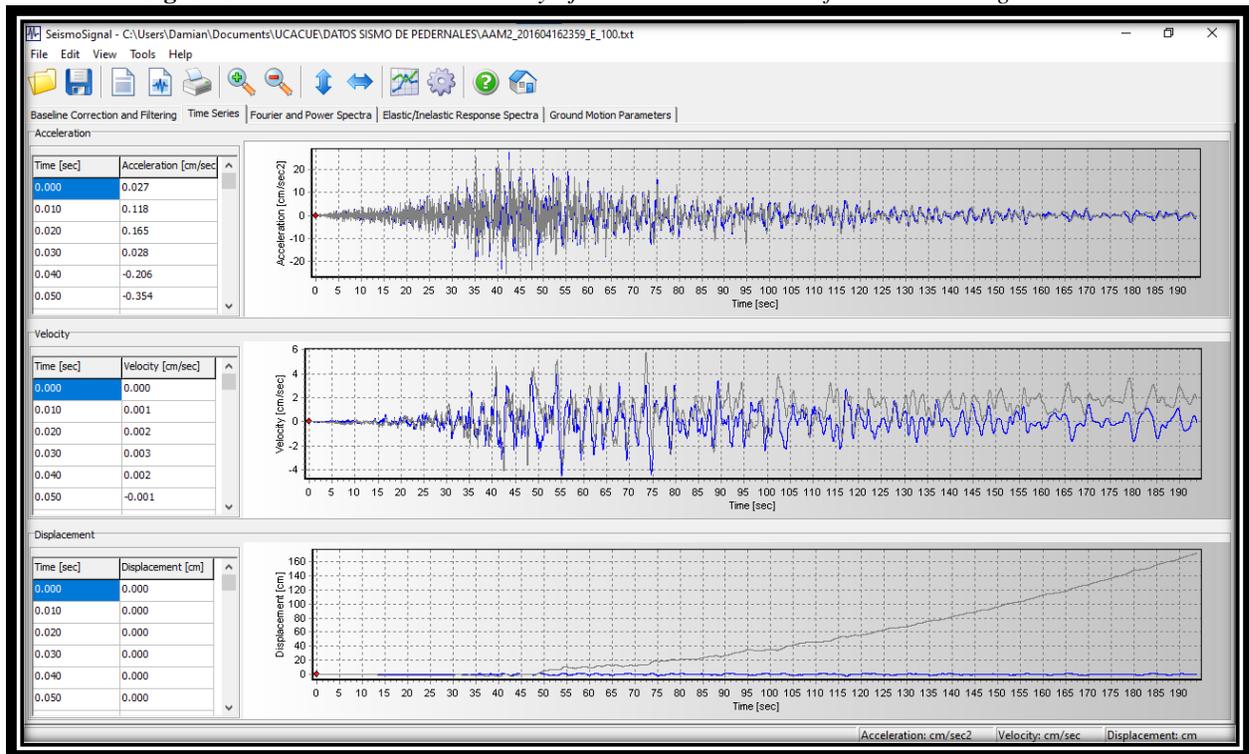
Los datos sísmicos poseen vibraciones por ruidos provenientes del tráfico, maquinaria, viento, etc. Con el objetivo de reducir el ruido presente en la señal, se efectúa la corrección del orden cero, el ajuste por línea base y el filtrado de frecuencias; para que de esta manera los registros sean más cercanos a la realidad del sismo dado (Cañizares & Singaicho, 2017).

El procesamiento de los registros sísmicos fue ejecutado en el software *SeismoSignal v.4.3.0* (ver figura 20), el cual puede leer acelerogramas guardados en diferentes formatos de archivo de texto, que luego pueden filtrarse y corregirse con la línea de base con la finalidad de escoger los datos que cumplan con los requisitos de calidad y utilidad.

### 3.4.1 Corrección de orden cero y ajuste de la línea base

Generalmente los datos de sismicidad recolectados por las estaciones sísmicas, se dispersan respecto a la línea de control, debido a factores como la nivelación o calibración de los instrumentos que reciben la información, por lo que se origina una variación en los datos respecto a la línea base de control (Taipe & Ruiz, 2013).

**Figura 20** Corrección de orden cero y ajuste de la línea base software *SeismoSignal v.4.3.0*.



Fuente: Los Autores

### 3.5 Procesamiento de los datos sísmicos

Las ecuaciones de atenuación sísmica requieren de la comprensión y manejo de las particularidades del origen productor del sismo, razón por la cual se inició con la sistematización de los sucesos según la fuente de inicio del movimiento, considerando la profundidad focal y en que zonas sísmicas se encuentra (Taipe & Ruiz, 2013). Los eventos seleccionados como sismos de control cumplen con los parámetros descritos.

#### 3.5.1 Determinación de las aceleraciones máximas (PGA)

Técnicamente la descripción matemática y analítica del movimiento de la tierra, se basa en la aceleración, la velocidad y el movimiento del suelo. Antes de utilizar las aceleraciones máximas PGA (Peak Ground Acceleration), registradas por las estaciones sísmicas se corrigen (Taipe & Ruiz, 2013).

**Tabla 6** *PGA de Sismo cortical (sismo del 112 de agosto de 2014 ocurrido en Quito).*

<b>Estación</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>Distancia al epicentro</b>	<b>PGA (gal)</b>
PRAM	-0,14	-78,49	13	48
FENY	-0,15	-78,48	12	38
24MA	-0,18	-78,47	15	18
IESS	-0,18	-78,49	16	31
IRDE	-0,2	-78,48	17	20
CIRC	-0,2	-78,49	17	41
CMEA	-0,2	-78,49	17	31
AEPN	-0,21	-78,49	19	21

**Fuente:** (IGENP, 2014)

**Tabla 7** PGA sismo de subducción (sismo de pedernales del 16 de abril del 2016).

<b>Estación</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>Distancia al epicentro</b>	<b>PGA (gal)</b>
AAM2	-1,269	-78,611	235	3,399165
ACH1	-3,287	-79,91	407	2,453481
ACHN	-0,698	-80,084	120	35,576946
ACUE	-2,91	-78,959	381	2,840976
AES2	0,991	-79,646	76	14,83272
AGYE	-2,054	-79,952	270	2,260224
AIB1	0,347	-78,125	202	5,574042
AIB2	0,349	-78,106	204	3,184326
ALAT	-0,926	-78,618	206	3,045024
ALIB	-2,243	-80,846	308	4,034853
ALJ1	-3,987	-79,197	492	1,564695
ALOR	1,293	-78,847	159	2,573163
AMIL	-2,181	-79,529	288	5,006043
AMNT	-0,941	-80,735	171	50,444001
AOTA	0,24	-78,256	188	4,123143
APED	0,068	-80,057	36	135,411354
APO1	-1,038	-80,46	167	36,594243
ASDO	-0,263	-79,724	115	19,838763
ATUL	0,772	-77,723	251	2,025765
EPNL	-0,212	-78,492	174	2,581992
PRAM	-0,145	-78,495	171	2,411298

**Fuente:** (IGENP, 2016)

## CAPITULO IV. RESULTADOS

### 4.1 Introducción

En el presente capítulo se muestra la correlación de los resultados obtenidos a partir del desarrollo de las ecuaciones de atenuación sísmica vs la información obtenida de los acelerogramas reales de los sismos de control tanto para sismos corticales y de subducción, con la finalidad de proponer el modelo que mejor se ajuste a los escenarios geológicas del país.

Se presentan los resultados de cálculo de las ecuaciones seleccionadas para sismos corticales y de subducción, con base a los parámetros propios de los sismos de control en términos de PGA.

### 4.2 Modelos de Atenuación Analizados para el Ecuador

En los estudios de riesgo sísmico realizados en Ecuador, se han utilizado ecuaciones de atenuación derivadas de catálogos de registros sísmicos que no son representativos para la geología local. Por lo tanto, es necesario correlacionar las ecuaciones de atenuación seleccionadas de otros sitios con características geológicas parecidas a las del Ecuador.

#### 4.2.1 Análisis de ecuaciones de atenuación para sismos corticales

**Modelo de Abrahamson & Silva (2008).** -El desarrollo de la forma funcional del modelo de Abrahamson & Silva (2008), describe mejoras y cinco cambios clave en la funcionalidad en comparación con el modelo anterior de Abrahamson & Silva (1997).

Se utiliza  $V_{S30}$  como los efectos de respuesta del sitio, el efecto de la profundidad del suelo se incluye durante períodos prolongados. El modelo distingue entre rupturas enterradas y superficiales. El modelo de efecto de pared suspendida se mejora para que varíe suavemente

según las propiedades de la fuente (M, buzamiento, profundidad) y la ubicación del sitio. Los efectos de la respuesta del sitio no lineal son incorporados en la desviación estándar (Abrahamson & Silva, 2008).

El modelo de la ecuación de atenuación esta dado por:

$$\ln(s_a) = f_1(M, R_{rup}) + a_{12} \cdot F_{RV} + a_{13} \cdot F_{NM} + a_{15} \cdot F_{AS} + f_5(PGA_{1100}, V_{S30}) + F_{HW} \cdot f_4(R_{jb} \cdot R_{rup} \cdot R_x \cdot Z_{TOR} \cdot M \cdot W \cdot \delta) + f_6 \cdot Z_{TOR} + f_8(R_{rup}, M) + f_{10}(Z_{1.0}, V_{S30})$$

Donde:

$s_a$  : Aceleración de respuesta espectral para 5% de amortiguamiento para un periodo estructural T dado y corresponde a la media geométrica de las dos componentes horizontales (cm/seg<sup>2</sup>).

$a_{12}$  : Factor de estilo de falla del RV.

$F_{RV}$  : Coeficiente para terremotos de falla inversa 1 para inverso, 0 de lo contrario.

$a_{13}$  : Factor de estilo de falla NML.

$F_{NM}$  : Coeficiente para terremotos de fallamiento normal. 1 para terremotos normales definidos por ángulos de inclinación entre -60 y -120 grados, 0 de lo contrario.

$a_{15}$  : Factor de réplica.

$F_{AS}$  : Coeficiente para réplicas, 1 para réplicas, 0 para sismos principales.

$F_{HW}$  : Coeficiente para sitios de pared colgante. 1 para sitios en el lado de la pared colgante de la falla, 0 en caso contrario. El límite entre el  $F_W$  y el WH se define por la proyección vertical de la parte superior de la ruptura. Para buzamientos de 90 grados,  $F_{HW}=0$

$Z_{TOR}$  : Profundidad hasta la parte superior de la ruptura (km).

$M_w$  : Magnitud de momento.

$W$  : Ancho de ruptura del buzamiento hacia abajo (km).

$R_{rup}$  : Distancia de ruptura (km).

$R_{jb}$  : Distancia Joyner-Boore (km), definida como la distancia más cercana a la superficie de proyección de la falla, que es aproximadamente igual a la distancia epicentral para eventos de  $M \leq 6$ ).

$R_x$  : Distancia horizontal (km) desde arriba al borde de ruptura.

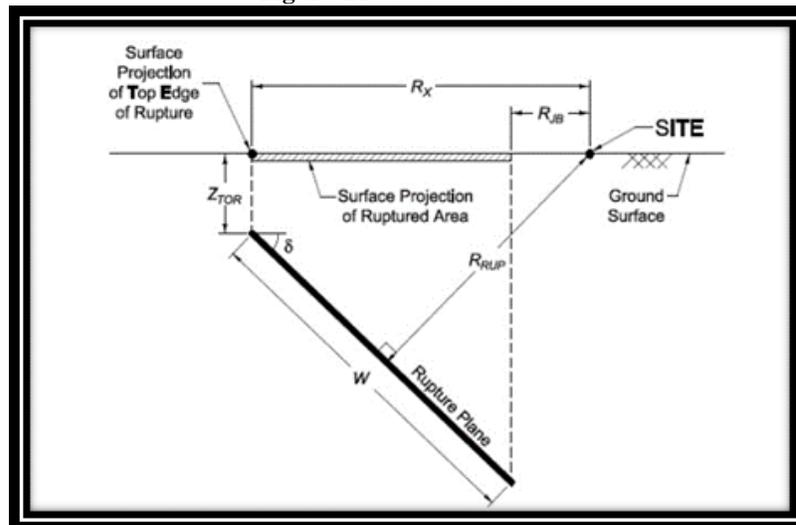
$\delta$  : Ángulo de falla en grados.

$V_{S30}$  : Velocidad de onda cortante sobre los 30 m en m/s.

$Z_{1.0}$  : Profundidad a  $V_S = 1.0$  km/s en el sitio (m).

$PGA_{1100}$  : Aceleración pico mediana (g) para  $V_{S30}=1100$  m/s

**Figura 21** velocidad de onda.



**Fuente:** (Abrahamson et al., 2008)

La forma base de la dependencia de la magnitud y la distancia para los terremotos de deslizamiento es el mismo que el modelo de 1997 y está dado por:

$$\begin{aligned}
& f1(MR_{rup}) \\
& = \frac{\text{if } M_w < c_1}{a_1 + a_4 \cdot (M_w - c_1) + a_8 \cdot (8.5 - M_w)^2 + (a_2 + a_3 \cdot (M_w - c_1)) \cdot \ln(R)} \\
& \quad \text{else} \\
& \quad \frac{a_1 + a_5 \cdot (M_w - c_1) + a_8 \cdot (8.5 - M_w)^2 + (a_2 + a_3 \cdot (M_w - c_1)) \cdot \ln(R)}
\end{aligned}$$

$M_w$  : Magnitud de momento.

$a_2$  : Factor de pendiente de distancia.

$a_3$  : Factor de pendiente de distancia que depende de la magnitud.

$a_4$  : Escala de magnitud lineal,  $M_w < c_1$

$a_8$  : Escalado de magnitud cuadrática.

$c_1$  : Factor de rotura en escala de magnitud.

$R$  : Distancia de atenuación del sismo que restringe aspectos del modelo de movimiento del suelo, como la respuesta del sitio y la variabilidad intra-evento.

$$R = \sqrt{R_{rup}^2 + c_4 a_1}$$

$a_1$  : Constante de la ecuación.

$c_4$  : Factor de profundidad ficticia.

La forma de respuesta de sitio no lineal desarrollada por Walling et al. (2008):

$$\begin{aligned}
& f_5(PGA_{1100}, V_{s30}) \\
& = \frac{\text{if } V_{s.30} < V_{LIN}}{a_{10} \cdot \ln\left(\frac{V_{s.30}}{V_{LIN}}\right) - b \cdot \ln(PGA_{1100} + c) + b \cdot \ln\left(PGA_{1100} + c \cdot \left(\frac{V_{s.30}}{V_{LIN}}\right)^n\right)} \\
& \quad \text{else} \\
& \quad (a_{10} + b \cdot n) \cdot \ln\left(\frac{V_{s.30}}{V_{LIN}}\right)
\end{aligned}$$

$a_{10}$  : Factor de escala de respuesta de sitio lineal.

$V_{LIN}$  : Velocidad de onda de corte.

$b$  : Pendiente de la respuesta no lineal del suelo.

$c$  : Término de respuesta del suelo no lineal.

$n$  : Término de respuesta del suelo no lineal.

$V_{S30}$  : Velocidad de onda cortante sobre los 30 m en m/s.

$PGA_{1100}$  : Aceleración pico mediana (g) para  $V_{S30}=1100$  m/s

El modelo anterior de 1997 incluía un factor de pared suspendida (HW), pero el modelo condujo a saltos en la escala de HW en algunos casos y no estaba claro cómo aplicar el modelo para fallas con buzamiento pronunciado. Para evitar estas deficiencias, el nuevo modelo incluye cinco conos para producir un efecto HW que varía suavemente (Abrahamson & Silva, 2008). El modelo para el efecto HW viene dado por:

$$f4(R_{jb}, R_{rup}, dip, Z_{top}, M) = a_{14} \cdot T_{1R_{jb}} \cdot T_{2.Rx.W.\delta} \cdot T_{3.Rx.Z_{tor}} \cdot T_{4M} \cdot T_{5\delta}$$

$a_{14}$  : Factor de pared suspendida (HW).

Donde:

$$T_{1R_{jb}} = \begin{cases} \text{if } R_{jb, \max} < 30 \\ 1 - \frac{R_{jb}}{30} \\ \text{else} \\ 0 \end{cases}$$

$R_{jb}$  : Distancia Joyner-Boore (km), definida como la distancia más cercana a la superficie de proyección de la falla, que es aproximadamente igual a la distancia epicentral para eventos de  $M \leq 6$ .

$R_{jb, \max}$  : Es el valor máximo de la distancia  $R_{jb}$  dada en Km, para definir la ecuación  $T_{1R_{jb}}$ .

$$T_{2.Rx.W.\delta} = \begin{cases} \text{if } R_{x.\max} < W \cdot \cos(\delta) \\ 0.5 - \frac{R_x}{2 \cdot W \cdot \cos(\delta)} \\ \text{else} \\ 0 \end{cases}$$

$R_{x.\max}$  : Es el valor máximo de la distancia  $R_x$  dada en Km, para definir la ecuación  $T_{2.Rx.W.\delta}$ .

$R_x$  : Distancia horizontal (km) desde arriba al borde de ruptura.

$W$  : Ancho de ruptura del buzamiento hacia abajo (km).

$\delta$  : Ángulo de falla en grados.

$$T_{3.Rx.Z_{tor}} = \begin{cases} \text{if } R_{x.\max} \geq Z_{TOR} \\ 1 \\ \text{else} \\ \frac{R_x}{Z_{TOR}} \end{cases}$$

$R_{x.\max}$  : Es el valor máximo de la distancia  $R_x$  dada en Km, para definir la ecuación  $T_{3.Rx.Z_{tor}}$ .

$W$  : Ancho de ruptura del buzamiento hacia abajo (km).

$\delta$  : Ángulo de falla en grados.

$Z_{TOR}$  : Profundidad hasta la parte superior de la ruptura (km).

$$T_{4M} = \begin{cases} \text{if } M_w < 6 \\ 0 \\ \text{else} \\ \text{if } 6 \leq M_w < 7 \\ M_w - 6 \\ \text{else} \\ 1 \end{cases}$$

$M_w$  : Magnitud de momento.

$$T_{5\delta} = \begin{cases} \text{if } \delta > 70 \\ 1 - \frac{\delta - 70}{20} \\ \text{else} \\ 1 \end{cases}$$

$\delta$  : Ángulo de falla en grados.

Los tres primeros ahusamientos (T1, T2 y T3) estaban limitados por las simulaciones de roca por los datos del sismo principal de Chi-Chi. Las dos últimas puestas a punto (T4 y T5) estuvieron limitadas por los eventos con efectos HW bien registrados. Solo se estimó el término  $a_{14}$  en el análisis de regresión (Abrahamson & Silva, 2008).

La profundidad-superior de dependencia de ruptura en el nuevo modelo es el siguiente:

$$f_{6,Z_{TOR}} = \begin{cases} \text{if } Z_{TOR} < 10 \\ \frac{a_{16} \cdot Z_{TOR}}{10} \\ \text{else} \\ a_{16} \end{cases}$$

$Z_{TOR}$  : Profundidad hasta la parte superior de la ruptura (km).

$a_{16}$  : Coeficiente de escalado de profundidad a la parte superior del sismo.

$$T_6 = \begin{cases} \text{if } M_w < 5.5 \\ 1 \\ \text{else} \\ \text{if } 5.5 \leq M_w < 6.5 \\ 6.5 - M_w \\ \text{else} \\ 0.5 \end{cases}$$

$M_w$  : Magnitud de momento.

$$f_{8.Rrup.M} = \begin{cases} \text{if } R_{rup.max} < 100 \\ 0 \\ \text{else} \\ a_{18} \cdot (R_{rup} - 100) \cdot T_6 \cdot M_w \end{cases}$$

$T_6$  : Término restringido de análisis de regresión de la ecuación.

$R_{x.max}$  : Es el valor máximo de la distancia  $R_x$  dada en Km, para definir la ecuación  $f_{8.Rrup.M}$ .

$R_x$  : Distancia horizontal (km) desde arriba al borde de ruptura.

$$e_2 = \begin{cases} \text{if } T < 0.35 \\ 0 \\ \text{else} \\ \text{if } 0.35 \leq T < 2 \\ -0.25 \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{1000}\right) \cdot \ln\left(\frac{T}{0.35}\right) \\ \text{else} \\ -0.25 \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{1000}\right) \cdot \ln\left(\frac{2}{0.35}\right) \end{cases}$$

$T$  : Periodo del sismo.

$V_{s30}$  : Velocidad de onda cortante sobre los 30 m en m/s.

$$a_{21} = \begin{cases} \text{if } V_{s30} \geq 1000 \\ 0 \\ \text{else} \\ \text{if } (a_{10} + b \cdot n) \cdot \ln\left(\frac{V_{s.30}}{\text{Min}(V_1, 1000)}\right) + e_2 \cdot \ln\left(\frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1.0} + c_2}\right) < 0 \\ \frac{(a_{10} + b \cdot n) \cdot \ln\left(\frac{V_{s.30}}{\text{Min}(V_1, 1000)}\right)}{\ln\left(\frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1.0} + c_2}\right)} \\ \text{else} \\ e_2 \end{cases}$$

$a_{21}$  : Factor de escala de profundidad de suelo poco profundo.

$a_{10}$  : Factor de escala de respuesta de sitio lineal.

$b$  : Pendiente de la respuesta no lineal del suelo.

$n$  : Término de respuesta del suelo no lineal.

$V_{S30}$  : Velocidad de onda cortante sobre los 30 m en m/s.

$Z_{1.0}$  : Profundidad a  $V_S = 1.0$  km/s en el sitio (m).

$$Z_{1.0.Vs30} = \begin{cases} 6.745 & \text{if } V_{s30} < 180 \\ 6.745 - 1.35 \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{180}\right) & \text{if } 180 \leq V_{s30} < 500 \\ (5.394 - 448) \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{180}\right) & \text{else} \end{cases}$$

$V_{S30}$  : Velocidad de onda cortante sobre los 30 m en m/s.

$$f_{10.Z10.Vs30} = \begin{cases} a_{21} \cdot \ln\left(\frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1.0.Vs30} + c_2}\right) + a_{22} \cdot \ln\left(\frac{Z_{1.0}}{200}\right) & \text{if } Z_{1.0} \geq 200 \\ a_{21} \cdot \ln\left(\frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1.0.Vs30} + c_2}\right) & \text{else} \end{cases}$$

$a_{21}$  : Factor de escala de profundidad de suelo poco profundo.

$Z_{1.0}$  : Profundidad a  $V_S = 1.0$  km/s en el sitio (m).

$Z_{1.0.Vs30}$  : Modelo para la escala con la profundidad del suelo.

$c_2$  : Término de escala de profundidad de suelo poco profundo.

$f_4(Rjb_{Rrup.dip.Ztop.M})$ ;  $f_{6.Ztor}$ ;  $f_{8.Rrup.M}$ ;  $f_{10.Z10.Vs30}$  : Son formas funcionales para la ecuación de atenuación.

**Tabla 8** Constantes independientes del período para el movimiento del suelo

<b>Constantes independientes del período para el movimiento del suelo</b>							
<b>c<sub>1</sub></b>	<b>c<sub>4</sub></b>	<b>a<sub>3</sub></b>	<b>a<sub>4</sub></b>	<b>a<sub>5</sub></b>	<b>N</b>	<b>c</b>	<b>c<sub>2</sub></b>
6,75	4,5	0,265	-0,231	-0,398	1,18	1,88	50

Fuente: (Abrahamson &amp; Silva, 2008)

**Tabla 9** Coeficientes para el movimiento del suelo

<b>Coeficientes para el movimiento del suelo</b>								
<b>Parameter</b>	<b><math>\sqrt{L/N}</math></b>	<b>b</b>	<b>a<sub>1</sub></b>	<b>a<sub>2</sub></b>	<b>a<sub>8</sub></b>	<b>a<sub>10</sub></b>	<b>a<sub>12</sub></b>	<b>a<sub>13</sub></b>
<b>PGA</b>	865,1	-1,186	0,804	-0,9679	-0,0372	0,9445	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.010)</b>	865,1	-1,186	0,811	-0,9679	-0,0372	0,9445	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.020)</b>	865,1	-1,219	0,855	-0,9774	-0,0372	0,9834	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.030)</b>	907,8	-1,273	0,962	-1,0024	-0,0372	1,0471	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.040)</b>	994,5	-1,308	1,037	-1,0289	-0,0315	1,0884	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.050)</b>	1053,5	-1,346	1,133	-1,0508	-0,0271	1,1333	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.075)</b>	1085,7	-1,471	1,375	-1,0810	-0,0191	1,2808	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.10)</b>	1032,5	-1,624	1,563	-1,0833	-0,0166	1,4613	0,0000	-0,0600
<b>Sa (T= 0.15)</b>	877,6	-1,931	1,716	-1,0357	-0,0254	1,8071	0,0181	-0,0600
<b>Sa (T= 0.20)</b>	748,2	-2,188	1,687	-0,9700	-0,0396	2,0773	0,0309	-0,0600
<b>Sa (T= 0.25)</b>	654,3	-2,381	1,646	-0,9202	-0,0539	2,2794	0,0409	-0,0600
<b>Sa (T= 0.30)</b>	587,1	-2,518	1,601	-0,8974	-0,0656	2,4201	0,0491	-0,0600
<b>Sa (T= 0.40)</b>	503,0	-2,657	1,511	-0,8677	-0,0807	2,5510	0,0619	-0,0600
<b>Sa (T= 0.50)</b>	456,6	-2,669	1,397	-0,8475	-0,0924	2,5395	0,0719	-0,0600
<b>Sa (T= 0.75)</b>	410,5	-2,401	1,137	-0,8206	-0,1137	2,1493	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 1.0)</b>	400,0	-1,955	0,915	-0,8088	-0,1289	1,5705	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 1.5)</b>	400,0	-1,025	0,510	-0,7995	-0,1534	0,3991	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 2.0)</b>	400,0	-0,299	0,192	-0,7960	-0,1708	-0,6072	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 3.0)</b>	400,0	0,000	-0,280	-0,7960	-0,1954	-0,9600	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 4.0)</b>	400,0	0,000	-0,639	-0,7960	-0,2128	-0,9600	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 5.0)</b>	400,0	0,000	-0,936	-0,7960	-0,2263	-0,9208	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 7.5)</b>	400,0	0,000	-1,527	-0,7960	-0,2509	-0,7700	0,0800	-0,0600
<b>Sa (T= 10.0)</b>	400,0	0,000	-1,993	-0,7960	-0,2683	-0,6630	0,0800	-0,0600
<b>PGV</b>	400,0	-1,955	5,7578	-0,9046	-0,1200	1,5390	0,0800	-0,0600

Fuente: (Abrahamson &amp; Silva, 2008)

**Tabla 10** *Coefficientes para el movimiento del suelo*

<b>Coefficientes para el movimiento del suelo</b>				
<b>Parameter</b>	<b><sup>a</sup>14</b>	<b><sup>a</sup>15</b>	<b><sup>a</sup>16</b>	<b><sup>a</sup>18</b>
PGA	1,0800	-0,3500	0,9000	-0,0067
Sa (T= 0.010)	1,0800	-0,3500	0,9000	-0,0067
Sa (T= 0.020)	1,0800	-0,3500	0,9000	-0,0067
Sa (T= 0.030)	1,1331	-0,3500	0,9000	-0,0067
Sa (T= 0.040)	1,1708	-0,3500	0,9000	-0,0067
Sa (T= 0.050)	1,2000	-0,3500	0,9000	-0,0076
Sa (T= 0.075)	1,2000	-0,3500	0,9000	-0,0093
Sa (T= 0.10)	1,2000	-0,3500	0,9000	-0,0093
Sa (T= 0.15)	1,1683	-0,3500	0,9000	-0,0093
Sa (T= 0.20)	1,1274	-0,3500	0,9000	-0,0083
Sa (T= 0.25)	1,0956	-0,3500	0,9000	-0,0069
Sa (T= 0.30)	1,0697	-0,3500	0,9000	-0,0057
Sa (T= 0.40)	1,0288	-0,3500	0,8423	-0,0039
Sa (T= 0.50)	0,9971	-0,3191	0,7458	-0,0025
Sa (T= 0.75)	0,9395	-0,2629	0,5704	0,0000
Sa (T= 1.0)	0,8985	-0,2230	0,4460	0,0000
Sa (T= 1.5)	0,8409	-0,1668	0,2707	0,0000
Sa (T= 2.0)	0,8000	-0,1270	0,1463	0,0000
Sa (T= 3.0)	0,4793	-0,0708	-0,0291	0,0000
Sa (T= 4.0)	0,2518	-0,0309	-0,1535	0,0000
Sa (T= 5.0)	0,0754	0,0000	-0,2500	0,0000
Sa (T= 7.5)	0,0000	0,0000	-0,2500	0,0000
Sa (T= 10.0)	0,0000	0,0000	-0,2500	0,0000
PGV	0,7000	-0,3900	0,6300	0,0000

**Fuente:** (Abrahamson & Silva, 2008)

**Modelo de Aguiar & Castro (2010).** -La ecuación propuesta por Aguiar & Castro (2010) para un sismo cortical es la siguiente:

$$\ln(A_H) = -1.074 + 0.547 \cdot M_w - 0.642 \cdot \ln(D_f + 10)$$

Donde:

y : Aceleración horizontal (cm/seg<sup>2</sup>).

-1.074; 0.547; -0.642; 10 : Coeficientes de la ecuación de atenuación

$M_w$  : Magnitud de momento.

$D_f$  : Distancia hipocentral o focal (Km).

**Modelo de Zhao et al. (2016).** -Zhao et al. (2016) es la actual forma del modelo anterior de Zhao et al. (2006b). Zhao y otros (2006b). La ecuación de atenuación sísmica se basa en los registros suscitados en Japón que fueron 3111 movimientos telúricos de subducción interfacial, de los cuales 4555 fueron intraplaca y 5957 eventos en la corteza y el manto superior. En la mayor parte de los modelos de Zhao se verifica que el amortiguamiento inelástico es mayor para los sismos de borde poco profundos (0-25 km) en comparación de los sismos de borde profundo (distancia focal mayor a 25 km). La categorización del área estudiada se fundamenta en el ciclo de dominancia del suelo. Por lo tanto, la ecuación de atenuación utiliza cuatro tipos de sitios, los mismos que se refieren a rocas, suelos duros, suelos medios y suelos blandos. Para la distancia al hipocentro utilizada en el estudio, se utilizó el trayecto más corta medido hasta la superficie de fractura (RRUP) para sismos con modelos de falla, y la distancia al hipocentro (RHIP) para los demás casos. Por otra parte, para todo tipo de sismos, la atenuación máxima debida a las ondas sísmicas que atraviesan la faja volcánica se modela tomando en cuenta un coeficiente de amortiguamiento inelástico que se emplea a la unidad plana parcial de la trayectoria de la onda sísmica que atraviesa la faja volcánica (Zhao et al., 2006).

Zhao, Zhou, et al. (2016) presentaron un GMPE para eventos superficiales de la corteza y el manto superior y Zhao, Jiang, et al. (2016) presentó un GMPE para eventos de placas de subducción.

Para este caso el modelo para un sismo cortical es el siguiente:

$$\ln(S_a) = f_{mSL} + g_{SL} \cdot \ln(r) + g_{SLL} \cdot \ln(R_{RUP} + 200) + e_{SL} \cdot R_{RUP} + q_{SLH} \cdot R_{RUP} + e_{SL} \cdot R_{RUP} + \gamma_{SL} + \ln(A)$$

$(S_a)$  : Aceleración espectral.

$R_{RUP}$  : Es la distancia menor en relación a la superficie de ruptura (km)

$\gamma_{SL}$  : es una constante de la ecuación.

$g_{SL}$  : Constante que denota la tasa de atenuación geométrica.

$g_{SLL}$  : es una tasa de atenuación geométrica de gran distancia.

$A$  : Cociente de ampliación la cual es no lineal, y depende del tipo de suelo estudiado, así como el periodo de interés ejecutado en la ecuación.

$r$  : Distancia utilizada para la distribución geométrica de la ecuación.

$$r = x_{\text{into}} \cdot e \cdot ((c_1 + c_2 \cdot C_m))$$

$x_{\text{into}}$  : Constante de distancia, que se utiliza para evitar la sobresaturación de magnitud-distancia

$c_1, c_2$  : Son coeficientes asignados por el autor basados en el periodo que se va a ajustar.

El término de atenuación inelástica  $q_{SLH}$  se define por:

$$q_{SLH} = e_{SLH} + \begin{cases} \text{if } h \geq 50 \\ 0.02 \cdot h - 1 \\ \text{else} \\ 0 \end{cases}$$

$h$  : Profundidad medida desde la superficie a la falla de ruptura (km).

El sufijo SL indica que el término está asociado a sismos por subducción:

$$f_{\text{mSL}} = b_{\text{SL}} \cdot h + \begin{cases} \text{if } M_w \leq m_c \\ C_{\text{SL1}} \cdot M_w + (C_{\text{SL2}} \cdot (M_w - m_{\text{sc}}))^2 \\ \text{else} \\ C_{\text{SL1}} \cdot m_c + C_{\text{SL2}} \cdot (m_c - m_{\text{sc}})^2 + d_{\text{SL}} \cdot (M_w - m_c) \end{cases}$$

$b_{\text{SL}}$  : Es el coeficiente para el término de profundidad de la parte superior de la falla.

$C_{\text{SL1}}, C_{\text{SL2}}$  : Son los coeficientes para los términos de magnitud lineal y magnitud cuadrática, respectivamente, para eventos con una magnitud de  $M_w \leq m_c$ .

$d_{SL}$  : Es el término de magnitud para eventos de gran magnitud.

$m_c$  : Constante fija de 7.1 para ismos de subducción superficiales 0-25km.

$$C_m = \begin{cases} M_w & \text{if } M_w \leq C_{\max} \\ C_{\max} & \text{else} \end{cases}$$

Las constantes y coeficientes se detallan en las tablas de Zhao para sismo de subducción.

**Modelo de Gao et al (2021).** -El modelo de la ecuación de Gao et al. (2021) tiene la ventaja de poder ser utilizada tanto para sismos de subducción poco profundos y también se la puede emplear para sismos corticales (Gao et al., 2021):

$$\ln(y) = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot \ln(D_f + c_4 \cdot e^{c_5 \cdot M_w})$$

Donde:

$y$  : Aceleración de respuesta espectral.

$c_1, c_2, c_3, c_4, c_5$  : Coeficientes de la ecuación de atenuación

$M_w$  : Magnitud de momento.

$D_f$  : Distancia hipocentral (Km).

**Tabla 11** *Coefficientes del modelo de atenuación Gao et al. (2021)*

<b>Períodos</b>	<b>c1</b>	<b>c2</b>	<b>c3</b>	<b>c4</b>	<b>c5</b>	<b>Sigma</b>
<b>PGA</b>	-2.822	1.076	-1.777	0.3828	0.583	0.549
<b>0.01</b>	-2.829	1.076	-1.776	0.3783	0.583	0.549
<b>0.02</b>	-2.827	1.034	-1.719	0.3615	0.579	0.542
<b>0.03</b>	-2.675	1.034	-1.749	0.3992	0.568	0.546
<b>0.04</b>	-2.414	1.005	-1.76	0.4492	0.548	0.548
<b>0.05</b>	-2.032	0.989	-1.809	0.5508	0.524	0.558
<b>0.06</b>	-1.565	0.973	-1.87	0.6994	0.497	0.574
<b>0.09</b>	0.059	0.979	-2.16	1.4588	0.43	0.596
<b>0.1</b>	0.725	1.003	-2.307	1.8782	0.412	0.59
<b>0.12</b>	0.952	1.021	-2.341	2.0453	0.413	0.599
<b>0.15</b>	0.913	1.057	-2.331	2.0003	0.43	0.629
<b>0.17</b>	0.294	1.067	-2.209	1.5424	0.46	0.648
<b>0.2</b>	-0.504	1.086	-2.056	1.0856	0.505	0.673
<b>0.24</b>	-1.384	1.104	-1.905	0.6943	0.556	0.648
<b>0.3</b>	-2.774	1.202	-1.75	0.3093	0.6585	0.605
<b>0.36</b>	-3.867	1.313	-1.681	0.1592	0.7457	0.622
<b>0.4</b>	-4.451	1.361	-1.642	0.11	0.7882	0.643
<b>0.46</b>	-5.4	1.435	-1.566	0.0575	0.865	0.672
<b>0.5</b>	-5.913	1.487	-1.543	0.0407	0.908	0.674
<b>0.6</b>	-7.08	1.565	-1.439	0.0156	1.023	0.672
<b>0.75</b>	-8.071	1.628	-1.366	0.0069	1.119	0.685
<b>0.85</b>	-8.866	1.701	-1.328	0.0036	1.205	0.705
<b>1</b>	-9.641	1.736	-1.264	0.0017	1.275	0.717
<b>1.5</b>	-12.174	1.948	-1.109	0.0004	1.493	0.699
<b>2</b>	-13.658	2.058	-1.035	0.0001	1.655	0.675
<b>3</b>	-15.487	2.161	-0.917	0.0001	1.603	0.711
<b>4</b>	-16.248	2.195	-0.909	0.0001	1.555	0.703
<b>5</b>	-16.95	2.242	-0.905	0.0001	1.511	0.689

Fuente: (Gao et al., 2021)

**Modelo de Kumar et al (2021).** -El modelo para un sismo cortical propuesto por Kumar et al. (2021) es el mismo que para el propuesto para un sismo de subducción:

$$\ln(A) = c_1 + c_2 \cdot M_w - b_1 \cdot \ln(D_f + e^{c_3}) + \sigma$$

La única diferencia que para el caso de sismos corticales se desprecia el parámetro tectónico o error estándar del modelo propuesto en un sismo de subducción. Hay que tener en cuenta este parámetro ya que se puede agregar el error adicional al modelo incorrecto (Kumar et al., 2021). En

este caso la ecuación para un sismo cortical quedaría de la siguiente manera:

$$\ln(A) = c_1 + c_2 \cdot M_w - b_1 \cdot \ln(D_f + e^{c_3})$$

Donde:

$c_1, c_2, c_3$  : Coeficientes de la ecuación de atenuación.

$M_w$  : Magnitud de momento.

$D_f$  : Distancia hipocentral o focal (Km).

**Modelo de Chao et al. (2020).** -Un nuevo modelo de movimiento horizontal del suelo para terremotos de la corteza terrestre y terremotos de subducción desarrollan Chao et al. (2020), en el modelo propuesto, utilizan diferentes fuentes términos de trayectoria, pero usan el mismo término de estación para predecir las intensidades del movimiento del suelo inducidos por terremotos corticales y de subducción. Así, con este modelo logran obtener características superiores para el término de la estación mediante el uso de registros adicionales de movimiento del suelo de cada fuente y puede derivar un término de estación consistente para cada fuente (Chao et al., 2020).

Una novedosa máxima verosimilitud de dos pasos se utiliza como herramienta de regresión para determinar los coeficientes del modelo. La correlación entre registros y muestreo sesgado debido al truncamiento aleatorio puede considerarse simultáneamente utilizando el método propuesto. Además, datos adicionales del movimiento del suelo puede considerarse que deriva resultados de análisis fiables. Los posibles beneficios de usar la regresión El análisis se ilustra comparando los resultados del análisis para dos conjuntos de datos seleccionados diferentes (Chao et al., 2020).

Se pueden obtener resultados cada vez más fiables para el escalado de la fuente y la tasa de atenuación inelástica derivado usando el método de análisis de regresión, particularmente para fuentes de subducción, lo que quiere decir que este modelo también puede ser usado para sismos

de subducción (Chao et al., 2020).

El modelo de movimiento del suelo propuesto comprende el movimiento del suelo de referencia pronosticado intensidad para el escenario de movimiento del suelo de referencia y diferentes relaciones de escala que describe la diferencia en la intensidad del movimiento del suelo entre el objetivo y la referencia del sismo dado, la ecuación es la siguiente (Chao et al., 2020):

$$\ln(S_a) = S_{\text{aref}} + S_{\text{source}} + S_{\text{path}} + S_{\text{site.lin}} + S_{\text{site.non}}$$

Donde:

$S_a$  : Es el valor logarítmico de la aceleración espectral observada (en g).

$S_{\text{aref}}$  : Es el valor de la aceleración espectral de referencia mediana pronosticada para el movimiento del suelo de referencia a un escenario (en g).

$S_{\text{path}}$  : Es la escala de origen que describe el efecto de origen en la intensidad del movimiento del suelo

$S_{\text{site.lin}}, S_{\text{site.non}}$  : Son valores lineales y efectos de sitio no lineales en la intensidad del movimiento del suelo, respectivamente.

Las predicciones del término del evento y el término de la estación se utilizan para determinar otros coeficientes del modelo de la siguiente manera:

$$E_{\text{ref}} = c_1 \cdot F_{\text{crRo}} + c_2 \cdot F_{\text{crSs}} + c_3 \cdot F_{\text{crNo}} + c_4 \cdot F_{\text{sbInter}} + c_5 \cdot F_{\text{sbIntra}} + c_6 \cdot F_{\text{as}} + c_7 \cdot F_{\text{manila}}$$

$c_1$  : Es el coeficiente del modelo propuesto.

$F_{\text{crRo}}$  : Coeficiente con valor 1 para una falla inversa de terremotos corticales y valor 0 para otros.

$F_{\text{crSs}}$  : Coeficiente con valor 1 para una falla de rumbo de terremotos corticales y valor 0 para otros.

$F_{\text{crNo}}$  : Coeficiente con valor 1 para una falla normal de terremotos corticales y valor 0 para otros.

$F_{sbInter}$  : Coeficiente con valor 1 para terremotos de interfaz de subducción y valor 0 para otros.

$F_{sbIntra}$  : Coeficiente con valor 1 para sismos intralosa de subducción y valor 0 para otros.

$F_{as}$  : Coeficiente con valor 1 para réplicas y valor 0 para terremotos principales

$F_{manila}$  : Coeficiente con valor 1 para subducción terremotos que ocurren en la zona de subducción de Manila y valor 0 para terremotos de subducción ocurriendo en la zona de subducción de Ryukyu u otros lados.

$$S_{ref} = c_{26} \cdot F_{measured} + c_{27} \cdot F_{geology} + c_{28} \cdot F_{seismic}$$

$F_{measured}$  : Coeficiente con valor 1 para el valor Vs30 medido y valor 0 para otros.

$F_{geology}$  : Coeficiente con valor 1 para el valor Vs30 inferido determinado usando datos geológicos y valor 0 para otros.

$F_{seismic}$  : Coeficiente con valor 1 para el valor Vs30 inferido del análisis de la función del receptor utilizando datos sísmicos y valor 0 para otros.

$$S_{aref} = E_{ref} + S_{ref}$$

Donde:

$E_{ref}, S_{ref}$  : Son constantes que representan los términos de evento y estación para la referencia del escenario de movimiento del suelo, respectivamente.

$$S_{mag.cr} = c_8 \cdot (M_w - M_{ref}) + (c_{10} \cdot (M_w - M_{ref})^2) - (c_{10} \cdot (M_w - 7.6)^2) \cdot (u \cdot (M_w - 7.6)) \\ + (c_{11} \cdot (5 - M_w)) \cdot (u \cdot (5 - M_w))$$

$u$  : es la función de Heaviside con valor 0 o 1. Es una función discontinua cuyo valor es 0 para cualquier argumento negativo, y 1 para cualquier argumento positivo, incluido el cero (Chao et al., 2020).

$c_8, c_{10}$  : Son coeficientes que se utilizan para representar la magnitud saturación de la intensidad del movimiento del suelo para los terremotos de la corteza (Chao et al., 2020).

$c_{11}$  : Representar el cambio de pendiente.

$M_w$  : Magnitud de momento.

$$S_{\text{mag.sb}} = c_9 \cdot (M_w - M_{\text{ref}}) + (c_{12} \cdot (5 - M_w)) \cdot (u \cdot (5 - M_w)) + (c_{13} \cdot (6 - M_w)) \\ \cdot (u \cdot (6 - M_w)) + c_{29} \cdot F_{\text{inter}} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c) + c_{30} \cdot F_{\text{intra}} \\ \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c)$$

$c_9$  : Coeficiente que se utiliza para describir las escalas de magnitud de ambos interfase de subducción y cortical. Además, las pendientes en las parcelas de los eventos frente a la magnitud cambian significativamente durante algunos períodos (Chao et al., 2020).

$c_{12}, c_{13}$  : Coeficientes que representan los cambios de pendiente.

Los coeficientes del modelo  $c_9, c_{12}$  y  $c_{13}$  se determinan a partir de la regresión del análisis.

$c_{29}$  : Es la forma funcional para cuantificar el cambio de escala de magnitud de una fuente de interfaz de subducción para  $M_w > M_c$ .

$c_{30}$  : Es la forma funcional para cuantificar el cambio de escala de magnitud de una subducción fuente intralosa para  $M_w > M_c$ .

$M_w$  : Magnitud de momento.

La escala de magnitud que describe la variación en el movimiento del suelo y la intensidad debido a la variación en la magnitud del terremoto es la siguiente relación:

$$S_{\text{mag}} = S_{\text{mag.cr}} \cdot F_{\text{cr}} + S_{\text{mag.sb}} \cdot F_{\text{sb}}$$

$F_{\text{cr}}$  : Coeficiente con valor 1 para terremotos corticales y valor 0 para otros.

$S_{\text{mag.cr}}$  : Es la magnitud de escalamiento para terremotos de la corteza.

$S_{\text{mag.sb}}$  : Es la escala de magnitud para los terremotos de subducción.

$F_{\text{sb}}$  : Coeficiente con valor 1 para sismos de subducción y valor 0 para otros.

La escala de profundidad que describe la variación en la intensidad del movimiento del suelo debido a la variación en la profundidad del terremoto es igual a:

$$S_{Z_{\text{tor}}} = c_{14} \cdot F_{\text{cr}} \cdot (Z_{\text{tor}} - Z_{\text{tor.cr.ref}}) + c_{15} \cdot F_{\text{sb.inter}} \cdot (Z_{\text{tor}} - Z_{\text{tor.sb.inter}}) + c_{16} \cdot F_{\text{sb.intra}} \cdot (Z_{\text{tor}} - Z_{\text{tor.sb.intra}})$$

$c_{14}, c_{15}, c_{16}$  : Son coeficientes del modelo para describir la escala de profundidad de la corteza, la subducción interfase y terremotos intralosa de subducción, respectivamente. Todos los coeficientes del modelo de escala de profundidad se determinan a partir de un análisis de regresión (Chao et al., 2020).

La forma funcional del escalado de la fuente sísmica es la siguiente:

$$S_{\text{source}} = S_{\text{mag}} + S_{Z_{\text{tor}}}$$

$H$  : Es el término de falla finita y su ecuación es:

$$H = h \cdot F_{\text{cr}} + h \cdot F_{\text{sb.inter}} \cdot e^{(c_{4\text{inter}} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c))} + h \cdot F_{\text{sb.intra}} \cdot e^{(c_{4\text{inter}} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c))}$$

$h, c_{4\text{inter}}, c_{4\text{intra}}$  : Son coeficientes dados en el modelo.

La escala de atenuación geométrica que describe la atenuación geométrica de la intensidad del movimiento del suelo es:

$$S_{\text{geom}} = S_{\text{geom.cr}} \cdot F_{\text{cr}} + S_{\text{geom.sb}} \cdot F_{\text{sb}}$$

La atenuación geométrica de los terremotos de la corteza es la siguiente:

$$S_{\text{geom.cr}} = (c_{17} + c_{19} \cdot (M_w - M_{\text{ref}})) \cdot \ln \left( \frac{\sqrt{R_{\text{rup}}^2 + H^2}}{R_{\text{rup.ref}}^2 + H^2} \right)$$

La escala de atenuación que describe la atenuación inelástica de la intensidad del movimiento del

suelo es:

$$S_{\text{anel}} = c_{21} \cdot F_{\text{cr}} \cdot (R_{\text{rup}} - R_{\text{rup.ref}}) + c_{22} \cdot F_{\text{sb}} \cdot (R_{\text{rup}} - R_{\text{rup.ref}})$$

$c_{21}, c_{22}$  : Son coeficientes que distinguen la atenuación inelástica de los terremotos de subducción y de la corteza por separado.

La escala de trayectoria del modelo de movimiento del suelo propuesto se puede expresar de la siguiente manera:

$$S_{\text{path}} = S_{\text{geom.cr}} + S_{\text{anel}}$$

La atenuación geométrica de los terremotos de subducción viene dada por:

$$S_{\text{geom.sb}} = (c_{18} + c_{20} \cdot (\text{Min}(M_w, M_c) - M_{\text{ref}})) \cdot \ln \left( \frac{\sqrt{R_{\text{rup}}^2 + H^2}}{R_{\text{rup.ref}}^2 + H^2} \right)$$

$c_{17}, c_{18}$  : Son los coeficientes que controlan las tasas de atenuación geométrica de la intensidad del movimiento del suelo para terremotos de subducción y de la corteza, respectivamente, con la magnitud de referencia (Chao et al., 2020).

$c_{19}, c_{20}$  : Son los coeficientes que controlan las tasas de variación de la atenuación geométrica de la intensidad del movimiento del suelo para terremotos de subducción y de la corteza, respectivamente, con la magnitud de referencia; deben ser negativos cuando se observa una baja tasa de atenuación para terremotos de gran magnitud debido al gran plano de ruptura (Chao et al., 2020).

$$Z_{1.0\text{ref}} = e^{\left( -\frac{4.08}{2} \cdot \ln \left( \frac{V_{s30}^2 + 355.4^2}{1750^2 + 355.4^2} \right) \right)}$$

El modelo de efecto de sitio lineal propuesto en este estudio se puede expresar de la siguiente manera:

$$S_{\text{site.lin}} = c_{24} \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{V_{s30.ref}}\right) + c_{25} \cdot \ln\left(\frac{Z_{1.0}}{Z_{1.0ref}}\right)$$

El primer término describe la amplificación de la intensidad del movimiento del suelo para un área de suelo a través de la variable predictora  $V_{s30}$  con coeficiente del modelo  $c_{24}$ , y el segundo término describe la amplificación de la intensidad del movimiento del suelo para un sitio de suelo profundo a través de la variable predictora  $Z_{1.0}$  con coeficiente de modelo  $c_{25}$  (Chao et al., 2020)

La forma funcional propuesta del escalamiento del efecto de sitio no lineal se expresa de la siguiente manera:

$$S_{\text{site.non}} = c_{23} \cdot u \cdot (760 - V_{s30}) \cdot \left( -1.5 \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{V_{s30.ref}}\right) - \ln(s_{a1180} + 2.4) + \ln\left(s_{a1180} + 2.4 \cdot \left(\frac{V_{s30}}{V_{s30.ref}}\right)^{1.5}\right) \right)$$

$s_{a1180}$  : Es la intensidad estimada del movimiento del suelo para un sitio rocoso con un valor  $V_{s30}$  de 1180 m/s bajo la misma fuente y trayectoria que en el escenario del movimiento del suelo.

$c_{23}$  : Coeficiente que se deriva del análisis de regresión para identificar el nivel del efecto de sitio no lineal para el movimiento del suelo (Chao et al., 2020).

#### 4.2.2 Análisis de ecuaciones de atenuación para sismos de subducción

**Modelo de Zhao et al (2006).** -El modelo de Zhao et al (2006) para eventos de fallas inversas de la corteza predice movimientos del suelo entre un 20 % y un 40 % más altos que los de los eventos de fallas normales y de deslizamiento de la corteza. El presente modelo también indica que los eventos de interfaz producen movimientos de tierra que son similares a los de los eventos de deslizamiento de rumbo de la corteza de hasta 0,4 segundos, pero producen movimientos de tierra mucho más pequeños en períodos más largos. A los 5,0 segundos, el presente modelo predice un

30 % menos de movimientos del suelo para los eventos de interfase que para los eventos de deslizamiento de la corteza. El presente modelo predice movimientos del suelo un 60% más altos para eventos de placa a una distancia de fuente de 40 km que para eventos de deslizamiento de rumbo de la corteza por períodos de hasta 0,8 segundos. A una distancia de 120 km, las aceleraciones espectrales previstas para los eventos de placa son similares a las de los eventos de interfaz (Zhao et al., 2006).

El modelo de la ecuación de atenuación para sismo de subducción esta dado por:

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

$$r = x + c \cdot e^{(d \cdot M_w)}$$

$y$  : Aceleración de respuesta espectral horizontal.

$M_w$  : Es la magnitud de momento del sismo.

$x$  : Es la distancia a la ruptura (Km).

$h$  : Esta variable es la profundidad focal (Km).

$h_c$  : Es una constante de profundidad ( $h_c = 15$ ).

$\delta_h$  : 1 cuando  $h \geq h_c$  y 0 para  $h < h_c$

$F_R, S_I, S_S, S_{SL}$  : : Son parámetros que dependen del tipo de falla, y fuente tectónica (ver. Tabla 13).

$C_K$  : Es el término en función del tipo de suelo (ver. Tabla 12).

$a, b, c, d, e$  : Son coeficientes dependientes del periodo espectral.

**Tabla 12** Coeficiente  $C_K$  en función del tipo de suelo modelo de Zhao 2006.

Clase de sitio	Descripción	Periodo natural [seg]	$V_{30}$ [m/seg]	Clase de sitio dado (NEHRP)	Coeficiente
<b>Roca dura</b>			$V_{30} > 1100$	A	$C_H$
<b>SC I</b>	Roca	$T < 0.20$	$600 < V_{30} \leq 1100$	A + B	$C_1$
<b>SC II</b>	Suelo duro	$0.20 \leq T < 0.40$	$300 < V_{30} \leq 600$	C	$C_2$
<b>SC III</b>	Suelo medio	$0.40 \leq T < 0.60$	$200 < V_{30} \leq 300$	D	$C_3$
<b>SC IV</b>	Suelo flexible	$T = 0.60$	$V_{30} \leq 200$	E	$C_4$

Fuente: (Zhao et al., 2006).

**Tabla 13** *Coefficientes dependientes del periodo espectral en el modelo de atenuación de Zhao 2006*

Periodo	a	b	c	d	e	SR	SI	SS	SSL
<b>PGA</b>	1.101	-0.00564	0.0055	1.08	0.01412	0.251	0	2.607	-0.528
<b>0.05</b>	1.076	-0.00671	0.0075	1.06	0.01463	0.251	0	2.764	-0.551
<b>0.1</b>	1.118	-0.00787	0.009	1.083	0.01423	0.24	0	2.156	-0.42
<b>0.15</b>	1.134	-0.00722	0.01	1.053	0.01509	0.251	0	2.161	-0.431
<b>0.2</b>	1.147	-0.00659	0.012	1.014	0.01462	0.26	0	1.901	-0.372
<b>0.25</b>	1.149	-0.0059	0.014	0.966	0.01459	0.269	0	1.814	-0.36
<b>0.3</b>	1.163	-0.0052	0.015	0.934	0.01458	0.259	0	2.181	-0.45
<b>0.4</b>	1.2	-0.00422	0.01	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506
<b>0.5</b>	1.25	-0.00338	0.006	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554
<b>0.6</b>	1.293	-0.00282	0.003	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575
<b>0.7</b>	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.22	-0.146	2.654	-0.572
<b>0.8</b>	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.48	-0.54
<b>0.9</b>	1.433	-0.00232	0.002	1.109	0.00972	0.22	-0.206	2.332	-0.522
<b>1</b>	1.479	-0.0022	0.002	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509
<b>1.25</b>	1.551	-0.00207	0.002	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469
<b>1.5</b>	1.621	-0.00224	0.002	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379
<b>2</b>	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248
<b>2.5</b>	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221
<b>3</b>	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263
<b>4</b>	1.826	-0.00195	0.004	1.044	0.0059	0.353	-0.39	0.561	-0.169
<b>5</b>	1.825	-0.00237	0.005	1.065	0.0051	0.248	-0.498	0.225	-0.12

Fuente: (Zhao et al., 2006).

**Tabla 14** *Coefficientes Ck y desviaciones estándar del modelo de atenuación Zhao 2006.*

Periodo	CH	C1	C2	C3	C4	s	t	sT
PGA	0.293	1.111	1.344	1.355	1.42	0.604	0.398	0.723
0.05	0.939	1.684	1.793	1.747	1.814	0.64	0.444	0.779
0.1	1.499	2.061	2.135	2.031	2.082	0.694	0.49	0.849
0.15	1.462	1.916	2.168	2.052	2.113	0.702	0.46	0.839
0.2	1.28	1.669	2.085	2.001	2.03	0.692	0.423	0.811
0.25	1.121	1.468	1.942	1.941	1.937	0.682	0.391	0.786
0.3	0.852	1.172	1.683	1.808	1.77	0.67	0.379	0.77
0.4	0.365	0.655	1.127	1.482	1.397	0.659	0.39	0.766
0.5	-0.207	0.071	0.515	0.934	0.955	0.653	0.389	0.76
0.6	-0.705	-0.429	-0.003	0.394	0.559	0.653	0.401	0.766
0.7	-1.144	-0.866	-0.449	-0.111	0.188	0.652	0.408	0.769
0.8	-1.609	-1.325	-0.928	-0.62	-0.246	0.647	0.418	0.77
0.9	-2.023	-1.732	-1.349	-1.066	-0.643	0.653	0.411	0.771
1	-2.451	-2.152	-1.776	-1.523	-1.084	0.657	0.41	0.775
1.25	-3.243	-2.923	-2.542	-2.327	-1.936	0.66	0.402	0.773
1.5	-3.888	-3.548	-3.169	-2.979	-2.661	0.664	0.408	0.779
2	-4.783	-4.41	-4.039	-3.871	-3.64	0.669	0.414	0.787
2.5	-5.444	-5.049	-4.698	-4.496	-4.341	0.671	0.411	0.786
3	-5.839	-5.431	-5.089	-4.893	-4.758	0.667	0.396	0.776
4	-6.598	-6.181	-5.882	-5.698	-5.588	0.647	0.382	0.751
5	-6.752	-6.347	-6.051	-5.873	-5.798	0.643	0.377	0.745

Fuente: (Zhao et al., 2006).

**Modelo de Aguiar y Castro (2009).** -En Ecuador se hace un estudio de ecuaciones de Atenuación Sísmica para un sismo de subducción, los desastres causados por estos sismos nos hacen conscientes de la necesidad de realizar investigaciones en diversos campos, como los estudios de riesgo sísmico utilizando la mejor información sísmica accesible; con el objetivo de minimizar los daños que causan estos terremotos, Aguiar & Castro (2009) proponen una ley de amortiguamiento para este tipo de sismos, esta es la segunda propuesta de Leyes de Atenuación para Ecuador, que consiste en utilizar la ecuación propuesta por Saragoni et al. (1982), que relaciona la aceleración máxima con la Intensidad en la escala de Mercalli. La ecuación propuesta es la siguiente (Aguiar, 2010):

$$\ln(A_H) = -0.734 + 0.484 \cdot M_w - 0.188 \cdot \ln(D_f + 10)$$

Donde:

$y$  : Aceleración horizontal (cm/seg<sup>2</sup>).

-0.734; 0.484; -0.188; 10 : Coeficientes de la ecuación de atenuación

$M_w$  : Magnitud de momento.

$D_f$  : Distancia hipocentral o focal (Km).

**Modelo de Zhao et al. (2016).** - Zhao, Zhou, et al. (2016) presentaron un GMPE para eventos superficiales de la corteza y el manto superior y Zhao, Jiang, et al. (2016) presentó un GMPE para eventos de placas de subducción (Zhao et al., 2016).

El modelo para subducción es el siguiente:

$$\ln(S_a) = f_{\text{mints}} + g_{\text{int}} \cdot \ln(r) + g_{\text{instLS}} \cdot \ln(R_{\text{RUP}} + 200) + e_{\text{ints}} \cdot R_{\text{RUP}} + e_{\text{vint}} \cdot R_{\text{RUP}} + \gamma_{\text{int}} + \ln(A)$$

$$r = x_{\text{into}} + R_{\text{RUP}} \cdot e \cdot ((c_1 + c_2 \cdot C_m))$$

$$f_{\text{mints}} = b_{\text{int}} \cdot h + \gamma_{\text{ints}} + \begin{cases} \text{if } M_w \leq m_c \\ C_{\text{ints}} \cdot M_w \\ \text{else} \\ C_{\text{ints}} \cdot m_c + d_{\text{int}} \cdot (M_w - m_c) \end{cases}$$

$$C_m = \begin{cases} M_w & \text{if } M_w \leq C_{\max} \\ C_{\max} & \text{else} \end{cases}$$

Donde:

$$\ln(S_a) = f_{\text{mints}} + g_{\text{int}} \cdot \ln(r) + g_{\text{instLS}} \cdot \ln(R_{\text{RUP}} + 200) + e_{\text{ints}} \cdot R_{\text{RUP}} + e_{\text{vint}} \cdot R_{\text{RUP}} + \gamma_{\text{int}} + \ln(A)$$

Donde:

$(S_a)$  : Aceleración espectral.

$r$  : Distancia utilizada para la distribución geométrica de la ecuación.

$R_{\text{RUP}}$  : Es la distancia menor en relación a la superficie de ruptura (km)

$A$  : Cociente de ampliación la cual es no lineal, y depende del tipo de suelo estudiado, así como el periodo de interés ejecutado en la ecuación.

$x_{\text{into}}$  : Constante de distancia, que se utiliza para evitar la sobresaturación de magnitud-distancia

$M_w$  : Magnitud de momento.

$h$  : Profundidad medida desde la superficie a la falla de ruptura (km).

$m_c$  : Constante fija de 7.1 para ismos de subducción superficiales 0-25km.

$f_{\text{mints}}$  : Función utilizada para los efectos de origen del sismo y profundidad.

$\gamma_{\text{ints}}$  : Término constante para la interfaz poco profunda.

$b_{\text{int}}, C_{\text{ints}}, d_{\text{int}}$  : Son los coeficientes de regresión para términos de profundidad  $h$  y magnitud de la parte superior de la falla, respectivamente.

$g_{\text{int}}$  : Denota la tasa de atenuación geométrica.

$g_{\text{instLS}}$  : utilizado junto con  $g_{\text{int}}$  es la tasa de atenuación geométrica de gran distancia que reduce

la tasa de atenuación geométrica en una distancia de unos 50 km.

$e_{\text{ints}}$  : Tasa de atenuación inelástica para todos los períodos espectrales.

$e_{\text{vint}}$  : Se aplica una tasa de atenuación inelástica a la distancia horizontal que pasa por zonas volcánicas.

$\gamma_{\text{int}}$  : Constante para análisis de regresión del modelo.

$c_1, c_2$  : Son coeficientes asignados por el autor basados en el periodo que se va a ajustar.

Las constantes y coeficientes se detallan en las siguientes tablas de Zhao et al. (2016)

**Tabla 15** *Coficiente A en función del tipo de suelo modelo de Zhao 2016.*

Clase de sitio	Descripción	Periodo natural [seg]	$V_{30}$ [m/seg]	Clase de sitio dado (NEHRP)	Coficiente
<b>Roca dura</b>			$V_{30} > 1100$	A	$c_H$
<b>SC I</b>	Roca	$T < 0.20$	$600 < V_{30} \leq 1100$	A + B	$c_1$
<b>SC II</b>	Suelo duro	$0.20 \leq T < 0.40$	$300 < V_{30} \leq 600$	C	$c_2$
<b>SC III</b>	Suelo medio	$0.40 \leq T < 0.60$	$200 < V_{30} \leq 300$	D	$c_3$
<b>SC IV</b>	Suelo flexible	$T = 0.60$	$V_{30} \leq 200$	E	$c_4$

**Fuente:** (Zhao et al., 2016).

**Tabla 16** *Parámetros del modelo de Zhao 2016.*

$T$ (s)	$c_1$	$c_2$	${}^c\text{int}D$	${}^c\text{int}S$	${}^d\text{int}$	${}^f\text{int}S$	${}^b\text{int}$	${}^g\text{int}$
<b>PGA</b>	-5.301	1.151	1.0997	1.3148	0.553	-3.8953	0.02	-2.0559
<b>0.01</b>	-5.288	1.151	1.0985	1.3174	0.553	-3.8953	0.02	-2.0657
<b>0.02</b>	-5.276	1.151	1.0923	1.3192	0.553	-3.8953	0.02	-2.1023
<b>0.03</b>	-5.268	1.151	1.1069	1.341	0.553	-3.8953	0.0207	-2.1923
<b>0.04</b>	-5.263	1.151	1.1158	1.3805	0.553	-3.8953	0.0231	-2.2464
<b>0.05</b>	-5.259	1.151	1.1023	1.4325	0.553	-3.8953	0.0271	-2.2934
<b>0.06</b>	-5.255	1.151	1.0861	1.4624	0.553	-3.8953	0.0297	-2.3117
<b>0.07</b>	-5.253	1.151	1.0729	1.4712	0.553	-3.8953	0.0321	-2.3110
<b>0.08</b>	-5.250	1.151	1.0638	1.4643	0.553	-3.8946	0.032	-2.2878
<b>0.09</b>	-5.248	1.151	1.0586	1.447	0.553	-3.9018	0.0297	-2.2468
<b>0.1</b>	-5.246	1.151	1.0567	1.4232	0.553	-3.9077	0.0279	-2.2041
<b>0.12</b>	-5.243	1.151	1.0605	1.3683	0.553	-3.9164	0.0247	-2.1201
<b>0.14</b>	-5.240	1.151	1.0714	1.3156	0.553	-3.9227	0.0212	-2.0434
<b>0.15</b>	-5.239	1.151	1.0786	1.2928	0.553	-3.9253	0.0195	-2.0109
<b>0.16</b>	-5.237	1.151	1.0866	1.2732	0.553	-3.9275	0.0179	-1.9830
<b>0.18</b>	-5.235	1.151	1.1047	1.2483	0.553	-3.9313	0.0151	-1.9461
<b>0.2</b>	-5.233	1.151	1.1244	1.2372	0.553	-3.9345	0.0126	-1.9270
<b>0.25</b>	-5.229	1.151	1.1769	1.2239	0.553	-3.9407	0.0077	-1.8988
<b>0.3</b>	-5.226	1.151	1.2297	1.2285	0.553	-3.9455	0.0044	-1.8914
<b>0.35</b>	-5.223	1.151	1.2806	1.2422	0.553	-3.9494	0.0022	-1.8930
<b>0.4</b>	-5.221	1.151	1.3287	1.2608	0.553	-3.9527	0	-1.8953
<b>0.45</b>	-5.218	1.151	1.3739	1.2819	0.553	-3.9556	0	-1.9058
<b>0.5</b>	-5.216	1.151	1.4163	1.3043	0.553	-3.9580	0	-1.9147
<b>0.6</b>	-5.213	1.151	1.4931	1.3502	0.553	-3.9618	0	-1.9274
<b>0.7</b>	-5.210	1.151	1.5607	1.3952	0.56	-3.9648	0	-1.9345
<b>0.8</b>	-5.208	1.151	1.6206	1.4382	0.58	-3.9673	0	-1.9374
<b>0.9</b>	-5.206	1.151	1.6739	1.4788	0.602	-3.9696	0	-1.9373
<b>1</b>	-5.204	1.151	1.7217	1.5169	0.622	-3.9720	0	-1.9351
<b>1.25</b>	-5.200	1.151	1.8219	1.6015	0.667	-3.9795	0	-1.9247
<b>1.5</b>	-5.196	1.151	1.9008	1.6728	0.705	-3.9905	0	-1.9119
<b>2</b>	-5.191	1.151	2.0148	1.7837	0.768	-4.0265	0	-1.8886
<b>2.5</b>	-5.187	1.151	2.0889	1.8624	0.82	-4.0830	0	-1.8725
<b>3</b>	-5.183	1.151	2.1357	1.9171	0.863	-4.1594	0	-1.8635
<b>3.5</b>	-5.181	1.151	2.1625	1.9532	0.902	-4.2542	0	-1.8597
<b>4</b>	-5.178	1.151	2.1739	1.9745	0.935	-4.3658	0	-1.8595
<b>4.5</b>	-5.176	1.151	2.173	1.9836	0.966	-4.4927	0	-1.8615
<b>5</b>	-5.174	1.151	2.162	1.9826	0.994	-4.6331	0	-1.8645

**Fuente:** (Zhao et al., 2016).

**Tabla 17** *Parámetros del modelo de Zhao 2016.*

$T$ (s)	${}^g\text{int}LD$	${}^g\text{int}LS$	${}_eV$	${}^e\text{int}S$	${}^i\text{int}$	Rock-Site Factor
<b>PGA</b>	0.5454	1.1336	-0.01123	-0.00628	-4.4986	1.358
<b>0.01</b>	0.5498	1.1336	-0.01125	-0.00625	-4.4589	1.247
<b>0.02</b>	0.5617	1.1336	-0.01127	-0.00616	-4.2581	1.149
<b>0.03</b>	0.5789	1.1336	-0.01158	-0.00572	-3.9180	1.097
<b>0.04</b>	0.4933	0.9881	-0.01203	-0.00532	-3.1142	1.065
<b>0.05</b>	0.491	0.9044	-0.01256	-0.00503	-2.7604	1.037
<b>0.06</b>	0.5085	0.8877	-0.01312	-0.00528	-2.6409	1.038
<b>0.07</b>	0.5275	0.9049	-0.01359	-0.00569	-2.6562	1.05
<b>0.08</b>	0.546	0.9421	-0.01382	-0.00619	-2.7527	1.103
<b>0.09</b>	0.5631	0.9865	-0.01393	-0.00673	-2.8992	1.192
<b>0.1</b>	0.5762	1.0355	-0.01395	-0.00718	-3.0770	1.277
<b>0.12</b>	0.5926	1.1353	-0.01381	-0.00793	-3.4828	1.4
<b>0.14</b>	0.6098	1.2342	-0.01351	-0.00853	-3.9161	1.525
<b>0.15</b>	0.6196	1.2813	-0.01333	-0.00879	-4.1348	1.578
<b>0.16</b>	0.6308	1.3266	-0.01312	-0.00902	-4.3524	1.625
<b>0.18</b>	0.662	1.4113	-0.01269	-0.00927	-4.7803	1.705
<b>0.2</b>	0.6998	1.4885	-0.01223	-0.00942	-5.1944	1.768
<b>0.25</b>	0.7845	1.6521	-0.01108	-0.00959	-6.1580	1.868
<b>0.3</b>	0.8594	1.7813	-0.00998	-0.00952	-7.0200	1.917
<b>0.35</b>	0.9234	1.8844	-0.00898	-0.00933	-7.7915	1.938
<b>0.4</b>	0.9801	1.9676	-0.00808	-0.00911	-8.4955	1.944
<b>0.45</b>	1.0222	2.0355	-0.00727	-0.00888	-9.1135	1.945
<b>0.5</b>	1.0587	2.0914	-0.00656	-0.00866	-9.6852	1.942
<b>0.6</b>	1.118	2.1764	-0.00534	-0.00824	-10.6895	1.928
<b>0.7</b>	1.163	2.236	-0.00437	-0.00787	-11.5460	1.911
<b>0.8</b>	1.1973	2.2783	-0.00359	-0.00755	-12.2872	1.892
<b>0.9</b>	1.2236	2.3085	-0.00296	-0.00726	-12.9363	1.873
<b>1</b>	1.2437	2.3299	-0.00244	-0.00700	-13.5100	1.853
<b>1.25</b>	1.2725	2.3585	-0.00153	-0.00644	-14.6903	1.799
<b>1.5</b>	1.2854	2.3665	-0.00097	-0.00597	-15.6030	1.74
<b>2</b>	1.2883	2.3554	-0.00043	-0.00518	-16.9001	1.62
<b>2.5</b>	1.2773	2.3311	-0.00023	-0.00451	-17.7366	1.508
<b>3</b>	1.2605	2.3041	-0.00016	-0.00393	-18.2714	1.416
<b>3.5</b>	1.2411	2.2779	0	-0.00344	-18.5926	1.347
<b>4</b>	1.2203	2.2537	0	-0.00302	-18.7547	1.304
<b>4.5</b>	1.1986	2.2316	0	-0.00267	-18.7935	1.285
<b>5</b>	1.1763	2.2115	0	-0.00240	-18.7339	1.267

Fuente: (Zhao et al., 2016).

**Modelo de Gao et al (2021).** -A partir de 1991, el Centro de Sismología de la Oficina Meteorológica Central de Taiwán se embarcó en una instrumentación sísmica de movimiento fuerte, el programa de instrumentos de movimiento fuerte de Taiwán, (TSMIP) (Liu et al., 1999; Shin et al., 2013). En la actualidad, más de 700, las estaciones de movimiento fuerte han registrado más de 200.000 acelerogramas digitales en tres componentes. Estos registros proporcionan una excelente, base de datos para estudios de atenuación del movimiento del suelo (Liu et al., 1999; Chang et al., 2001; Wu et al., 2001; Lin y Lee, 2008; Lin et al., 2011b).

Gao et al. (2021) analizan la base de datos a través del siguiente procedimiento, para las diferentes formas de onda registradas, primero realizaron correcciones de línea de base y filtrado para obtener verdaderas señales sísmicas, luego calcularon el correspondiente espectro de respuesta (5% de amortiguamiento) para varios periodos naturales. Para asegurar integridad de los datos, incluyen terremotos con registros de más de 10 estaciones en este estudio. Para la determinación de la magnitud (Gao et al., 2021).

Con el objetivo de reducir las incertidumbres de la fuente, la ruta y el sitio, esta ecuación analiza las condiciones dependientes del sitio y establece el GMPE dependientes del sitio (Gao et al., 2021).

El modelo de la ecuación de Gao et al. (2021) es la siguiente:

$$\ln(y) = c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot \ln(D_f + c_4 \cdot e^{c_5 \cdot M_w})$$

Donde:

$y$  : Aceleración de respuesta espectral horizontal.

$c_1, c_2, c_3, c_4, c_5$  : Coeficientes de la ecuación de atenuación

$M_w$  : Magnitud de momento.

$D_f$  : Distancia hipocentral (Km).

**Tabla 18** Coeficientes del modelo de atenuación Gao et al. (2021).

Períodos	c1	c2	c3	c4	c5	Sigma
<b>PGA</b>	-2.822	1.076	-1.777	0.3828	0.583	0.549
<b>0.01</b>	-2.829	1.076	-1.776	0.3783	0.583	0.549
<b>0.02</b>	-2.827	1.034	-1.719	0.3615	0.579	0.542
<b>0.03</b>	-2.675	1.034	-1.749	0.3992	0.568	0.546
<b>0.04</b>	-2.414	1.005	-1.76	0.4492	0.548	0.548
<b>0.05</b>	-2.032	0.989	-1.809	0.5508	0.524	0.558
<b>0.06</b>	-1.565	0.973	-1.87	0.6994	0.497	0.574
<b>0.09</b>	0.059	0.979	-2.16	1.4588	0.43	0.596
<b>0.1</b>	0.725	1.003	-2.307	1.8782	0.412	0.59
<b>0.12</b>	0.952	1.021	-2.341	2.0453	0.413	0.599
<b>0.15</b>	0.913	1.057	-2.331	2.0003	0.43	0.629
<b>0.17</b>	0.294	1.067	-2.209	1.5424	0.46	0.648
<b>0.2</b>	-0.504	1.086	-2.056	1.0856	0.505	0.673
<b>0.24</b>	-1.384	1.104	-1.905	0.6943	0.556	0.648
<b>0.3</b>	-2.774	1.202	-1.75	0.3093	0.6585	0.605
<b>0.36</b>	-3.867	1.313	-1.681	0.1592	0.7457	0.622
<b>0.4</b>	-4.451	1.361	-1.642	0.11	0.7882	0.643
<b>0.46</b>	-5.4	1.435	-1.566	0.0575	0.865	0.672
<b>0.5</b>	-5.913	1.487	-1.543	0.0407	0.908	0.674
<b>0.6</b>	-7.08	1.565	-1.439	0.0156	1.023	0.672
<b>0.75</b>	-8.071	1.628	-1.366	0.0069	1.119	0.685
<b>0.85</b>	-8.866	1.701	-1.328	0.0036	1.205	0.705
<b>1</b>	-9.641	1.736	-1.264	0.0017	1.275	0.717
<b>1.5</b>	-12.174	1.948	-1.109	0.0004	1.493	0.699
<b>2</b>	-13.658	2.058	-1.035	0.0001	1.655	0.675
<b>3</b>	-15.487	2.161	-0.917	0.0001	1.603	0.711
<b>4</b>	-16.248	2.195	-0.909	0.0001	1.555	0.703
<b>5</b>	-16.95	2.242	-0.905	0.0001	1.511	0.689

Fuente: Gao et al (2021)

**Modelo de Kumar et al (2021).** -El modelo de atenuación propuesto por Kumar et al. (2021) comprenden el tipo de falla y el entorno tectónico de terremoto Las soluciones del plano de falla no se conocen para todos los terremotos; Por lo tanto, en la perspectiva del entorno tectónico, un terremoto podría ser interplaca o intraplaca para esta ecuación propuesta. Abrahamson y Litehiser (1989) derivaron el modelo de atenuación considerando los datos de terremotos de los Estados Unidos y los terremotos segregados en interplaca e intraplaca de varias categorías y encontró que

hay muy poca diferencia en estas regiones de origen. El conjunto de datos es muy pequeño, por lo que se desprecia el parámetro tectónico o error estándar del modelo en un sismo cortical. Hay que tener en cuenta este parámetro ya que se puede agregar el error adicional al modelo incorrecto (Kumar et al., 2021).

El modelo para un sismo de subducción propuesto por Kumar et al. (2021) es el siguiente:

$$\ln(A) = c_1 + c_2 \cdot M_w - b_1 \cdot \ln(D_f + e^{c_3}) + \sigma$$

Donde:

$c_1, c_2, c_3$  : Coeficientes de la ecuación de atenuación

$M_w$  : Magnitud de momento.

$D_f$  : Distancia hipocentral o focal (Km).

$\sigma$  : Error estándar del modelo de atenuación - sismo de subducción.

### **4.3 Curvas de atenuación para sismos de fallamiento cortical**

Tomando en cuenta los parámetros característicos del sismo de control del 12 de agosto del 2014 de Quito y de las ecuaciones de atenuación para sismos corticales seleccionadas en el capítulo 3, se presentan los resultados de seis ecuaciones a continuación:

#### **4.3.1 Modelo de Abrahamson & Silva (2008)**

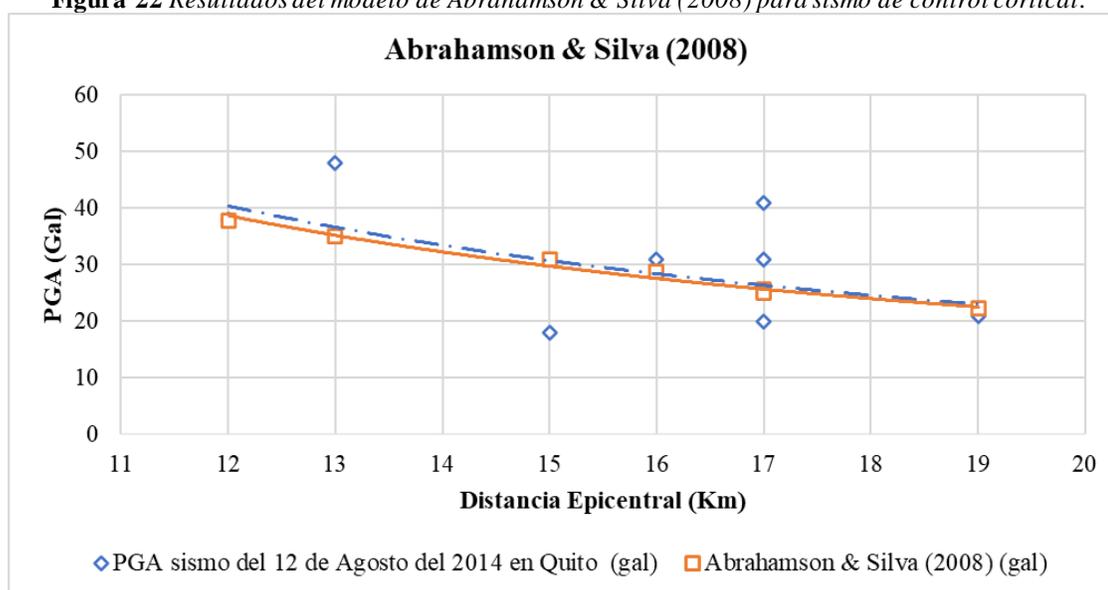
El modelo de Abrahamson & Silva (2008), presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control. Esto se puede apreciar en la Tabla 19 y la Figura 22.

**Tabla 19** Resultados del modelo de Abrahamson & Silva (2008) para sismo de control cortical.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 12 de agosto del 2014 en Quito (gal)	Abrahamson & Silva (2008) (gal)
PRAM	13	48	35.11
FENY	12	38	37.787
24MA	15	18	30.916
IEES	16	31	28.783
IRDE	17	20	25.621
CIRC	17	41	25.169
CMEA	17	31	24.995
AEPN	19	21	22.28

Fuente: Los Autores

**Figura 22** Resultados del modelo de Abrahamson & Silva (2008) para sismo de control cortical.



Fuente: Los Autores

#### 4.3.2 Modelo de Aguiar & Castro (2010)

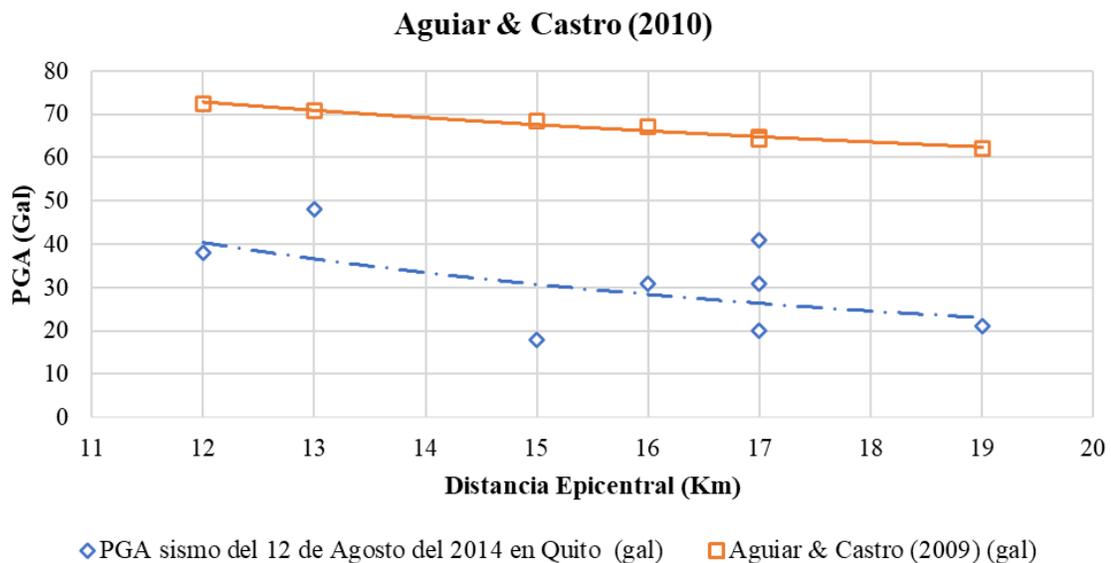
La ecuación analizada de Aguiar & Castro (2010), no presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, en distancias menores a los 12 km presenta mejor correlación, mientras que en distancias mayores a los 12 km su correlación es muy baja, debido a que su atenuación no se ve disminuida mayormente. Esto se puede apreciar en la Tabla 20 y la Figura 23.

**Tabla 20** Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control cortical.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 12 de agosto del 2014 en Quito (gal)	Aguiar & Castro (2010) (gal)
PRAM	13	48	70.841
FENY	12	38	72.302
24MA	15	18	68.424
IEES	16	31	67.045
IRDE	17	20	64.81
CIRC	17	41	64.469
CMEA	17	31	64.337
AEPN	19	21	62.145

Fuente: Los Autores

**Figura 23** Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control cortical.



### 4.3.3 Modelo de Zhao et al (2016)

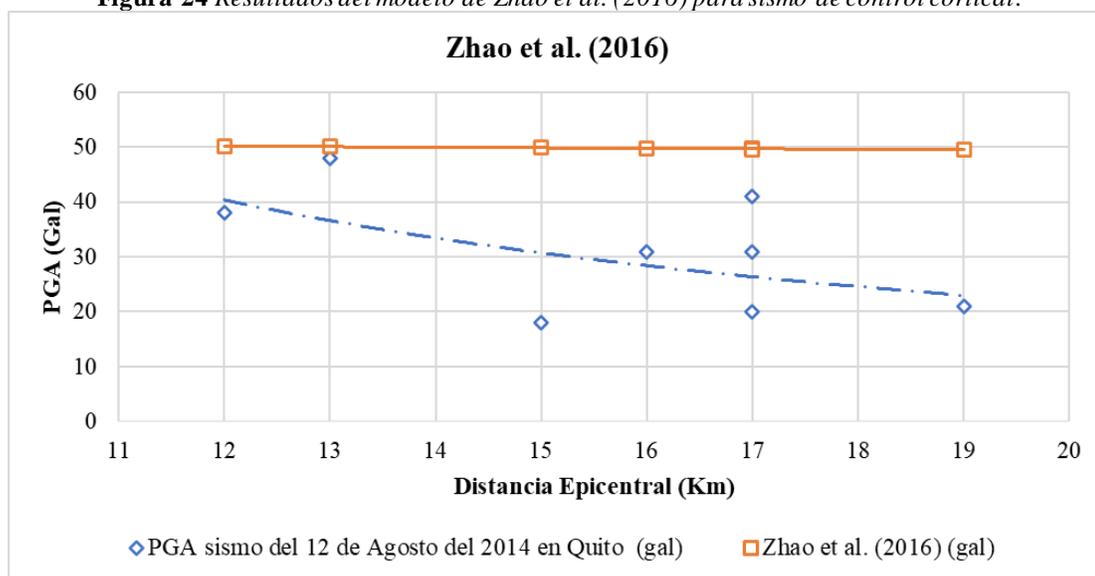
La ecuación de atenuación propuesta por Zhao et al (2016), presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, en distancias menores a los 13 km presenta una buena correlación, mientras que en distancias mayores a los 13 km su correlación es muy baja, debido a que su atenuación no se ve disminuida mayormente. Esto se puede apreciar en la Tabla 21 y la Figura 24.

**Tabla 21** Resultados del modelo de Zhao et al. (2016) para sismo de control cortical.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 12 de agosto del 2014 en Quito (gal)	Zhao et al. (2016) (gal)
PRAM	13	48	50.067
FENY	12	38	50.142
24MA	15	18	49.925
IEES	16	31	49.839
IRDE	17	20	49.688
CIRC	17	41	49.664
CMEA	17	31	49.654
AEPN	19	21	49.487

Fuente: Los Autores

**Figura 24** Resultados del modelo de Zhao et al. (2016) para sismo de control cortical.



Fuente: Los Autores

#### 4.3.4 Modelo de Gao et al. (2021)

La ecuación de atenuación sísmica de Gao et al. (2021), no presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control.

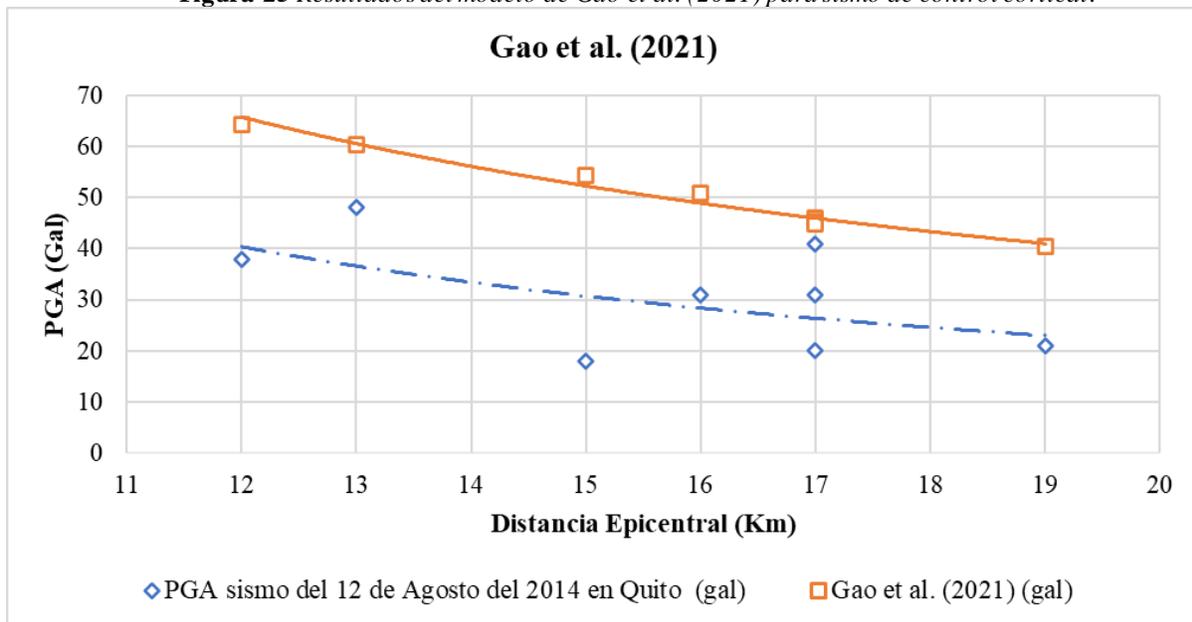
Esto se puede apreciar en la Tabla 22 y la Figura 25.

**Tabla 22** Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control cortical.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 12 de agosto del 2014 en Quito (gal)	Gao et al. (2021) (gal)
PRAM	13	48	60.37
FENY	12	38	64.309
24MA	15	18	54.244
IEES	16	31	50.962
IRDE	17	20	45.948
CIRC	17	41	45.217
CMEA	17	31	44.935
AEPN	19	21	40.451

Fuente: Los Autores

**Figura 25** Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control cortical.



Fuente: Los Autores

#### 4.3.5 Modelo de Kumar et al. (2021)

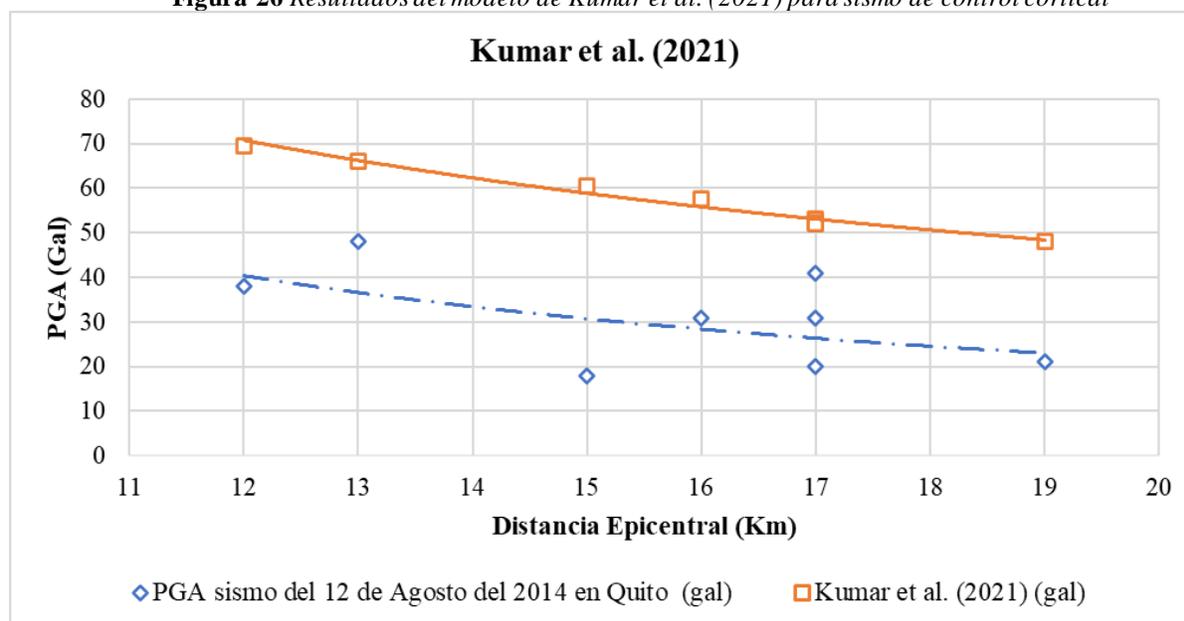
La ecuación de atenuación sísmica dada por Kumar et al. (2021), no presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, su correlación es baja, debido a que su aceleración es muy alta comparada con la aceleración del sismo de control. Esto se puede apreciar en la Tabla 23 y la Figura 26.

**Tabla 23** Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control cortical

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 12 de agosto del 2014 en Quito (gal)	Kumar et al. (2021) (gal)
PRAM	13	48	66.046
FENY	12	38	69.616
24MA	15	18	60.517
IEES	16	31	57.559
IRDE	17	20	53.038
CIRC	17	41	52.378
CMEA	17	31	52.123
AEPN	19	21	48.06

Fuente: Los Autores

**Figura 26** Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control cortical



Fuente: Los Autores

#### 4.3.6 Modelo de Chao et al. (2020)

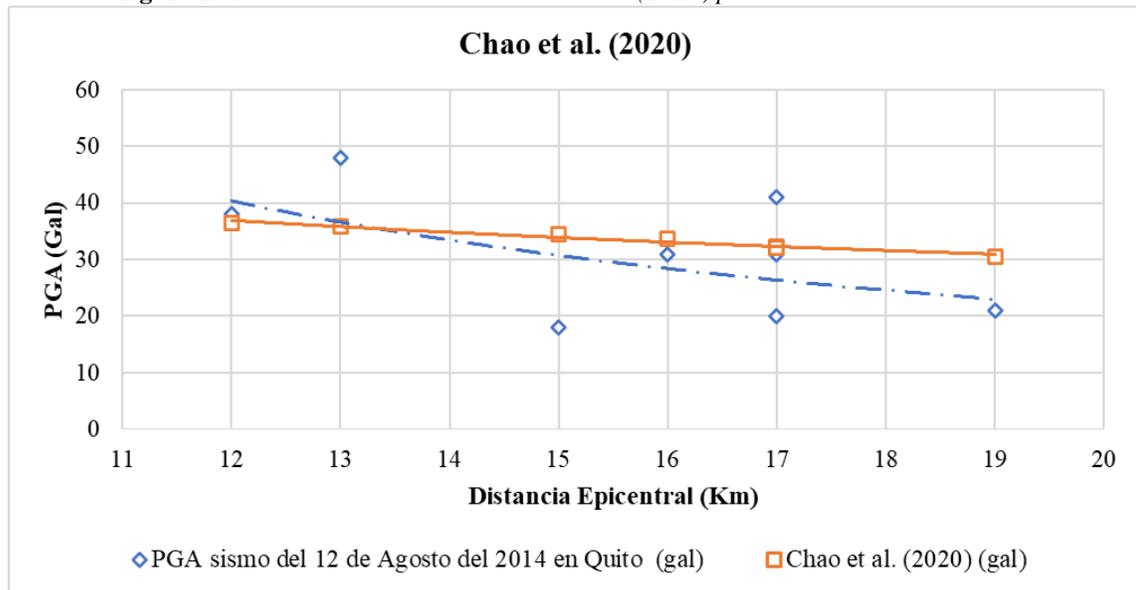
La ecuación de atenuación sísmica propuesta por Chao et al. (2020), presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, su correlación es buena en distancias menores a los 14 km, mientras que las aceleraciones calculadas a mayores distancias de los 14 km su atenuación no se ve disminuida significativamente. Esto se puede apreciar en la Tabla 24 y la Figura 27.

**Tabla 24** Resultados del modelo de Chao et al. (2020) para sismo de control cortical

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 12 de agosto del 2014 en Quito (gal)	Chao et al. (2020) (gal)
PRAM	13	48	35,77
FENY	12	38	36,453
24MA	15	18	34,484
IEES	16	31	33,704
IRDE	17	20	32,345
CIRC	17	41	32,128
CMEA	17	31	32,043
AEPN	19	21	30,575

Fuente: Los Autores

**Figura 27** Resultados del modelo de Chao et al. (2020) para sismo de control cortical



Fuente: Los Autores

#### 4.4 Curvas de atenuación para sismos de subducción

Tomando en cuenta los parámetros característicos del sismo de control del 15 de abril del 2016 de Pedernales y de las ecuaciones de atenuación para sismos subducción seleccionadas en el capítulo 3, se presentan los resultados de cinco ecuaciones a continuación:

#### 4.4.1 Modelo de Zhao et al (2006)

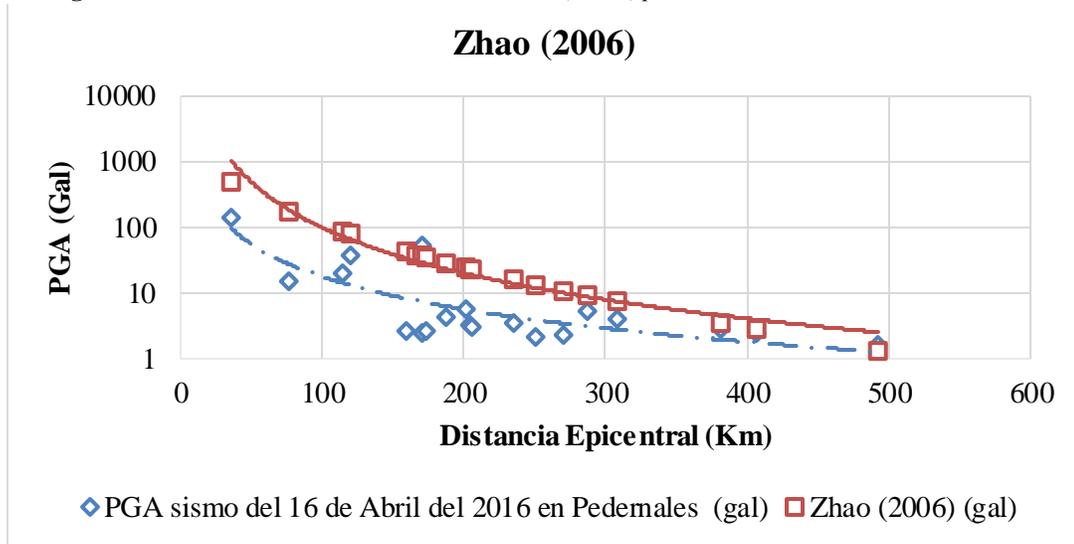
La ecuación de atenuación sísmica expuesta por Zhao et al. (2006), presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, en distancias mayores a los 300 km, mientras que las aceleraciones calculadas a distancias menores a los 300 km su atenuación no se ve disminuida significativamente presentando valores muy superiores a los del sismo de control. Esto se puede apreciar en la Tabla 25 y la Figura 28.

**Tabla 25** Resultados del modelo de Zhao et al. (2006) para sismo de control de subducción.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 16 de abril del 2016 en Pedernales (gal)	Zhao et al. (2006) (gal)
APED	36	135.411354	491.1303
AES2	76	14.83272	175.211
ASDO	115	19.838763	83.1974
ACHN	120	35.576946	76.4682
ALOR	159	2.573163	41.9892
APO1	167	36.594243	37.5163
AMNT	171	50.444001	35.5001
PRAM	171	2.411298	35.5001
EPNL	174	2.581992	34.0746
AOTA	188	4.123143	28.2764
AIB1	202	5.574042	23.6306
AIB2	204	3.184326	23.0444
ALAT	206	3.045024	22.4755
AAM2	235	3.399165	15.8418
ATUL	251	2.025765	13.1786
AGYE	270	2.260224	10.6654
AMIL	288	5.006043	8.7821
ALIB	308	4.034853	7.1209
ACUE	381	2.840976	3.4628
ACH1	407	2.453481	2.7151
ALJ1	492	1.564695	1.2718

Fuente: Los Autores

**Figura 28** Resultados del modelo de Zhao et al. (2006) para sismo de control de subducción.



Fuente: Los Autores

#### 4.4.1 Modelo de Aguiar & Castro (2010)

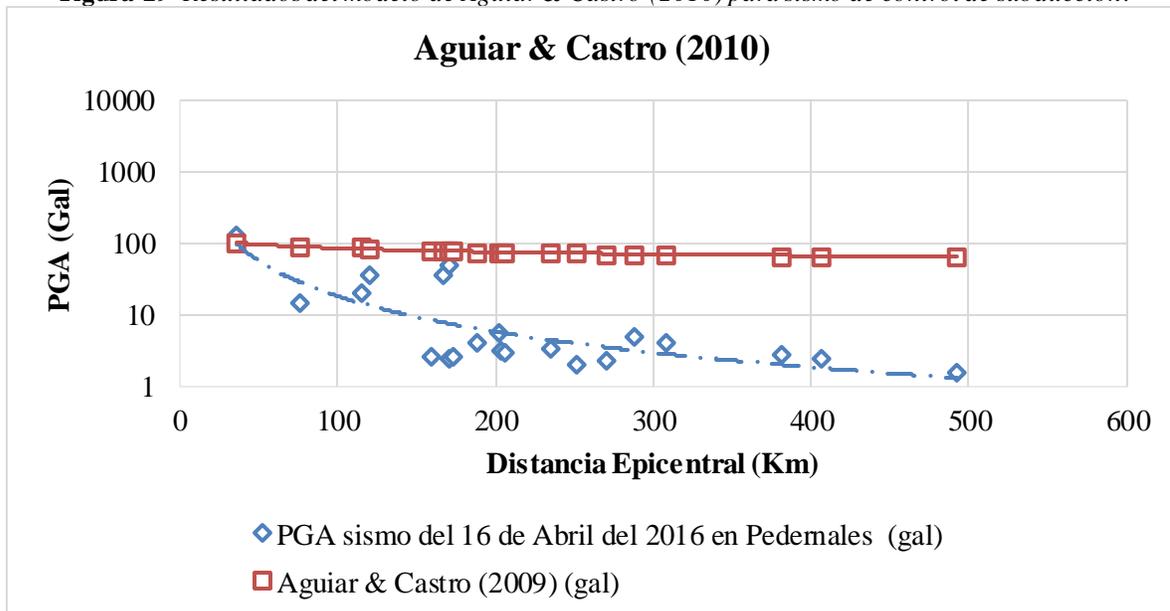
La ecuación de atenuación sísmica de Aguiar & Castro (2010), no presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, su atenuación no se ve disminuida significativamente presentando valores muy superiores a los del sismo de control. Esto se puede apreciar en la Tabla 26 y la Figura 29.

**Tabla 26** Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control de subducción.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 16 de abril del 2016 en Pedernales (gal)	Aguiar & Castro (2010) (gal)
APED	36	135.411354	98.480
AES2	76	14.83272	88.511
ASDO	115	19.838763	88.683
ACHN	120	35.576946	82.087
ALOR	159	2.573163	78.193
APO1	167	36.594243	77.523
AMNT	171	50.444001	77.201
PRAM	171	2.411298	77.201
EPNL	174	2.581992	76.965
AOTA	188	4.123143	75.920
AIB1	202	5.574042	74.958
AIB2	204	3.184326	74.827
ALAT	206	3.045024	74.697
AAM2	235	3.399165	72.959
ATUL	251	2.025765	72.100
AGYE	270	2.260224	71.158
AMIL	288	5.006043	70.332
ALIB	308	4.034853	69.481
ACUE	381	2.840976	66.840
ACH1	407	2.453481	66.037
ALJ1	492	1.564695	63.777

Fuente: Los Autores

**Figura 29** Resultados del modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismo de control de subducción.



Fuente: Los Autores

#### 4.4.2 Modelo Zhao et al (2016)

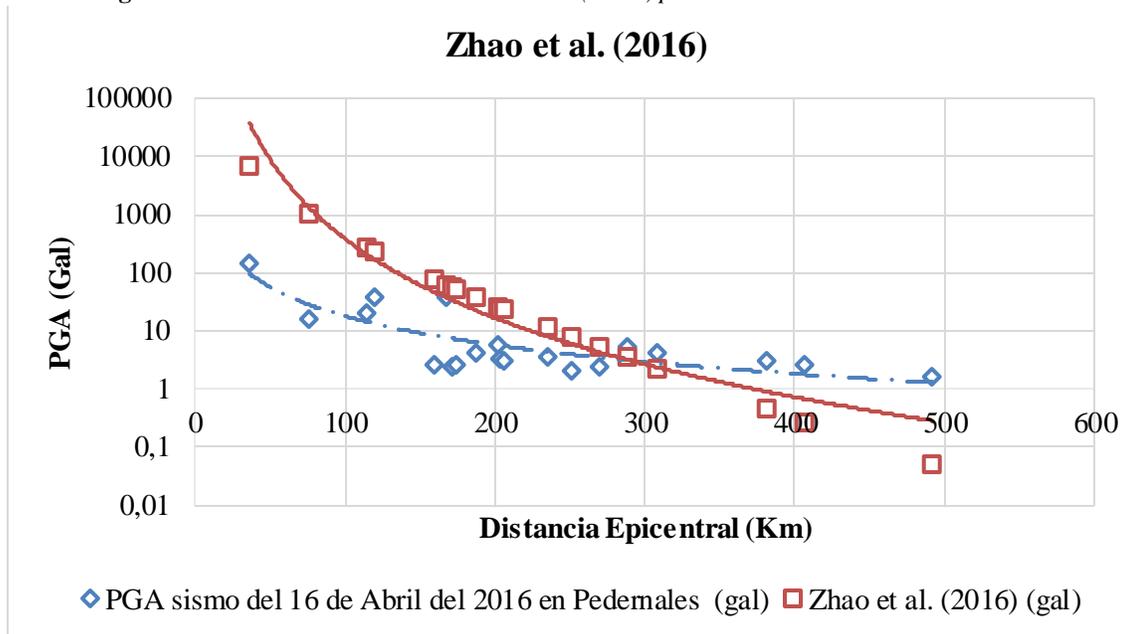
La ecuación de atenuación sísmica de Zhao et al. (2016), presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, en distancias mayores a los 300 km, mientras que las aceleraciones calculadas a distancias menores a los 300 km su atenuación no se ve disminuida significativamente presentando valores muy superiores a los del sismo de control. Esto se puede apreciar en la Tabla 27 y la Figura 30.

**Tabla 27** Resultados del modelo Zhao et al. (2016) para sismo de control de subducción.

Estación	Distancia epicentral (km)	PGA sismo del 16 de abril del 2016 en Pedernales (gal)	Zhao et al. (2016) (gal)
APED	36	135.411354	6447.2903
AES2	76	14.83272	1016.6552
ASDO	115	19.838763	266.8575
ACHN	120	35.576946	228.8152
ALOR	159	2.573163	75.1731
APO1	167	36.594243	60.7188
AMNT	171	50.444001	54.6515
PRAM	171	2.411298	54.6515
EPNL	174	2.581992	50.5334
AOTA	188	4.123143	35.285
AIB1	202	5.574042	24.871
AIB2	204	3.184326	23.6751
ALAT	206	3.045024	22.5404
AAM2	235	3.399165	11.2399
ATUL	251	2.025765	7.7435
AGYE	270	2.260224	5.0177
AMIL	288	5.006043	3.3515
ALIB	308	4.034853	2.1561
ACUE	381	2.840976	0.4536
ACH1	407	2.453481	0.2643
ALJ1	492	1.564695	0.047

Fuente: Los Autores

**Figura 30** Resultados del modelo Zhao et al. (2016) para sismo de control de subducción.



**Fuente:** Los Autores

#### 4.4.3 Modelo de Gao et al (2021)

La ecuación de atenuación sísmica de Gao et al. (2021), presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control.

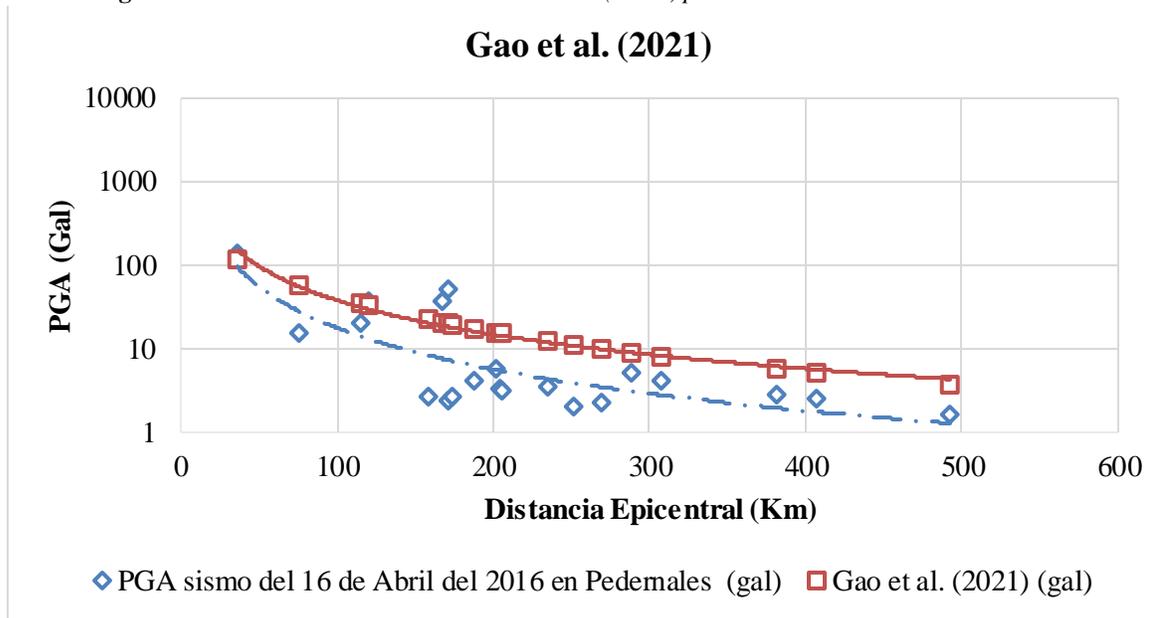
Esto se puede apreciar en la Tabla 28 y la Figura 31

**Tabla 28** Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control de subducción.

<b>Estación</b>	<b>Distancia epicentral (km)</b>	<b>PGA sismo del 16 de abril del 2016 en Pedernales (gal)</b>	<b>Gao et al. (2021) (gal)</b>
APED	36	135.411354	117.329
AES2	76	14.83272	56.997
ASDO	115	19.838763	34.038
ACHN	120	35.576946	32.159
ALOR	159	2.573163	21.755
APO1	167	36.594243	20.27
AMNT	171	50.444001	19.585
PRAM	171	2.411298	19.585
EPNL	174	2.581992	19.096
AOTA	188	4.123143	17.043
AIB1	202	5.574042	15.315
AIB2	204	3.184326	15.091
ALAT	206	3.045024	14.871
AAM2	235	3.399165	12.177
ATUL	251	2.025765	11.002
AGYE	270	2.260224	9.823
AMIL	288	5.006043	8.878
ALIB	308	4.034853	7.984
ACUE	381	2.840976	5.677
ACH1	407	2.453481	5.1
ALJ1	492	1.564695	3.735

**Fuente:** Los Autores

**Figura 31** Resultados del modelo de Gao et al. (2021) para sismo de control de subducción.



#### 4.4.4 Modelo de Kumar et al (2021)

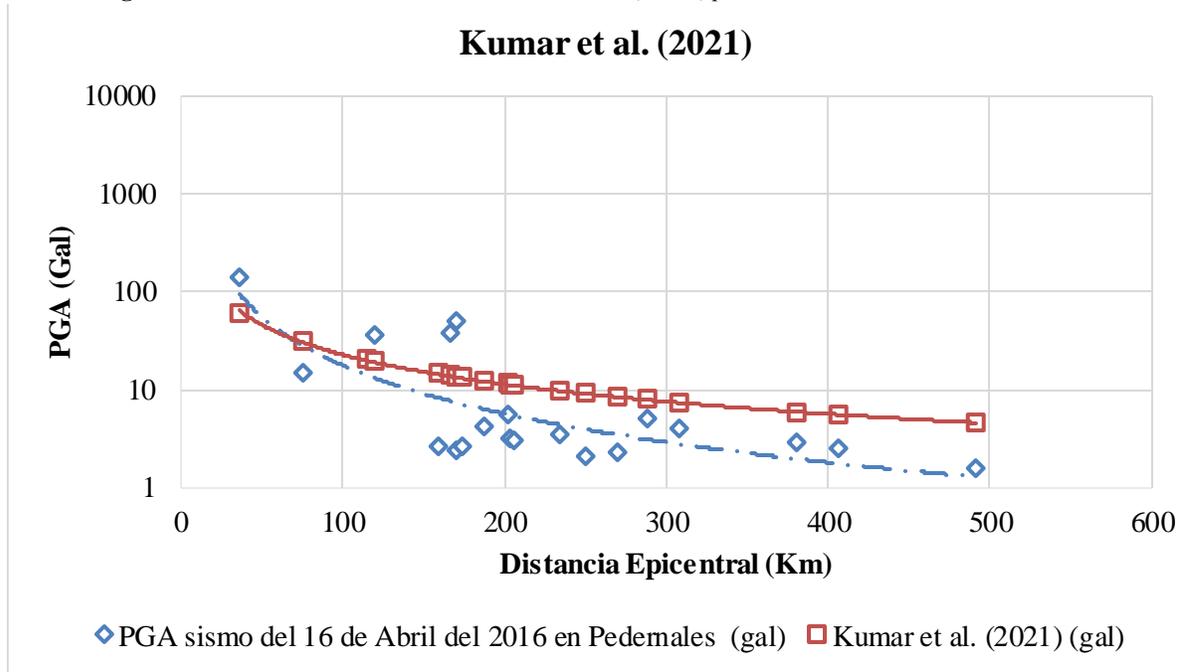
La ecuación de atenuación sísmica de Kumar et al. (2021), no presenta una correlación significativa en el comportamiento de la atenuación sísmica comparado con el sismo de control, en distancias menores a los 300 km, mientras que las aceleraciones calculadas a distancias mayores a los 300 km su atenuación presenta una correlación bastante alta. Esto se puede apreciar en la Tabla 29 y la Figura 32

**Tabla 29** Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control de subducción.

<b>Estación</b>	<b>Distancia epicentral (km)</b>	<b>PGA sismo del 16 de abril del 2016 en Pedernales (gal)</b>	<b>Kumar et al. (2021) (gal)</b>
APED	36	135.411354	61.046
AES2	76	14.83272	30.706
ASDO	115	19.838763	20.288
ACHN	120	35.576946	19.429
ALOR	159	2.573163	14.567
APO1	167	36.594243	13.85
AMNT	171	50.444001	13.516
PRAM	171	2.411298	13.516
EPNL	174	2.581992	13.276
AOTA	188	4.123143	12.256
AIB1	202	5.574042	11.379
AIB2	204	3.184326	11.264
ALAT	206	3.045024	11.15
AAM2	235	3.399165	9.727
ATUL	251	2.025765	9.084
AGYE	270	2.260224	8.421
AMIL	288	5.006043	7.874
ALIB	308	4.034853	7.343
ACUE	381	2.840976	5.882
ACH1	407	2.453481	5.491
ALJ1	492	1.564695	4.504

**Fuente:** Los Autores

**Figura 32** Resultados del modelo de Kumar et al. (2021) para sismo de control de subducción.



Fuente: Los Autores

#### 4.5 Comparación de los Modelos de Atenuación para el Ecuador

Para comparar los resultados obtenidos de las ecuaciones de atenuación sísmica tanto para sismos corticales como para sismos de subducción, se analiza los resultados matemáticos obtenidos de las ecuaciones versus las aceleraciones en términos de PGA las que se grafican para contrastar o verificar las líneas de tendencia de las ecuaciones calculadas que más se ajusten a la línea de tendencia de las aceleraciones registradas por las estaciones.

##### 4.5.1 Comparación de modelos de atenuación para sismos corticales

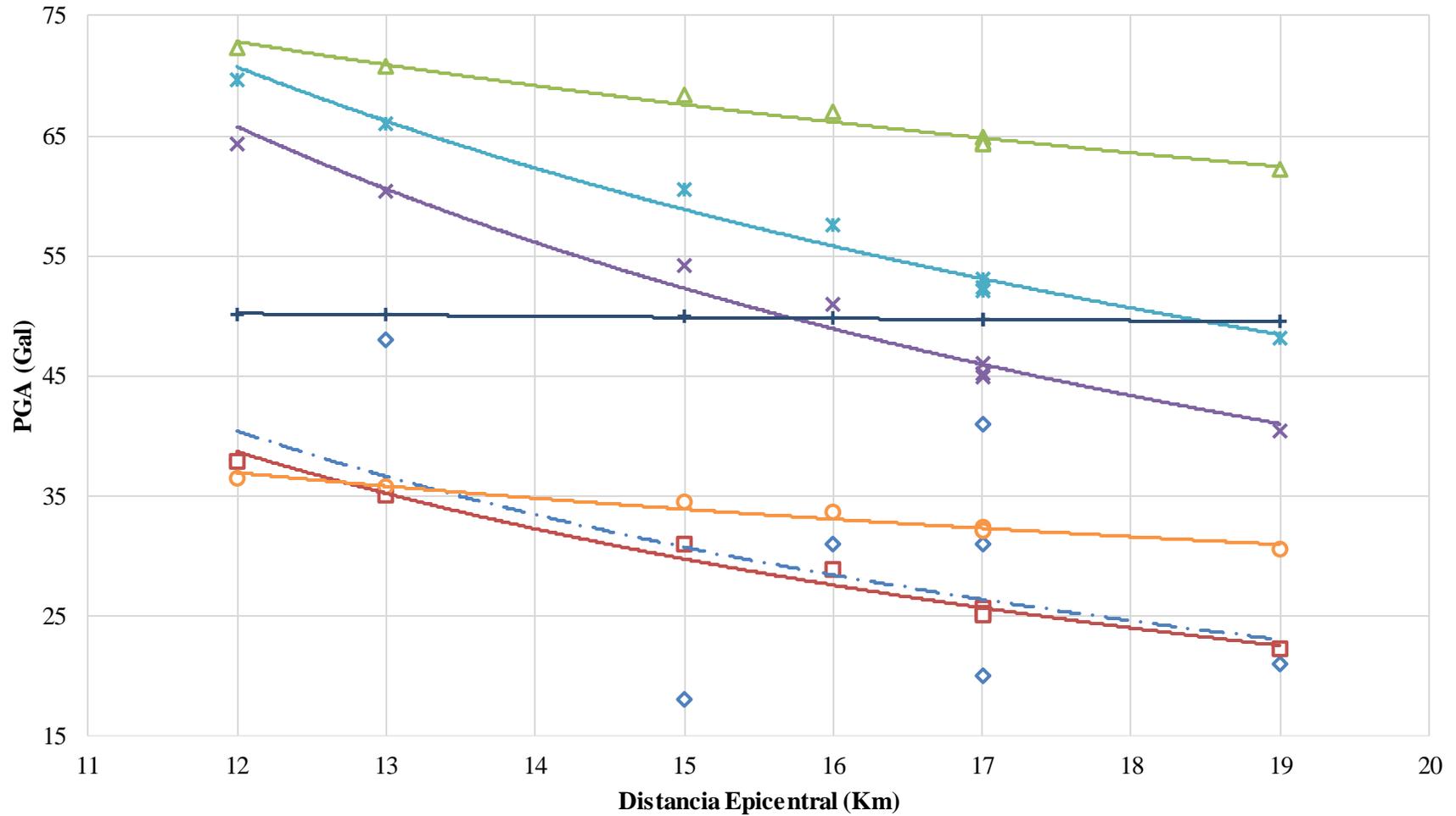
Como se puede apreciar en la figura 33, para sismos corticales visualmente la línea de tendencia de la ecuación que más se ajusta a la línea de tendencia de las aceleraciones registradas en las estaciones sísmicas, es la ecuación de Abrahamson & Silva (2008), seguido de la ecuación de Chao et al. (2020), la cual visualmente también logra un ajuste al PGA del sismo.

#### **4.4.1 Comparación de modelos de atenuación para sismos de subducción**

Como se puede apreciar en la figura 34, para sismos de subducción visualmente la línea de tendencia de la ecuación que más se ajusta a la línea de tendencia de las aceleraciones registradas en las estaciones sísmicas, es la ecuación de Kumar et al., (2021), seguido de la ecuación de Gao et al. (2021), la cual visualmente también logra un ajuste al PGA del sismo.

Figura 33 Comparación de modelos de atenuación para sismos corticales

### ECUACIONES DE ATENUACION SISMICA PARA UN SISMO CORTICAL

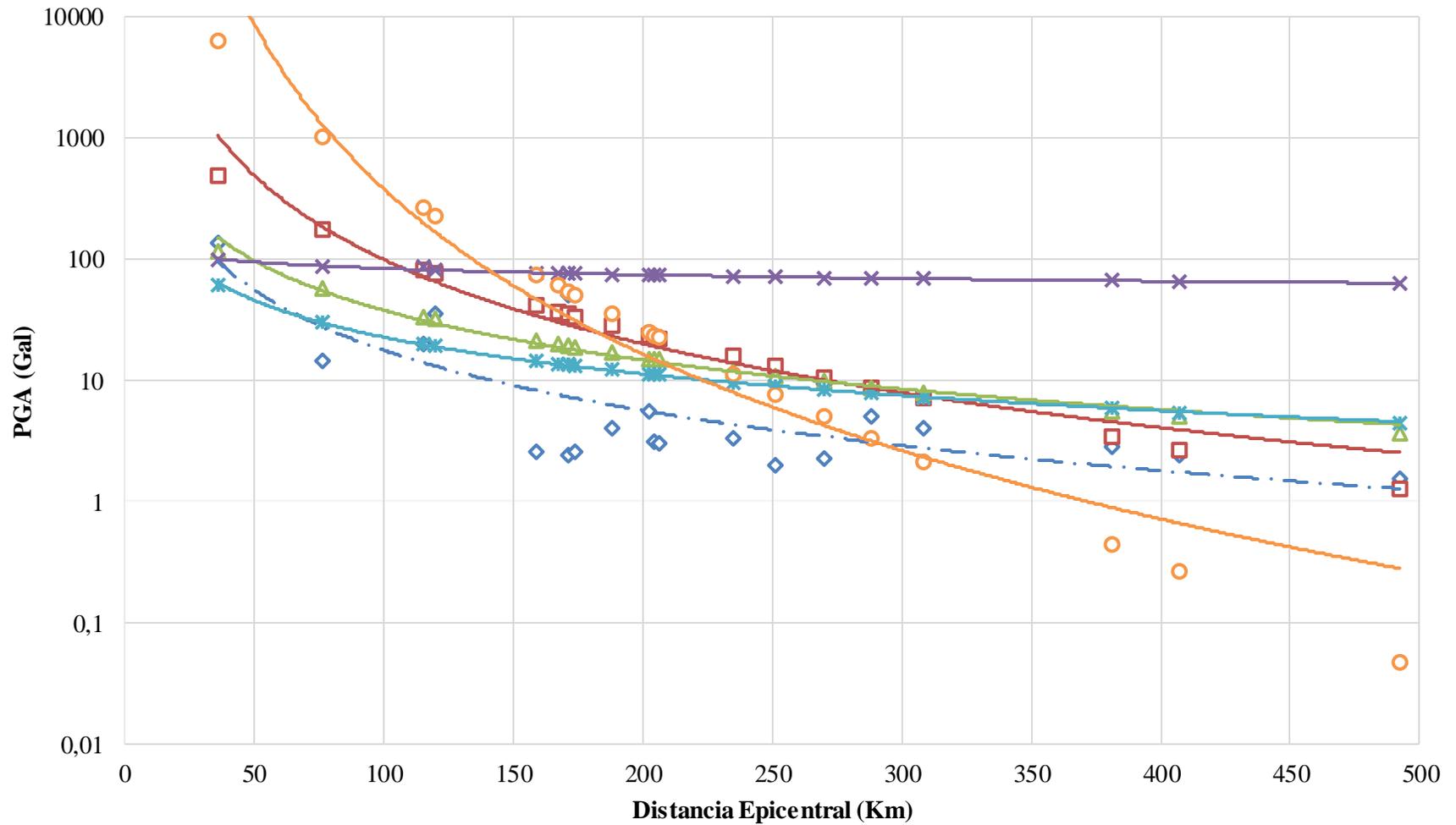


- ◆ PGA sismo del 12 de Agosto del 2014 en Quito (gal)
- △ Aguiar & Castro (2010) (gal)
- × Kumar et al. (2021) (gal)
- + Zhao et al. (2016) (gal)
- Abrahamson & Silva (2008) (gal)
- × Gao et al. (2021) (gal)
- Chao et al. (2021) (gal)

Fuente: Los Autores

Figura 34 Comparación de modelos de atenuación para sismos de subducción

### ECUACIONES DE ATENUACIÓN SÍSMICA PARA UN SISMO DE SUBDUCCIÓN



- ◆ PGA sismo del 16 de Abril del 2016 en Pedemales (gal)
- ▲ Gao et al. (2021) (gal)
- ✖ Kumar et al. (2021) (gal)
- ◻ Zhao (2006) (gal)
- ✖ Aguiar & Castro (2009) (gal)
- Zhao et al. (2016) (gal)

Fuente: Los Autores

## 4.5 Selección de Ecuaciones de Atenuación para el Ecuador

Se ha desarrollado un análisis de ecuaciones de atenuación sísmica de ambientes tectónicos similares, con la finalidad de elegir las ecuaciones de predicción que mejor se ajusten al ambiente tectónico nacional.

### 4.6.1 Selección de Ecuaciones de Atenuación Corticales

En la tabla 30 se pueden apreciar los datos estadísticos que se obtuvieron al dividir los valores de aceleración PGA del sismo de Quito del 12 de agosto de 2014, versus los valores obtenidos de la aplicación de las ecuaciones de atenuación sísmica propuestas por los diferentes autores.

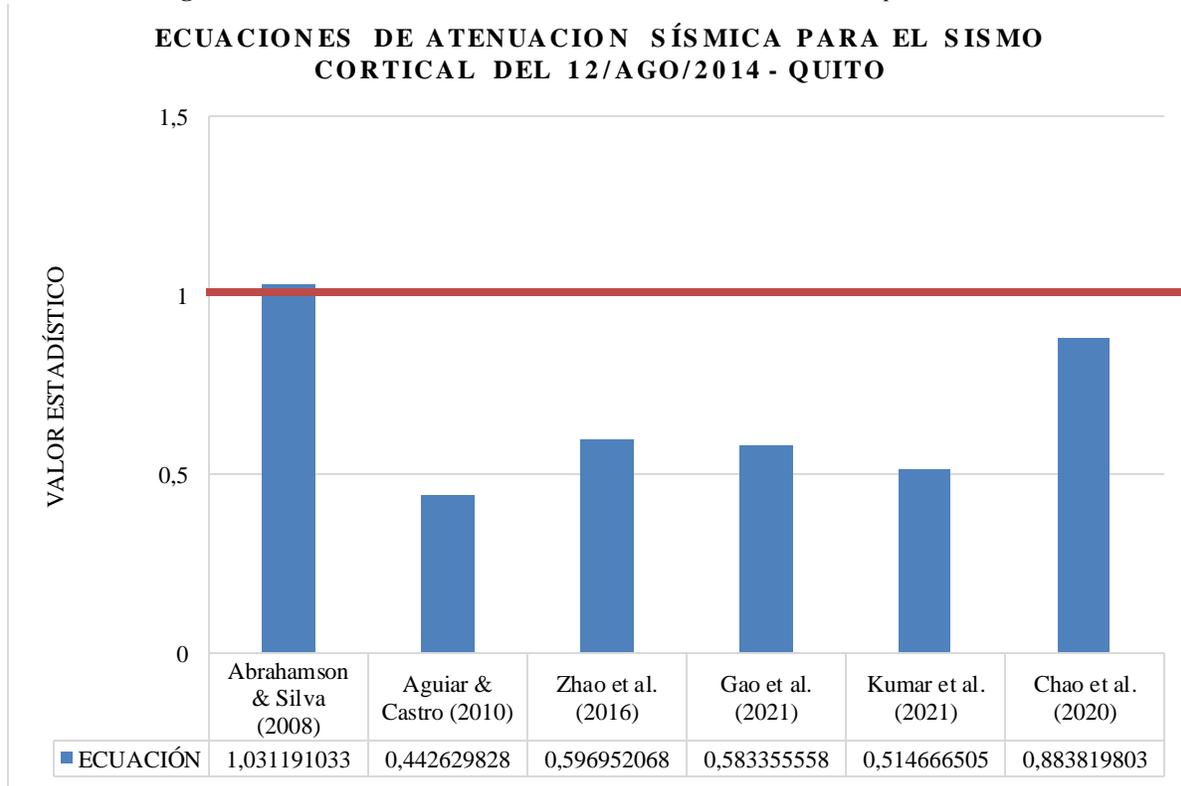
**Tabla 30** Selección de Ecuaciones de Atenuación Corticales.

<b>Abrahamson &amp; Silva (2008)</b>	<b>Aguiar &amp; Castro (2010)</b>	<b>Zhao et al. (2016)</b>	<b>Gao et al. (2021) (gal)</b>	<b>Kumar et al. (2021) (gal)</b>	<b>Chao et al. (2020) (gal)</b>	
1,042157838	0,516511084	0,73082393	0,606098421	0,554010261	1,022928759	
1,068084211	0,558209982	0,804908023	0,627590199	0,579747444	1,107170825	
0,993230036	0,448770896	0,615056581	0,566084724	0,50740618	0,890462237	
0,985738908	0,423186263	0,569283553	0,556738805	0,492929394	0,84181471	
1,028132127	0,406446123	0,53014356	0,573295317	0,496658494	0,814400162	
1,04659594	0,408595964	0,530399751	0,582563488	0,502916744	0,81990081	
1,053881705	0,409434279	0,53050657	0,5862195	0,505377151	0,822075749	
1,0317075	0,369884031	0,464494576	0,568254013	0,478286373	0,751805171	
<b>X</b>	<b>1,031191033</b>	<b>0,442629828</b>	<b>0,596952068</b>	<b>0,583355558</b>	<b>0,514666505</b>	<b>0,883819803</b>

Fuente: Los Autores

Estadísticamente el valor del promedio más cercano a 1 (figura 35), es el valor que representa a la ecuación con mayor efectividad debido a que se ajusta al sismo de control. Concluyendo que la ecuación Abrahamson & Silva (2008), es la más adecuada para sismos corticales en el Ecuador.

**Figura 35** Correlación estadística de las ecuaciones de atenuación para sismos corticales



**Fuente:** Los Autores

#### 4.6.2 Selección de Ecuaciones de Atenuación de Subducción

En la tabla 31 se pueden apreciar los datos estadísticos que se obtuvieron al dividir los valores de aceleración PGA del sismo de Pedernales del 16 de abril del 2016, versus los valores obtenidos de la aplicación de las ecuaciones de atenuación sísmica propuestas por los diferentes autores.

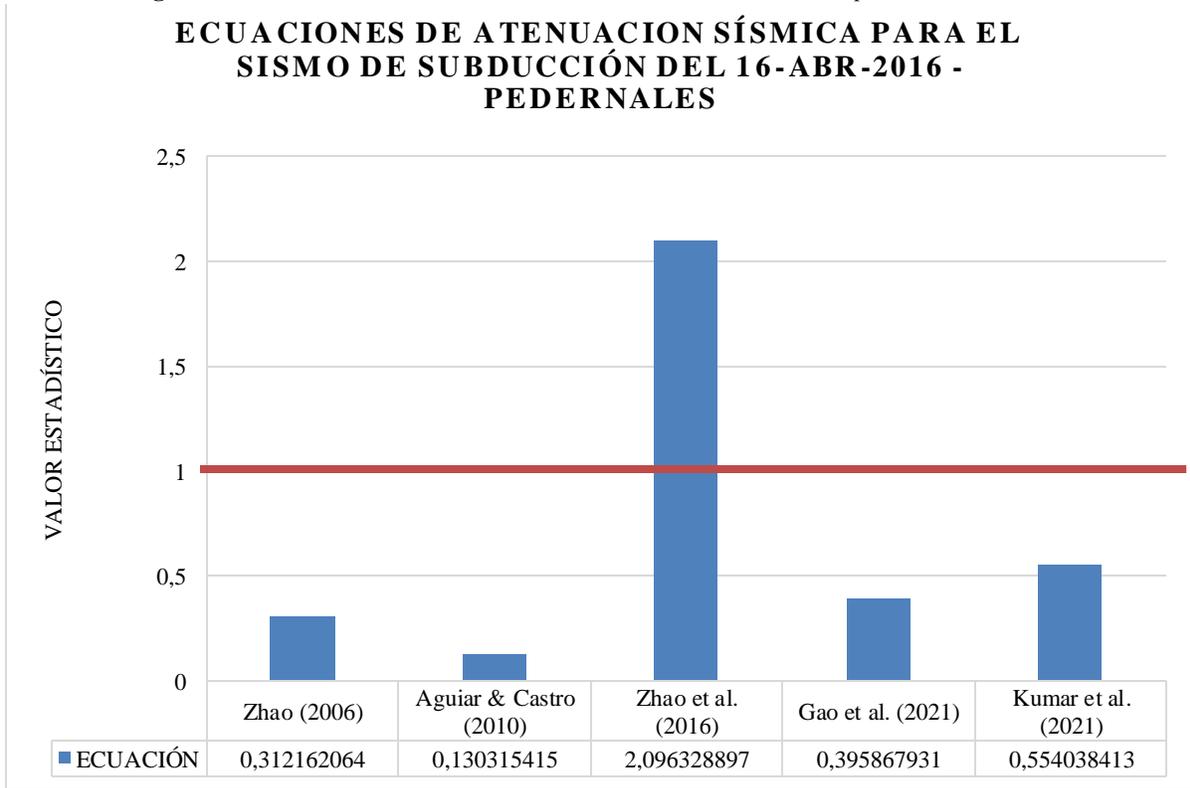
**Tabla 31** Selección de Ecuaciones de Atenuación de Subducción.

<b>Zhao (2006)</b> <b>(gal)</b>	<b>Aguiar &amp; Castro</b> <b>(2009) (gal)</b>	<b>Zhao et al.</b> <b>(2016) (gal)</b>	<b>Gao et al.</b> <b>(2021) (gal)</b>	<b>Kumar et al.</b> <b>(2021) (gal)</b>
0,19627829	0,978860842	0,014951741	0,821606045	1,579107815
0,160468147	0,317652998	0,027655182	0,493285339	0,915644645
0,170691276	0,16013295	0,053215931	0,417212245	0,699973896
0,173125514	0,161275189	0,057857155	0,4116607	0,681383317
0,198230447	0,106448632	0,110724952	0,382603443	0,571396849
0,204612592	0,099019741	0,126423898	0,378702881	0,554246022
0,207956096	0,09562651	0,135082518	0,376944714	0,546201703
0,207956096	0,09562651	0,135082518	0,376944714	0,546201703
0,210530655	0,093207924	0,141960522	0,375667567	0,540354615
0,223306523	0,083170503	0,178951525	0,370492552	0,51520109
0,237362803	0,07482891	0,225524726	0,366243908	0,492927801
0,239478356	0,073751921	0,2330987	0,365690479	0,489935638
0,241621408	0,072701206	0,240925714	0,365177994	0,487045915
0,275877568	0,059902099	0,388828837	0,358905909	0,449305772
0,29749562	0,054376918	0,506305389	0,356351189	0,431591345
0,325923611	0,048850525	0,692768736	0,353874141	0,41279013
0,355856767	0,044434535	0,932468958	0,352012808	0,396897347
0,392877177	0,040264807	1,297546074	0,350405698	0,38099402
0,568904181	0,02947339	4,343036589	0,347014514	0,334920333
0,650735963	0,026754898	6,684877836	0,346433963	0,321765291
1,016114255	0,020262698	27,49561934	0,345995745	0,286921427
<b>0,312162064</b>	<b>0,130315415</b>	<b>2,096328897</b>	<b>0,395867931</b>	<b>0,554038413</b>
$\bar{X}$				

Fuente: Los Autores

Estadísticamente el valor del promedio más cercano a 1, es el valor que representa a la ecuación con mayor efectividad debido a que se ajusta al sismo de control. Concluyendo que la ecuación Kumar et al. (2021), es la más adecuada para sismos de subducción en el Ecuador.

**Figura 36** Correlación estadística de las ecuaciones de atenuación para sismos de subducción



**Fuente:** Los Autores

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 5.1 Conclusiones

- Se obtuvo un sismo de control para sismos corticales y otro para sismos de subducción, de los cuales se recopiló la información de los registros de las estaciones sísmicas proporcionadas por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN) y se determinó la PGA a ser comparada con las ecuaciones de atenuación.
- Se realizó un análisis de 6 ecuaciones de atenuación sísmica para sismos corticales, las cuales fueron elegidas por ser desarrolladas a partir de registros sísmicos de regiones sísmicas similares a las del Ecuador, se encuentran dentro de artículos científicos de revistas internacionales muy reconocidas y que han sido utilizadas para realizar estudios a nivel mundial. Estas ecuaciones son: Abrahamson & Silva (2008), Aguiar & Castro (2010), Zhao et al. (2016), Gao et al. (2021), Chao et al. (2020) y Kumar et al. (2021).
- Se realizó un análisis de 5 ecuaciones de atenuación sísmica para sismos de subducción, las cuales fueron elegidas por ser desarrolladas a partir de registros sísmicos de regiones sísmicas similares a las del Ecuador, se encuentran dentro de artículos científicos de revistas internacionales muy reconocidas y que han sido utilizadas para realizar estudios a nivel mundial. Estas ecuaciones son: Zhao et al. (2006), Aguiar & Castro (2010), Zhao et al. (2016), Gao et al. (2021) y Kumar et al. (2021).
- Para sismos corticales el modelo de Abrahamson & Silva. (2008), demuestra que los valores calculados de aceleración, son similares a los valores del sismo de control del 12 de agosto de 2014 de Quito, las curvas de tendencia de las dos series tienen formas semejantes en toda la distancia de la línea de tendencia.

- Para sismos de subducción el modelo de Kumar et al. (2008), demuestra que los valores calculados de aceleración, son similares a los valores del sismo de control del 16 de abril de 2016 de Pedernales, las curvas de tendencia de las dos series presentan formas similares en distancias menores a los 100 km, mientras que en distancias superiores la similitud difiere de la línea de tendencia del sismo de control.
- El modelo de Abrahamson & Silva (2008), en base al análisis estadístico demuestra que es la mejor opción para ser utilizado en los eventos de sismos corticales, obteniéndose un valor de 1,031, lo cual nos quiere decir que el modelo difiere en los resultados comparados con la línea de tendencia del PGA del sismo con un 3,1%.
- El modelo de Chao et al. (2020) para sismos corticales difiere en los resultados comparados con la línea de tendencia principal del PGA del sismo con un 11.61%, siendo éste el segundo modelo que se aproxima a los datos de aceleraciones, en donde se aprecia que la aproximación es más acertada para distancias menores a los 12 Km, y no sucede lo mismo para distancias mayores a los 12 km pues su similitud difiera de forma progresiva.
- El modelo de Kumar et al. (2021), en base al análisis estadístico demuestra que es el modelos que mejor se ajusta para ser empleada en los eventos sísmicos de subducción en Ecuador, obteniéndose un valor de 0.55, lo cual nos quiere decir que el modelo difiere en los resultados comparados con la línea de tendencia principal del PGA del sismo en un 44.6%, a pesar de su alto porcentaje de tendencia es la más cercana en comparación a sus otras similares, ya que la que le sigue es la de Gao et al. (2021) Con un 60.41%.

- Las ecuaciones propuestas por Aguiar & Castro (2010), a pesar de ser ecuaciones estudiadas y recomendadas para la sismicidad el territorio nacional, estas se ven muy alejadas de la realidad sísmica, en primer lugar los coeficientes son muy teóricos y la sencillez de la ecuación no permite el ingreso de variables adicionales que den mayor aporte al desarrollo de la ecuación, en ambos casos de estudio las ecuaciones se alejan notoriamente de la línea de tendencia del sismo dando como resultado para sismos corticales un alejamiento del 55.74%, y para sismos de subducción un alejamiento del 86.97 %.

## 5.2 Recomendaciones

- Para comprobar de manera directa la eficiencia de las ecuaciones seleccionadas de atenuación sísmica en este caso las de Abrahamson & Silva (2008) y Kumar et al. (2021), para un sismo cortical y de subducción respectivamente, se recomienda realizar ensayos de sísmica de refracción, SPT o a través de pendientes topográficas para determinar los tipos de suelos en los que se encuentran las estaciones sísmicas, puesto que para el uso de las ecuaciones se necesita conocer del parámetro de la velocidad de corte  $V_{s30}$  la cual está en función del tipo de suelo.
- Continuar ampliando la información con ensayos de vibración ambiental para emplear dichas ecuaciones para su comprobación directa y de esta manera seguir estudiando el posible uso de las ecuaciones para estudios sísmicos en el territorio nacional.
- Utilizar la forma funcional del modelo de Abrahamson & Silva. (2008) en sismos corticales y el modelo de Kumar et al. (2021) en sismos de subducción para la elaboración de una nueva ley de atenuación sísmica procedente de los registros sísmicos ecuatorianos existentes, dado que éstas son las que mejor se adaptan a las tendencias de PGA sismográficas analizadas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abrahamson, N., Eeri, M., & Silva, W. (2008). *Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations*.
- Abrahamson, N., & Silva, W. (2008). Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. *Earthquake Spectra*, 24(1), 67–97.
- Aguiar, R. (2010). Leyes de atenuación para sismos corticales y de subducción para el Ecuador. *Revista Cienca*, 13, 1–18. <https://www.researchgate.net/publication/266877479>
- Aguiar-Falconí, R. (2017). Peligrosidad sísmica de la costa norte de Ecuador y el terremoto de pedernales de 2016. *Revista Geofísica*, 67, 9–24.
- Alfaro, P., Chaves, A., & Fernández, C. (2013). La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 21, 168–180.
- Alvarado, A. (2012). *Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur* [Université de Grenoble]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00870332>
- Benito, B., & Jiménez, E. (2009). Peligrosidad Sísmica. *Física de La Tierra*, 11, 13–47.
- Bergoing, J., & Protti, M. (2009). Tectónica de placas y sismicidad en América Central. *Revista Geográfica*, 146, 153–169.
- Bufo, E., & Udías, A. (2007). Sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de la región Cabo de San Vicente-Argelia. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 20, 301–310.
- Cal, L., Aguiar, R., Quishpe, M., Quishpe, D., Frau, C., & Tornello, M. (2011). Aplicación de dos modelos de atenuación a la falla la cal, Mendoza, Argentina. *Revista Geofísica*, 63, 38–57.
- Cañizares, F., & Singaicho, J. (2017). *Selección de ecuaciones de atenuación (GMPES) compatibles con el sistema de fallas de Quito*. Escuela Politécnica Nacional.
- Castro, V., & Campos, X. (2018). ¿Qué son los sismos, dónde ocurren y cómo se miden?

*Revista Cienca, 69.*

- Chao, S. H., Chiou, B., Hsu, C. C., & Lin, P. S. (2020). A horizontal ground-motion model for crustal and subduction earthquakes in Taiwan. *Earthquake Spectra, 36*(2), 463–506. <https://doi.org/10.1177/8755293019891711>
- Charca, O., & Murrugarra, D. (2019). *Selección de leyes de atenuación sísmica de subducción para la evaluación del peligro sísmico en el Perú*. Universidad Nacional de Ingeniería.
- Chunga, K., Michetti, A., Mulas, M., & Besenon, D. (2017). Intensidad Macrosísmica ESI-07 y Efectos Geológicos del Terremoto de Pedernales del 16.04. 2016 (Mw 7.8). *VIII Jornadas En Ciencias de La Tierra, 8*(14), 207–221.
- Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J., & Bungum, H. (2006). Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions: Application to central Europe and rock sites. *Journal of Seismology, 10*, 137–156.
- Diaz, D., & Alfaro, A. (2008). Mapas de amenaza sísmica para Colombia utilizando la nueva generación de ecuaciones de atenuación (NGA-2008). *Épsilon, 1*(22), 55–79.
- Fernández, C., & Reolid, M. (2021). “*La dinámica interna de la tierra.*” UNIVERSIDAD DE JÁEN.
- Gao, J. C., Chan, C. H., & Lee, C. T. (2021). Site-dependent ground-motion prediction equations and uniform hazard response spectra. *Engineering Geology, 292*. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106241>
- Gaspar, J., Parra, H., Benito, M., & Aguiar, R. (2014). Aceleraciones registradas y calculadas del sismo del 12 de agosto de 2014 en Quito. *Revista de Divulgación Científica de La Escuela Politécnica Del Ejército, 16*(2), 139–153.
- Gómez, A., & Salcedo, H. (2002). Leyes de atenuación de la intensidad macrosísmica en Colombia. *Earth Sciences Research Journal, 6*, 53–61.

<https://www.researchgate.net/publication/265546001>

- Gómez-Soberón, C., Ordaz-Schroeder, M., & Tena-Colunga, A. (2005). Leyes de atenuación en desplazamiento y aceleración para el diseño sísmico de estructuras con aislamiento en la costa del pacífico. *Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 15, 1–19.
- Kumar, P., Chamoli, B. P., Kumar, A., & Gairola, A. (2021). Attenuation Relationship for Peak Horizontal Acceleration of Strong Ground Motion of Uttarakhand Region of Central Himalayas. *Journal of Earthquake Engineering*, 25(12), 2537–2554.  
<https://doi.org/10.1080/13632469.2019.1634161>
- Lopez, M. del R. (2017). *López Milán, M. D. R. (2017). Efectos del sismo de Quito de 12 de agosto de 2014 y su impacto socioeconómico en la parroquia Guayllabamba*. Universidad Andina Simón Bolívar.
- Macau, A., & Figueras, S. (2012). La intensidad, una herramienta para medir los terremotos a partir de sus efectos. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 19, 123–132.
- Madariaga, R. (2009). Propagación de ondas sísmicas en el campo cercano. *Física de La Tierra*, 13, 51–73.
- Martínez, J. (2005). ¿Qué nos cuentan las ondas sísmicas? *Ciencias de La Tierra*, 20–36.  
[www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)
- Martínez, S., Pachón, S., & Ojeda, A. (2002). Ecuaciones de atenuación vs datos acelerográficos. *En Memoria*, 12–24.
- Molina, S., & Giner, J. (2004). Tamaño de los terremotos: intensidad y magnitud. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 12, 99–107.
- Morales, A. (2009). *Peligrosidad sísmica. Leyes de atenuación y análisis de las series temporales de los terremotos. Aplicación al Tajo de San Pedro de la Alhambra de Granada*. Universidad de Sevilla.

- Otero, D. (2018). Ondas Sísmicas, su importancia para la geofísica y la humanidad. *Universidad Industrial de Santander*, 3, 13.
- Peláez, J. (2011). Sobre las escalas de magnitud. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 19(3), 267–275.
- Perea, T. (2014). *Obtención de leyes de atenuación sísmica para la ciudad de Puebla NEESRII-System Behavior Factors for Composite and Mixed Structural Systems View project*. <https://www.researchgate.net/publication/262935912>
- Quinde, P., & Ángulo, E. (2016). Estudio de peligro sísmico de Ecuador y propuesta de espectros de diseño para la ciudad de Cuenca. *Revista de Ingeniería Sísmica*, 94, 1–26.
- Salcedo, E., & Coral, C. (2005). Atenuación de intensidades sísmicas en el territorio colombiano. *Geofísica Colombiana*, 3, 37–44.
- Schmidt, V. (2014). Ground motion prediction models for central America using data from 1972 to 2010. *Revista Geológica de América Central*, 50, 7–37.
- Taipe, L., & Ruiz, M. (2013). *Análisis de las ecuaciones de predicción de movimientos de suelo para el Ecuador utilizando los registros durante el periodo 2000 - 2011 en estaciones sísmicas de banda ancha y acelerógrafos*. Escuela Politécnica Nacional.
- Tavera, H. (1992). El proceso de ruptura sísmica: ¿barrera o aspereza? *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú*, 83, 69–73.
- Vargas, C., Pujades, L., & Canas, A. (2003). *Propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas de coda en el territorio Colombiano*. Universidad Politécnica de Cataluña.
- Villanueva, J. (2018). *Análisis sísmico resistente de edificios de varias alturas en la ciudad de Trujillo considerando un espectro de respuesta mediante leyes de atenuación*.
- Zhao, J. X., Liang, X., Jiang, F., Xing, H., Zhu, M., Hou, R., Zhang, Y., Lan, X., Rhoades, D. A., Irikura, K., Fukushima, Y., & Somerville, P. G. (2016). Ground-motion prediction

equations for subduction interface earthquakes in Japan using site class and simple geometric attenuation functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(4), 1518–1534. <https://doi.org/10.1785/0120150034>

Zhao, J. X., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, H. K., Somerville, P. G., Fukushima, Y., & 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. <https://doi.org/10.1785/0120050122>

## ANEXOS

### Anexo 1 Modelo de Abrahamson & Silva (2008) para sismos corticales

$$\begin{aligned}
 M_w &:= 5.1 & c_1 &:= 6.75 \\
 a_1 &:= 0.725 & c_4 &:= 4.5 \\
 a_2 &:= -0.9680 \\
 a_3 &:= 0.265 \\
 a_4 &:= -0.231 \\
 a_5 &:= -0.398 \\
 a_8 &:= 0.0000
 \end{aligned}$$

$$R_{rup} := \begin{bmatrix} 14.0135 \\ 13.2830 \\ 15.3706 \\ 16.1877 \\ 17.6084 \\ 17.8359 \\ 17.9253 \\ 19.4742 \end{bmatrix} \quad R := \sqrt{R_{rup}^2 + c_4} = \begin{bmatrix} 14.1732 \\ 13.4513 \\ 15.5163 \\ 16.3261 \\ 17.7357 \\ 17.9616 \\ 18.0504 \\ 19.5894 \end{bmatrix}$$

$$R_{rup.max} := \max(R_{rup}) = 19.4742$$

$$f_1(MR_{rup}) := \begin{cases} \text{if } M_w < c_1 \\ a_1 + a_4 \cdot (M_w - c_1) + a_8 \cdot (8.5 - M_w)^2 + (a_2 + a_3 \cdot (M_w - c_1)) \cdot \ln(R) \\ \text{else} \\ a_1 + a_5 \cdot (M_w - c_1) + a_8 \cdot (8.5 - M_w)^2 + (a_2 + a_3 \cdot (M_w - c_1)) \cdot \ln(R) \end{cases} = \begin{bmatrix} -2.6197 \\ -2.5462 \\ -2.7469 \\ -2.8184 \\ -2.9348 \\ -2.9525 \\ -2.9595 \\ -3.0745 \end{bmatrix}$$

$$V_{LIN} := 865.1$$

$$PGA_{1100} := 1100$$

$$V_{s30} := 400$$

$$a_{10} := 0.9445$$

$$V_1 := 1500$$

$$b := -1.186$$

$$c := 1.88$$

$$n := 1.18$$

$$V_{s.30} := \begin{cases} \text{if } V_{s30} < V_1 = 400 \\ V_{s30} \\ \text{else} \\ V_1 \end{cases} \quad V_1 = \begin{cases} 1500 \text{ m/s} & \text{for } T \leq 0.50 \text{ sec} \\ \exp[8.0 - 0.795 \ln(T/0.21)] & \text{for } 0.50 \text{ sec} < T \leq 1 \text{ sec} \\ \exp[6.76 - 0.297 \ln(T)] & \text{for } 1 \text{ sec} < T < 2 \text{ sec} \\ 700 \text{ m/s} & \text{for } T \geq 2 \text{ sec} \\ 862 \text{ m/s} & \text{for } PGV \end{cases}$$

$$f_5 (PGA_{1100}.vs30) := \text{if } V_{s.30} < V_{LIN} \quad = -0.7274$$

$$a_{10} \cdot \ln \left( \frac{V_{s.30}}{V_{LIN}} \right) - b \cdot \ln (PGA_{1100} + c) + b \cdot \ln \left( PGA_{1100} + c \cdot \left( \frac{V_{s.30}}{V_{LIN}} \right)^n \right)$$

else

$$(a_{10} + b \cdot n) \cdot \ln \left( \frac{V_{s.30}}{V_{LIN}} \right)$$

$$R_{jb} := \begin{bmatrix} 11.4452 \\ 10.7952 \\ 13.4113 \\ 14.0638 \\ 15.8075 \\ 15.9690 \\ 16.0440 \\ 17.7317 \end{bmatrix}$$

$$R_x := \begin{bmatrix} 13.1786 \\ 12.3246 \\ 14.5364 \\ 15.4530 \\ 16.8987 \\ 17.1587 \\ 17.2605 \\ 18.8749 \end{bmatrix}$$

$$R_{jb.max} := \max (R_{jb}) = 17.7317$$

$$R_{x.max} := \max (R_x) = 18.8749$$

$$a_{14} := 1.0800 \quad W := 4.4$$

$$a_{16} := 0.6500 \quad Z_{TOR} := 3.2$$

$$a_{17} := 0.6000 \quad \delta := 60$$

$$T_{1Rjb} := \text{if } R_{jb.max} < 30 = \begin{bmatrix} 0.6185 \\ 0.6402 \\ 0.553 \\ 0.5312 \\ 0.4731 \\ 0.4677 \\ 0.4652 \\ 0.4089 \end{bmatrix}$$

$$1 - \frac{R_{jb}}{30}$$

else

$$0$$

$$T_{2.Rx.W.\delta} := \text{if } R_{x.max} < W \cdot \cos (\delta) = 0$$

$$0.5 - \frac{R_x}{2 \cdot W \cdot \cos (\delta)}$$

else

$$0$$

$$T_{3.Rx.Ztor} := \text{if } R_{x.max} \geq Z_{TOR} = 1$$

else

$$\frac{R_x}{Z_{TOR}}$$

$$T_{4M} := \text{if } M_w < 6 = 0$$

else

$$\text{if } 6 \leq M_w < 7$$

$$M_w - 6$$

else

$$1$$

$$T_{5\delta} := \text{if } \delta > 70 = 1$$

$$1 - \frac{\delta - 70}{20}$$

else

$$1$$

$$f_4(Rjb.Rrup.dip.ztop.M) := a_{14} \cdot T_{1Rjb} \cdot T_{2.Rx.W.\delta} \cdot T_{3.Rx.Ztor} \cdot T_{4M} \cdot T_{5\delta} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$

$$f_{6.ztor} := \text{if } Z_{TOR} < 10 = 0.208 \\ \frac{a_{16} \cdot Z_{TOR}}{10} \\ \text{else} \\ a_{16}$$

$$T_6 := \text{if } M_w < 5.5 = 1 \\ 1 \\ \text{else} \\ \text{if } 5.5 \leq M_w < 6.5 \\ 6.5 - M_w \\ \text{else} \\ 0.5$$

$$f_{8.Rrup.M} := \text{if } R_{rup.max} < 100 = 0 \\ 0 \\ \text{else} \\ a_{18} \cdot (R_{rup} - 100) \cdot T_6 \cdot M_w$$

$$Z_{1.0} := 1 \quad a_{12} := -0.1200 \quad c_2 := 50$$

$$F_{NM} := 1 \quad a_{13} := -0.0500$$

$$F_{RV} := 1 \quad a_{15} := -0.4050$$

$$F_{AS} := 0 \quad T := 1$$

$$F_{HW} := 1 \quad Z_{1..0} := \frac{Z_{1.0}}{2} = 0.5$$

$$e_2 := \text{if } T < 0.35 = 0.2405 \\ 0 \\ \text{else} \\ \text{if } 0.35 \leq T < 2 \\ -0.25 \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{1000}\right) \cdot \ln\left(\frac{T}{0.35}\right) \\ \text{else} \\ -0.25 \cdot \ln\left(\frac{V_{s30}}{1000}\right) \cdot \ln\left(\frac{2}{0.35}\right)$$

$$\begin{aligned}
a_{21} &:= \text{if } V_{s30} \geq 1000 && = 0.2405 \\
&0 \\
&\text{else} \\
&\text{if } (a_{10} + b \cdot n) \cdot \ln \left( \frac{V_{s.30}}{\text{Min}(V_I, 1000)} \right) + e_2 \cdot \ln \left( \frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1..0} + c_2} \right) < 0 \\
&\quad \frac{(a_{10} + b \cdot n) \cdot \ln \left( \frac{V_{s.30}}{\text{Min}(V_I, 1000)} \right)}{\ln \left( \frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1..0} + c_2} \right)} \\
&\text{else} \\
&e_2
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
Z_{1.0.v_{s30}} &:= \text{if } V_{s30} < 180 && = 5.667 \\
&6.745 \\
&\text{else} \\
&\text{if } 180 \leq V_{s30} < 500 \\
&\quad 6.745 - 1.35 \cdot \ln \left( \frac{V_{s30}}{180} \right) \\
&\text{else} \\
&\quad (5.394 - 448) \cdot \ln \left( \frac{V_{s30}}{180} \right)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
f_{10.210.v_{s30}} &:= \text{if } Z_{1.0} \geq 200 && = -0.0211 \\
&a_{21} \cdot \ln \left( \frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1.0.v_{s30}} + c_2} \right) + a_{22} \cdot \ln \left( \frac{Z_{1.0}}{200} \right) \\
&\text{else} \\
&a_{21} \cdot \ln \left( \frac{Z_{1.0} + c_2}{Z_{1.0.v_{s30}} + c_2} \right)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
a_{22} &:= \text{if } T < 2 \\
&0 \\
&\text{else} \\
&0.0625 \cdot (T - 2)
\end{aligned}$$

$$s_a := \overbrace{f_1 (MR_{rup}) + a_{12} \cdot F_{RV} + a_{13} \cdot F_{NM} + a_{15} \cdot F_{AS} + f_5 (PGA_{1100.v_{s30}}) + F_{HW} \cdot f_4 (Rj_{d.Rrup.Rx.W.\delta.z_{tor.M}}) + f_6.z_{tor} + f_8.Rrup.M + f_{10.z_{10.v_{s30}}}}^{\longrightarrow} = \begin{bmatrix} -3.3301 \\ -3.2566 \\ -3.4573 \\ -3.5288 \\ -3.6452 \\ -3.663 \\ -3.6699 \\ -3.7849 \end{bmatrix}$$

$$\overbrace{\mathbf{e}^{s_a} \cdot 981}^{\longrightarrow} = \begin{bmatrix} 35.11 \\ 37.787 \\ 30.916 \\ 28.783 \\ 25.621 \\ 25.169 \\ 24.995 \\ 22.28 \end{bmatrix}$$

Anexo 2 Modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismos corticales

Magnitud de Momento

$$M_w := 5.1$$

$$D_f := \begin{bmatrix} 14.0135 \\ 13.2830 \\ 15.3706 \\ 16.1877 \\ 17.6084 \\ 17.8359 \\ 17.9253 \\ 19.4742 \end{bmatrix}$$

SEGUNDA PROPUESTA BASADA EN LA ECUACION DE SARAGONI ET AL 1982

$$\ln(A_H) := \overrightarrow{-1.074 + 0.547 \cdot M_w - 0.642 \cdot \ln(D_f + 10)} = \begin{bmatrix} -0.325 \\ -0.3051 \\ -0.3603 \\ -0.3806 \\ -0.4145 \\ -0.4198 \\ -0.4219 \\ -0.4565 \end{bmatrix}$$

$$e^{\overrightarrow{\ln(A_H)} \cdot 98.1} = \begin{bmatrix} 70.882 \\ 72.302 \\ 68.424 \\ 67.045 \\ 64.81 \\ 64.469 \\ 64.337 \\ 62.145 \end{bmatrix}$$

Anexo 3 Modelo de Zhao et al. (2016) para sismos corticales

Magnitud de Momento

Profundidad focal

$$M_w := 5.1$$

$$h := 5$$

$$R_{RUP} := \begin{bmatrix} 14.0135 \\ 13.2830 \\ 15.3706 \\ 16.1877 \\ 17.6084 \\ 17.8359 \\ 17.9253 \\ 19.4742 \end{bmatrix}$$

$$m_c := 7.1$$

$$b_{SL} := 0.01826$$

$$x_{into} := 10$$

$$C_{max} := m_c$$

$$C_{SL1} := 1.44758$$

$$c_2 := 1.151$$

$$C_{SL2} := 0.37625$$

$$c_1 := -5.30119$$

$$d_{SL} := 0.42646$$

$$C_{intD} := 1.0997$$

$$m_{sc} := 6.3$$

$$\text{if } M_w \leq C_{max} = 5.1$$

$$C_m := M_w$$

else

$$C_m := C_{max}$$

$$f_{mSL} := b_{SL} \cdot h + \text{if } M_w \leq m_c \quad = 7.6596$$

$$C_{SL1} \cdot M_w + \left( C_{SL2} \cdot (M_w - m_{sc}) \right)^2$$

else

$$C_{SL1} \cdot m_c + C_{SL2} \cdot (m_c - m_{sc})^2 + d_{SL} \cdot (M_w - m_c)$$

$$g_{SL} := -1.98471$$

$$e_{SL} := -0.00340$$

$$g_{SLL} := 1.120071$$

$$Y_{SL} := -9.880$$

$$e_{SLH} := -0.00050$$

$$r := x_{into} \cdot e \cdot \left( (c_1 + c_2 \cdot C_m) \right) = 15.4646$$

$$q_{SLH} := e_{SLH} + \text{if } h \geq 50 \quad = -0.0005 \\ \quad \quad \quad 0.02 \cdot h - 1 \\ \quad \quad \quad \text{else} \\ \quad \quad \quad 0$$

$$CH := 0.293$$

$$A := CH = 0.293$$

$$\ln(S_a) := \overbrace{f_{mSL} + g_{SL} \cdot \ln(r) + g_{SLL} \cdot \ln(R_{RUP} + 200) + e_{SL} \cdot R_{RUP} + q_{SLH} \cdot R_{RUP} + e_{SL} \cdot R_{RUP} + \gamma_{SL} + \ln(A)} = \begin{bmatrix} -2.9752 \\ -2.9737 \\ -2.978 \\ -2.9798 \\ -2.9828 \\ -2.9833 \\ -2.9835 \\ -2.9869 \end{bmatrix}$$

$$\overbrace{e^{\ln(S_a) \cdot 981}} = \begin{bmatrix} 50.067 \\ 50.142 \\ 49.925 \\ 49.839 \\ 49.688 \\ 49.664 \\ 49.654 \\ 49.487 \end{bmatrix}$$

Anexo 4 Modelo de Gao et al. (2021) para sismos corticales

PGA en g

Magnitud de Momento

Distancia focal Km

$Y$

$M_w := 5.1$

$D_f$

$$D_f := \begin{bmatrix} 14.035 \\ 13.2830 \\ 15.3706 \\ 16.1877 \\ 17.6084 \\ 17.8359 \\ 17.9253 \\ 19.4742 \end{bmatrix}$$

Constante 1

Constante 2

Constante 3

Constante 4

Constante 5

$c_1 := -2.822$

$c_2 := 1.076$

$c_3 := -1.777$

$c_4 := 0.3828$

$c_5 := 0.583$

$$\ln(Y) := c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot \ln \left( D_f + c_4 \cdot e^{c_5 \cdot M_w} \right) = \begin{bmatrix} -2.7881 \\ -2.7249 \\ -2.8951 \\ -2.9575 \\ -3.0611 \\ -3.0771 \\ -3.0834 \\ -3.1885 \end{bmatrix}$$

$$e^{\ln(Y) \cdot 981} = \begin{bmatrix} 60.37 \\ 64.309 \\ 54.244 \\ 50.962 \\ 45.948 \\ 45.217 \\ 44.935 \\ 40.451 \end{bmatrix}$$

**Anexo 5 Modelo de Kumar et al. (2021) para sismos corticales**

PGA en g

Magnitud de Momento

Distancia epicentral Km

A

$M_w := 5.1$

$D_e$

Condicionante para aplicar combinacion de valores de coeficientes

$a := 0$

$$D_f := \begin{bmatrix} 14.0135 \\ 13.2830 \\ 15.3706 \\ 16.1877 \\ 17.6084 \\ 17.8359 \\ 17.9253 \\ 19.4742 \end{bmatrix}$$

$$c_{11} := -1.091 + 0.013117 = -1.0779$$

$$c_{12} := -1.091 - 0.013117 = -1.1041$$

$$c_{21} := 0.3245 + 0.07506 = 0.3996$$

$$c_{22} := 0.3245 - 0.07506 = 0.2494$$

$$b_{11} := 1.0632 + 0.01413 = 1.0773$$

$$b_{12} := 1.0632 - 0.01413 = 1.0491$$

$$c_{31} := 0.4561 + 0.16994 = 0.626$$

$$c_{32} := 0.4561 - 0.16994 = 0.2862$$

$$\ln(A) := \begin{cases} a \geq 1 & \rightarrow \\ c_{11} + c_{21} \cdot M_w - b_{11} \cdot \ln(D_f + e^{c_{31}}) & \rightarrow \\ \text{else} & \rightarrow \\ c_{12} + c_{22} \cdot M_w - b_{12} \cdot \ln(D_f + e^{c_{32}}) & \rightarrow \end{cases} = \begin{bmatrix} -2.6967 \\ -2.6456 \\ -2.7857 \\ -2.8358 \\ -2.9176 \\ -2.9301 \\ -2.935 \\ -3.0161 \end{bmatrix}$$

$$e^{\ln(A) \cdot 0.981} = \begin{bmatrix} 66.143 \\ 69.616 \\ 60.517 \\ 57.559 \\ 53.038 \\ 52.378 \\ 52.123 \\ 48.06 \end{bmatrix}$$

## Anexo 6 Modelo de Chao et al. (2020) para sismos corticales

PGA en g	Magnitud de Momento	
y	$M_w := 5.1$	

$c_1 := -0.5193$	$c_{21} := -0.0034$	$F_{crRo} := 0$
$c_2 := -0.6150$	$c_{22} := -0.0034$	$F_{crSs} := 0$
$c_3 := -0.6488$	$c_{23} := -2.5526$	$F_{crNo} := 1$
$c_4 := -0.5060$	$c_{24} := -0.4821$	$F_{sbInter} := 0$
$c_5 := -0.2995$	$c_{25} := 0.0636$	$F_{sbIntra} := 0$
$c_6 := -0.1253$	$c_{26} := -0.5681$	$F_{gs} := 1$
$c_7 := 0.1860$	$c_{27} := -0.6422$	Valor de 0 para subduccion y 1 para cortical
$c_8 := 0.4129$	$c_{28} := -0.6148$	$F_{manila} := 0$
$c_9 := 0.6654$	$c_{29} := -0.4945$	$F_{cr} := 1$
$c_{10} := -0.1376$	$c_{30} := -0.4948$	$F_{sb} := 0$
$c_{11} := 0$		
$c_{12} := 0$	$F_{measured} := 0$	$F_{inter} := 0$
$c_{13} := 0$	$F_{geology} := 0$	$F_{intra} := 0$
$c_{14} := 0.0325$	$F_{seismic} := 1$	$F_{sb.inter} := 1$
$c_{15} := 0.0188$		$F_{sb.intra} := 1$
$c_{16} := 0.0066$	$M_{ref} := 6.5$	$Z_{tor} := 3.2$
$c_{17} := -1.3033$	$M_c := 7.1$	$Z_{tor.cr.ref} := 1$
$c_{18} := -1.4222$	Valor de 0 ó 1	$Z_{tor.sb.inter} := 1$
$c_{19} := 0.3874$	$u := 1$	$Z_{tor.sb.intra} := 35$
$c_{20} := 0.1816$		

$$E_{ref} := c_1 \cdot F_{crRo} + c_2 \cdot F_{crSs} + c_3 \cdot F_{crNo} + c_4 \cdot F_{sbInter} + c_5 \cdot F_{sbIntra} + c_6 \cdot F_{gs} + c_7 \cdot F_{manila} = -0.7741$$
  

$$S_{ref} := c_{26} \cdot F_{measured} + c_{27} \cdot F_{geology} + c_{28} \cdot F_{seismic} = -0.6148$$
  

$$S_{aref} := E_{ref} + S_{ref} = -1.3889$$
  

$$S_{mag.cr} := c_8 \cdot (M_w - M_{ref}) + \left( c_{10} \cdot (M_w - M_{ref})^2 \right) - \left( c_{10} \cdot (M_w - 7.6)^2 \right) \cdot (u \cdot (M_w - 7.6)) + \left( c_{11} \cdot (5 - M_w) \right) \cdot (u \cdot (5 - M_w)) = -2.9978$$
  

$$S_{mag.sb} := c_9 \cdot (M_w - M_{ref}) + \left( c_{12} \cdot (5 - M_w) \right) \cdot (u \cdot (5 - M_w)) + \left( c_{13} \cdot (6 - M_w) \right) \cdot (u \cdot (6 - M_w)) + c_{29} \cdot F_{inter} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c) + c_{30} \cdot F_{intra} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c) = -0.9316$$
  

$$S_{mag} := S_{mag.cr} \cdot F_{cr} + S_{mag.sb} \cdot F_{sb} = -2.9978$$
  

$$S_{stor} := c_{14} \cdot F_{cr} \cdot (Z_{tor} - Z_{tor.cr.ref}) + c_{15} \cdot F_{sb.inter} \cdot (Z_{tor} - Z_{tor.sb.inter}) + c_{16} \cdot F_{sb.intra} \cdot (Z_{tor} - Z_{tor.sb.intra}) = -0.097$$

$$s_{source} := S_{mag} + S_{stor} = -3.0948$$

$$V_{s30} := 1180 \quad V_{s30.ref} := 760$$

$$R_{rup} := \begin{bmatrix} 14.0135 \\ 13.2830 \\ 15.3706 \\ 16.1877 \\ 17.6084 \\ 17.8359 \\ 17.9253 \\ 19.4742 \end{bmatrix} \quad R_{rup.ref} := 0 \quad h := 5 \quad c_{4inter} := 0.3 \quad z_{1.0} := 1$$

$$s_{s1180} := 0.00001$$

$$H := h \cdot F_{cr} + h \cdot F_{sb.inter} \cdot e^{\left( c_{4inter} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c) \right)} + h \cdot F_{sb.intra} \cdot e^{\left( c_{4inter} \cdot (M_w - M_c) \cdot u \cdot (M_w - M_c) \right)} = 30.5609$$

$$S_{geom.cr} := \left( c_{17} + c_{19} \cdot (M_w - M_{ref}) \right) \cdot \ln \left( \frac{\sqrt{R_{rup}^2 + H^2}}{R_{rup.ref}^2 + H^2} \right) = \begin{bmatrix} 6.1355 \\ 6.152 \\ 6.1035 \\ 6.0834 \\ 6.0471 \\ 6.0411 \\ 6.0388 \\ 5.9972 \end{bmatrix}$$

$$S_{anel} := c_{21} \cdot F_{cr} \cdot (R_{rup} - R_{rup.ref}) + c_{22} \cdot F_{sb} \cdot (R_{rup} - R_{rup.ref}) = \begin{bmatrix} -0.0476 \\ -0.0452 \\ -0.0523 \\ -0.055 \\ -0.0599 \\ -0.0606 \\ -0.0609 \\ -0.0662 \end{bmatrix}$$

$$S_{geom.sb} := \left( c_{18} + c_{20} \cdot (\text{Min}(M_w, M_c) - M_{ref}) \right) \cdot \ln \left( \frac{\sqrt{R_{rup}^2 + H^2}}{R_{rup.ref}^2 + H^2} \right) \cdot 0 = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$

$$S_{geom} := S_{geom.cr} \cdot F_{cr} + S_{geom.sb} + F_{sb} = \begin{bmatrix} 6.1355 \\ 6.152 \\ 6.1035 \\ 6.0834 \\ 6.0471 \\ 6.0411 \\ 6.0388 \\ 5.9972 \end{bmatrix}$$

$$S_{path} := \overrightarrow{S_{geom} + S_{anel}} = \begin{bmatrix} 6.0879 \\ 6.1068 \\ 6.0513 \\ 6.0284 \\ 5.9872 \\ 5.9805 \\ 5.9778 \\ 5.9309 \end{bmatrix}$$

$$Z_{1.0ref} := e^{\left( -\frac{4.08}{2} \cdot \ln \left( \frac{V_{s30}^2 + 355.4^2}{1750^2 + 355.4^2} \right) \right)} = 4.5414$$

$$S_{site.lin} := c_{24} \cdot \ln \left( \frac{V_{s30}}{V_{s30.ref}} \right) + c_{25} \cdot \ln \left( \frac{Z_{1.0}}{Z_{1.0ref}} \right) = -0.3083$$

$$S_{site.non} := c_{23} \cdot u \cdot (760 - V_{s30}) \cdot \left( -1.5 \cdot \ln \left( \frac{V_{s30}}{V_{s30.ref}} \right) - \ln (s_{a1180} + 2.4) + \ln \left( s_{a1180} + 2.4 \cdot \left( \frac{V_{s30}}{V_{s30.ref}} \right)^{1.5} \right) \right) = -0.0022$$

$$\ln (S_a) := S_{aref} + S_{source} + S_{path} + S_{site.lin} + S_{site.non} = \begin{bmatrix} 1.2937 \\ 1.3126 \\ 1.2571 \\ 1.2342 \\ 1.1931 \\ 1.1863 \\ 1.1837 \\ 1.1368 \end{bmatrix}$$

$$e^{\overrightarrow{\ln (S_a)} \cdot 9.81} = \begin{bmatrix} 35.77 \\ 36.453 \\ 34.484 \\ 33.704 \\ 32.345 \\ 32.128 \\ 32.043 \\ 30.575 \end{bmatrix}$$

### Anexo 7 Modelo de Zhao et al. (2006) para sismos de subducción

PGA en cm/s<sup>2</sup>

Magnitud de Momento

Distancia al origen Km

Profundidad focal

y

$M_w := 7.8$

x

$h := 17$

$$D_e := \begin{bmatrix} 36 \\ 76 \\ 115 \\ 120 \\ 159 \\ 167 \\ 171 \\ 171 \\ 174 \\ 188 \\ 202 \\ 204 \\ 206 \\ 235 \\ 251 \\ 270 \\ 288 \\ 308 \\ 381 \\ 407 \\ 492 \end{bmatrix} \quad x := \sqrt{h^2 + D_e^2} = \begin{bmatrix} 39.8121 \\ 77.8781 \\ 116.2497 \\ 121.1982 \\ 159.9062 \\ 167.863 \\ 171.843 \\ 171.843 \\ 174.8285 \\ 188.7671 \\ 202.7141 \\ 204.7071 \\ 206.7003 \\ 235.6141 \\ 251.575 \\ 270.5347 \\ 288.5013 \\ 308.4688 \\ 381.3791 \\ 407.3549 \\ 492.2936 \end{bmatrix}$$

Profundidad focal cte 15km

Variable 1 ó 0

Falla Inv= 1; 0

Factor de sitio

Factor de sitio

$h_c := 17$

$\delta_h := 1$

$F_R := 0$

$C_{K2} := 1.344$

$C_{K3} := 1.355$

Tabla II-11 - Coeficientes para la ley de atenuación (Zhao et al., 2006)

Periodo	a	b	c	d	e	SR	SI	SS
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.08	0.01412	0.251	0	2.607
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.06	0.01463	0.251	0	2.764
0.1	1.118	-0.00787	0.009	1.083	0.01423	0.24	0	2.156
0.15	1.134	-0.00722	0.01	1.053	0.01509	0.251	0	2.161
0.2	1.147	-0.00659	0.012	1.014	0.01462	0.26	0	1.901
0.25	1.149	-0.0059	0.014	0.966	0.01459	0.269	0	1.814
0.3	1.163	-0.0052	0.015	0.934	0.01458	0.259	0	2.181
0.4	1.2	-0.00422	0.01	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432
0.5	1.25	-0.00338	0.006	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629
0.6	1.293	-0.00282	0.003	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702
0.7	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.22	-0.146	2.654
0.8	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.48
0.9	1.433	-0.00232	0.002	1.109	0.00972	0.22	-0.206	2.332
1	1.479	-0.0022	0.002	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233
1.25	1.551	-0.00207	0.002	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029
1.5	1.621	-0.00224	0.002	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589
2	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966
2.5	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789
3	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037
4	1.826	-0.00195	0.004	1.044	0.0059	0.353	-0.39	0.561
5	1.825	-0.00237	0.005	1.065	0.0051	0.248	-0.498	0.225

$a := 1.101$

$b := -0.00564$

$d := 1.08$

Tabla II-10 El Coeficiente  $C_s$  en función del tipo de suelo de la siguiente manera

Clase de sitio	Descripción	Periodo natural [seg]	$V_{30}$ [m/seg]	Clase de sitio dado (NEHRP)	Coficiente
Roca dura			$V_{30} > 1100$	A	$C_H$
SC I	Roca	$T < 0.20$	$600 < V_{30} \leq 1100$	A + B	$C_1$
SC II	Suelo duro	$0.20 \leq T < 0.40$	$300 < V_{30} \leq 600$	C	$C_2$
SC III	Suelo medio	$0.40 \leq T < 0.60$	$200 < V_{30} \leq 300$	D	$C_3$
SC IV	Suelo flexible	$T = 0.60$	$V_{30} \leq 200$	E	$C_4$

Tabla II-12 - Coeficientes para la ley de atenuación (Zhao et al., 2006)

Periodo	CH	C1	C2	C3	C4	$\sigma$	$\tau$	$\sigma\tau$
PGA	0.293	1.111	1.344	1.355	1.42	0.604	0.398	0.723
0.05	0.939	1.684	1.793	1.747	1.814	0.64	0.444	0.779
0.1	1.499	2.061	2.135	2.031	2.082	0.694	0.49	0.849
0.15	1.462	1.916	2.168	2.052	2.113	0.702	0.46	0.839
0.2	1.28	1.669	2.085	2.001	2.03	0.692	0.423	0.811
0.25	1.121	1.468	1.942	1.941	1.937	0.682	0.391	0.786
0.3	0.852	1.172	1.683	1.808	1.77	0.67	0.379	0.77
0.4	0.365	0.655	1.127	1.482	1.397	0.659	0.39	0.766
0.5	-0.207	0.071	0.515	0.934	0.955	0.653	0.389	0.76
0.6	-0.705	-0.429	-0.003	0.394	0.559	0.653	0.401	0.766
0.7	-1.144	-0.866	-0.449	-0.111	0.188	0.652	0.408	0.769
0.8	-1.609	-1.325	-0.928	-0.62	-0.246	0.647	0.418	0.77
0.9	-2.023	-1.732	-1.349	-1.066	-0.643	0.653	0.411	0.771
1	-2.451	-2.152	-1.776	-1.523	-1.084	0.657	0.41	0.775
1.25	-3.243	-2.923	-2.542	-2.327	-1.936	0.66	0.402	0.773
1.5	-3.888	-3.548	-3.169	-2.979	-2.661	0.664	0.408	0.779
2	-4.783	-4.41	-4.039	-3.871	-3.64	0.669	0.414	0.787
2.5	-5.444	-5.049	-4.698	-4.496	-4.341	0.671	0.411	0.786
3	-5.839	-5.431	-5.089	-4.893	-4.758	0.667	0.396	0.776
4	-6.598	-6.181	-5.882	-5.698	-5.588	0.647	0.382	0.751
5	-6.752	-6.347	-6.051	-5.873	-5.798	0.643	0.377	0.745

Evento de Interface= 1; 0

Subducción= 1; Intraplaca= 0

Intraplaca=1; 0

$$S_I := 0$$

$$S_S := 2.607$$

$$S_{SL} := -0.528$$

Tabla II-11 - Coeficientes para la ley de atenuación (Zhao *et al.*, 2006)

Periodo	a	b	c	d	e	SR	SI	SS	SSL
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.08	0.01412	0.251	0	2.607	-0.528
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.06	0.01463	0.251	0	2.764	-0.551
0.1	1.118	-0.00787	0.009	1.083	0.01423	0.24	0	2.156	-0.42
0.15	1.134	-0.00722	0.01	1.053	0.01509	0.251	0	2.161	-0.431
0.2	1.147	-0.00659	0.012	1.014	0.01462	0.26	0	1.901	-0.372
0.25	1.149	-0.0059	0.014	0.966	0.01459	0.269	0	1.814	-0.36
0.3	1.163	-0.0052	0.015	0.934	0.01458	0.259	0	2.181	-0.45
0.4	1.2	-0.00422	0.01	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506
0.5	1.25	-0.00338	0.006	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554
0.6	1.293	-0.00282	0.003	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575
0.7	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.22	-0.146	2.654	-0.572
0.8	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.48	-0.54
0.9	1.433	-0.00232	0.002	1.109	0.00972	0.22	-0.206	2.332	-0.522
1	1.479	-0.0022	0.002	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509
1.25	1.551	-0.00207	0.002	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469
1.5	1.621	-0.00224	0.002	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379
2	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248
2.5	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221
3	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263
4	1.826	-0.00195	0.004	1.044	0.0059	0.353	-0.39	0.561	-0.169
5	1.825	-0.00237	0.005	1.065	0.0051	0.248	-0.498	0.225	-0.12

$$c := 0.0055$$

$$\text{if } h < h_c = 1$$

$$\delta_h := 0$$

$$\text{else}$$

$$\delta_h := 1$$

$$r := x + c \cdot e^{(d \cdot M_w)} =$$

- 64.865
- 102.9311
- 141.3027
- 146.2512
- 184.9592
- 192.916
- 196.8959
- 196.8959
- 199.8815
- 213.82
- 227.7671
- 229.7601
- 231.7532
- 260.6671
- 276.628
- 295.5876
- 313.5543
- 333.5218
- 406.4321
- 432.4079
- 517.3466

$$\ln(y) := a \cdot M_w + b \cdot x - \ln(r) + e \cdot (h - h_c) \cdot \delta_h + F_R + S_I + S_S + S_{SL} \cdot \ln(x) + C_{K2} =$$

$$e^{\ln(y)} =$$

- 491.1303
- 175.211
- 83.1974
- 76.4682
- 41.9892
- 37.5163
- 35.5001
- 35.5001
- 34.0746
- 28.2764
- 23.6306
- 23.0444
- 22.4755
- 15.8418
- 13.1786
- 10.6654
- 8.7821
- 7.1209
- 3.4628
- 2.7151
- 1.2718

- 6.1967
- 5.166
- 4.4212
- 4.3369
- 3.7374
- 3.6248
- 3.5695
- 3.5695
- 3.5286
- 3.342
- 3.1625
- 3.1374
- 3.1124
- 2.7627
- 2.5786
- 2.367
- 2.1727
- 1.963
- 1.2421
- 0.9988
- 0.2404

**Anexo 8 Modelo de Aguiar & Castro (2010) para sismos de subducción**

Escala de la Intensidad

Magnitud de Momento

Distancia epicentral Km

Profundidad del sismo Km

$A_H$

$M_w := 7.8$

$D_e$

$H := 17$

$D_e :=$	$D_f := \sqrt{H^2 + D_e^2} =$	
<div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 5px;">             36 76 115 120 159 167 171 171 174 188 202 204 206 235 251 270 288 308 381 407 492           </div>		<div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 5px;">             39.8121 77.8781 116.2497 121.1982 159.9062 167.863 171.843 171.843 174.8285 188.7671 202.7141 204.7071 206.7003 235.6141 251.575 270.5347 288.5013 308.4688 381.3791 407.3549 492.2936           </div>

SEGUNDA PROPUESTA BASADA EN LA ECUACION DE SARAGONI ET AL 1982

$\ln(A_H) := -0.734 + 0.484 \cdot M_w - 0.188 \cdot \ln(D_f + 10) =$	$e^{\ln(A_H) \cdot 9.81} =$	
<div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 5px;">             2.3064 2.1997 2.1316 2.1244 2.0758 2.0672 2.063 2.063 2.0599 2.0463 2.0335 2.0318 2.03 2.0065 1.9947 1.9815 1.9698 1.9577 1.9189 1.9068 1.872           </div>		<div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 5px;">             98.48 88.511 82.683 82.087 78.193 77.523 77.201 77.201 76.965 75.92 74.958 74.827 74.697 72.959 72.1 71.158 70.332 69.481 66.84 66.037 63.777           </div>

Anexo 9 Modelo de Zhao et al. (2016) para sismos de subducción

Magnitud de Momento

Profundidad focal

$$M_w := 7.8$$

$$h := 17$$

$$c_1 := -5.3011$$

$$x_{into} := 10$$

$$c_2 := 1.151$$

$$m_c := 7.1$$

$$b_{int} := 0.0200$$

$$C_{max} := m_c$$

$$Y_{ints} := 3.8953$$

$$C_{ints} := 1.3148$$

$$d_{int} := 0.553$$

$$D_e := \begin{bmatrix} 36 \\ 76 \\ 115 \\ 120 \\ 159 \\ 167 \\ 171 \\ 171 \\ 174 \\ 188 \\ 202 \\ 204 \\ 206 \\ 235 \\ 251 \\ 270 \\ 288 \\ 308 \\ 381 \\ 407 \\ 492 \end{bmatrix} \quad R_{RUP} := \sqrt{h^2 + D_e^2} = \begin{bmatrix} 39.8121 \\ 77.8781 \\ 116.2497 \\ 121.1982 \\ 159.9062 \\ 167.863 \\ 171.843 \\ 171.843 \\ 174.8285 \\ 188.7671 \\ 202.7141 \\ 204.7071 \\ 206.7003 \\ 235.6141 \\ 251.575 \\ 270.5347 \\ 288.5013 \\ 308.4688 \\ 381.3791 \\ 407.3549 \\ 492.2936 \end{bmatrix}$$

$$f_{mints} := b_{int} \cdot h + Y_{ints} + \text{if } M_w \leq m_c \quad = 13.9575 \\ C_{ints} \cdot M_w \\ \text{else} \\ C_{ints} \cdot m_c + d_{int} \cdot (M_w - m_c)$$

$$\text{if } M_w \leq C_{max} = 7.1$$

$$C_m := M_w$$

else

$$C_m := C_{max}$$

$$r := x_{into} + R_{RUP} \cdot e^{\left( (c_1 + c_2 \cdot C_m) \right)} = \begin{bmatrix} 320.7008 \\ 617.7753 \\ 917.2347 \\ 955.8533 \\ 1257.9381 \\ 1320.0346 \\ 1351.0946 \\ 1351.0946 \\ 1374.3942 \\ 1483.1734 \\ 1592.0186 \\ 1607.5726 \\ 1623.1276 \\ 1848.7765 \\ 1973.3387 \\ 2121.3031 \\ 2261.5181 \\ 2417.3482 \\ 2986.3537 \\ 3189.0737 \\ 3851.9515 \end{bmatrix}$$

$$CH := 0.293$$

$$g_{int} := -2.0559$$

$$Y_{int} := -4.4986$$

$$A := CH = 0.293$$

$$g_{instLS} := 1.1336$$

$$e_{vint} := -0.011223$$

$$e_{ints} := -0.00628$$

$$\ln(S_a) := \overbrace{f_{mints} + g_{int} \cdot \ln(r) + g_{instLS} \cdot \ln(R_{RUP} + 200) + e_{ints} \cdot R_{RUP} + e_{vint} \cdot R_{RUP} + Y_{int} + \ln(A)} =$$

- 1.8828
- 0.0357
- 1.3019
- 1.4557
- 2.5688
- 2.7823
- 2.8876
- 2.8876
- 2.9659
- 3.3251
- 3.6749
- 3.7241
- 3.7733
- 4.4691
- 4.8417
- 5.2756
- 5.6792
- 6.1203
- 7.6791
- 8.2192
- 9.9458

$$\overbrace{\ln(S_a)} \cdot 981 =$$

- 6447.2903
- 1016.6552
- 266.8575
- 228.8152
- 75.1731
- 60.7188
- 54.6515
- 54.6515
- 50.5334
- 35.285
- 24.871
- 23.6751
- 22.5404
- 11.2399
- 7.7435
- 5.0177
- 3.3515
- 2.1561
- 0.4536
- 0.2643
- 0.047

Anexo 10 Modelo de Gao et al. (2021) para sismos de subducción

Magnitud de Momento

Profundidad Focal Km

$$M_w := 7.8$$

$$H := 17$$

$$D_e := \begin{bmatrix} 36 \\ 76 \\ 115 \\ 120 \\ 159 \\ 167 \\ 171 \\ 171 \\ 174 \\ 188 \\ 202 \\ 204 \\ 206 \\ 235 \\ 251 \\ 270 \\ 288 \\ 308 \\ 381 \\ 407 \\ 492 \end{bmatrix} \quad D_f := \sqrt{H^2 + D_e^2} = \begin{bmatrix} 39.8121 \\ 77.8781 \\ 116.2497 \\ 121.1982 \\ 159.9062 \\ 167.863 \\ 171.843 \\ 171.843 \\ 174.8285 \\ 188.7671 \\ 202.7141 \\ 204.7071 \\ 206.7003 \\ 235.6141 \\ 251.575 \\ 270.5347 \\ 288.5013 \\ 308.4688 \\ 381.3791 \\ 407.3549 \\ 492.2936 \end{bmatrix}$$

Constante 1

Constante 2

Constante 3

Constante 4

Constante 5

$$c_1 := -2.822$$

$$c_2 := 1.076$$

$$c_3 := -1.777$$

$$c_4 := 0.3828$$

$$c_5 := 0.583$$

$$\ln(y) := c_1 + c_2 \cdot M_w + c_3 \cdot \ln \left( D_f + c_4 \cdot e^{c_5 \cdot M_w} \right) = \begin{bmatrix} -2.1236 \\ -2.8456 \\ -3.3611 \\ -3.4179 \\ -3.8087 \\ -3.8794 \\ -3.9138 \\ -3.9138 \\ -3.9391 \\ -4.0528 \\ -4.1597 \\ -4.1745 \\ -4.1891 \\ -4.389 \\ -4.4905 \\ -4.6039 \\ -4.705 \\ -4.8111 \\ -5.1522 \\ -5.2594 \\ -5.5708 \end{bmatrix} \quad e^{\ln(y) \cdot 981} = \begin{bmatrix} 117.329 \\ 56.997 \\ 34.038 \\ 32.159 \\ 21.755 \\ 20.27 \\ 19.585 \\ 19.585 \\ 19.096 \\ 17.043 \\ 15.315 \\ 15.091 \\ 14.871 \\ 12.177 \\ 11.002 \\ 9.823 \\ 8.878 \\ 7.984 \\ 5.677 \\ 5.1 \\ 3.735 \end{bmatrix}$$

**Anexo 11 Modelo de Kumar et al. (2021) para sismos de subducción**

PGA en g

Magnitud de Momento

Distancia epicentral Km

Profundidad del sismo Km

A

$M_w := 7.8$

$D_e$

$H := 17$

Condicionante para aplicar combinacion de valores de coeficientes

Error estandar del modelo

$a := 0$

$\sigma := 0.281$

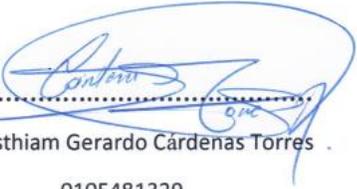
$D_e :=$	$D_f := \sqrt{H^2 + D_e^2} =$	$\begin{bmatrix} 39.8121 \\ 77.8781 \\ 116.2497 \\ 121.1982 \\ 159.9062 \\ 167.863 \\ 171.843 \\ 171.843 \\ 174.8285 \\ 188.7671 \\ 202.7141 \\ 204.7071 \\ 206.7003 \\ 235.6141 \\ 251.575 \\ 270.5347 \\ 288.5013 \\ 308.4688 \\ 381.3791 \\ 407.3549 \\ 492.2936 \end{bmatrix}$	$\begin{aligned} c_{11} &:= -1.091 + 0.013117 = -1.0779 \\ c_{12} &:= -1.091 - 0.013117 = -1.1041 \\ c_{21} &:= 0.3245 + 0.07506 = 0.3996 \\ c_{22} &:= 0.3245 - 0.07506 = 0.2494 \\ b_{11} &:= 1.0632 + 0.01413 = 1.0773 \\ b_{12} &:= 1.0632 - 0.01413 = 1.0491 \\ c_{31} &:= 0.4561 + 0.16994 = 0.626 \\ c_{32} &:= 0.4561 - 0.16994 = 0.2862 \end{aligned}$
$\begin{bmatrix} 36 \\ 76 \\ 115 \\ 120 \\ 159 \\ 167 \\ 171 \\ 171 \\ 174 \\ 188 \\ 202 \\ 204 \\ 206 \\ 235 \\ 251 \\ 270 \\ 288 \\ 308 \\ 381 \\ 407 \\ 492 \end{bmatrix}$			

$\ln(A) :=$	$\begin{cases} a \geq 1 & \rightarrow \\ c_{11} + c_{21} \cdot M_w - b_{11} \cdot \ln \left( D_f + e^{c_{31}} \right) + \sigma \\ \text{else} & \rightarrow \\ c_{12} + c_{22} \cdot M_w - b_{12} \cdot \ln \left( D_f + e^{c_{32}} \right) + \sigma \end{cases}$	$=$	$\begin{bmatrix} -2.7769 \\ -3.4641 \\ -3.8785 \\ -3.9218 \\ -4.2098 \\ -4.2603 \\ -4.2847 \\ -4.2847 \\ -4.3026 \\ -4.3825 \\ -4.4568 \\ -4.467 \\ -4.4771 \\ -4.6136 \\ -4.682 \\ -4.7578 \\ -4.825 \\ -4.8949 \\ -5.1166 \\ -5.1855 \\ -5.3836 \end{bmatrix}$	$\xrightarrow{e^{\ln(A)} \cdot 981 =}$	$\begin{bmatrix} 61.046 \\ 30.706 \\ 20.288 \\ 19.429 \\ 14.567 \\ 13.85 \\ 13.516 \\ 13.516 \\ 13.276 \\ 12.256 \\ 11.379 \\ 11.264 \\ 11.15 \\ 9.727 \\ 9.084 \\ 8.421 \\ 7.874 \\ 7.343 \\ 5.882 \\ 5.491 \\ 4.504 \end{bmatrix}$
-------------	---	-----	--	--	--

## AUTORIZACION DE PUBLICACION EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL

**Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres** y **Damian Antonio Matute Sánchez**, portadores de las cédulas de ciudadanía N° **0105481329** y N° **0106230220**. En calidad de autores y titulares de los derechos patrimoniales del trabajo de titulación **“ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS ECUACIONES DE ATENUACIÓN PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN Y CORTICAL EN EL ECUADOR”**, de conformidad a lo establecido en el artículo 114 Código Orgánico de la Economía Social de los Conocimientos, Creatividad e Innovación, reconozco a favor de la Universidad Católica de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos, Así mismo; autorizo a la Universidad para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el Repositorio Institucional de conformidad a lo dispuesto en el artículo 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, **12 de abril del 2023**



.....  
Cristhiam Gerardo Cárdenas Torres  
0105481329



.....  
Damian Antonio Matute Sánchez  
0106230220