

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

ESCUELA DE INGENIERÍA EN GEOLOGIA Y PETRÓLEOS

“ANÁLISIS DE LAS ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTOS DE SUELO PARA EL ECUADOR UTILIZANDO DATOS REGISTRADOS DURANTE EL PERIODO 2000 –2011 EN ESTACIONES SISMICAS DE BANDA ANCHA Y ACELERÓGRAFOS”

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO
ESPECIALISTA EN GEOLOGÍA**

LOURDES MERCEDES TAPE ACOSTA

mtape@igepn.edu.ec

DIRECTOR: DR. MARIO CALIXTO RUIZ ROMERO

mruiz@igepn.edu.ec

Quito, Junio 2013

DECLARACIÓN

Yo, LOURDES MERCEDES TAIPE ACOSTA declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional, puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

LOURDES MERCEDES TAIPE ACOSTA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por LOURDES MERCEDES TAIPE ACOSTA, bajo mi supervisión.

DR. MARIO CALIXTO RUIZ
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTO

A Dios, por las bendiciones en la vida, por iluminar mi camino y proteger a mis seres queridos. Por la fortaleza para cumplir con mis sueños.

A la vida, por las dificultades y las alegrías que han formado mi espíritu y carácter para enfrentar los retos que se presentan en el camino.

A todo el personal del Instituto Geofísico por su apoyo y colaboración, especialmente a Mario Ruiz, Alexandra Alvarado, Patricio Ramón y Sandro Vaca, quienes con sus consejos y experiencia permitieron plasmar de modo adecuado la información y visualización del presente documento técnico.

A mis maestros, por los conocimientos impartidos y por la invaluable ayuda en mi formación.

A mi hermana, por el apoyo brindado y sus palabras de aliento.

A mis amigos y compañeros de trabajo por los buenos e inolvidables momentos.

DEDICATORIA

A mi familia, especialmente a mi madre por guiar mis pasos y ser un apoyo constante e incondicional en cada una de las etapas de mi vida.

A mi pequeño ángel, Salomé, por ser la luz de mis días y la razón de mi esfuerzo y dedicación para convertirme en el referente que le permita trazar sus ideales.

ÍNDICE GENERAL

CONTENIDO	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABLAS	x
ÍNDICE DE ANEXOS	xi
RESUMEN	xii

CONTENIDO

CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO	1
1.2 OBJETIVOS	2
OBJETIVO GENERAL	2
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.3 ALCANCE	3
1.4 METODOLOGÍA	4
1.5 TEMAS AFINES REALIZADOS	5
1.6 ESQUEMA DEL PRESENTE ESTUDIO	6
CAPÍTULO 2	7
MARCO GEODINÁMICO Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ECUADOR	7
2.1 MARCO GEODINÁMICO	7
LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA NAZCA	9
2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ECUADOR	11
2.3 PRINCIPALES RASGOS SISMOTECTÓNICOS DEL ECUADOR	17
ZONA 1: SISMICIDAD INTERPLACA	19
ZONA 2: SISMICIDAD INTRAPLACA INFERIOR	23
ZONA 3: SISMICIDAD INTRAPLACA SUPERIOR	26
CAPÍTULO 3	32
FUNDAMENTO TEÓRICO	32
ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DE SUELO (GMPE`S)	32
3.1 INTRODUCCIÓN.	32
3.2 MARCO TEÓRICO	33
3.2.1 ATENUACIÓN SÍSMICA	34
3.2.2 MAGNITUD	34
3.2.3 DISTANCIA FUENTE – SITIO	35
3.2.4 MECANISMOS DE RUPTURA	37

3.2.5 HANGING-WALL Y FOOT-WALL	38
3.2.6 CONDICIONES LOCALES	39
3.2.7 AMBIENTES TECTÓNICOS	40
3.3 ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DE SUELO (GMPE`S)	40
3.3.1 CONSTRUCCIÓN DE LAS LEYES DE ATENUACIÓN.	41
3.4 METODOLOGÍA	44
3.4.1 - SELECCIÓN DE DATOS	44
3.4.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	48
3.4.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS	58
3.4.4 ELECCIÓN DE PARÁMETROS REPRESENTATIVOS DEL MOVIMIENTO	60
3.4.5 SELECCIÓN DE LAS GMPE`S	61
CAPÍTULO 4	63
ANÁLISIS DE LAS ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DE SUELO	63
4.1 CAMPBELL Y BOZORGNIA 2008 (CB08)	63
4.1.1 LIMITACIONES DEL MODELO	63
4.1.2 ANÁLISIS DE LA ECUACION CB08	64
4.2 CHIOU Y YUONGS, 2008 (CY08)	68
4.2.1 LIMITACIONES DEL MODELO	68
4.2.2 ANÁLISIS DE LA ECUACION CY08	69
4.3 ATKINSON Y BOORE, 2003 (AB03)	73
4.3.1 LIMITACIONES DEL MODELO	73
4.3.2 ANALISIS DE LA ECUACION AB03	74
4.5 ZHAO ET AL., 2006 (ZEA06)	77
4.5.1 LIMITACIONES DEL MODELO	77
4.5.2 ANÁLISIS DE LA ECUACION ZEA06	78
CAPÍTULO 5	81
RELACIÓN ENTRE LOS DATOS OBSERVADOS Y LAS GMPE`s ANALIZADAS.	81
5.1 CAMPBELL Y BOZORGNIA 2008	82
5.2 CHIOU Y YOUNG, 2008	86
5.3 ATKINSON Y BOORE 2003	91
ZONA 1	91

ZONA 2	95
5.4 ZHAO ET AL. 2006	100
ZONA 1	101
ZONA 2	104
CAPÍTULO 6	111
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	111
BIBLIOGRAFIA	116

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 2

Figura 2.1	Límites de placas mostrando la dirección y velocidades de movimiento (Modificado de Ego, 1995).....	8
Figura 2.2.	Límites de placas mostrando la dirección y velocidades de movimiento (Modificado de Ego, 1995).....	9
Figura 2.3	Cortes indicando la variación del plano de Benioff en el Ecuador. Mapa de localización de los cortes de sismicidad A, B y C; cortes verticales proyectados sobre un ancho de 1 grado de latitud. (Guillier et al., 2001).....	11
Figura 2.4	Mapa Geológico del Ecuador simplificado (Jaillard et al., 2009)....	13
Figura 2.5	Principales volcanes cuaternarios en el Valle Interandino: 1: Ruco y Guagua Pichincha, 2:Atacazo-Ninahuilca, 3: Cayambe, 4: El Reventador, 5:Chacana, 6:Antisana, 7: Cotopaxi, 8: Tungurahua, 9: Chimborazo, 10:Sangay, 11:Illinizas, 12:Antisana, 13:Rumiñahui, 14:Pasochoa, 15:Cotopaxi, 16:Sumaco, 17:Tungurahua, 18:Chimborazo, 19:Altar. Ríos: RC:Río Chingual, RG:Río Guayllabamba, RM:Río Monjas, RN:Río Napo, RP:Río Pastaza, RQ:Río Quijos, RT:Río Toachi). (Robin, 2010).....	16
Figura 2.6	Clasificación de los eventos seleccionados según las profundidades. Los círculos amarillos corresponden a la Zona 1 (sismicidad de interplaca). Los símbolos azules corresponden a la Zona 2 (sismicidad intraplaca inferior. Los triángulos verdes corresponden a la Zona 3 (sismicidad intraplaca superior).....	18
Figura. 2.7	Mecanismos focales para la sismicidad interplaca (Zona 1). Principales fuentes sísmicas relacionadas al proceso de subducción (líneas rojas). Tomado de Alvarado (2012).....	21
Figura. 2.8	Mecanismos focales para la sismicidad intraplaca inferior (Zona 2). En líneas rojas se encuentran las principales fuentes sísmicas relacionadas al proceso de subducción (Alvarado, 2012).....	25

Figure 2.9	Esquema de los principales sistemas de fallas mayores. Tomado de Alvarado (2012).....	26
Figure 2.10	Mapa estructural simplificado de la zona de antenarco (Daly, 1990).....	27
Figura. 2.11	a) Fuentes sismogénicas corticales (Tomado de Alvarado, 2012).	29
Figura 2.11	b) Mecanismos focales determinados en este trabajo, para la sismicidad somera intraplaca (Zona 3).....	30

CAPÍTULO 3

Figura 3.1	Relaciones entre medidas de distancias utilizadas en el desarrollo de las relaciones de movimiento de suelo. (Abrahamson N., Shedlock K., 1997).....	37
Figura 3.2	Diagrama de los principales componentes de una falla.....	38
Figura 3.3	Comparación de las curvas de atenuación dependientes e independientes de la magnitud. (Bozorgnia et al., 2004).....	43
Figura 3.4	Ubicación de las estaciones sísmicas de banda ancha pertenecientes a la RENSIG (IG-EPN).....	45
Figura 3.5	Porcentaje de registros por cada estación analizada durante el período 2000 – 2011.....	46
Figura 3.6	Gráfico de la relación entre la magnitud M_d corregida y M_w calculada.....	50
Figura 3.7	Distribución de los eventos seleccionados según las magnitudes de momento.....	51
Figura 3.8	Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación CABP. Los sensores se encuentran co-ubicados. CABP ENE (acelerograma real) CABP BHE (acelerograma sintético) C: Comparación de los espectrogramas de las señales señales acelerográficas calculadas y reales.....	53
Figura 3.9	Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación PTGL. Los sensores se encuentran co-ubicados. PTGL ENN (acelerograma real) PTGL BHN	

	(acelerograma sintético).....	53
Figura 3.10	Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación PTGL. Los sensores se encuentran co-ubicados. PTGL ENE (acelerograma real) PTGL BHE (acelerograma sintético).....	54
Figura 3.11	Relación entre las aceleraciones calculadas y las aceleraciones reales en las estaciones ubicadas en la Costa (Proyecto ADN).....	56
Figura 3.12	Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación OTAV. Los sensores se encuentran co-ubicados. A: OTAV HNN (acelerograma real) OTAV BHN (acelerograma derivado).....	57
Figura 3.13	Comparación de los espectros de respuesta de las señales acelerográficas derivadas y reales en la estación OTAV. En verde señal de acelerograma real, en azul señal de acelerograma derivado. En la izquierda espectro de respuesta de la componente Norte. En la derecha espectro de respuesta de la componente Este. Evento del 2006 04 18.	57
Figura 3.14	Solución mediante el modelo de inversión de ondas para el evento 201001101806.....	59
Figura 3.15	Comparación de formas de ondas observadas y sintéticas, para el evento 201001101806.....	60

CAPÍTULO 5

Figura 5.1	PGA de eventos de la intraplaca superior, para diferentes rangos de Mw y con distancias de hasta 300 km, en azul los valores de PGA observados y en rojo los valores de PGA del modelo de CB008.....	83
Figura 5.2	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de CB08. A: para distancias menores a 300 km, B: distancias menores a 200 km, C: distancias menores a 100 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada:	

	desviación de las observaciones.....	85
Figura 5.3	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de CB08. A: para $M_w > 4.5$, B: $4.5 \geq M_w > 5.0$, C: $M_w > 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación de las observaciones.....	86
Figura 5.4	PGA de eventos de la intraplaca superior, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 300 km, en azul los valores de PGA observados y en rojo los valores de PGA del modelo de CY008.....	87
Figura 5.5	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de CY08. A: $M_w = 4.1$, B: $M_w = 4.2$, C: $M_w = 4.3$, D: $M_w = 4.4$, E: $M_w = 4.5$, F: $M_w = 4.6$. G: $M_w = 4.7$, H: $M_w = 4.8$, I: $M_w = 4.9$, J: $M_w = 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.....	90
Figura 5.6	PGA de eventos de la interplaca superior, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 500 km, en azul los valores de PGA observadas (reales) y en rojo los valores de PGA del modelo de AB03.....	92
Figura 5.7	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. A: para distancias menores a 550 km, B: distancias menores a 300 km, C: distancias menores a 200 km y D: distancias menores a 100 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación de las observaciones.....	93
Figura 5.8	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. A: para $M_w > 4.5$, B: $4.5 \geq M_w > 5.0$, C: $M_w > 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.	95
Figura 5.9	PGA de eventos del slab o intraplaca, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 450 km, en azul los valores de PGA observadas y en rojo los valores de PGA del modelo de AB03.....	96

Figura 5.10	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. A: Rrup máxima = 550 km, B: Rrup máxima = 300 km, C: Rrup máxima = 200 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.....	98
Figura 5.11	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. A: $M_w < 4.5$; B: $4.5 \leq M_w < 5.0$; C: $5.0 \leq M_w < 5.5$; D: $5.5 \leq M_w < 6.0$; E: $M_w > 6.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.....	100
Figura 5.12	PGA de eventos de la Zona 1, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 550 km, en verde los valores de PGA observados (reales) y en azul los valores de PGA del modelo de ZEA06.....	101
Figura 5.13	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. A: para distancias mayores a 400 km, B: para distancias menores a 400 km C: distancias menores a 300 km, D: distancias menores a 200 km, E: distancias menores a 100 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.....	103
Figura 5.14	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. A: $M_w < 4.5$; B: $4.5 \leq M_w < 5.0$; C: $M_w > 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.....	104
Figura 5.15	PGA de eventos de la Zona 2, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 550 km, en azul los valores de PGA observados (reales) y en rojo los valores de PGA del modelo de ZEA06.....	106
Figura 5.16	Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. A: para distancias mayores a 400 km, B: distancias menores a 400 km, C: distancias menores a 300 km, D: distancias menores a 200 km. Línea roja: desviación normal	

estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal
estándar de las observaciones..... 112

Figura 5.17 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de
ZEA06. A: $M_w < 4.5$; B: $4.5 \leq M_w < 5.0$; C: $5.0 \leq M_w < 5.5$; D:
 $5.5 \leq M_w < 6.0$; E: $M_w > 6.0$. Línea roja: desviación normal
estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal
estándar de las observaciones..... 107

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 3

Tabla 3.1	Valores de V30 para diferentes tipos de terrenos (Programa Nacional de Reducción de Peligro Sísmico – USA, NEHRP, 1993).....	39
Tabla 3.2	Número de eventos y registros para cada zona.....	48

CAPÍTULO 4

Tabla 4.1	Definición de los suelos usados en ZEA06 y las correspondencias aproximadas con la clasificación NEHRP (Zhao et al., 2006).....	79
------------------	---	----

ÍNDICE DE ANEXOS

- ANEXO 1** Scripts desarrollados para los diferentes análisis
- ANEXO 2** Catálogo de aceleraciones máximas de eventos mayores a 4.0 Mw durante el periodo 2000 – 2011
- ANEXO 3** Mecanismos focales
- ANEXO 4** Tablas de coeficientes de las GMPE`s analizadas
- ANEXO 5** Registros de las Constantes de los equipos sísmicos

RESUMEN

El propósito del presente trabajo es validar las Ecuaciones de Predicción de Movimiento del Suelo (GMPE`s) que fueron generadas en ambientes tectónicos similares a los del país con datos obtenidos a partir de señales sísmicas de banda ancha y acelerográficas pertenecientes al IG-EPN. La geodinámica en el país es compleja, es por ello que se ha diferenciado en tres zonas: Zona 1, sismicidad interplaca; Zona 2, sismicidad del slab en subducción intraplaca (40-300 km); y la Zona 3, sismicidad intraplaca superior (< 40km). Se analizó 1212 registros durante el periodo 2000-2011 y mediante algoritmos matemáticos se obtuvo valores de picos de máximas aceleraciones para eventos con magnitudes mayores a 4.0 Mw. Se analizó 4 modelos representativos de GMPE`s: Atkinson & Boore (2003) (AB03), Zhao et al. (2006) (ZAE06), Campbell & Bozorgnia (2008) (CB08) y Chiou & Young (2008) (CY08) para las 3 zonas tectónicas. Se obtuvo los siguientes resultados:

- Zona 1.- Los análisis probabilísticos indican que el modelo que mejor se ajusta a los datos observados es el de ZEA06.
- Zona 2.- En base a los registros probabilísticos el modelo que mejor describe el movimiento de los suelos es el de ZEA06.
- Zona 3.- Los modelos (CB08) y (CY08) son probabilísticamente representativos para este tipo de ambiente tectónico.

ABSTRACT

The purpose of this study is to validate Ground Motion Prediction Equations (GMPE`s), generated for similar tectonic environments with data recorded on broad band seismic and strong motion belonging to the IG-EPN in the period 2000-2011. Due to the complexity of the geodynamics, seismicity has been divided into three zones: Zone 1, interplate seismicity, Zone 2, subducting slab intraplate seismicity (40-300 km), and Zone 3, upper intraplate seismicity (<40km). We obtain 1212 data of peak maximum acceleration using mathematical algorithms, with magnitudes greater than 4.0 Mw.

We take four representative GMPE`s models: Atkinson & Boore (2003) (AB03), Zhao et al. (2006) (ZAE06), Campbell & Bozorgnia (2008) (CB08) and Chiou & Young (2008) (CY08). This was analyzed for the three tectonic zones. We obtained the following results:

- Zone 1, the probabilistic analyses indicate that the best fit model is ZEA06.
- Zone 2. - The equation that shows the best fit models is ZEA06.
- Zone 3. –CB08 and CY08 are representative models for this type of tectonic environment.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

La situación geodinámica del Ecuador nos obliga a estar actualizados en cuanto a técnicas y metodologías tendientes a reducir los niveles de daño provocados por los fenómenos naturales sobre la sociedad, es por ello que se hace necesaria la determinación y el conocimiento de fenómenos como el peligro sísmico y su cuantificación.

El peligro sísmico se cuantifica en términos de los periodos de retorno de las intensidades sísmicas, entendiéndose por intensidad a la aceleración, velocidad, desplazamiento del suelo. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número de veces, por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica es excedido. Las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad se las denomina leyes de atenuación o Ecuaciones de Predicción de Movimientos de Suelo (GROUND MOTION PREDICTION EQUATIONS – GMPEs). A nivel mundial se han realizado muchos estudios que han determinado GMPEs basadas en amplios catálogos de sismos tanto históricos como instrumentales, un ejemplo de ello son los trabajos desarrollados por el *Pacific Earthquake Engineering Research project* (PEER) y el *Seismic HAZard haRmocratization in Europa* (SHARE) project. Las ecuaciones se determinan para regiones específicas y con diferentes periodos de vibración. Estas relaciones se obtienen a partir del ajuste de los registros sísmicos de una determinada zona por medio de análisis de regresión. Uno de los parámetros más comunes utilizados en la construcción de estas leyes es la aceleración máxima del suelo o PGA.

En el Ecuador, la falta de equipos sísmicos de buena resolución, de una distribución apropiada de los mismos y el escaso número de registros acelerográficos no han permitido generar ecuaciones de atenuación con el

suficiente sustento, adicionalmente la complejidad en la tectónica y en la estratigrafía presentes en el país hace que se requiera un mejor conocimiento de las fuentes que originan los sismos.

Durante los últimos años, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional ha instalado equipos sísmicos que registran eventos con un amplio espectro de frecuencias. Estos registros pueden ser procesados y utilizados para el análisis de atenuación de las ondas sísmicas. Se plantea realizar una comparación de la información instrumental obtenida en los últimos años con las GMPEs de otras regiones de similares características tectónicas y de esta manera validarlas para que puedan ser utilizadas en los estudios de peligro sísmico.

Puesto que la estimación de leyes de atenuación conlleva gran incertidumbre, ya que a menudo los datos que se ajustan a una determinada ley presentan una gran dispersión, los resultados son más precisos para una cierta región cuanto mayor es la muestra de datos empleada. En este caso se recopilaron datos sísmicos desde el año 2000 hasta el 2011 para abarcar una amplia muestra de eventos y obtener resultados representativos.

1.2 OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Validar Ecuaciones de Predicción de Movimiento del Suelo (GMPE's) que permitan cuantificar de mejor forma el peligro sísmico (Distribución probabilística de aceleraciones sísmicas horizontales) en el Ecuador Continental.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Elaborar un catálogo con aceleraciones sísmicas obtenidas de las estaciones de banda ancha y acelerógrafos de los proyectos en los que ha participado el Instituto Geofísico DIPECHO¹, JICA², ADN³ y SENESCYT⁴ durante el periodo agosto 2000 – octubre 2011.
- Identificar los eventos sísmicos de subducción y corticales registrados en las estaciones de banda ancha y acelerográficas basándose en la ubicación de los eventos.
- Determinar los valores de magnitud de momento y los mecanismos focales de los eventos analizados mediante la inversión de formas de onda en desplazamiento (Valle, 2010 no publicado).
- Comparar las GMPE's de otras regiones del mundo que presenten una tectónica activa similar al Ecuador con los datos obtenidos en base al catálogo recopilado.
- Discutir cuales son las ecuaciones más apropiadas que pueden ser utilizadas en la determinación del peligro sísmico.

1.3 ALCANCE

Para el desarrollo de esta investigación se utilizarán los registros de las estaciones sísmicas de banda ancha y acelerográficas que se encuentran instaladas principalmente en la costa centro y norte (Proyecto ADN), en la región central del país (Proyecto JICA), en el sur del país (Proyecto DIPECHO) y la red de acelerógrafos distribuidos en algunas ciudades a nivel nacional (Proyecto SENESCYT).

1 Programa de Preparación antes los desastres de La Comunidad Europea

2 Agencia de Cooperación del Gobierno del Japón

3 Proyecto de los Andes del Norte

4 Secretaría Nacional de Educación Superior, Ciencia y Tecnología

Se realizará una compilación de las señales sísmicas de los eventos registrados en el país con magnitudes mayores a 4.0 grados, posteriormente se hará una clasificación de los eventos según su distribución espacial y los mecanismos focales relacionándoles con las diferentes fuentes sísmicas reconocidas en otros estudios como Bonilla & Ruiz (1992), Segovia et al., (2004), Vaca (2007).

Los registros de velocidades de las estaciones de banda ancha se los transformará en aceleraciones mediante procedimientos matemáticos, y se los comparará con las señales acelerográficas registradas en las estaciones de acelerómetros. Una vez comprobada la validez de las transformaciones se procederá a determinar los valores de las máximas aceleraciones registradas para diferentes rangos de frecuencias, de esta manera será posible realizar la validación de las ecuaciones existentes para sitios diferentes, a nivel mundial, en zonas con similares características geológicas y con tectónica activa similar. Finalmente se realizará una discusión de los resultados obtenidos.

1.4 METODOLOGÍA

La metodología utilizada en este estudio es la siguiente:

- **Identificación de eventos sísmicos.**

Se identificaron los eventos sísmicos que poseen datos de velocidades (equipos sísmicos de banda ancha) y aceleraciones desde Agosto 2000 hasta Octubre 2011, a partir de los registros del Catálogo Sísmico del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN).

- **Análisis de calidad de registros sísmicos.**

Recuperación y homogenización de los formatos de los registros sísmicos seleccionados. Revisión visual de cada uno de los datos para escoger aquellos que cumplan con los requisitos de calidad y utilidad. Evaluación de las señales mediante la relación señal-ruido.

- **Identificación de las fuentes sísmicas**

Se identificaron las fuentes sísmicas mediante la evaluación de los mecanismos focales de los eventos más representativos y las ubicaciones epicentrales.

- **Descripción de las Ecuaciones de Predicción de Movimiento de Suelo.**

Análisis de cada uno de los parámetros que intervienen en los diferentes tipos de ecuaciones y las limitaciones que presentan.

- **Análisis de los resultados obtenidos y generación de conclusiones.**

Validación de las GMPE's mediante análisis probabilísticos. Finalmente se enunciaron las conclusiones que se desprenden del trabajo desarrollado.

1.5 TEMAS AFINES REALIZADOS

Una primera aproximación de los análisis de atenuación de las ondas sísmicas, fue la presentada por Bonilla y Ruiz (1992) en la "Evaluación del Peligro sísmico en el Ecuador", donde se realizó una calibración de los valores de aceleración medidos en acelerógrafos disponibles, con varias leyes de atenuación y con la identificación de provincias sismotectónicas.

Aguiar (2010), en base a la información macrosísmica de 14 sismos asociados a fallas corticales y a 7 sismos de subducción registrados en el Ecuador y algunos en el sur de Colombia, determinó una Ley de Atenuación de Intensidades en la escala de Mercalli Modificada. También obtuvo una relación entre la Intensidad máxima en la Escala de Mercalli y la aceleración máxima del suelo, con los datos de 7 sismos registrados en América del Sur, y presentaron dos propuestas de Leyes de Atenuación de las aceleraciones del suelo. La primera encontrada a partir de la relación entre la aceleración máxima del suelo y de la intensidad máxima, obtenida en este estudio y la segunda empleando la relación de Saragoni et al. (1982).

Naya (2010) analizó los registros acelerográficos de la Red de acelerógrafos de Quito del sismo del 9 de octubre de 2010 ocurrido cerca de la ciudad del Tena, mediante el modelamiento de los movimientos del suelo en varios lugares de la ciudad de Quito y alrededor del volcán Cotopaxi, además determinó las incertidumbres de estos movimientos. Los resultados fueron comparados con dos ecuaciones empíricas de atenuación, que provienen de datos mundiales.

1.6 ESQUEMA DEL PRESENTE ESTUDIO

En el **Capítulo 2** se presenta una síntesis de la evolución geológica del Ecuador que expone la posición espacial y litología de las diferentes unidades que se caracterizaron en superficie.

El **Capítulo 3** presenta una introducción del fundamento teórico sobre los principales parámetros involucrados en los modelos de atenuación y el desarrollo de la metodología aplicada.

En el **Capítulo 4** se describe cada una de las ecuaciones utilizadas para realizar la comparación, así como también las condiciones que se requieren para su utilización.

El **Capítulo 5** muestra los resultados y las discusiones sobre las comparaciones realizadas con el fin de validar las ecuaciones analizadas.

El **Capítulo 6** presenta las principales conclusiones obtenidas para este estudio y las recomendaciones que se creen pertinentes.

CAPÍTULO 2

MARCO GEODINÁMICO Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ECUADOR

2.1 MARCO GEODINÁMICO

El Ecuador se encuentra localizado en la parte Nor-occidental de América del Sur, entre las latitudes 1.25° N y 5° S, una parte del territorio continental se encuentra sobre una microplaca denominada “Bloque Andino” definida por Pennington (1981). Esta microplaca está controlada por la interacción de las placas Sudamericana, Nazca-Cocos y Caribe (Fig. 2.1), que juegan un papel importante en la tectónica de esta región (Pennington, 1981). El límite de placas convergentes se manifiesta en el fondo marino como una fosa o trinchera que a la latitud del Ecuador, presenta una profundidad de 3000 a 4000 m bajo el nivel del mar.

La Placa Nazca se mueve respecto a la Placa Sudamericana a una velocidad de 58 mm/año con dirección N83°E (Kendrick et al. 2003), mientras el Bloque Andino se desplaza con dirección N35°E a una velocidad de entre 7 y 8 mm/año con respecto a Sudamérica (Nocquet et al., 2009; Alvarado A., 2012) a lo largo de un sistema de fallas denominado, *Sistema Mayor Dextral* definido inicialmente por Soulas et al. (1991), y tratado con mayor detalle por Alvarado (2012) para la región ecuatoriana en lo que denomina el Sistema Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), el mismo que presenta sistemas transpresivos dextrales y que probablemente funciona desde hace 3 Ma (Alvarado A., 2012). Adicionalmente se observa un acortamiento en sentido E-O, con una mayor rata hacia el sur, el cual es compensado en la parte norte con una tasa de velocidad mayor sobre las fallas de rumbo del sistema dextral. De esta manera se considera al Bloque Andino como una zona transpresiva dextral (Ego y Sebrier, 1996).

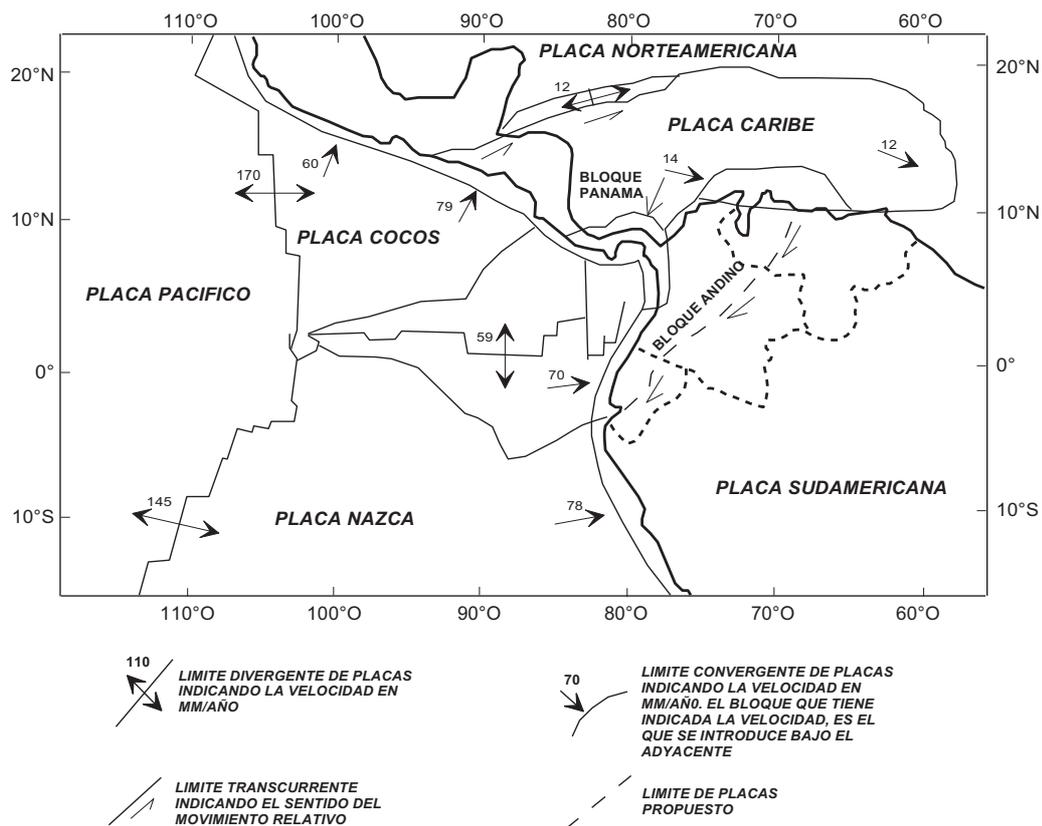


Figura 2.1. Límites de placas mostrando la dirección y velocidades de movimiento (Modificado de Ego, 1995)

La figura 2.2 muestra las direcciones y velocidades del movimiento de las placas Nazca, Sudamericana y el Bloque Andino; las flechas blancas indican la velocidad de convergencia de la placa Nazca con respecto a la placa Sudamericana (Kendrick et al. 2003). Las flechas rojas indican los vectores de movimiento de las fallas que delimitan la frontera Este del bloque Norandino incluidos en el cálculo del vector de velocidad de rotación.

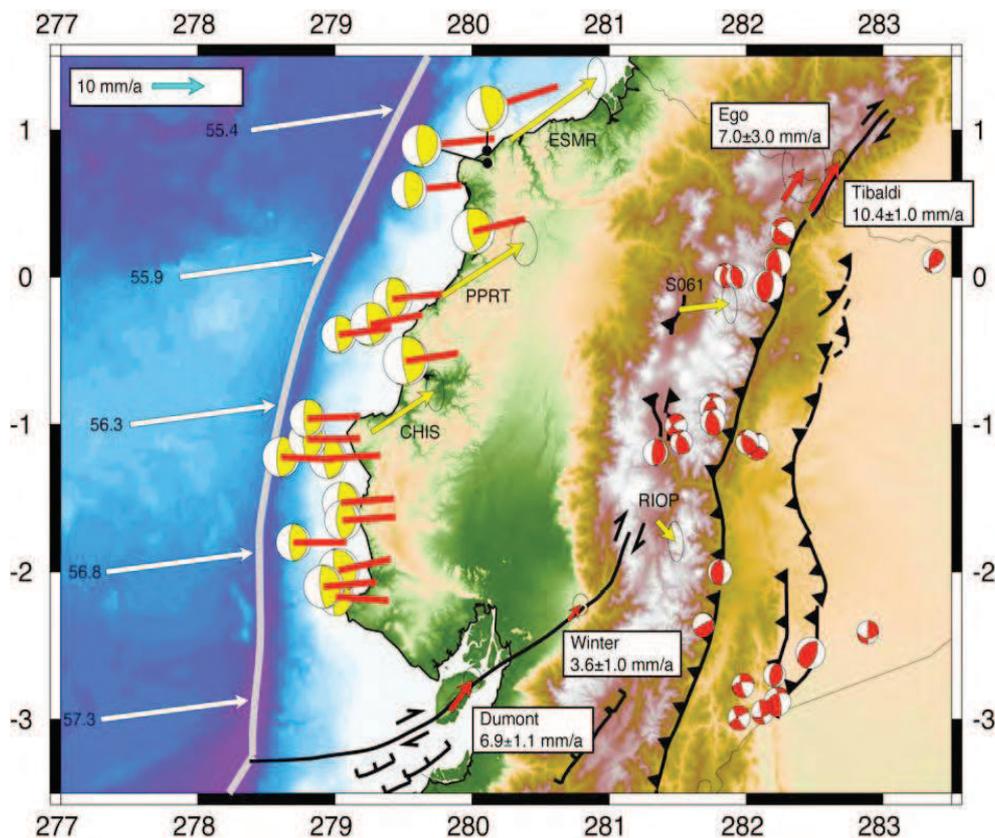


Figura 2.2. Diagrama indicando la dirección y la velocidad estimada de movimiento de las placas Nazca, Bloque Norandino y Sudamericana (Nocquet et al., 2009)

LA SUBDUCCIÓN DE LA PLACA NAZCA

En base a la información sísmica, se ha reconocido tres segmentos en función del ángulo de subducción, que se sugiere están ligados a cambios en la placa Nazca (edad, morfología y origen) y a su vez están relacionados a rasgos morfológicos. Estos segmentos son:

- Al norte de 1° N, una *subducción normal* (ángulo de 35°) (Pennington, 1981; Gutscher, et al.; 1999; Guillier, et al., 2001) (Fig. 2.3). La sismicidad se encuentra confinada al tramo de placa que se subduce.
- Entre 1° N y 3° S, (ángulo de subducción de 25°) la subducción está influenciada por la presencia de la “Cordillera Asísmica de Carnegie” generada en el “Punto Caliente Galápagos” (Lonsdale, 1978; Barberi et al., 1988; Gutscher et

al., 1999) (Fig. 2.3). Carnegie tiene una elevación aproximada de 1000 m respecto al piso oceánico de la placa Nazca y un ancho mayor a 200 km en la zona de la fosa (Lonsdale, 1978). El espesor se estima entre 14 y 19 km (Calahorrano, 2001; Graindorge et al., 2004). La subducción de esta cordillera marina, según algunos autores ha causado:

- El levantamiento del eje de la fosa de ~1500 m, justo en dirección del eje de la cordillera (Daly, 1989; Gutscher et al., 1999)
- El levantamiento de terrazas marinas a lo largo de la costa con una tasa de ascenso entre 0.2–0.5 mm/año para el periodo comprendido entre el Pleistoceno inferior al actual (Pedoja, 2003)
- Un incremento del espesor de la corteza que se introduce bajo la margen continental evidenciado con sísmica de reflexión multitraza (Calahorrano, 2001; Sallares et al., 2005; Graindorge et al., 2004)
- La influencia en la tectónica y vulcanismo en el Ecuador, produce un cambio en la química de los productos volcánicos (Lonsdale, 1978; Gutcher et al., 1999; Spikins et al., 2001).
- Un ensanchamiento considerable del arco volcánico activo y un significativo acercamiento a la fosa de subducción (Bourdon et al., 2004).

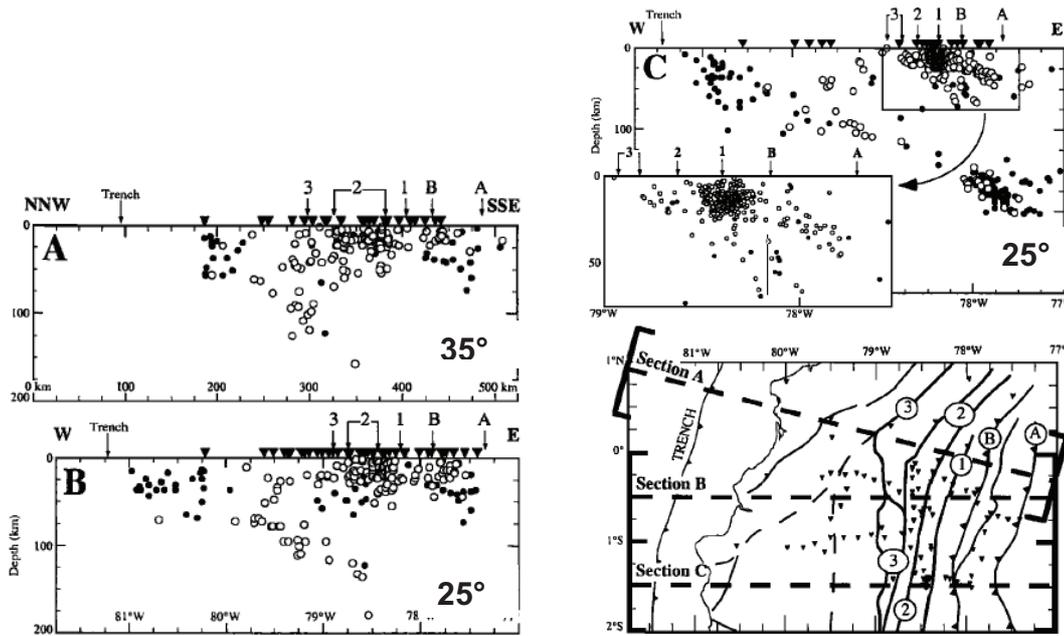


Figura 2.3 Cortes indicando la variación del plano de Benioff en el Ecuador. Mapa de localización de los cortes de sismicidad A, B y C; cortes verticales proyectados sobre un ancho de 1 grado de latitud (Guillier et al., 2001).

- El tercer segmento, al sur de 3 °S, tiene un ángulo de subducción menor a 25°, es el denominado “flat slab” al norte del Perú (Quishpe, 2003). El segmento se encuentra limitado por la fractura Grijalva (Corredor, 2003). Su estructura tiene dirección NE que forma un escarpe de 700 m de altura que interseca la fosa en 3° S (Lonsdale, 1978; Lonsdale y Klitgord, 1978). Esta fractura es el límite estructural que separa cortezas oceánicas de edad diferente: al Norte la corteza de edad ~22-24 Ma (Handschumacher, 1976) mientras al Sur la corteza más antigua con 34 Ma.

2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ECUADOR

El Ecuador continental está dividido en tres regiones fisiográficas con características morfológicas y geológicas propias, estas son: el Oriente o región Amazónica, la región Andina y la Costa.

La Región Amazónica se subdivide en tres megasecuencias cada una con diferentes características sedimentológicas, tectónicas y magmáticas (Baby et al., 1997). La región tiene como basamento las rocas más antiguas, granulitas probablemente pertenecientes al borde occidental del “Escudo Guayanés” (Baldock, 1982; Feininger, 1987).

- La primera megasecuencia corresponde a rocas de edad pre-Cretácica (Formaciones Pumbuiza y Macuma) que comprende una secuencia sedimentaria altamente plegada y afectada por metamorfismo de bajo grado (areniscas, pizarras), además lutitas y calizas; se incluyen también rocas de plataforma carbonatada de edad Triásica-Jurásica de la Formación Santiago y los sedimentos volcanoclásticos del Jurásico superior de la Formación Chapiza (Litherland et al., 1994; Ribadeneira y Baby, 1999). Estos depósitos se encuentran relacionados a un evento extensivo relacionado a la separación del megacontinente Gondwana en Norte y Sud-América y la formación del mar de *Tethys* (Jaillard et al., 1990; Aspden et al., 1992).
- La segunda megasecuencia está conformada por un relleno sedimentario Cretácico, que consiste en una secuencia cíclica de sedimentos marinos, continentales, clásticos y carbonáticos que corresponden a las Formaciones Hollín y Napo (White et al., 1995)
- Finalmente se encuentran los depósitos Cenozoicos correspondientes al relleno de la cuenca ante-país, depositados en ambientes continentales de abanicos aluviales distales y sistemas fluviales depositados desde el Paleoceno (Baldock, 1982); las formaciones son Tena, Tiyutacu, Orteguaza, Chalcana, Arajuno, Chambira, Mesa y Mera.

zonas de cizalla regionales. De este a oeste, las divisiones litotectónicas son: Zamora, Salado, Loja, Alao y Guamote. Los límites tectónicos en el mismo orden son: falla Cosanga-Méndez, falla Llanganates, Frente de Baños y falla Peltetec (Aspden et al., 1992; Litherland et al., 1994). Las edades de estas divisiones están comprendidas entre el Paleozoico y el Cretácico. Además se hallan granitoides tipo S y batolitos calcoalcalinos del Triásico y Jurásico respectivamente; e intrusiones Cretácicas y Paleógenas que aparecen distribuidas en la faja más occidental de la Cordillera (Egüez et al., 1997).

- La Cordillera Occidental está formada por terrenos de origen oceánico, acrecionados al margen andino durante el Cretácico superior y el Eoceno (Feininger y Bristow, 1980, Bourgois et al., 1990, Hughes y Pilatasig, 2002). La Cordillera Occidental está constituida por dos terrenos mayores (terrenos Pallatanga y Macuchi) separados por zonas de cizalla regionales. El terreno Pallatanga posee un basamento de rocas máficas y ultramáficas con afinidad de *plateau* oceánico de edad Cretácico Temprano a Tardío (Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004). El Terreno Macuchi (más joven) está formado por una secuencia volcano-sedimentaria de arco de islas que domina gran parte de la geología de la Cordillera Occidental, la edad del terreno estaría comprendida entre el Paleoceno y Eoceno Medio (Egüez, 1986).
- Al Sur del país se halla el Bloque Amotape-Tahuín, que comprende las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico “El Oro”, incluye esquistos azules y eclogitas del Complejo Ofiolítico. Se encuentran también granitoides tipo S variablemente deformados: plutones de Marcabelí y Limón Playas con edades de $227.5 \pm 0,8$ Ma y 200 ± 30 Ma respectivamente (Noble et al., 1997).
- El Valle Interandino es una depresión tectónica – geomorfológica situada entre las Cordilleras Occidental y Real (con diferencia de altura de cerca de 2000 m), de dirección N–S a NNE-SSW, de 25 Km de ancho, 300 Km de

largo, que empezó a formarse desde el Mioceno Tardío-Plioceno, presumiblemente desde el Norte (Winkler et al., 2002). La depresión se encuentra rellena por unidades volcánico – sedimentarias y está limitada por fallas asociadas a los principales límites estructurales de la cordilleras Occidental y Real. El basamento es pobremente conocido y existen varias teorías sobre su origen, así, Aspden y Litherland (1992) propusieron la existencia de un microcontinente (Chaucha-Arenillas) que subyace al Valle Interandino, otras teorías sugieren una continuación de las rocas de Cordillera Real bajo el Valle Interandino (Hughes y Pilatasig, 2002). Sin embargo, es más probable que el basamento sea tectónicamente más complejo y que involucre a rocas de Cordillera Occidental y Real en una cuña de acreción producida por el desmembramiento de parte de la Cordillera Real en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Egüez y Aspden, 1993) y a otros procesos de acreción. El espesor de la corteza bajo la cuenca de Quito, se ha estimado en aproximadamente 50 Km (Robalino, 1976), sin embargo Alvarado (2012) basada en la distribución de la sismicidad en profundidad, fija la base de la corteza continental en 40 km.

Debido al proceso de subducción en la Sierra, se desarrolla un extenso arco volcánico a lo largo de todo el país, proceso que se interrumpió aproximadamente a los 3.6 Ma en la parte sur, debido a una disminución en el ángulo de subducción (Beate et al., 2001). En la región norte, los volcánicos Plio – Pleistocénicos corresponden a los estratovolcanes viejos y erosionados que se han denominado Formación Latacunga en la parte central del Ecuador (Lavenue et al., 1992), mientras que en el resto del país son denominados volcánicos indiferenciados (BGS-CODIGEM, 1997).

Los estratovolcanes activos (Fig. 2.5), ocurren desde la latitud de Alausí (2° S) hacia el norte y están mayormente concentrados a lo largo de las fallas que limitan la estructura del Valle Interandino y con cierta actividad también dentro de la depresión (Barberi et al., 1988).

Dentro del Valle Interandino se encuentran varias cuencas (Chota, Quito-Guayllabamba, Latacunga-Ambato, Alausí-Riobamba), con un relleno sedimentario de edad Mioceno Tardío hasta Holoceno. Estas cuencas, son más jóvenes que las cuencas Intermontanas del Sur del Ecuador (Steinmann, 1997; Hungerbühler, 1997).

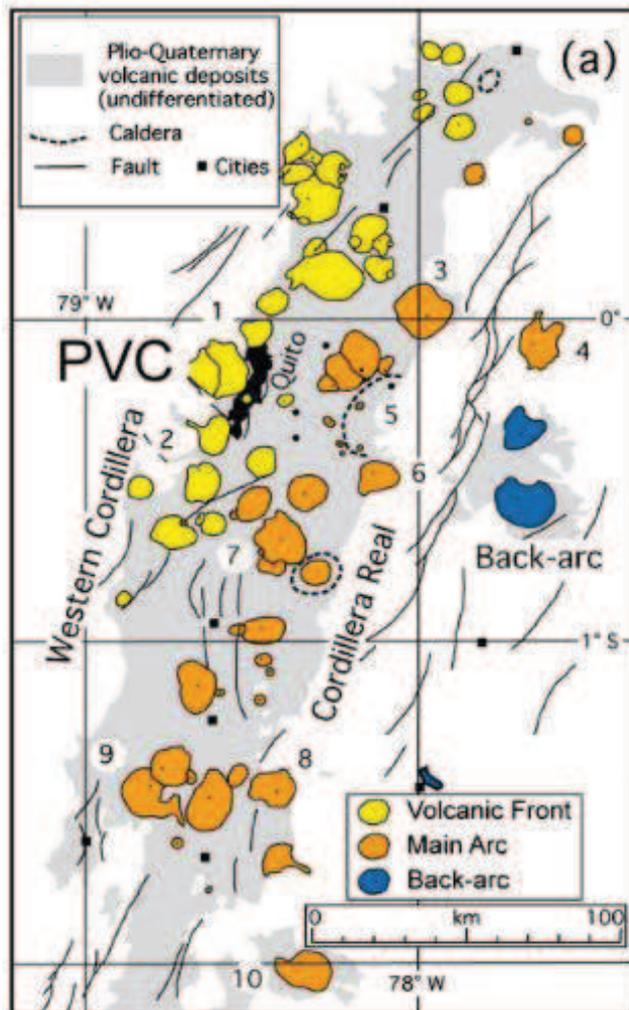


Figura. 2.5 Principales volcanes cuaternarios en el Valle Interandino: 1: Ruco y Guagua Pichincha, 2:Atacazo-Ninahuilca, 3: Cayambe, 4: El Reventador, 5:Chacana, 6:Antisana, 7: Cotopaxi, 8: Tungurahua, 9: Chimborazo, 10:Sangay, 11:Illinizas, 12:Antisana, 13:Rumiñahui, 14:Pasochoa, 15:Cotopaxi, 16:Sumaco, 17:Tungurahua, 18:Chimborazo, 19:Altar. Ríos: RC:Río Chingual, RG:Río Guayllabamba, RM:Río Monjas, RN:Río Napo, RP:Río Pastaza, RQ:Río Quijos, RT:Río Toachi). (Robin, 2010)

La Costa es una extensa planicie en el frente occidental que disminuye su extensión en la parte sur, se encuentra constituida por una serie de cuencas sedimentarias antearco de edades Mesozoicas a Cenozoicas sobre un basamento conformado por rocas oceánicas del terreno Piñón de edad Cretácico Temprano (Goossens y Rose, 1973, Feininger y Bristow, 1980, Jaillard et al., 1995, Hughes y Pilatasig, 2002). Durante el Albiano-Paleoceno temprano se desarrollaron los arcos insulares: Las Orquídeas (Albiano-Cenomaniano?), Cayo

(Coniaciano-Campaniano temprano) y San Lorenzo (Campaniano-Paleoceno). En el Paleoceno superior una fase de deformación mayor afectó la parte sur de la costa ecuatoriana, y corresponde a la colisión de la Península contra el margen continental (Benítez et al., 1995, Jaillard et al., 1995, 1997). Las fases tectónicas del Paleoceno superior, Eoceno inferior y Eoceno superior basal son las más importantes en la zona costera y evidencian su acreción progresiva con el continente (Jaillard et al., 1995), en este periodo las cuencas tienen aporte de sedimentos de la Cordillera Occidental, las principales cuencas son Borbón, Esperanza, Progreso y Jambelí.

2.3 PRINCIPALES RASGOS SISMOTECTÓNICOS DEL ECUADOR

La subducción que tiene lugar frente a las costas del Ecuador causa deformación en la placa superior, producto de ello se pueden distinguir dominios morfotectónicos principales de forma generalmente alargada con dirección NNE-SSO, es decir paralelos a la fosa de subducción.

Para este estudio se han determinado tres zonas sísmicas basadas en la fuente de generación (interplaca e intraplaca) (Fig. 2.6). Estas son:

- ZONA 1: Sismicidad interplaca.
- ZONA 2: Sismicidad intraplaca inferior
- ZONA 3: Sismicidad intraplaca superior

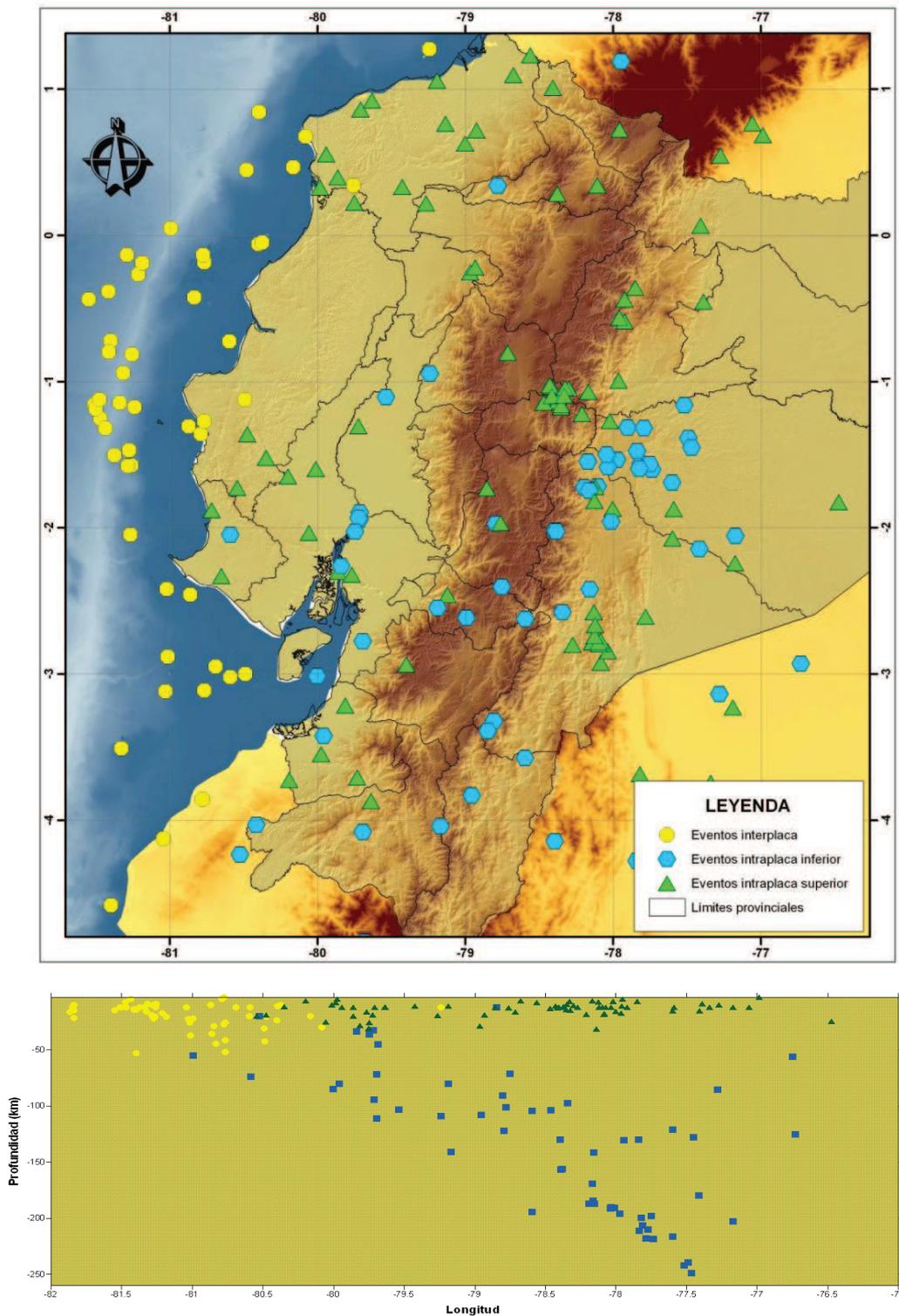


Figura 2.6 Clasificación de los eventos seleccionados según las profundidades. Los círculos amarillos corresponden a la Zona 1 (sismicidad de interplaca). Los símbolos azules corresponden a la Zona 2 (sismicidad intraplaca inferior). Los triángulos verdes corresponden a la Zona 3 (sismicidad intraplaca superior).

Adicionalmente, cada una de las zonas se subdivide en “fuentes sísmicas”, las que caracterizan a una región en la cual los sismos muestran patrones similares de ruptura. Esta subdivisión ayudará en el análisis de las GMPEs.

ZONA 1: SISMICIDAD INTERPLACA

La interacción entre la placa Nazca y la Sudamericana producen una importante acumulación de energía en la zona de interplaca. La cantidad de energía acumulada se relaciona al grado de acoplamiento mecánico entre las placas, el mismo que está dado por la razón entre la velocidad de convergencia aparente y la velocidad real.

Según Nocquet et al. (2009), para la zona de Manta, se tiene un coeficiente de acoplamiento de un 20% que es un valor menor al segmento determinado para la parte Norte en la zona de Esmeraldas, donde se estima un bloqueo del 40% (Nocquet et al., 2009). La diferencia de acople produce una mayor acumulación de energía elástica en la zona norte de la margen ecuatoriana, donde se han presentado los terremotos de mayor magnitud ocurridos en el país.

La Zona 1 está relacionada con la subducción de la Placa Nazca bajo la Sudamericana; en esta zona, son analizados los sismos registrados en la interfase de las placas y presentan profundidad somera (< 40 km).

En la región norte del Ecuador y sur de Colombia se ha reportado al menos 4 eventos de fuerte magnitud (mayor a 7.8 Mw) en el siglo XX. Estos son los terremotos de 1906 de magnitud 8.8 Mw con una ruptura aproximada de 500 km de longitud (Kanamori y McNally, 1982), adicionalmente, esta zona fue afectada por sismos en tres ocasiones posteriores (1942, 1958 y 1979), siendo estos tres eventos de magnitud inferior (entre 7.8 a 8.2 Mw) (Kanamori y McNally, 1982; Beck y Ruff, 1984).

La región central (Manta) y sur de la margen ecuatoriana se caracteriza por presentar enjambres de eventos de mediana a baja magnitud (menores a 7 Mw) (Segovia, 2001; Collot et al., 2002; Vaca 2007; Vaca et al., 2009), así el sector de Manta presenta enjambres sísmicos con eventos de magnitudes medias a bajas (Vaca, 2007; Vaca et al., 2009), explicándose esta diferencia, en la existencia de una zona (interfase) con bajo grado de acumulación de esfuerzos debido a una naturaleza diferente del contacto interplaca inducido por la cordillera de Carnegie (Nocquet et al., 2009).

En la figura 2.7 se presentan los eventos seleccionados para el estudio, de algunos de ellos se obtuvieron los mecanismos focales mediante inversión de onda que caracterizan la ruptura (detalles en el Anexo 3).

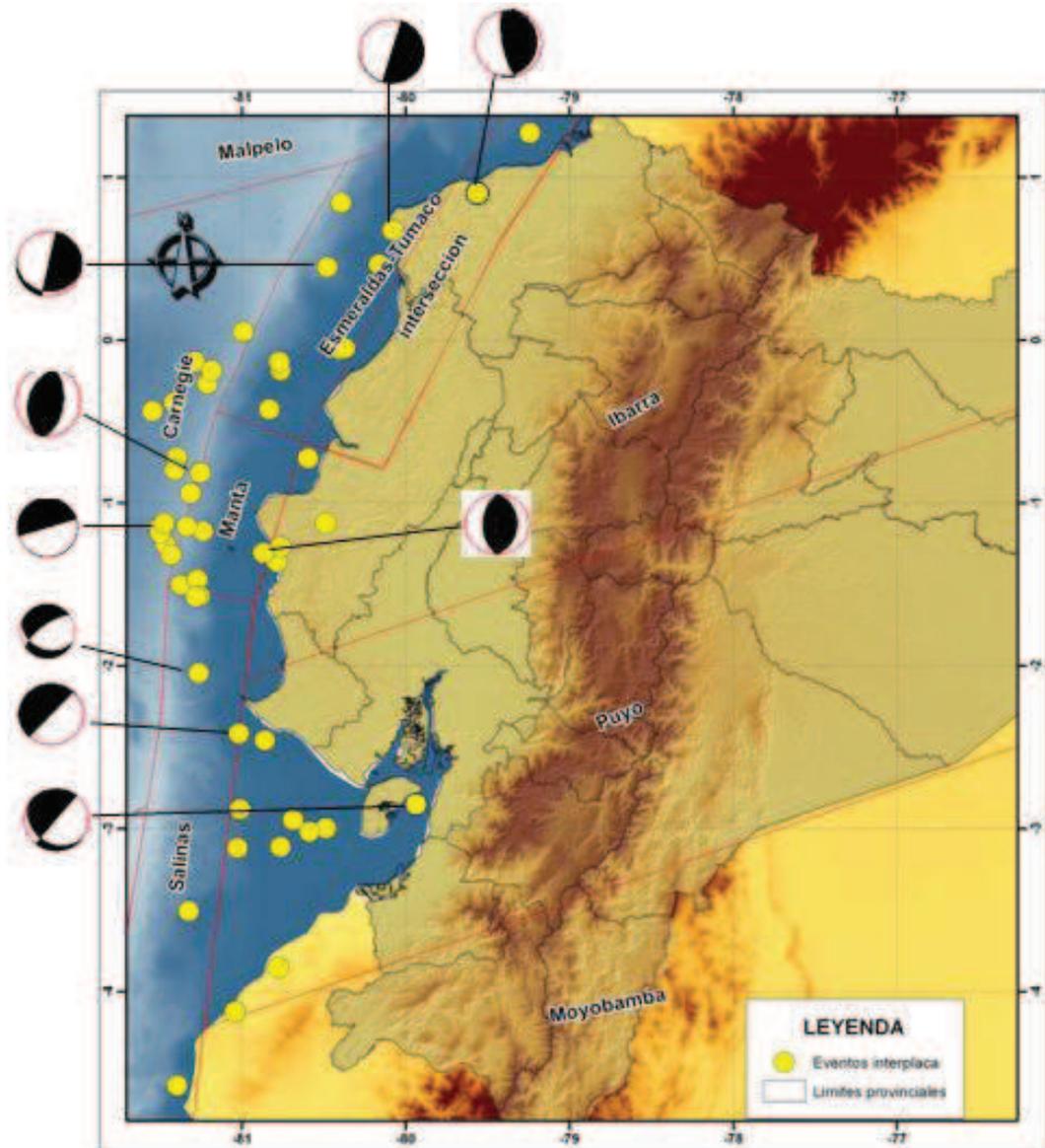


Figura 2.7 Mecanismos focales para la sismicidad interplaca (Zona 1). Principales fuentes sísmicas relacionadas al proceso de subducción (líneas rojas). Tomado de Alvarado (2012).

Fuente Tumaco-Esmeraldas

La parte norte de la fuente se refiere a la zona de ruptura del terremoto de 1906 (Engdahl y Villaseñor, 2002), según Collot et al. (2004), el límite sur coincide con la falla Jama-Quinindé y se lo definió en base a las réplicas del sismo de Mayo de 1942 (M_w 7.8) (Pacheco y Sykes, 1992). Los mecanismos focales correspondientes a esta zona muestran fuentes con componentes principalmente inversas. En esta zona se han registrado eventos sísmicos muy importantes tales

como: 1906 (Mw 8.8), 1942 (Mw 7.8), 1958 (Mw 7.8) y 1979 (8.1) (Pacheco y Sykes, 1992).

Fuente Manta

La fuente Manta está relacionada con la sismicidad que ocurre en la margen entre Manta y Puerto López, los mecanismos focales son de tipo inverso, con ángulo de inclinación entre 18° y 24° , con una dirección de ruptura aproximada hacia el Norte, las profundidades hipocentrales encontradas varían entre 7 y 12 km (Vaca et al., 2009).

Según los datos de GPS, que muestran un bloqueo considerable, los levantamientos de terrazas marinas (Nocquet et al., 2009), la sismicidad recurrente y ligada a la zona interplaca, hace que la región de Manta tenga potencial para la ocurrencia de un fuerte terremoto.

Fuente Carnegie

Los sismos se encuentran localizados fuera del eje de la fosa, cerca de la elevación de la cordillera de Carnegie, según Lonsdale (1978), la sismicidad en el sector puede estar relacionada a fallas normales que se encuentran en el talud externo de la fosa. Se ha encontrado varias soluciones para eventos ocurridos en esta zona (Reporte interno IG-EPN) los cuales indican un mecanismos de ruptura normales en la zona central de Carnegie y transcurrentes en el límite sur.

Fuente Salinas

Esta fuente ha tenido varios nombres, se lo conocía anteriormente como Fuente Túmbez (Bonilla y Ruiz, 1992) o como nido de Talara (Yepes y Fernández, 1989). Su sismicidad está caracterizada por un gran número de eventos de magnitud moderada. El mecanismo focal encontrado tiene componente inverso. La profundidad promedio estimada para la fuente es de 35 km.

ZONA 2: SISMICIDAD INTRAPLACA INFERIOR

La Zona 2 comprende los sectores con sismicidad intermedia y está relacionada con los esfuerzos de tensión en la placa subducida, se encuentra delimitada en base a la distribución de la profundidad sísmica y los mecanismos de ruptura (Bonilla y Ruiz, 1992; Alvarado, 2012).

Para este estudio se considera que en el Ecuador la sismicidad intermedia se genera entre 40 y 300 km (Alvarado, 2012) y se origina por la deformación de la placa subductada. En general para una misma magnitud, los efectos causados por este tipo de fuente son menores a los eventos con focos superficiales.

Las fuentes generadoras de sismicidad intermedia se encuentran relacionadas con las variaciones en el ángulo de subducción propuesto por Gutscher et al., (1999), y estas son:

Fuente Ibarra

Corresponde a la zona en la cual la placa subductada tiene un ángulo de inclinación entre 30° y 35° (Alvarado, 2012), los eventos son localizados bajo la costa central entre 90 y 120 km de profundidad en el sector de la Maná, hacia el Este, hay pocas evidencias sísmicas de la placa bajo el arco volcánico propiamente dicho, algunos eventos se han reportado en el límite occidental de la Cordillera Occidental al norte de Quito y en la zona al Sur de 2° Sur. El rango de profundidades de estos eventos en este sector oscila entre 75 y 105 km. (Segovia et al., 2004). Mediante inversión de ondas se determinó un mecanismo de tipo normal (Fig. 2.8).

Fuente Puyo

Se originan principalmente en la zona oriental o de trasarco, entre 1° y 3°S, la profundidad varía desde 130 y 220 km. En el denominado “Nido Sísmico del Puyo” los mecanismos son normales con componente de rumbo, la profundidad promedio es 180 km (Reporte interno IG-EPN). Otra fuente se encuentra al sur occidente del Nido Sísmico del Puyo fuente del Puyo, en este sector la

profundidad promedio es 100 km, el mecanismo de ruptura determinado para esta zona es normal (Fig. 2.8).

En el trabajo de Bonilla y Ruiz, 1992, se presenta como provincia individual a la sismicidad intermedia en la zona del golfo de Guayaquil, en Alvarado (2012), ésta es incluida dentro de la fuente Puyo, la profundidad focal promedio para esta zona es aproximadamente 70 km. Los mecanismos focales son normales con componentes de rumbo (Reporte interno IG-EPN).

Fuente Moyobamba

La subducción en la zona sur del país y norte del Perú presenta un ángulo de inclinación del orden de 15° a 25° hasta una profundidad de 100–150 km a partir de la cual se observa una horizontalidad hasta distancias de 550 y 750 km como máximo (Quispe R., 2003). No fue posible obtener un mecanismo focal para esta zona, sin embargo el catálogo del *Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project* se observa eventos mayormente distensivos con planos que varían el rumbo entre NW y aproximadamente N-S.

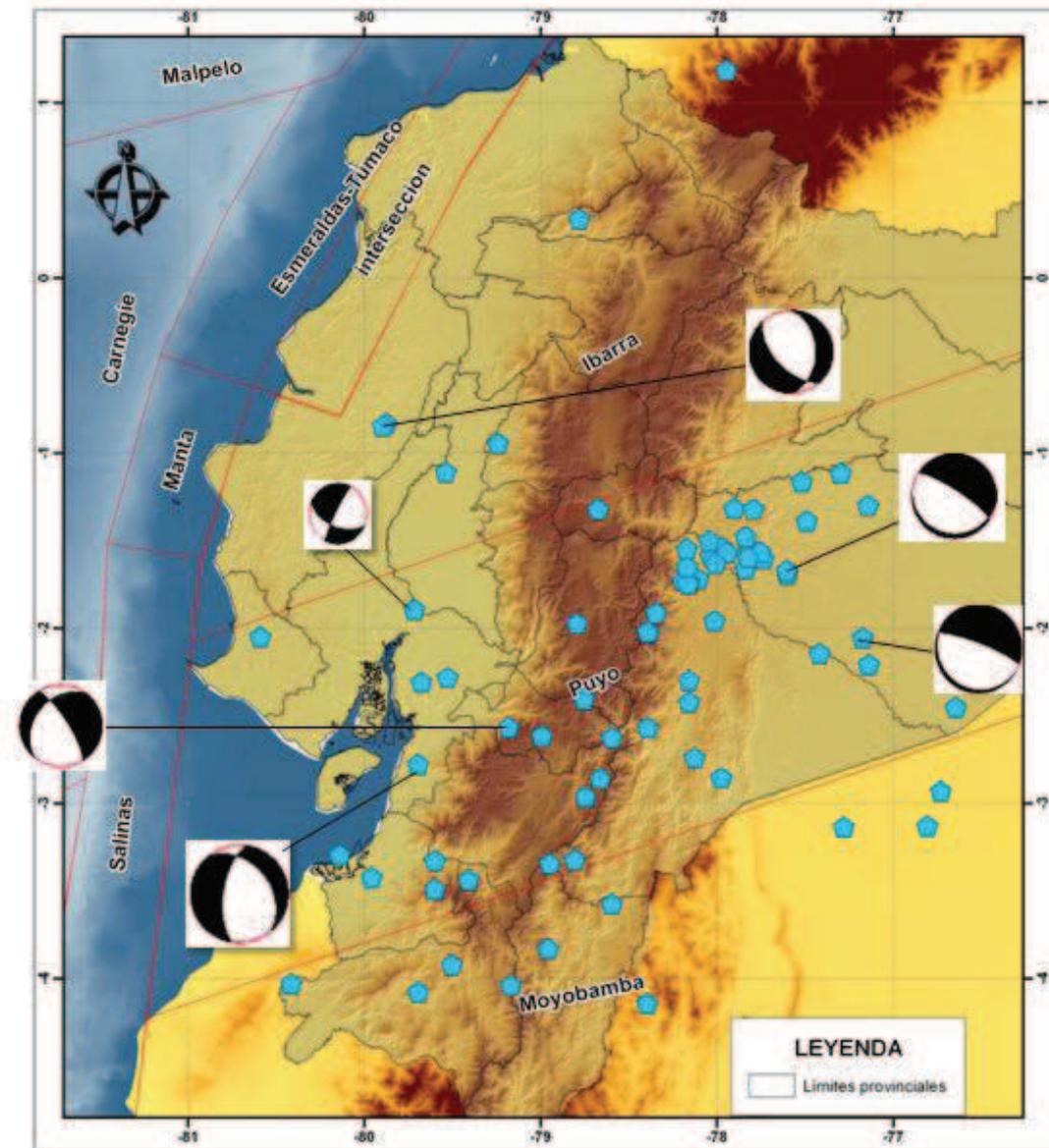


Figura. 2.8 Mecanismos focales para la sismicidad intraplaca inferior (Zona 2). En líneas rojas se encuentran las principales fuentes sísmicas relacionadas al proceso de subducción (Alvarado, 2012).

ZONA 3: SISMICIDAD INTRAPLACA SUPERIOR

La Zona 3, define los eventos localizados tanto en la corteza continental como en la oceánica, presentan profundidades someras (menores a 40 km). Alvarado (2012) indica que se ha reconocido alrededor de 400 segmentos de fallas activas y 6 sistemas de fallas mayores. En la Figura 2.9 se observan los sistemas identificados.

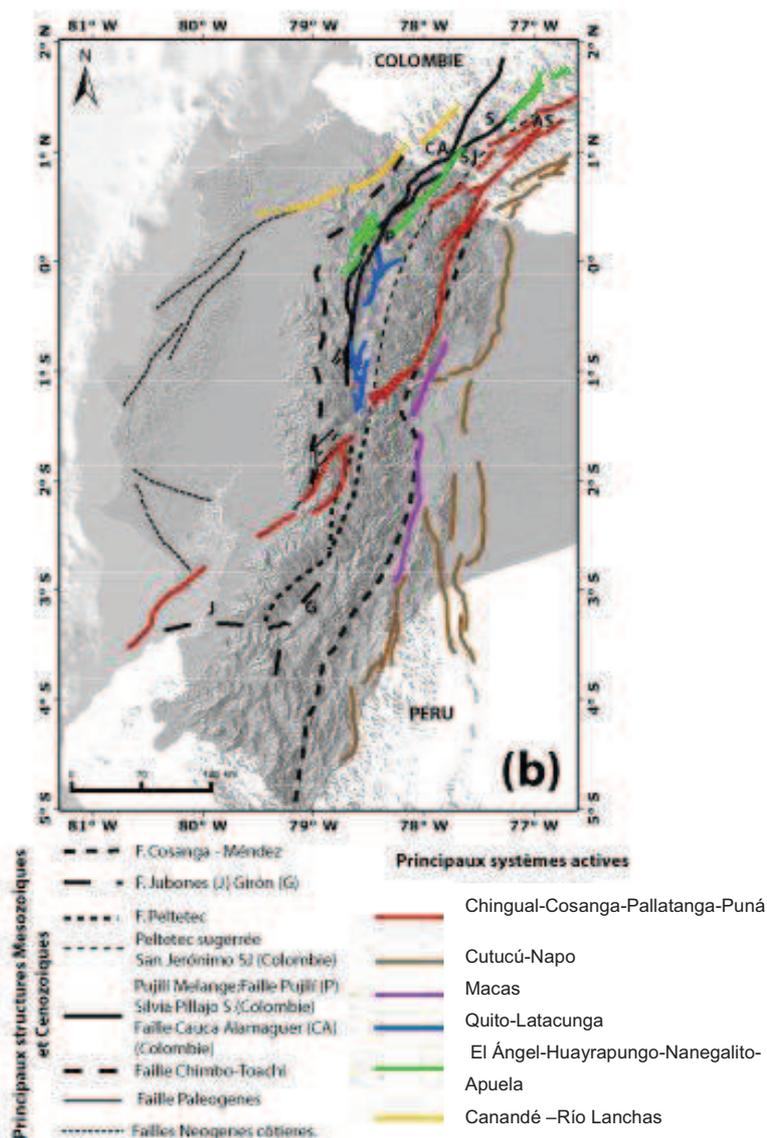


Figura. 2.9 Esquema de los principales sistemas de fallas mayores. Tomado de Alvarado (2012).

A continuación se presenta una breve descripción de las principales fuentes relacionadas a la Zona 3 (Fig. 2.11 a):

Fuente Canandé-San Lorenzo

Los mecanismos observados son tanto inversos como normales. En la zona norte, la dirección del esfuerzo máximo es casi E-O tanto para los mecanismos normales como para los inversos (Segovia, 2004). Dentro de esta fuente se encuentran consideradas varias fallas: Esmeraldas, Río Canandé, Quinindé, Bahía, El Aromo y zona de falla Colonche (Fig. 2.10).

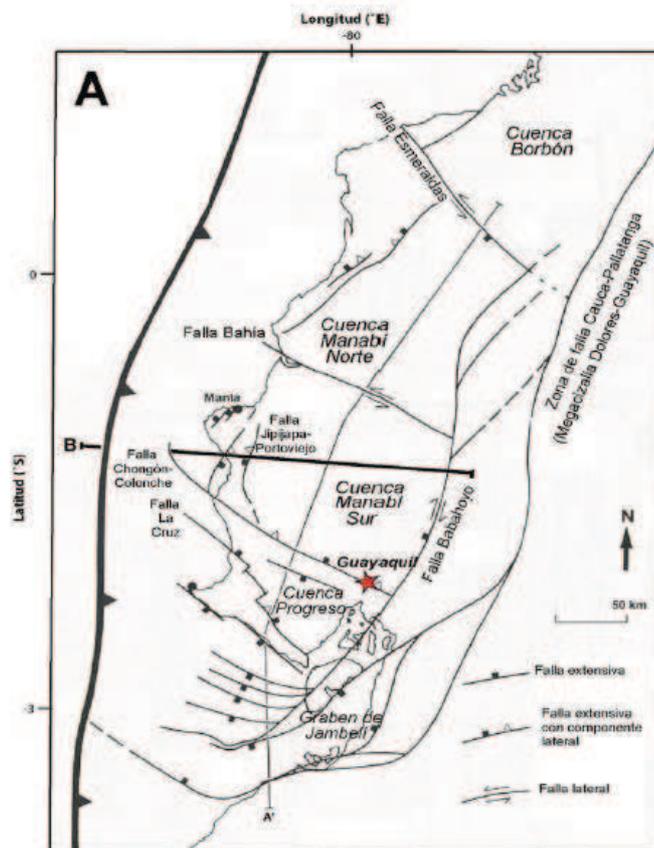


Figura 2.10 Mapa estructural simplificado de la zona de antenarco (Daly, 1990).

Fuente Chingual

Otro segmento importante relacionado al sistema Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná es el Chingual-La Sofía, tiene una dirección NNE-SSW, la morfología indica una actividad reciente, son fallas transcurrentes e inversas (Ego, 1995; Soulas et al., 1991; Alvarado, 2012). La profundidad promedio de los hipocentros asociados a esta fuente es 18 km (Bonilla y Ruíz, 1992).

Fuente El Ángel - San Gabriel

Se la considera como la prolongación del sistema de fallas Cauca-Patía, en Alvarado (2012) se define un mecanismo transcurrente para el segmento San Gabriel e inverso para el segmento El Ángel. Dentro de los mecanismos resueltos por inversión de ondas en este trabajo se tiene un mecanismo inverso correspondiente a la fuente de El Ángel (Fig. 2.11b).

Fuente Papallacta

Está ubicada en la región nor-oriental de la Cordillera Real, agrupa los rasgos estructurales de Papallacta, Sucos, Ramos Sacha y las de Machachi (Bonilla y Ruiz, 1992).

Fuente Quito

La falla de Quito, se localiza al oriente de la Cordillera Occidental, tiene una dirección aproximadamente NNE y una extensión de 45 km (Alvarado, 2009), El mecanismo encontrado por inversión de ondas corresponde a un movimiento inverso, siendo coherente con lo descrito por Alvarado (2012).

Fuente Latacunga

Esta fuente presenta fallas de rumbo NNE-SSW, Alvarado (2012) la define como inverso con un componente lateral dextral, siendo esto conforme con los mecanismos focales encontrados por Segovia y Alvarado (2009).

Fuente Pallatanga-Pisayambo

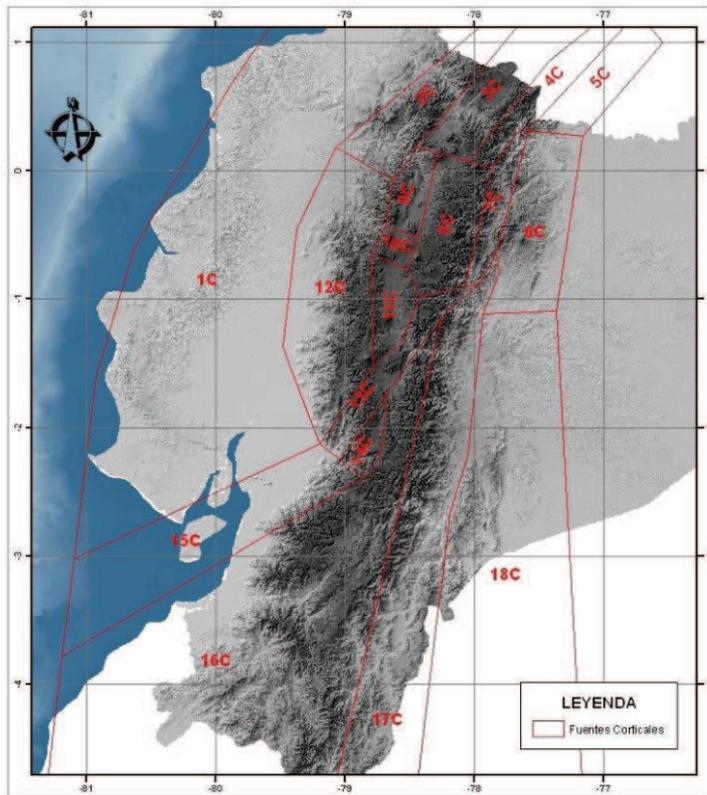
Alvarado (2012) incluye dentro de esta fuente dos zonas tectónicas importantes: La zona de Pisayambo al norte y el sistema de fallas de Pallatanga al sur.

La zona de Pisayambo presenta el mayor número de sismos por año (25%) en el Ecuador (Troncoso, 2008), morfológicamente se reconoce estructuras con azimut aproximado de 150°, lo cual concuerda con un mecanismo focal resuelto en este trabajo (Fig. 2.11b).

El sistema de fallas Pallatanga muestra una morfología bien definida, su cinemática corresponde a un movimiento transcurrente con componente inversa (Winter et al., 1993; Alvarado, 2012).

Figura. 2.11. a) Fuentes sismogénicas corticales (Tomado de Alvarado, 2012)

a)



Fuente Sismogénic a	Mecanismo
1C	Indeterminado
2C	Transcurrente
3C	Inversa/Transcurrente
4C	Transcurrente
5C	Transcurrente
6C	Inversa
7C	Inversa
8C	Indeterminada
9C	Inversa
10C	Transcurrente
11C	Inversa
12C	Indeterminada
13C	Transcurrente
14C	Inversa/Transcurrente
15C	Transcurrente
16C	Indeterminada
17C	Inversa
18C	Inversa

Figura. 2.11. a) Fuentes sismogénicas corticales (Tomado de Alvarado, 2012)

b)

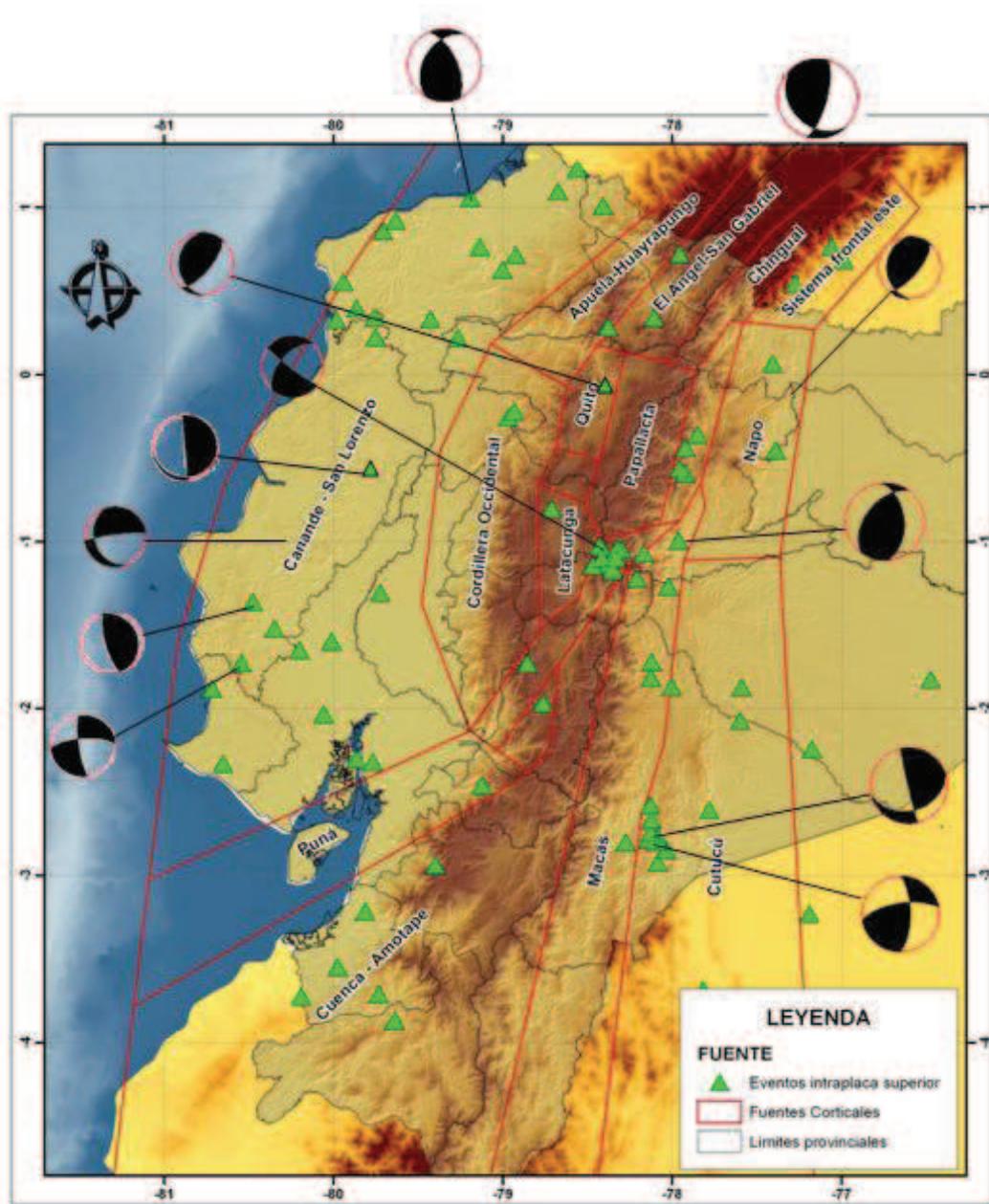


Figura. 2.11. b) Mecanismos focales determinados en este trabajo, para la sismicidad somera intraplaca (Zona 3).

Fuentes Napo, Macas y Cutucú

Se distinguen dos accidentes importantes: el cinturón de fallas inversas de piedemonte y el cinturón de fallas inversas del borde oriental, los cuales se encuentran ubicados en los límites oeste y este de los levantamientos Napo y Cutucú respectivamente. La profundidad calculada fue de 23.6 km, mecanismos

focales del catálogo de *Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project* de las principales réplicas se encuentran alineadas en una dirección NNE-SSW.

En el sector norte, el borde oriental de la cordillera Central o Real con las estructuras de la “Zona Transpresiva El Chaco – El Reventador” y la zona subandina presentan una importante actividad microsísmica que se incrementó a partir de la erupción del volcán Reventador en noviembre de 2002 (Segovia, 2004).

CAPÍTULO 3

FUNDAMENTO TEÓRICO

ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DE SUELO (GMPE`s)

3.1 INTRODUCCIÓN.

Cuando se produce un terremoto se libera energía la cual es transportada por las ondas sísmicas y se disipa haciendo que el medio retorne a su estado de equilibrio. La disipación de la energía se debe a que la onda sísmica al atravesar el límite de distintas capas sufre diversos procesos físicos; en ingeniería sísmica un elemento que permite entender los efectos de los eventos sísmicos sobre las estructuras es la determinación de la aceleración registrada en los suelos, con su análisis se obtienen parámetros como los valores máximos de aceleración, velocidad y desplazamiento, contenidos de frecuencias, duración de movimiento, etc., todos ellos tienen un rol importante en la evaluación del “Peligro Sísmico”, adicionalmente, un aspecto que se considera es la determinación de relaciones que promedian el comportamiento del movimiento del suelo en función de la distancia y de la magnitud de los eventos sísmicos, es decir, el establecimiento de lo que se conoce comúnmente como relaciones de atenuación sísmica llamadas también Ecuaciones de Predicción de Movimiento del Suelo “Ground Movement Prediction Equation” (GMPE`s).

Para el caso de Ecuador los datos sísmicos instrumentales son aún escasos y no permiten generar una relación de atenuación sísmica con los suficientes parámetros, por ello se contrastaron los datos disponibles con las relaciones de otras regiones que presenten características sismo-tectónicas similares. La determinación de esta relación será una estimación más realista para su aplicación en estudios de Peligrosidad y Riesgo Sísmico.

Las relaciones que describan la atenuación sísmica no se deben extrapolar entre regiones de diferentes características, un mal criterio al escoger las ecuaciones puede conducir a errores importantes en la predicción. El mejor criterio es introducir relaciones de atenuación regionales que se formulen y establezcan de acuerdo con las características sísmicas regionales y con datos propios de la región en estudio (Douglas et al., 2012).

Para fines prácticos, esta recopilación se limita a las relaciones de atenuación que han sido publicadas en revistas internacionales y que ofrecen un conjunto coherente de relaciones de estimación de la aceleración máxima del terreno en un número suficiente de periodos espectrales.

3.2 MARCO TEÓRICO

Cuando se produce un evento sísmico en un punto de la Tierra, se generan diferentes tipos de ondas sísmicas que se propaga en el medio. Considerando a la Tierra como un medio elástico, la amplitud de las ondas estaría controlada por la expansión geométrica, la reflexión y transmisión de energía en las discontinuidades (diferentes capas litológicas), sin embargo la Tierra no es un medio perfectamente elástico y las ondas sísmicas sufren un proceso de atenuación debido a varios mecanismos de pérdida de energía tales como: *geometric spreading* (esparcimiento geométrico), *scattering* (dispersión), *multipathing* (multicaminos) e *inelasticidad* (Aki, 1980). Los primeros tres son procesos elásticos, en los cuales la energía de propagación de las ondas está en un campo conservativo. Al contrario, en la inelasticidad, llamada también atenuación intrínseca, comprende una conversión de la energía sísmica en calor (Aki, 1980; Anderson et al., 1965).

3.2.1 ATENUACIÓN SÍSMICA

Se refiere a la disminución de la amplitud de las ondas sísmicas debido a su transmisión a través del interior y por la superficie de la Tierra. Las leyes o curvas de atenuación describen la variación de la intensidad del movimiento del terreno en función de la magnitud y de la distancia epicentral o de la distancia a la fuente sísmica (Jiménez, 2001). Las leyes de atenuación sísmica se disponen en términos de la aceleración máxima (PGA), que se define como el valor máximo absoluto de un registro temporal de la aceleración sísmica del suelo, y también en términos de las ordenadas espectrales del espectro de aceleraciones (SA), dada una distancia epicentral y una magnitud (Scherbaum et al., 2004; Cotton et al., 2006; Douglas, 2007; Stafford et al., 2008). De este modo, se ofrecen leyes empíricas del movimiento del suelo en base a la sismicidad conocida de la región y que se expresa en función de parámetros utilizados en normas de construcción sismoresistente (Sarria, 2004).

En este capítulo se hará una descripción de los parámetros utilizados para la determinación de las leyes de atenuación.

3.2.2 MAGNITUD

Parámetro introducido por Richter (1935) que indica el tamaño y la energía liberada por el terremoto en forma de ondas sísmicas. La escala de magnitud no tiene límites, aunque no se han observado terremotos de magnitud superiores a nueve grados (Sarria, 2004). Se han generado varios tipos de relaciones para determinar la magnitud, una de las más utilizadas es la magnitud de momento.

- **Magnitud Momento (M_w)** es la cantidad de energía liberada por un sismo a partir del Momento Sísmico, el cual se define así (Hanks y Kanamori, 1979):

$$MO = \mu * D * A \quad (\text{Ec. 3.1})$$

En la cual M_0 es el momento sísmico, medido en dinas/cm, μ es el módulo de deformación de la roca en dinas/cm², D es el desplazamiento promedio de la falla en cm y A es el área del segmento que sufrió la ruptura expresada en cm².

La nueva escala de magnitud, denominada magnitud momento fue desarrollada por Hanks y Kanamori (1979). Para su determinación se utiliza la siguiente expresión:

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad (\text{Ec 3.2})$$

Las magnitudes de los sismos grandes fueron recalculadas usando esta nueva escala puesto que como se encuentra basada en el momento sísmico, esta no se satura (Kanamori et al., 1974),

3.2.3 DISTANCIA FUENTE – SITIO

Es el parámetro utilizado para caracterizar la disminución del movimiento de suelo en términos de atenuación geométrica e inelástica. Las medidas de distancia se pueden agrupar en dos grandes categorías, dependiendo de si tratan al terremoto como una fuente puntual o como una fuente finita.

La distancia fuente-sitio se puede medir también con el uso de las distancias epicentrales r_{epi} y distancias hipocentrales r_{hypo} . El hipocentro es el punto donde se originó el sismo, es el sitio de mayor liberación de energía. El epicentro es la proyección del hipocentro en la superficie terrestre; por lo tanto, el lugar donde el sismo se siente con mayor intensidad corresponde al punto en la superficie de la tierra ubicado directamente sobre el hipocentro. Se diferencia mejor estas dos medidas en el caso de sismos pequeños donde se les puede considerar como puntos, para sismos grandes en cambio las zonas de ruptura son muy grandes y es necesario definirlos como fuentes finitas. La distancia epicentral y la hipocentral se relacionan mediante la siguiente ecuación:

$$r_{hypo} = \sqrt{r_{epi}^2 + h_{hypo}^2} \quad (\text{Ec 3.3})$$

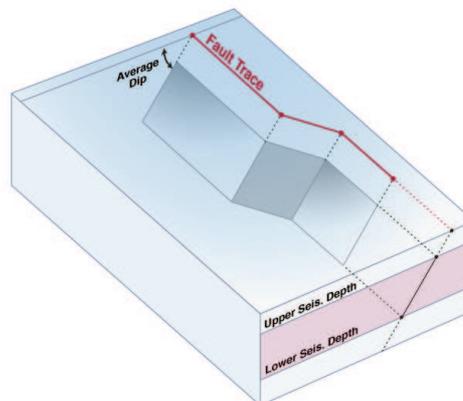
Donde h_{hypo} es la profundidad hipocentral, las distancias r_{epi} y r_{hypo} aparecen como parámetros de regresión en algunas relaciones de atenuación que toman en cuenta el incremento del movimiento del suelo con la profundidad.

Las tres distancias que son utilizadas en la determinación de las relaciones de movimiento de suelo son:

- 1) distancia más cercana a la distancia horizontal de la proyección vertical del plano de ruptura, r_{jb} ;
- 2) distancia más cercana al plano de ruptura r_{rup} y,
- 3) distancia más cercana a la zona sismogénica del plano de ruptura r_{seis} .

En la figura 3.1 se encuentra un esquema de las diferentes medidas de distancias.

La distancia r_{jb} es relativamente fácil de estimar para futuros sismos, sin embargo en el caso de las distancias r_{rup} y r_{seis} , su determinación es más compleja porque no se conoce el ancho total del plano de ruptura.



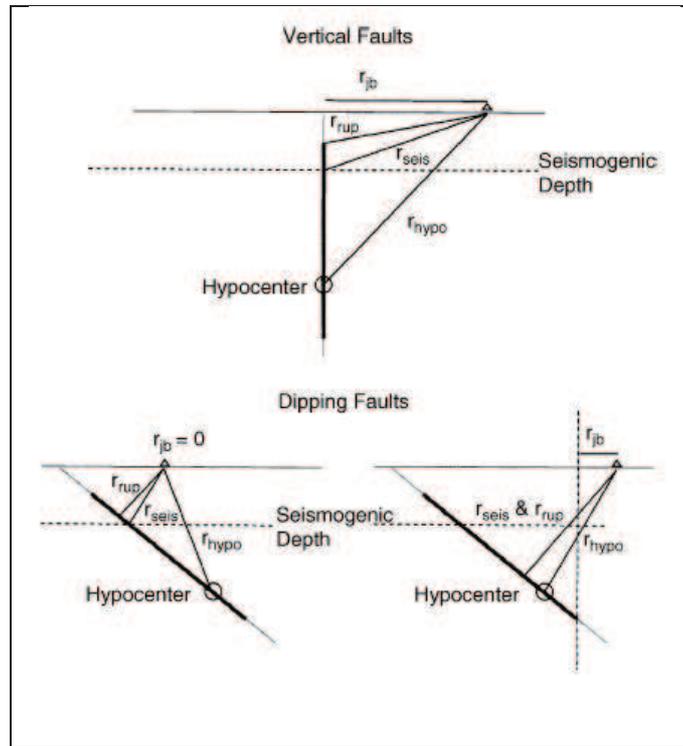


Figura 3.1 Relaciones entre medidas de distancias utilizadas en el desarrollo de las relaciones de movimiento de suelo. (Abrahamson y Shedlock ,1997).

3.2.4 MECANISMOS DE RUPTURA

El mecanismo de ruptura, o el estilo de fallamiento de un sismo está caracterizado por la dirección de deslizamiento sobre el plano de falla (Figura 3.2), sismológicamente se define como el “rake” (Lay y Wallace, 1995). El rake es una variable continua que representa el ángulo entre la dirección de deslizamiento en el plano de la falla y la orientación de la falla en la superficie de la Tierra (strike). El rake no se ha utilizado directamente en las relaciones de movimiento de tierra, en su lugar, los mecanismos de falla se han clasificado como transcurrentes, inversos y normales.

Los valores del rake que corresponden a estas categorías son 0° para una falla transcurrente sinestral; 180° para una falla transcurrente dextral; 90° para fallamiento inverso puro y 270° para fallamiento normal puro (Lay y Wallace, 1995). Se utiliza también la simbología del rake -90° para definir fallamiento

normal puro. Fallamiento de bajo ángulo ($<45^\circ$), son un caso especial de fallamiento inverso. Una combinación de strike-slip y fallamiento inverso o normal (fallas oblicuas) tiene un rake que se encuentra entre los que figuran arriba. Ha sido una práctica común en el pasado para poner strike-slip y eventos de fallamiento normal en la categoría de strike slip.

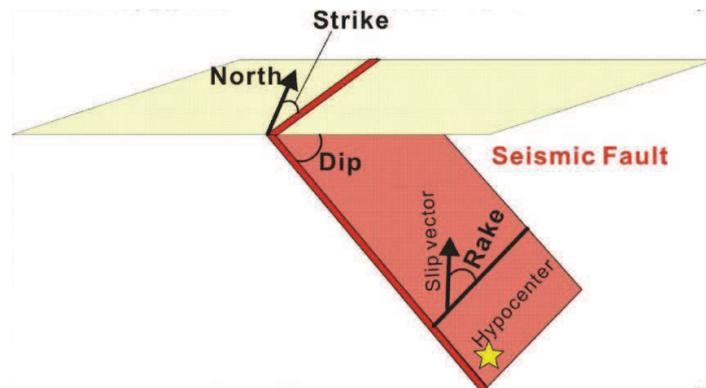


Figura 3.2 Diagrama de los principales componentes de una falla

3.2.5 HANGING-WALL Y FOOT-WALL

El bloque que se encuentra encima del plano de ruptura de una falla se denomina Hanging-Wall, y el bloque inferior Foot-wall, es el bloque que se encuentra debajo del plano de falla. El hanging-wall está definido por el parámetro HW en las GMPE's, donde HW es igual a uno si el origen del sismo está ubicado sobre el hanging-wall, de lo contrario será cero (Campbell y Bozorgnia, 2003). Estos valores son utilizados en algunas relaciones de atenuación donde se toman como referencia las distancias r_{rup} y r_{seis} (Abrahamson et al., 1997).

Las relaciones de atenuación que usan el término r_{jb} como la medida de distancia, asignan una distancia de cero a todos los puntos que son localizados directamente sobre el hanging wall. Los efectos observados por la ubicación del origen del evento son causados probablemente por una combinación del patrón de radiación de las ondas, la directividad de la fuente, el desacoplamiento entre el hanging wall y el foot wall durante la propagación de la ruptura y el atrapamiento

de las ondas sísmicas dentro hanging wall (Campbell y Bozorgnia, 2003; Abrahamson et al., 1997).

3.2.6 CONDICIONES LOCALES

Las condiciones locales del sitio describen el tipo de depósitos que se encuentran bajo el sitio receptor, se describen en términos de las características geológicas de la superficie o cerca de la superficie, la velocidad de las ondas de corte y la profundidad del sedimento. Tanto la velocidad como la profundidad del suelo representan cantidades físicas que están relacionadas directamente con la respuesta dinámica de los depósitos geológicos subyacentes.

Tradicionalmente, las condiciones locales del sitio se han clasificado como suelo o roca. Muchas relaciones de movimiento de tierra discutidas en este capítulo siguen utilizando esta clasificación simple. Sin embargo, Boore et al. (1997), Rodríguez-Marek et al. (2001), Campbell y Bozorgnia (2003) y Stewart et al. (2003) han demostrado claramente la importancia de un sistema de clasificación más refinada del sitio en la predicción del movimiento del terreno cercano a la fuente.

En la Tabla 3.1 se presenta una clasificación de los suelos a partir de las velocidades promedio V_{30} obtenidas a partir de estudios realizados por el NEHRP, 1993 (Programa Nacional de Reducción de Peligro Sísmico - USA) y que son utilizadas en la generación de las GMPE`s.

Tabla 3.1 Valores de V_{30} para diferentes tipos de terrenos (Programa Nacional de Reducción de Peligro Sísmico – USA, NEHRP, 1993)

Perfil de suelo	V_{30} (m/s)*
Roca dura	≥ 1500
Roca	760 -1500
Suelos densos o rocas suaves	360 – 760
Suelos duros	180 – 360
Suelos suaves	< 180

3.2.7 AMBIENTES TECTÓNICOS

Se define como ambiente tectónico a zonas con determinadas propiedades sismológicas y campos de esfuerzos características, para la estimación de movimientos fuertes de suelo se las clasifica en 4 tipos básicos (Abrahamson y Shedlock, 1997, Douglas et al., 2010):

1. Ambiente con sismicidad cortical superficial en una región tectónica activa.
2. Ambiente con sismicidad cortical superficial en una región tectónica estable.
3. Ambiente con sismos de profundidad intermedia (zona de Wadatti-Benioff o intra-slab) sobre la placa subductante.
4. Ambiente con sismos en la interface (entre la placa superior e inferior) en las zonas de subducción.

3.3 ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DE SUELO (GMPE`S)

Una “relación de atenuación” es una expresión matemática que relaciona un parámetro específico del movimiento del suelo con otros parámetros sismológicos que caracterizan cuantitativamente la fuente sísmica, la trayectoria de propagación de las ondas y el efecto local de suelo (Boore y Atkinson, 2007). Estas expresiones matemáticas son mejor definidas como “Ecuaciones de predicción de movimiento de suelo” (GMPE`s), la más básica forma de las ecuaciones siguiendo los principios de la sismología puede ser la siguiente (Bozorgnia et al., 2004):

$$\ln Y = c_1 + c_2 M - c_3 \ln R - c_4 R + \varepsilon \quad (\text{Ec 3.4})$$

donde, $\ln Y$ es el logaritmo natural del parámetro que se va a analizar, este puede ser: La máxima aceleración (PGA), la máxima velocidad (PGV), el máximo desplazamiento (PGD), la respuesta de pseudo aceleración (PSA), entre otros. M ,

es la magnitud del evento y la más utilizada es la magnitud de momento; el término c_2M , es un término que es consistente con la definición de magnitud como una medida logarítmica de la amplitud de la señal sísmica.

R , es la distancia desde el origen del evento hasta el sitio de registro del evento ó puede ser un término que la relacione. El término $c_3 \ln R$ se relaciona con la dispersión geométrica del frente de la onda sísmica al propagarse lejos de la fuente del sismo, el coeficiente c_3 dependerá del tipo de onda que será analizada (de cuerpo o superficie) ε , es el error aleatorio con una media de cero y una desviación estándar de $\sigma \ln Y$

3.3.1 CONSTRUCCIÓN DE LAS LEYES DE ATENUACIÓN.

La construcción de las GMPE`s se basa en análisis de regresiones matemáticas, se analizan dos tipos de formas de atenuación. En el primer caso la relación entre la atenuación y la distancia independientes de la magnitud, una forma típica de este modelo para sitios con roca se presenta en la ecuación 3.5 (Boore et al., 1997)

$$\ln Y(M, R, F) = c_1 + c_2 M + c_3 M^2 + c_4 \ln(R + c_5) + c_6 F \quad (\text{Ec 3.5})$$

Donde Y es el parámetro de movimiento de suelo (por ejemplo PGA, PSA, etc.), M es la Magnitud, R es la distancia y F es una referencia del estilo de fallamiento (falla normal, inversa o transcurrente).

Un segundo caso es el desarrollo de las GMPE`s como función de las magnitudes. Se reemplaza c_5 de la ecuación 3.5 con un término dependiente de la magnitud, $f_1(M)$; ó la pendiente c_4 por la pendiente que depende de la magnitud $f_2(M)$. Para el caso de sitios con roca se presentan las siguientes ecuaciones (Youngs et al., 1995).

$$\ln Y(M, R, F) = c_1 + c_2 M + c_3 M^2 + c_4 \ln(R + f_1(M)) + c_6 F \quad (\text{Ec 3.6})$$

$$\ln Y(M, R, F) = c_1 + c_2 M + c_3 M^2 + c_4 + f_2(M) \ln(R + c_5) + c_6 F_2 \quad (\text{Ec 3.7})$$

Comparando las formas de las Ec 3.5 y 3.6 (ver figura 3.3), se observa que los puntos son comparables para distancias cortas (< 100 km), el espaciamento entre las curvas se incrementa cuando la magnitud decrece. Se nota también que la saturación del movimiento del suelo para distancias cortas puede ser comparable entre eventos con magnitudes moderadas y grandes.

Algunas relaciones de atenuación utilizan una combinación de estos dos modelos de ecuaciones, independientes de la magnitud para eventos con magnitudes moderadas (por ejemplo, $M < 6,5$) y ecuaciones dependientes de la magnitud para magnitudes más grandes.

Continuando con el desarrollo de la ecuación, se asume que la función es:

$$f_1(M) = c_7 \exp(c_8 M) \quad (\text{Ec 3.8})$$

Si $c_3 = 0$, (utilizado para altas frecuencias), $c_8 = -c_2/c_4$, entonces el movimiento a una distancia de cero es independiente de la magnitud y el modelo tiene una saturación completa de magnitud.

Si $c_8 > -c_2/c_4$ entonces el modelo es sobresaturado, en este caso para distancias cortas, el valor promedio de movimiento se reduce al aumentarse la magnitud.

Para el caso de la ecuación 3.6 propuesta por Abrahamson and Silva (1997), si $f_2(M) = c_9 M$ y $c_8 = -c_2/\ln(c_5)$, el modelo se comporta con una saturación completa.

Si $c_8 < -c_2/\ln(c_5)$, el modelo será sobresaturado.

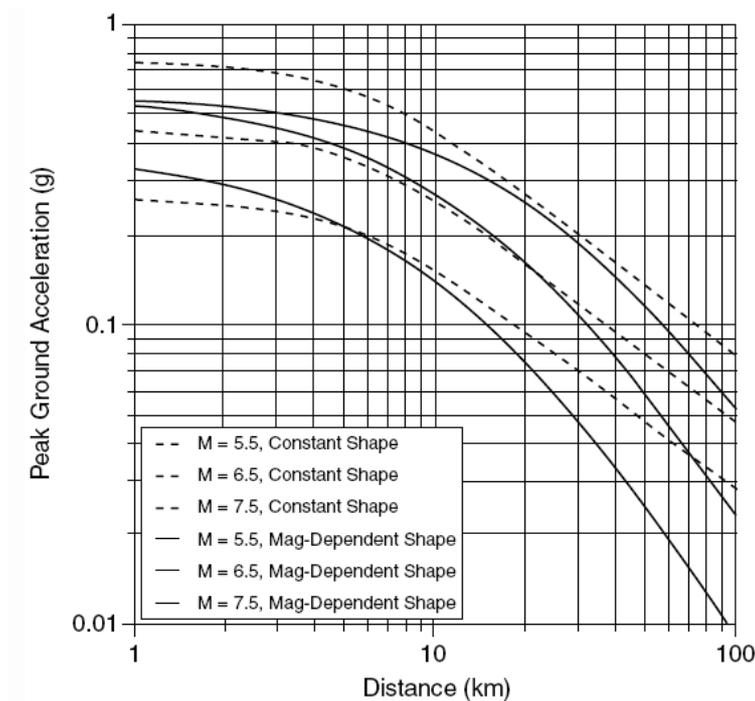


Figura 3.3 Comparación de las curvas de atenuación dependientes e independientes de la magnitud. (Bozorgnia et al., 2004)

Para distancias entre 10 y 50 km, las dos ecuaciones muestran formas similares, pero para mayores distancias las curvas son diferentes (Figura 3.3).

Una cuestión importante en el desarrollo estadístico de las relaciones de atenuación es el muestreo no uniforme de los datos de terremotos diferentes. Por ejemplo, en algunos casos, un terremoto puede tener sólo una o dos grabaciones (por ejemplo, en la década de 1940), mientras que algunos de los recientes eventos tienen cientos de grabaciones (por ejemplo, en 1999 el terremoto de Chi-Chi). Si bien los eventos recientes tienen mayores registros, entre los cuales no necesariamente serán todos de buena calidad, se presenta un problema al dar los pesos estadísticos, ya que se tienen dos incertidumbres: dar el mismo peso a cada registro de datos o dar el mismo peso a cada evento (Bozorgnia et al., 2004). Un modelo aleatorio (Brillinger y Preisler 1984) utiliza un sistema de ponderación que varía entre el peso igual a cada sismo y el mismo peso para cada registro de datos en función de la distribución de los datos.

Además de la medida de la mediana del movimiento del terreno, la desviación estándar de los parámetros de movimiento de tierra medidos también es importante para los análisis de riesgos ya sea determinístico o probabilístico.

A nivel mundial, es común el uso de una desviación estándar constante, pero recientemente, varias relaciones de atenuación han atribuido la dependencia de la magnitud o amplitud de la desviación estándar. Por ejemplo, Abrahamson y Silva (1997) permiten la desviación estándar de variar como una función de la magnitud del sismo. El resultado de la regresión es que la desviación estándar es más pequeña para sismos de gran magnitud. Campbell y Bozorgnia (2003) hacen variar la desviación estándar como una función de la amplitud del movimiento del suelo. El resultado es que la desviación estándar es más pequeña para grandes amplitudes de movimiento del suelo.

3.4 METODOLOGÍA

En este capítulo se analiza un conjunto de datos sísmicos y acelerométricos recopilados en el periodo 2000 - 2011, con magnitud, distancia y calidad requerida con el objetivo de conseguir una relación de atenuación sísmica propia de la región. La comparación de estos datos con relaciones existentes para otras regiones muestra diferencias que justifican la necesidad de ajustar una nueva relación de atenuación a partir de este conjunto de datos hasta ahora poco explotado.

El presente trabajo se ha desarrollado siguiendo los siguientes pasos básicos:

3.4.1 - SELECCIÓN DE DATOS

Se seleccionan los datos sísmicos y acelerométricos disponibles que sean adecuados en un rango de magnitud, distancia y localización geográfica. La selección considera el número y localización de las estaciones disponibles, el período de funcionamiento y el conocimiento de la corrección instrumental.

Los registros analizados pertenecen a equipos sísmicos de banda ancha de las redes de IRIS, DIPECHO, ADN, Geological Survey of Canada, University of Hawaii, University of Mississippi, IRD y de la naciente Red de Acelerógrafos del IG-EPN.

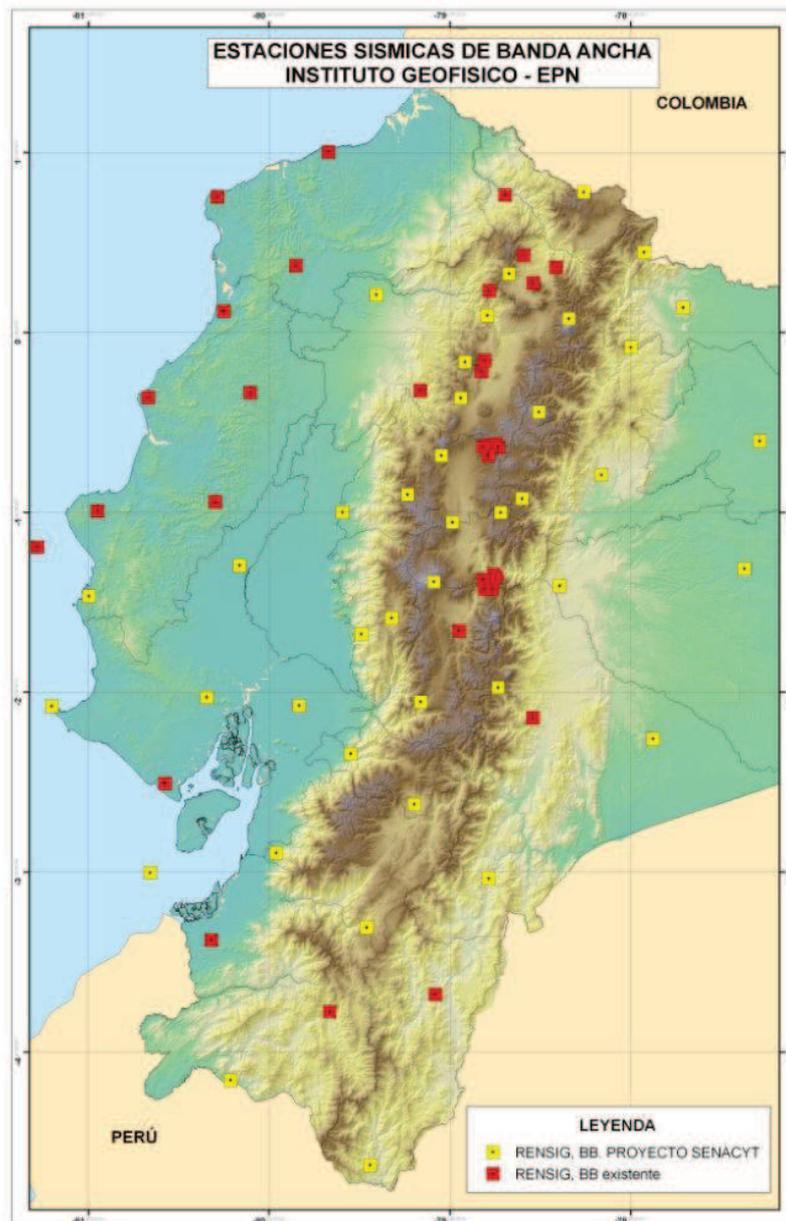


Figura 3.4 Ubicación de las estaciones sísmicas de banda ancha pertenecientes a la RENSIG (IG-EPN)

En la figura 3.4 se observa la distribución de las estaciones, con señales rojas aquellas que se encontraban en funcionamiento durante el estudio y con señales amarillas aquellas que se instalaron posteriormente.

Los datos se obtuvieron a partir del análisis de 25 equipos sísmicos y 7 equipos acelerográficos, de los cuales se recuperaron un total de 1212 registros. La mayor cobertura en tiempo posee la estación de OTAV que se encuentra instalada y funcionando desde septiembre del año 2000 hasta el presente.

La estación de OTAV se encuentra ubicada al occidente de la ciudad de Otavalo, se encuentran instalados un grupo de sensores sísmicos y acelerométricos de diferentes características, la información utilizada para el presente trabajo fue del sensor sísmico de tipo Streckeisen STS-2, con respuesta plana entre 0.02 y 20 Hz. La información acelerográfica se la tomó del equipo EpiSensor que tiene una respuesta entre 1 y 50 Hz. (detalles de los equipos Anexo 5).

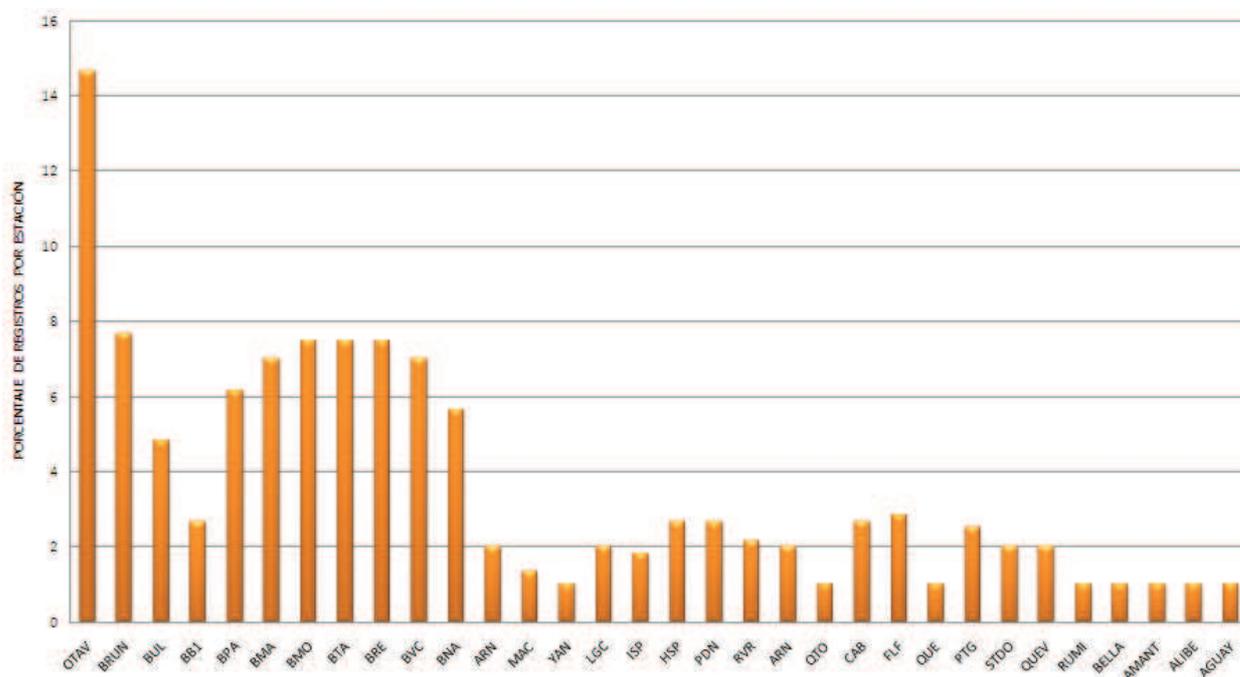


Figura 3.5 Porcentaje de registros por cada estación analizada durante el período 2000 - 2011

Desde mediados del año 2006 se encuentran funcionando las estaciones sísmicas del proyecto JICA, el cual mantiene estaciones sísmicas con sensores Guralp CMG-40T, respuesta plana en velocidad está entre 60s y 50 Hz, monitoreando los volcanes Cotopaxi y Tungurahua.

La instrumentación del proyecto DIPECHO instalada en la parte sur del país (Yantzaza, Catamayo, Arenillas y Playas) se encuentra funcionando desde el año 2009, son sensores Guralp CMG-40T con respuesta plana entre 0.01 y 50 Hz.

Con el proyecto ADN se instalaron estaciones multiparamétricas distribuidas en la Costa norte del país, los sensores sísmicos son de tipo Guralp CMG3-ESPC, con respuesta plana entre 60s y 50 Hz, junto con ellos se instalaron también acelerómetros de tipo Kinematics Episensor ES-U2. Posteriormente se presenta una comparación de las aceleraciones obtenidas a partir de la derivada de las señales de velocidad y las aceleraciones de los equipos acelerométricos.

Con el proyecto SENESCYT en el año 2010 inició la instalación de equipos acelerográficos a nivel nacional, los cuales ya se encuentran registrando eventos sísmicos. Las estaciones analizadas en este estudio tienen instalados equipos de tipo Guralp 5TD, con frecuencias de esquina de 50 a 100 HZ.

Los aspectos tomados en cuenta para la selección de registros fueron las siguientes:

- Localización del sismo, revisión del RMS con valores < 0.8
- Magnitudes $M_d > 4.0$
- Calidad de las señales sísmicas
- Ausencia de saturación en la señal
- Alta relación señal ruido
- Amplitud de la ventana de registro

Se inició con el análisis de 2247 soluciones con magnitudes $M_d > 4.0$, posteriormente se descartó los eventos con valores de profundidades anómalos y fijos, y localizaciones con rangos de error (RMS) mayores a 0.8. Adicionalmente

se analizaron los sismos considerados como réplicas de eventos mayores, sismos que repiten la ubicación y además aquellos que desde el 2006 no tiene más de 3 registros. De esta manera el número final de los eventos analizados en el presente estudio se presentan en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2 Número de eventos y registros para cada zona

ZONA	FUENTE GENERADORA	EVENTOS	REGISTROS
1	Subducción, eventos interplaca	68	248
2	Subducción, eventos intraplaca	51	468
3	Corticales, eventos intraplaca	60	492
	TOTAL	179	1212

3.4.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

En base a las soluciones seleccionadas se extraen los registros sísmicos de cada una de las bases. Se encontró heterogeneidad en la recuperación de datos de una base a otra lo que hizo aumentar la complejidad y tiempo de procesamiento.

La conversión y procesamiento de los datos se utilizó la aplicación SAC (Seismic Analysis Code) bajo entorno y plataforma de LINUX. Una vez transformados los registros se realizó una inspección visual cualitativa de las señales. Los datos seleccionados se procesan de forma homogénea y se realiza una primera desestimación de aquellos datos que no cumplan los criterios de calidad.

El objetivo es descartar señales de baja calidad, esto es, señales muy saturadas, señales con baja relación señal-ruido, señales encajadas en ventanas temporales excesivamente pequeñas y señales no asimilables a un sismo entre otros. Adicionalmente se encera las señales y se remueve la tendencia producida por bajas frecuencias.

Los datos sísmicos utilizados corresponden a las componentes horizontales de los eventos que se indican en el Anexo 2. Se depura nuevamente los registros y clasifica en base a las profundidades hipocentrales para relacionarlos con cada una de las fuentes generadoras descritas en el Capítulo 2.

En el mapa de la figura 2.6 se observa la distribución de los eventos seleccionados según las profundidades y fuentes generadoras.

3.4.2.1 Cálculo de la magnitud de momento M_w

La base de datos del IG-EPN tiene una información de magnitud M_d (en base a la duración del evento) que para eventos de gran tamaño se debería esperar mucho tiempo hasta que finalice el registro, situación poco práctica para la emisión de alertas tempranas.

Con información de los últimos dos años de estaciones sísmicas banda ancha distribuidas en el país, y para eventos de $m_b > 4$, se determinó valores de M_w mediante el método de Delouis B., et al. (2009) basado en el análisis de espectros de ondas de estaciones cercanas (<320 km del epicentro). Los valores de M_w obtenidos fueron escogidos y analizados, con los datos más representativos se establecieron relaciones entre m_b y M_w (Figura 3.6).

La información adquirida permite el cambio de la magnitud actual de la base del IG-EPN y el desarrollo de estudios más avanzados como son la determinación de leyes de atenuación y el cálculo del peligro sísmico para Ecuador.

Cabe mencionar que a partir de marzo de 2011 se hizo una re-evaluación de los valores de M_b (Palacios com. Per.), estos cambios fueron considerados y la evaluación se hizo en base a M_b corregida (M_b corr).

La relación encontrada con el 95 % de grado de confianza es la siguiente:

$$M_w = 1.0136 M_d + 0.1621$$

(Ec. 3.7)

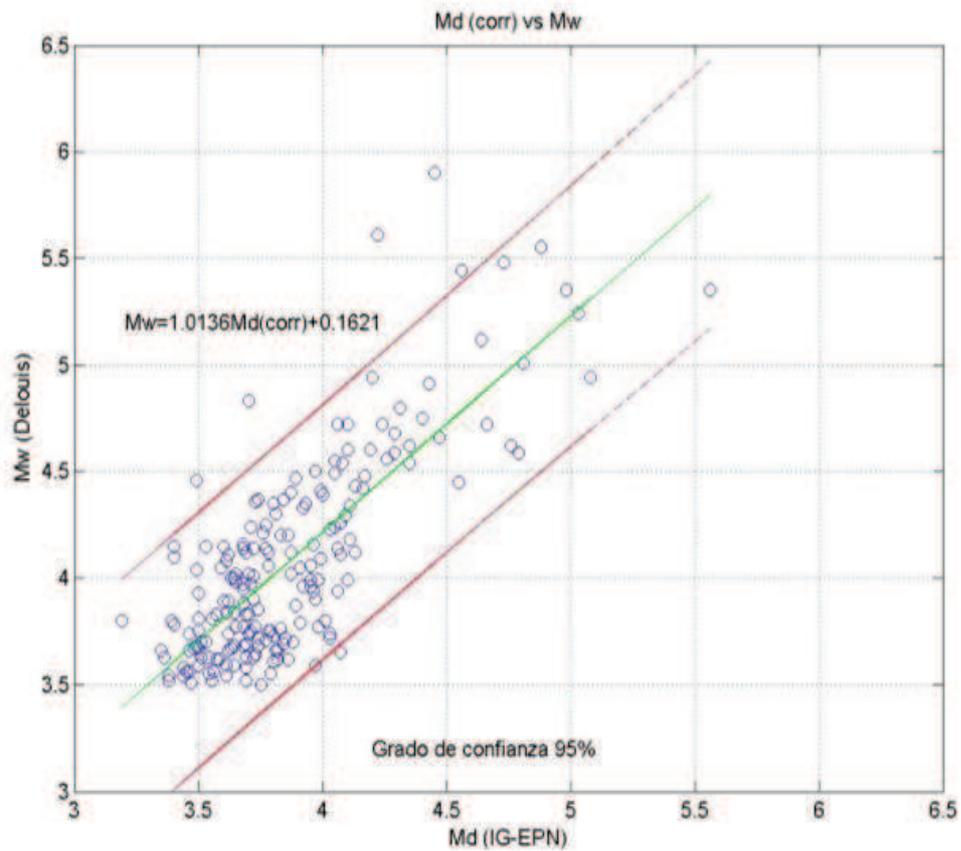


Figura 3.6. Gráfico de la relación entre la magnitud Md corregida y Mw calculada

En la figura 3.7 se presenta la distribución de los eventos sísmicos según las diferentes magnitudes Mw encontradas, algunos los valores de magnitudes fueron determinados al momento de procesar la información para la obtención de los mecanismos focales.

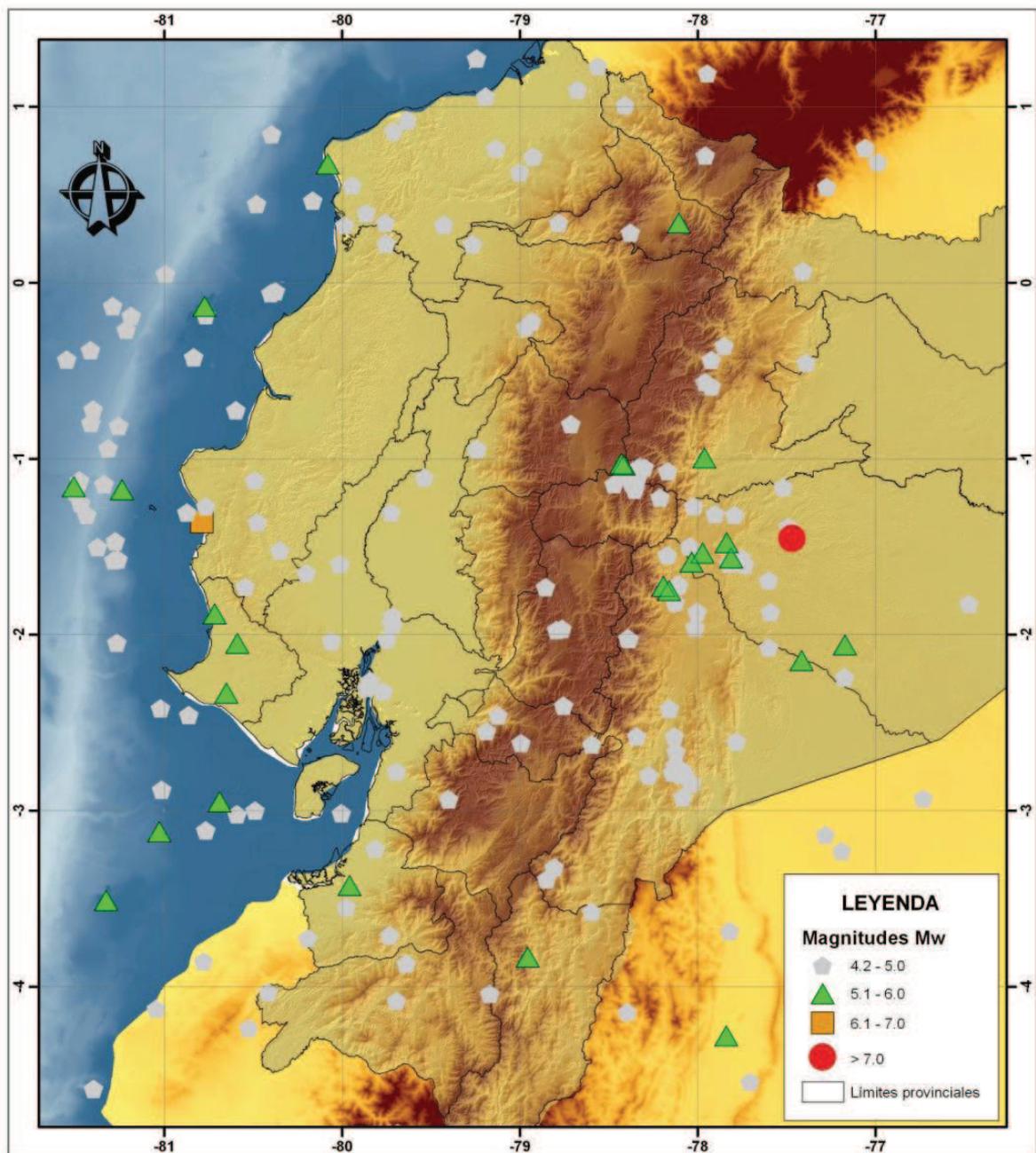


Figura 3.7 Distribución de los eventos seleccionados según las magnitudes de momento

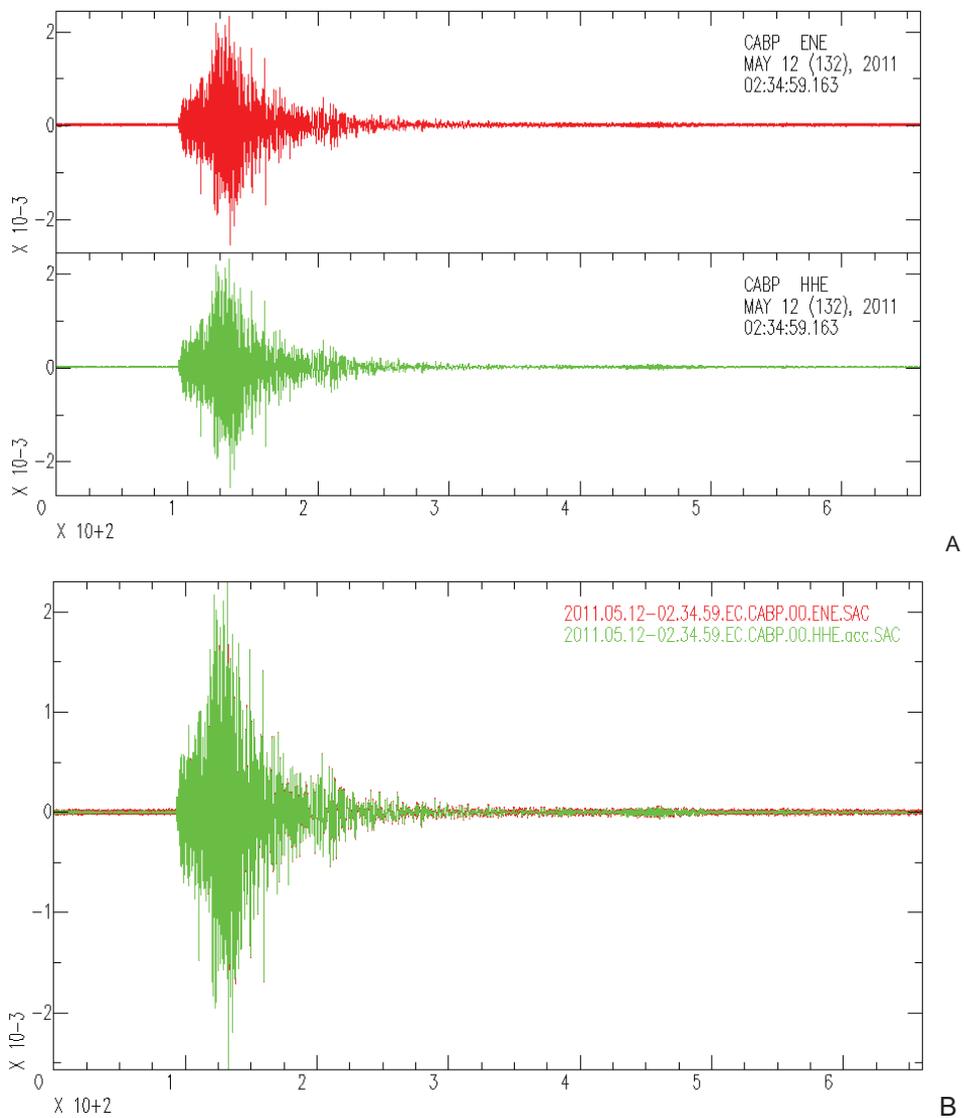
3.4.2.2 Determinación de las aceleraciones máximas (PGA)

Las aceleraciones máximas se obtienen a partir de los registros sísmicos de velocidades debidamente seleccionados y corregidos. El procesamiento de los datos inició con una operación de derivación de las señales sísmicas, las cuales previo tratamientos anteriores se encuentran en unidades de velocidades (m/s),

luego de la derivación se obtiene una señal que representa las aceleraciones (m/s^2).

Para validar la utilidad de los datos obtenidos se compararon los datos de las estaciones del Proyecto ADN, las cuales como se mencionó anteriormente poseen en el mismo sitio equipos sísmicos y acelerométricos.

En las figuras 3.8, 3.9 y 3.10 se observa que las señales obtenidas a partir del sensor sísmico (velocidad) y del sensor acelerométrico poseen formas de ondas parecidas y amplitudes comparables.



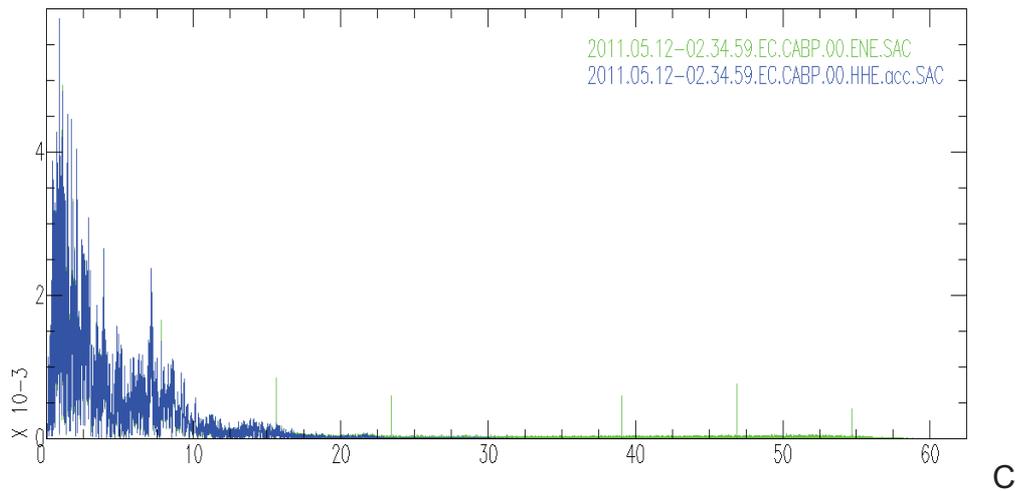


Figura 3.8 Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación CABP. Los sensores se encuentran co-ubicados. CABP ENE (acelerograma real) CABP BHE (acelerograma sintético). C: Comparación de los espectrogramas de las señales señales acelerográficas calculadas y reales

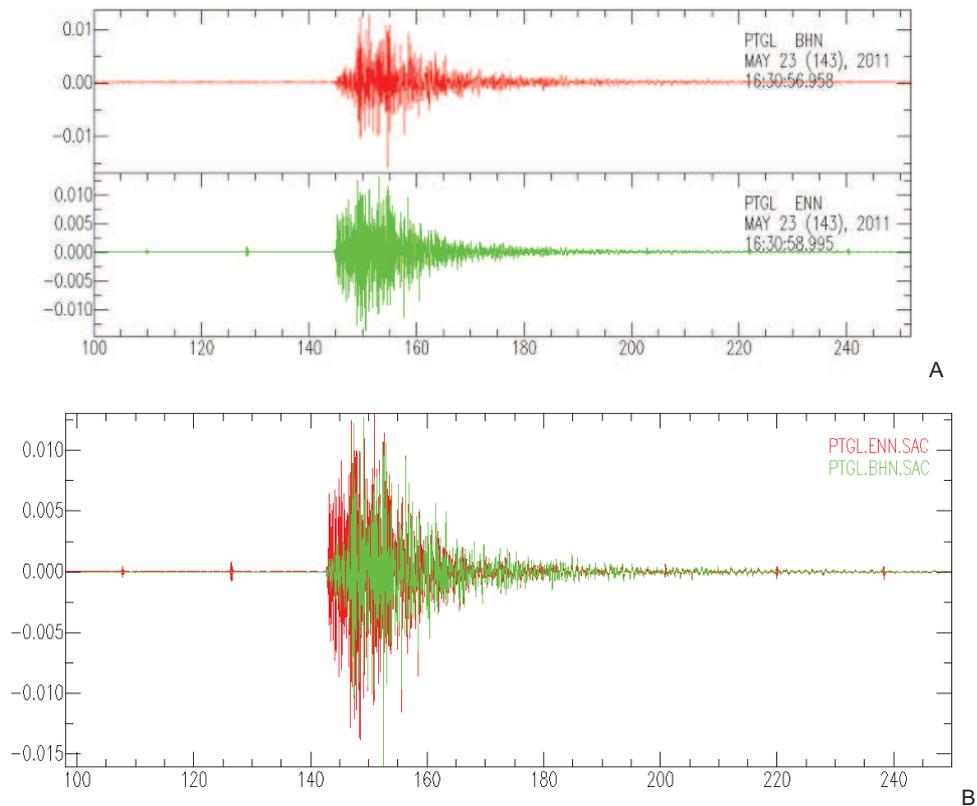


Figura 3.9 Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación PTGL. Los sensores se encuentran co-ubicados. **A:** PTGL ENN (acelerograma real) PTGL BHN (acelerograma derivado). **B:** Señales sobrepuestas de PTGL ENN y PTGL BHN

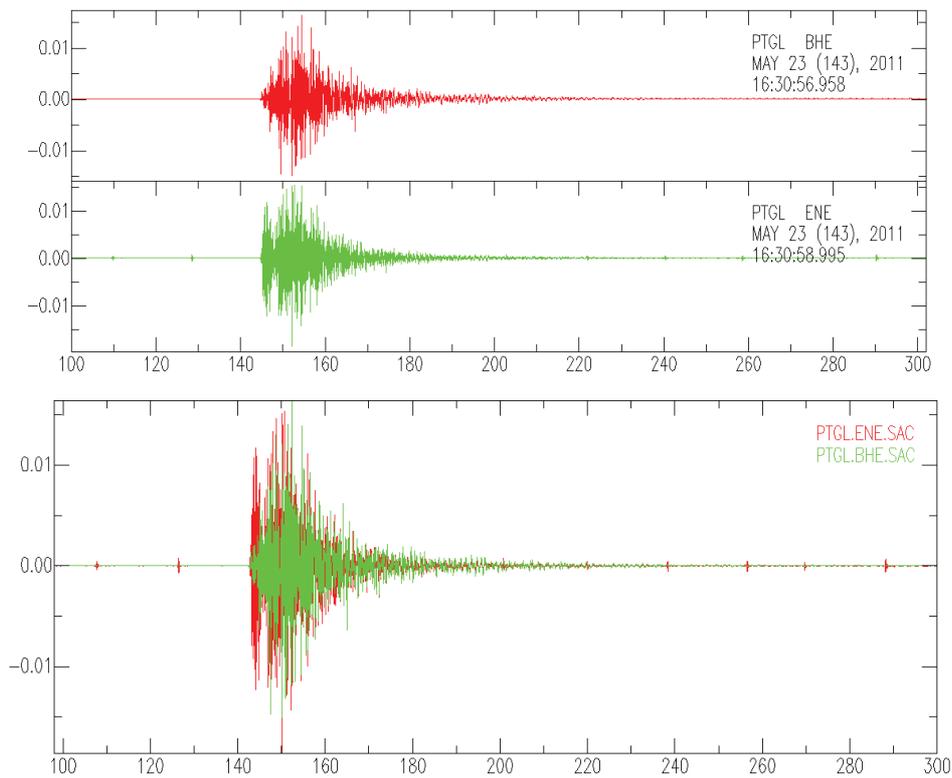
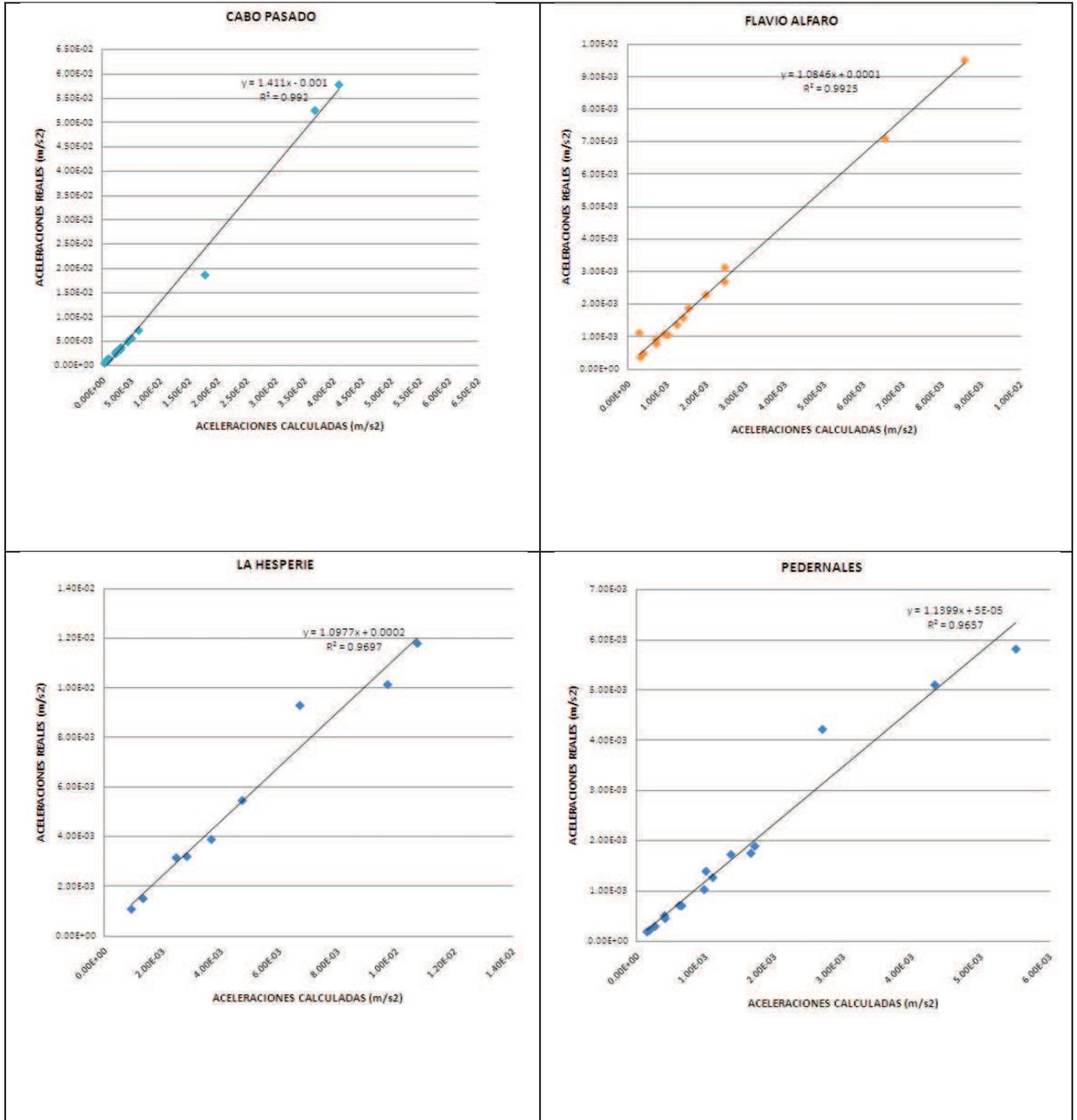


Figura 3.10 Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación PTGL. Los sensores se encuentran co-ubicados. **A:** PTGL ENE (acelerograma real) PTGL BHE (acelerograma derivado). **B:** Señales sobrepuestas de PTGL ENE y PTGL BHE

Los valores de aceleraciones máximas conseguidos a partir de las señales sísmicas derivadas fueron comparados con los valores de las aceleraciones máximas obtenidas de los acelerogramas, la relación de estos valores es lineal (Figura 3.11).

En base a los análisis comparativos realizados se observa que las diferencias entre los valores de aceleraciones máximas de los dos tipos de señales son mínimas, por lo tanto se utilizó las señales de los sensores sísmicos derivados.



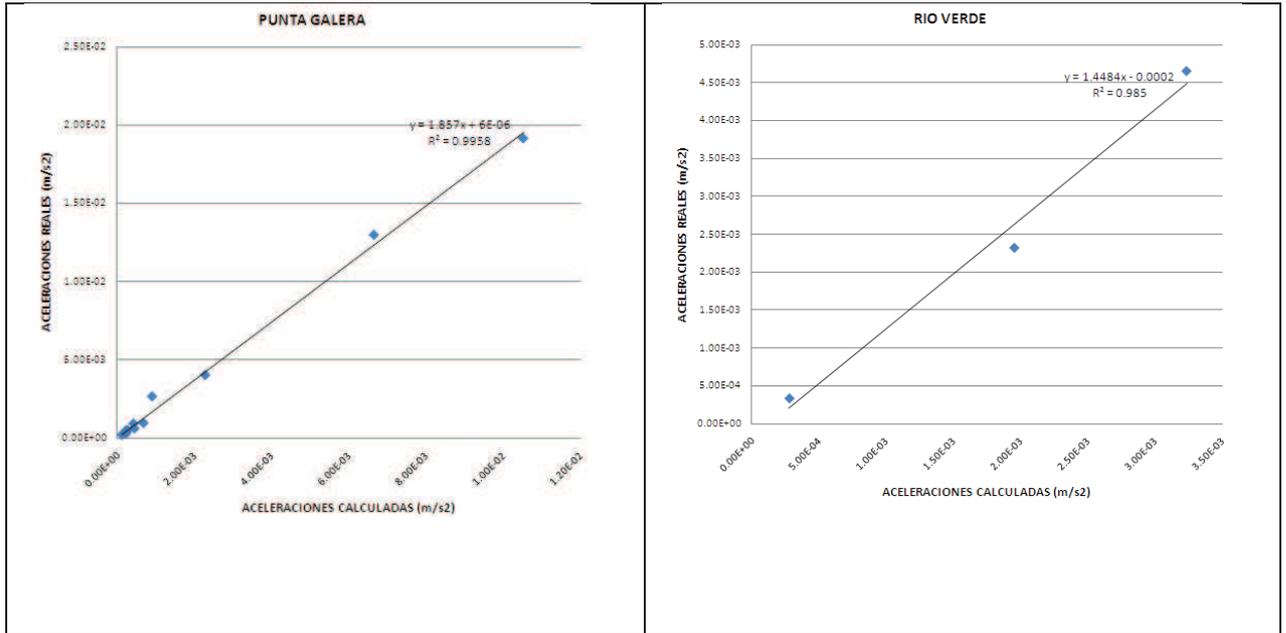
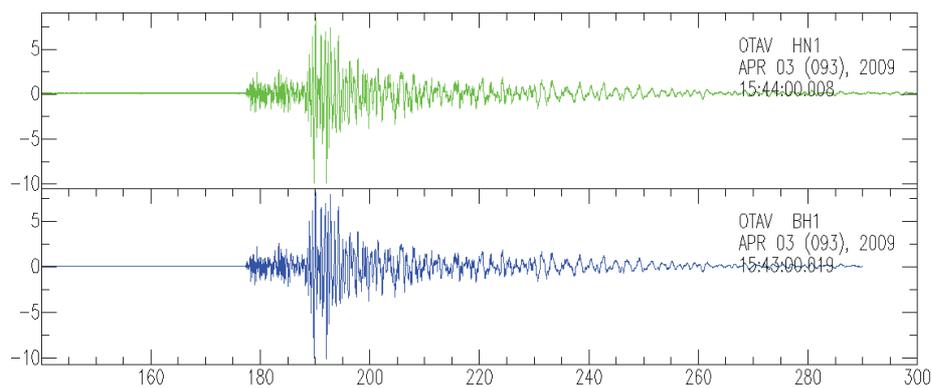


Figura 3.11 Relación entre las aceleraciones calculadas y las aceleraciones reales en las estaciones ubicadas en la Costa (Proyecto ADN)

En el caso de la estación de OTAV, se realizó un análisis similar de las señales sísmicas y acelerométricas, pero adicionalmente se realizó un análisis de los espectros de respuesta de las señales sísmicas derivadas y de las señales acelerográficas (Figura 3.12 y 3.13).



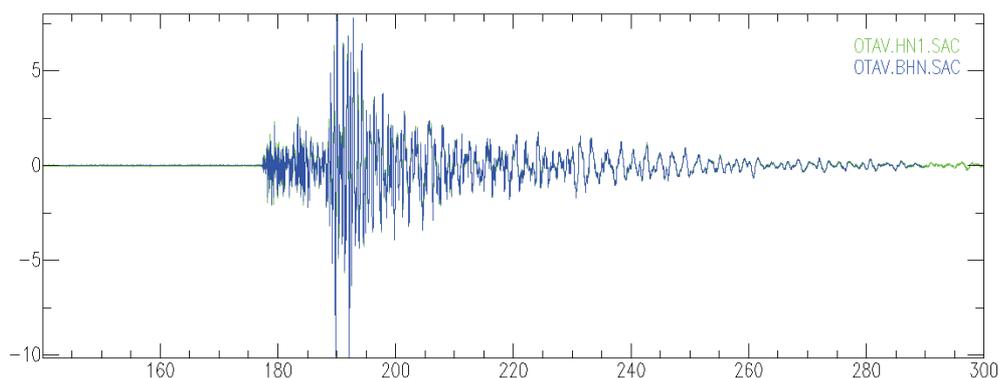


Figura 3.12 Comparación de las señales acelerográficas calculadas y reales en la estación OTAV. Los sensores se encuentran co-ubicados. **A:** OTAV HNN (acelerograma real) OTAV BHN (acelerograma derivado)

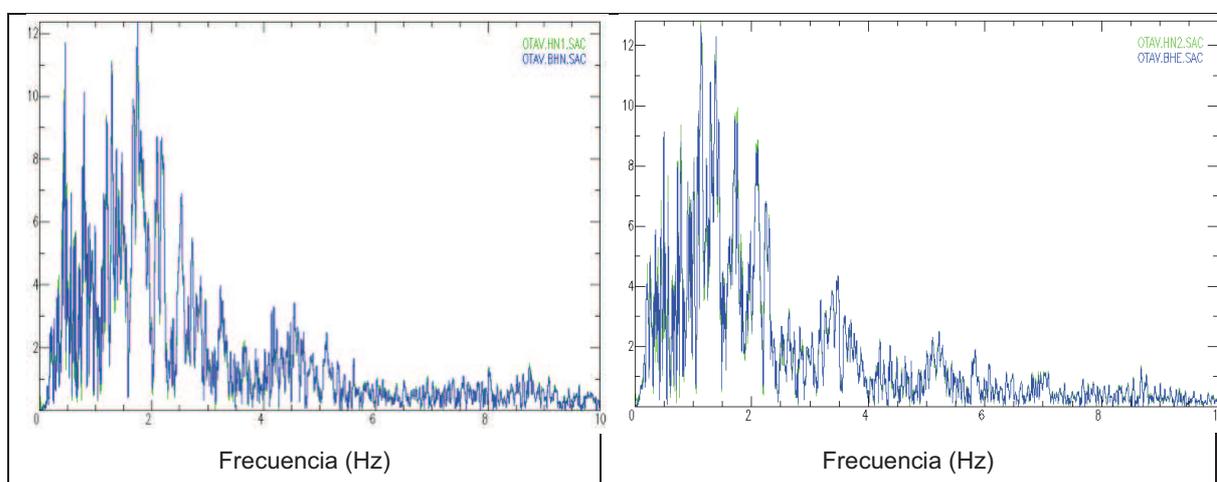


Figura 3.13 Comparación de los espectros de respuesta de las señales acelerográficas derivadas y reales en la estación OTAV. En verde señal de acelerograma real, en azul señal de acelerograma derivado. En la izquierda espectro de respuesta de la componente Norte. En la derecha espectro de respuesta de la componente Este. Evento del 2006 04 18.

Luego de obtener los datos de aceleraciones se procede a rotar las componentes horizontales de cada uno de los registros hasta conseguir los máximos valores de aceleraciones en un determinado azimut, posteriormente se determina el máximo valor absoluto.

Adicionalmente se calculan las distancias epicentrales e hipocentrales las cuales serán utilizadas en la determinación de las GMPE's.

Para la determinación de los parámetros descritos en las líneas anteriores se realizaron pequeños scripts en plataforma de Linux, esta información se la puede observar en el Anexo 1.

3.4.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS

Se inició con la distribución de los eventos según el origen de la fuente, para ello se consideran aspectos como la profundidad focal y la recurrencia, de esta manera se reconoce tres zonas que fueron descritas en el Capítulo 2.

Los modelos de GMPE`s requieren el conocimiento de las características de las fuentes generadoras, por esta razón se analizan los mecanismos focales.

Este análisis se realizó mediante la reproducción teórica del mecanismo de ruptura generado a partir de la comparación entre las formas de onda observadas y las formas de onda sintéticas (Bouchon, 1981). Esto se logra con la inversión de sismogramas en desplazamiento. El uso de esta metodología está recomendado para eventos de gran magnitud puesto que se trabaja con rangos de frecuencias más bajos. Además el uso de este modelo permite mejorar los valores de profundidad y la obtención de la magnitud de momento M_w .

Los eventos estudiados a partir del año 2009 tuvieron un suficiente número de fases y con una buena relación de señal/ruido, se incluyeron 12 eventos del año 2009, 10 eventos del año 2010, 11 eventos del año 2011 y 1 del año 2012, períodos que cuentan con un número y distribución adecuada de estaciones de banda ancha (broad band) en el país.

En la figura 3.14 se presenta uno de los resultados obtenido a partir del modelo de inversión de ondas, se observan los registros utilizados, el mecanismo focal, la profundidad recalculada, la magnitud M_w y los detalles del plano de ruptura que son el strike, dip y rake.

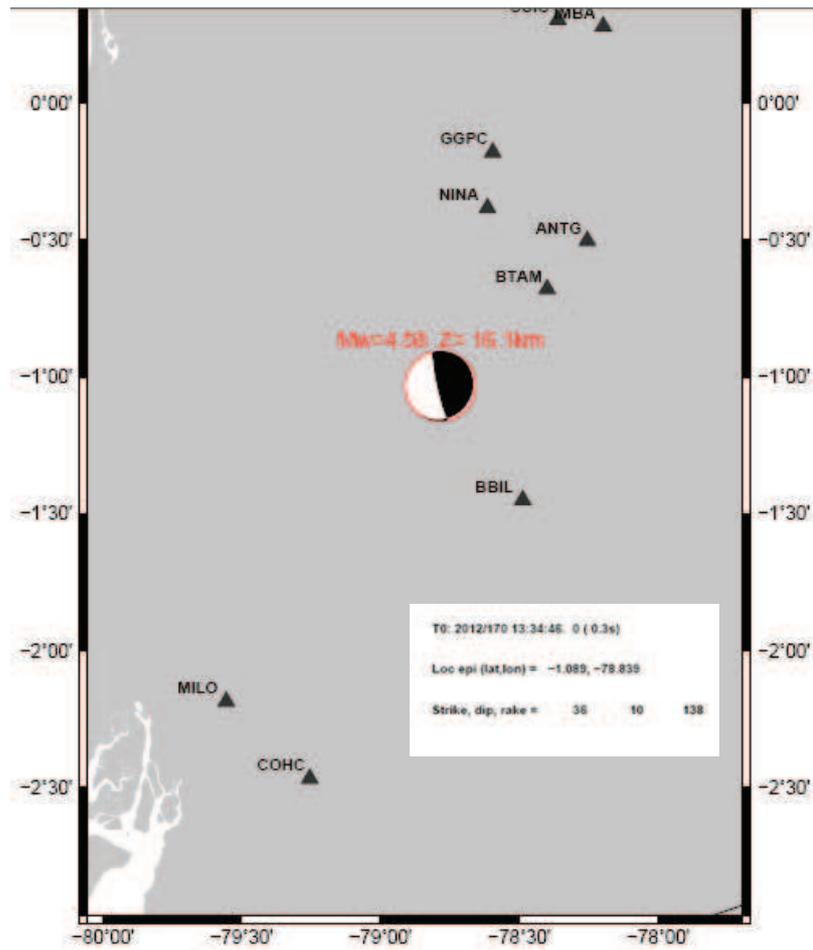


Figura 3.14 Solución mediante el modelo de inversión de ondas para el evento 201001101806

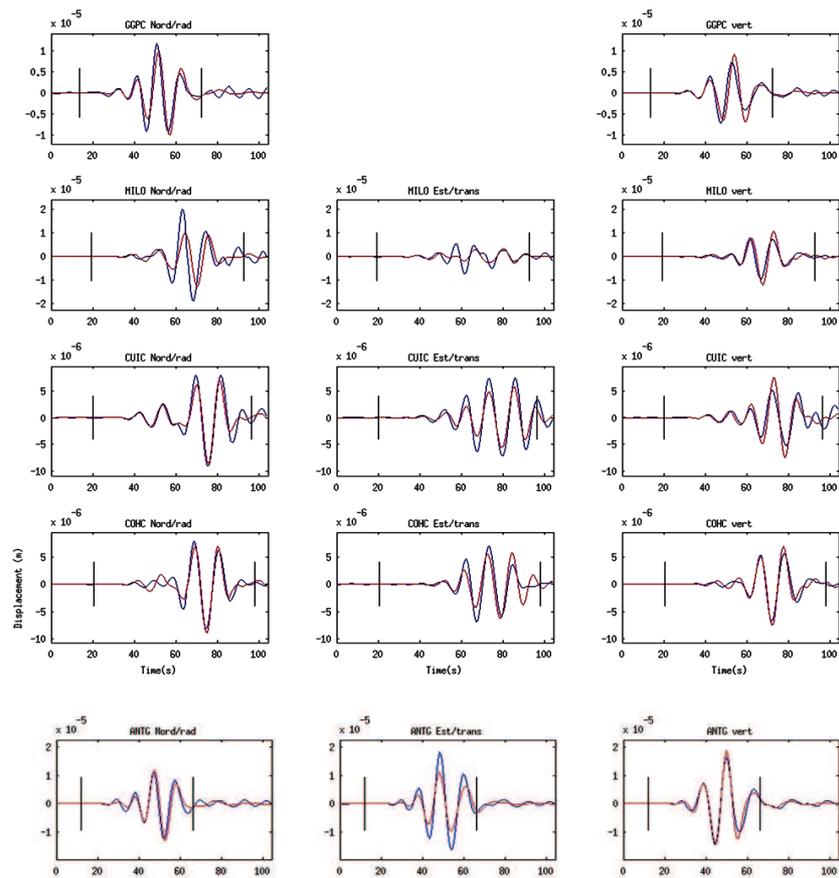


Figura 3.15 Comparación de formas de ondas observadas y sintéticas, para el evento 201001101806

Un resumen de los mecanismos focales determinados en el presente estudio se encuentra en el Anexo 3.

Como paso final se analizan los datos procesados comparándolos con relaciones establecidas con anterioridad en la zona y en áreas semejantes geodinámicamente. De este análisis se observa la idoneidad de los datos para ajustar una nueva relación de atenuación.

3.4.4 ELECCIÓN DE PARÁMETROS REPRESENTATIVOS DEL MOVIMIENTO

Para la representación del movimiento del suelo se escogen el valor máximo de aceleración registrado (PGA).

Cada modelo presenta diferentes parámetros analizados y detallados en el Capítulo 4, para cada uno de ellos se considera un valor dependiendo de las condiciones geológicas y sísmicas del País, en algunos casos se realizó subdivisiones de la información por la complejidad de la geología del Ecuador.

- Las magnitudes durante el período de estudio son $4.0 < M_w \leq 6.5$. Para el análisis se tomó rangos de magnitudes que varían en ± 0.25 .
- Por la poca información que se tiene de las fuentes generadoras y las características de los suelos se considera que las áreas de ruptura de los sismos es puntual.
- Las velocidades de las ondas S para los últimos 30m se las estimó de acuerdo a la ubicación general de las estaciones, así: para las estaciones ubicadas en la costa $V_{30s} = 360 - 760$ m/s y para las estaciones instaladas en la sierra $V_{30s} = 760 - 1500$ m/s.
- Los valores de las distancias epicentrales se las considera semejantes a las distancias R_{JB} para el caso los sismos dentro del rango de magnitudes estudiadas.
- Los valores de las distancias hipocentrales son similares a la distancia R_{rup} para los sismos con las magnitudes estudiadas.
- Los tipos de fallas considerados para la Zona 1 son inversos.
- Para la Zona 2 se consideran fallas normales.
- Los tipos de fallas para la zona 3 son inversas oblicuas y pocas normales con componentes transcurrentes.

3.4.5 SELECCIÓN DE LAS GMPE'S

Durante los últimos años se han generado decenas de ecuaciones que sirven para la predicción de movimientos de suelo, las cuales se han elaborado en base a catálogos sísmicos correspondientes a diferentes ambientes tectónicos y rangos de escalas de magnitud, distancia e intensidad. Para la selección de las ecuaciones se ha tomado en cuenta las sugerencias que realizan Douglas et al.

(2012) y Delavaud et al. (2012), las cuales nos indican las condiciones que debe presentar un modelo para ser analizado:

- El modelo debe obtenerse de un régimen tectónico característico.
- Estar publicado en revistas científicas internacionales.
- Tener una documentación y base de datos suficiente.
- El modelo debe ser citado en publicaciones recientes
- El rango de frecuencias utilizado debe ser apropiado para aplicaciones ingenieriles.
- El modelo debe estar homogenizado en magnitud Mw y excluir aquellos que no permitan predecir movimientos de suelo sobre roca.
- El método de regresión debe ser apropiado.

En base a las sugerencias previas y que se ajustan a nuestro ambiente tectónico, las ecuaciones que se eligieron para el estudio son:

- Campbell y Borzognia Y, 2008. → Sismicidad cortical Somera
- Chiou y Youngs, 2008 → Sismicidad cortical Somera
- Atkinson y Boore, 2003 → Sismicidad de subducción
- Zhao et al., 2006 → Sismicidad de subducción

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS DE LAS ECUACIONES DE PREDICCIÓN DE MOVIMIENTO DE SUELO

4.1 CAMPBELL Y BOZORGNIA 2008 (CB08)

El modelo generado por Campbell y Bozorgnia (2008), fue desarrollado como parte del proyecto *Next Generation Attenuation of Ground Motion* (NGA) del *Pacific Earthquake Engineering Research Center* (PEER). Su generación se fundamentó en una base de datos a nivel mundial de registros de movimientos fuertes. Su validez se limita a ambientes con sismicidad somera en régimen de tectónica activa.

Los parámetros involucrados en la descripción del modelo son:

M = Magnitud de momento

R_{RUP} = Distancia más cercana al plano de ruptura (km)

R_{JB} = Distancia Joyner-Boore (km)

F_{HW} = Factor de hanging-wall: 1 para $R_{JB} \geq 0$ y $R_{JB} < 0$

δ = Ángulo de buzamiento de la falla

Z_{TOR} = Profundidad del tope del plano de ruptura (km)

F_{RV} = Factor de fallamiento inverso

F_{NM} = Factor de fallamiento normal

AS = Factor de réplicas: **1** para las réplicas y **0** para las otras

V_{S30} = Velocidad promedio a una profundidad de 30 m (m/s)

Z_n = Profundidad en la cual la velocidad de la onda alcanza n km/s (m)

C_n = Valores de constantes predeterminados

4.1.1 LIMITACIONES DEL MODELO

Las limitaciones para la aplicación del modelo son:

1. – Magnitud de momento > 4.0
2. - Magnitud de momento < 8.5 para fallas transcurrentes, < 8.0 para fallas inversas y 7.5 para fallamiento normal.
3. - $R_{RUP} = 0 - 200$ km
4. - $V_{s30} = 150 - 1500$ m/s.
5. - $Z_{2.5} = 0 - 10$ km
6. - $Z_{TOR} = 0 - 15$ km
7. - $\delta = 15 - 90^\circ$

En términos prácticos las ecuaciones CB08 no son uniformemente válidas para todo el rango propuesto, estadísticamente se incrementan los errores al alejarse de los valores promedios. (Campbell, 2004).

4.1.2 ANÁLISIS DE LA ECUACION CB08

La ecuación está dada por la siguiente forma:

$$\ln Y = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} \quad (\text{Ec. 4.1})$$

Donde f_{mag} es el término en el cual se relaciona a la magnitud, su valor depende del rango de magnitud a ser analizado, así se tiene entonces:

$$f(mag) = \begin{cases} c_0 + c_1M; & M \leq 5.5 \\ c_0 + c_1M + c_2(M-5.5); & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_0 + c_1M + c_2(M-5.5) + c_3(M-6.5); & M > 6.5 \end{cases} \quad (\text{Ec. 4.2})$$

Para el presente estudio las magnitudes M_w en la Zona 3 (zona con sismicidad somera cortical) varían en un rango entre 4.0 y 5.0 por lo tanto se tomará el primer término para la determinación de la ecuación definitiva.

El término que depende de la distancia está dado por f_{dis} :

$$f_{dis} = (c_4 + c_5M) \ln \left(\sqrt{R_{RUP}^2 + c_6^2} \right) \quad (\text{Ec. 4.3})$$

Como se mencionó en el Capítulo 3, las magnitudes analizadas no generan planos de ruptura de gran tamaño, por lo tanto se consideran como rupturas

puntuales y esto hace que sea comparable la distancia hipocentral r_{hypo} con la distancia de ruptura R_{RUP} .

El término que relaciona el estilo de falla está dado por:

$$f_{fit} = c_7 F_{RV} f_{fit,Z} + c_8 F_{NM},$$

$$f_{fit,Z} = \begin{cases} Z_{TOR}; & Z_{TOR} < 1 \\ 1; & Z_{TOR} \geq 1 \end{cases}$$

(Ec. 4.4)

Donde: $F_{RV} = 1$ si $30^\circ < \lambda < 150^\circ$
 $F_{RV} = 0$ otros valores de λ ,
 y $F_{MN} = 1$ si $-150^\circ < \lambda < -30^\circ$
 $F_{MN} = 0$ otros valores de λ

Como no se conoce exactamente los valores de Z_{TOR} para cada una de las fuentes generadoras, y el valor de las magnitudes se encuentra por debajo de 6.0, los valores de Z_{TOR} serán mayor que 1 y por lo tanto el valor de $f_{it,Z}$ será igual a 1 (Campbell et al., 2007).

Para el caso del parámetro de hanging-wall el término está dado por:

$$f_{hng} = c_9 f_{hng,R} f_{hng,M} f_{hng,Z} f_{hng,\delta} \quad (\text{Ec. 4.5})$$

en la cual:

$$f(mag) = \begin{cases} 1; & R_{JB} = 0 \\ \left[\max(R_{RUP}, \sqrt{R_{JB}^2 + 1}) - R_{JB} \right] / \max(R_{RUP}, \sqrt{R_{JB}^2 + 1}) & ; \quad R_{JB} > 0, Z_{TOR} < 1 \\ (R_{RUP} - R_{JB}) / R_{RUP}; & R_{JB} > 0, Z_{TOR} \geq 1 \end{cases}$$

(Ec. 4.6)

Para el análisis, asumimos que R_{JB} es semejante a la distancia epicentral, y los valores de R_{RUP} son comparables con la distancia hipocentral (Chiou et al., 2008).

El autor sugiere que en el caso de no conocer los valores exactos de Z_{TOR} se asumirá que para $f_{hng,R}$ el valor será igual a 1.

El factor relacionado con la magnitud está dado por:

$$f(hng, M) = \begin{cases} 0; & M \leq 6.0 \\ 2(M-6.0); & 6.0 < M < 6.5 \\ 1; & M \geq 6.5 \end{cases} \quad (\text{Ec. 4.7})$$

La profundidad de ruptura está dada por la siguiente relación:

$$f(hng, Z) = \begin{cases} 0; & Z_{TOR} \geq 20 \\ (20-Z_{TOR})/20; & 0 \leq Z_{TOR} < 20 \end{cases} \quad (\text{Ec. 4.8})$$

Se asumirá que los valores de Z_{TOR} serán semejantes a la profundidad del evento, tomando en cuenta esto para los sismos que tienen magnitudes consideradas como medias a pequeñas y los tamaños de las rupturas no serán de grandes dimensiones, basados en los estudios realizados por Wells y Coppersmith (1994). Los datos estudiados se encuentran en los dos rangos y serán analizados por separado para el factor $f_{hng,z}$.

El factor relacionado con el promedio del ángulo de ruptura es:

$$f_{hng,\delta} = \begin{cases} 1, & \delta \leq 70 \\ (90 - \delta)/20, & \delta > 70 \end{cases} \quad (\text{Ec. 4.9})$$

Con los factores analizados se concluye que el término de hanging-wall con las condiciones que se proponen es igual a cero.

La respuesta superficial del suelo está representada por:

$$f_{site} = \begin{cases} c_{10} \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right) + k_2 \left\{ \ln \left[A_{1100} + c \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right)^n \right] - \ln [A_{1100} + c] \right\}; & V_{30} < k_1 \\ (c_{10} + k_2 n) \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right); & k_1 \leq V_{S30} < 1100 \\ (c_{10} + k_2 n) \ln \left(\frac{1100}{k_1} \right); & V_{S30} \geq 1100 \end{cases} \quad (\text{Ec. 4.10})$$

Se utilizará la segunda relación, puesto que los promedios de V_{S30} se encuentran en ese rango.

La repuesta de sitio en profundidad está incluida en el término:

$$f_{sed} = \begin{cases} c_{11}(Z_{2.5} - 1); & Z_{2.5} < 1 \\ 0; & 1 \leq Z_{2.5} \leq 3 \\ c_{12}k_3 e^{-0.75} [1 - e^{-0.25(Z_{2.5}-3)}]; & Z_{2.5} > 3 \end{cases} \quad (\text{Ec. 4.11})$$

La ecuación definitiva para las fuentes corticales que será comparada con los datos reales es:

$$\ln Y = C_0 + C_1 M + (C_4 + C_5 M) \ln \sqrt{R_{Rup}^2 + C_6^2} + C_7 F_{BT} f_{flt,z}^0 + C_8 F_{NM} + C_9 * f_{hng,R}^0 * f_{hng,M}^0 * f_{hng,Z}^0 * f_{hng,\delta}^1 + (C_{10} + k_{2n}) \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right) + f_{sed}^0$$

$$\ln Y = C_0 + C_1 M + (C_4 + C_5 M) \ln \sqrt{R_{Rup}^2 + C_6^2} + (C_{10} + k_{2n}) \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right) \quad (\text{Ec. 4.12})$$

El valor de la desviación estándar total σ_T está dado por la ecuación:

$$\sigma_T = \sqrt{\sigma^2 + \tau^2} \quad (\text{Ec. 4.13})$$

Donde σ es el valor de la desviación estándar de los intra-eventos y τ está relacionado con los inter-eventos. El valor de $\sigma\tau$ utilizado en el presente trabajo es igual a **0.526**

Los valores de cada una de las constantes se encuentran en el Anexo 4.

4.2 CHIOU Y YUONGS, 2008 (CY08)

Los autores proponen un modelo que involucra los valores promedios de las componentes horizontales de las respuestas espectrales de los picos de movimiento de suelo, se encuentra desarrollado para ambientes tectónicos activos con fuentes de generación superficiales.

El modelo es una actualización de las relaciones desarrolladas por Sadihg et al. (1997), usando los coeficientes de atenuación inelástica, analiza las relaciones de aceleraciones pico, velocidades pico y las respuestas pseudo-espectrales de aceleración con un 5% de amortiguamiento para períodos comprendidos entre 0.01 y 10 s, incluye mejoras en los términos de distancia, magnitudes y los efectos causados por la geometría de la falla (Chiou et al., 2008).

4.2.1 LIMITACIONES DEL MODELO

Las limitaciones bajo las cuales se encuentra esta relación son (Chiou et al., 2008):

- 1.- Magnitud 4.0 a 8.5 para fallas de rumbo.
- 2.- Magnitud 4.0 a 8.0 para fallas inversas y normales
3. - $R_{RUP} = 0 - 200$ km
4. - $V_{s30} = 150 - 1500$ m/s.
5. - La profundidad promedio del epicentro recomendada es 20 km

4.2.2 ANÁLISIS DE LA ECUACION CY08

La ecuación que integra los diferentes parámetros es la siguiente:

$$\begin{aligned} \ln Y &= f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} \\ \ln(Y) &= c_1 + [c_{1a}F_{RV} + c_{1b}F_{NM} + c_7(Z_{TOR} - 4)](1 - AS) + [C_{10} + C_{7a}(Z_{TOR} - 4)]AS \\ &+ c_2(M-6) + \frac{c_2 - c_3}{c_n} \ln(1 + e^{c_n(c_M - M)}) \\ &+ c_4 \ln[R_{RUP} + c_5 \cosh\{c_6 \max(M - c_{HM}, 0)\}] \\ &+ \left\{ C_{\gamma^1} + \frac{C_{\gamma^2}}{\cosh[\max(M - C_{\gamma^3}, 0)]} \right\} R_{RUP} \\ &+ c_9 F_{HW} \tanh\left(\frac{R_{Xij} \cos^2 \delta}{c_{9a}}\right) \left\{ 1 - \frac{\sqrt{R_{JB}^2 + Z_{TORi}^2}}{R_{RUP} + 0.001} \right\} \end{aligned}$$

(Ec. 4.14)

El término que relaciona el estilo de falla se encuentra dado por la ecuación 4.15. Los datos que serán analizados son principalmente sismos principales y no réplicas, por lo tanto el valor de AS será igual a 0 en los siguientes términos:

$$f_{flt} = C_1 + [C_{1a}F_{RV} + C_{1b}F_{NM} + C_7(Z_{TOR} - 4)](1 - AS) + [C_{10} + C_{7a}(Z_{TOR} - 4)]AS \quad (\text{Ec. 4.15})$$

F_{RV} representa las condiciones de fallamiento inverso, se realiza las siguientes consideraciones con respecto a λ (rake):

- 1** para $30^\circ \leq \lambda \leq 150^\circ$ (incluye fallas inversas oblicuas);
- 0** para otras fallas

Para el presente estudio, en base a la información obtenida de las soluciones de los mecanismos focales se ha asumido que la mayoría de las fuentes son inversas con fuerte componente horizontal debido a los esfuerzos presentes en el país, por lo tanto el valor a utilizarse será 0.

F_{NM} , se encuentra relacionado al fallamiento normal, las consideraciones para este factor son (Chiou et al., 2008):

- 1** para $-120^\circ \leq \lambda \leq -60^\circ$ (se excluyen las fallas normales oblicuas);

0 para otras fallas

En este estudio generalizamos asumiendo que el porcentaje de fallas normales es mínimo y en casos específicos, por esta razón se elige el valor de 0.

Los valores de Z_{TOR} se obtienen a partir de los valores de la profundidad del evento, se realiza esta deferencia debido a que las magnitudes de los eventos son menores a 6.0 por lo tanto se puede considerar como una ruptura de poca extensión o puntual (Wells y Coppersmith, 1994).

El modelo es dependiente de la magnitud de los eventos, la misma que se encuentra relacionada con la distancia a la superficie de ruptura.

$$\begin{aligned}
 f_{Mg} = & C_2(M - 6) + \frac{C_2 + C_3}{C_n} \ln[1 + e^{C_n(C_m - M)}] \\
 & + C_4 \ln(R_{RUP} + C_5 \cosh [C_6 \max(M - C_{HM}, 0)].) \\
 & + (C_{4a} - C_4) \ln(\sqrt{R_{RUP}^2 + C_{RB}^2})
 \end{aligned}
 \tag{Ec. 4.16}$$

El valor de R_{RUP} adoptamos nuevamente semejante a la distancia hipocentral por sugerencia del autor del modelo.

Como se dijo en el capítulo 3, la atenuación de la amplitud de movimiento implica dos efectos primarios, la dispersión geométrica y la absorción de energía a lo largo de la trayectoria de desplazamiento, esto debido a la amortiguación que producen los materiales y la dispersión de las ondas. En la mayoría de los modelos empíricos del movimiento sísmico estos efectos son modelados según la siguiente función (Chiou et al., 2008):

$$\ln(y) \propto C_{Geometric} \times \ln \left[(R^n + C_{Source_size}^n)^{1/n} \right] + \gamma \times R
 \tag{Ec. 4.17}$$

Donde $C_{Geometric}$ define la atenuación debido al *geometric spreading* (esparcimiento geométrico) y, C_{Source_Size} cuantifica el tamaño de la fuente de

origen debido al esparcimiento geométrico, este término se define por medio de la ecuación Ec 4.18, la cual varía desde una constante igual C_5 en función de la magnitud.

$$C_{Source_Size} = (C_5 \cosh [C_6 \max(M - C_{HM}, 0)]) \quad (\text{Ec. 4.18})$$

El cuarto término en la ecuación 4.15, se encuentra relacionado con la variación de los espectros de respuesta para distancias cortas (<100 km) y distancias largas (entre 100 y 200 km), donde C_4 y C_{4a} son los coeficientes para cada distancia respectivamente. El coeficiente C_{RB} define el punto medio de la transición de la tasa de atenuación de C_4 a C_{4a} , de todos los datos estudiados por Chiu (2008), se asume que el valor para C_{RB} es 50 km.

La ecuación 4.19 representa al término que relaciona el parámetro de hanging wall, ahí se encuentra incluido el factor F_{HW} , el que para magnitudes menores a 6.0 se considera igual a 0, por lo tanto el factor f_{HW} también se hace cero.

$$f_{HW} = F_{HW} \times \tanh\left(\frac{R_X \cos^2 \delta}{c_{9a}}\right) \times \left[1 - \frac{\sqrt{R_{JB}^2 + Z_{TOR}^2}}{R_{RUP} + 0.001}\right] \quad (\text{Ec. 4.19})$$

Se concluye entonces con la siguiente ecuación que refleja todas las consideraciones realizadas para obtener los valores máximos de aceleraciones en el caso de eventos producidos en la corteza superior.

$$\begin{aligned} \ln y = & C_1 + (C_{1a} \overset{0}{F_{RV}} + C_{1b} \overset{0}{F_{MN}}) + C_7(Z_{TOR} - 4) + C_2(M - 6) + \frac{C_2 + C_3}{C_n} \ln[1 + \\ & e^{C_n(C_m - M)}] + C_4 \ln(R_{RUP} + (M - 3).) + (C_{4a} - C_4) \ln\left(\sqrt{R_{RUP}^2 + 50^2}\right) + \\ & \left[C_{\gamma 1} + \frac{C_{\gamma 2}}{C_{osh(M-4)}}\right] R_{RUP} \end{aligned}$$

$$\ln y = C_1 + C_7(Z_{TOR} - 4) + C_2(M - 6) + \frac{C_2 + C_3}{C_n} \ln[1 + e^{C_n(C_m - M)}] + C_4 * \\ \ln(R_{RUP} + (M - 3).) + (C_{4a} - C_4) \ln\left(\sqrt{R_{RUP}^2 + 50^2}\right) + \left[C_{\gamma 1} + \frac{C_{\gamma 2}}{C_{osh(M-4)}}\right] R_{RUP} \quad (\text{Ec. 4.20})$$

La desviación estándar $\sigma_{\ln(\text{PGA})}$ para este modelo es dependiente de la magnitud y del comportamiento de los suelos.

El valor de los errores estándar de los inter-eventos está dado por:

$$\tau = \tau_1 + \frac{\tau_2 - \tau_1}{2} \times [\min\{\max(M, 5), 7\} - 5] \quad (\text{Ec. 4.21})$$

La desviación estándar σ de los intra-eventos tiene una fuerte dependencia con la magnitud y además es influenciada por el comportamiento de los suelos, incorpora en su valor otras observaciones como el origen de los valores de V_{s30} y si los eventos son secundarios o réplicas.

$$\sigma = \left[\sigma_1 + \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{2} (\min\{\max(M, 5), 7\} - 5) + \sigma_4 \times AS \right] \\ \times \sqrt{(\sigma_3 F_{inferred} + 0.7 F_{measured}) + (1 + NL)^2} \quad (\text{Ec. 4.22})$$

Donde σ_1 , σ_2 , σ_3 , σ_4 son constantes, AS define si se tratan de eventos principales o réplicas ($AS=0$), $F_{inferred}$ y $F_{Measured}$ son valores que se relacionan con el origen de V_{s30} . NL define el efecto de sitio, para simplificar el modelo asumimos que la respuesta del sitio de muestreo tiene un comportamiento lineal, por lo tanto el valor de NL es 0 (Chiou et al., 2008).

Se utiliza el valor de $F_{inferred}$ igual a 1 porque el valor de V_{s30} para este estudio es asumido en base a las características geológicas en cada sitio, para $F_{Measured}$ el valor es 0 porque no se realizaron medidas exactas del valor de V_{s30} .

La desviación total estándar $\sigma_{\ln(PGA)}$ para los valores de PGA es igual a:

$$\sigma_{\ln(PGA)} = \sqrt{\frac{\tau^2}{n_{Eq}} + \frac{\sigma^2}{n_{Sites}}}$$

(Ec. 4.23)

Donde n_{Eq} es el número de eventos y n_{sites} es el número de registros.

Los valores de cada uno de los coeficientes de las ecuaciones y de $\sigma_{\ln(PGA)}$ se encuentran en el Anexo 4.

4.3 ATKINSON Y BOORE, 2003 (AB03)

El estudio por separado de las relaciones de movimientos de suelo que ocurren en las zonas de subducción es importante debido a la alta actividad, al tamaño de los eventos y al diferente comportamiento de las ondas sísmicas. El modelo de AB03 está basado en la actividad de la región de Cascadia (Washington, Oregon, Norte de California y British Columbia), el análisis incluye los sismos generados en la interface y en la zona del slab.

4.3.1 LIMITACIONES DEL MODELO

Las limitaciones bajo las cuales se encuentra esta relación son:

- 1.- Magnitud 5.0 a 8.3.
3. - $R_{RUP} = 11 - 550$ km
- 4.- Las categorías de velocidades consideradas según la clasificación NEHRP son:
 - B = $V_{s30} > 760$ m/s².
 - C = $360 < V_{s30} < 760$ m/s²
 - D = $180 < V_{s30} < 360$ m/s²
 - E = $V_{s30} < 180$ m/s²
- 5.- Clasificación de los eventos según su mecanismo focal:

a) en el slab → mecanismos normal e inverso con profundidades mayores a 50 km o planos con fuerte inclinación.

b) en la interface → mecanismos inversos y profundidades menores a 50 km sobre planos sub horizontales.

c) se excluye todos los sismos que no cumplan la clasificación anterior.

6.- Profundidad focal > 100 km

7.- Excluye eventos que ocurran en la corteza superior en las zonas de subducción.

4.3.2 ANALISIS DE LA ECUACION AB03

La ecuación 4.24 corresponde a la ecuación propuesta por AB03 para la estimación de los PGA y PSA con un 5% de amortiguamiento.

$$\log Y = f_n(M) + c_3 h + c_4 R - g \log R + c_5 sl S_c + c_6 sl S_D + c_7 sl S_E \quad (\text{Ec. 4.24})$$

Los términos utilizados como parámetros para este modelo son:

Magnitud de momento **M** se analiza en la función $f_n(M)$ para las dos zonas consideradas:

$$f_n(M) = C_1 + C_2 * M \quad (\text{Ec. 4.25})$$

En la zona de interface (Zona 1)

$$5.5 \leq M < 6.5 \quad D_{ruptura} \leq 80 \text{ km}$$

$$6.5 \leq M < 7.5 \quad D_{ruptura} \leq 150 \text{ km}$$

$$M \geq 7.5 \quad D_{ruptura} \leq 300 \text{ km}$$

El período estudiado para el análisis de las ecuaciones en la Zona 1 contiene un intervalo de magnitudes $4.0 < M_w < 5.5$.

En el slab (Zona 2)

$$6.0 \leq M < 6.5 \quad D_{ruptura} \leq 100 \text{ km}$$

$$M \geq 6.5 \quad D_{ruptura} \leq 200 \text{ km}$$

En la Zona 2 las magnitudes se encuentran en el rango de 4.0 a 6.0, y solamente un evento de $M_w = 7.1$.

La profundidad del evento está representada por h , es la distancia focal, viene dada en km. En el caso de eventos con profundidades $h > 100$ km, se utiliza en este modelo como $h = 100$ km

R es la relación de distancia entre la posición de la estación de registro y la fuente de origen, su valor se determina mediante la ecuación 4.26:

$$R = \sqrt{D_{ruptura}^2 + \Delta^2} \quad (\text{Ec. 4.26})$$

donde $D_{ruptura}$ (km) la distancia más cercana a la superficie de ruptura y Δ (km) un término que da cuenta de la saturación que se produce para los registros cercanos a la falla, dado por:

$$\Delta = 0.00724 \times 10^{0.507 \cdot M_w} \quad (\text{Ec. 4.27})$$

El coeficiente g es una función de la magnitud M_w de los eventos y corresponde a la pendiente de la atenuación, se obtuvo a partir de regresiones preliminares de los datos, en las que también se diferencia por fuente sismogénica.

$$\begin{aligned} g &= 10^{(1.2 - 0.18M)} && \text{para eventos de interface} \\ g &= 10^{(0.301 - 0.01M)} && \text{para eventos de slab} \end{aligned}$$

Los coeficientes S_C , S_D y S_E están relacionados a la velocidad de los diferentes tipos de suelo, los valores para estos coeficientes son:

$S_C = 1$, para suelos tipo C, caso contrario su valor será 0

$S_D = 1$, para suelos tipo D, caso contrario su valor será 0

$S_E = 1$, para suelos tipo E, caso contrario su valor será 0

En este estudio consideramos que los suelos donde se encuentran las estaciones de registro de señales son de tipo C, las velocidades se encuentran entre: $C =$

$360 < V_{s30} < 760 \text{ m/s}^2$, por lo tanto S_c será igual a 1, los otros coeficientes serán cero. Solamente para el caso de la estación de Otav, se asume que se encuentra sobre un suelo tipo B, $V_{s30} > 760 \text{ m/s}^2$.

El coeficiente sI , se refiere al tipo de suelo, para ello se utiliza la siguiente variable binaria (Contreras, 2009):

$$\begin{aligned} sI &= 0 \text{ para suelos tipo I (Roca)} \\ sI &= 1 \text{ para suelos tipo II y III (Suelo)} \end{aligned}$$

Para el estudio tomamos el valor de sI para suelos, es decir igual a 1.

La ecuación definitiva considerando las condiciones dadas para el presente estudio para el modelo AB03 se presenta de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \ln y = C_1 + C_2 * M_W + C_3 * h + C_4 \left(\sqrt{R_{RUP}^2 + 0.00724 * 10^{0.507 * M_W}} \right) \\ + g \ln \left(\sqrt{R_{RUP}^2 + 0.00724 * 10^{0.507 * M_W}} \right) + C_5 \end{aligned} \quad (\text{Ec. 4.28})$$

Los valores de desviación estándar para éste modelo se encuentran en función de las frecuencias, sin embargo los autores realizan una evaluación de estos valores para el PGA totales. La desviación estándar para los eventos de interfase es igual a **0.03** y para los eventos del slab es **0.02**

En el Anexo 4 se encuentran los valores de los coeficientes de la ecuación 4.28 para el caso del análisis del PGA.

4.5 ZHAO ET AL., 2006 (ZEA06)

El modelo generado por Zhao et al. (2006) (Z06), fue desarrollado para conocer la atenuación espectral en las zonas de subdeucción, específicamente en fuentes como Japón. El conjunto de datos incluye un gran número de sismos registrados hasta el 2003 y el sismo de Tokachi principal y las réplicas. Realiza una clasificación de los suelos de acuerdo a diseños de ingeniería en Japón. Dentro del modelo se incluye también los efectos del mecanismo de fallamiento para eventos corticales y de interface, así como también los factores de profundidad y distancia de la fuente.

Los parámetros involucrados en la descripción del modelo son:

M = Magnitud de momento

R_{RUP} = Distancia más cercana al plano de ruptura (km)

h = Distancia focal (km)

F_R = Factor de fallamiento inverso

SI = Indicador del tipo de fuente

SS = Indicador del tipo de fuente

V_{S30} = Velocidad promedio a una profundidad de 30 m (m/s)

Ck = es la desviación estandar

4.5.1 LIMITACIONES DEL MODELO

Las limitaciones para la aplicación del modelo son:

1. – Magnitud de momento 4.9 y 8.3
2. – El rango de distancia R_{rup} va de 0 a 300 km
3. – La profundidad máxima que considera el modelo es 120 km

En términos prácticos la GMPE de ZEA06 no es uniformemente válida para todo el rango propuesto, estadísticamente se incrementan los errores al alejarse de los valores promedios. (Allen et al., 2006).

4.5.2 ANÁLISIS DE LA ECUACION ZEA06

La ecuación general de Z06 viene dada por la siguiente forma:

$$\ln y = a.M_w + b.x - \ln r + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_I + S_S + S_{SL} \ln x + C_k \quad \text{Ec 4.29}$$

$$r = x + c \exp(d * M_w) \quad \text{Ec 4.30}$$

Donde y es cada valor de PGA (en cm/s^2) para un periodo espectral T y una magnitud de momento M_w , x es la distancia al origen en kilómetros y h es la profundidad focal (km).

Se clasifica a h en tres grupos: Profundidades entre 0 y 25 km para eventos corticales, profundidades entre 10 y 50 km para eventos de interface (Zona 1) e intervalos entre 15 y 162 km para eventos corticales de intra- slab (Zona 2). Para los eventos con $h > 125$ el modelo generaliza a $h=125$ km.

La constante h_c en la ecuación 4.49 está relacionada con la profundidad del evento y es igual a 15 para el caso de eventos poco profundos; para el modelo si $h \geq h_c$ entonces el valor de δ_h es igual a 1, caso contrario si $h < h_c$, el valor de δ_h es igual a 0.

F_R es un factor que se aplica para los eventos generados en la corteza superior, el mecanismo de fallamiento es inverso.

$F_R = 1$, para eventos corticales solamente si existe fallas inversas;

$F_R = 0$ para otras fallas

Los valores de S_I , S_S y S_{SL} fueron computados mediante regresión para cada uno de los periodos estudiados para definir el modelo de ZEA06. A continuación se describe brevemente cada uno de ellos:

S_I es un factor indicador del tipo de fuente:

S_I diferente de 0 a partir de $T = 0.40$ para eventos de interplaca,

para PGA $S_I = 0$.

$S_I = 0$ para las fuentes restantes.

S_S similar al anterior, se refiere al indicador del tipo de fuente:

$S_S = 2.607$ para eventos generados en el slab

$S_S = 0$ para eventos generados en otras fuentes

El valor de S_{SL} se encuentra relacionado con la independencia de la magnitud para el caso de los eventos del slab, se utiliza solamente cuando las distancias de la fuente al registro es igual o mayor a 40 km, para el cálculo de PGA el valor a utilizarse es: -0.528.

Los suelos son definidos según su periodo natural de vibración y su comportamiento, en la Tabla 4.1 se encuentra la clasificación realizada en el modelo de ZEA06 y la correspondencia con el estudio de NEHRP utilizado en los otros modelos.

El término C_k define el comportamiento del suelo y su valor ha sido tabulado según su período natural y está representado por las constantes C_H , C_1 , C_2 , C_3 , y C_4 .

Tabla 4. 1 Definición de los suelos usados en ZEA06 y las correspondencias aproximadas con la clasificación NEHRP (Zhao et al., 2006)

Clases de suelos	Descripción	Período Natural	<i>V₃₀ Calculado a partir del periodo del suelo (m/s)</i>	Clasificación NEHRP	C_k
Roca dura			$V_{30} > 1100$	A	C_H
SC I	Roca	$T < 0.2$ s	$V_{30} > 600$	A + B	C_1
SC II	Suelos duros	$0.2 = T < 0.4$ s	$300 < V_{30} = 600$	C	C_2
SC III	Suelos medios	$0.4 = T < 0.6$ s	$200 < V_{30} = 300$	D	C_3
SC IV	Suelos suaves	$T < 0.6$ s	$V_{30} = 200$	E + F	C_4

Para mejorar los valores el autor adjunta un valor de corrección relacionada a los efectos de la magnitud, la forma general de la ecuación está dada por:

$$\ln(S_{MSst}) = P_{st}(M_w - M_c) + Q_{st}(M_w - M_c)^2 + W_{st} \quad \text{Ec 4.31}$$

Si el análisis es con eventos de interface o corticales, el valor de M_c es igual a 6.3, para el caso de los eventos de slab el valor de M_c a utilizarse será 6.5.

La desviación estándar fue calculada a partir de los valores de las desviaciones de intra evento e inter evento y su valor para el análisis de PGA es igual a **0.723** (Zhao et al., 2006)

Los valores de cada uno de los coeficientes de las ecuaciones se encuentran en el Anexo 4

CAPÍTULO 5

RELACIÓN ENTRE LOS DATOS OBSERVADOS Y LAS GMPE´s ANALIZADAS.

El presente capítulo presenta una comparación de los valores predichos por las GMPE´s analizadas con la información generada a partir de los acelerogramas reales, el objetivo es identificar qué modelos proporcionan el mejor ajuste para las condiciones geológicas del Ecuador.

La validación se la realizó utilizando del método de Scherbaum et al. (2009), mediante el cálculo de LLH (log-likelihood), este método proporciona un criterio de clasificación basado en la teoría de la información. Esta técnica se basa en la probabilidad de que un evento sísmico ocurra bajo la hipótesis de que un modelo es cierto, proporciona un valor negativo promedio de probabilidad LLH (Delavaud et al 2012.), que refleja el ajuste entre los datos y el modelo:

$$LLH := -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log_2(g(x_i)). \quad \text{Ec. 5.1}$$

N el número de observaciones x_i , **g** la función de densidad de probabilidad predicha por el GMPE (distribución normal, con una desviación estándar sigma total del modelo).

A menor valor de LLH es más alta la probabilidad de que el valor predicho por el GMPE se ajuste a la información obtenida de las observaciones reales, esto es, que un LLH pequeño indica que el modelo analizado es cercano al modelo que se ha generado a partir de los datos reales, y un LLH grande corresponde a un modelo que es menos probable que pueda predecir un valor real.

Otro método para la validación de las ecuaciones es el cálculo de las probabilidades de los residuos totales entre una aceleración observada y la aceleración predicha por cada una de las GMPE´s analizadas:

$$R_i = \log A_{i_{Real}} - \log A_{i_{GMPE}} \quad \text{Ec. 5.2}$$

donde $A_{i_{Real}}$ se refiere a la aceleración observada en un lugar i , y $A_{i_{GMPE}}$ es el valor de la aceleración media predicha para un sitio i por la GMPE analizada, luego R_i se normaliza con el valor de la desviación σ (sigma) de cada GMPE.

Este método permite la clasificación de un conjunto de GMPEs de acuerdo con su capacidad para predecir los datos registrados, distinguiendo entre cuatro categorías (A, alta capacidad predictiva; B, capacidad intermedia; C, de baja capacidad, y D, la capacidad inaceptable) (Scherbaum et al., 2009). Está desarrollado para evaluar los modelos de movimientos de suelos y captar los efectos tanto del ajuste de la mediana y la forma de la distribución subyacente de los residuos.

Sobre la base de estas distribuciones, un modelo se considera de alta capacidad predictiva si la distribución de los valores residuales concuerda bien con la distribución normal estándar, lo que indica que el modelo es imparcial y que la desviación estándar del modelo captura la variabilidad en los datos grabados. Los valores de probabilidad igualmente distribuidos también indican que el modelo es imparcial y que la forma de la distribución residual es consistente con la variabilidad especificada en el modelo (Scherbaum et al., 2009).

5.1 CAMPBELL Y BOZORGIA 2008

El modelo de CB08 se basa en eventos corticales poco profundos, en este trabajo se ha realizado una comparación con los datos de la Zona 3 (sismicidad intraplaca superior).

Los valores de PGA obtenidos mediante el modelo de CB08 son similares a los observados, esto se ve en la figura 5.1, donde se presenta los PGA reales y observados en función de las distancias de ruptura, las curvas de tendencia de las

dos series tienen formas semejantes para los eventos que se encuentran entre las magnitudes < 4.5 y las magnitudes entre 4.5 y 5.0.

Para el caso de los eventos con Mw en un rango entre 4.5 y 5.0 los valores del modelo son mayores a los observados; en el caso de los eventos con Mw > 5.0 es muy poco el número de datos y la dispersión es muy grande lo cual no permite realizar una validación del modelo para ese rango.

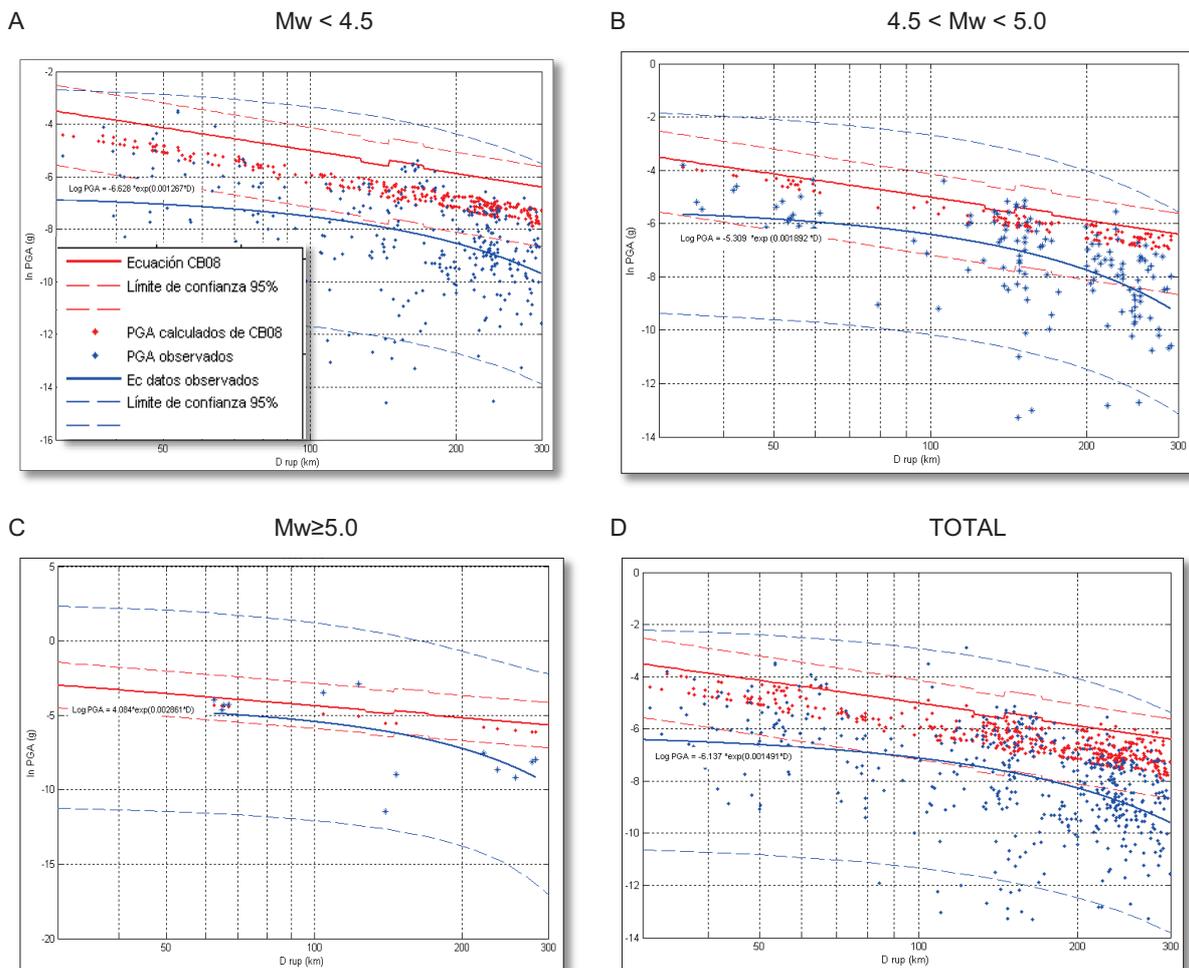


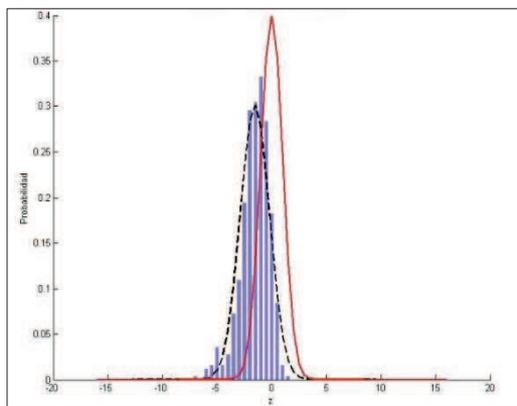
Figura 5.1 PGA de eventos de la intraplaca superior, para diferentes rangos de Mw y con distancias de hasta 300 km, en azul los valores de PGA observados y en rojo los valores de PGA del modelo de CB008.

En el análisis realizado mediante el cálculo de la probabilidad de los residuos considerando la estimación de la desviación estándar se observa que los valores de la media μ van desde -1.5 hasta -1.3 para los diferentes variaciones en las distancias de ruptura, se observa que para menores distancias la curva se

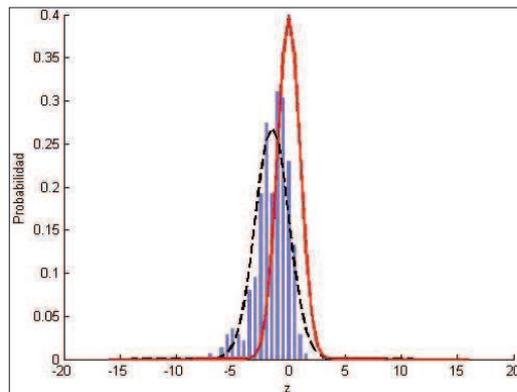
aproxima a la distribución normal, esto confirma las limitaciones del modelo para eventos con distancias de ruptura máximas de 200 km (Figura 5.2).

Los valores de la desviación varían para las diferentes distancias, no sigue un patrón común, su valor promedio es 1.3.

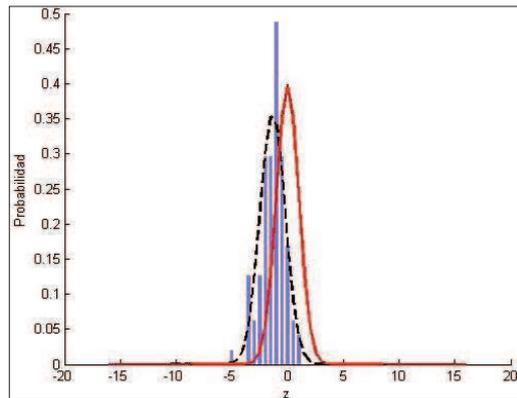
Para el caso del cálculo de LLH el valor es de 0.3989, lo que nos indica que el ajuste es bastante bueno entre los datos observados y los datos generados a partir de la ecuación CB08



A
471 eventos
Rrup máxima = 300 km
 $\mu = -1.5443$
 $\sigma = 1.3244$
LLH=0.3989



B
261 eventos
Rrup máxima = 200 km
 $\mu = -1.4789$
 $\sigma = 1.4848$
LLH=0.3990

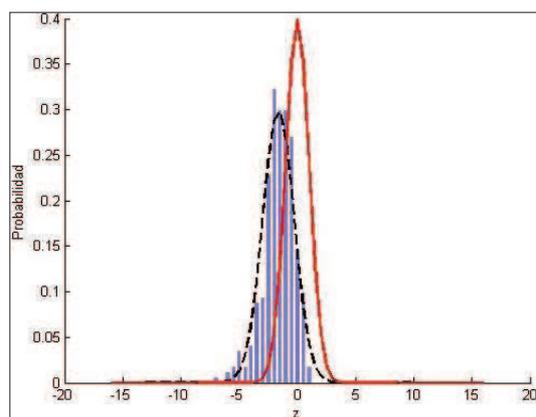


C
 94 eventos
 Rrup máxima = 100 km
 $\mu = -1.3382$
 $\sigma = 1.1170$
 LLH=0.3991

Figura 5.2 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de CB08. **A:** para distancias menores a 300 km, **B:** distancias menores a 200 km, **C:** distancias menores a 100 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación de las observaciones.

Adicionalmente se realizó un análisis de los datos para diferentes magnitudes M_w , de ello se obtuvo que los valores de μ oscilan entre - 1.5 y - 0.9, el mejor ajuste sería para los eventos de magnitudes mayores a 5.0, sin embargo se considera que el muestreo para ese rango de datos es pobre. La distribución estándar presenta valores de entre 1.3 y 1.5.

El valor promedio de LLH se encuentra en 0.4 que es un valor bastante bajo y nos indica un buen ajuste del modelo para los diferentes rangos de magnitudes.



A
 340 eventos
 $M_w < 4.5$
 $\mu = -1.6284$
 $\sigma = 1.3383$
 LLH=0.3989

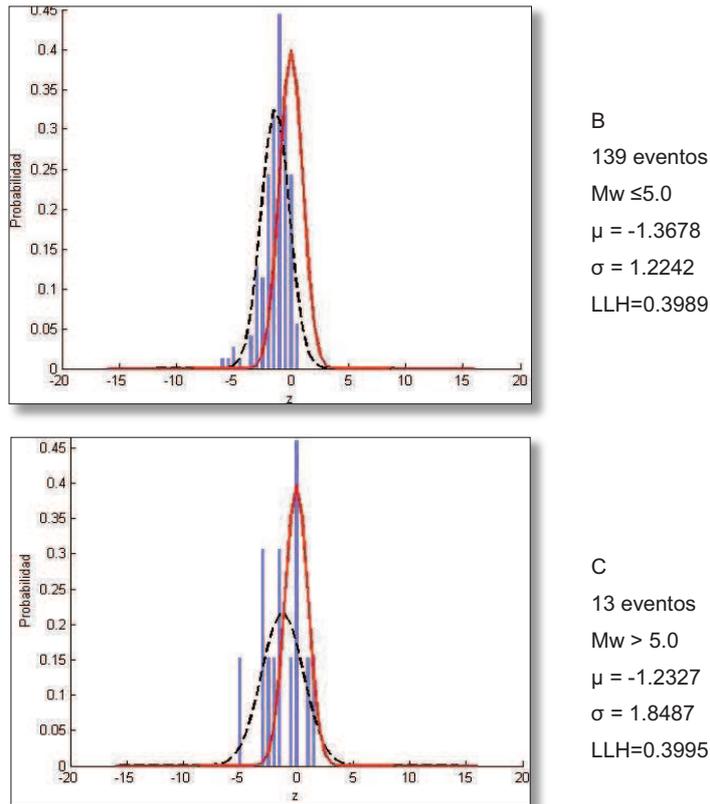


Figura 5.3 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de CB08. **A:** para $M_w > 4.5$, **B:** $4.5 \geq M_w > 5.0$, **C:** $M_w > 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación de las observaciones.

Se puede concluir que el modelo de CB08 es un buen candidato a ser utilizado como una ecuación de predicción de movimiento de suelo, puesto que, a pesar de las asunciones que se realizó para su calibración los valores que nos refleja son comparables con los valores de las observaciones.

5.2 CHIOU Y YOUNG, 2008

Para el caso del modelo de CY08 que analiza eventos corticales (poco profundos), la comparación se realizó con los datos generados nuevamente en la Zona 3.

En la figura 5.4 se muestra de manera general que los valores observados presentan una gran dispersión para todos los rangos de magnitudes. Las curvas de tendencia calculadas a partir de los datos observados tienen ajustes muy

pobres, sin embargo presentan una forma exponencial similar a la curva teórica, esto se observa especialmente para distancias entre 80 y 200 km y magnitudes $M_w < 5.0$, donde la curva observada se encuentra dentro de los límites de confianza a partir de la curva teórica.

Para el caso de los eventos con $M_w > 5.0$ es muy poco el número de registros y la dispersión es muy grande por lo tanto, se considera que no es posible algún tipo de validación.

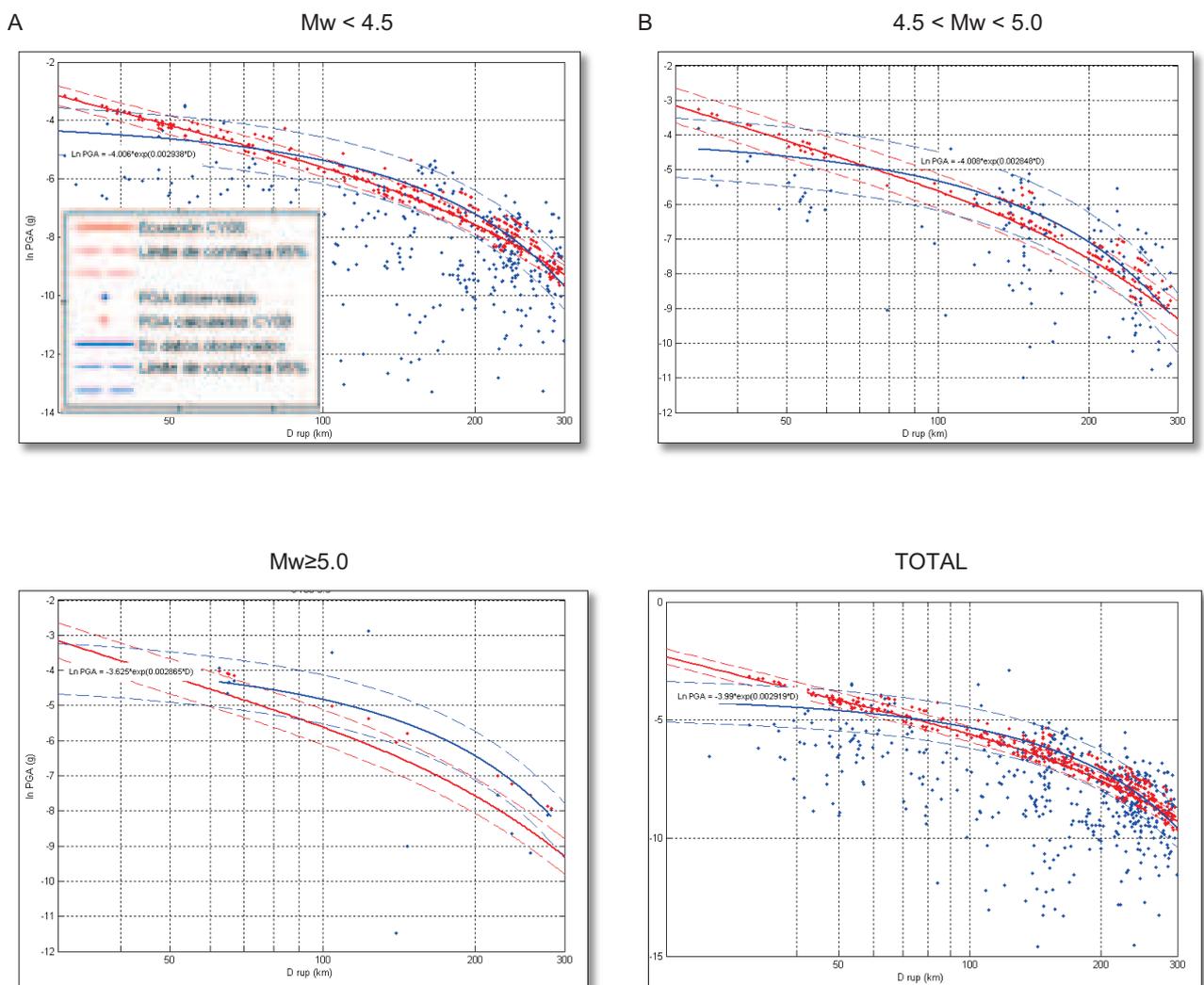
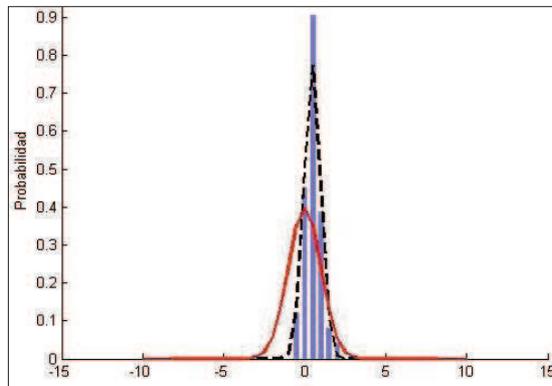
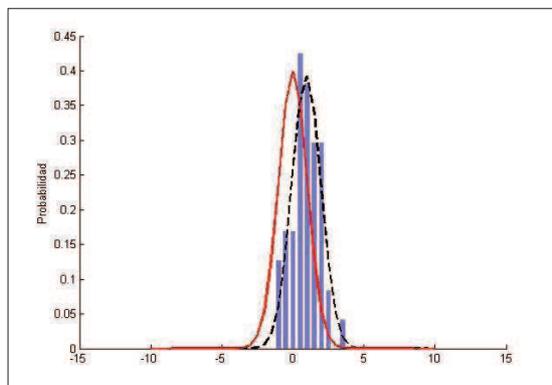


Figura 5.4 PGA de eventos de la intraplaca superior, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 300 km, en azul los valores de PGA observados y en rojo los valores de PGA del modelo de CY08.

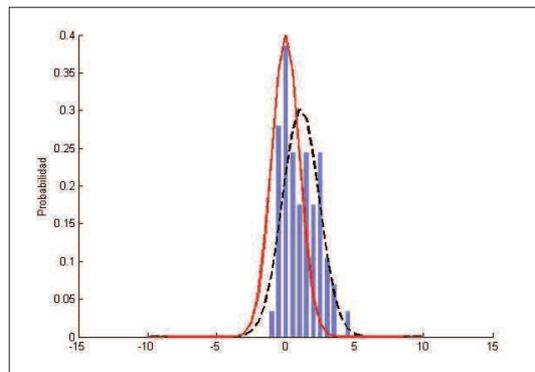
Para el análisis de la probabilidad de los residuos mediante la estimación de la desviación estándar en la ecuación de CY08, se utilizaron los valores de σ definidos dentro del modelo para cada valor de magnitud (ver Anexo 4).



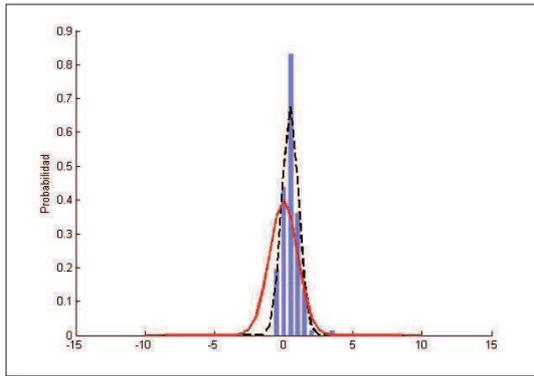
A
76 eventos
Mw = 4.1
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.16563$
Rrup máxima = 300 km
 $\mu = 0.4735$
 $\sigma = 0.4890$
LLH=-1.2676



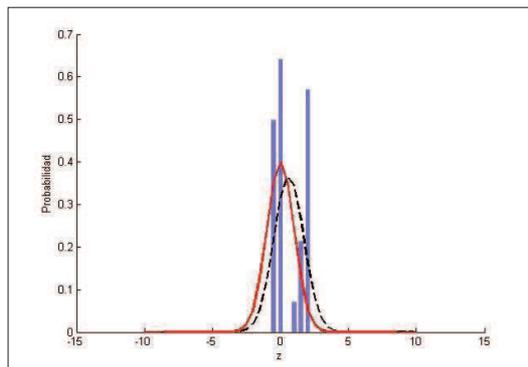
B
47 eventos
Mw = 4.2
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.09311$
Rrup máxima = 300 km
 $\mu = 1.2759$
 $\sigma = 1.2164$
LLH=-2.0964



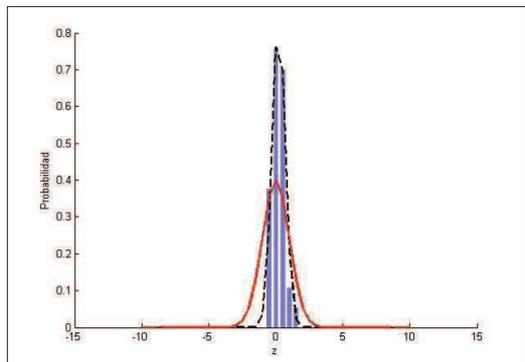
C
57 eventos
Mw = 4.3
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.09533$
Rrup máxima = 300 km
 $\mu = 1.1033$
 $\sigma = 1.3178$
LLH=-2.0570



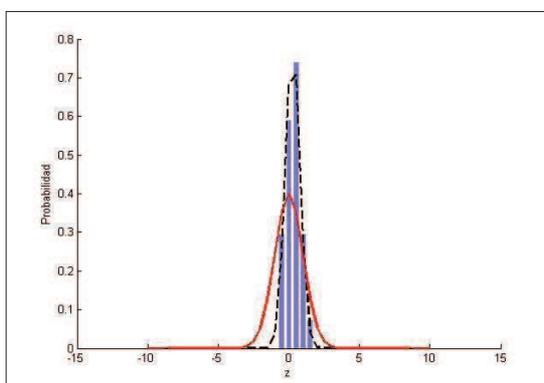
D
 132 eventos
 $M_w = 4.4$
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.16337$
 $R_{rup} \text{ máxima} = 300 \text{ km}$
 $\mu = 0.4796$
 $\sigma = 0.5899$
 $LLH = -1.2807$



E
 28 eventos
 $M_w = 4.5$
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.16312$
 $R_{rup} \text{ máxima} = 300 \text{ km}$
 $\mu = 0.6141$
 $\sigma = 1.0866$
 $LH = -1.2857$



F
 37 eventos
 $M_w = 4.6$
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.18509$
 $R_{rup} \text{ máxima} = 300 \text{ km}$
 $\mu = 0.2085$
 $\sigma = 0.4766$
 $LLH = -1.1079$



G
 27 eventos
 $M_w = 4.7$
 $\sigma_{\ln PGA} = 0.14761$
 $R_{rup} \text{ máxima} = 300 \text{ km}$
 $\mu = 0.4070$
 $\sigma = 0.6145$
 $LLH = -1.4339$

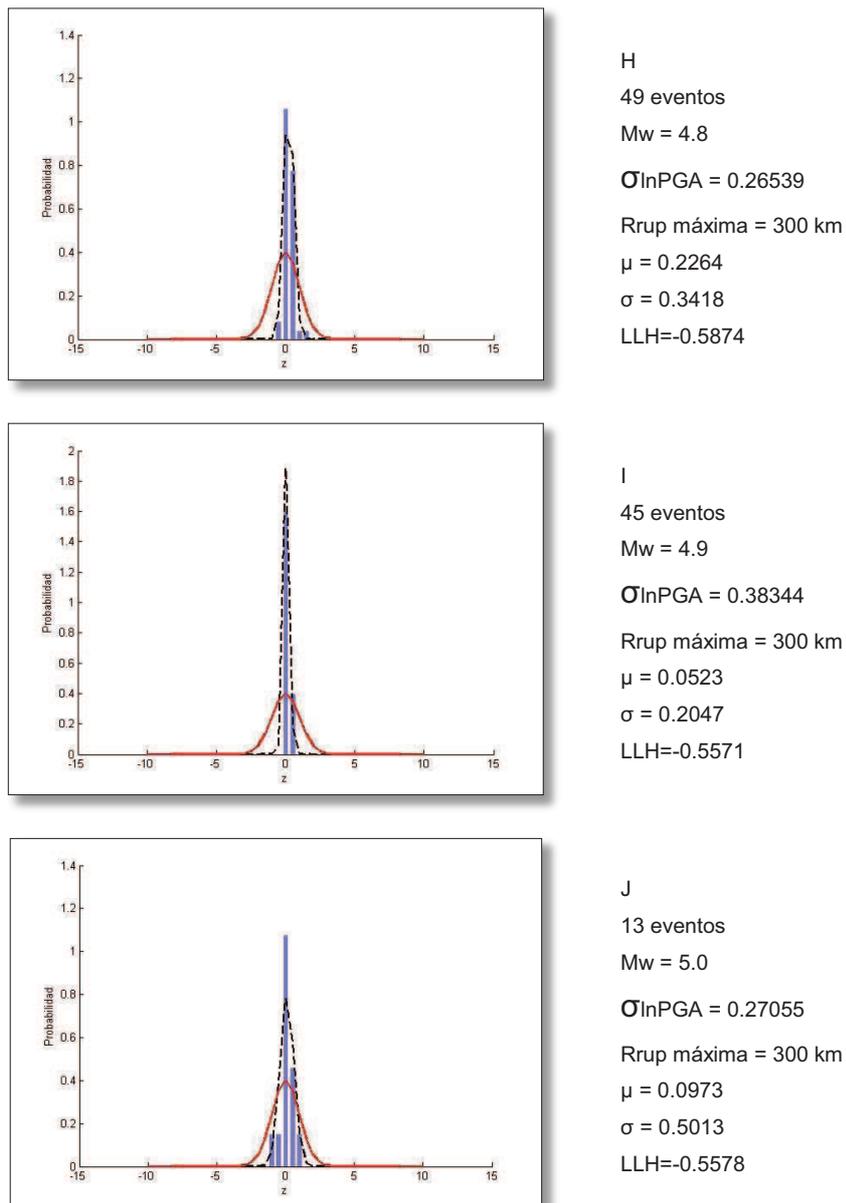


Figura 5.5 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de CY08. **A:** $M_w = 4.1$, **B:** $M_w = 4.2$, **C:** $M_w = 4.3$, **D:** $M_w = 4.4$, **E:** $M_w = 4.5$, **F:** $M_w = 4.6$. **G:** $M_w = 4.7$, **H:** $M_w = 4.8$, **I:** $M_w = 4.9$, **J:** $M_w = 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

Se observa que los valores de la media μ van desde 0.07 hasta 1.2 para los diferentes intervalos de magnitud. Los valores de la desviación estándar varían, desde 0.3 a 1.2, la dispersión de los datos es menor que la mostrada por la distribución normal estándar, los datos observados se enmarcan dentro del modelo propuesto por CY08.

Los valores de LLH varían entre 2.06 y -0.5, indican que CY08 para magnitudes comprendidas entre 4.8 y 5.0 se ajustan mejor a los datos observados.

El modelo de CY08 en base al análisis de probabilidades puede ser utilizado como un candidato para ser una ecuación de predicción de movimiento de suelo en las zonas corticales en el Ecuador, sin embargo se debe considerar que es muy específico y varía en función de la magnitud, es necesario conocer con mejor detalle los parámetros de la fuente de origen de los eventos y las condiciones de los sitios de recepción.

5.3 ATKINSON Y BOORE 2003

Se analizó el modelo de AB03 de forma separada para los eventos de la Zona 1 (sismicidad interplaca) y la Zona 2 (sismicidad intraplaca inferior).

ZONA 1

En las gráficas de los PGA para los eventos de la Zona 1 (Figura 5.6), se observa que los valores de PGA del modelo en general son subestimados con respecto a los valores observados para todos los rangos de magnitudes analizados. Se nota nuevamente que la dispersión de los datos es alta por lo tanto el ajuste de las líneas de tendencia es pobre. Son muy pocos los datos observados que se ajustan al modelo.

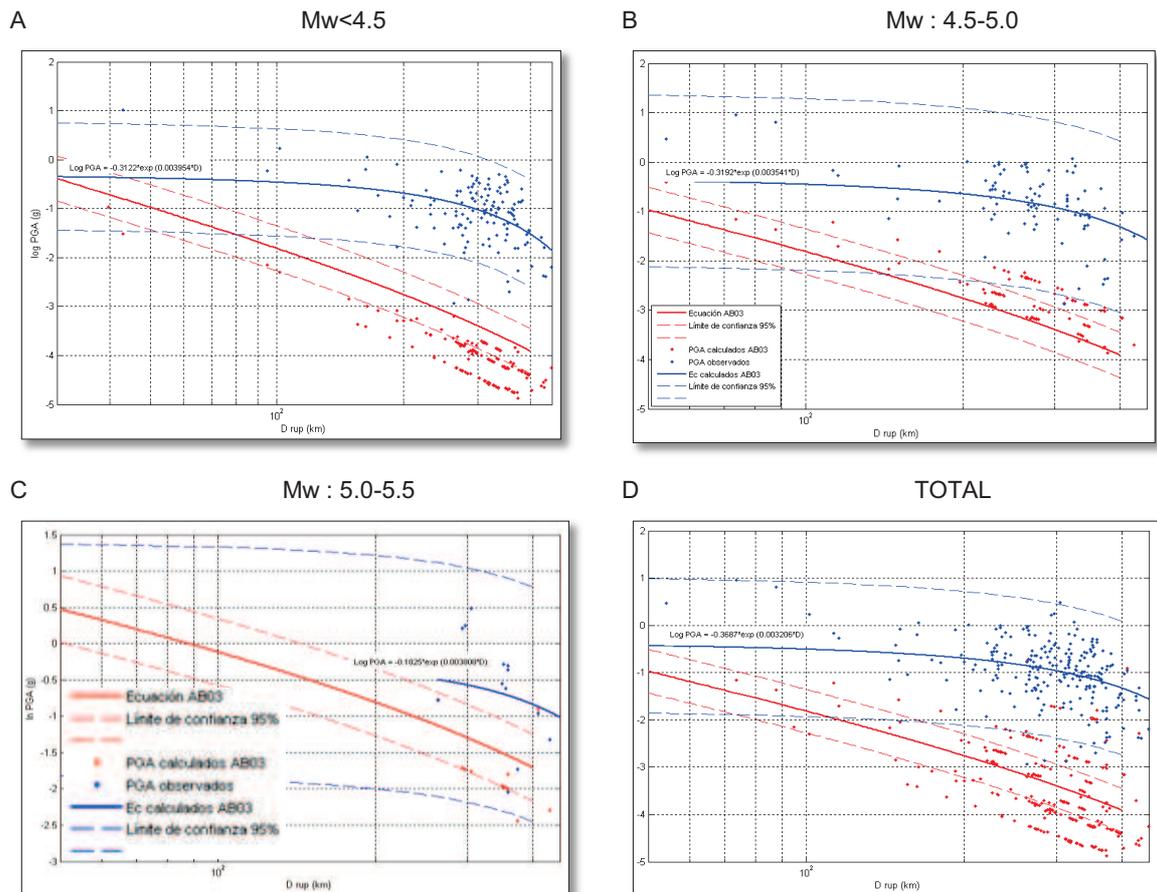
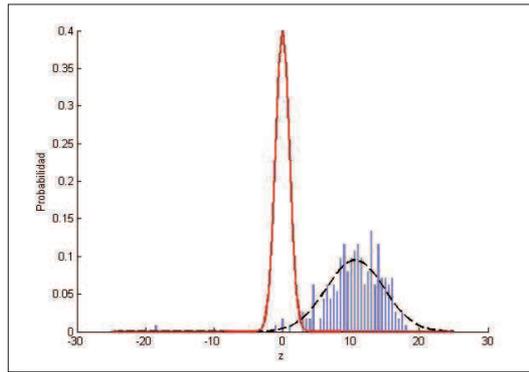


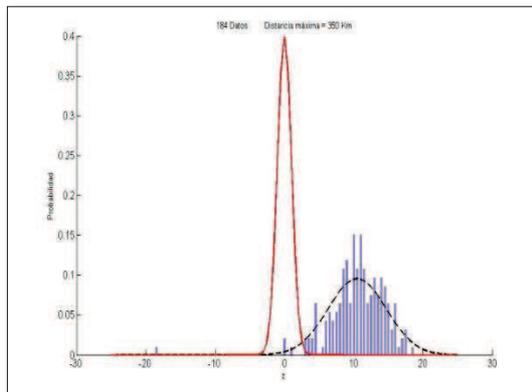
Figura 5.6 PGA de eventos de la interplaca superior, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 500 km, en azul los valores de PGA observadas (reales) y en rojo los valores de PGA del modelo de AB03.

En el análisis de probabilidad de este modelo se encuentra que los valores de μ y σ son altos, están alejados de los valores de la distribución normal estándar. El valor más alto de μ es de 10.5 y un σ igual a 4.1 para el caso de los eventos con distancias menores a 550 km. En ninguna de las distancias analizadas el modelo se ajusta a las observaciones reales (Fig. 5.7), la dispersión permitida por el modelo tiene un rango estrecho, mientras que los datos reales son muy dispersos.

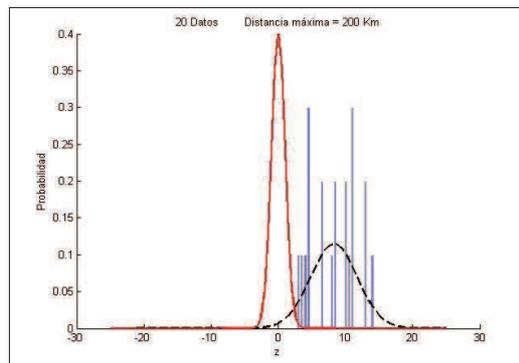
Los valores obtenidos de LLH del modelo para cada intervalo de distancias son altos lo que nos indica que es baja la probabilidad de que el valor predicho por el modelo se ajuste al valor real, por lo tanto el modelo de AB03 no es recomendable para el análisis de la Zona 1.



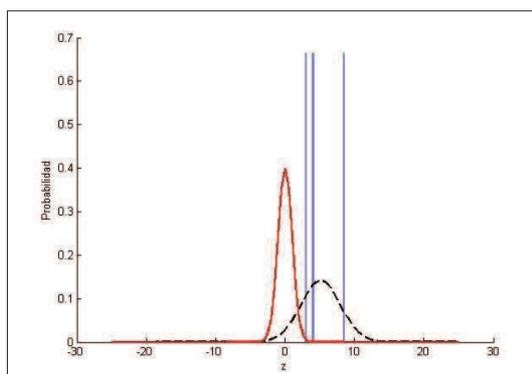
A
252 registros
Totales
 $\mu = 10.4949$
 $\sigma = 4.1851$
LLH= 1.7703



B
114 registros
Rrup máxima = 300 km
 $\mu = 9.9764$
 $\sigma = 3.3397$
LLH=2.9643



C
20 registros
Rrup máxima = 200 km
 $\mu = 8.2751$
 $\sigma = 3.4881$
LLH=8.8514

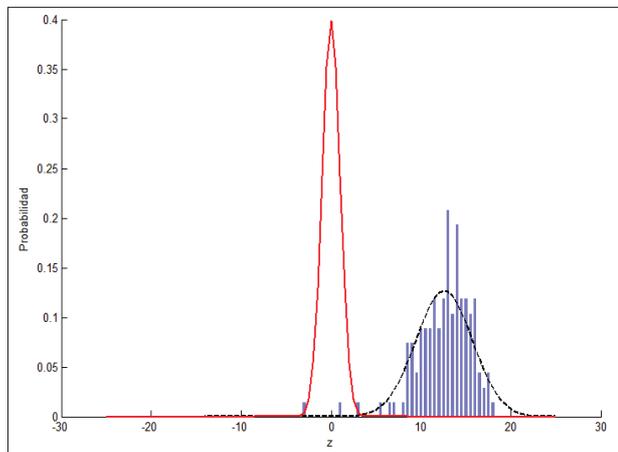


D
3 registros
Rrup máxima = 100 km
 $\mu = 5.1295$
 $\sigma = 2.8299$
LLH=33.9103

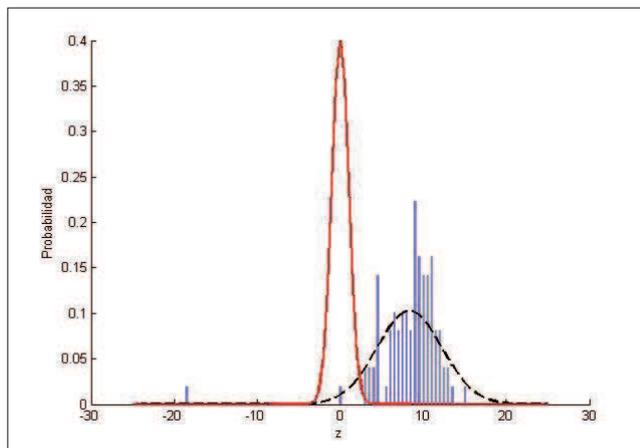
Figura 5.7 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. **A:** para distancias menores a 550 km, **B:** distancias menores a 300 km, **C:** distancias menores a 200 km y **D:** distancias menores a 100 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación de las observaciones.

Resultados similares al análisis de los registros para rangos de distancias se observaron al variar rangos de magnitudes, esto se observa en la Figura 5.8, el máximo valor de μ es igual a 12.6 para magnitudes menores a 4.5 y el mínimo es de 3.5 para magnitudes mayores a 5.0; los valores de σ varían entre 2.5 y 3.8. A partir de estos valores se concluye que el modelo no tiene un buen ajuste con respecto a los valores observados.

En el análisis de LLH para los diferentes rangos de magnitud se determinó que el modelo de AB03 no se ajusta a los valores observados.



A
134 eventos
Mw<4.5
 $\mu = 12.6718$
 $\sigma = 2.8784$
LLH=0.2250



B
98 eventos
4.5 <=Mw<5.0
 $\mu = 8.3304$
 $\sigma = 3.8957$
LLH=2.1243

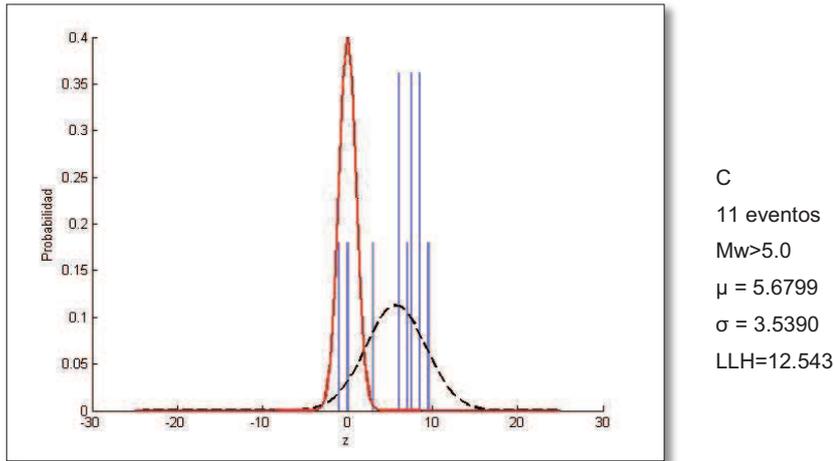


Figura 5.8 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. **A:** para $M_w > 4.5$, **B:** $4.5 \geq M_w > 5.0$, **C:** $M_w > 5.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

El modelo de AB03 para la Zona 1 da valores de PGA subestimados con respecto a los valores observados, la ecuación no se ajusta adecuadamente, requiere mayor información sobre las características de los suelos en los sitios de muestreo. Un limitante en el análisis del modelo es el relacionado a la magnitud, su rango de confiabilidad inicia en 5.0, los valores utilizados para la comparación tienen magnitudes inferiores a ese valor, lo que explica una de las razones porque no se ajusta el modelo a los valores reales.

ZONA 2

Los valores de PGA basados en el modelo de AB03 para eventos del slab se encuentran distribuidos dentro de la dispersión de datos observados, en la Figura 5.10 las curvas de tendencia del modelo y de las curvas calculadas a partir de los datos observados no tienen formas similares. En el rango de valores de distancia mayores a 200 km una parte de los datos observados se ajustan mejor a la curva del modelo analizado. Para magnitudes mayores a 5.5, las observaciones se enmarcan mejor en el rango de confiabilidad del modelo.

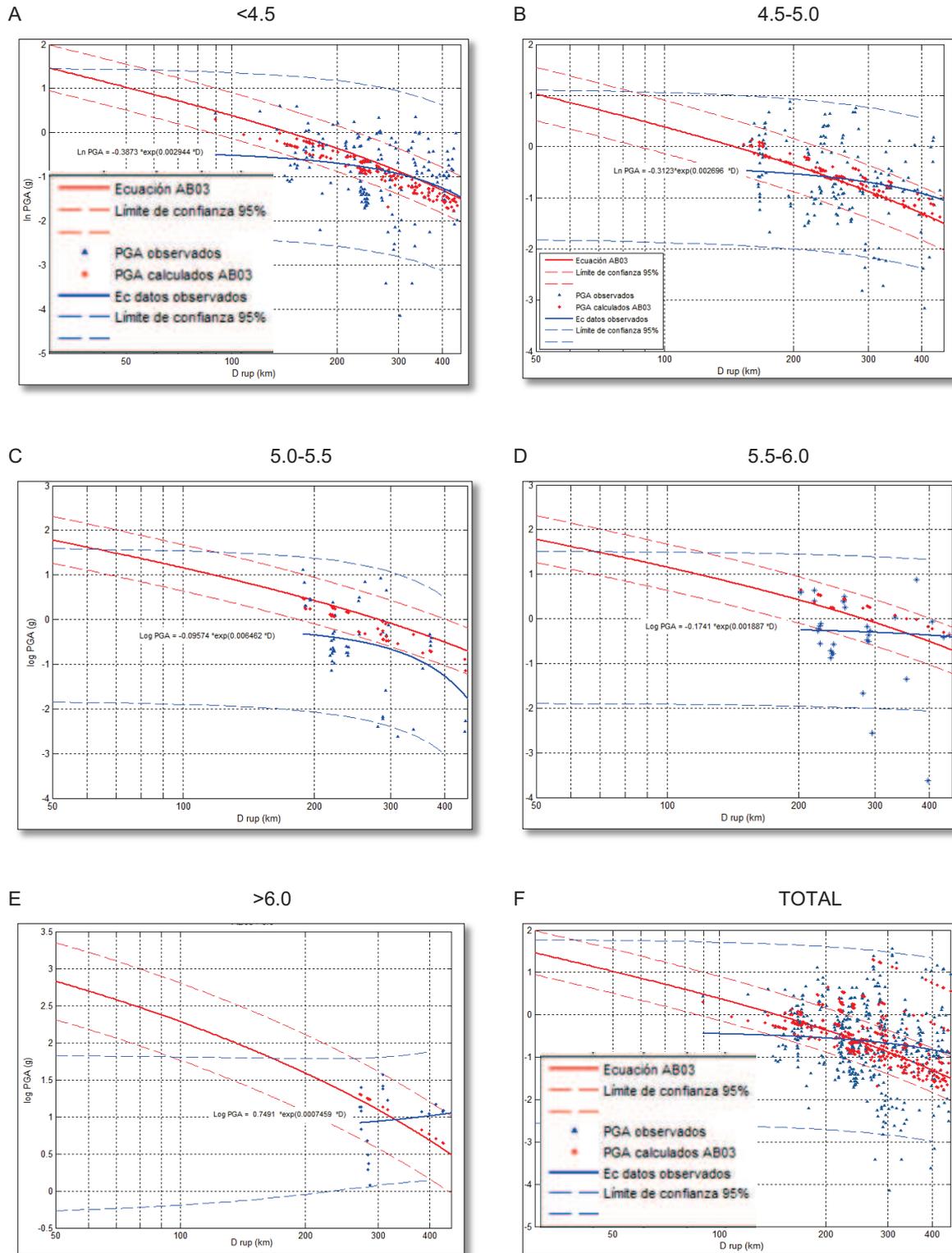
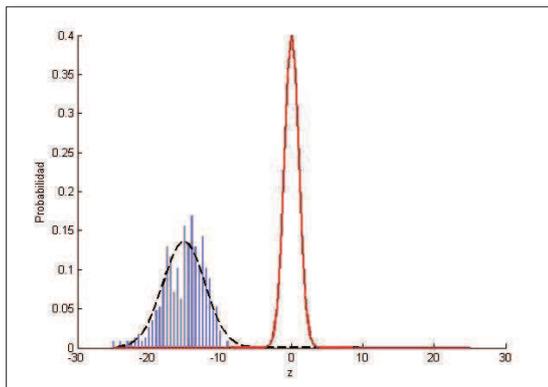


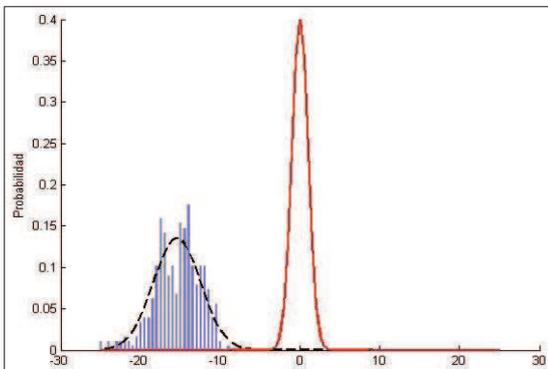
Figura 5.9 PGA de eventos del slab o intraplaca, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 450 km, en azul los valores de PGA observadas y en rojo los valores de PGA del modelo de AB03.

Se realizó el análisis probabilístico para diferentes distancias, encontrándose que para distancias menores a 200 km el valor de μ es alto, varía desde 15.09 a 15.44, indicando que hay una sobre estimación de los valores obtenidos con el modelo de AB03 con respecto a los valores observados. El valor de σ para los intervalos analizados varía entre 1.9 y 2.8.

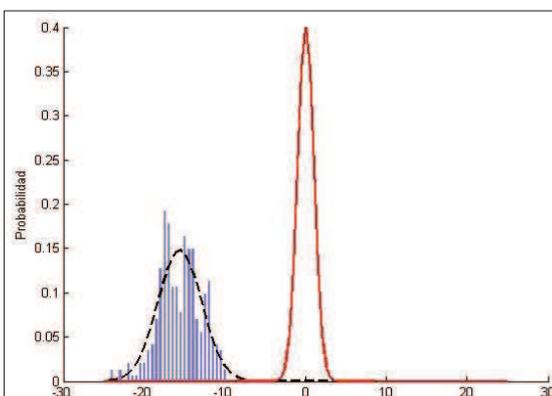
El cálculo de LLH se incrementa al disminuir los rangos de distancia va desde 6.40 hasta 10.29, confirmando de esta manera que el modelo no se ajusta a los valores observados.



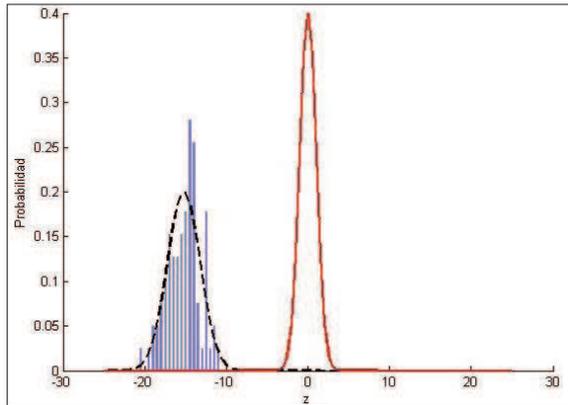
A
 446 registros
 D rup máxima = 550 km
 $\mu = -15.0989$
 $\sigma = 2.8985$
 LLH= 6.4056



B
 351 registros
 D rup máxima = 400 km
 $\mu = -15.4436$
 $\sigma = 2.9421$
 LLH=8.2378



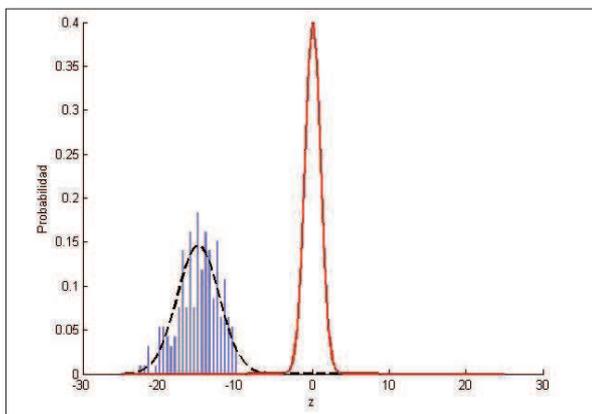
C
 280 registros
 D rup máxima = 300 km
 $\mu = -15.6025$
 $\sigma = 2.6952$
 LLH=10.2969



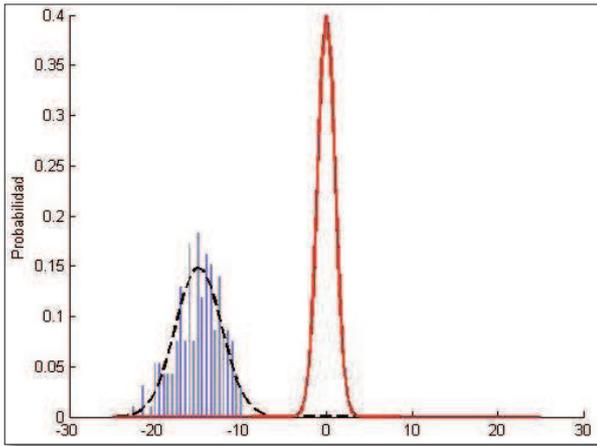
D
 78 registros
 D rup máxima = 200 km
 $\mu = -15.2174$
 $\sigma = 1.9925$
 LLH=7.6867

Figura 5.10 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. **A:** Rrup máxima = 550 km, **B:** Rrup máxima = 400 km, **C:** Rrup máxima = 300 km, **D:** Rrup máxima = 200 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

Adicionalmente se realizó un análisis probabilístico variando los valores de magnitud y se determinó que los valores de μ varían desde 0.08 para un $M_w < 4.5$, hasta -1.74 para el intervalo de M_w entre 5.0 y 5.5. Los valores de σ encontrados varían de 3.2 a 1.9.

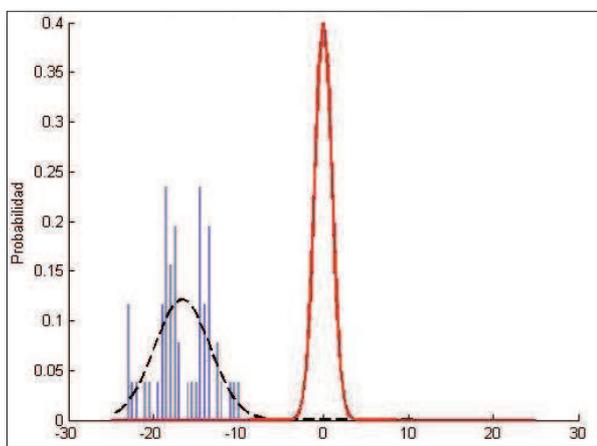


A
 161 registros
 $M_w < 4.5$
 $\mu = 14.6787$
 $\sigma = 2.8380$
 LLH=0.4178



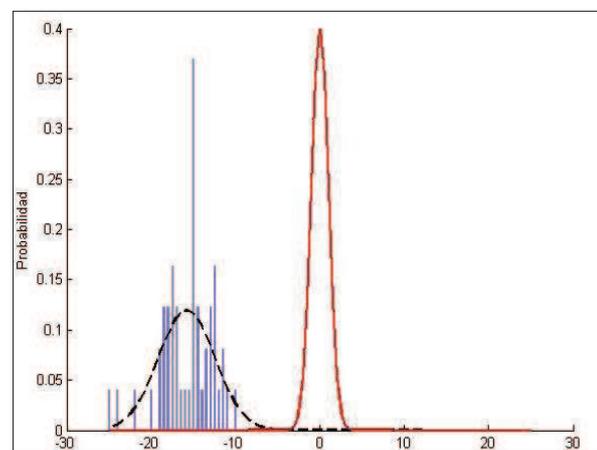
B

184 eventos
 $4.5 \leq Mw < 5.0$
 $\mu = -14.9462$
 $\sigma = 2.7307$
 LLH=1.5315



C

49 eventos
 $5.0 \leq Mw < 5.5$
 $\mu = -16.5200$
 $\sigma = 3.1734$
 LLH=14.7038



D

49 eventos
 $5.5 \leq Mw < 6.0$
 $\mu = -15.8118$
 $\sigma = 3.3427$
 LLH=35.0158

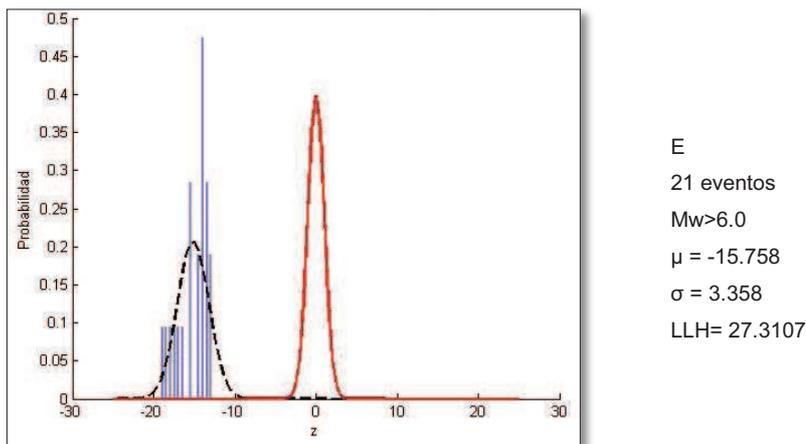


Figura 5.11 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de AB03. **A:** $M_w < 4.5$; **B:** $4.5 \leq M_w < 5.0$; **C:** $5.0 \leq M_w < 5.5$; **D:** $5.5 \leq M_w < 6.0$; **E:** $M_w > 6.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

Los valores de LLH encontrados en los diferentes intervalos de magnitud varían desde 0.481 para magnitudes menores a 4.5 hasta 27.3 para las magnitudes mayores a 6.0, estos valores nos indican que no existe un ajuste adecuado del modelo de AB03 con las observaciones para la Zona 2.

Basados en el análisis probabilístico el modelo AB03 es muy dependiente de los valores de magnitud, presenta variaciones en función de los diferentes intervalos analizados, para magnitudes $M_w < 6.0$ la información de los LLH los ajustes del modelo son mejores que para los datos de mayores magnitudes, posiblemente esto está relacionado a la poca cantidad de datos y su distribución espacial.

5.4 ZHAO ET AL. 2006

El modelo ZEA06 está basado principalmente en los sismos en la zona de subducción del Japón, en el presente estudio se utilizó para analizar los datos generados en la Zona 1 (sismicidad interplaca) y Zona 2 (sismicidad intraplaca inferior).

ZONA 1

Se refiere a los eventos de interplaca, la dispersión de los datos observados es muy amplia, la curva de las observaciones tiene forma similar a la curva del modelo en distancias superiores a los 200 km. El bajo número de registros con magnitudes mayores a 5.0, hace difícil realizar una validación del modelo.

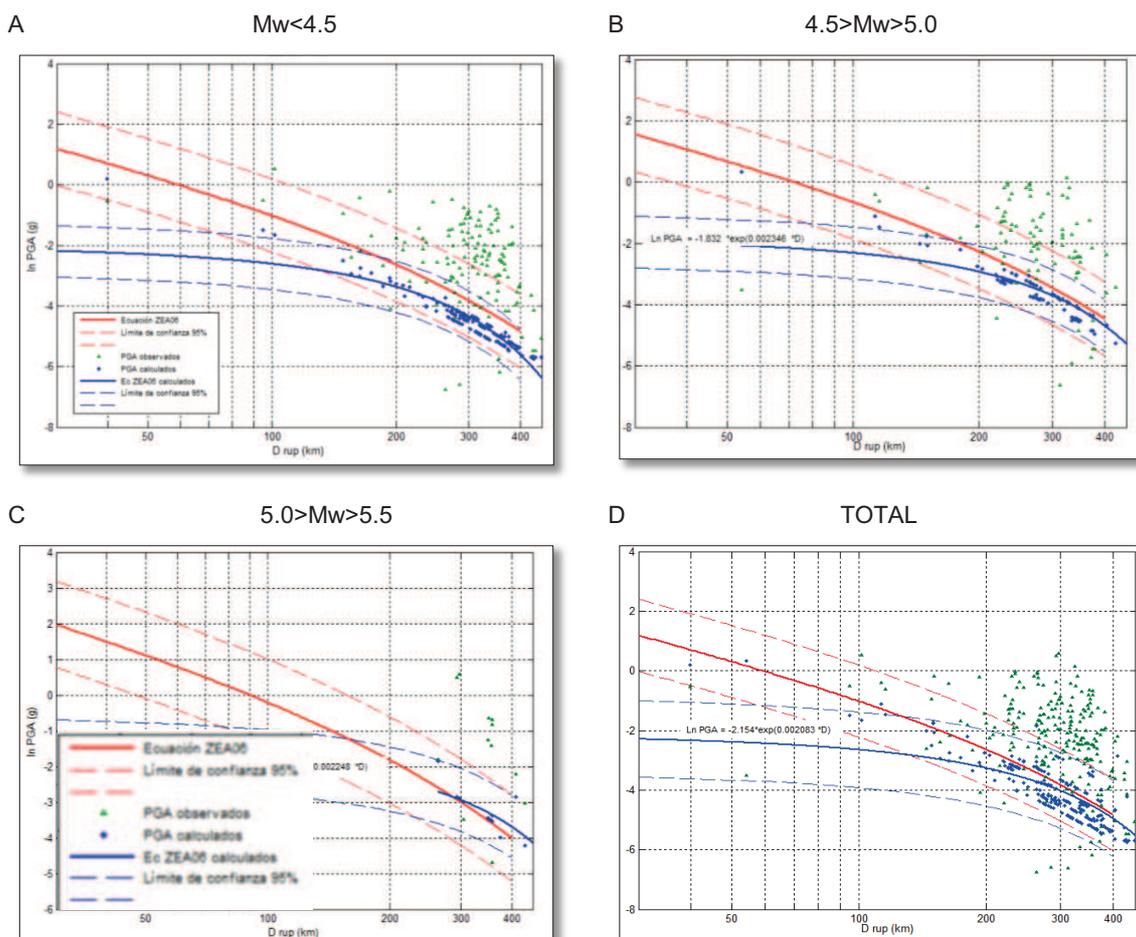
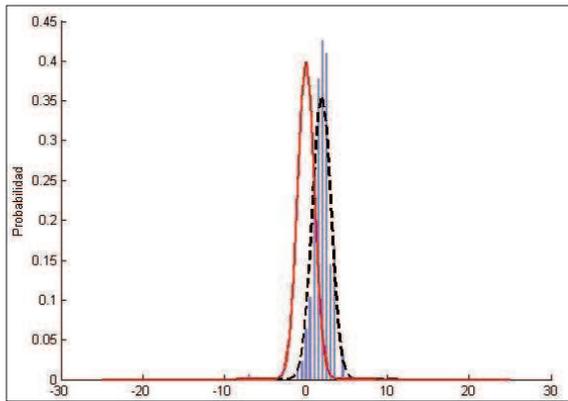


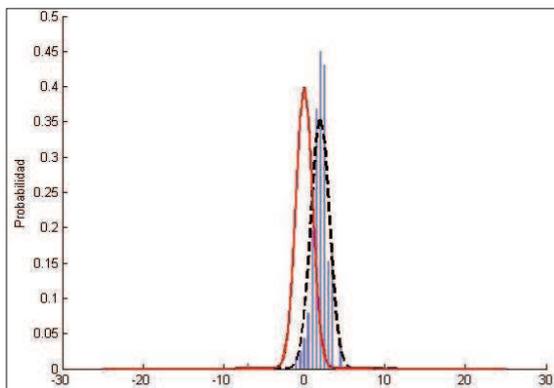
Figura 5.12 PGA de eventos de la Zona 1, para diferentes rangos de M_w y con distancias de hasta 550 km, en verde los valores de PGA observados (reales) y en azul los valores de PGA del modelo de ZEA06.

En el análisis probabilístico realizado para los diferentes intervalos de distancia de ruptura se observa que los valores de μ varían desde 1.9 a 3.5; mientras que la desviación estándar va de 0.84 a 1.12, mostrando de esta manera un ajuste de los datos observados con respecto al modelo analizado.

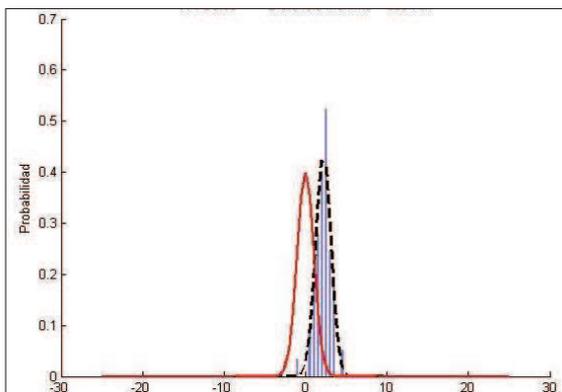
Los valores de LLH obtenidos sugieren que el modelo puede ser validado para registros con distancias mayores a 200 km, para distancias menores el número de registros con los que se realizó el análisis no es suficiente como para emitir un criterio de validación.



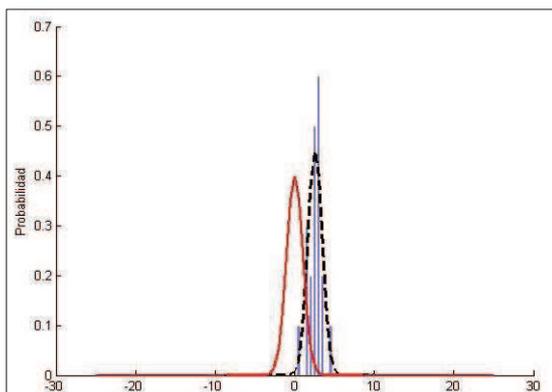
A
 248 registros
 D rup máxima > 400 km
 $\mu = 1.9205$
 $\sigma = 1.1148$
 LLH=1.310



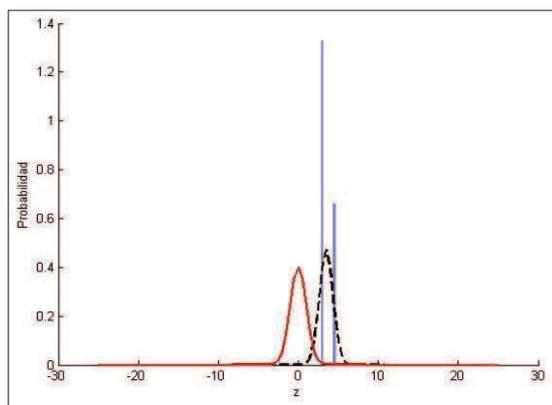
B
 222 registros
 D rup máxima = 400 km
 $\mu = 1.9808$
 $\sigma = 1.1208$
 LLH=1.1626



C
 114 registros
 D rup máxima = 300 km
 $\mu = 2.1994$
 $\sigma = 0.9216$
 LLH=1.2672



D
 20 registros
 D rup máxima = 200 km
 $\mu = 2.5548$
 $\sigma = 0.8828$
 LLH=1.9959

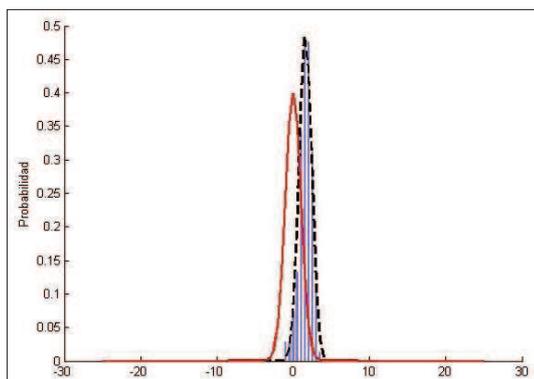


E
 3 registros
 D rup máxima = 100 km
 $\mu = 3.5017$
 $\sigma = 0.8445$
 LLH=5.1555

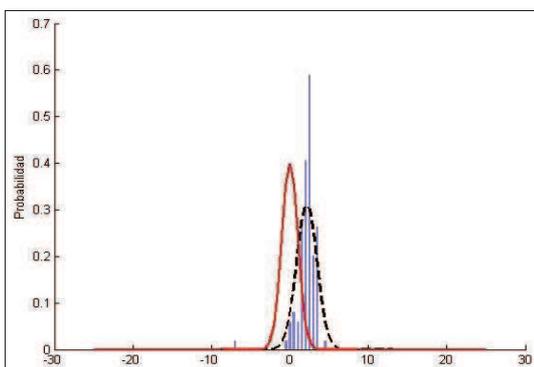
Figura 5.13 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. **A:** para distancias mayores a 400 km, **B:** para distancias menores a 400 km **C:** distancias menores a 300 km, **D:** distancias menores a 200 km, **E:** distancias menores a 100 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

Al realizar el análisis probabilístico para los diferentes intervalos de magnitud se determinó que los valores de μ varían entre 1.60 para los eventos con magnitudes menores a 4.5 y 3.11 para los eventos mayores a 5.0; las desviaciones estándar varían entre 0.81 y 1.2, lo que nos indica que los datos observados se ajustan bastante bien al modelo analizado.

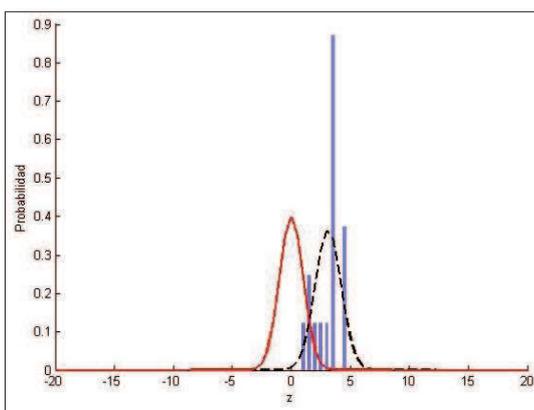
Los valores de LLH se encuentran en el rango de 0.96 y 2.23 que nos indican que a pesar de las incertidumbres generadas por el bajo número de eventos y las consideraciones que se debe realizar por el desconocimiento de las características específicas de las fuentes y de los sitios de recepción, el modelo tiene un ajuste aceptable.



A
134 registros
Mw<4.5
 $\mu = 1.6037$
 $\sigma = 0.8150$
LLH=0.9600



B
98 registros
4.5 <=Mw<5.0
 $\mu = 2.1579$
 $\sigma = 1.2789$
LLH=1.1848



C
16 registros
Mw>5.0
 $\mu = 3.1186$
 $\sigma = 1.0967$
LLH=2.2333

Figura 5.14 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. **A:** Mw <4.5; **B:** 4.5 <=Mw<5.0; **C:** Mw>5.0. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

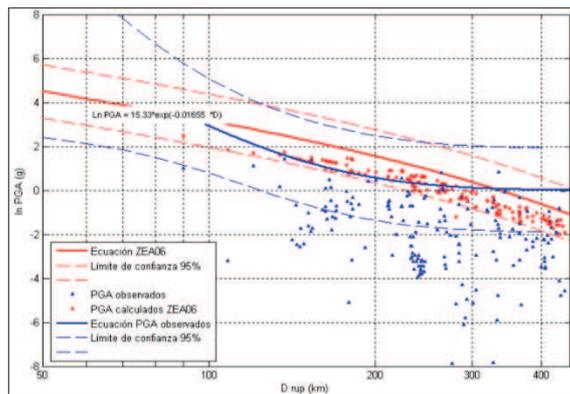
ZONA 2

En la zona 2 los valores observados no presentan un patrón lo cual es reflejado en el bajo ajuste de las curvas de tendencia, de manera general se observa que las curvas del modelo de ZEA06 se encuentran por encima de los valores

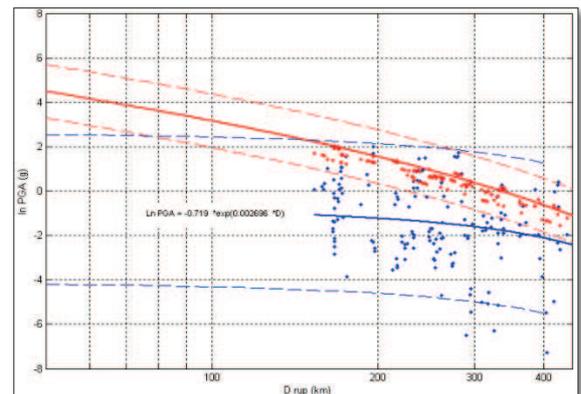
observados indicándonos que el modelo de la manera como está planteado tiende a sobre estimar los valores.

Debido al escaso número de eventos con magnitudes mayores a 5.5 es difícil dar un criterio sobre la validación del modelo para este intervalo.

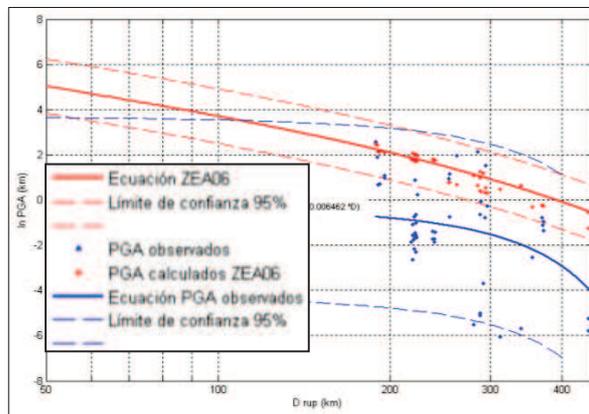
A Mw < 4.5



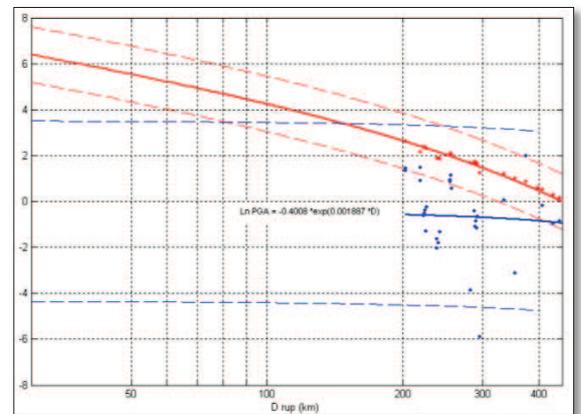
B 4.5 > Mw > 5.0



C 5.0 > Mw > 5.5



D 5.5 > Mw > 6.0



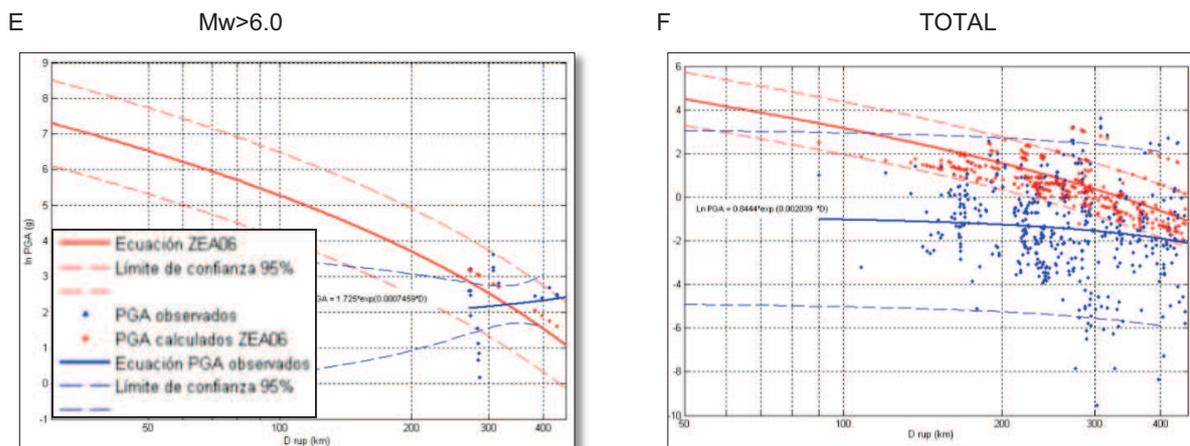
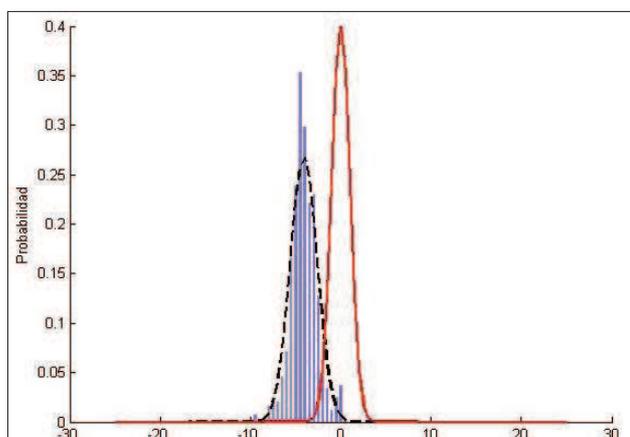


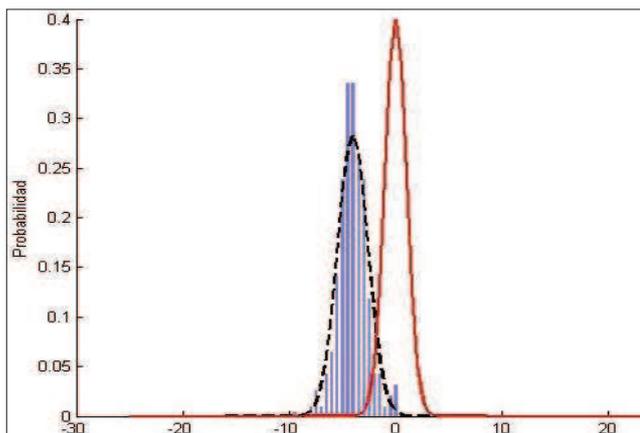
Figura 5.15 PGA de eventos de la Zona 2, para diferentes rangos de Mw y con distancias de hasta 550 km, en azul los valores de PGA observados (reales) y en rojo los valores de PGA del modelo de ZEA06.

En el análisis probabilístico realizado para diferentes intervalos de distancia de ruptura nos indica que la desviación estándar varía desde 0.91 hasta 1.4, lo cual representa que el modelo ZEA06 puede ser validado para el caso de los eventos generados en la Zona 2 (intraplaca inferior).

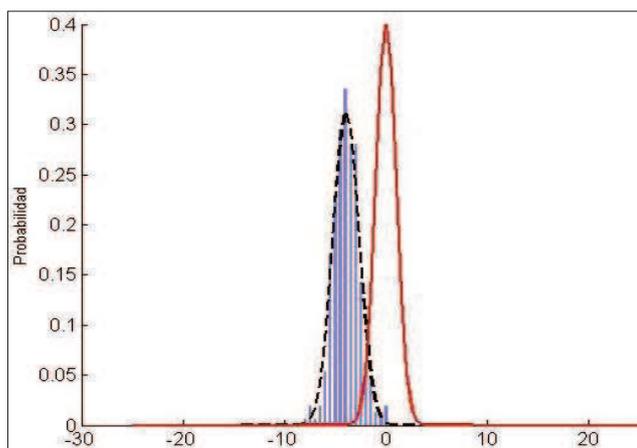
Los valores de LLH encontrados son bajos, con un promedio de 0.8589, esto nos ayuda a ratificar que los valores observados se ajustan al modelo propuesto, esto quiere decir que el modelo tiene capacidad predictiva de movimientos del suelo con eventos generados en la Zona 2.



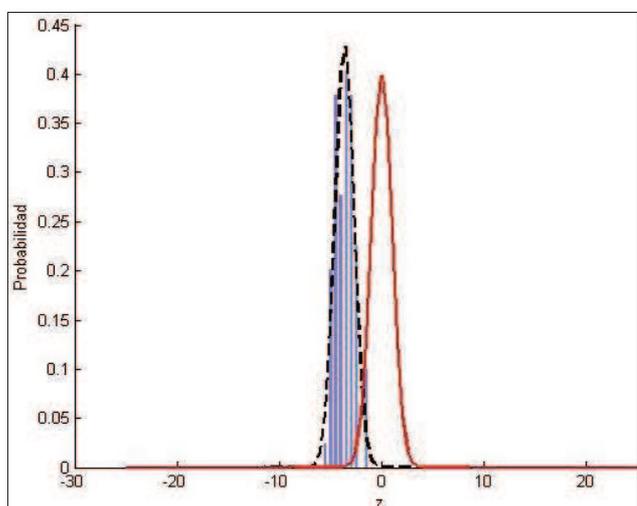
A
 468 registros
 D rup máxima > 400 km
 $\mu = -4.1019$
 $\sigma = 1.4900$
 LLH=0.8588



B
 368 registros
 D rup máxima = 400 km
 $\mu = -4.0203$
 $\sigma = 1.4048$
 LLH=0.8589



C
 291 registros
 D rup máxima = 300 km
 $\mu = -3.9324$
 $\sigma = 1.2719$
 LLH=0.8589

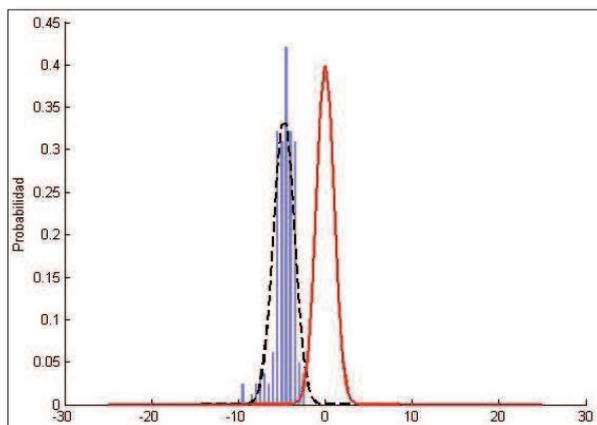


D
 79 registros
 D rup máxima = 200 km
 $\mu = -3.6376$
 $\sigma = 0.9198$
 LLH=0.8589

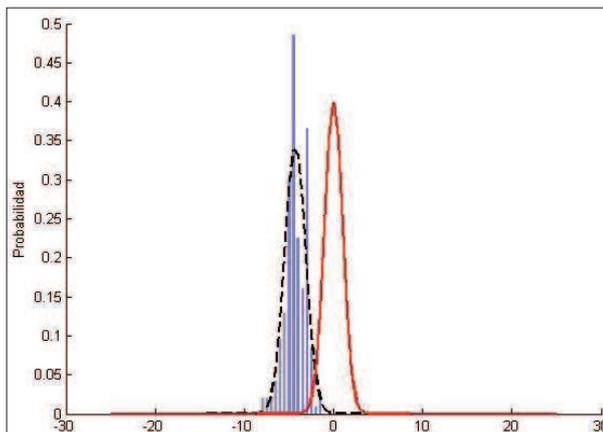
Figura 5.16 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. **A:** para distancias mayores a 400 km, **B:** distancias menores a 400 km, **C:** distancias menores a 300 km, **D:** distancias menores a 200 km. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

Realizando una distribución de los valores de PGA en función de diferentes intervalos de magnitud (Fig. 5.17), se determinó que los valores de μ varían de -4.7 a -0.4, y disminuyen al incrementar los valores de magnitud. Para el caso de σ el valor promedio es 1.2 y solamente para los eventos con magnitud mayor a 6.0 el valor es 0.55. En el análisis de los LLH los valores son 0.8588, indicando que el ajuste del modelo es bueno para este intervalo de magnitudes.

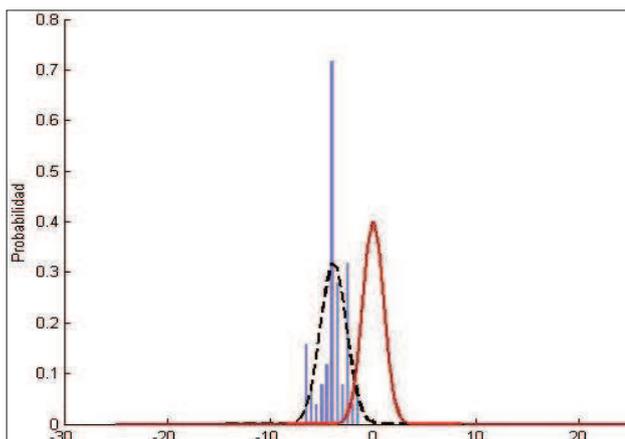
Para el grupo de datos que presentan magnitudes entre $5.0 \leq Mw < 5.5$, el valor de μ es igual a -2.6132 y el de σ es 3.6, los cuales se encuentran alejados del valores teóricos de la desviación normal estándar.



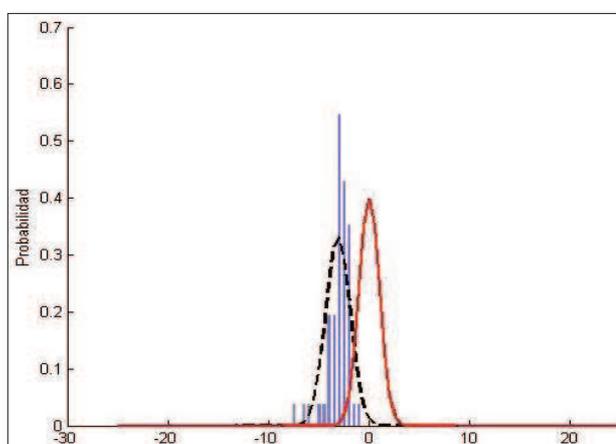
A
161 registros
Mw<4.5
 $\mu = -4.7404$
 $\sigma = 2.8938$
LLH=0.8594



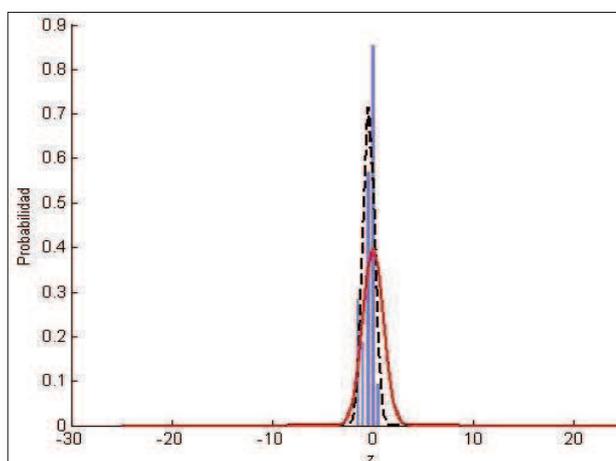
B
185 registros
 $4.5 \leq Mw < 5.0$
 $\mu = -4.3060$
 $\sigma = 1.1613$
LLH=0.8588



C
 50 registros
 $5.0 \leq Mw < 5.5$
 $\mu = -3.8505$
 $\sigma = 1.2470$
 LLH=0.8583



D
 51 registros
 $5.5 \leq Mw < 6.0$
 $\mu = -3.1036$
 $\sigma = 1.200$
 LLH=0.8583



E
 21 registros
 $Mw > 6.0$
 $\mu = 0.4305$
 $\sigma = 0.5540$
 LLH=0.8578

Figura 5.17 Análisis de la distribución normal estándar para el modelo de ZEA06. **A:** $Mw < 4.5$; **B:** $4.5 \leq Mw < 5.0$; **C:** $5.0 \leq Mw < 5.5$; **D:** $5.5 \leq Mw < 6.0$; **E:** $Mw > 6.0$. Línea roja: desviación normal estándar del modelo. Línea punteada: desviación normal estándar de las observaciones.

En general el modelo ZEA06, se ajusta a las observaciones realizadas para la Zona 2, los valores de LLH son bajos ratificando que es un buen modelo de predicción de movimientos de suelo para este tipo de ambiente.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio se inició con el objetivo de conocer cómo se propaga y atenúa la energía de las ondas sísmicas en Ecuador y realizar una comparación con modelos de propagación generados a partir de una base de datos y correctamente sustentados, este análisis servirá como referente para trabajos posteriores. Los principales resultados obtenidos se resumen a continuación:

- Se obtuvo un catálogo de 1212 registros con valores de aceleraciones máximas para eventos con magnitudes M_w mayores a 4.0 desde el año 2000 hasta el 2011, esta información fue generada mediante un desarrollo matemático a partir de señales sísmicas de banda ancha, además de algunos registros de equipos acelerográficos (Anexo 2).
- Mediante análisis de las formas de onda y de los registros espectrales se comprobó que es posible la utilización de los registros de velocidades derivados para obtener acelerogramas, sin embargo lo más óptimo es la utilización de registros propios de aceleración.
- Con la base de datos sísmicos obtenida y mediante el análisis de la distribución por magnitud y distancia, se pudo determinar una estimación gruesa de curvas de atenuación y de aceleraciones máximas para los tres ambientes sismo-tectónicos estudiados (inter placa, intraplaca superior e intra placa inferior).
- La separación por magnitud de la base de datos se considera conveniente, ya que los valores de las constantes estimadas varían notoriamente de un análisis a otro. Esta segregación asegura que los datos de sismos de baja y mediana intensidad no interfieran en el ajuste de los eventos de mayor importancia.

- Los sismos con magnitudes $M_w < 5.0$ no constituyen una materia de gran interés en el análisis de peligro sísmico, debido a las bajas aceleraciones y nivel de daños que se generan por causa de éstos, sin embargo nos dan una referencia de la atenuación de las ondas.
- Se realizó un análisis de 4 ecuaciones de predicción de movimiento de suelo las cuales fueron elegidas porque representan ambientes tectónicos similares a los del Ecuador, se encuentran dentro de proyectos científicos importantes, el catálogo para su generación es muy extenso, se encuentran publicadas en revistas científicas reconocidas y han sido utilizadas para otros estudios a nivel internacional. Estas ecuaciones son: Campbell y Borzognia (2008), Chiou y Youngs (2008), Atkinson y Boore (2003) y Zhao et al. (2006).
- El modelo de CB08 se enfoca sobre eventos corticales (intra placa superior), los valores de PGA obtenidos mediante el modelo de CB08 son similares a los observados, las curvas de tendencia de las dos series tienen formas semejantes para los eventos que se encuentran entre las magnitudes < 5.0 . Para los eventos con M_w en un rango entre 4.5 y 5.0 los valores del modelo son mayores a los observados; en el caso de los eventos con $M_w > 5.0$ es muy poco el número de datos y la dispersión es muy grande lo cual no permite realizar una validación del modelo para ese rango.
- Se puede concluir que el modelo de CB08 es un buen candidato a ser utilizado como una ecuación de predicción de movimiento de suelo, puesto que a pesar de todas las asunciones que se realizó para su calibración los valores que nos refleja son comparables con los valores de las observaciones. Las limitaciones del modelo son:
 - El menor valor aceptable de magnitud es 4.0, y el límite superior varía según el tipo de falla que se analice.
 - La distancia máxima R_{Rup} es 200 km.
 - Las velocidades V_{s30} tienen un rango entre 150 y 1500 m/s

Se requiere conocer la geometría de la falla.

- El modelo de CY08 en base al análisis de probabilidades nos demuestra que es un buen candidato para ser utilizado en el caso de eventos corticales (intra placa superior), su limitación es su variación en función de la magnitud, además es necesario conocer a detalle los parámetros de la fuente de origen de los eventos y las condiciones de los sitios de recepción.

Los límites para la utilización del modelo son:

El rango de magnitud varía entre 4.0 y 8.5, según el tipo de falla.

La distancia de ruptura R_{Rup} es menor a 200 km

Las velocidades V_{s30} tienen un rango entre 150 y 1500 m/s

La profundidad promedio del epicentro recomendada es 20 km

- Para las zonas 1 y 2 (sismicidad interplaca e intraplaca inferior) se analizó los modelos de Atkinson y Boore (2003) y Zhao et al. (2006), los cuales definen diferentes valores en los parámetros que intervienen en las ecuaciones para cada una de las zonas.

- El modelo de AB03 para la Zona 1 presenta valores de PGA subestimados con respecto a los observados, por tal razón la ecuación no se recomienda que sea utilizada para dar una predicción de movimiento del suelo, requiriendo mayor información sobre las características de los suelos en los sitios de adquisición de las señales sísmicas. Las limitaciones que presenta el modelo son:

El rango de magnitudes se encuentra entre 5.0 y 8.3

La distancia de ruptura R_{Rup} tiene un intervalo de utilidad entre 11 y 550 km.

La clasificación de los suelos se base en los determinados por el NEHRP.

Es necesario el conocer los mecanismos de ruptura.

Para eventos con profundidades mayores a 100 km, se utiliza un valor fijo de 100 para el parámetro h .

Se deben excluir los eventos de la corteza superior en las zonas de subducción.

- Basados en el análisis probabilístico el modelo AB03 para la Zona 2 (intra placa inferior) se puede concluir que el modelo no se ajusta a las observaciones realizadas tanto en las variaciones de distancias así como en las variaciones de magnitud.
- En el análisis de la ecuación propuesta por Zhao et al. (2006) se encuentra que el ajuste del modelo es bastante bueno para los datos observados tanto en la zona 1 como en la zona 2, esto se confirma con los valores bajos de $LLH < 1$ que se determinaron en los diferentes intervalos de distancia y magnitud. Las limitaciones que el modelo presenta son:
 - El rango de magnitud se encuentra entre 4.9 y 8.3
 - La distancia R_{Rup} va desde 0 a 300 km.
 - La profundidad máxima que el modelo considera es de 120 km.
- Para los eventos generados en la Zona 1 (eventos de inter placa) se puede utilizar el modelo generado por ZEA06 para determinar los movimientos de suelo. El análisis realizado para el modelo de AB03 mostró que en principio no es recomendable su utilización para los sismos generados en el país.
- En la Zona 2 (eventos intra placa inferior) se recomienda la utilización del modelo de ZEA06 que es el que muestra un mejor ajuste con respecto a los datos observados.
- Para los eventos generados en la Zona 3 (intra placa superior) basados en los análisis de probabilístico se determinó que tanto el modelo de CB08 y CY08 pueden ser utilizados como ecuaciones de predicción de movimiento de suelo puesto que presentan buenos ajustes con respecto a los datos observados.

Con el objetivo de perfeccionar los resultados de este estudio y/o abrir otros frentes de investigación, se propone para trabajos futuros:

- Mejorar la clasificación del tipo de suelo de las estaciones de registro considerando la velocidad de ondas de corte de manera de establecer una categorización más confiable y que permita desagregar aún más los datos, obteniendo así mayor información de acuerdo al tipo de suelo.
- Realizar estudios más detallados de las fuentes generadoras de los eventos sísmicos para poder caracterizar mejor cada uno de los parámetros utilizados en los diferentes modelos.
- Cada vez más se siguen generando a nivel mundial nuevos modelos que tratan de interpretar el movimiento de los suelos, se debe utilizar estos avances científicos para el uso en el Ecuador.
- Durante los últimos años se han registrado sismos de intra placa inferior de magnitud moderada a grande los cuales han sido registrados en varios acelerogramas, se recomienda realizar un análisis detallado sobre la dispersión de la energía sísmica liberada.
- Con la base de los datos generados en el presente trabajo se puede realizar un análisis de la direccionalidad de la atenuación sísmica en el país.
- Se recomienda además mantener un buen funcionamiento de las redes sismológicas y acelerográficas para incrementar el catálogo sísmico del país.

BIBLIOGRAFIA

- **ABRAHAMSON, N.A. & SHEDLOCK, K.M. 1997.** *Overview*, *Seismol. Research Letters*, 68, 9-23.
- **ABRAHAMSON, N. A., & SILVA, W. J. 2008.** *Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations*. *Earthquake Spectra*. 24, 67–97.
- **ABRAHAMSON, N. A., & SILVA, W. J. 1997.** *Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes*. *Seismological Research Letters*. 68, 94–127.
- **AGUIAR, R., GARCIA, E. & VILLAMARIN, J. 2010.** *Leyes de Atenuación para sismos corticales y de subducción para el Ecuador*. *Revista Ciencia*. Vol. 13, 1, 1-18.
- **AKI, K., 1980.** *Scattering and attenuation so shear waves in the lithosphere*. *Journal Geophysics. Research Letters*, 85, 6496-6504.
- **ALFONSO, V. 2010.** *El riesgo sísmico en Quito*. Master 2 SGT Prefalco "Ciencias y Gestión de la Tierra" Geología, Riesgos y Gestión del territorio. *Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas*. 55.
- **ALLEN, T. I., DHU, T., CUMMINS, P. R., & SCHNEIDER, J. F. 2006.** *Empirical attenuation of groundmotion spectral amplitudes in southwestern Western Australia*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 572–585.
- **ANDERSON, D., BEN, M., ARCHAMBEAU, C. 1965.** Attenuation of seismic energy in the upper mantle. *Journal Geophysical. Res.* Vol. 70, 1441-1448
- **ATKINSON, G. M., & SILVA, W. 2000.** *Stochastic modeling of California ground motions*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 90, 255–274.
- **ALVARADO, A. 2009.** *Mapa de fallas y pliegues cuaternarios del Ecuador*. Instituto Geofísico. Escuela Politécnica Nacional. (Base de datos). Reporte Interno.
- **ALVARADO, A. 2012.** *Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur*. These pour obtenir le grade de Docteur. Université de Grenoble. 2012
- **ASPDEN, J., FORTEY, N., LITHERLAND, M., VITERI, F., HARRISON, M. 1992.** *Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes. Possible remnants of*

the breakup of western Gondwana. Journal of South American Earth Sciences. 6, 123-132.

- **ASPDEN J., AND LITHERLAND M., 1992.** *The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador*, Tectonophysics, 205, 187-204.
- **ATKINSON, G.M. & KAKA, S.I. 2007.** *Relationships between felt intensity and instrumental ground motion in the central United States and California*, Bulletin of the Seismological Society of America. 97, 497-510.
- **ATKINSON, G. M., & BOORE, M. 2008.** *Erratum to Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 98, N° 5, 2567-2569.
- **ATKINSON, G. M., & BOORE, D. M. 2003.** *Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions*. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(4), 1703–1729.
- **BABY, P., LEGRAND, D., BES DE BERC, S., BOUNDOUX, F. Y RIVADENEIRA, M. 2004.** *The 1999-2000 Seismic Experiment of the Swarm of Macas (Ecuador) in relation with a Subandean unexpected wrench fault system*, en www.chile.ird.fr/pdf/isagPDF/baby.pdf
- **BABY, P., ROCHAT, P., MASCLE, G., HE´RAIL, G. 1997.** *Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes*. Geology. 25, 883– 886.
- **BALDOCK J. W. 1982.** *Geology of Ecuador*. Institute of Geological Science of London. London. 54.
- **BARBERI, F., COLTELLI, M., FERRARA, G., INNOCENTI, F., NAVARRO, J., SANCROSE, R. 1988.** *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador*. Geological Magazine, 125 (1), 1-14.
- **BARRAGÁN, R., BAUDINO, R., MAROCCO, R. 1996.** *Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador*: Journal of South American Earth Sciences. Vol. 9, 309–319.
- **BEAUVAL, C., YEPES, H., BAKUN, W.H., EGRED, J., ALVARADO, A. & SINGAUCHO, J.C. 2010.** *Locations and magnitudes of historical earthquakes*

in the Sierra of Ecuador (1587 - 1996). Geophysical Journal International 181 (3): 1613 – 1633.

- **BEAUVAL, C., TASAN, H., LAURENDEAU, A., DELAUAUD, E., COTTON F., GUÉGUEN, P., KUEHN, N. 2012.** *On the Testing of Ground-Motion Prediction Equations against Small-Magnitude Data*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 5, pp. 1994-2007.
- **BEATE, B., MONZIER, M., SPIKINGS, R., COTTON, J., SILVA, J., BOURDON, E. 2001.** *Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in Ecuador. The Quinsacocha volcanic center*. EPSL; volc. 192; N 4; 499-508.
- **BECK, S. L., Y RUFF, L. J. 1984.** *The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model*. Journal of Geophysical Research. 89, 9281-9291.
- **BENITEZ, S. 1995.** *Evolution géodynamique de la Province Cotiere Sud-équatorienne au Crétacé supérieure – Tertiaire*. Géologie Alpine. Tomo 71, Université Joseph Fourier. Grenoble, Francia. 173.
- **BETHOUX, N., SEGOVIA, M., ALVAREZ, V., COLLOT, J.-Y., CHARVIS, P., GAILLER, A., & MONFRET, T. 2011.** *Seismological study of the central Ecuadorian margin: Evidence of upper plate deformation*. Journal of South American Earth Sciences. Vol 31, N°1. 139-152.
- **BOLAND, M., PILATASIG, L., IBADANGO, C., McCOURT W., ASPDEN, J., HUGHES, B., BEATE, B. 1999.** *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0° y 1°*. PRODEMİNCA; Reporte N° 10; CODIGEN-BGS
- **BONILLA, F. y RUIZ, M. 1992.** *Evaluación del Peligro sísmico en el Ecuador*. Tesis previa la obtención del Título de Ingeniero Geotécnico. Escuela Politécnica Nacional.
- **BOORE, D.M. & W.B. JOYNER. 1997.** *Site amplification for generic rock sites*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.87, 327-341.
- **BOORE, D. M., JOYNER, W. B., AND FUMAL, T. E. 1997.** *Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work*, Seismol. Research Letters. 68, 128–153.

- **BOORE, D. M., & ATKINSON, G. M. 2007.** *Boore-Atkinson NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters.* PEER Report 2007/01. Pacific Earthquake Engineering Research Center, College of Engineering, University of California, Berkeley.
- **BOUCHON, M. 1981.** *A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media.* Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 71, 959-971.
- **BOURDON, E., EISSEN, J.P., COTTEN, J., MONZIER, M., ROBIN, C. Y HALL, M.L. 1999.** *Adakitic and calc-alkaline lavas of Antisana volcano (Ecuador): petrogenetic hypothesis,* Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Earth and Planetary Science, Series IIA, 328 (7): 443-449.
- **BOURGOIS, J., EGUEZ A., BUTTERLIN, J., & DE WEVER, P. 1990.** *Evolution géodynamique de la Cordillere Occidentale des Andes d'Equateur: la découverte de la formation éocène d'Apagua.* C.R. Acad, Sc., Paris (11) 311, 173-180.
- **BOUCHON, M. 1981.** A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. Bulletin of the Seismological Society of America. 71, 959-971
- **BOZORGNIA, Y., HACHEM, M. M., AND CAMPBELL, K. W. 2006.** *Attenuation of inelastic and damage spectra, in Proceedings.* Eight National Conference on Earthquake Engineering. Paper No. 1127, San Francisco. 10.
- **BOZORGNIA, Y., & CAMPBELL, K.W. 2004B.** *The vertical-to-horizontal response spectral ratio and tentative procedures for developing simplified V/H and the vertical design spectra.* Journal of Earthquake Engineering, 8(2), 175–207.
- **BRILLINGER, D. R., PREISLER, H. K. 1984.** *An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data.* Bulletin of the Seismological Society of America, 74(4), 1441–1450.
- **CALAHORRANO, A. 2001.** *Estudio del origen del enjambre sísmico de la zona norte de la ciudad de Quito, durante 1998-1999.* Tesis previa la obtención del Título de Ingeniero Geólogo. Escuela Politécnica Nacional, Quito. 188.

- **CAMPBELL, K. W., & BOZORGNIA, Y. 2008A.** *Empirical ground motion model for shallow crustal earthquakes in active tectonic environments developed for the NGA project.* In: Proceedings of Fourteenth World Conference on Earthquake Engineering. Paper no. 03-02-0004.
- **CAMPBELL, K. W., & BOZORGNIA, Y. 2007.** *Campbell-Bozorgnia NGA ground motion relations for the geometric mean horizontal component of peak and spectral ground motion parameters.* PEER Report No. 2007/02, Pacific Earthquake Engineering Research Center. University of California, Berkeley. 238.
- **CAMPBELL, K. W. & Y. BOZORGNIA. 2003.** *Updated near-source ground motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra.* Bulletin of the Seismological Society of America. 93(1), 314 -331.
- **COLLOT J-Y, MARCAILLOU B., SAGE F., MICHAUD F., AGUDELO W., CHARVIS P., GRAINDORGE D., GUTSCHER M-A., SPENCE G., (2004)-** *Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structure? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador- southwest Colombia margin,* Journal of Geophysical Research, vol. 109, B11103, doi: 10.1029/2004JB003060.
- **COLLOT, J.-Y., GUTSCHER, M., OPERTO, S. 2002.** *Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interpolate seismogenic zone.* EOS Transactions, American Geophysical Union. Vol 83.
- **CORREDOR, F. 2003.** *Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America.* Tectonophysics 372 (2003): 147-166.
- **COTTON, F., SCHERBAUM, F., BOMMER, J.J., AND 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, v. 10, no. 2, p. 137–156.
- **CRONIN, V. 2004.** *A draft primer on focal mechanism solutions for geologist.* Baylor University, 14. IG-EPN: www.igepn.edu.ec.

- **CHIOU, B. S.-J., AND YOUNGS, R. R. 2008.** *An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra.* Earthquake Spectra. 24, 173–215.
- **DALY, J.S., CLIFF, R.A., & YARDLEY, B.W.D. 1989.** *Evolution of metamorphic belts: Geological Society [London].* Publicación especial. 43, 566.
- **DELOUIS B., CHARLETY J., VALLÉE M. 2009.** *A Method for Rapid Determination of Moment Magnitude Mw for Moderate to Large Earthquakes from the Near-Field Spectra of Strong-Motion Records (MWSYNTH).* Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 99, No. 3. 1827-1840.
- **DELAVAUD, E., COTTON, F., AKKAR, S., SCHERBAUM, F., DANCIU, L., BEAUVAL, C., DROUET, S., DOUGLAS, J., BALASI, R., SANDIKKAYA, M., SEGOU M., FACCIOLI E., THEODOULIDIS, N. 2012.** *Toward a Ground-Motion Logic Tree for Probabilistic Seismic Hazard Assessment in Europe.* Journal of Seismology 16, 3 (2012) 451-473
- **DOUGLAS, J., COTTON, F., DI ALESSANDRO, C., BOORE, D., ABRAHAMSON, N., AKKAR, S. 2012.** *Compilation and critical review of GMPEs for the GEM-PEER Global GMPEs Project,* Fifteenth World Conference on Earthquake engineering, Lisboa: Portugal, hal-00700233, version1.
- **DOUGLAS, J., 2010.** *Pre-selection of ground-motion predictions from the past four decades,* Bulletin of Earthquake Engineering, 8, 1515-1526
- **DOUGLAS, J., 2007,** *On the regional dependence of earthquake response spectra:* ISET Journal of Earthquake Technology, v. 44, no. 1, Paper No. 477, p. 471–499.
- **EGO, F. y SEBRIER, M., (1996),** *The Ecuadorian Inter-Andean Valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since Late Miocene time,* Annales Tectonic, vol.X, No.1-2, 31-59.
- **EGO, F. 1995.** *Accommodation de la convergence oblique dans une chaîne de type cordilleraire: Les Andes d'Equateur, [Thèse de doctorat],* Université Paris XI-Orsay.
- **EGO, F. 1993.** *Risques sismiques et néotectonique en Equateur,* Pangea. 19, 16-21.

- **EGO, F., SEBRIER, M., LAVENU, YEPES, H. & EGÜEZ A. 1993.** *Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes.* Second ISAG. Oxford (UK). 89-92.
- **EGÜEZ, A., BOURGOIS, J. 1986.** *La Formación Apagua, edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador.* Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo. 161-178.
- **EGÜEZ A., ASPDEN J. 1993.** *The Meso-Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes. Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics.* Ext. Abstract. Oxford, UK. 179-181.
- **EGÜEZ, A., 1997.** *Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10'S), les mineralisations associeetes.* Doc. Thesis, UPMC, Paris.
- **EGÜEZ A., ALVARADO A., YEPES H., MACHETTE M., COSTA C., DART R., (2003),** *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Ecuador and its Offshore Regions,* A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World, Open-File Report 03-289 USGS.
- **ENGDAHL E.R., VILLASENOR A., (2002).** *Global Seismicity: 1900-1999, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology,* Part A, Chapter 41, 665-690. Eds Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C. & Kisslinger, C., Academic Press.
- **FEININGER, T. 1987.** *Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru.* Canadian Journal of Earth Sciences. 24, 266-278.
- **FEININGER, T., BRISTOW, C.R. 1980.** *Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador.* Geol. Rundsch. 69, 849-874.
- **FEININGER, T. & SEGUIN, C.R. 1983.** *Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador.* Geology. 11, 40-44.
- **GLOBAL CENTROID – MOMENT - TENSOR (CMT) Project,** <http://www.globalcmt.org/>
- **GOOSSENS, P.J., ROSE, W.I. 1973.** *Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic Igneous Complex, Ecuador.* Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 84, 1043-1052.

- **GRAINDORGE, D., CALAHORRANO, A., CHARVIS, P., COLLOT, J.-Y., BETHOUX, N. 2004.** *Deep structure of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval.* Geophysical Research Letters, 31, doi: 10.1029/2003GL018803.
- **GUILLER, B, CHATELAIN, J.-L., JAILLARD, E., YEPES, H., POUPINET, G., FELS J.- F. 2001.** *Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America).* Geophysical Research Letters, 28, No. 19, 3749-3752.
- **GUTSCHER, M.-A., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, J., COLLOT, J.-Y. 1999.** *Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision.* Earth and Planetary Science Letters, 168, 255-270.
- **HANDSCHUMACHER, D. W. 1976.** *Post-Eocene plate tectonics of Eastern Pacific in: The Geophysics of the Pacific basin and its margin.* American Geophysical Union-Geophysical Monography. 799-804.
- **HANKS TC, KANAMORI H., 1979.** *A moment magnitude scale.* Journal Geophysical Research 84 (B5): 2348-50.
- **HUGHES, R., PILATASIG, L. 2002.** *Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes.* Tectonophysics. 345, 29-48.
- **HUNGERBÜHLER, D. 1997.** *Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications.* Doctoral Thesis. Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland. 182.
- **JAILLARD E., ORDOÑEZ M., SUÁREZ J., TORO J., IZA D., LUGO W., 2004.** *Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications,* Journal of South American Earth Sciences, 17, 49-58.
- **JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BENITEZ, S., BERRONES, G., JIMENEZ, N., MONTENEGRO, G., ZAMBRANO, I. 1995.** *Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: Southern coastal Ecuador during Late Cretaceous terranes-Late Eocene time.* In, Tankard, A., Suárez, R., Welsink, H., (Eds). Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir. 62, 615-631.

- **JAILLARD, E., LAPIERRE, H., ORDOÑEZ, M., TORO, J., AMÓRTEGUI, A. & VANMELLE, J. 2009.** *Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of the Caribbean Plate?* Geological Society, London, Special Publications. Vol. 328. 469-485.
- **JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BENITEZ, S., BERRONES, G., JIMENEZ, N., MONTENEGRO, G., ZAMBRANO, I. 1995.** *Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: Southern coastal Ecuador during Late Cretaceous terranes-Late Eocene time.* In, Tankard, A., Suárez, R., Welsink, H., (Eds). *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir. 62, 615-631.
- **JAILLARD, É., SOLER, P., CARLIER, G. & MOURIER, T. 1990.** *Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early - middle Mesozoic times: a Tethyan model.* Journal Geology Society, London, 147, 1009-1022
- **JIMENEZ, D., 2001.** *Atenuación Sísmica. Aplicada a terremotos intraplaca en México Central.* Programa de doctorado en geodesia, geofísica y meteorología. Universidad de Complutense de Madrid. 161.
- **KANAMORI, H. & CIPAR, J. 1974.** *Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960.* Phys. Earth Planet. Inter. Vol. 9.
- **KANAMORI, H., Y MCNALLY, K. C. 1982.** *Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast.* Bulletin of the Seismological Society of America. 72, 1241-1253.
- **KELLOG, J.N. & BONINI, W.W. 1982.** *Subduction of Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South American Plate, Tectonics.* 1 (3), 251-276.
- **KENDRICK, E., BEVIS, R. SMALLEY Jr., B., BROOKS, R., VARGAS, E. LAURIA, L. P., SOUTO FORTES. 2003.** *The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, Journal of South American Earth Sciences.* Vol. 16. Issue 2. 10.1016/S0895-9811(03)00028-2. 125 - 131.
- **LAVENU, A., NOBLET, C., BONHOMME, M., EGÜEZ, A., DUGAS, F., VIVIER, G. 1992.** *New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between*

sedimentation, volcanism, and tectonics. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 5 (3-4), 309-320.

- **LAY, T. & WALLACE, F. 1995.** *Modern Global Seismology*. International Geophysics Series. Vol. 58, Academic Press.
- **LEGRAND, D., BABY, P., BONDOUX, F., DORBATH, C., BÈS DE BERG S., RIVADENEIRA M. 2004.** *El enjambre sísmico de Macas (Cordillera de Cutucu)*. En: Baby P., (ed.), Rivadeneira M. (ed.), Barragan R. (ed.). *La Cuenca Oriente: geología y petróleo*. (Travaux de l'Institut Français d'Etudes Andines). Lima (PER); Quito: IFEA; IRD, 2004. 169-182.
- **LITHERLAND, M., ASPDEN, J., JEMIELITA, A. 1994.** *The metamorphic belts of Ecuador*. *British Geological Overseas Memoir*. 11, 147.
- **LONSDALE, P. 1978.** *Ecuadorian Subduction System*. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. Vol. 62, 2454-2477.
- **LONSDALE, P., KLITGORD, K. D. 1978.** *Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin*. Geological Society of America Bulletin. Vol. 89, 981-999.
- **NAYA V.** *El Riesgo Sísmico en Quito: Análisis y Simulaciones*. Master 2 SGT. PREFALC, 55.
- **NOBLET, J.; BOURDON, D., 1997.** *Valeur énergétique comparée de onze matières premières chez le porc en croissance et la truie adulte*. Journées Rech. Porc., 29e, 2-4 février 1997
- **NOCQUET, J.M., MOTHES, P. & ALVARADO, A. 2009.** *Geodesia, Geodinámica y Ciclo Sísmico en Ecuador. Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*. INOCAR- publicación especial. Guayaquil, Ecuador.
- **PACHECO J., AND SYKES L., (1992).** *Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 82, No. 3, 1306-1349.
- **PEDOJA, K. 2003.** *Les Terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou): relations avec le contexte géodynamique, [Thèse de doctorat]*, Université de Pierre et Marie Curie, Paris VI.

- **PENNINGTON, W.D. 1981.** *Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America.* Journal of Geophysical Research. Vol. 86, No. B11, 10753-10770.
- **QUISHPE, R. 2003.** *Determinación de la zona Wadati-Benioff en el borde occidental de Sudamérica, Compendio de Trabajos de Investigación.* CNDG-Biblioteca Instituto Geofísico del Perú, Vol. 4, 25-40.
- **RIBADENEIRA, M., BABY, P. 1999.** *La cuenca Oriente: Estilo Tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de producción.* Petroecuador S.A, Quito-Ecuador.
- **RIVADENEIRA, F., SEGOVIA, M., ALVARADO, A., EGRED, J., TRONCOSO, L., VACA, S., YEPES, H. 2007.** *Serie del riesgo sísmico en el Ecuador. Breves fundamentos sobre los terremotos en el Ecuador.* Corporación Editora Nacional, IG-EPN.
- **ROBALINO, J. 1976.** *Estudio Geológico de la zona de Quito,* Escuela Politécnica Nacional.
- **ROBIN C., SAMANIEGO P., LE PENNEC J-L, FORNARI M., MOTHES P., VAN DER PLICHT J., (2010).** *New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador),* Bull Volvanol. DOI 10.1007/s00445-010-0389-0
- **RODRIGUEZ-MAREK, A., BRAY, J.D., AND ABRAHAMSON, N.A. 2001.** *An empirical geotechnical seismic site response procedure.* Earthquake Spectra, 17(1), 65-87.
- **SALLARÈS, V., CHARVIS, PH., FLUEH, E.R., BIALAS, J., THE SALIERI SCIENTIFIC PARTY. 2005.** *Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot.* Geophys. J. Int. 161 (3), 763–788. doi:10.1111/j.1365-246 X.2005.02592.x.
- **SAMANIEGO P., EGÜEZ A., HIBSCH C., VILLAGÓMEZ R., SEGOVIA M. 1994.** *Estratigrafía y tectónica de la Cuenca de Guayllabamba. Terceras Jornadas en Ciencias de la Tierra.* Resúmenes, EPN, Quito, Ecuador. 49-50.
- **SARAGONI R., CREMPIEN J. y AYALA R., 1982.** *Características Experimentales de los Movimientos Sísmicos Sudamericanos.* Revista del IDIEM, 21 (2), 67-86, México.

- **SARRIA ALBERTO, 2004**, Terremotos e infraestructura, Universidad de los Andes, Bogotá, Ediciones Uniandes, 481.
- **SCHERBAUM F., E. DELAUAUD AND C. RIGGELSEN (2009)**. *Model Selection in Seismic Hazard Analysis: An Information-Theoretic Perspective*, Bull. Seism. Soc. Am, Vol. 99, No. 6, pp. 3234–3247.
- **SCHERBAUM, F., COTTON, F., AND SMIT, P., 2004**, *On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity—The case of rock motion*: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 94, no. 6, p. 2164–2185.
- **SEGOVIA M., AND ALVARADO A., (2009)**. *Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador*, in: J-Y. Collot, V. Sallares, N. Pazmiño (Editors), Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, Guayaquil-Ecuador, 131-150.
- **SEGOVIA, M., ALVARADO, A., YEPES, H. 2004**. *Análisis del campo de esfuerzos en el Ecuador en base a mecanismos focales de sismos locales registrados entre 1999 y 2004*.
- **SEGOVIA, M. 2001**. *El Sismo de Bahía del 4 de agosto de 1998: Caracterización del mecanismo de ruptura y análisis de la sismicidad en la zona costera*. Tesis previa a la obtención del título de ingeniero Geólogo, Escuela Politécnica Nacional, Quito. 136, 3 anexos.
- **STEINMANN M. 1997**. *The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution*. Doctoral Thesis. Institute of Geology ETH Zurich, Switerland. 125.
- **STEIN, S. Y WYSSSESSION, M. 2003**. *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Blackwell Publishing. CMT-Harvard: www.globalcmt.org.
- **STEWART, J. P., LIU, A. H., AND CHOI, Y. 2003**. *Amplification factors for spectral acceleration in tectonically active regions*. Bulletin of the Seismological Society of America. 93, 332–352.

- **SOULAS, J.P. 1986.** *Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas.* VI Congr. Geol. Venez., Caracas, Venezuela (1985). T. 10, 6639-6656.
- **SOULAS, J.-P., EGÜEZ, A., YEPES H. & PÉREZ V. H., 1991.** *Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia.* Boletín Geológico Ecuatoriano. Vol. 2. No. 1, 3-11.
- **SPIKINGS, R., WINKLER, W., SEWARD, D., HANDLER, R. 2001.** *Along-strike variation of the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust.* Earth and Planetary Science Letters, 186, 57 – 73.
- **STAFFORD, P.J., STRASSER, F.O., AND BOMMER, J.J., 2008,** An evaluation of the applicability of the NGA models to ground-motion prediction in the Euro-Mediterranean region: Bulletin of Earthquake Engineering, v. 6, p. 149–177.
- **TREVOR I., ALLEN AND DAVID J. WALD. 2009.** *Evaluation of Ground-Motion Modeling Techniques for Use in Global Shake Map — A Critique of Instrumental Ground-Motion Prediction Equations, Peak Ground Motion to Macroseismic Intensity Conversions, and Macroseismic Intensity Predictions in Different Tectonic Settings.* 109
- **TRONCOSO, L. 2008.** *Estudio sismológico del nido de Pisayambo.* Master 2 SGT Prefalc "Ciencias y Gestión de la Tierra" Geología, Riesgos y Gestión del territorio. Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas. 68.
- **VACA, S. 2007.** *Sismotectonique de l' région de Manta-Equateur.* Rapport de Master 2: Université de Nice Sophia Antipolis, Nice-France.
- **VACA S., RÉGNIER M., BETHOUX N., ALVAREZ V., PONTOISE B. 2009.** *Sismicidad en la región de Manta: Enjambre sísmico de Manta-2005.* Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador PSE-001-2009. 151-165.
- **VALLEE, M., 2010.** Programa de inversión de formas de onda para cálculo de mecanismos focales. No publicado.
- **WELLS, D., COPPERSMITH, K. 1994.** *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement.* Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 84, No. 4. 974-1002.

- **WHITE, H., et al. 1995.** *Reservoir Characterization of the Hollin and Napo Formations, Western Oriente Basin, Ecuador.* AAPG Memoir. 62, 573-596.
- **WHITE, S., TRENKAMP, R. & KELLOG, J. 2003.** *Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone, Earth and Planetary Science.* Letters 6853, 1-12.
- **WINKLER W., SPIKINGS R., VILLAGÓMEZ D., EGÜEZ A., ABEGGLEN P., TOBLER S. 2002.** *Fourth ISAG, Toulouse-France. The Chota Basin and its significance for the formation of the Inter-Andean Valley in Ecuador Fourth ISAG.* Toulouse-France. 705-708.
- **WINTER T., AVOUAC J-P., LAVENU A., (1993),** *Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features,* Geophys. J. Int., 115, 905-920.
- **WINTER, T. 1990.** *Mécanismes de déformation récentes dan les Andes equatorienes.* Thèse de l'Université d'Orsay, Paris-Sud. 205.
- **YEPES, H., CHATELAIN, J-L., GUILLIER, B., ALVARADO, A., EGRED J., RUIZ, M. Y SEGOVIA, M. 1996.** *The Mw 6.8 Macas earthquake in the Subandean Zone of Ecuador.* October 3, 1995, Seismological Research Letters. Vol. 67. 6, 27-32.
- **YEPES, H., FERNANDEZ, J., 1989.** *El terremoto de Bahía de Caráquez.* Ecuador, Lecciones por aprender. CERESIS UNESCO EPN, EPN-Quito.
- **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.