

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

ESTUDIO DEL COULOMB STRESS EN LA INFLUENCIA POTENCIAL DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA HOLOCÉNICA Y SÍSMICA EN EL NIDO DE PISAYAMBO, TUNGURAHUA

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

RANDY RAMIRO MUÑOZ TORRES

randy.munoz@epn.edu.ec

DIRECTORA: MSc. PATRICIA ANN MOTHES

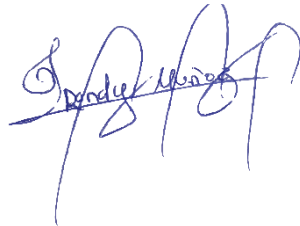
pmothes@igepn.edu.ec

Quito, octubre 2022

DECLARACIÓN

Yo, Randy Ramiro Muñoz Torres, declaro bajo juramento que el trabajo aquí presentado 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 normativa institucional vigente.



Randy Ramiro Muñoz Torres

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Randy Ramiro Muñoz Torres, bajo mi supervisión.

A handwritten signature in blue ink, reading "Patricia A. Mothes".

MSc. Patricia Ann Mothes
DIRECTORA DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A mi familia: mi madre Gloria que me ha estado apoyando en mis estudios desde la niñez, mi padre Ramiro que ha sembrado todos los valores que me han guiado hasta aquí, mi hermana Andrea que me ha apoyado principalmente en los últimos años, mi hermano Daniel que hemos compartido buenos momentos juntos. A todos, gracias por ser el pilar fundamental de mi vida, por el amor infinito, esfuerzo, apoyo y constancia que me han dado a lo largo de mi vida estudiantil.

A Patricia Mothes, por su guía, apoyo y amistad constante a lo largo de todo este proyecto; todo su conocimiento impartido ha sido de gran ayuda para mí. A Stephen Hernández, que a pesar de no haber podido formar parte de la tesis como codirector me ha ayudado y compartido parte de su valioso tiempo para guiarme en las distintas fases del proyecto. La ayuda de ambos para presentar esta tesis en el LACSC, permitió el avance de esta investigación y el avance de mi carrera estudiantil y profesional.

A todos los profesores que me enseñaron en la Facultad de Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional, al Ing. Bernardo Beate, PhD. A. Eguez, PhD. Pedro Reyes, PhD. Ana Cabero, PhD. Diego Narváez, que se ganaron mi admiración y respeto por su admirable forma de enseñar.

A los investigadores del Instituto Geofísico, PhD. Mónica Segovia, PhD. Mario Ruiz, PhD. Silvia Vallejo, que me ayudaron en las revisiones de las distintas fases de la investigación.

A mis amigos de la facultad que he tenido la oportunidad de compartir clases, principalmente a: Angelo, Juan Pablo, Julián, Santiago, Fabricio, Génesis, Guissela, Ivonne, Evelyn, Marco, Lizeth, con los que he compartido grandes momentos. A Jeanpi, que desde el primer día de prepo hemos convivido en la universidad y ahora ya estamos acabando nuestras carreras, y por todos los viajes que hemos tenido.

DEDICATORIA

A mi familia, mis padres Gloria y Ramiro, mi hermana Andrea y mi hermano Daniel, pilares fundamentales de mi vida; y sin olvidarme de nuestro gato Gus.

Con cariño, Randy Muñoz.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	I
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
ÍNDICE DE TABLAS	VIII
ÍNDICE DE ANEXOS	VIII
RESUMEN	IX
ABSTRACT	X
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Justificación	3
1.2.1. Justificación Teórica	3
1.2.2. Justificación Metodológica	3
1.2.3. Justificación Práctica	4
1.3. Hipótesis	4
1.4. Objetivos	4
1.4.1. Objetivo General	4
1.4.2. Objetivos Específicos	5
1.5. Alcance	5
CAPÍTULO II	6
MARCO GEODINÁMICO Y GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1. Contexto Geodinámico	6
2.2. Geología Regional	9
2.2.1. Cuenca de Antearco o Costa	10
2.2.2. Cordillera Occidental	11
2.2.3. Callejón Interandino	11
2.2.4. Cordillera Real	11
2.2.5. Cuenca Oriente	14
2.3. Volcanismo Plio-Cuaternario en el Ecuador Continental	15
2.3.1. Volcanismo de la Cordillera Occidental	16
2.3.2. Volcanismo del Valle Interandino	17
2.3.3. Volcanismo de la Cordillera Real	17
2.3.3.1. La Provincia Rioltica Ecuatoriana	18
2.3.4. Volcanismo del Trasarco	22
2.4. Geología de la Zona de Pisayambo	22

2.4.1.División Alao	24
2.4.2.División Loja.....	24
2.4.3.División Salado.....	25
2.4.4.Formación Pisayambo.....	25
2.4.5.Depósitos Volcánicos Cuaternarios	26
2.4.5.1.Vento Sur Pisayambo	27
2.4.6.Depósitos Glaciares y Aluviales	30
2.5. Neotectónica de la Zona de Pisayambo	33
CAPÍTULO III	37
SISMICIDAD DEL NIDO SÍSMICO PISAYAMBO	37
3.1. Localización del Nido Sísmico Pisayambo	37
3.2. Sismicidad Histórica.....	38
3.3. Sismicidad Instrumental.....	39
3.4. Sismo del 26 de Marzo del 2010.....	42
CAPÍTULO IV	45
MARCO CONCEPTUAL Y METODOLÓGICO	45
4.1. Marco Conceptual.....	45
4.1.1. Criterio de Falla de Coulomb	45
4.1.2. Software Coulomb 3.3	47
4.2. Marco Metodológico.....	50
4.2.1. Levantamiento Bibliográfico.....	50
4.2.2. Aprendizaje del Software Coulomb 3.3.....	50
4.2.3. Tratamiento de Datos	51
4.2.3.1.Modelamiento de la Falla Laguna Pisayambo	52
4.2.3.2.Modelamiento de la Falla Normal de Troncoso	55
4.2.3.3.Modelamiento de la Falla de Pucará.....	59
4.2.3.4.Modelamiento de la Falla Normal Pisa.....	60
4.2.4. Procedimiento Para el Cálculo de la Deformación	62
4.2.5. Procedimiento Para el Cálculo del Coulomb Stress Change	63
4.2.6. Procedimiento Para los Análisis Geoquímicos.....	65
CAPÍTULO V.....	67
RESULTADOS	67
5.1. Modelos de Deformación	67
5.1.1. Deformación de la Falla Laguna Pisayambo	67
5.1.2. Deformación de la Falla Normal de Troncoso.....	69
5.1.3. Deformación de la Falla de Pucará.....	69
5.1.4. Deformación de la Falla Normal Pisa	72

5.2. Modelos de Coulomb Stress Change.....	73
5.2.1. Coulomb Stress Change del Sismo del 26 de Marzo (2010).....	73
5.3. Análisis Geoquímicos	75
5.3.1. Óxidos Mayores	75
5.3.2. Elementos Traza	77
CAPÍTULO VI	78
INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	78
6.1. La Influencia Potencial en la Actividad Volcánica.....	78
6.2. La influencia Potencial en la Actividad Sísmica.....	80
6.3. Interpretación Geoquímica.....	80
CAPÍTULO VII	81
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	81
7.1. Conclusiones	81
7.2. Recomendaciones	82
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
ANEXOS	97

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de la zona de estudio del Nido Sísmico Pisayambo. Modificado de Champenois et al. (2017). a) Configuración tectónica del Ecuador. Las flechas indican el movimiento de la placa de Nazca (NP) y del North Andean Sliver (NAS) con respecto a la placa Sudamericana (SAP). Las velocidades están expresadas en mm/yr. El rectángulo punteado negro muestra la locación de la región de Pisayambo presentado en la Figura 1b. b) Mapa tectónico y topográfico del área de Pisayambo. Las líneas punteadas negras delimitan los marcos de radar usados en el estudio de Champenois et al. (2017). La caja negra muestra la ubicación del área de estudio de InSAR realizado por Champenois et al. (2017). Los cuadrados azules muestran las ubicaciones de los sismos históricos (Beauval et al., 2010). El triángulo amarillo representa al Vento Sur Pisayambo. La caja punteada roja representa la ubicación del área de estudio para la presente investigación	2
Figura 2.1. Marco geodinámico del Ecuador que muestra los diversos elementos topográficos que engloban la tectónica regional. CC= Cordillera de la Costa; WC= Cordillera Occidental; ID= Depresión Interandina; EC= Cordillera Real; ESB= Cordillera Subandina Oriental; NAB= Bloque Norandino (Tomado de Yepes et al., 2016)	6
Figura 2.2. Principales características geomorfológicas del Ecuador (Tomado de Aspden et al., 1992).....	9
Figura 2.3. Mapa de las unidades tectono-estratigráficas del forearc Ecuatoriano (Tomado de Luzieux et al., 2006).....	10
Figura 2.4. Corte geológico a través de la parte central de la Cordillera Real del Ecuador indicando los terrenos ilustrados por Litherland et al. (1994) (Modificado de Spikings et al., 2015).....	12
Figura 2.5. Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental propuestos por Bernard y Andrade (2016) (Tomado de Santamaría, 2017). El listado de los volcanes se encuentra en el Anexo 1.....	15
Figura 2.6. Contexto geológico y geodinámico de la ERP en el Ecuador. a) Ubicación de la ERP en los terrenos metamórficos ilustrados por Litherland et al. (1994) (Modificado de Mothes et al., 2011). b) Límites de la ERP y el NAS sobre el campo de velocidades GPS determinado por Nocquet et al. (2014) (Modificado de Mothes et al., 2011)	19
Figura 2.7. Distribución de los centros eruptivos que comprenden la ERP (Tomado de Mothes et al., 2011)	20
Figura 2.8. Comparación entre las composiciones de las andesitas de la Cordillera Real y las riolitas de la ERP (Modificado de Mothes et al., 2011)	22
Figura 2.9. Mapa Geológico del Parque Nacional Llanganates. La caja punteada roja representa la ubicación del área de estudio para la presente investigación (Modificado de Endara et al., 2013)	23
Figura 2.10. Comparación geoquímica de las muestras del centro riolítico Pisayambo (Tomado de Mothes et al., 2011)	26
Figura 2.11. Flujos piroclásticos del valle de Talatag. a) Flujo piroclástico con gran cantidad de pómez. Sobre la línea punteada amarilla se observan tills cuya matriz son los flujos piroclásticos. b) Mismo afloramiento desde otra perspectiva (Fotografías: Patricia Mothes) (UTM: 17M 787685, 9879567)	27

Figura 2.12. Geoquímica de las muestras de Pisayambo vs Chalupas. a) Diagrama TAS Na ₂ O+K ₂ O vs SiO ₂ . Los triángulos rojos son de otros productos de Pisayambo b) Diagrama de variación SiO ₂ vs K ₂ O (Tomado de Mothes et al., <i>in prep</i>).....	28
Figura 2.13. Vento Sur Pisayambo. a) Foto aérea de la Laguna de Pisayambo indicando la posición del Vento Sur Pisayambo (Fotografía: Patricia Mothes). b) Vista del vento donde se indica la depresión eruptiva y el corte en la carretera donde se sacaron muestras para las dataciones (Fotografía: Patricia Mothes).....	29
Figura 2.14. Flujos piroclásticos del Vento Sur Pisayambo. a) Toba rica en pómez. b) Corte a lo largo de la carretera de donde se sacaron las muestras SPV-1 y SPV-2 (Fotografías: Patricia Mothes) (UTM: 17M 791300, 9877129).....	30
Figura 2.15. Columna estratigráfica de los depósitos cuaternarios de la zona de Pisayambo (Tomado de Mothes et al., <i>in prep</i>).....	31
Figura 2.16. Depósitos glaciares y morrenas del área de Pisayambo. a) Trinchera realizada por Champenois et al. (2017) mostrando las fracturas de superficie de ruptura del sismo del 26 de marzo del 2010 (Tomado de Champenois et al., 2017) . b) Afloramiento de morrenas glaciares (UTM: 17M 791745, 9877448). c) Deslizamiento afectando la morrena glacial (UTM: 17M 788459, 9880380).	32
Figura 2.17. Fuentes sismogénicas crustales. (Tomado de Yepes et al., 2016).....	33
Figura 2.18. Principales estructuras del NSP. a) Lineamientos de Troncoso (2009). b) Fallas de Alvarado (2009). (Modificado de Troncoso, 2009).....	34
Figura 2.19. Falla Laguna Pisayambo (LPF). a) Lineamientos correspondientes a la LPF. b) Morrena desplazada dextralmente. c) Escarpe de la LPF. (Tomado de Champenois et al., 2017).....	36
Figura 3.1. Sismicidad RENSIG del NSP a partir del 2013 (Tomado de la base de datos del IG-EPN)	37
Figura 3.2. Sismicidad histórica del NSP. a) Localización de los sismos históricos. b) Características de los sismos históricos. (Modificado de Troncoso, 2009).....	38
Figura 3.3. Mecanismos focales para el NSP (Tomado de Troncoso, 2009)	40
Figura 3.4. Tensor de esfuerzo para el NSP (Tomado de Troncoso, 2009).....	41
Figura 3.5. Modelo propuesto para el funcionamiento de la falla normal encontrada en el NSP. a) Evidencia morfológica de la actividad de la falla relacionada con el lineamiento 8. b) Funcionamiento de la falla normal. (Modificado de Troncoso, 2009)	41
Figura 3.6. Sismicidad reportada por el RENSIG entre junio 2009 y octubre 2010. a) Mapa de la sismicidad en el NSP con las diferentes locaciones para el sismo del 26 de marzo del 2010. b) Histograma del número de eventos sísmicos. c) Magnitud de los eventos sísmicos. (Tomado de Champenois et al., 2017).....	42
Figura 3.7. Modelo de falla para el sismo del 26 de marzo del 2010. a) Modelo de la distribución de deslizamiento en la falla. b) Vista perspectiva de la distribución de deslizamiento. (Tomado de Champenois et al., 2017)	43
Figura 3.8. Evidencias de la ruptura de superficie. a) Grieta abierta en el NSP. b) Desplazamiento dextral de las rupturas. (Tomado de Champenois et al., 2017).....	44
Figura 4.1. Sistema de esfuerzos actuando sobre el plano de falla usado por King et al. (1994) para calcular los esfuerzos de Coulomb en planos de falla óptimos (Tomado de Toda et al., 2011).....	46

Figura 4.2. Convención de signos que utiliza Coulomb 3.3 para los datos de entrada y salida (Tomado de Toda et al., 2011)	48
Figura 4.3. Explicación del formato de la estructura de archivos para los datos de entrada en Coulomb 3.3 (Tomado de Toda et al., 2011).....	48
Figura 4.4. Ilustración de la variación del esfuerzo de Coulomb realizado por King et al. (1994) en el programa Coulomb 3.3. En el ejemplo mostrado los tonos rojos significan acumulación de esfuerzos y los tonos azules disminución de esfuerzos (Tomado de Toda et al., 2011).....	49
Figura 4.5. Mallas del modelo de falla finita de Champenois et al. (2017). a) Mallado original. b) Mallado 30x30 generado a partir del código “ <i>GenerateNewMesh.m</i> ”.	52
Figura 4.6. Valores de deslizamiento de los modelos. a) Modelo original de Champenois et al. (2017). b) Modelo interpolado de deslizamiento de la malla 30 x 30.	53
Figura 4.7. Valores del rake interpolados en la malla 30x30	54
Figura 4.8. Modelo de falla finita del sismo del 26 de marzo del 2010 ilustrado con Coulomb 3.3	55
Figura 4.9. Menú de entrada para los datos de mecanismos focales en Coulomb 3.3	56
Figura 4.10. Configuraciones de los modelos para la falla normal de Troncoso (2009). Las cajas con márgenes rojos son los modelos de las fallas. Las líneas verdes son las prolongaciones de las fallas en la superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo	58
Figura 4.11. Configuraciones de los modelos para la falla de Pucará. Las cajas con márgenes rojos son los modelos de las fallas. Las líneas verdes son las prolongaciones de las fallas en la superficie. Los triángulos amarillos representan los edificios volcánicos	60
Figura 4.12. Configuraciones de los modelos para el lineamiento de Alvarado (2009) denominada Falla Normal Pisa. Las cajas con márgenes rojos son los modelos de las fallas. Las líneas verdes son las prolongaciones de las fallas en la superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo	62
Figura 4.13. Panel de control de la deformación en Coulomb 3.3	63
Figura 4.14. Panel de control del Coulomb Stress Change en Coulomb 3.3	64
Figura 4.15. Ubicación de las muestras de pómez.....	66
Figura 5.1. Deformación generada por el sismo del 26 de marzo del 2010, calculada a una profundidad de 0 km. En la figura superior, el rectángulo blanco representa el modelo interpolado de falla finita de Champenois et al. (2017). El triángulo amarillo representa al Vento Sur Pisayambo, mientras que las líneas entrecortadas representan los cortes A-B y C-D (figura media e inferior respectivamente). La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ). Deformación dilatacional (expansión volumétrica) es rojo, y deformación compresional (compresión volumétrica) es azul.....	68
Figura 5.2. Deformación generada por un hipotético sismo de Mw 6.1 en la falla normal de Troncoso (2009). Los rectángulos rojos representan los modelos de las fallas, mientras que las líneas verdes representan el corte de las fallas en superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo. La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ), los colores rojos representan la deformación dilatacional y los colores azules la deformación compresional	70

- Figura 5.3.** Deformación generada por hipotéticos sismos de Mw 6.5 (Falla Pucará) y Mw 7.2 (Falla Pucará 1.1 y 1.2) en la falla de Pucará. Los rectángulos rojos representan los modelos de las fallas, mientras que las líneas verdes representan el corte de las fallas en superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo(Centro) y al Volcán Tungurahua(Sur). La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ), los colores rojos representan la deformación dilatacional y los colores azules la deformación compresional71
- Figura 5.4.** Deformación generada por un hipotético sismo de Mw 6.1 en la falla Normal Pisa (Alvarado, 2009; Troncoso, 2009). Los rectángulos rojos representan los modelos de fallas, mientras que las líneas verdes representan el corte de las fallas en superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo. La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ), los colores rojos representan la deformación dilatacional y los colores azules la deformación compresional72
- Figura 5.5.** Coulomb Stress Change generado por el sismo del 26 de marzo del 2010 en las fallas normales de Troncoso (2009). a) Fallas normales principales (strike: 119, dip: 46, rake: -90). b) Fallas normales secundarias (strike: 330, dip: 48, rake: -90). Las líneas azules representan los cortes A-B. Los colores azules indican la liberación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = -$), los colores rojos indican la acumulación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = +$).74
- Figura 5.6.** Coulomb Stress Change generado por el sismo del 26 de marzo del 2010 en la falla de Pucará (Beauval et al., 2010) (strike: 215, dip: 60, rake: 180). La línea azul representa el corte A-B. Los colores azules indican la liberación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = -$), los colores rojos indican la acumulación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = +$).75
- Figura 5.7.** Diagramas de los óxidos mayores. a) SiO_2 vs K_2O . b) TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2)76
- Figura 5.8.** Diagramas Spider utilizando los elementos traza. a) Elementos traza normalizados a la composición del manto primitivo. b) Elementos traza normalizados a la composición de la corteza superior.....77
- Figura 6.1.** Zonas de dilatación y compresión sobre el Nido Sísmico Pisayambo, generadas por el sismo del 26 de marzo del 201079

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Principales fuentes bibliográficas utilizadas para la investigación	51
Tabla 4.2. Parámetros de los modelos para la falla normal de Troncoso (2009).....	57
Tabla 4.3. Parámetros de los modelos para la falla de Pucará	59
Tabla 4.4. Parámetros de los modelos para la Falla Normal Pisa.....	61
Tabla 4.5. Descripción de las muestras de pómez	65

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I: Listado de volcanes cuaternarios del Ecuador Continental (Tomado de Santamaría, 2017)	98
ANEXO II: Informe de los análisis de las dataciones por radiocarbono.....	99
ANEXO III: Código “GenerateNewMesh.m” para la creación del mallado y la interpolación del modelo de falla finita	101
ANEXO IV: Base de datos de la geoquímica utilizada en este estudio	104

RESUMEN

El Nido Sísmico Pisayambo (NSP) ubicado en la Cordillera Real del Ecuador, al este de Pillaro, provincia de Tungurahua, tiene una alta tasa de sismicidad de baja magnitud a profundidades de 5-30 km. El origen del nido sísmico aún es incierto, y se han propuesto varias hipótesis acerca del mismo. En la zona también se han encontrado depósitos y centros riolíticos de edad Holocénica-Pleistoceno Tardío, pertenecientes a la Provincia Riolítica Ecuatoriana (ERP). En este estudio, investigamos qué efecto pueden tener el Coulomb Stress Change y la deformación generada por la sismicidad del NSP en la posible inhibición o provocación de la actividad eruptiva en los centros volcánicos cercanos. Nos enfocamos en un evento significativo de fallamiento superficial (Mw 5.0) que ocurrió cerca de la Laguna de Pisayambo el 26 de marzo del 2010, mientras que el Vento Sur Pisayambo fue el centro riolítico considerado en este estudio. Un modelo de slip (modelo de falla finita) de alta resolución, basado en datos sísmicos e InSAR fue introducido dentro del software Coulomb 3.3 (USGS). Con este modelo, caracterizamos el efecto que la sismicidad del Nido Sísmico Pisayambo puede tener tanto en los edificios volcánicos del ERP como en las fallas circundantes del NSP. Adicionalmente, se consideraron otros modelos de fallas para sismos hipotéticos de Mw 6.1 (fallas normales de Troncoso), y Mw 6.5 y Mw 7.2 (falla de Pucará). Los resultados muestran que el evento del 26 de marzo del 2010 generó deformación compresional (compresión volumétrica) en la zona superficial del Vento Sur Pisayambo, el cual tiende a cerrar las posibles grietas y conductos volcánicos superficiales. Los resultados para el sismo de Mw 6.1 muestran que puede generar deformación compresional, mientras que los sismos de Mw 6.5 y Mw 7.2 pueden generar deformación dilatacional. Similarmente, el Coulomb Stress Change demostró que el evento del 26 de marzo del 2010 generó principalmente zonas de liberación de esfuerzos (Coulomb Stress Change negativo) en las fallas circundantes analizadas. También, se realizaron análisis geoquímicos en muestras de pómez de los flujos piroclásticos del Vento Sur Pisayambo, donde los resultados demostraron que tienen una alta composición ácida y similar tendencia en los análisis de elementos trazas. Los resultados destacan la importancia del análisis de la deformación y el Coulomb Stress Change en el contexto de la sismología volcánica. El estudio también reitera la importancia de implementar nueva instrumentación sísmica en el NSP, lo cual permitirá tener más información y de mejor calidad para investigaciones futuras.

Palabras Clave: Nido Sísmico Pisayambo, Vento Sur Pisayambo, deformación dilatacional, Coulomb Stress Change.

ABSTRACT

The Pisayambo Seismic Nest (NSP) located in the Eastern Cordillera of Ecuador, east of Pillaro Tungurahua, has a high rate of low-magnitude seismicity at 5-30 km depths. The origin of the seismic nest is still uncertain, and several hypotheses have been proposed. Deposits and volcanic centers of Late Pleistocene age belonging to the Ecuadorian Rhyolitic Province (ERP) have also been found in the area. In this study, we investigate what effect Coulomb Stress changes and strain generated by seismicity from the NSP can have on potentially provoking or inhibiting eruptive activity at nearby volcanic centers. We focus on a significant (Mw 5.0) surface faulting event that occurred near Pisayambo Lake on March 26, 2010, while South Pisayambo Vent was the rhyolitic center focused for this study. A high-resolution slip model (finite fault model) based on seismic and InSAR data was input into the Coulomb 3.3 software. With this model, we characterize the effect that seismicity at Pisayambo may have on both the ERP volcanic centers and the surrounding NSP faults. In addition, other fault models were made for Mw 6.1 (Troncoso normal faults), and Mw 6.5 and Mw 7.2 (Pucará fault) hypothetical earthquakes. The results show that the March 26, 2010 event generated compressional strain (volumetric compression) in the shallow region of South Pisayambo Vent, which tends to close possible fissures and volcanic conduits. The results for the Mw 6.1 earthquake show that it can generate compressional strain, while the Mw 6.5 and Mw 7.2 earthquakes can generate dilatational strain. Similarly, Coulomb Stress Change demonstrated that the March 26, 2010 event mainly generated stress release zones (negative Coulomb Stress Change) in the surrounding faults. Also, geochemical analyzes were performed on pumice samples from South Pisayambo Vent pyroclastic flows, where the results showed they have a high acid composition and a similar trend in trace element analyses. The results highlight the importance of analyzing strain and Coulomb Stress Changes in the context of volcano seismology. This study also reiterates the importance of implementing new seismic instrumentation in the NSP, which will allow better quality data for future research.

Keywords: Pisayambo Seismic Nest, South Pisayambo Vent, dilatational strain, Coulomb Stress Change.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

Durante los últimos 20 años se han realizado grandes avances en el área de la prevención de los riesgos volcánicos y sísmicos. Un tema importante en la investigación geofísica ha sido el desarrollo y la comprensión de la interacción entre sismos y erupciones (Feuillet et al., 2006). Varios ejemplos alrededor del mundo han demostrado esta relación de forma estadística (Feuillet et al., 2006; Nostro et al., 1998). Sin embargo, los científicos han intentado demostrar estas relaciones con modelos físicos y geológicos. De esta forma, a partir del trabajo de King et al. (1994) se han desarrollado varios *softwares* que permiten analizar las variaciones en los esfuerzos de Coulomb causados por los desplazamientos de fallas o incluso intrusiones magmáticas, con base en propiedades isotrópicas determinadas por Okada (1992). Además, varios estudios han mostrado que los cambios en los esfuerzos estáticos y la deformación impartida por sismos a volcanes y viceversa, por volcanes a fallas, podrían haber promovido o inhibido eventos tanto sísmicos como volcánicos (Feuillet et al., 2006).

Se ha sugerido que en los Andes Centrales Ecuatorianos el límite este del North Andean Sliver (NAS) corresponde al sistema de fallas CCPP (Cosanga-Chingual-Pallatanga-Puná), que corta la Cordillera Real a lo largo del Nido Sísmico Pisayambo (Alvarado et al., 2016; Beauval et al., 2010). El último sismo importante en el área de Pisayambo corresponde al sismo de Mw 5.0 ubicado cerca de la laguna de Pisayambo en Marzo de 2010. Sin embargo, en base a la sismicidad histórica, Beauval et al. (2010) indica que en la zona es plausible que puedan ocurrir sismos de hasta Mw 7.2 a 7.6, y como ejemplo más cercano tenemos el caso del terremoto de Pelileo acaecido en agosto de 1949. Alrededor de la laguna de Pisayambo también se han encontrado pequeños edificios volcánicos riolíticos, el más importante se ha denominado Vento Sur Pisayambo (Mothes et al., 2011). Este edificio volcánico ha presentado al menos 5 erupciones en los últimos 40.000 años, las últimas correspondientes a fases de composición ácida (Mothes et al., 2011).

Este estudio pretende analizar las variaciones en los esfuerzos estáticos de Coulomb y la deformación producida por los desplazamientos generados por la actividad sísmica de la zona. Conforme a estos análisis se puede determinar la posible influencia potencial que

puede tener la deformación en la actividad volcánica del edificio Vento Sur Pisayambo y en el Nido Sísmico Pisayambo (Figura 1.1).

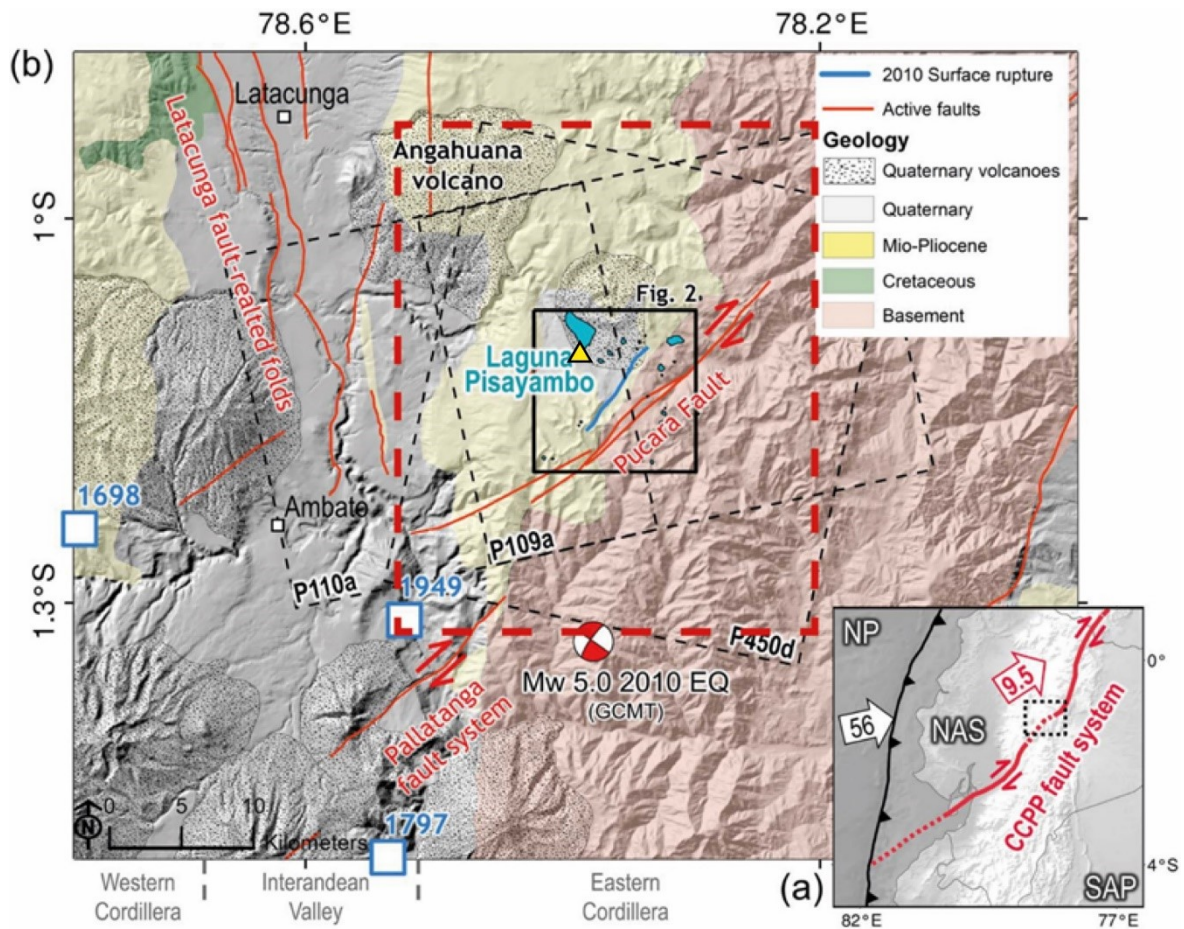


Figura 1.1. Mapa de la zona de estudio del Nido Sísmico Pisayambo. Modificado de Champenois et al. (2017). a) Configuración tectónica del Ecuador. Las flechas indican el movimiento de la placa de Nazca (NP) y del North Andean Sliver (NAS) con respecto a la placa Sudamericana (SAP). Las velocidades están expresadas en mm/yr. El rectángulo punteado negro muestra la locación de la región de Pisayambo presentado en la Figura 1b. b) Mapa tectónico y topográfico del área de Pisayambo. Las líneas punteadas negras delimitan los marcos de radar usados en el estudio de Champenois et al. (2017). La caja negra muestra la ubicación del área de estudio de InSAR realizado por Champenois et al. (2017). Los cuadrados azules muestran las ubicaciones de los sismos históricos (Beauval et al., 2010). El triángulo amarillo representa al Vento Sur Pisayambo. La caja punteada roja representa la ubicación del área de estudio para la presente investigación

1.2. Justificación

1.2.1. Justificación Teórica

Varios estudios internacionales (Feuillet et al., 2006; Lin y Stein, 2004; Nostro et al., 1998) tanto como estudios enfocados en el ámbito nacional (Alami, 2014; Ebmeier et al., 2016), han demostrado la utilidad de los análisis de la variación en los esfuerzos estáticos de Coulomb para determinar las potenciales relaciones existentes entre la sismicidad y la actividad volcánica y viceversa. A partir de la hipótesis del criterio de falla de Coulomb se pueden resolver los componentes de cizalla y normal del cambio de esfuerzos (King et al., 1994; Toda et al., 2011). El cambio de esfuerzos estáticos de Coulomb viene dado por la fórmula: $\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu' \Delta\sigma_n$, donde $\Delta\sigma_f$ es el cambio de esfuerzos de Coulomb causado por el desplazamiento de una falla o dique (positiva cuando el fallamiento es promovido), $\Delta\tau_s$ es el cambio en el esfuerzo de cizalla (positiva cuando el cizallamiento está en dirección al deslizamiento), $\Delta\sigma_n$ es el cambio en el esfuerzo normal (positiva si la falla o dique no está acoplado), y μ' es el coeficiente de fricción efectivo de la falla (King et al., 1994; Lin y Stein, 2004; Toda et al., 2011). Para determinar la relación entre la sismicidad y la actividad volcánica se calcula $\Delta\sigma_n$ o la deformación (dilatación), donde los valores positivos nos indican apertura de los conductos magmáticos. Para determinar la relación entre la actividad volcánica y la sismicidad se calcula $\Delta\sigma_f$, donde los valores positivos nos indican que los fallamientos son promovidos (Alami, 2014; Ebmeier et al., 2016; Feuillet et al., 2006; Nostro et al., 1998).

Es de suma importancia realizar un estudio del análisis de Coulomb Stress en la zona de Pisayambo, debido a que se tiene la presencia del sistema de fallas CCPP y se encuentran edificios volcánicos de edades holocénicas, cuya reactivación produciría pérdidas humanas y económicas. Además, con este estudio se puede abrir un área en el estudio de las interacciones sismo-volcán en el país, área de poca investigación científica hasta el momento en el Ecuador.

1.2.2. Justificación Metodológica

El proyecto empleará el software Coulomb 3.3 desarrollado por Toda et al. (2011). El programa se basa teóricamente en los cambios en los esfuerzos estáticos determinados en primer lugar por King et al. (1994). El software Coulomb se basa en el lenguaje de programación MATLAB. Coulomb 3.3, fue designado para calcular los desplazamientos

estáticos, deformaciones y esfuerzos a cualquier profundidad causados por los deslizamientos producidos por las fallas, intrusiones magmáticas, incluyendo la contracción y expansión de diques (Toda et al., 2011). Gracias al empleo de este programa es posible resolver dudas acerca de cómo un sismo puede promover o inhibir sismos en fallas cercanas, o cómo un sismo puede comprimir el sistema de alimentación de un volcán. Además, se puede determinar la relación inversa, de cómo la actividad volcánica puede provocar movimiento en sistemas de fallas. Estos cálculos se realizan en un semi-espacio elástico de propiedades isotrópicas determinado por Okada (1992). Los datos sísmicos se tomarán de la base de datos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional y de investigaciones publicadas de Beauval et al. (2010), Champenois et al. (2017) y Troncoso (2009).

1.2.3. Justificación Práctica

El estudio de la influencia potencial del Coulomb Stress en las actividad volcánica y los sistemas de fallas servirá a los científicos y a las personas tomadoras de decisiones, en los proyectos futuros que se tienen sobre la gestión de riesgos sísmico y vulcanológico de la zona de Pisayambo. Esta zona es una potencial área de turismo, además contiene la presa enrocado de Pisayambo manejada por CELEC, de suma importancia para la distribución de agua en las zonas aledañas y la generación de electricidad. Esta represa puede ser vulnerable a las amenazas volcánicas y sísmicas de los edificios volcánicos y del sistema de fallas CCPP.

1.3. Hipótesis

La variación de los esfuerzos estáticos de Coulomb y la deformación generada para un sismo de Mw 7.2 a 7.6 podría influir potencialmente en la actividad volcánica de la zona.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Analizar el potencial sísmico y volcánico de la variación de los esfuerzos estáticos de Coulomb en la zona de Pisayambo mediante datos sísmicos y de campo.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Recopilar información sísmica histórica, mecanismos focales y datos de campo de la zona correspondiente al Nido Sísmico Pisayambo.
- Calcular la variación en los esfuerzos estáticos y la deformación generada por la sismicidad mediante el programa Coulomb 3.3.
- Estimar la influencia de la sismicidad con Mw mayores a 7 mediante el modelamiento de fallas en el programa Coulomb 3.3.
- Establecer la relación potencial entre la sismicidad y la actividad volcánica del Vento Sur Pisayambo.
- Caracterizar geoquímicamente los depósitos volcánicos pertenecientes a las últimas erupciones del Vento Sur Pisayambo.
- Determinar si la actividad sísmica del Nido de Pisayambo puede desencadenar futuras erupciones volcánicas en el Vento Sur Pisayambo.

1.5. Alcance

Este estudio propone un análisis de la deformación cortical y el Coulomb Stress Change de la sismicidad del Nido Sísmico Pisayambo a través del modelamiento de fallas. En total se modelaron un total de 12 fallas, de las cuales se calculó la deformación y se realizó el análisis de la dilatación en el rasgo volcánico conocido como Vento Sur Pisayambo.

Para el análisis de la variación de los esfuerzos estáticos de Coulomb se realizó un total de 3 modelos de Coulomb Stress Change con sus respectivos cortes transversales, de los cuales se analizó el efecto de la sismicidad en las fallas circundantes.

Para el análisis geoquímico se realizaron los análisis para 3 muestras de pómez pertenecientes a los flujos piroclásticos del Vento Sur Pisayambo, contando con las concentraciones de 10 óxidos mayores y 19 elementos trazas.

Para las dataciones con el método carbono-14 se realizaron 3 dataciones de muestras de carbón en las partes basales de las capas de flujos piroclásticos pertenecientes al Vento Sur Pisayambo, de las cuáles se consideraron solamente 2 para las edades.

CAPÍTULO II

MARCO GEODINÁMICO Y GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Contexto Geodinámico

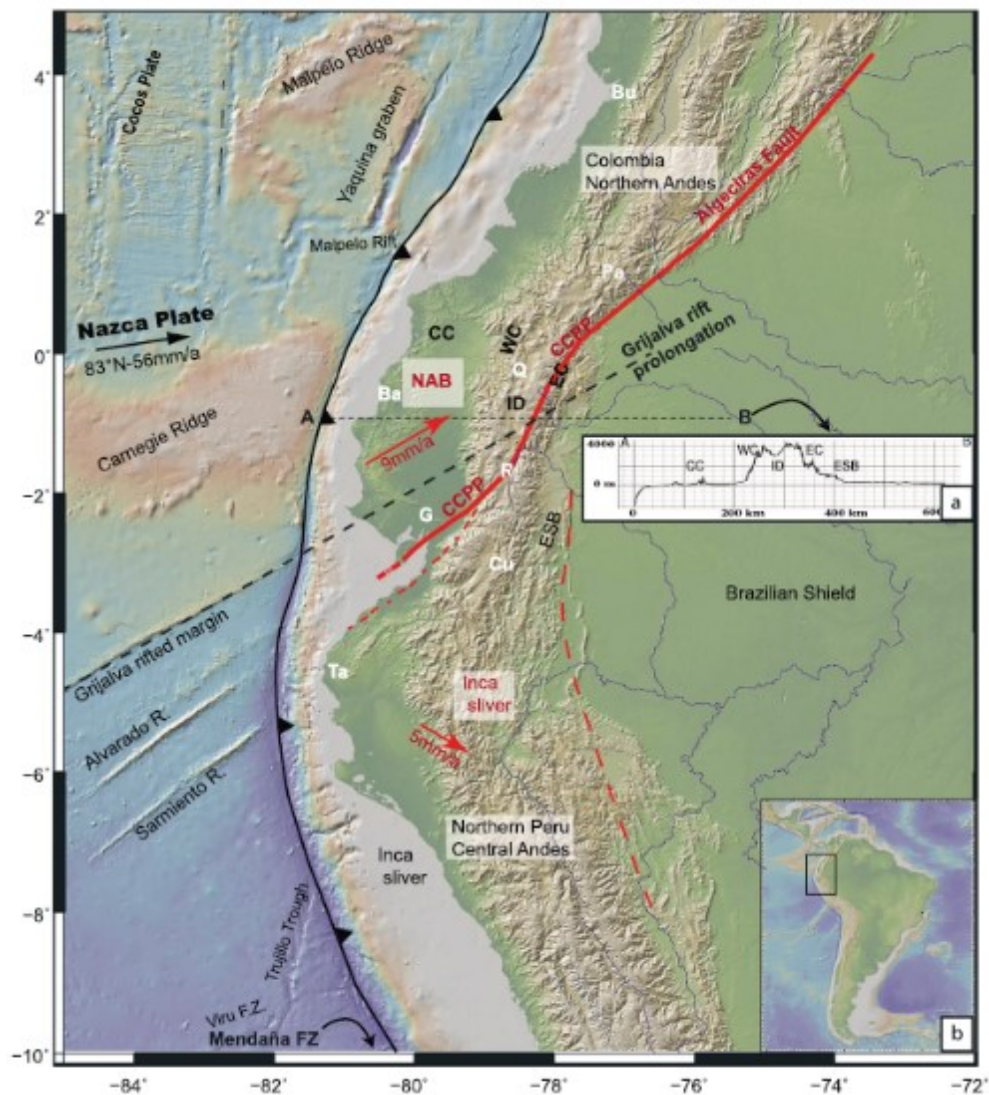


Figura 2.1. Marco geodinámico del Ecuador que muestra los diversos elementos topográficos que engloban la tectónica regional. CC= Cordillera de la Costa; WC= Cordillera Occidental; ID= Depresión Interandina; EC= Cordillera Real; ESB= Cordillera Subandina Oriental; NAB= Bloque Norandino (Tomado de Yepes et al., 2016)

La geodinámica del margen ecuatoriano está dominada por la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, a una velocidad de 5.6 cm/año y con una dirección de convergencia N83°E (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2014; Trenkamp et al., 2002). La subducción de la placa de Nazca comenzó durante el Mioceno inferior

(Yepes et al., 2016) y actualmente tiene un ángulo de subducción que varía entre 25° y 35° (Gutscher et al., 1999; Pennington, 1981).

Según Yepes et al. (2016) durante el Mioceno superior se empezaron a formar diversos elementos topográficos en las cuencas de las placas de Nazca y Cocos. Estas características topográficas se componen de rifts, fallas transformantes, ejes de expansión, y grabens a lo largo de crestas oceánicas que aún pueden ser observadas en la actualidad, como se muestra en la Figura 2.1.

En la actualidad, la subducción de dos elementos topográficos principales dificultan la introducción de la placa de Nazca por debajo de la placa continental Sudamericana; estos elementos corresponden a la cordillera asísmica de Carnegie y a la Zona de Fractura de Grijalva (Yepes et al., 2016) (Figura 2.1). Entre otros elementos topográficos encontramos las elevaciones Sarmiento y Alvarado, dos crestas fósiles de 2 km de altura cuyo origen se debe a erupciones fisurales y que no presentan contraste de densidades. (Lonsdale, 2005; Yepes et al., 2016) (Figura 2.1). Además, al norte de la cordillera de Carnegie se encuentran el graben de Yaquina y el Rift de Malpelo, que corresponden a rasgos característicos de una falla transformante abandonada (Lonsdale, 2005; Yepes et al., 2016).

La Zona de Fractura de Grijalva indica la evidencia de *rifting* que ocurrió en la antigua placa de Farallón. Además, separa dos segmentos de corteza oceánica con diferentes edades y densidades (Yepes et al., 2016). Al norte de la Zona de Fractura de Grijalva encontramos la corteza de Nazca más joven, mientras que al sur se encuentra la corteza más vieja correspondiente a la de Farallón. Igualmente, estas diferencias sugieren distintos gradientes térmicos para cada segmento de corteza; la zona norte es más caliente que la del sur (Ancellin et al., 2017; Narvaez et al., 2018). El contraste de densidad se debe a la diferencia de 9 Ma entre las edades de ambas cortezas, esto es debido a la última división de la placa de Farallón, cuyo resultado formó las placas de Nazca y Cocos durante los principios del Mioceno (Hey, 1977; Lonsdale, 2005; Lonsdale y Klitgord, 1978).

La cordillera de Carnegie es una cordillera asísmica asentada sobre la placa de Nazca de aproximadamente 200 km de ancho y 2000 m de alto, que se generó por la interacción del punto caliente Galápagos y de la dorsal con el mismo nombre (Lonsdale y Klitgord, 1978; Yepes et al., 2016). La cordillera entra en subducción con una dirección NNE entre las latitudes 1°N y 2°S, caracterizando la química de algunas rocas de la cordillera Andina (Bourdon et al., 2002; Gutscher et al., 1999; Hidalgo et al., 2012; Witt et al., 2006).

La edad de inicio de la subducción de la cordillera de Carnegie y de la Zona de Fractura de Grijalva ha sido ampliamente debatida por varios estudios (Bourdon et al., 2002; Collot et al., 2017; Gutscher et al., 1999; Lonsdale, 2005; Michaud et al., 2009; Spikings et al., 2001; Witt et al., 2006). Se han sugerido edades de entrada en la zona de subducción desde 3-6 Ma (Gutscher et al., 1999; Lonsdale, 2005; Michaud et al., 2009; Yepes et al., 2016). Otras edades propuestas han sido de 9-15 Ma (Spikings et al., 2001). También se piensa que, la cordillera de Carnegie y la Zona de Fractura de Grijalva, han penetrado hasta 300-500 km bajo el continente (Gutscher et al., 1999; Lonsdale, 2005; Michaud et al., 2009; Yepes et al., 2016)

La resistencia que ofrece la cordillera asísmica de Carnegie a ser subducida y la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana juegan un rol importante en el desarrollo y la evolución de la geodinámica en la zona del Ecuador. Al existir una convergencia oblicua, resulta en la partición del vector de convergencia en sus componentes de empuje y corte que son perpendiculares y paralelos a la fosa, respectivamente (McCaffrey, 1993). Como consecuencia, parte de la convergencia es distribuida y acomodada por el movimiento hacia el NNE del Bloque Norandino (NAB) o también denominado North Andean Sliver (NAS), a una tasa de 7-9 mm/año con respecto a la placa Sudamericana (Nocquet et al., 2014; Pennington, 1981) (Figura 2.1).

El NAS es considerado una miniplaca independiente que interactúa con las placas Caribe, Nazca y Sudamericana (Troncoso, 2009). El límite oriental, con la placa Sudamericana, es el sistema de fallas que va desde el Golfo de Guayaquil hasta Venezuela. En el Ecuador, este sistema de fallas transpresivas dextrales se denomina Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP) (Alvarado et al., 2016; Yepes et al., 2016). La deformación interna de los Andes Centrales se encuentra cerca de este sistema de fallas (Champenois et al., 2017; Nocquet et al., 2014).

El sistema CCPP es altamente activo y es una de las zonas de mayor potencial sismogénico en el país pudiendo generar grandes y destructivos sismos a lo largo del área (Beauval et al., 2010; Yepes et al., 2016), además de ser una de las fuentes de sismos más importantes para los diversos estudios enfocados en el análisis del peligro sísmico (Alvarado et al., 2016; Beauval et al., 2010; Champenois et al., 2017; Troncoso, 2009; Yepes et al., 2016).

2.2. Geología Regional

El territorio ecuatoriano posee una extensión aproximada de 283 561 km², dividiéndose en cuatro regiones geográficas mayores: Costa, Sierra, Oriente y la región insular también llamada Galápagos. Una de las principales características del territorio continental es la presencia de dos cadenas montañosas que constituyen los Andes ecuatorianos. Estas son las Cordillera Real y la Cordillera Occidental. De esta forma, es posible dividir la geología regional del Ecuador continental de oeste a este de la siguiente forma: La Cuenca del antearco o Costa, la Cordillera Occidental, el Callejón Interandino, la Cordillera Real y la Cuenca Oriente (Figura 2.2).

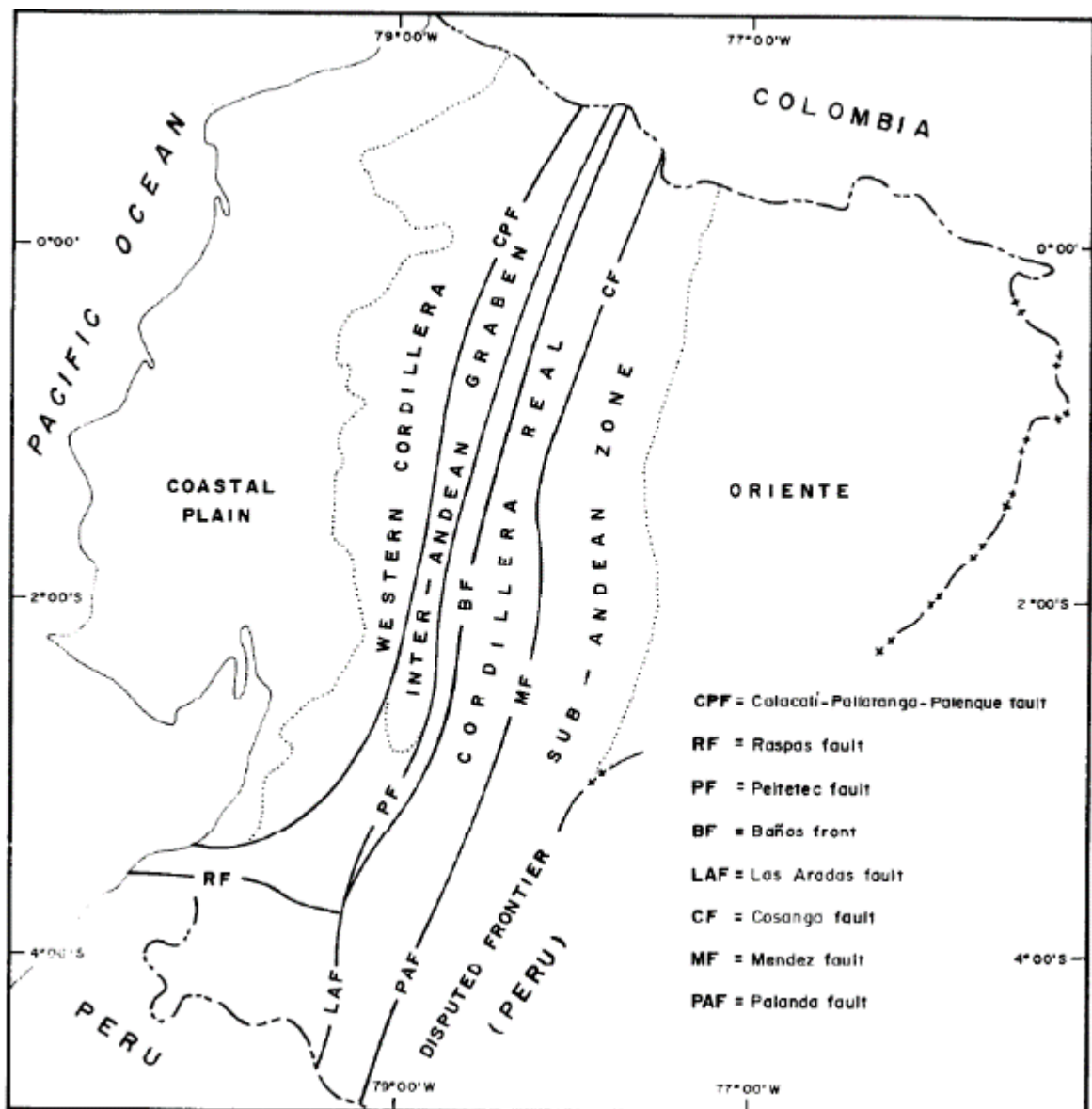


Figura 2.2. Principales características geomorfológicas del Ecuador
(Tomado de Aspden et al., 1992)

2.2.1. Cuenca de Antearco o Costa

La geología de la Cuenca de Antearco ha sido ampliamente estudiada por varios autores (Aizprua et al., 2020; Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006; Michaud et al., 2009; Reyes, 2013; Reynaud et al., 1999). Se considera una cuenca de forearc (Aizprua et al., 2020; Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006) compuesta por los bloques Piñón, San Lorenzo, Pedernales-Esmeraldas y Santa Elena (Luzieux et al., 2006).

El basamento máfico se denomina Fm. Piñón (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006). Sobre este basamento se encuentran lavas con afinidad de arcos de islas, denominadas arcos San Lorenzo y Las Orquídeas (Reynaud et al., 1999), y una secuencia volcanoclástica denominada Fm. Cayo (Luzieux et al., 2006) (Figura 2.3). Además, sobre el basamento encontramos lutitas negras y calcáreas, junto con hialoclastitas pertenecientes a la Fm. Calentura (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006). Sobreyaciendo a la Fm. Cayo se encuentran cherts, areniscas turbidíticas y limolitas silíceas pertenecientes a la Fm. Guayaquil de edad del Maastrichtiano al Paleoceno Tardío (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006). Después encontramos a las Fm. Cerro y Fm. San Mateo de edades del Lutetiano (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006). Por encima de estas formaciones encontramos al Gr. Ancón, Fm. Dos Bocas, Fm. Canoa y finalmente la Unidad Tablazos con una edad cuaternaria (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006; Reyes, 2013).

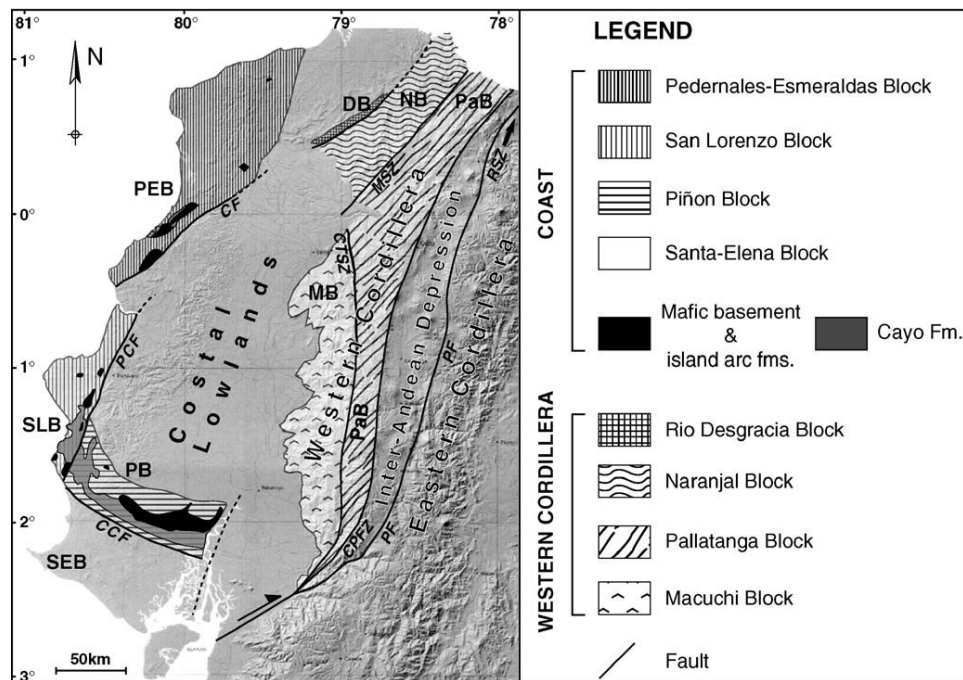


Figura 2.3. Mapa de las unidades tectono-estratigráficas del forearc Ecuatoriano (Tomado de Luzieux et al., 2006)

2.2.2. Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental del Ecuador está constituida por los bloques Río Desgracia, Naranjal, Macuchi y Pallatanga separadas por fallas mayores con orientación SSW-NNE (Luzieux et al., 2006) (Figura 2.3).

El bloque Pallatanga está compuesto por las rocas del basamento de la Fm. Pallatanga y la unidad San Juan, seguido de rocas volcanoclásticas pertenecientes al arco Río Cala del Cretácico Tardío (Vallejo et al., 2019). A continuación encontramos la unidad Tandapi y al Grupo Angamarca, seguido de rocas volcanoclásticas de la Fm. San Juan de Lachas y Fm. Silante de edades del Oligoceno-Mioceno (Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2019). El bloque Macuchi es una unidad litotectónica de rocas volcánicas de origen oceánico, considerado un bloque alóctono que colisionó con el margen continental durante el Eoceno Tardío (Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2001). Sin embargo, Vallejo et al. (2019) lo considera un bloque autóctono que se compone principalmente por la Unidad Macuchi, que incluyen los depósitos de sulfuros masivos (VMS) de La Plata, Macuchi y El Domo.

2.2.3. Callejón Interandino

Los límites del Callejón Interandino se definen al oeste por la falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga, mientras que al este se encuentra la falla Peltetec (Aspden y Litherland, 1992). Al norte, el basamento se compone por rocas volcánicas de características similares a las de la Cordillera Occidental, mientras que al sur se encuentran expuestas rocas metamórficas (Aspden y Litherland, 1992). El relleno del Callejón Interandino se compone de cuencas intramontañosas compuestas principalmente por materiales volcano-sedimentarios, formando diversas unidades estudiadas por diversos autores (Hungerbühler et al., 1995; Noblet et al., 1988; Villagómez, 2003). Entre las formaciones más importantes encontramos la Fm. Saraguro, Fm. Quingeo, Fm. Chinchin, Fm. Biblian Fm. Mangan.

2.2.4. Cordillera Real

La Cordillera Real está constituida por cinco terrenos o divisiones litotectónicas, separadas entre sí por sistemas de fallas (Aspden y Litherland, 1992; Pratt et al., 2005;

Spikings et al., 2015). Estas divisiones corresponden a la División Zamora, División Salado, División Loja, División Alao y División Guamote (Figura 2.4).

La Cordillera Real corresponde a núcleos metamórficos e intrusiones plutónicas tipo I y tipo S, además de formaciones geológicas y depósitos volcánicos holocénicos (Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015).

Existe una hipótesis del origen del Bloque Amotape Tahuín (BAT), ubicado al SW del Ecuador. Esta hipótesis sugiere que el BAT es una parte del desmembramiento en la Cordillera Real durante Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Aspden et al., 1992). El BAT está formado por rocas metamórficas similares a las de la Cordillera Real (Gabriele et al., 2003) y su movimiento en sentido anti horario permitió la formación de la cuenca Alamor-Lancones (Egüez y Poma, 2001; Jaillard et al., 1997).

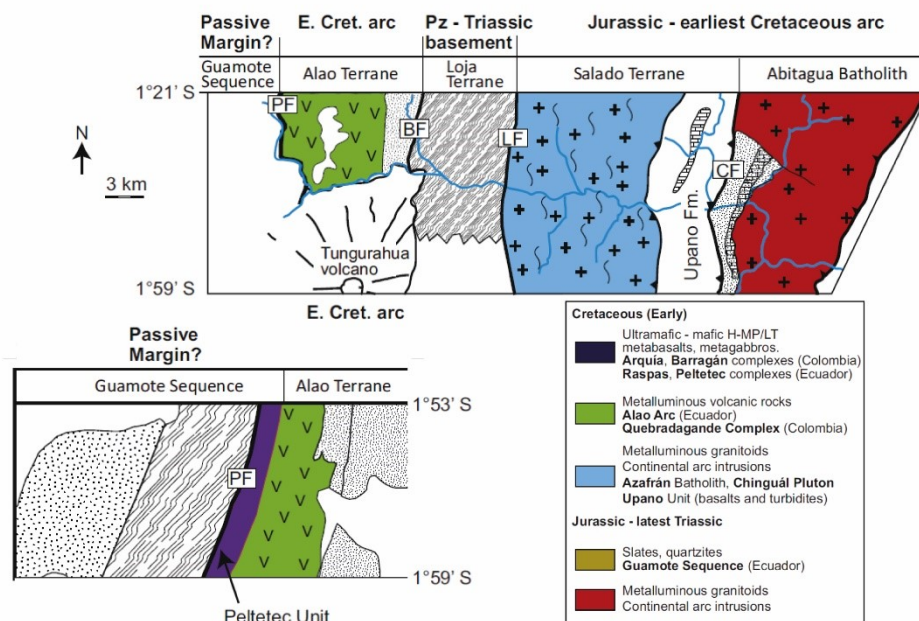


Figura 2.4. Corte geológico a través de la parte central de la Cordillera Real del Ecuador indicando los terrenos ilustrados por Litherland et al. (1994) (Modificado de Spikings et al., 2015)

- **División Zamora**

Corresponde al flanco oriental de la Cordillera Real, limitada por la falla Cosanga-Mendez al oeste y por la Cuenca Oriente al este (Litherland et al., 1994). Está formado por los batolitos Jurásicos de Abitagua y Zamora, cuyas rocas son generalmente monzogranitos, monzonitas, granitos, granodioritas y dioritas; estos batolitos no están deformados ni

metamorfizados (Spikings et al., 2015) y están en contacto fallado al este por rocas volcánicas de las Fm. Misahuallí (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015).

- **División Salado**

Limitada por la falla Llanganates al oeste y por la falla Cosanga-Mendez al este. Está formada por el batolito de Azafrán, cuyas rocas de edades Jurásicas Tardías-Cretácicas Tempranas corresponden a dioritas, granodioritas, granitos, monzonitas y gabros; caracterizados por encontrarse foliados y metamorfizados (Spikings et al., 2015). También encontramos a la Fm. Upano, constituida por esquistos y meta-andesitas de origen marino contemporáneas al batolito de Azafrán (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015). Otras formaciones son los esquistos y gneises de la unidad Cujuya, y a la secuencia de mármoles de la unidad Cerro Hermoso (Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015).

- **División Loja**

Limitado al oeste por la falla de Baños y al este por la falla Llanganates. Está formado por rocas ígneas y metamórficas de edades Triásicas correspondientes a dioritas y monzogranitos de la Unidad Tres Lagunas, y migmatitas de la Unidad Sabanilla (Aspden et al., 1992; Spikings et al., 2015). Otras litologías importantes son las semipelitas y esquistos grafiticos de la Unidad Agoyán, las filitas y cuarcitas de la Unidad Chigüinda, y las anfibolitas de la Unidad Monte Olivo (Litherland et al., 1994).

- **División Alao**

También llamado Arco Alao, está limitado por la falla de Peltetec al oeste y por la falla de Baños al este. Está formado por la Unidad Alao-Paute, conformada por metasedimentos con estratificación cruzada y capas de lodo, además de metabasaltos-andesitas; su química indica que son basaltos de arcos de islas oceánicas (Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015). En la división Alao también se encuentra la Unidad Peltetec, que corresponde a una secuencia ofiolítica deformada por el tectonismo andino y se comprende de cherts, filitas, basaltos, doleritas, serpentinitas, gabros y peridotitas. Otra subdivisión es la Unidad Maguazo, formada por metaturbiditas, metavolcánicos y pequeñas cantidades de cherts y mármol; y por último encontramos esquistos y metasedimentos de la Unidad El Pan (Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005).

- **División Guamote**

Limitada por la falla Peltetec al este y por la falla Ingapirca al oeste. Está conformada por cuarcitas y pizarras de la Unidad Punín y rocas metasedimentarias de la Unidad

Cebadas. Litherland et al. (1994), sugiere que la División Guamote forma parte del Terreno continental alóctono Chaucha. Por el contrario, Pratt et al. (2005) y Spikings et al. (2015) sugieren que la División Guamote es la continuación estratigráfica del Arco Alao.

2.2.5. Cuenca Oriente

La geología del Oriente puede ser dividida en dos: la cuenca tectónicamente estable denominada Cuenca Oriente y la zona subandina que es estratigráficamente similar a la Cuenca Oriente (Figura 2.2). El basamento de la cuenca son las rocas cristalinas precámbricas del Escudo Guayanés. Sobre el basamento encontramos a la Fm. Pumbuiza que corresponde a pizarras gráficas y areniscas cuarcíticas cuyos fósiles dan edades del Devónico; seguido de la Fm. Macuma formado por calizas bioclásticas del Carbonífero Superior (Bristow, 1973). Después encontramos a las calizas marinas de la Fm. Santiago del Jurásico Inferior, y a la Fm. Chapiza que comprende una sucesión de sedimentos continentales sobrepuestos por depósitos piroclásticos del Miembro Misahuallí con edades del Jurásico Medio-Cretácico Inferior (Bristow, 1973; Tschopp, 1953).

De mayor interés económico encontramos a los depósitos cretácicos de las formaciones Hollín y Napo. La Fm. Hollín está formada por areniscas cuarzosas epicontinentales de edades del Albiense al Aptiano, teniendo un espesor de 80 a 240 metros (Bristow, 1973). La Fm. Napo se ha catalogado como la secuencia más importante en el ámbito petrolero del Oriente ecuatoriano, formado por una sucesión de lutitas negras, calizas negras y areniscas calcáreas dando un ambiente de depositación marino; esta secuencia se adelgaza hacia el este de la cuenca (Bristow, 1973; Tschopp, 1953). Sobreyaciendo a la Fm. Napo encontramos las capas rojas de la Fm. Tena de edades del Maastrichtiense al Paleoceno Inferior, cuya litología predominante son lutitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados dando un ambiente continental (Dashwood y Abbotts, 1990).

A partir del Paleoceno Superior se depositaron en la Cuenca Oriente sucesiones sedimentarias continentales y marinas. Entre las más importantes encontramos a las formaciones: Tiyuyacu, Chalcana, Arajuno, Curaray, Chambira, Mesa, Mera. Adicionalmente, hay evidencia de varios cuerpos magmáticos alcalino-basálticos de edades cretácicas en el relleno sedimentario de la cuenca (Barragán et al., 2005).

2.3. Volcanismo Plio-Cuaternario en el Ecuador Continental

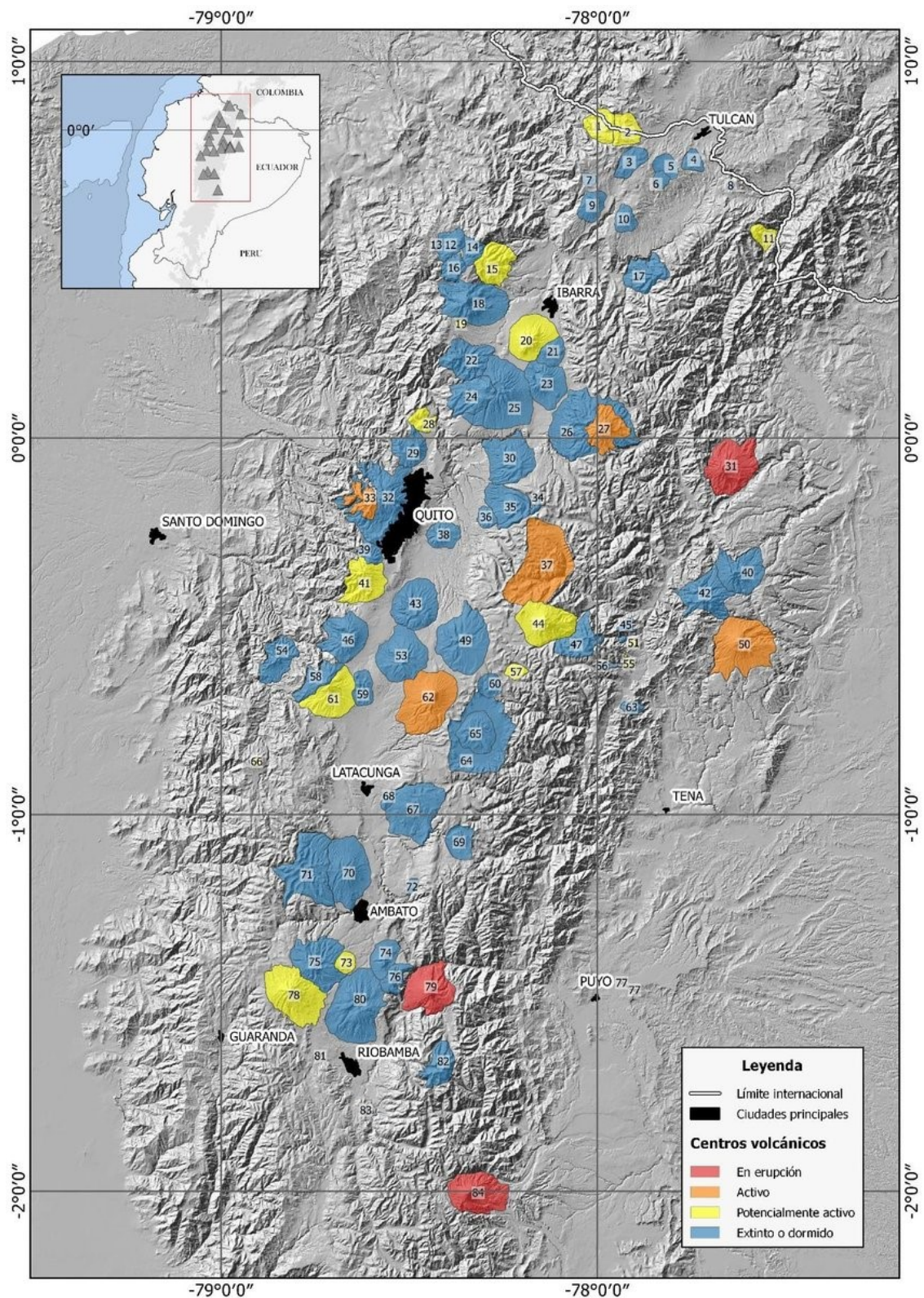


Figura 2.5. Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental propuestos por Bernard y Andrade (2016) (Tomado de Santamaría, 2017). El listado de los volcanes se encuentra en el Anexo 1

De acuerdo a los límites propuestos por Winter (2014), los arcos volcánicos de Colombia y Ecuador forman parte de la Zona Volcánica del Norte de los Andes (NVZ). En el Ecuador, el arco volcánico se encuentra ubicado entre los 1°N y los 2°S (Hall et al., 2008) (Figura 2.5).

Según el último informe presentado por Bernard y Andrade (2016), en el Ecuador continental se contabilizan 84 centros volcánicos, catalogados como activos, potencialmente activos, extintos y en erupción. Sin embargo, Mothes et al. (2011) ha propuesto la existencia de nuevos centros volcánicos en La Provincia Rioltica Ecuatoriana (ERP).

Los estudios volcánicos en Ecuador comenzaron en el año 1736 con Ch. La Condamine y H. Bouguer, continuando en la actualidad (Hall et al., 2008). De acuerdo a la investigación de Hall et al. (2008), el volcanismo del Plioceno Tardío hasta el Holoceno se manifiesta a lo largo de cuatro franjas lineares; cada una con diferente morfología, petrografía, química y estilo eruptivo. Estas franjas corresponden a: Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real y el Trasarco.

2.3.1. Volcanismo de la Cordillera Occidental

El volcanismo de la Cordillera Occidental, denominado también como “Frente Volcánico”, se encuentra localizado sobre el basamento Cretácico compuesto de basaltos y rocas volcano-sedimentarias (Hall et al., 2008; Hughes y Pilatasig, 2002). Los centros volcánicos tienen una distancia de separación entre 30-35 km y comúnmente tienen una forma de estratovolcán, con 10-20 km de ancho (Hall et al., 2008).

La actividad plio-cuaternaria de la mayoría de estos centros volcánicos fue de composición dacítica y andesítica (Hall et al., 2008). Entre las morfologías que se encuentran en el Frente Volcánico es posible observar conos compuestos y calderas dacíticas de 2-3 km de ancho (Hall et al., 2008; Hall y Mothes, 2008b; Mothes y Hall, 2008a).

Los centros volcánicos más importantes para la investigación volcánica incluyen el Guagua Pichincha, Pululahua, los Ilinizas, Atacazo y Ninahuilca, Chimborazo y Quilotoa. La actividad histórica y reciente de este volcanismo puede ser ejemplificada por las erupciones del Quilotoa (800 a AP), Pululahua y Ninahuilca (2300-2400 a AP), y Cuicocha (2900-3000 a AP) (Hall et al., 2008).

2.3.2. Volcanismo del Valle Interandino

El volcanismo del Valle Interandino está compuesto por una docena de centros volcánicos andesíticos relativamente viejos y mayormente extintos, que se encuentran alineados en el eje del callejón Interandino (Hall et al., 2008). La mayoría son estratovolcanes de 10-20 km de ancho con elevaciones de 3800 a 4700 m, incluyendo calderas con domos de lava (Hall et al., 2008).

Entre los centros volcánicos pertenecientes a esta franja encontramos: Ilaló, Paschoa y Rumiñahui (cerca de Quito); Cusín, Mojanda-Fuya Fuya, Imbabura (cerca de Otavalo); Igualata, Huisla (Ambato y Riobamba). El Imbabura es el único centro volcánico de este grupo que ha presentado actividad eruptiva holocénica (Hall et al., 2008). Algunos de estos centros volcánicos están aparentemente controlados por fallas y estructuras tectónicas como el sistema CCPP, entre estos se tiene el Huisla (Baize et al., 2020; Espín Bedón et al., 2019), y el Igualata (Baize et al., 2020). Además, este grupo representa un volcanismo andesítico anterior que aparentemente migró hacia la Cordillera Real (Hall et al., 2008).

2.3.3. Volcanismo de la Cordillera Real

Los centros volcánicos de la Cordillera Real se encuentran ubicados sobre las rocas metamórficas del Paleozoico y del Mesozoico (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015) y sobre volcánicos del Terciario (Hall et al., 2008). En su mayoría son estratovolcanes andesíticos de 15 a 20 km de ancho que se encuentran distribuidos de forma aleatoria a lo largo de la Cordillera Real (Hall et al., 2008). Algunos de estos centros han sufrido colapsos de sus edificios y se han caracterizado por presentar numerosos flujos de lava andesítica y flujos piroclásticos que han ido rellenando los valles cercanos (Hall et al., 2008; Mothes et al., 2004). Además, por el Valle Interandino se puede encontrar depósitos de ceniza, escoria y lapilli producto de la actividad de estos centros volcánicos (Hall et al., 2008).

Los productos eruptivos más jóvenes son andesitas con porcentajes de sílice bajos a altos y con una afinidad calco-alcalina; presentado plagioclasa, piroxenos, óxidos de hierro y ocasionalmente olivino (Hall et al., 2008). Sin embargo, algunos centros volcánicos como el Cayambe y el Cotopaxi han presentado abundantes dacitas y riolitas, respectivamente (Hall et al., 2008; Hall y Mothes, 2008a; Mothes y Hall, 2008b; Samaniego et al., 2005).

Los volcanes de la Cordillera Real han sido más activos en el Holoceno que los volcanes de la Cordillera Occidental; El Reventador y el Sangay se encuentran actualmente en periodo de erupción (M. L. Hall et al., 2008). Los centros volcánicos más importantes de esta franja incluyen: Cotopaxi, Tungurahua, Sangay, El Reventador, Antisana, Cayambe.

En los últimos 30 años se han identificado grandes centros riolíticos en la parte central de la Cordillera Real (M. L. Hall et al., 2008). En la investigación de Mothes et al. (2011), se ha reconocido depósitos de ignimbritas, calderas y centros silíceos individuales. La Caldera de Chalupas es el centro volcánico más representativo de la ERP. Del trabajo de Mothes et al. (2011), es posible diferenciar las subáreas más importantes de la ERP, las cuales son: la Caldera de Chacana, Falla Río Antisana, Caldera de Chalupas y el Cotopaxi, zona Llanganates-Pisayambo-El Triunfo y la zona Cosanga-Aliso.

2.3.3.1. La Provincia Riolítica Ecuatoriana

La Provincia Riolítica Ecuatoriana (ERP) está compuesta por concentraciones de centros riolíticos que van de tamaños pequeños a moderados y se encuentran dentro de la zona de los volcanes andesíticos de la Cordillera Real (Mothes et al., 2011) (Figura 2.6a). Esta franja tiene una dimensión de 45 km de ancho y se extiende, en dirección NNE-SSO, alrededor de 140 km (Mothes et al., 2011). La ERP está compuesta por lo menos por 2 calderas grandes, 2 calderas pequeñas y 10 centros eruptivos individuales (Figura 2.7).

Las edades de los centros riolíticos van desde el Pleistoceno al Holoceno, siendo la actividad más reciente encontrada en los flujos piroclásticos del Valle de Cosanga (2-4 ka), mientras que la actividad más antigua se ha determinado en las rocas de la Caldera de Chacana (2.7 Ma) (Mothes et al., 2011).

La ERP puede incluir centros individuales como el volcán Putzulagua, clústers de puntos de emisiones asociados a fallas como en el Valle de Cosanga y en Pisayambo (Mothes et al., 2011), erupciones riolíticas y andesíticas desde los domos del Cotopaxi, y calderas grandes como Chacana (Hall y Mothes, 2008a) y Chalupas (Hammersley y De Paolo, 2002). Los volúmenes del material riolítico van desde pequeñas cantidades ($1-2 \text{ km}^3$) hasta erupciones caldéricas de 100 km^3 de ignimbritas, mientras que la composición química de sílice varía entre 71-76 wt% (Mothes et al., 2011) (Figura 2.8). La producción magmática de la ERP en los últimos 40 ka ha sido de aproximadamente 45 km^3 , evidenciando que la mayoría de estos centros riolíticos son potencialmente activos (Mothes et al., 2011).

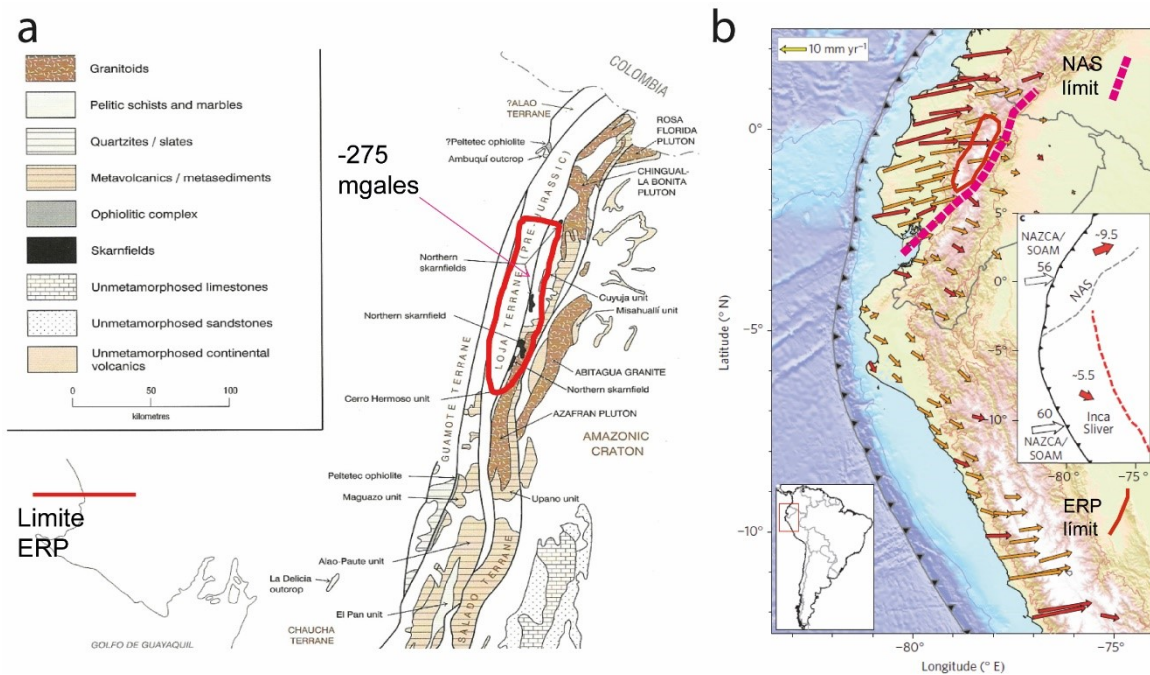


Figura 2.6. Contexto geológico y geodinámico de la ERP en el Ecuador. a) Ubicación de la ERP en los terrenos metamórficos ilustrados por Litherland et al. (1994) (Modificado de Mothes et al., 2011). b) Límites de la ERP y el NAS sobre el campo de velocidades GPS determinado por Nocquet et al. (2014) (Modificado de Mothes et al., 2011)

Al igual que la Cordillera Real, el basamento de la ERP se encuentra formado por rocas Paleozoicas y Mesozoicas metamorizadas (Aspden y Litherland, 1992; Spikings et al., 2015), específicamente se encuentra sobre las Divisiones Alao, Salado y Loja con un espesor de corteza entre 50-70 km (Mothes et al., 2011) (Figura 2.6a). De acuerdo a Hughes y Mahood (2008), la presencia de calderas y centros silíceos tienden a formarse en corteza continental con edades Mesozoicas o mayores. Esto es consistente con los centros volcánicos de la ERP.

Los diversos miembros de la ERP se pueden distinguir con base en las composiciones geoquímicas, morfología de los centros eruptivos y asociación con estructuras tectónicas (Mothes et al., 2011). La mayoría de los centros eruptivos de la ERP se encuentran ubicados sobre los 4000 msnm, en zonas de páramo y terrenos altiplanos (Mothes et al., 2011).

Los límites sur y este de la ERP coinciden con los límites del NAS, como se puede observar en la Figura 2.6b; lo cual facilita que la presencia de fallas y suturas brinden vías de extrusión para los magmas silíceos (Mothes et al., 2011). Además, los límites norte-sur de la ERP coinciden con la proyección de la cordillera asísmica de Carnegie,

sugiriendo que su subducción contribuye con la formación de grandes cantidades de magmas de este tipo (Mothes et al., 2011).

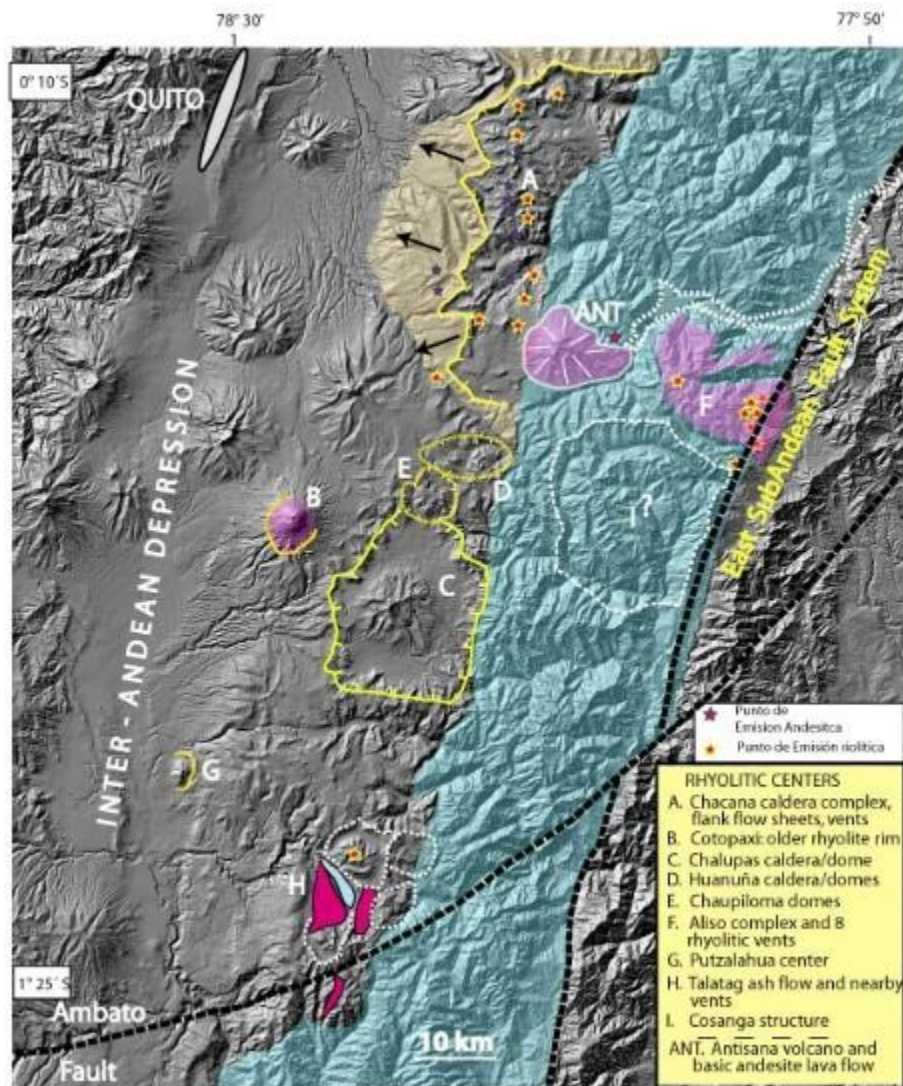


Figura 2.7. Distribución de los centros eruptivos que comprenden la ERP (Tomado de Mothes et al., 2011)

- **Caldera de Chacana**

La Caldera de Chacana o también llamado el Complejo de Chacana, se encuentra al este de Quito, con un diámetro que excede los 50 km (M. L. Hall et al., 2008). Se considera la caldera más grande del NVZ, con una actividad eruptiva que va desde los 3 Ma hasta flujos de lavas del siglo XVIII (M. L. Hall et al., 2008; Mothes et al., 2011). Las erupciones riolíticas más recientes han sido datadas con edades de 160-180 ka, mientras que las últimas erupciones efusivas de composición andesítica dan edades de 20-30 ka (M. L. Hall et al., 2008).

- **Caldera de Chalupas**

Su caldera posee un ancho de 20 km, siendo el origen de la ignimbrita del Chalupas, cuyo volumen se ha calculado de 100 km³ con una edad de 211 ka (Hall et al., 2008; Hammersley y De Paolo, 2002). El edificio pre-caldera está formado por flujos de lava andesíticos y dacíticos, mientras que la actividad más reciente del Chalupas también ha sido andesítica (Mothes et al., 2011; Córdova, 2018). El estratovolcán Quilindaña se encuentra ubicado dentro de la caldera y ha sido formado por flujos radiales de lavas andesíticas y dacíticas (Córdova, 2018).

- **Volcán Cotopaxi**

El volcán Cotopaxi ha producido al menos 5 eventos riolíticos con un total de 8 km³ de material en un periodo de 5 ka (Mothes et al., 2011). Antes de su actual fase andesítica, el Cotopaxi produjo erupciones con depósitos de riolitas biotíticas que han sido datadas con edades de ¹⁴C de 4500 y 2200 a AP (M. L. Hall et al., 2008). Estas riolitas contienen típicamente plagioclasa sódica, biotita, cuarzo y raramente anfíbol y feldespato potásico, con una composición de sílice de 68-75% (Garrison et al., 2006; M. L. Hall et al., 2008)

- **Pisayambo**

En Pisayambo hubo abundante producción de andesitas basálticas que formaron volcanes tipo escudo hace 1.7 Ma; la producción riolítica vino después (Mothes et al., 2011). Uno de sus centros más importantes es Talatag, que ha producido al menos 5 erupciones en los últimos 50 ka, formado flujos piroclásticos que se extienden más de 20 km desde la fuente (Mothes et al., *in prep*). Las rocas volcánicas de Pisayambo tienen un porcentaje de sílice entre 51-77% y sus datos geoquímicos tienen similitud con las rocas de Chalupas (Mothes et al., *in prep*).

- **Aliso-Cosanga**

Localizada al este del volcán Antisana, en el sector oriental del estratocono Aliso se encuentra una caldera con una edad estimada de 200 ka (Mothes et al., 2011). Después se formaron varios domos y puntos de emisión de composición riolítica, que están siendo cortados por la falla transpresiva de Cosanga; las últimas erupciones están representadas por riolitas y obsidianas (Mothes et al., 2011).

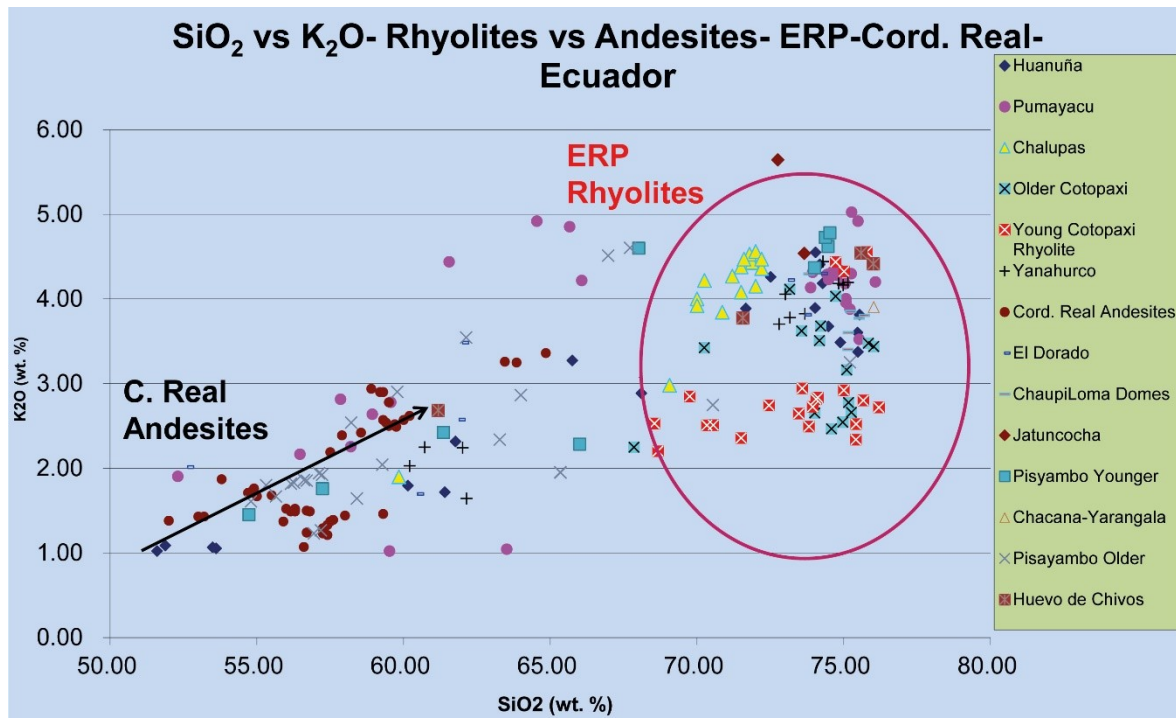


Figura 2.8. Comparación entre las composiciones de las andesitas de la Cordillera Real y las riolitas de la ERP (Modificado de Mothes et al., 2011)

2.3.4. Volcanismo del Trasarco

Los centros volcánicos pertenecientes a esta franja se encuentran en la zona oriental de la Cordillera Real, en la región Amazónica (M. L. Hall et al., 2008). Entre los representantes más importantes se encuentran: volcán Sumaco, Pan de Azúcar, Yanaurcu y los conos de Puyo (Hoffer et al., 2008). Comprenden pequeños estratovolcanes de 2000-3000 m de elevación, cuyas rocas son basanitas y tefritas de composición alcalina (M. L. Hall et al., 2008). Estas rocas están conformadas por largos fenocristales de piroxeno sódico y hauyna en una matriz de plagioclasa, óxidos de hierro, olivino y noseana (M. L. Hall et al., 2008).

2.4. Geología de la Zona de Pisayambo

La región de la laguna de Pisayambo pertenece al Parque Nacional Llanganates. El parque nacional y la laguna están ubicados en la Cordillera Real del Ecuador. El área del parque incluye al menos 80 lagunas, pantanos y turberas, que se encuentran sobre los 3400 msnm (Endara et al., 2013).

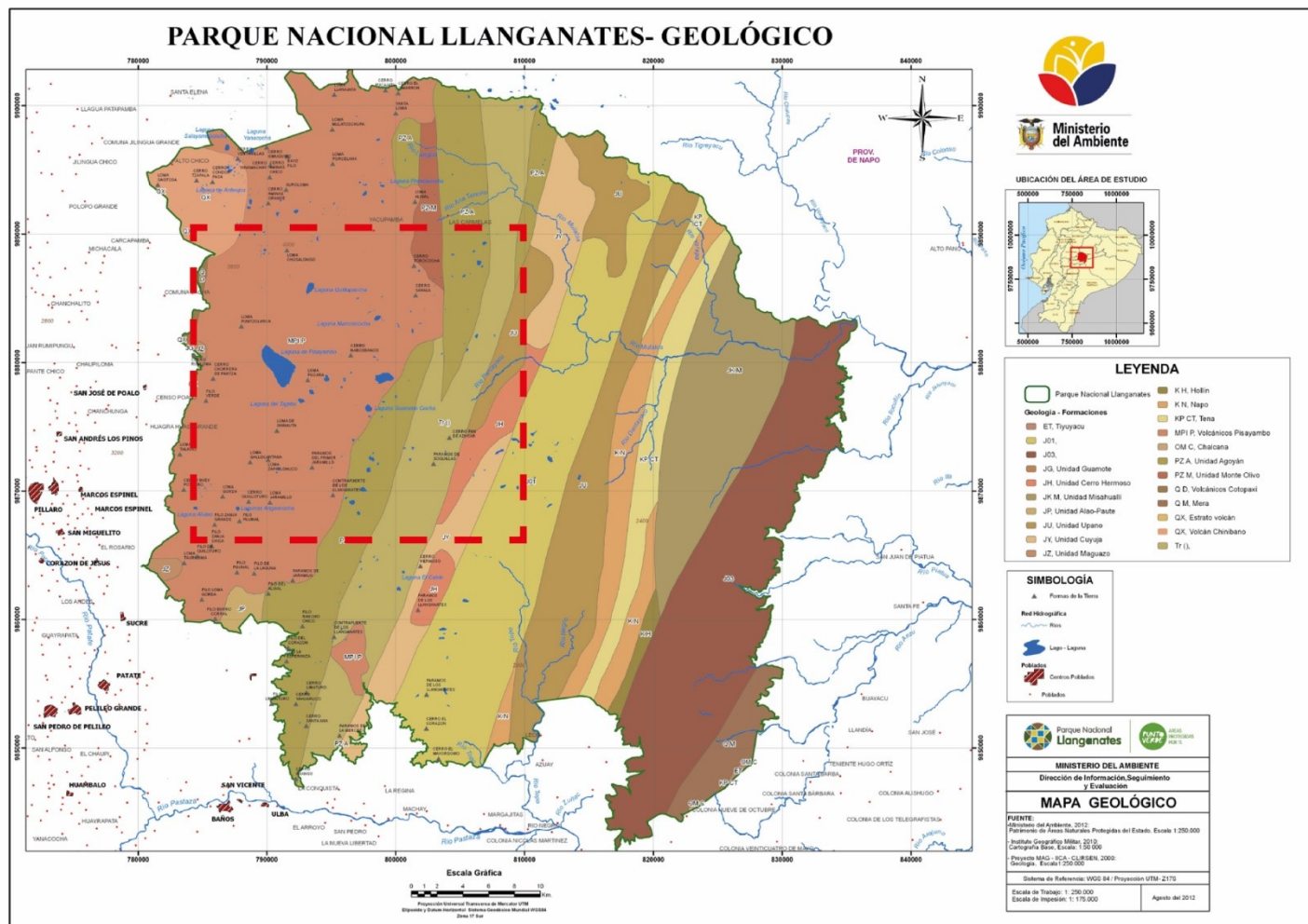


Figura 2.9. Mapa Geológico del Parque Nacional Llanganates. La caja punteada roja representa la ubicación del área de estudio para la presente investigación (Modificado de Endara et al., 2013)

La historia geológica de Pisayambo comienza con las expediciones que realizaron los españoles en busca del tesoro perdido de Atahualpa, cuyos exploradores dibujaron mapas de la topografía de los Llanganates. El primer artículo científico fue escrito por Spruce (1861), dando a conocer la posibilidad de la existencia de volcanes en la región de los Llanganates, aunque señala que no ha existido volcanismo activo en la zona. Entre los años 1960-1970, el Servicio Nacional de Geología y Minería del Ecuador junto con el Instituto de Ciencias Geológicas de Londres, elaboraron un mapeo de la zona donde se describió la geología de Pisayambo. El informe geológico de este proyecto fue escrito por Kennerley (1971), donde se describen las diversas formaciones geológicas de la zona. Estudios actuales (Mothes et al., 2011; Mothes et al., *in prep*) describen el volcanismo cuaternario de Pisayambo y sus alrededores.

El basamento se encuentra constituido por rocas metamórficas paleozoicas y mesozoicas pertenecientes a las Divisiones Alao, Loja y Salado (Kennerley, 1971) (Figura 2.9). Sobre el basamento se encuentra una secuencia de rocas volcánicas de edad del Mio-Plioceno, compuesto por lavas andesíticas y piroclastos pertenecientes a la Fm. Pisayambo (Baldock, 1982; Barberi et al., 1988). Los depósitos superficiales comprenden los flujos piroclásticos de edades cuaternarias (Mothes et al., 2011; Mothes et al., *in prep*), y los depósitos glaciares, depósitos aluviales y coluviales.

2.4.1. División Alao

Las subdivisiones que forman parte del basamento de la zona, son las unidades Jurásicas Alao-Paute y Maguazo. La Unidad Alao-Paute corresponde a metasedimentos con estratificación cruzada y capas de lodo, metabasaltos-andesitas (Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015). En la zona se presentan esquistos verdes con asociación de cuarzo-moscovita y cuarzo-moscovita-clorita además de meta-limolitas y filitas (Kennerley, 1971). La Unidad Maguazo se encuentra en la zona suroeste, principalmente presentándose como metaturbiditas con pequeñas cantidades de cherts y mármol-calcita (Kennerley, 1971).

2.4.2. División Loja

Las subdivisiones que se presentan en la zona corresponden a la Unidad Agoyán de edades paleozoicas y la Unidad Tres Lagunas de edades triásicas. Los esquistos y

gneises pelíticos-semipelíticos que se encuentran en el área corresponden a la Unida Agoyán, cuyos minerales principales son la epidota y la clorita, mientras que el granate-almándino y moscovita se encuentran como minerales accesorios (Kennerley, 1971). Entre las asociaciones de minerales encontramos: gneises cloríticos, gneises de cuarzo-feldespatito-biotita, gneises de granate-cloritoide-moscovita (Kennerley, 1971). Los gneises, granitos y esquistos deformados al este de la zona corresponden a la Unidad Tres Lagunas, estas rocas se encuentran foliadas llegando hasta la foliación de crenulación (F_2) (Kennerley, 1971).

2.4.3. División Salado

La División Salado se encuentra en el límite este de la zona de estudio. Principalmente corresponde a la Unidad Cerro Hermoso y al batolito de Azafrán. Los mármoles y pizarras forman la elevación más alta de los Llanganates, denominado Cerro Hermoso, que corresponden a la unidad del mismo nombre (Kennerley, 1971; Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015). El batolito de Azafrán fue descrito en la zona de los Llanganates por Kennerley (1971), que lo describe como un granito masivo de grano grueso que se encuentra foliado, principalmente en los márgenes y flancos del batolito.

2.4.4. Formación Pisayambo

Sobre el basamento Paleozoico y Mesozoico se encuentra depositado la Formación Pisayambo de edades del Mio-Plioceno, estas rocas se encuentran en inconformidad sugiriendo un hiato sedimentario y erosión de los estratos. Esta formación se encuentra aflorando a lo largo del camino que llega a la laguna de Pisayambo, dentro del Parque Nacional Llanganates (UTM: 17M 786769, 9880539) (Figura 2.9).

A la Fm. Pisayambo se la ha dividido en dos secuencias, la Inferior corresponde a depósitos piroclásticos, brechas, aglomerados, tobas y lavas, mientras que la Superior corresponde a flujos de lavas basálticas, andesíticas y dacíticas (Baldock, 1982). Según las dataciones radiométricas realizadas por Barberi et al. (1988), la parte basal de la Formación Pisayambo tiene una edad entre 6-5 Ma.

En muestras de manos, las lavas andesíticas-basálticas tienen colores grises claros a medios con matriz fina y cristales de plagioclasa, cuarzo, piroxenos. Desde la vista de láminas delgadas estas lavas son porfíricas con fenocristales de diópsido-augita,

hiperstena, olivino y plagioclasas zonadas en el rango de andesina-labradorita (Kennerley, 1971). En los afloramientos los basaltos negros porfíricos alcanzan grosores de 10 a 15 metros, además contienen fenocristales de plagioclasa en el rango de labradorita-bytownita e hiperstena en una matriz vidriosa (Kennerley, 1971).

Por otro lado, los flujos piroclásticos masivos tienen capas de 50 m de grosor que consisten principalmente de aglomerados con bloques subangulares a redondeados o fragmentos de lava en una matriz fina, a veces de material tobáceo (Kennerley, 1971). El grosor total de esta formación según Kennerley (1971), va desde los 500 m hasta los 1000 m, con los posibles ventos yaciendo debajo de los depósitos superficiales, además de que existen dos cuellos volcánicos basálticos-andesíticos dentro de las rocas metamórficas al este de la laguna de Aucacocha.

2.4.5. Depósitos Volcánicos Cuaternarios

La actividad volcánica en Pisayambo continuó intermitentemente durante el Pleistoceno produciendo varios depósitos volcánicos. Hace 1.7 Ma comenzó la producción de andesitas basálticas que formaron volcanes tipo escudo, después comenzó la actividad riolítica de edades del Pleistoceno Tardío (Mothes et al., 2011; Mothes et al., *in prep*) (Figura 2.10).

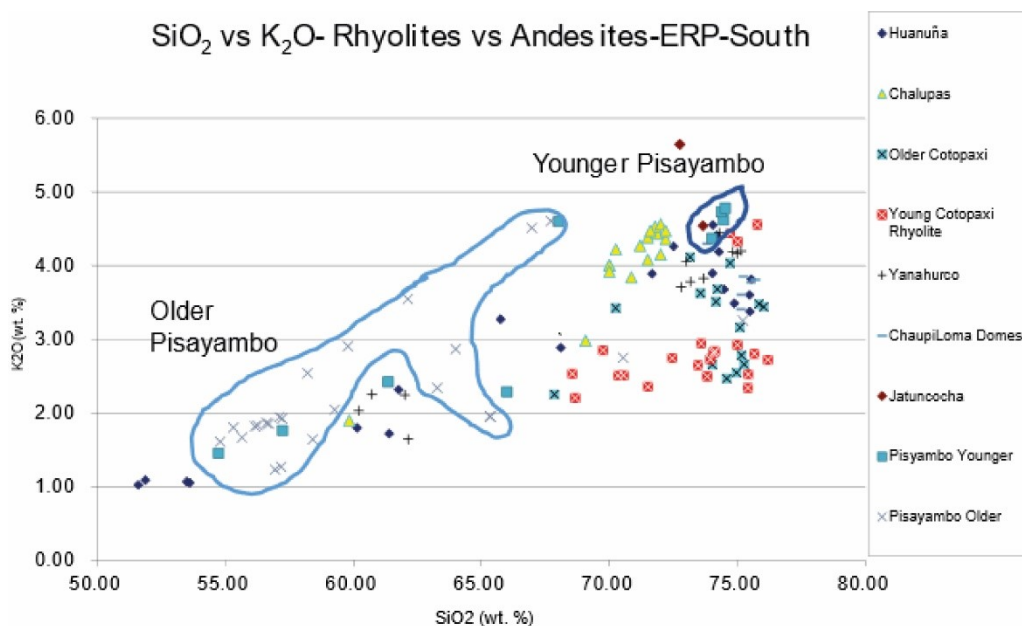


Figura 2.10. Comparación geoquímica de las muestras del centro riolítico Pisayambo (Tomado de Mothes et al., 2011)

El centro riolítico Talatag ha producido al menos 5 erupciones en los últimos 50 ka, formando flujos piroclásticos que se extienden más de 20 km desde la fuente (Mothes et al., *in prep*) (Figura 2.7). El valle de Talatag está relleno con estos flujos piroclásticos junto con morrenas y lahares posteriores. Los flujos piroclásticos que se pueden observar en la Figura 2.11, tienen la característica de tener pómez fibrosa microvesicular de gran tamaño con mucha biotita, además de tener un 85% de matriz y alto contenido de obsidiana y riolitas bandeadas, lo que permite diferenciarlo de los flujos piroclásticos del Chalupas cuyos líticos son de andesitas negras. Los flujos piroclásticos de Talatag han sido datados a través de suelos con turba que sirven como base para los flujos. Las dataciones dan edades de 34560 +/- 270 BP y 39220 +/- 470 BP, perteneciendo al Pleistoceno Tardío.

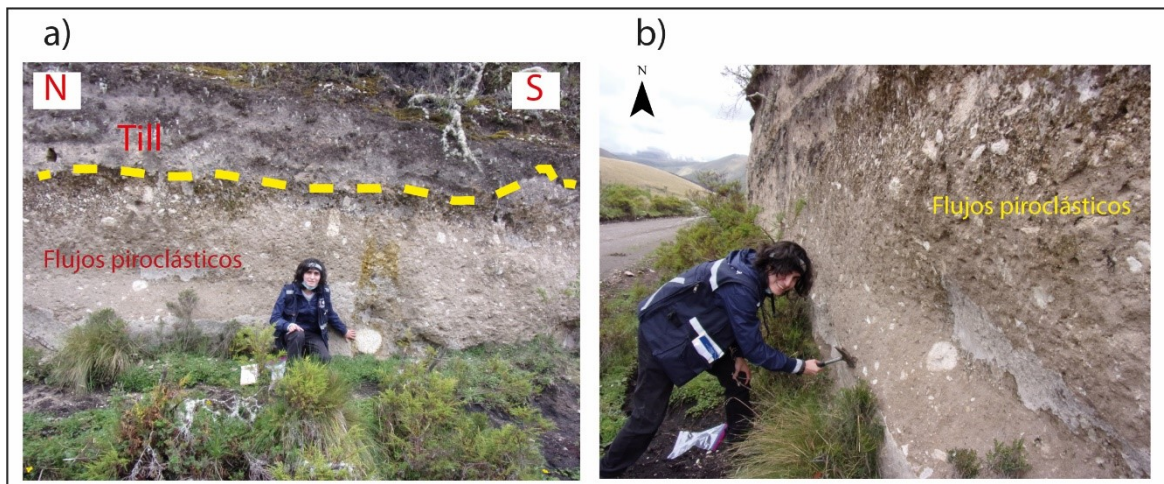


Figura 2.11. Flujos piroclásticos del valle de Talatag. a) Flujo piroclástico con gran cantidad de pómez. Sobre la línea punteada amarilla se observan tills cuya matriz son los flujos piroclásticos. b) Mismo afloramiento desde otra perspectiva (Fotografías: Patricia Mothes) (UTM: 17M 787685, 9879567)

Las muestras de Pisayambo presentan un porcentaje de sílice entre 51-77 Wt% y presentan una similitud geoquímica con las rocas de Chalupas (Mothes et al., *in prep*) (Figura 2.12).

2.4.5.1. Vento Sur Pisayambo

Al suroeste de la Laguna de Pisayambo, en el flanco occidental se identificaron flujos piroclásticos correspondientes al centro riolítico de Pisayambo. En el mismo sitio se identificó el posible vento volcánico (UTM: 17M 791354, 9876930), que originó los flujos

piroclásticos (Figura 2.13). Estos flujos piroclásticos se encuentran sobre las morrenas glaciares que abundan en la zona, sugiriendo que los flujos son más jóvenes que las morrenas.

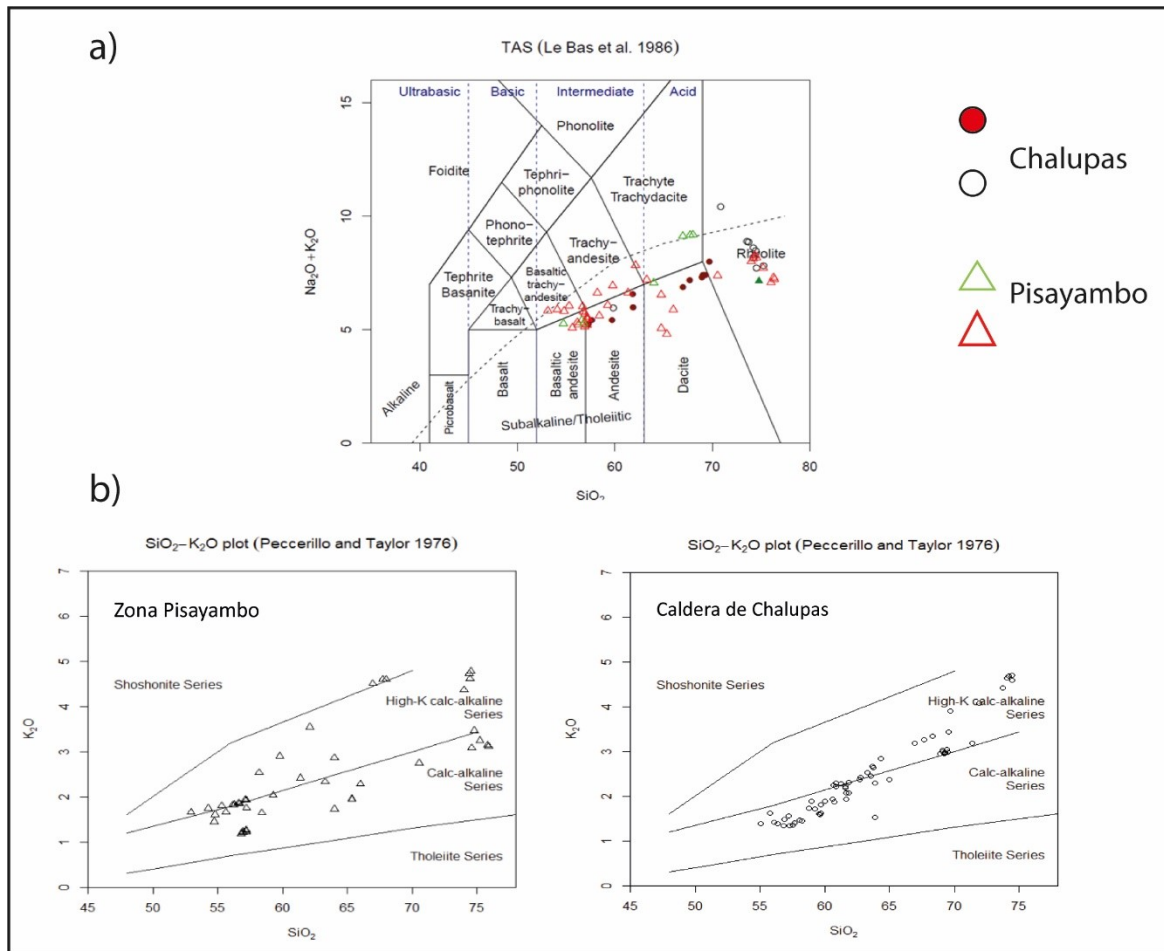


Figura 2.12. Geoquímica de las muestras de Pisayambo vs Chalupas. a) Diagrama TAS $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 . Los triángulos rojos son de otros productos de Pisayambo b) Diagrama de variación SiO_2 vs K_2O (Tomado de Mothes et al., *in prep*)

Los flujos piroclásticos son ricos en pómez semitubulares con escasos cristales de biotita y plagioclasa (Figura 2.14a), además contiene líticos de riolitas bandeadas y obsidianas (Mothes et al., *in prep*). También se caracterizan por tener abundante matriz con pómez bien vesiculadas (Figura 2.15). A lo largo de la carretera existe un afloramiento de donde se sacaron dos muestras de carbón basal (SPV-1 y SPV-2), para realizar dataciones radiocarbono (Figura 2.14b y Figura 2.13b). El carbón se encuentra encima de un depósito de morrena glaciar con turba en la parte superior, que corresponde a la parte basal de los flujos piroclásticos. Las edades que se obtuvieron fueron de 11560 \pm 30 BP

y 13520 +/- 40 BP, mientras que las edades calibradas fueron de 13469 -13315 cal BP y 16410-16069 cal BP (Anexo 2). Estas edades caen en el rango Pleistoceno Tardío-Holoceno, sin embargo, se considera más probable que los flujos piroclásticos del Vento Sur Pisayambo sean de edades del Pleistoceno Tardío. Estos depósitos volcánicos son más jóvenes que los flujos piroclásticos del valle de Talatag, como se puede observar en la columna estratigráfica de la zona en la Figura 2.15.

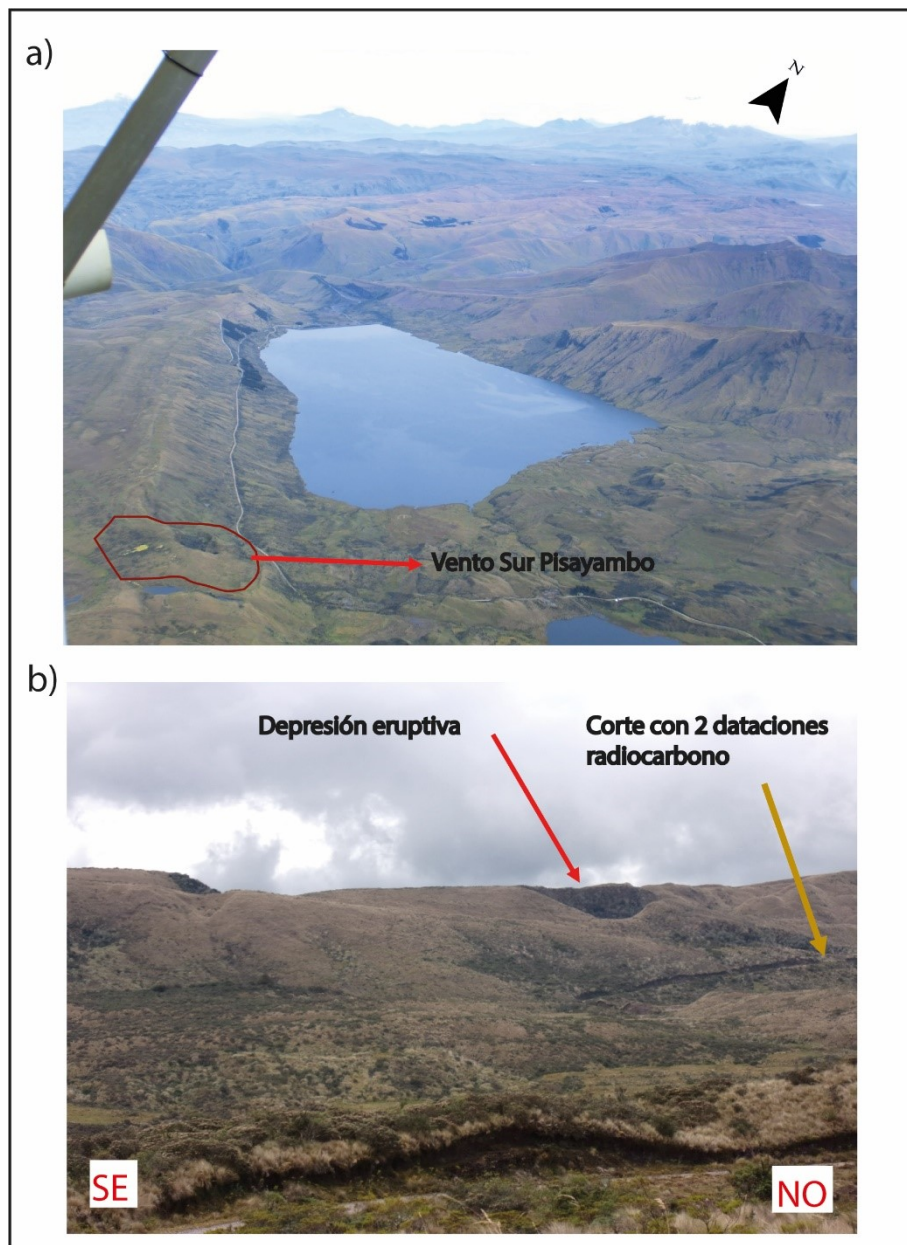


Figura 2.13. Vento Sur Pisayambo. a) Foto aérea de la Laguna de Pisayambo indicando la posición del Vento Sur Pisayambo (Fotografía: Patricia Mothes). b) Vista del vento donde se indica la depresión eruptiva y el corte en la carretera donde se sacaron muestras para las dataciones (Fotografía: Patricia Mothes)

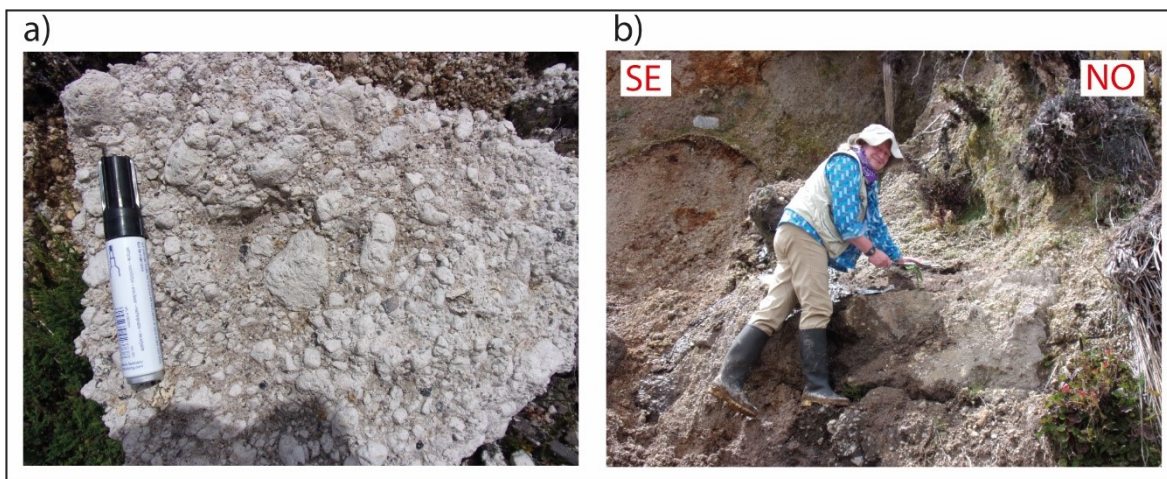


Figura 2.14. Flujos piroclásticos del Viento Sur Pisayambo. a) Toba rica en pómez. b) Corte a lo largo de la carretera de donde se sacaron las muestras SPV-1 y SPV-2 (Fotografías: Patricia Mothes) (UTM: 17M 791300, 9877129)

2.4.6. Depósitos Glaciares y Aluviales

Los tills en la zona de Pisayambo se restringen generalmente por encima de los 3500 m.s.n.m, coincidiendo con el área de depositación de la Fm. Pisayambo (Kennerley, 1971). El área ha sido afectada por los diversos procesos y períodos glaciares que ocurrieron en las zonas altas del Ecuador. Entre estos procesos se tiene la Penúltima glaciación, con el período entre los 110 ka a 210 ka, que depositó tilitas oxidadas de 8 m de espesor (Clapperton, 1988; Clapperton y Vera, 1986). La Última Glaciación Temprana abarca el período de edades mayores a 40 ka (Clapperton y Vera, 1986). La Última Glaciación Tardía (LGM) corresponde a edades menores de 35 ka (Clapperton y Vera, 1986), y junto con el período Glacial Tardío también llamado Dryas entre los 12 ka a 10 ka (Clapperton y Vera, 1986; Clapperton, 1990) se desarrollaron al mismo tiempo que los depósitos volcánicos cuaternarios del centro riolítico Pisayambo. Períodos más actuales como el Neoglacial y la Pequeña edad de hielo con edades menores a 2000 BP (Clapperton y Vera, 1986) afectaron solamente a las cotas más altas del área, correspondientes a la zona este de los Llanganates, donde se encuentran las rocas metamórficas.

Los terrenos altos, tanto metamórficos como volcánicos, fueron las rocas más afectadas por los glaciares, y sufrieron intensa erosión por el hielo cuyos depósitos se agruparon en las morrenas que se ven actualmente en el área (Kennerley, 1971). El área de la Laguna de Pisayambo está dominada por los materiales glaciares como tills y morrenas (Figura 2.16).

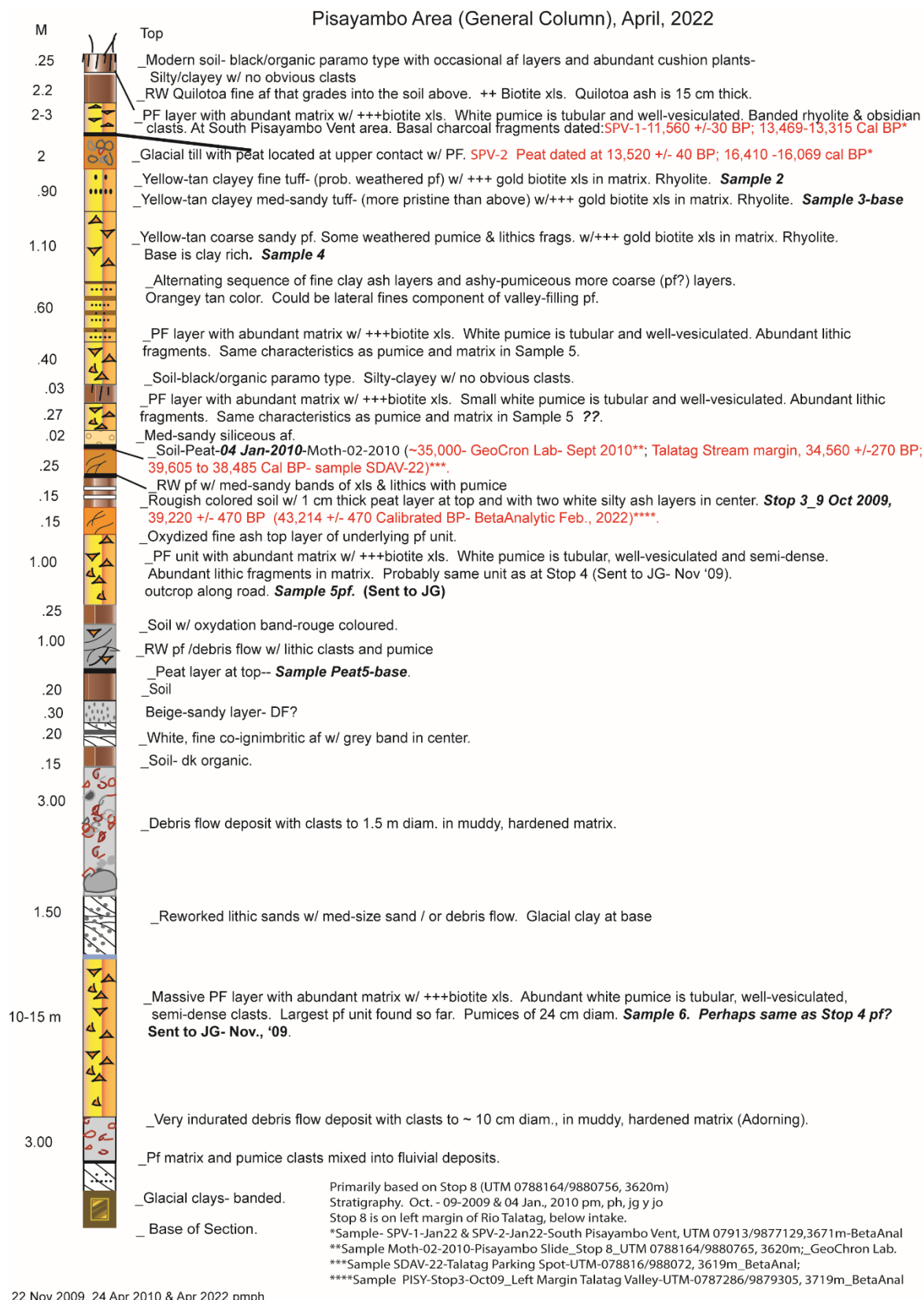


Figura 2.15. Columna estratigráfica de los depósitos cuaternarios de la zona de Pisayambo (Tomado de Mothes et al., *in prep*)

Los depósitos de till del área consisten de fragmentos de roca que a veces alcanzan el metro de diámetro, con una matriz arenosa café que constituye el 70% del till (Kennerley, 1971). Los fragmentos de roca son normalmente subangulares a subredondeados con estrías glaciares, mientras que la matriz está compuesta por las tobas de los flujos piroclásticos de edades del Pleistoceno (Kennerley, 1971).

Pequeños depósitos aluviales se encuentran en los Llanganates, comúnmente alrededor de los ríos que cruzan la zona, como el río Talatag y el río Pisayambo. Cerca del río Talatag se encuentra un deslizamiento con un gran escarpe que se puede observar desde las imágenes satelitales (UTM: 17M 788459, 9880380) (Figura 2.16c). El deslizamiento afecta enteramente al till sobre el cual ocurre el movimiento en masa, cuyo factor desencadenante según Troncoso (2009), probablemente sean los diversos sismos del Nido Sísmico de Pisayambo. Sobre los 3500 m en las zonas de páramo, se han desarrollado suelos negros ricos en materia orgánica por encima de los depósitos de till y flujos piroclásticos (Kennerley, 1971) (Figura 2.15).

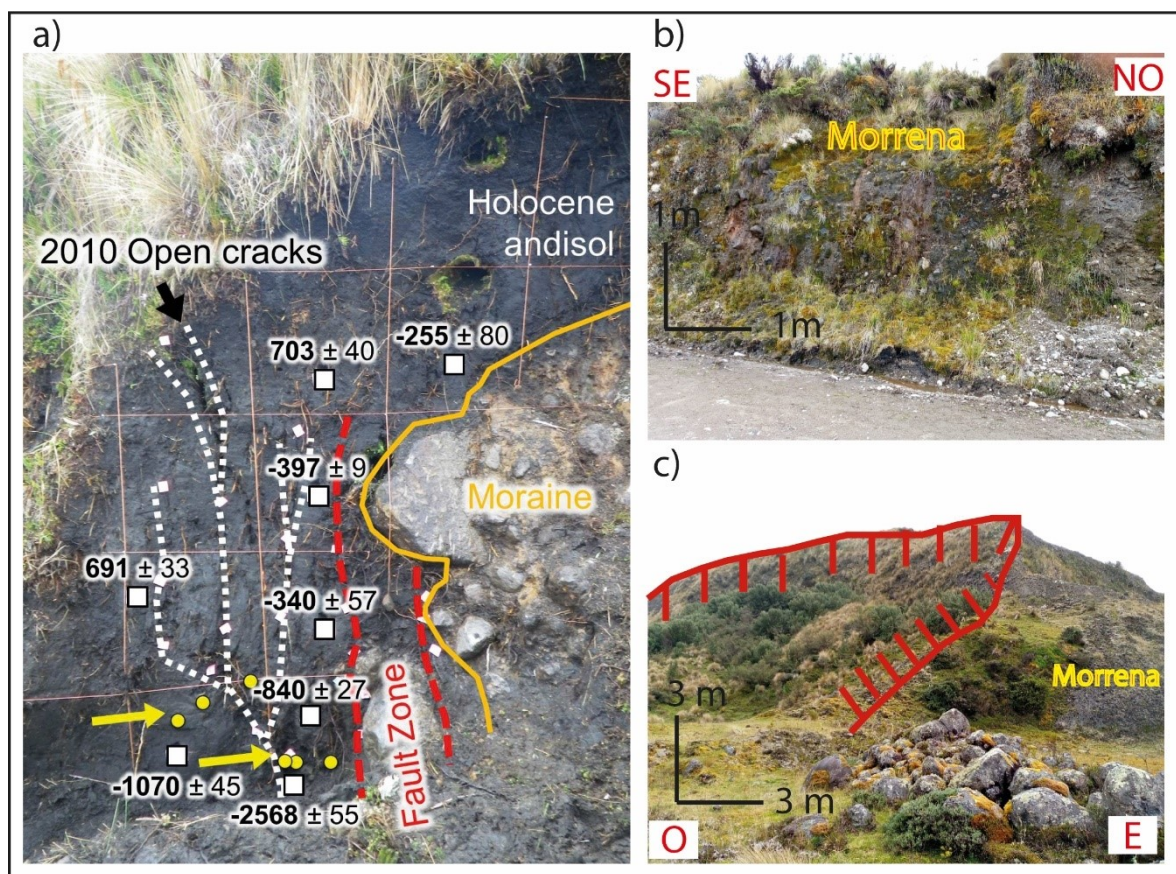


Figura 2.16. Depósitos glaciares y morrenas del área de Pisayambo. a) Trinchera realizada por Champenois et al. (2017) mostrando las fracturas de superficie de ruptura del sismo del 26 de marzo del 2010 (Tomado de Champenois et al., 2017) . b) Afloramiento de morrenas glaciares (UTM: 17M 791745, 9877448). c) Deslizamiento afectando la morrena glacial (UTM: 17M 788459, 9880380).

2.5. Neotectónica de la Zona de Pisayambo

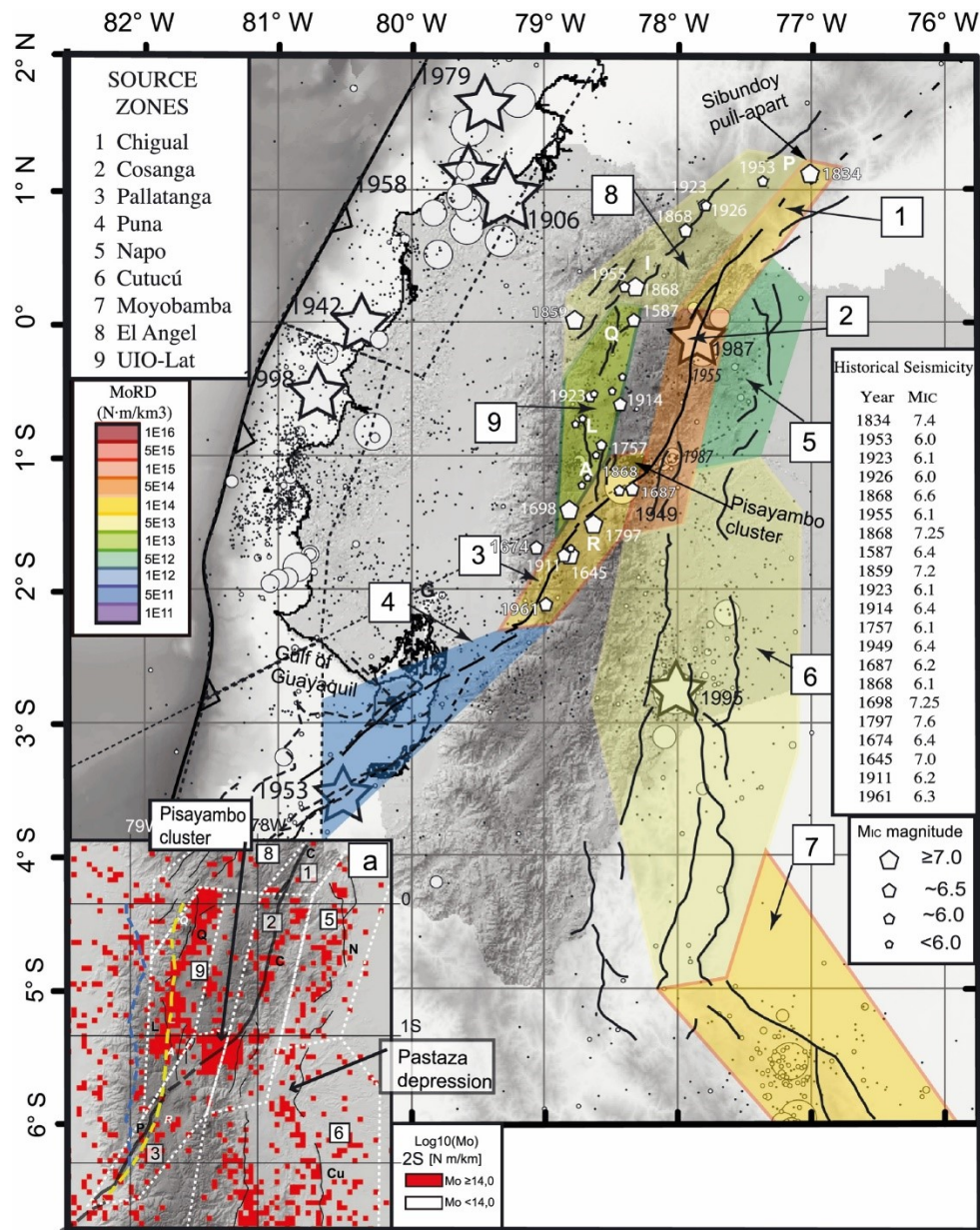


Figura 2.17. Fuentes sismogénicas crustales. (Tomado de Yepes et al., 2016)

La zona de Pisayambo es parte del sistema de fallas CCPP, que a su vez funciona como el límite oriental del NAS (Alvarado et al., 2016; Yepes et al., 2016). Los cuatro segmentos de este sistema de fallas (Chingual, Cosanga, Pallatanga, Puná), presentan generalmente tasas de desplazamientos de 7 ± 2 mm/año medidos por GPS (Yepes et al., 2016). Estimaciones de las tasas de deslizamiento geológicas para el Pleistoceno Tardío dieron valores de 7.6 mm/año (Egbue y Kellogg, 2010). El CCPP tiene una

Figure 1 consists of two maps of the study area in Ecuador. Map (a) is a topographic map showing the study area (estudio) and lineaments (LINEAMIENTOS) numbered 1 through 8. The map includes a legend, a scale bar (0 to 10 Kilometers), and a north arrow. Map (b) is a topographic map showing the base faults (BASE FALLAS IG) and the ZONANSP (Zona de Neotectónica y Sismicidad Potencial). The map includes a legend, a scale bar (0 to 16 Kilometers), and a north arrow. Both maps show the study area in the context of the surrounding region, including the cities of Latacunga, San Miguel, and El Triunfo.

34

El segmento Cosanga tiene un dirección N10°, mostrando principalmente comportamiento transpresivo (Yepes et al., 2016). La zona sur del segmento coincide con una parte de la zona de Pisayambo y ha producido sismos de magnitudes mayores a 5 que muestran mecanismo focales transpresivos (Yepes et al., 2016) (Figura 2.17).

El segmento Pallatanga es una estructura *strike-slip* que contiene a la falla Pallatanga y al Nido Sísmico Pisayambo, corta la Cordillera Occidental, corta el Valle Interandino, y continua en dirección NE a través de la Cordillera Real finalizando en el área de Pisayambo (Yepes et al., 2016) (Figura 2.17). Mediante la paleosísmica se ha definido que la falla de Pallatanga ha sido la causante de sismos holocénicos de Mw ~ 7.5 (Baize et al., 2015). Al evento de Riobamba de 1797 se la ha dado una magnitud evaluada a través de intensidades de 7.6, y al evento de Pelileo de 1949 se la ha dado una magnitud de 6.8; ambos asociados a la actividad de la falla de Pallatanga (Beauval et al., 2010). Considerando la distribución de las intensidades, el segmento Pucará (Figura 2.18b) con dirección SW-NE se considera como el causante del evento de Pelileo de 1949 (Beauval et al., 2010). Este segmento se encuentra en la zona sur del área de estudio y se le considera una prolongación del sistema de fallas de Pallatanga.

En los estudios de Alvarado (2009), Champenois et al. (2017) y Troncoso (2009), se logró establecer la presencia de estructuras importantes como lineamientos y fallas en la zona de Pisayambo. A partir de los estudios de Alvarado (2009), Troncoso (2009) realizó una fotointerpretación de la zona del NSP, determinando la existencia de 8 lineamientos importantes (Figura 2.18a). Según los estudios de Alvarado (2009), alrededor de la zona de Pisayambo existe la presencia de fallas importantes como Pisayambo, Pucará, Veta Urcu y Llanganates que tienen una dirección NE-SW. (Figura 2.18b). El lineamiento 8 de Troncoso (2009) (Figura 2.18a y Figura 3.5a) es uno de los más importantes de la zona, ya que presenta evidencia de actividad como escarpes, contra escarpes y cambio en la dirección de los drenajes; este lineamiento corresponde a una falla normal activa con rumbo NW-SE (Troncoso, 2009). Esta falla normal se encuentra entre las fallas de Pisayambo y Llanganates, sugiriendo que el bloque que desciende por la actividad de la falla forma la depresión en donde se ubican las series de lagunas de la zona, como la Laguna de Pisayambo (Troncoso, 2009). Kennerley (1971) menciona que en el borde sur occidental de la Laguna de Pisayambo, donde se ubica el Vento Sur Pisayambo, existe la presencia de una falla con mecanismo normal (Alvarado, 2009) con rumbo NW-SE. Troncoso (2009) considera que se debe realizar un intenso estudio tectónico de la zona para poder determinar los movimientos y las actividades de los lineamientos encontrados.

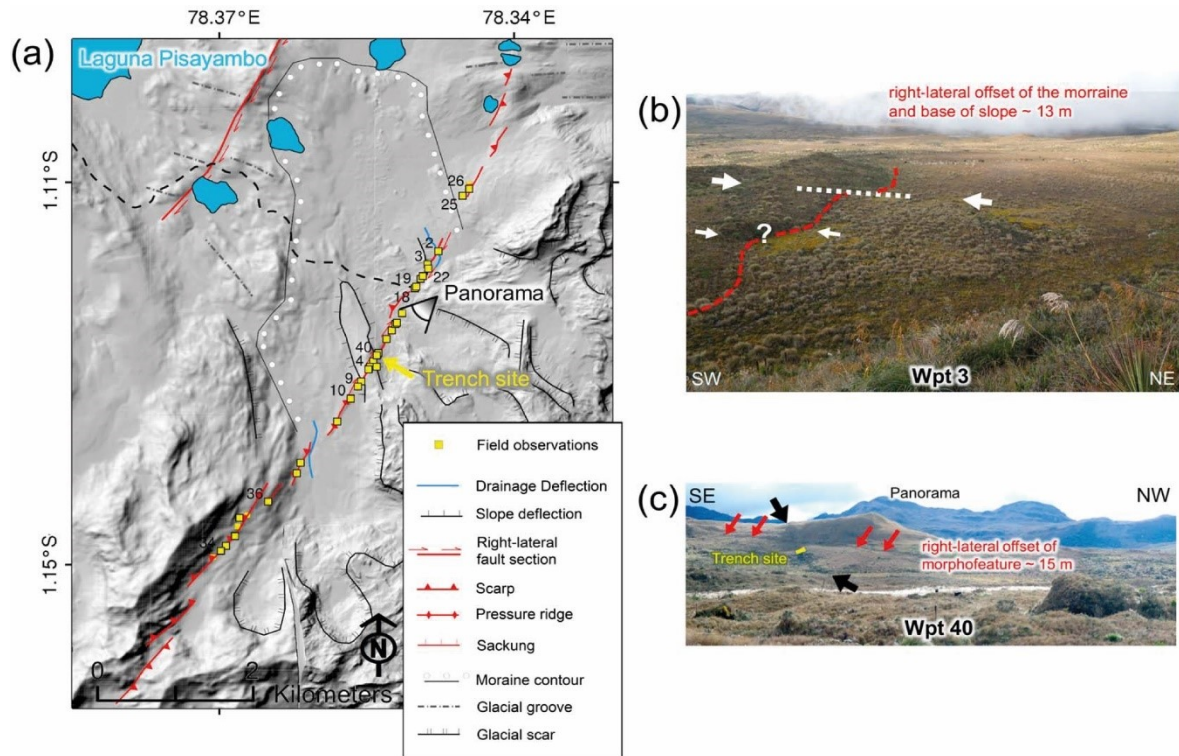


Figura 2.19. Falla Laguna Pisayambo (LPF). a) Lineamientos correspondientes a la LPF. b) Morrena desplazada dextralmente. c) Escarpe de la LPF. (Tomado de Champenois et al., 2017)

Champenois et al. (2017) realizaron un análisis sistemático de interferometría sintética de apertura de radar (InSAR) en la región de Riobamba-Ambato-Latacunga, donde encontraron un evento con desplazamiento de la superficie asociado un segmento de falla desconocido del CCPP, que lo denominaron Falla Laguna Pisayambo (LPF). Esta falla se encuentra a lo largo del sistemas de fallas del CCPP, al este de la Cordillera Real, cerca de la Laguna de Pisayambo con un comportamiento *strike-slip* dextral (Baize et al., 2020; Champenois et al., 2017) (Figura 2.19). La LPF se encuentra localizada a 4 km al sureste de la Laguna de Pisayambo y a 2.5 km al norte de la falla Pucará (segmento CCPP) con una extensión de 9 km en dirección NE-SW (Champenois et al., 2017) (Figura 2.19 y Figura 1.1). Además se considera a la LPF como la causante del sismo de Mw 5.0 ubicado cerca de la Laguna de Pisayambo en Marzo de 2010 (Champenois et al., 2017).

CAPÍTULO III

SISMICIDAD DEL NIDO SÍSMICO PISAYAMBO

3.1. Localización del Nido Sísmico Pisayambo (NSP)

El NSP se encuentra entre los volcanes Cotopaxi y Tungurahua, cerca de la laguna de Pisayambo y de la Cordillera de los Llanganates (Hall et al., 1979). Varios autores han propuesto las coordenadas que limitan el NSP (Aguilar et al., 1996; Bonilla y Ruiz, 1992). Aguilar et al. (1996) localiza el centro del NSP en 1.1°S y 78.3°W en un área que abarca $20 \times 20 \text{ km}$. Bonilla y Ruiz (1992) localizaron el NSP entre las coordenadas: $0.9^{\circ}\text{S} - 1.3^{\circ}\text{S}$ y $78.0^{\circ}\text{W} - 78.5^{\circ}\text{W}$, con un área aproximada de $30 \times 30 \text{ km}$ (Figura 3.1). El NSP concentra casi el 35% de la actividad sísmica instrumental del país (Yepes et al., 2016), aunque con la mejora de cobertura de la red de sismógrafos del Ecuador que ya detecta sismos más pequeños en varias zonas del país, el porcentaje ha bajado al 20-25% (Mónica Segovia, Comm. Personal, 2022).

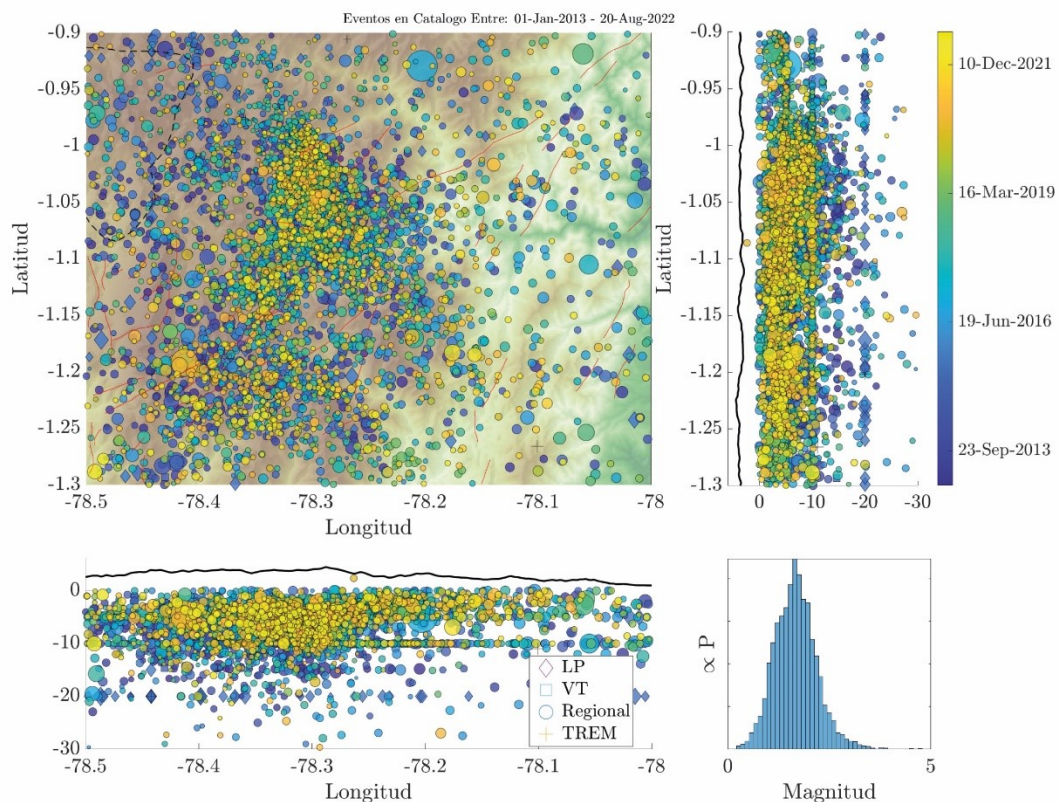


Figura 3.1. Sismicidad RENSIG del NSP a partir del 2013 (Tomado de la base de datos del IG-EPN)

3.2. Sismicidad Histórica

Según el Catálogo de Terremotos del Ecuador (Beauval et al., 2013) y a partir de la información de Troncoso (2009), han ocurrido tres eventos históricos importantes en el NSP:

- 22 de noviembre de 1687 (Figura 3.2)
- 05 de agosto de 1949 (Figura 3.2)
- 22 de septiembre de 1987 (Figura 3.2)

De los tres eventos históricos, el sismo del 05 de agosto de 1949, también conocido como el Terremoto de Pelileo ha sido el más estudiado (Beauval et al., 2010) debido al alto nivel destructivo que tuvo en la localidad de Pelileo, llegando a formar grandes deslizamientos (Troncoso, 2009). Del estudio de Beauval et al. (2010) se ha logrado establecer la mejor localización y magnitud del evento (Figura 3.2b), además sugieren que el sismo pudo haber ocurrido en la prolongación del sistema de fallas de Pallatanga, específicamente en la falla de Pucará (Figura 2.18b).

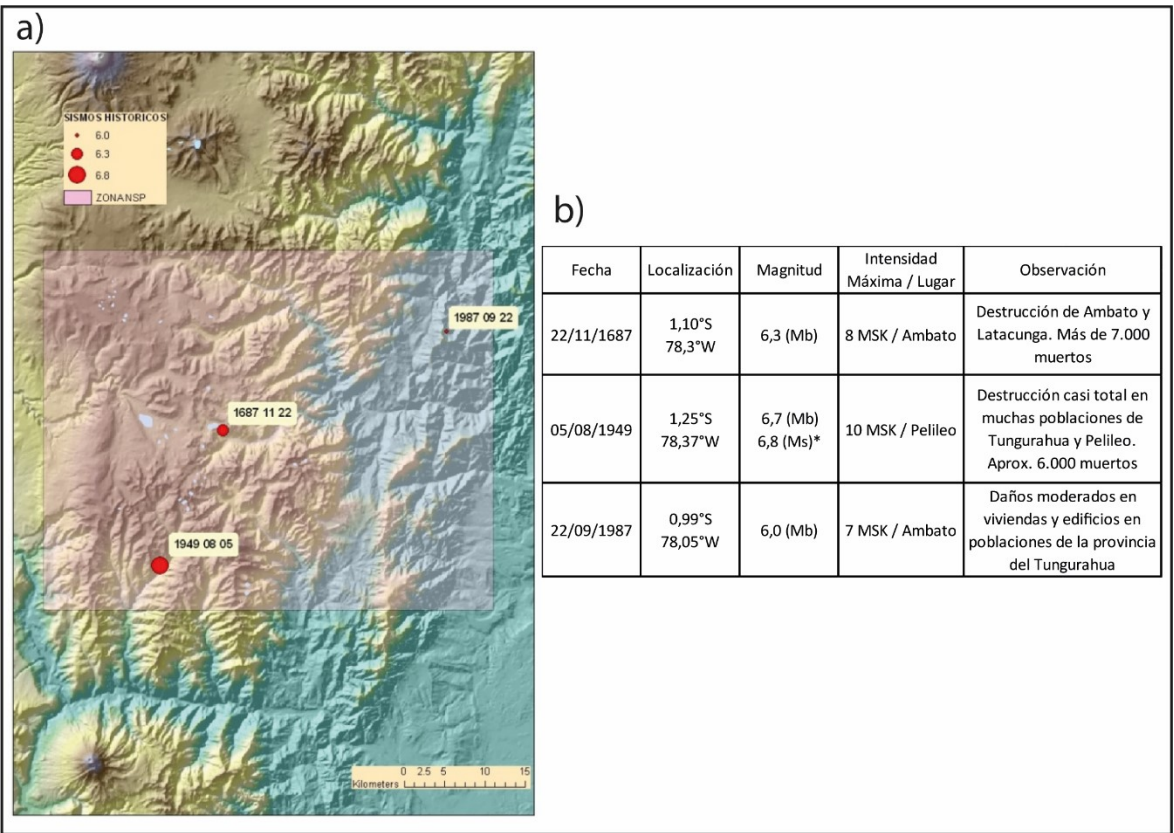


Figura 3.2. Sismicidad histórica del NSP. a) Localización de los sismos históricos. b) Características de los sismos históricos. (Modificado de Troncoso, 2009)

3.3. Sismicidad Instrumental

La sismicidad instrumental de la zona ha sido obtenida mediante la Red Nacional de Sismógrafos (RENSIG) del IG, junto con la red sísmica temporal instalada por Troncoso (2009) entre mayo y junio de 2009. Los eventos registrados han servido como base de información para el Catálogo de Terremotos del Ecuador (Beauval et al., 2013). La RENSIG ha funcionado de manera estable a partir de 1993. El estudio de Troncoso (2009) utilizó la información sísmica a partir de esta fecha. La Figura 3.1 muestra la información sísmica instrumental de la RENSIG a partir del 2013, con un total de 5101 eventos entre el 1 de enero del 2013 hasta el 20 de agosto del 2022. Esta información es de una calidad regular ya que no incluye datos derivados de nuevas revisiones ni relocalizaciones específicas que se pudieron haber realizado e incorporado a esta base de datos, sin embargo las tendencias son válidas y semejantes a lo observado por Troncoso (2009).

A partir de la información sísmica del RENSIG desde el 2013, se observa que la profundidad de los eventos en el NSP se concentra a menos de 30 km con un promedio aproximado de 7 km, con la mayor densidad de eventos concentrada entre los 2 y 10 km (Figura 3.1). Por otro lado, el promedio de la magnitud se encuentra entre el rango de 2-3 M_L , y la mayor actividad del NSP se concentra en la zona noreste de la Laguna de Pisayambo.

En el catálogo sísmico considerado por Troncoso (2009) que incluye eventos de 1993 hasta el 2009, se puede observar que la máxima magnitud en el NSP fue de 5.1 (Mb), correspondiente al sismo del 28 de marzo de 2004 y es el evento céntrico más grande en la Figura 3.3.

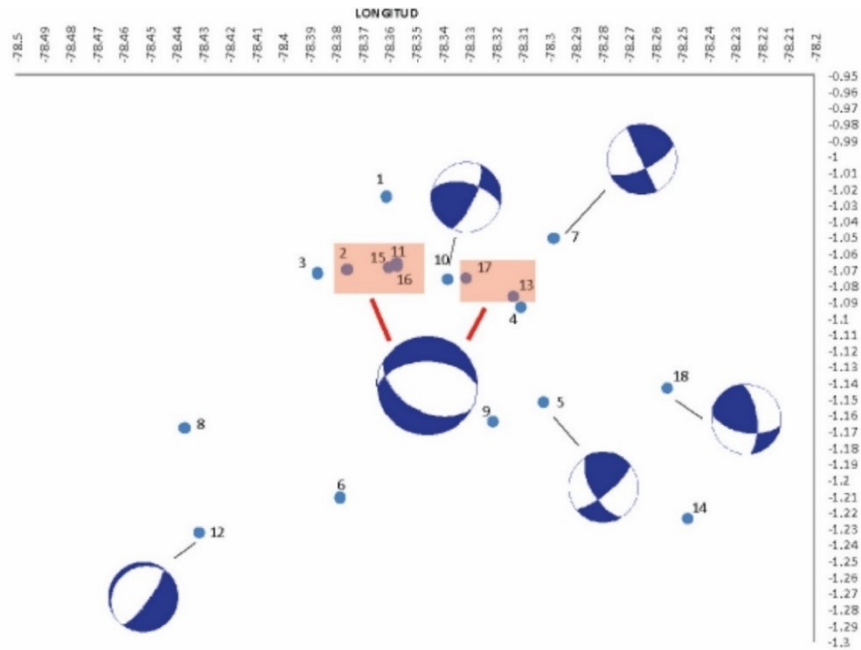


Figura 3.3. Mecanismos focales para el NSP (Tomado de Troncoso, 2009)

Troncoso (2009) a través de la instalación de su red sísmica temporal y con los registros de la RENSIG, obtuvo 18 eventos que se utilizaron para determinar las soluciones hipocentrales preliminares, soluciones hipocentrales más precisas, mecanismos focales y tensores de esfuerzos (Figura 3.3 y Figura 3.4). De los análisis de Troncoso (2009), se concluye que la sismicidad del NSP presenta un rango de profundidades entre 9 y 28 km, con un promedio de 16.2 ± 4.1 km. De los mecanismos focales, 6 eventos presentaron mecanismos focales similares y soluciones epicentrales cercanas al lineamiento 8 (Troncoso, 2009) (Figura 2.18a y Figura 3.5a). El mecanismo focal compuesto para estos eventos fue de tipo normal con plano de falla con rumbo este, estableciendo que el lineamiento 8 es una falla normal con rumbo NW-SE, con una actividad entre 13-17 km de profundidad (Troncoso, 2009) (Figura 3.3). Por otro lado, los resultados del tensor de esfuerzos para la zona de Pisayambo establecieron un régimen de extensión con componente dextral en dirección NS (N15°) (Troncoso, 2009) (Figura 3.4). En el estudio de Segovia y Alvarado (2009) se determinó que los esfuerzos predominantes para la zona de Pisayambo corresponden a compresiones casi horizontales que varían entre N73° y N152°, con un número menor de eventos que responden a un régimen extensivo de direcciones N230° y N262°. Troncoso (2009) propone que la existencia de fallas dextrales en posición escalonada en el NSP, genera una zona de liberación escalonada (releasing steps) con extensión en sentido NNE, dando origen a la sismicidad y a la falla normal asociada al lineamiento 8 (Figura 3.5b).

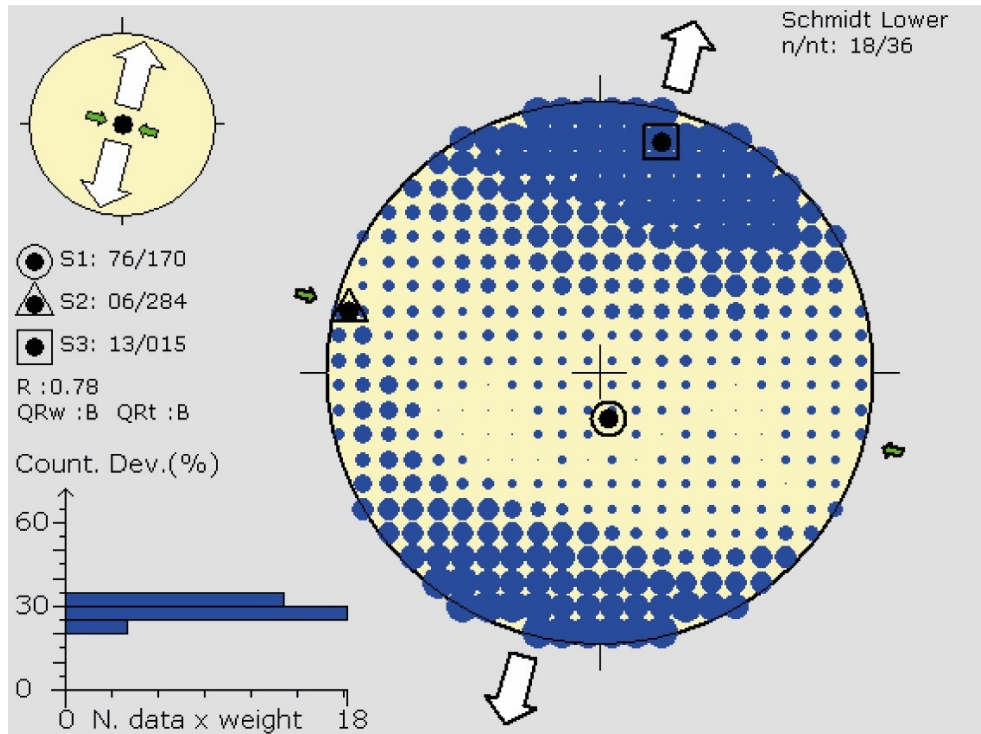


Figura 3.4. Tensor de esfuerzo para el NSP (Tomado de Troncoso, 2009)

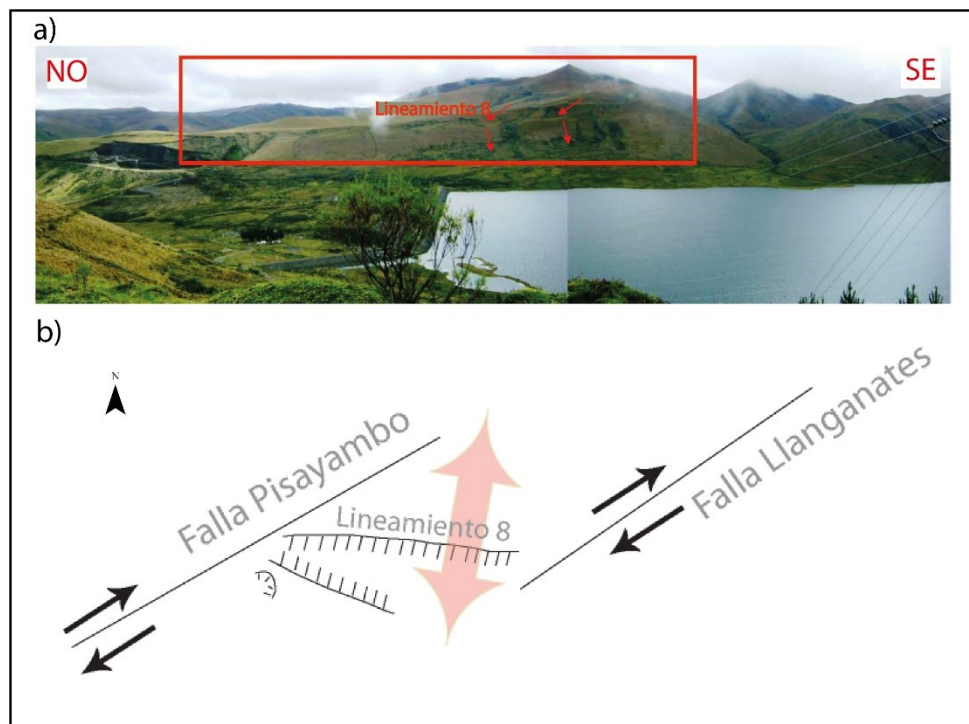


Figura 3.5. Modelo propuesto para el funcionamiento de la falla normal encontrada en el NSP. a) Evidencia morfológica de la actividad de la falla relacionada con el lineamiento 8. b) Funcionamiento de la falla normal. (Modificado de Troncoso, 2009)

Aguilar et al. (1996) proponen un origen volcánico para la sismicidad del NSP. Los resultados de los hipocentros se dividieron en 2 grupos principales: el primer grupo para los eventos de profundidades entre 0-10 km, el segundo para los eventos con profundidades entre 17-20 km (Aguilar et al., 1996). El primer grupo presenta características tectónicas de un área altamente fracturada, mientras que el segundo grupo presenta características de sismicidad volcánica (Aguilar et al., 1996). Con estos resultados se propone que la subida de material caliente produce abultamiento en la corteza superior, fracturándola y debilitándola, lo cual podría conducir al nacimiento de un volcán o caldera (Aguilar et al., 1996).

3.4. Sismo del 26 de Marzo del 2010

El sismo más importante para fines investigativos del NSP ocurrió el 26 de marzo del 2010 en la denominada Falla Laguna Pisayambo (LPF) (Figura 3.6). El epicentro del evento según el IGEPN fue 78.4689°W y 1.1449°S, con una profundidad de 13.17 km. Por otro lado el GCMT (Global Centroid Moment Tensor) da al epicentro las coordenadas de 78.32°W y 1.24°S, con una profundidad de 12km.

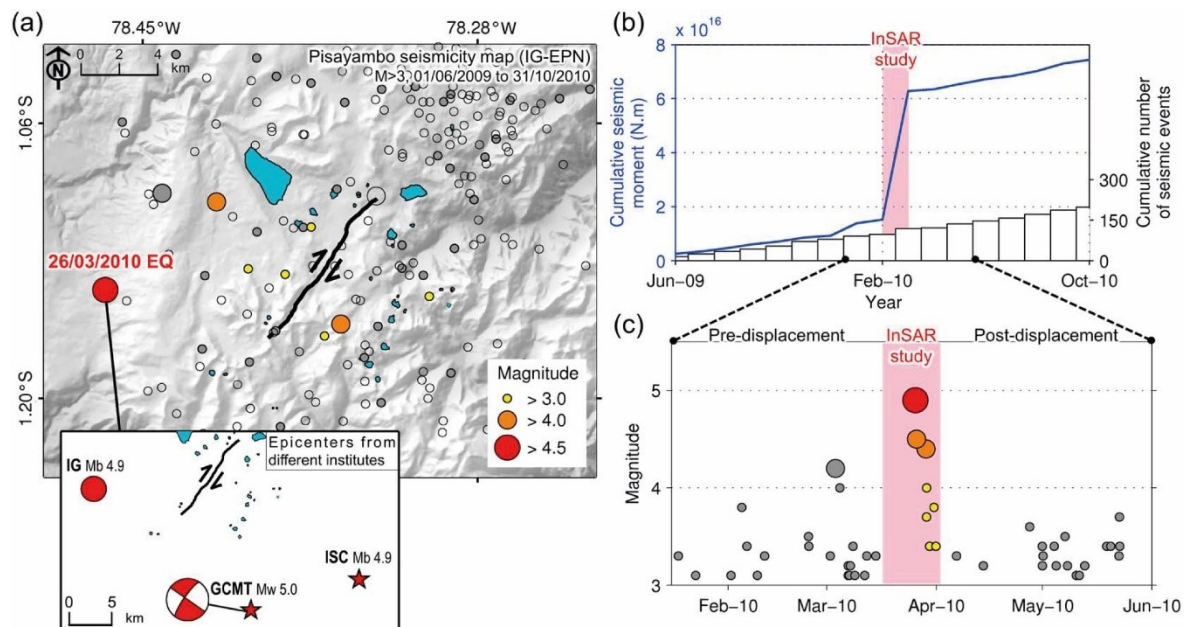


Figura 3.6. Sismicidad reportada por el RENSIG entre junio 2009 y octubre 2010. a) Mapa de la sismicidad en el NSP con las diferentes locaciones para el sismo del 26 de marzo del 2010. b) Histograma del número de eventos sísmicos. c) Magnitud de los eventos sísmicos. (Tomado de Champenois et al., 2017)

Champenois et al. (2017) utilizó análisis de InSAR para determinar las características de la falla causante mediante *slip inversion*. El mejor modelo apropiado para la falla muestra que la mayor cantidad de desplazamiento se dio a profundidades menores a 6 km (Champenois et al., 2017). El mecanismo focal que se determinó a partir de la inversión, proporcionó los siguientes parámetros principales: rumbo de 215°, buzamiento de 60°, rake de 180° (Champenois et al., 2017) (Figura 3.7). En comparación con el mecanismo focal determinado por el GCMT, los ángulos de buzamiento difieren por 14° (74° para el modelo del GCMT) (Champenois et al., 2017).

Los estudios geológicos realizados en la zona por Champenois et al. (2017), corroboran los resultados de la inversión a partir de la evidencia de ruptura de superficie a lo largo de la LPF (Figura 3.8). Sin embargo, la magnitud resultante de la inversión para el sismo del 26 de marzo del 2010 fue de Mw 5.44, la cual difiere con la magnitud Mw 5.0 proporcionada por el GCMT. Champenois et al. (2017) justifica la magnitud de Mw 5.44, sugiriendo la hipótesis de la existencia de un medio de baja rigidez en la zona de Pisayambo a profundidades muy bajas (<3 km), profundidades a las cuales es posible encontrar materiales no consolidados. Otra opción es la presencia de fluidos calientes en la corteza, aunque no existe evidencia de la presencia de fluidos calientes en Pisayambo.

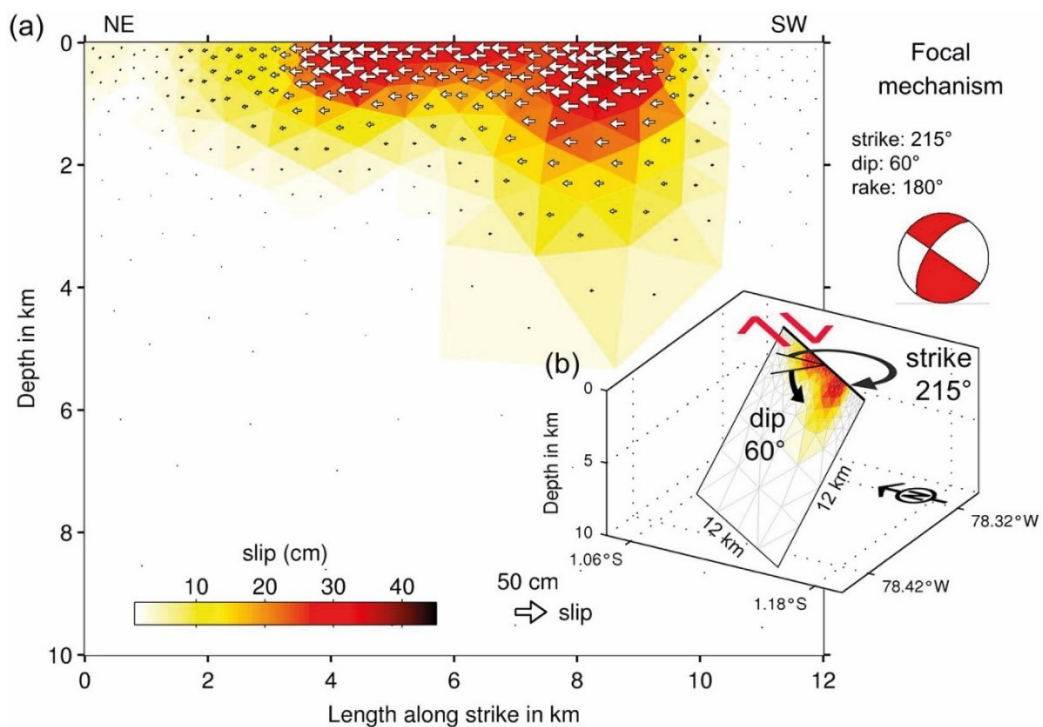


Figura 3.7. Modelo de falla para el sismo del 26 de marzo del 2010. a) Modelo de la distribución de deslizamiento en la falla. b) Vista perspectiva de la distribución de deslizamiento. (Tomado de Champenois et al., 2017)



Figura 3.8. Evidencias de la ruptura de superficie. a) Grieta abierta en el NSP. b) Desplazamiento dextral de las rupturas. (Tomado de Champenois et al., 2017)

CAPÍTULO IV

MARCO CONCEPTUAL Y METODOLÓGICO

4.1. Marco Conceptual

4.1.1. Criterio de Falla de Coulomb

Se han utilizado varios criterios para caracterizar las condiciones bajo las cuales ocurren fallamientos en las rocas (King et al., 1994). El criterio de falla de Coulomb requiere que tanto el esfuerzo normal como el de cizalla en un plano de falla incipiente, satisfagan condiciones similares a las de la fricción en una superficie preexistente (King et al., 1994). Según el criterio de Coulomb, el fallamiento por cizalla ocurre cuando el esfuerzo cortante o de cizalla τ , que actúa a través de un plano, alcanza un valor específico (Beeler et al., 2000). Y se expresa como:

$$\tau = C + \mu\sigma_n \quad (1)$$

Donde C es la cohesión del material, μ es el coeficiente de fricción interna, τ es el esfuerzo de cizalla, σ_n es el esfuerzo normal (tensión positiva). En presencia de presión de poros P , la ecuación (1) debe de ser cambiada a la siguiente:

$$\tau = C + \mu(\sigma_n - P) \quad (2)$$

Como medida de proximidad al fallamiento, el esfuerzo de Coulomb σ_f se calcula de la siguiente manera:

$$\sigma_f = \tau + \mu(\sigma_n + P) - C \quad (3)$$

Si C permanece constante, entonces la variación del esfuerzo de Coulomb $\Delta\sigma_f$ producido en un plano por un sismo cercano o por otra perturbación de esfuerzos es:

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu(\Delta\sigma_n + \Delta P) \quad (4)$$

Donde $\Delta\sigma_f$ es la variación o cambio en el esfuerzo de Coulomb en una falla receptora causado por el deslizamiento de la falla fuente (positiva cuando el fallamiento está cerca de fallar), $\Delta\tau_s$ es la variación en el esfuerzo de cizalla (positiva cuando el cizallamiento

está en dirección al deslizamiento), $\Delta\sigma_n$ es la variación en el esfuerzo normal (positiva para extensión y cuando la falla no está acoplada), μ es el coeficiente de fricción interna, y ΔP es la variación en la presión de poros. La ecuación (4) es ampliamente adoptada en los diversos estudios del esfuerzo de Coulomb (Beeler et al., 2000; King et al., 1994; Nostro et al., 1997).

Por simplicidad, se puede considerar un modelo de fricción efectivo constante (Beeler et al., 2000; Feuillet et al., 2006; Nostro et al., 1997), el cual se asume que ΔP es proporcional a la variación de esfuerzo normal ($\Delta P = -B \Delta\sigma_n$, donde B es el parámetro de Skempton) (Feuillet et al., 2006). Después de este cambio, las variaciones del esfuerzo de Coulomb son calculadas a través de la siguiente ecuación (Feuillet et al., 2006; Harris et al., 1995; King et al., 1994; Lin y Stein, 2004; Nostro et al., 1997, 1998; Toda et al., 2011):

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu' \Delta\sigma_n \quad (5)$$

Donde μ' es el coeficiente de fricción efectiva [$\mu' = \mu (1 - B)$], el cual incluye los efectos de la presión de poros. A la ecuación (5) también se la denomina Función de Falla de Coulomb (ΔCFF). Si el plano de falla es orientado a un ángulo β del eje del esfuerzo principal σ_1 , se pueden expresar los componentes del esfuerzo aplicado a la falla de la siguiente manera (King et al., 1994) (Figura 4.1):

$$\tau_s = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sen 2\beta \quad (6)$$

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta \quad (7)$$

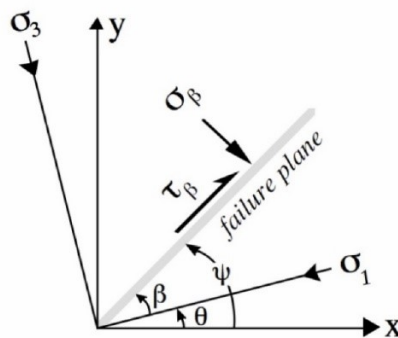


Figura 4.1. Sistema de esfuerzos actuando sobre el plano de falla usado por King et al. (1994) para calcular los esfuerzos de Coulomb en planos de falla óptimos (Tomado de Toda et al., 2011)

4.1.2. Software Coulomb 3.3

El software Coulomb 3.3 fue desarrollado por Toda et al. (2011) bajo el auspicio del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Coulomb 3.3 está destinado tanto a la investigación como a la instrucción en las universidades y escuelas de posgrados (Toda et al., 2011). El software se basa en el lenguaje de programación MATLAB. Su interfaz se maneja mediante la interacción con menús y cajas de diálogos para facilitar la conexión con el usuario (Toda et al., 2011). Los resultados pueden salir tanto como archivos de texto así como gráficas que pueden ser importadas dentro de otros softwares como Google Earth, ArcGIS Pro, GMT, Illustrator (Toda et al., 2011).

Coulomb 3.3 está diseñado para calcular los desplazamientos estáticos, deformaciones y esfuerzos a cualquier profundidad causados por los deslizamientos producidos por las fallas, intrusiones magmáticas, incluyendo la expansión y contracción de diques (Toda et al., 2011). Muchos de estos cálculos tienen relación con diversos problemas, cómo la forma en que un sismo promueve o inhibe el fallamiento en fallas cercanas, o cómo un sismo o la expansión de un dique comprimirá una cámara magmática cercana (Toda et al., 2011). Además, se puede determinar la relación inversa, de cómo la actividad volcánica puede afectar sistemas de fallas, entre otras aplicaciones geológicas.

Existe evidencia substancial que soporta la hipótesis de que las fallas pueden interaccionar por transferencia de esfuerzos, así como también fallas y sistemas magmáticos pueden interactuar entre sí mediante la variación de los esfuerzos estáticos (Toda et al., 2011). Sin embargo, existen algunos procesos importantes que están excluidos del software Coulomb 3.3. Entre estos procesos tenemos los esfuerzos dinámicos, la difusión del fluido de poros y el rebote viscoelástico (Toda et al., 2011).

Todos los cálculos de Coulomb 3.3 se realizan en un semi-espacio elástico con propiedades elásticas isotrópicas uniformes, siguiendo los principios de Okada (1992). Este semi-espacio no considera las diferencias de rigidez elástica entre las diversas capas de la Tierra, lo que modifica los resultados de los esfuerzos calculados con el software (Toda et al., 2011).

En Coulomb 3.3 existe la definición de fallas receptoras o “*receiver faults*”, que son planos con un específico rake, dip y strike, en el cual los esfuerzos impartidos por las fallas fuentes son resueltos. Las fallas receptoras no tienen slip, mientras que las fallas fuentes tienen slip que imparten esfuerzos a la corteza y fallas circundantes (Toda et al., 2011).

Los datos de entrada para el programa se definen mediante los datos intrínsecos de las fallas, mecanismos focales y sismos estudiados. Estos son el rake, el buzamiento, el azimut u orientación de los planos de falla, la magnitud, la profundidad, el epicentro, el deslizamiento de la falla, la longitud y el ancho de la falla y el módulo de rigidez. De igual forma, los datos de entrada deben seguir la convención de la mano derecha para el modelamiento de fallas y rake (Toda et al., 2011) (Figura 4.2). La entrada de los datos se la puede realizar mediante la interacción con los menús del programa, o se lo puede realizar mediante la entrada de un archivo texto o tabla siguiendo la configuración mostrada en la Figura 4.3.

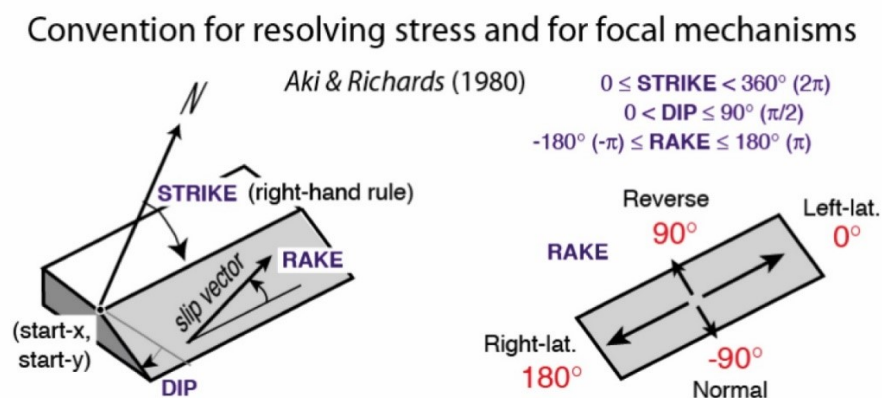


Figura 4.2. Convención de signos que utiliza Coulomb 3.3 para los datos de entrada y salida (Tomado de Toda et al., 2011)

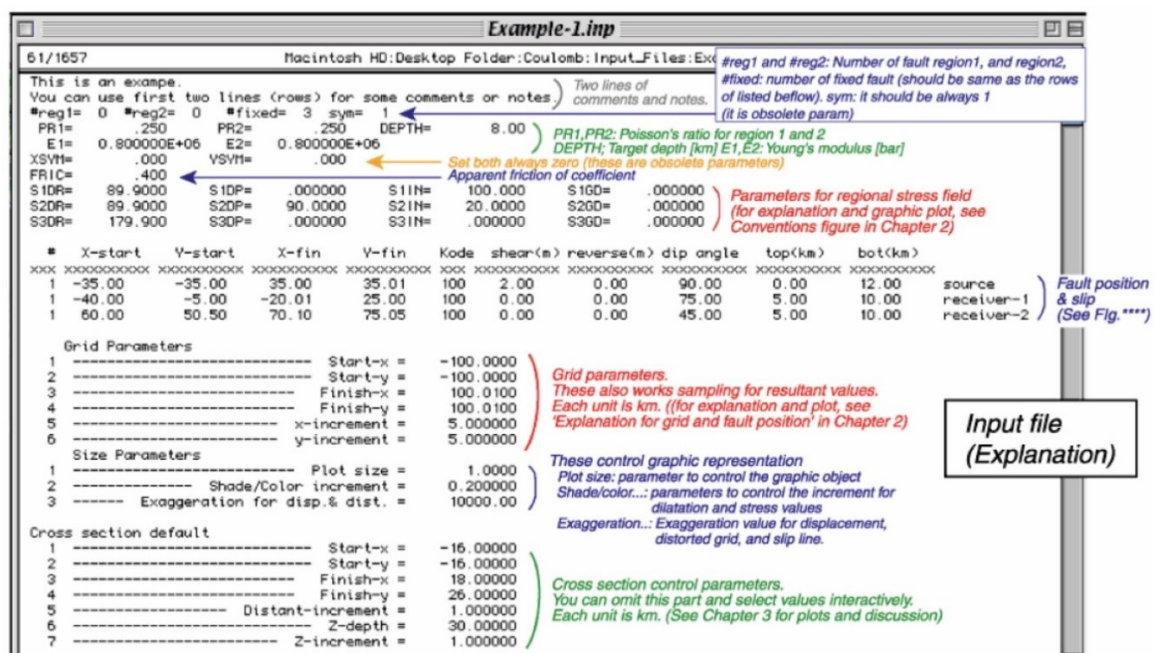


Figura 4.3. Explicación del formato de la estructura de archivos para los datos de entrada en Coulomb 3.3 (Tomado de Toda et al., 2011)

Entre los datos de salida que Coulomb 3.3 puede determinar tenemos los desplazamientos medidos en metros, los diversos componentes de la deformación (adimensional), y los esfuerzos medidos en bares (Toda et al., 2011).

En la Figura 4.4, mediante el uso del software Coulomb 3.3, se representa gráficamente un ejemplo de la variación en el esfuerzo de Coulomb resuelta en fallas verticales *strike-slip* paralelas a la falla fuente (Figura 4.2a) y resuelta en planos orientados óptimamente (Figura 4.2b).

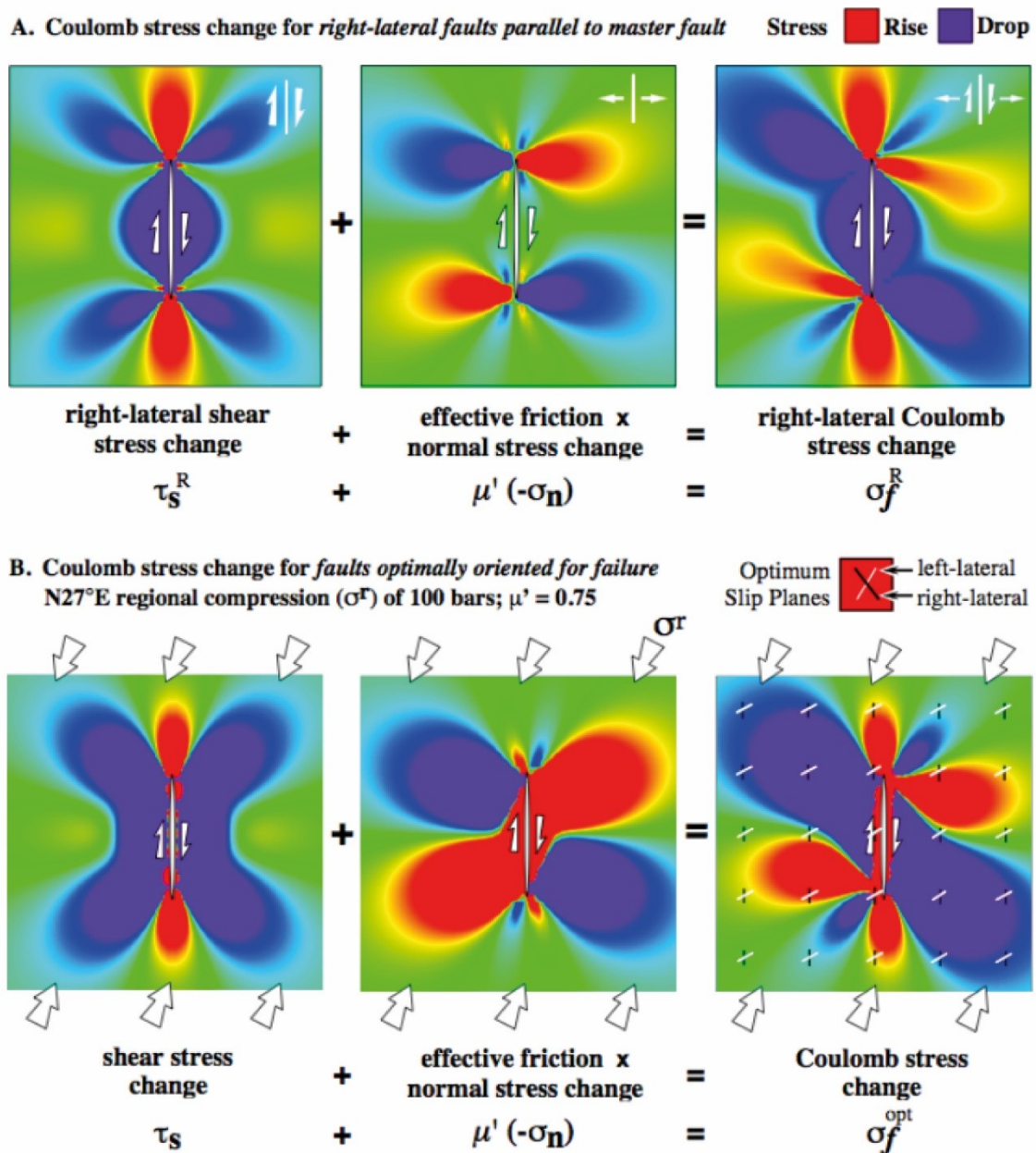


Figura 4.4. Ilustración de la variación del esfuerzo de Coulomb realizado por King et al. (1994) en el programa Coulomb 3.3. En el ejemplo mostrado los tonos rojos significan acumulación de esfuerzos y los tonos azules disminución de esfuerzos (Tomado de Toda et al., 2011)

4.2. Marco Metodológico

El presente capítulo desarrolla la metodología aplicada durante la realización del estudio. La investigación se desarrolló en varias fases, la cual inicia con la recopilación de la información bibliográfica, así como el aprendizaje del software Coulomb 3.3 y la visita del área de estudio. Posteriormente, para el análisis y los cálculos de los datos se siguió el proceso sugerido en el manual de Coulomb 3.3, desarrollado por Toda et al. (2011). Para el ingreso de los datos se realizaron algunas modificaciones necesarias a los datos originales a fin de seguir el modelo requerido de los datos de entrada del programa. Principalmente se modificó el modelo de falla finita de Champenois et al. (2017) del sismo del 26 de marzo del 2010 para su ingreso al programa. Con los datos de entrada se realizaron los diversos modelos de fallas y se calcularon las dilataciones y variaciones del esfuerzo de Coulomb para sus posteriores interpretaciones y discusiones. Por último, se realizaron los análisis geoquímicos de las muestras recolectadas.

4.2.1. Levantamiento Bibliográfico

La recopilación bibliográfica abarcó todas las investigaciones disponibles para el área de estudio, tales como: artículos científicos, informes, trabajos de titulación, bases de datos; de las cuáles se realizaron varios filtros para obtener los datos más relevantes e importantes que sirvieron para el ingreso de la información en Coulomb 3.3. En la Tabla 4.1 se listan la información bibliográfica obtenida que fue considerada para la presente investigación.

4.2.2. Aprendizaje del Software Coulomb 3.3

El aprendizaje del software Coulomb 3.3 se desarrolló a través de la guía de manual desarrollado por Toda et al. (2011). La guía muestra ejemplos interactivos para el aprendizaje del programa y permite el desarrollo teórico y práctico de los conceptos del criterio de falla de Coulomb. Para complementar la guía se observó los videos de los talleres organizados por los autores del programa que se encuentran subidos a la plataforma de YouTube, dirigiéndose al siguiente link: <https://youtu.be/4xfRzKwosws>.

Tabla 4.1. Principales fuentes bibliográficas utilizadas para la investigación

Tipo de estudio	Publicación	Título
Artículos Científicos	Champenois et al. (2017)	Evidences of Surface Rupture Associated With a Low-Magnitude (Mw5.0) Shallow Earthquake in the Ecuadorian Andes
	Beauval et al. (2010)	Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996)
	Aguilar et al. (1996)	The Pisayambo, Ecuador, seismicity nest: towards the birth of a volcano?
	Segovia y Alvarado (2009)	Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador
Trabajos de Titulación	Troncoso (2009)	Estudio sismológico del Nido de Pisayambo
Bases de Datos	RENSIG IG-EPN	
	USGS	

4.2.3. Tratamiento de Datos

Para el ingreso de la información sísmica del NSP al programa, se realizaron algunas modificaciones a los datos originales. El principal *input* modificado fue el modelo de falla finita de Champenois et al. (2017), que representa a la Falla Laguna Pisayambo (LPF) que originó el sismo del 26 de marzo del 2010. Para los datos obtenidos de las investigaciones de Beauval et al. (2010), Troncoso (2009) y Alvarado (2009), no se realizaron mayores modificaciones.

4.2.3.1. Modelamiento de la Falla Laguna Pisayambo

Champenois et al. (2017) definió el modelo de falla finita que representa al sismo del 26 de marzo del 2010, a través de datos de InSAR e interferogramas mediante una inversión de los desplazamientos. El modelo de falla de Champenois et al. (2017) se encuentra representado por facetas triangulares. Este modelo no coincide con el formato que Coulomb 3.3 requiere para el ingreso de los modelos de falla finita. El formato de Coulomb 3.3 solo permite que el modelo de falla se represente mediante facetas rectangulares.

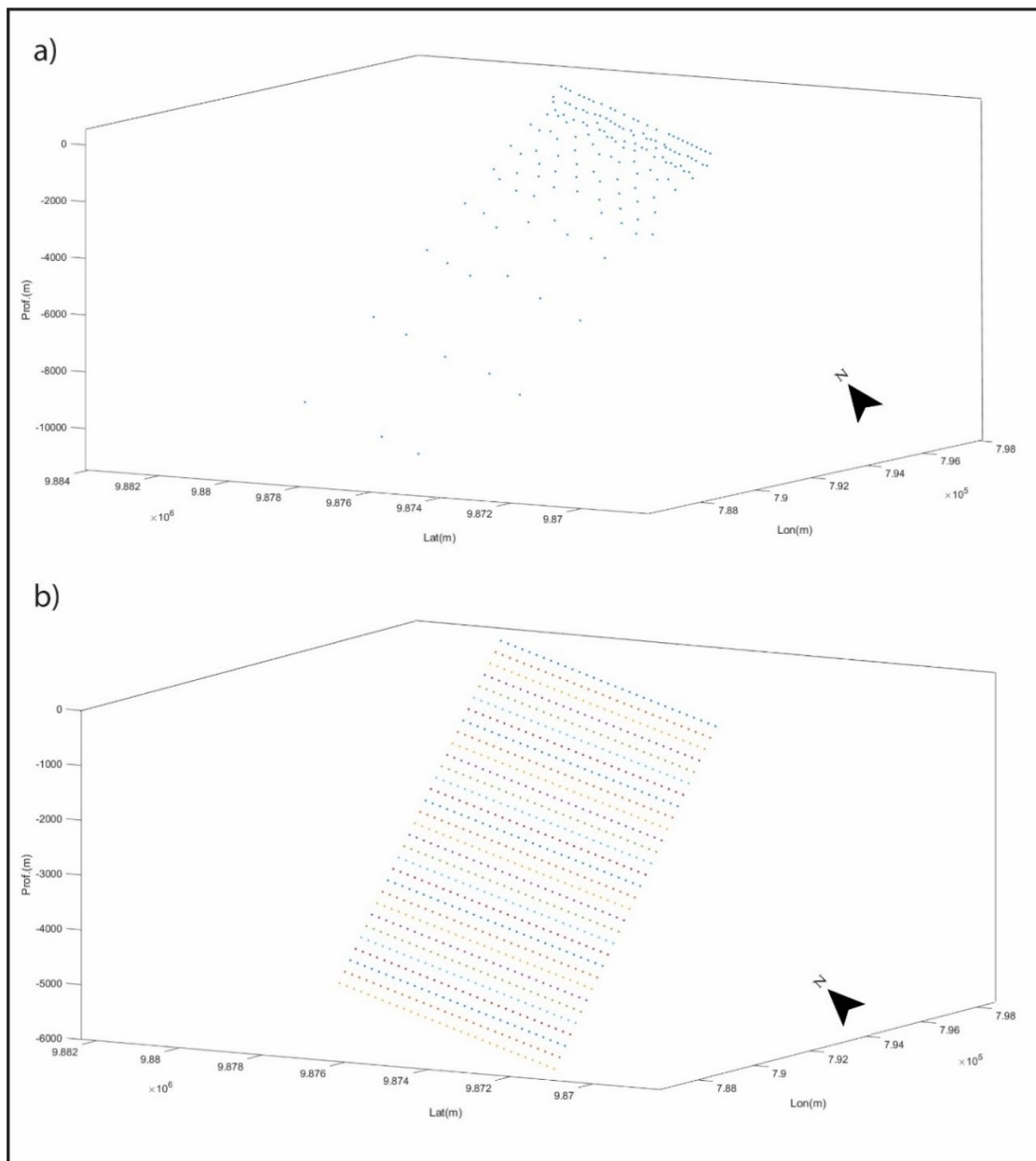


Figura 4.5. Mallas del modelo de falla finita de Champenois et al. (2017). a) Mallado original. b) Mallado 30x30 generado a partir del código “*GenerateNewMesh.m*”.

Para transformar el modelo original al formato requerido se utilizó el programa MATLAB, utilizando una interpolación de los datos originales en la nueva geometría requerida. En primer lugar, se creó la nueva malla a través del código “*GenerateNewMesh.m*” (Anexo 3). Este código crea una malla de 30 x 30 facetas a partir del modelo original de Champenois et al. (2017) (Figura 4.5). La dimensión de la nueva malla es de 6 x 12 km, a diferencia del modelo original que tiene una dimensión de 10 x 12 km. Se decidió reducir la profundidad de la malla a 6 km debido a que los valores de deslizamiento se concentran superficialmente.

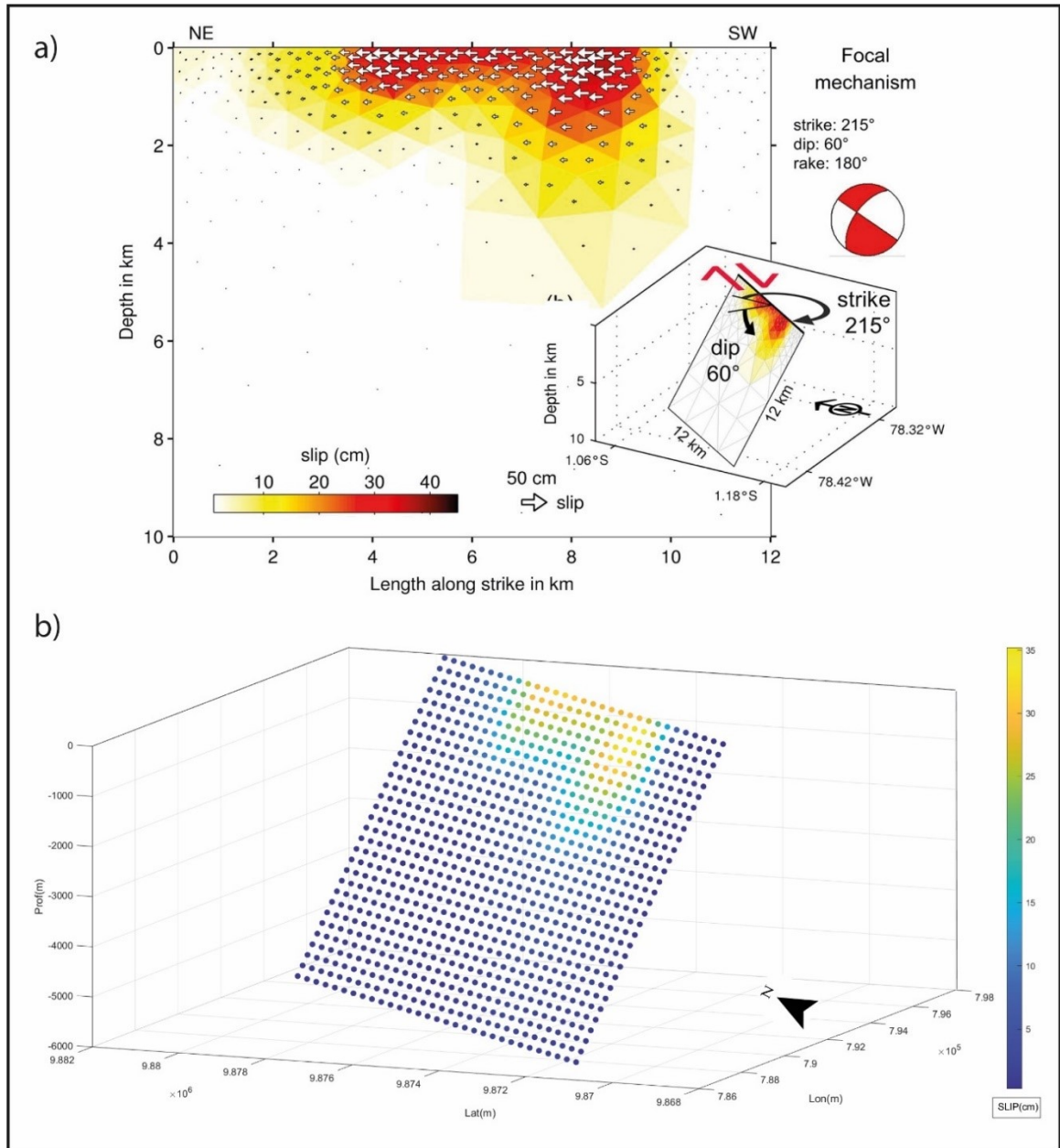


Figura 4.6. Valores de deslizamiento de los modelos. a) Modelo original de Champenois et al. (2017). b) Modelo interpolado de deslizamiento de la malla 30 x 30.

El siguiente paso fue interpolar los valores del deslizamiento de la malla original hacia la malla 30 x 30 mediante el comando “*scatteredInterpolant*”. En la Figura 4.6 se puede observar la comparación de los valores del deslizamiento entre la malla original y la malla 30 x 30 recreada a través del código. A continuación, se interpolaron los valores del rake de la malla original hacia la malla 30 x 30 mediante el mismo comando del paso anterior (Figura 4.7). También se procedió a realizar el mismo procedimiento con una malla más fina de 60x60, sin embargo, el resultado fue muy similar a la malla 30 x 30, por lo cual se procedió a trabajar con la malla 30 x 30 por ocupar menos recursos y agilizar el proceso de los resultados.

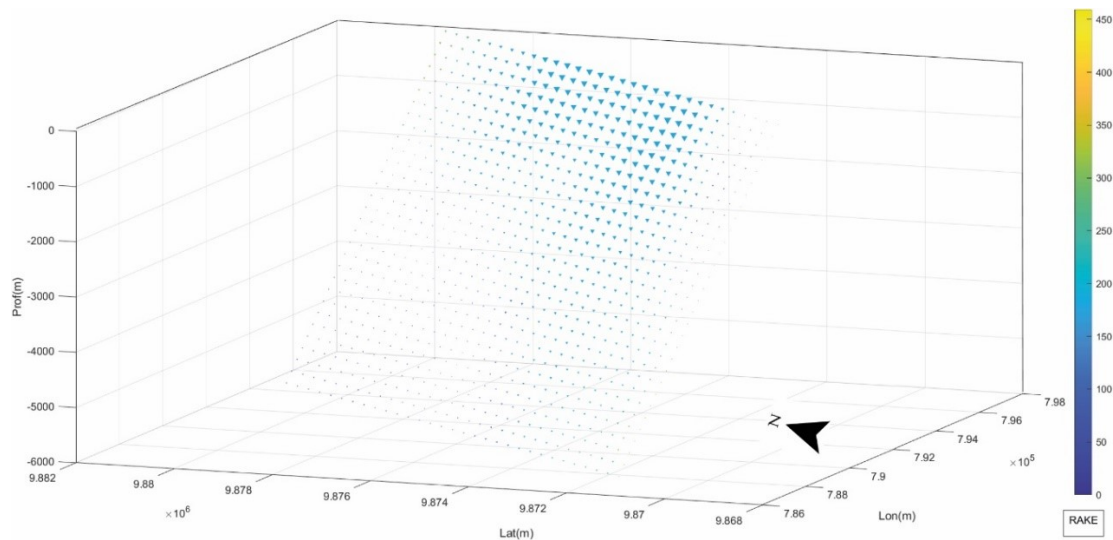


Figura 4.7. Valores del rake interpolados en la malla 30x30

A partir de los datos de las interpolaciones, se extrajeron los valores en tablas y se procedió a escribir los datos con la estructura y el formato de los archivos de entrada que Coulomb 3.3 sugiere (Figura 4.3). Como siguiente paso, se ingresó los datos del modelo de falla al programa y se comparó que el modelo interpolado sea similar al modelo de Champenois et al. (2017). En la Figura 4.8 se presenta el modelo final interpolado de dimensiones 30x30 que se ingresó a Coulomb 3.3 y que se utilizó para realizar los respectivos cálculos y resultados. En el modelo se observa que la falla tiene un slip máximo de hasta 35 cm en un plano con un dip en dirección hacia al occidente.

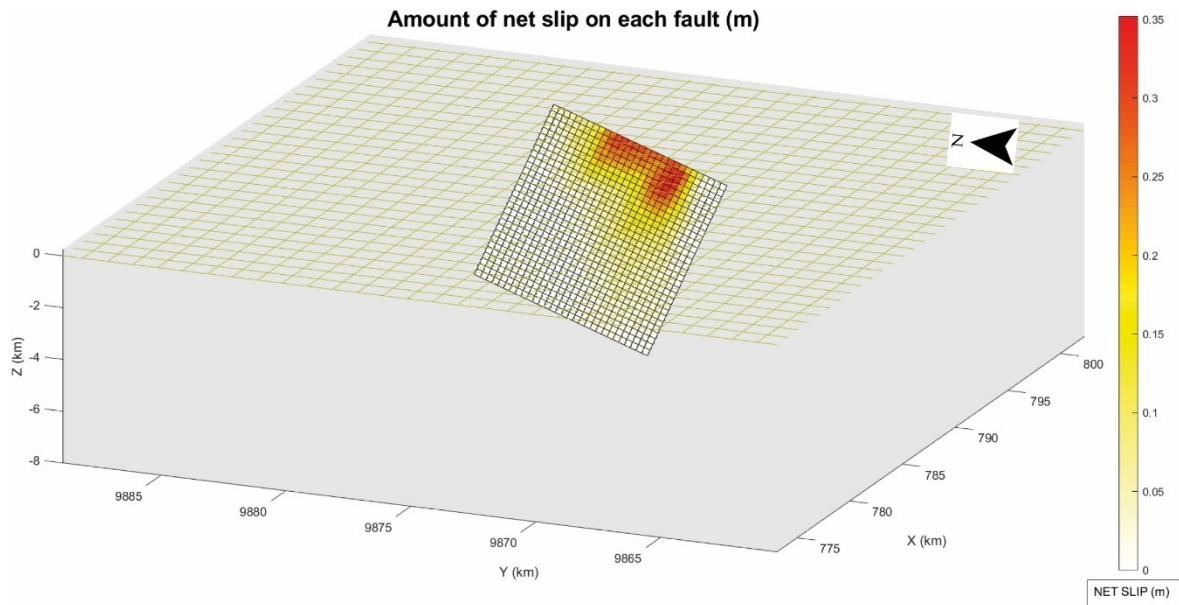


Figura 4.8. Modelo de falla finita del sismo del 26 de marzo del 2010 ilustrado con Coulomb 3.3

4.2.3.2. Modelamiento de la Falla Normal de Troncoso

Para la entrada de los datos de Troncoso (2009) en Coulomb 3.3 se necesitó la ayuda del software ArcGIS Pro como medio para conseguir las coordenadas de las fallas a partir de los *shapefiles* de la base de datos de Alvarado (2009). A diferencia del modelo de falla finita de Champenois et al. (2017), estos datos se ingresaron como modelos de fallas simples a partir de los datos conocidos como el rake, el buzamiento, el azimuth y la magnitud del sismo.

Para los datos de las longitudes y anchos de las fallas, el programa permite calcular estos parámetros a partir de la magnitud y el tipo de falla a partir de las fórmulas empíricas de Wells y Coppersmith (1994). El ingreso de estos modelos de falla a Coulomb 3.3 se realizó siguiendo la guía del programa de Toda et al. (2011). En la Figura 4.9 se muestra un ejemplo del menú de entrada que Coulomb 3.3 facilita para el ingreso de estos modelos.

De los datos de Troncoso (2009), se decidió utilizar como *input* a la falla normal inferida en la misma investigación (Figura 3.5). Para que esta falla coincida con el lineamiento de la base de datos de Alvarado (2009), se procedió a modelar la falla con todas sus posibles configuraciones, variando principalmente la profundidad de la falla. Además, se decidió aumentar la magnitud de los sismos asociados a esta falla debido que la máxima magnitud de los datos de Troncoso (2009) fue de Mw 3.8, siendo este valor muy pequeño

para generar algún tipo de interacción con el Vento Sur Pisayambo. Siguiendo las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), se tomó un valor de M_w 6.1 para modelar las diversas configuraciones de esta falla. Los parámetros de estas configuraciones se muestran en la Tabla 4.2. En la Figura 4.10 se puede observar todas las configuraciones de la falla normal de Troncoso (2009).

Build input from CMT or focal mech. data

Study area

Reference point (x,y) = (0,0) lon.(°E) -78.400 lat.(°N) -1.100

Lon.(°E) min(°) -78.600 max(°) -78.200 incr.(°) 0.050

Lat.(°N) min(°) -1.300 max(°) -0.900 incr.(°) 0.050

Calc. Add to map

x start	y start	x finish	y finish	x incr.	y incr.
-22.27	-22.13	22.28	22.13	5.57	5.53
(km)	(km)	(km)	(km)	(km)	(km)

Fault elements

Fault reference point

☒ Start-point per Aki-Richards ☐ Fault center

lon.(°E) 130.178 lat.(°N) 33.741 depth to source 7.50 km

length (km) 20.00 width (km) 10.00 From empirical relations

Mw 6.6

strike 303.0 dip 81.0 rake 4.0 ID number 1

x start	y start	x finish	y finish
16828.18	3874.15	16811.40	3885.04
right lat.(m)	rev. slip(m)	top	bottom
-1.47	0.10	7.50	17.38

Calc. Add to map

Edit all input parameters Cancel OK

Figura 4.9. Menú de entrada para los datos de mecanismos focales en Coulomb 3.3

Tabla 4.2. Parámetros de los modelos para la falla normal de Troncoso (2009)

ID Falla	Strike	Dip	Rake	Longitud (km)	Ancho (km)	Profundidad evento (km)	Mw	Corta la superficie
Normal Troncoso	119	46	-90	13.89	9.47	15	6.1	No
Normal Troncoso 1.1	119	46	-90	13.89	9.47	12	6.1	No
Normal Troncoso 1.2	119	46	-90	13.89	9.47	9	6.1	No
Normal Troncoso 1.3	119	46	-90	13.89	9.47	6	6.1	No
Normal Troncoso 1.4	119	46	-90	13.89	9.47	3.3	6.1	No
Normal Troncoso Superficial	119	46	-90	13.89	9.47	3	6.1	Sí

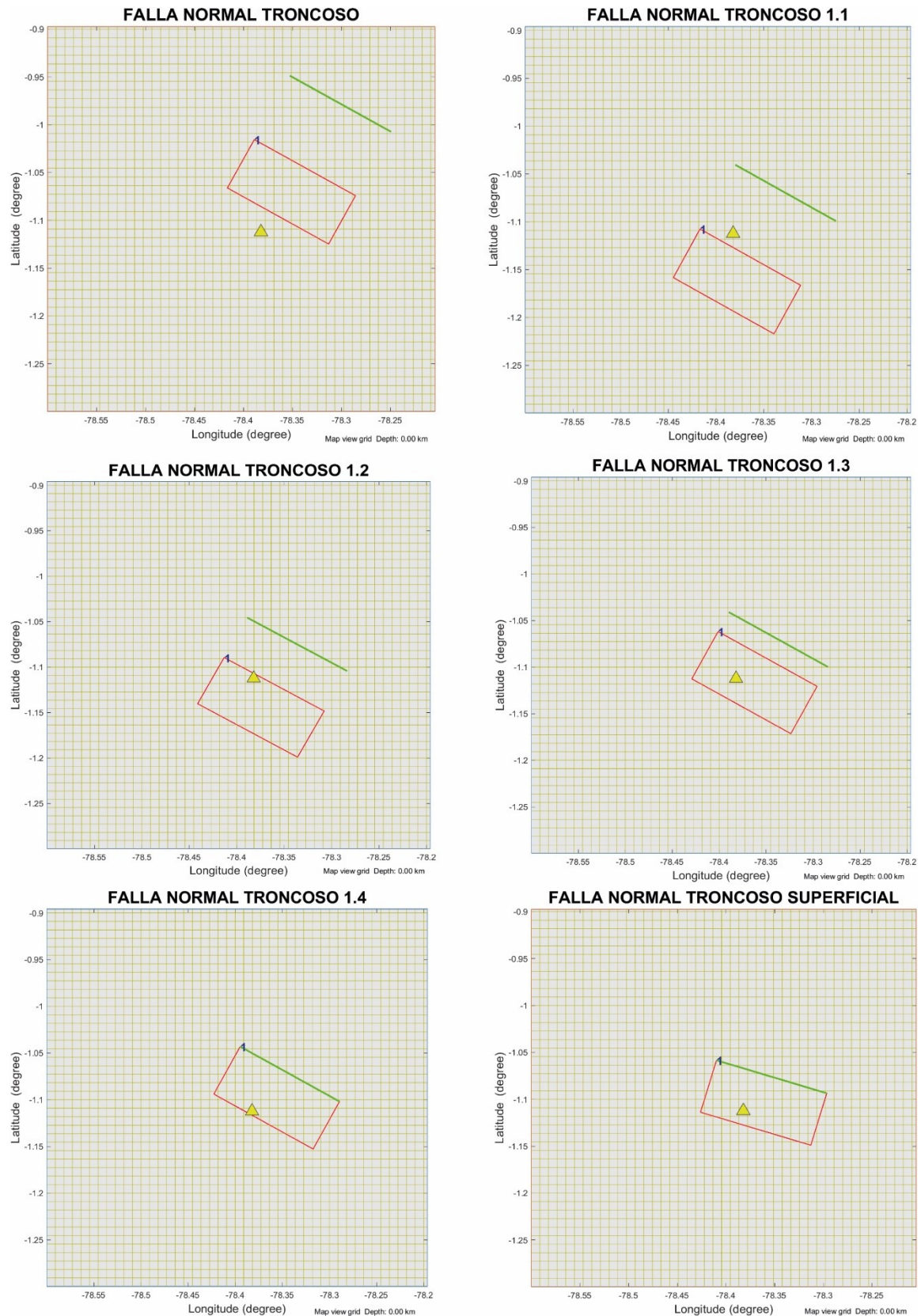


Figura 4.10. Configuraciones de los modelos para la falla normal de Troncoso (2009). Las cajas con márgenes rojos son los modelos de las fallas. Las líneas verdes son las prolongaciones de las fallas en la superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo

4.2.3.3. Modelamiento de la Falla de Pucará

De los datos de Beauval et al. (2010) se utilizó la información del sismo de Pelileo de 1949 que se asocia a la falla de Pucará que se encuentra en la base de datos de Alvarado (2009). Para complementar la información de esta falla, se buscó en la base de datos de la USGS el hipocentro aproximado del sismo. Estos datos se ingresaron como modelos de fallas simples a partir de los datos conocidos como el rake, el buzamiento, el azimut y la magnitud del sismo (Figura 4.9).

Para realizar los modelos de esta falla se consideró variar la longitud de la superficie de ruptura y con las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) se calculó la magnitud asociada. Para las fallas Pucará 1.1 y Pucará 1.2 las magnitudes se establecieron en Mw 7.2 según Beauval et al. (2010). Los parámetros para estos modelos se encuentran explicados en la Tabla 4.3. En la Figura 4.11 se puede observar las configuraciones de la falla de Pucará asociada al sismo de Pelileo de 1949.

Tabla 4.3. Parámetros de los modelos para la falla de Pucará

ID Falla	Strike	Dip	Rake	Longitud (km)	Ancho (km)	Profundidad evento (km)	Mw	Corta la superficie
Pucará	215	60	180	28	12	6	6.5**	Sí
Pucará 1.1	215	60	180	37*	14.7*	7.3	7.2*	Sí
Pucará 1.2	215	60	180	37*	14.7*	15**	7.2*	No

*Datos de Beauval et al. (2010) **Base de datos de la USGS

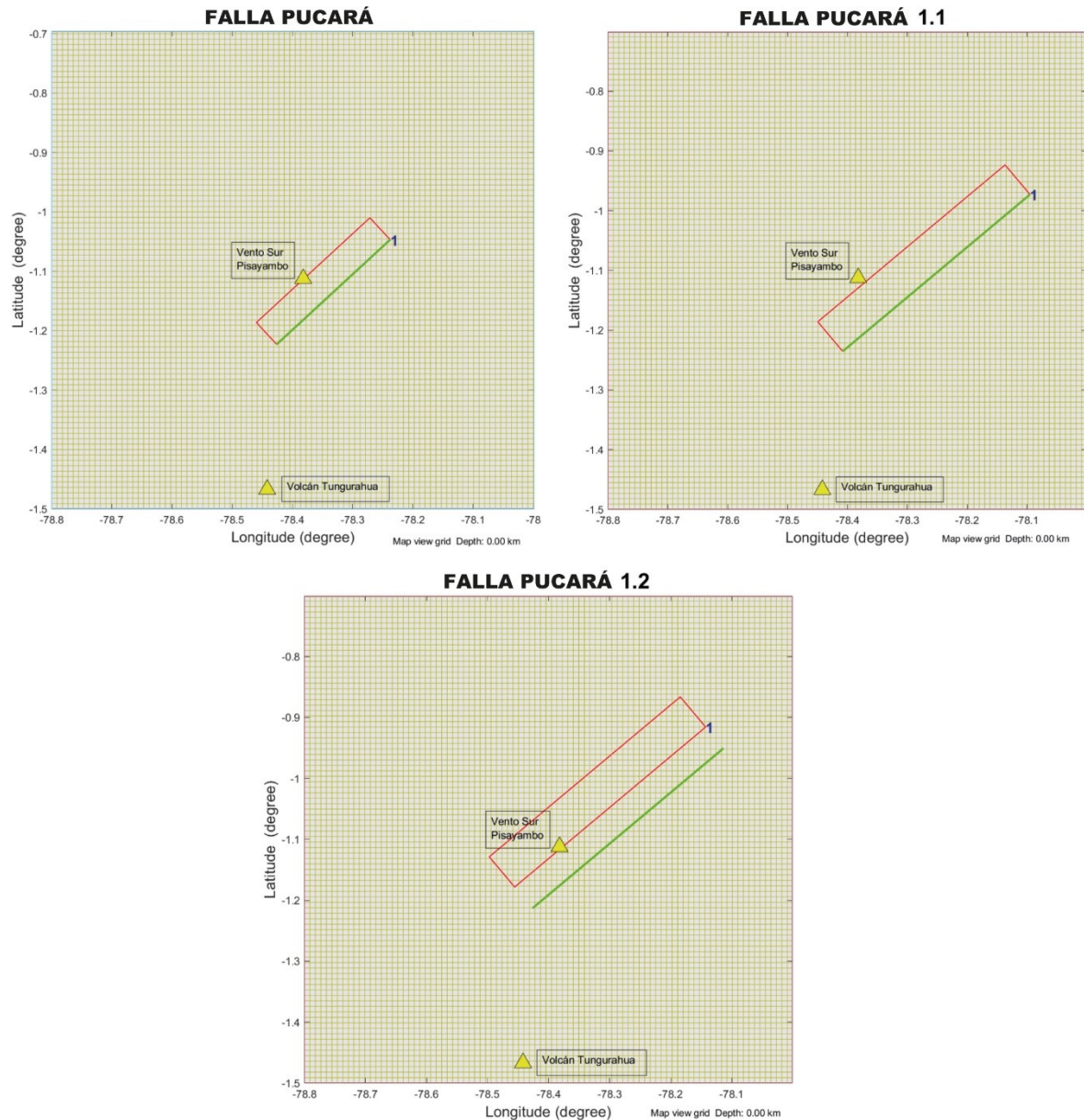


Figura 4.11. Configuraciones de los modelos para la falla de Pucará. Las cajas con márgenes rojos son los modelos de las fallas. Las líneas verdes son las prolongaciones de las fallas en la superficie. Los triángulos amarillos representan los edificios volcánicos

4.2.3.4. Modelamiento de la Falla Normal Pisa

De la base de datos de las fallas de Alvarado (2009), se configuró adicionalmente un modelo de falla correspondiente al lineamiento denominado por Alvarado (2009) como falla “Laguna Pisayambo”. Para no confundirse con la falla que originó el sismo del 26 de marzo del 2010, se denominó a este lineamiento como “Falla Normal Pisa”. Esta falla no ha sido estudiada con detalle, así como tampoco se ha registrado sismicidad importante

asociado a la falla, por lo que sus parámetros como el strike, el buzamiento y el rake se tomaron de la información de la falla normal de Troncoso (2009). Se decidió modelar la falla de esta forma, debido a que este lineamiento se considera la falla secundaria asociada a la falla normal de Troncoso (2009) que forma parte de una cuenca pull-apart; en la Figura 3.5b se puede observar esta configuración de cuenca propuesta por Troncoso (2009).

Estos datos se ingresaron como modelos de fallas simples a partir de los datos conocidos como el rake, el buzamiento, el azimuth y la magnitud del sismo (Figura 4.9). Para el modelamiento de esta falla se consideró variar las profundidades, mientras que las longitudes y el ancho de la falla se calcularon mediante las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994). Los parámetros para estos modelos se explican en la Tabla 4.4. En la Figura 4.12 se puede observar las configuraciones de la “Falla Normal Pisa”.

Tabla 4.4. Parámetros de los modelos para la Falla Normal Pisa

ID Falla	Strike	Dip	Rake	Longitud (km)	Ancho (km)	Profundidad evento (km)	Mw	Corta la superficie
Normal Pisa	330*	48*	-90*	12.17**	9**	3.3	6.1	Sí
Normal Pisa 1.1	330*	48*	-90*	12.17**	9**	6	6.1	No

*Datos de Troncoso (2009) **Datos de Alvarado (2009)

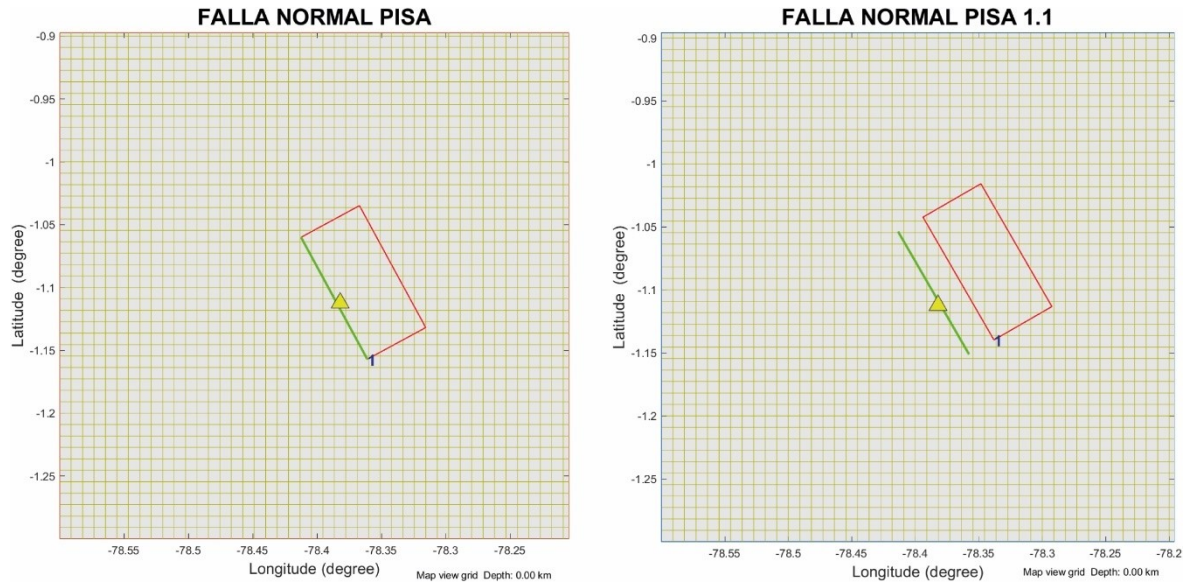


Figura 4.12. Configuraciones de los modelos para el lineamiento de Alvarado (2009) denominada Falla Normal Pisa. Las cajas con márgenes rojos son los modelos de las fallas. Las líneas verdes son las prolongaciones de las fallas en la superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo

4.2.4. Procedimiento Para el Cálculo de la Deformación

Para calcular la deformación producida por los modelos de fallas, se determinó los valores de dilatación de acuerdo a la guía del manual de Toda et al. (2011), siguiendo la siguiente fórmula:

$$Dilatación = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} \quad (8)$$

Donde ε_{xx} es la deformación en dirección del eje x , ε_{yy} es la deformación en la dirección del eje y , ε_{zz} es la deformación en dirección del eje z . La dilatación no tiene unidades pero puede ser representada por unidades de microdilatación μ .

Para la presente investigación se calculó la dilatación producida por cada uno de los modelos de fallas del NSP (Tablas 4.2, 4.3, 4.4 y Figura 4.8) a través del menú de control de la deformación de Coulomb 3.3, como se puede observar en la Figura 4.13. Además, para el modelo interpolado de falla finita de Champenois et al. (2017) se realizaron cortes transversales tratando de cortar de forma perpendicular y paralela al Vento Sur Pisayambo.

Los parámetros que definieron el semi-espacio elástico para los cálculos de la dilatación, fueron asumidos de la siguiente manera: Coeficiente de Poisson (ν) = 0.25, Módulo de

Young (E) = 15 GPa (Champenois et al., 2017), Módulo de rigidez (G) = 6 GPa (Champenois et al., 2017) y coeficiente de fricción efectiva (μ') = 0.5, el cuál es un valor de laboratorio de la fricción con una presión modesta de fluido (Feuillet et al., 2006; Nostro et al., 1998). Con el objetivo de analizar la dilatación de forma superficial, se realizaron los cálculos a una profundidad de 0 km.

Finalmente, a partir de los valores de la dilatación se pudo establecer la influencia potencial que tiene la sismicidad del NSP en el Vento Sur Pisayambo.

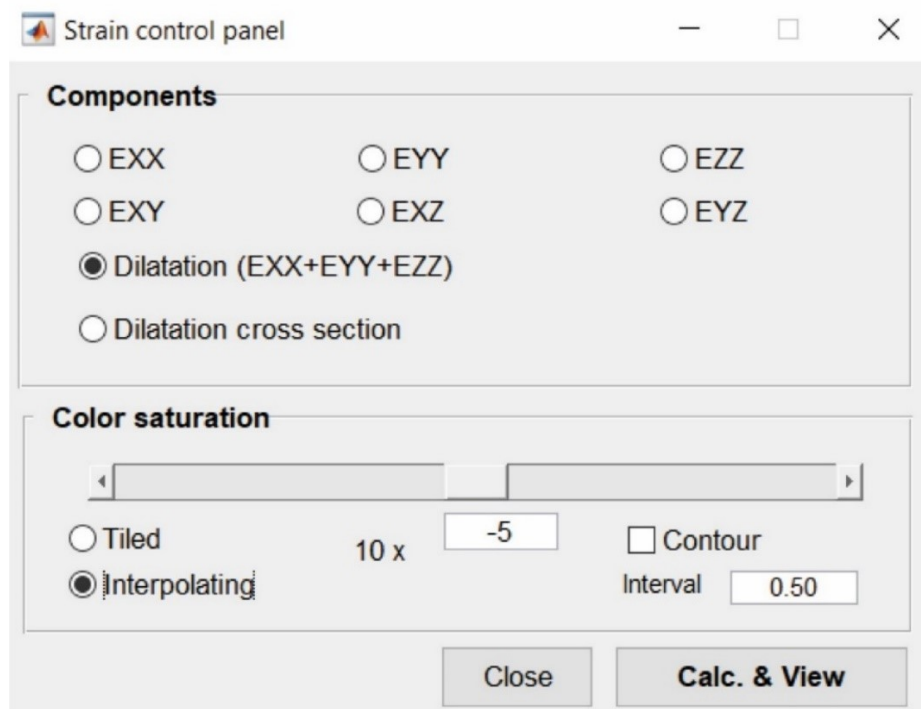


Figura 4.13. Panel de control de la deformación en Coulomb 3.3

4.2.5. Procedimiento Para el Cálculo del Coulomb Stress Change

Para calcular la variación de los esfuerzos de Coulomb o el Coulomb Stress Change, se determinó $\Delta\sigma_f$ siguiendo la fórmula (5) del apartado 4.1.1. El proceso se llevó a cabo de acuerdo a la guía del manual de Toda et al. (2011).

Coulomb 3.3 utiliza los desplazamientos de las fallas para calcular el campo de deformación, el cuál es multiplicado por la rigidez elástica para derivar las variaciones de los esfuerzos. El programa resuelve los componentes de cizalla y normal de la variación de los esfuerzos en los planos de falla de las fallas “receptoras” (Toda et al., 2011). La

variación del esfuerzo de cizalla va a depender de la posición, geometría y del deslizamiento de la falla fuente, además dependerá de la posición, geometría y rake de la falla receptora; mientras que la variación del esfuerzo normal es independiente del rake de la falla receptora (Toda et al., 2011).

En la Figura 4.14 se muestra el menú de control para calcular el Coulomb Stress Change utilizado por Coulomb 3.3.

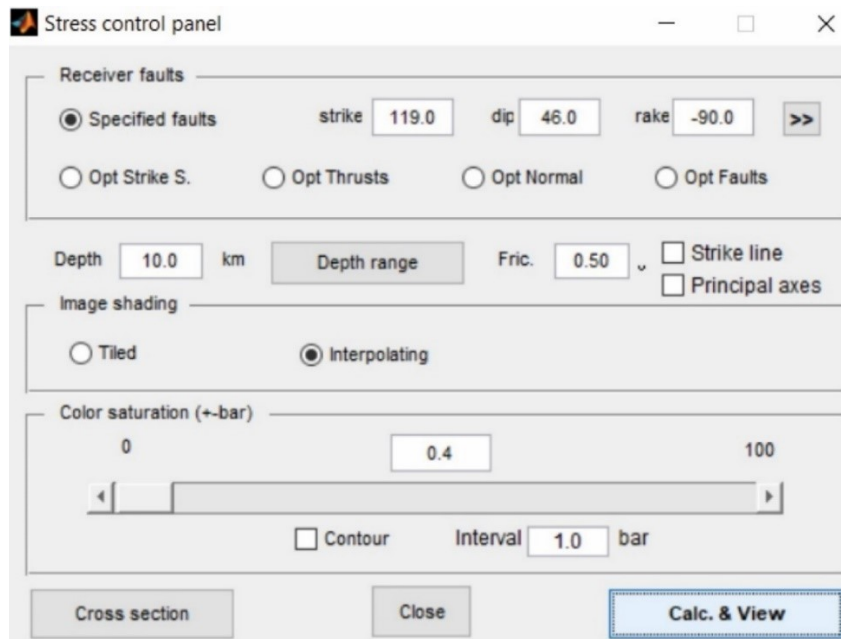


Figura 4.14. Panel de control del Coulomb Stress Change en Coulomb 3.3

Para la presente investigación se calculó el Coulomb Stress Change generado por el sismo (Mw 5.1) del 26 de marzo del 2010. El dato de entrada utilizado fue el modelo de falla finita interpolado (Figura 4.8). Las fallas receptoras fueron las fallas normales de Troncoso (2009) y la falla de Pucará (Beauval et al., 2010). Los cálculos se efectuaron a una profundidad de 0 km y posteriormente se realizaron los respectivos cortes en las zonas de ubicación de cada falla.

Los parámetros que definieron a las fallas receptoras fueron las siguientes:

- Para las fallas normales de Troncoso (2009) se utilizaron un strike: 119, dip: 46, rake: -90. Mientras que, para las fallas secundarias asociadas a las fallas normales se utilizaron un strike: 330, dip: 48, rake: -90.
- Para la falla de Pucará (Beauval et al., 2010) se utilizaron un strike: 215, dip: 60, rake: 180.

Los parámetros del semi-espacio elástico para los cálculos del Coulomb Stress Change, fueron asumidos de la misma forma que en los cálculos de la dilatación (ver sección 4.2.4).

A partir de los resultados obtenidos del Coulomb Stress Change, se pudieron establecer las zonas donde fue posible inhibir o promover fallamiento en las fallas receptoras aledañas.

4.2.6. Procedimiento Para los Análisis Geoquímicos

De las visitas al área de estudio se recolectaron 3 muestras de pómez correspondientes a flujos piroclásticos. Las muestras fueron enviadas a GeoAnalytical Laboratory de la Washington State University en Estados Unidos, donde fueron sometidas a análisis XRF (X-Ray Fluorescent) y análisis en ICP-MS (Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry), para determinar los porcentajes de óxidos mayores y las concentraciones de elementos traza respectivamente. La nomenclatura y las descripciones de las muestras se muestran en la Tabla 4.5, mientras que las ubicaciones se muestran en la Figura 4.15.

Tabla 4.5. Descripción de las muestras de pómez

ID Muestra	Fecha Recolección	Ubicación	Tipo	Unidad	Comentarios
MOT 2486-6	28/12/2021	07913/9877129, 3671m. South Pisayambo Vent	Pómez semidensa	Del pf. de 13k arriba del till	Posiblemente el pf. más joven en el área
MOT 2486-7	22/11/2009	0788778/985586, 2500, El Triunfo- Cantón Patate, Río Plata	Pómez ligera	Del margen izquierdo del Río Plata	
MOT 2486-8	13/02/2010	0788778/98558, 2500m, El Triunfo, Río Plata	Pómez del pf. basal	Pómez similar a la muestra MOT 2486-7	

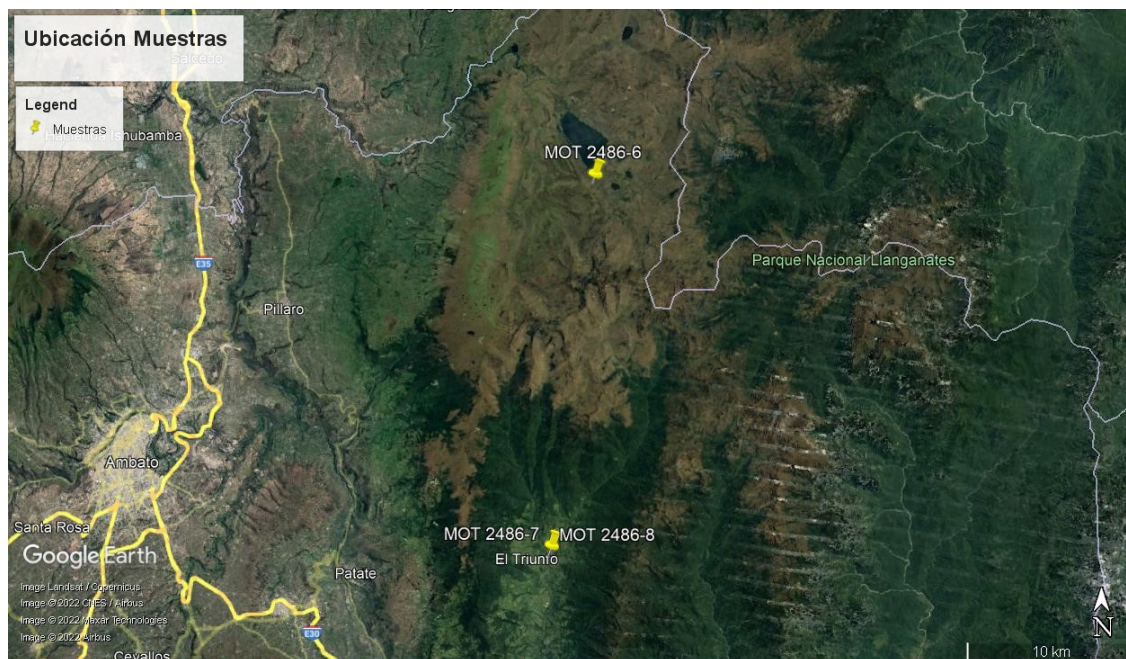


Figura 4.15. Ubicación de las muestras de pómez

Para el análisis e interpretación de los datos geoquímicos se normalizaron los óxidos mayores a una base anhidra (se descartó el valor del LOI) y se consideró que la suma de los porcentajes en peso (wt%) corresponde al 100%. Para los elementos traza se utilizaron los valores de las concentraciones obtenidas en ppm (partes por millón).

Por último, se procesaron los datos geoquímicos en el software IGPET2013, donde se plotearon los diagramas SiO_2 vs K_2O , TAS y los diagramas Spider para los elementos trazas.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

5.1. Modelos de Deformación

A continuación, se presenta los modelos asociados con el modelamiento de varias fuentes de deformación

5.1.1. Deformación de la Falla Laguna Pisayambo

La deformación generada por el sismo del 26 de marzo del 2010 a través de la Falla Laguna Pisayambo, se calculó por medio del modelo interpolado de falla finita de Champenois et al. (2017). En la Figura 5.1 se presentan los resultados de las deformaciones producidas por el sismo. El patrón generado por las deformaciones es el esperado para una falla tipo strike-slip con movimiento dextral, donde los colores rojos (dilatación positiva) representan la deformación dilatacional y los colores azules (dilatación negativa) representan la deformación compresional. Los resultados muestran que las zonas superficiales alrededor del Vento Sur Pisayambo presentaron valores negativos de dilatación entre -0.6 y -1 microdilataciones. Esto quiere decir que la zona superficial del Vento Sur Pisayambo sufrió deformación compresional debido al sismo del 26 de marzo del 2010. Las zonas con valores positivos de dilatación se encuentran ubicados hacia el oeste-suroeste y al este de la zona de estudio, mientras que las zonas con valores altos de compresión se ubican hacia el norte y al sur de la zona de estudio.

En los cortes A-B y C-D se puede observar que las deformaciones no superaron los 15 km de profundidad. Esto es debido a que el sismo actuó muy superficialmente, como se puede observar en las Figuras 4.6 y 4.8, en donde los valores del *slip* se encuentran concentrados en los primeros 6 km de profundidad. Además, en ambos cortes se puede observar que hasta los 5 km de profundidad por debajo del Vento Sur Pisayambo, las deformaciones fueron mayormente compresionales (colores azules) con valores entre -0.8 y -1 microdilataciones.

En la dirección del corte A-B se puede observar que a menos de 1 km de distancia al sur del Vento Sur Pisayambo, se encuentran las zonas de dilatación (colores rojos). Mientras que en la dirección del corte C-D, las distancias entre las zonas de dilatación y el Vento son mayores a 5 km. Además se debe destacar en el corte C-D, la presencia de una pequeña zona dilatacional ubicada directamente por debajo del Vento Sur Pisayambo.

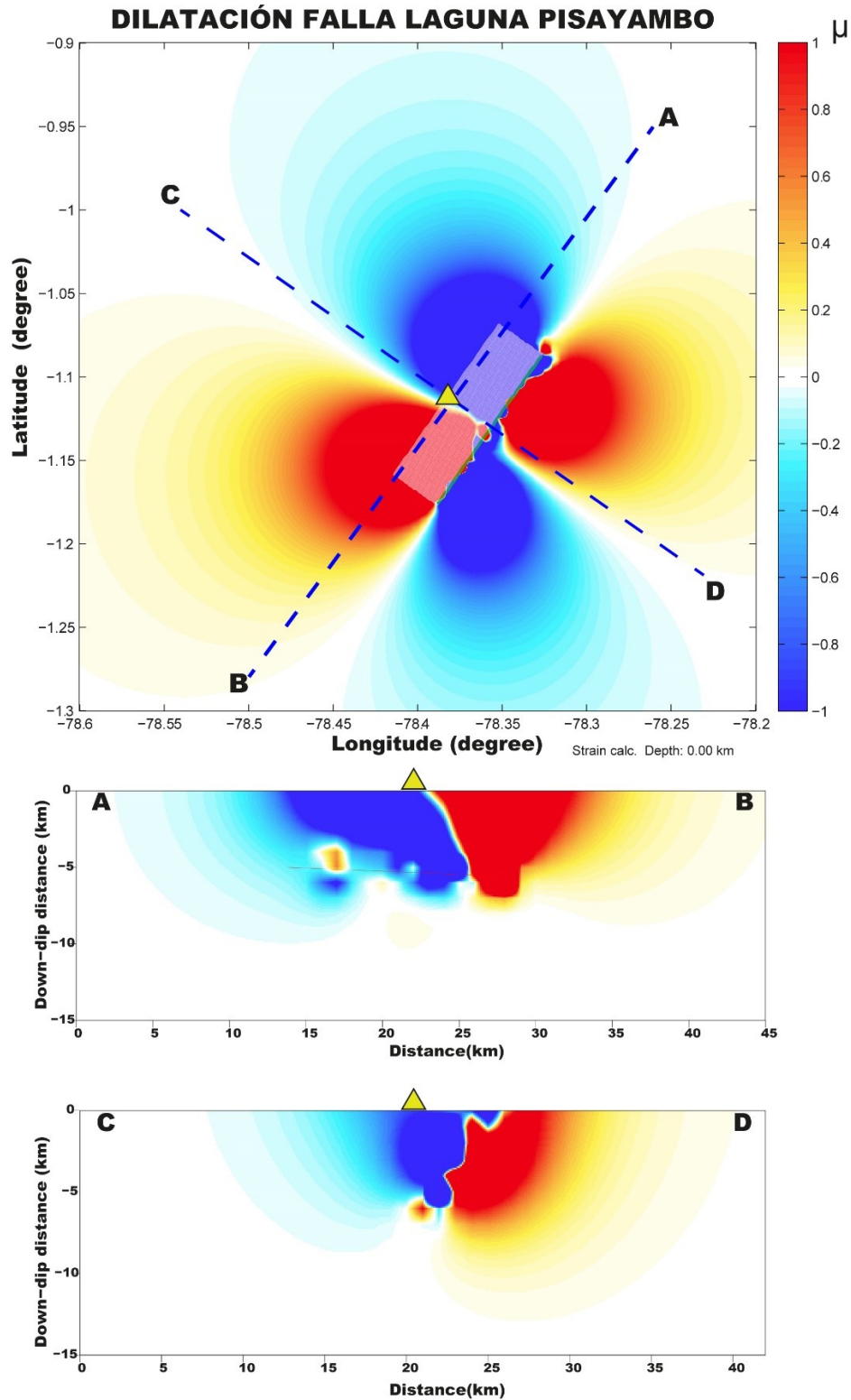


Figura 5.1. Deformación generada por el sismo del 26 de marzo del 2010, calculada a una profundidad de 0 km. En la figura superior, el rectángulo blanco representa el modelo interpolado de falla finita de Champenois et al. (2017). El triángulo amarillo representa al Vento Sur Pisayambo, mientras que las líneas entrecortadas representan los cortes A-B y C-D (figura media e inferior respectivamente). La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ). Deformación dilatacional (expansión volumétrica) es rojo, y deformación compresional (compresión volumétrica) es azul

5.1.2. Deformación de la Falla Normal de Troncoso

La deformación potencial que puede generar la falla normal inferida del trabajo de Troncoso (2009), se calculó mediante los 6 modelos de falla definidos en la Tabla 4.2. En la Figura 5.2 se presenta la deformación potencial que puede producirse por un hipotético sismo en la falla normal con una magnitud Mw 6.1. Los patrones de colores generados por las deformaciones se explican de la siguiente manera: los colores rojos (dilatación positiva) representan la deformación dilatacional y los colores azules (dilatación negativa) representan la deformación compresional. Los resultados muestran que, para los 6 modelos de fallas descritos para la falla normal de Troncoso (2009), las zonas superficiales alrededor del Vento Sur Pisayambo podrían presentar valores negativos de dilatación entre -0.5 y -9 microdilataciones (nótese que en la Figura 5.2 los valores están sobresaturados debido a la escala mostrada). Estos resultados indican que las zonas superficiales adyacentes al Vento Sur Pisayambo podrían sufrir deformación compresional debido a un hipotético sismo de Mw 6.1 en la falla normal de Troncoso (2009).

5.1.3. Deformación de la Falla de Pucará

La deformación potencial que puede generar la falla de Pucará (Beauval et al., 2010), se calculó mediante los 3 modelos de falla definidos en la Tabla 4.3. En la Figura 5.3 se presenta la deformación potencial que puede producirse por hipotéticos sismos de Mw 6.5 (Falla Pucará) y de Mw 7.2 (Falla Pucará 1.1 y Falla Pucará 1.2). Los colores rojos (dilatación positiva) representan la deformación dilatacional y los colores azules (dilatación negativa) representan la deformación compresional. Los resultados muestran que, para un sismo de Mw 6.5, las zonas superficiales alrededor del Vento Sur Pisayambo podrían presentar valores positivos de dilatación entre 0.8 y 1.2 microdilataciones, mientras que para un sismo de Mw 7.2 podrían presentar valores positivos de dilatación entre 1 y 11 microdilataciones. Estos resultados indican que las zonas superficiales adyacentes al Vento Sur Pisayambo podrían sufrir deformación dilatacional debido a hipotéticos sismos de Mw 6.5 y Mw 7.2 en la falla de Pucará.

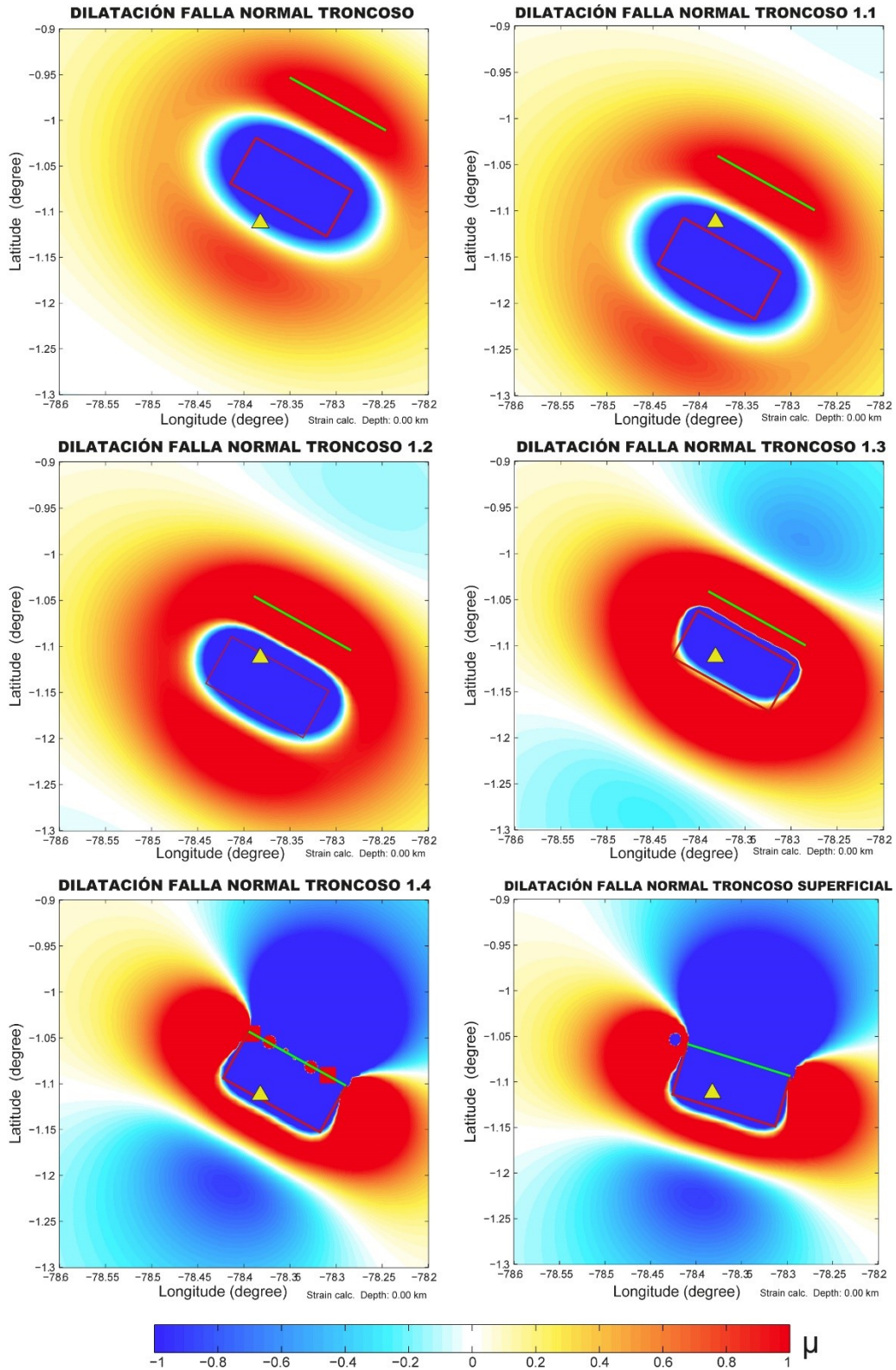


Figura 5.2. Deformación generada por un hipotético sismo de Mw 6.1 en la falla normal de Troncoso (2009). Los rectángulos rojos representan los modelos de las fallas, mientras que las líneas verdes representan el corte de las fallas en superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo. La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ), los colores rojos representan la deformación dilatacional y los colores azules la deformación compresional

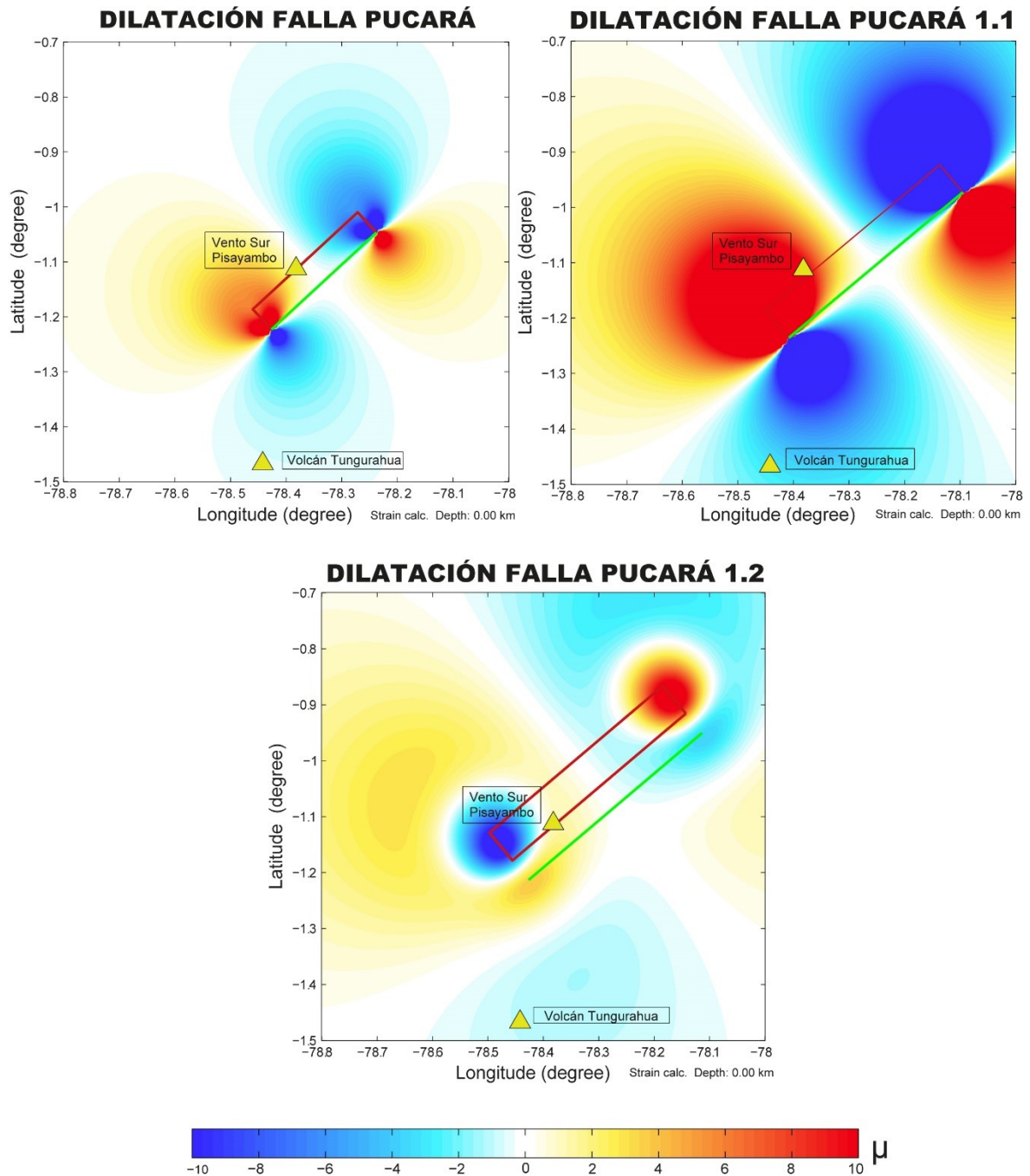


Figura 5.3. Deformación generada por hipotéticos sismos de Mw 6.5 (Falla Pucará) y Mw 7.2 (Falla Pucará 1.1 y 1.2) en la falla de Pucará. Los rectángulos rojos representan los modelos de las fallas, mientras que las líneas verdes representan el corte de las fallas en superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo(Centro) y al Volcán Tungurahua(Sur). La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ), los colores rojos representan la deformación dilatacional y los colores azules la deformación compresional

5.1.4. Deformación de la Falla Normal Pisa

La deformación potencial que puede generar la Falla Normal Pisa (Alvarado, 2009; Troncoso, 2009), se calculó mediante los 2 modelos de falla definidos en la Tabla 4.4. En la Figura 5.4 se presenta la deformación potencial que puede producirse por un hipotético sismo de Mw 6.1. Los colores rojos (dilatación positiva) representan la deformación dilatacional y los colores azules (dilatación negativa) representan la deformación compresional. Los resultados muestran que, para el modelo de falla superficial (Falla Normal Pisa), las zonas superficiales alrededor del Vento Sur Pisayambo podrían presentar valores negativos de dilatación alrededor de -13.5 microdilataciones, mientras que para el modelo de falla que no corta la superficie (Falla Normal Pisa 1.1) podrían presentar valores positivos de dilatación alrededor de 11 microdilataciones. Estos resultados indican que la zonas superficiales adyacentes al Vento Sur Pisayambo podrían sufrir deformación compresional (si la falla es superficial) y/o dilatacional (si la falla no corta la superficie), debido a un hipotético sismo de Mw 6.1 en la Falla Normal Pisa (Alvarado, 2009; Troncoso, 2009).

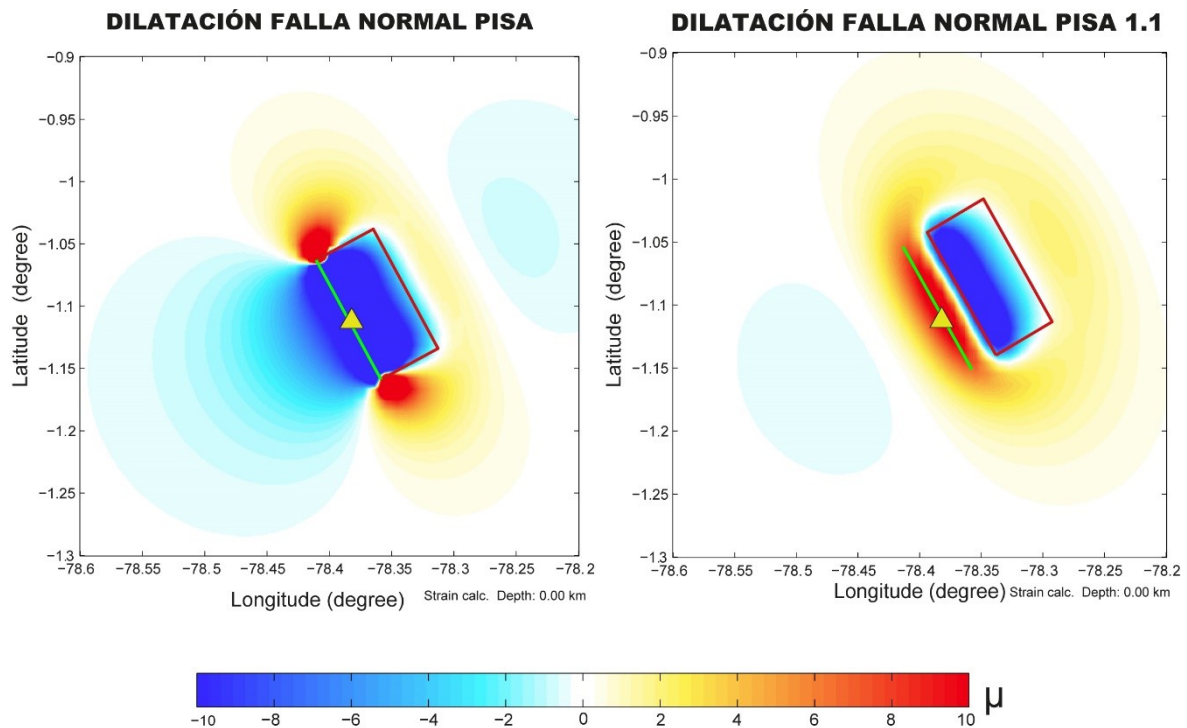


Figura 5.4. Deformación generada por un hipotético sismo de Mw 6.1 en la falla Normal Pisa (Alvarado, 2009; Troncoso, 2009). Los rectángulos rojos representan los modelos de fallas, mientras que las líneas verdes representan el corte de las fallas en superficie. Los triángulos amarillos representan al Vento Sur Pisayambo. La escala de deformación está representada por valores de microdilatación (μ), los colores rojos representan la deformación dilatacional y los colores azules la deformación compresional

5.2. Modelos de Coulomb Stress Change

5.2.1. Coulomb Stress Change del Sismo del 26 de Marzo (2010)

Para el sismo del 26 de marzo del 2010 se calcularon las variaciones del esfuerzo de Coulomb en las fallas circundantes del Nido Sísmico Pisayambo. Las fallas consideradas para ser las *receiver faults* fueron las fallas normales de Troncoso (2009) y la falla de Pucará (Beauval et al., 2010). Para las fallas normales de Troncoso se calculó el Coulomb Stress Change tanto para las fallas principales (Falla Normal de Troncoso) como para las fallas secundarias asociadas (Falla Normal Písa).

En la Figura 5.5a se presenta el resultado del Coulomb Stress Change para fallas específicas (strike: 119, dip: 46, rake: -90), correspondientes a los parámetros de las fallas normales de Troncoso (2009) a una profundidad de 0 km. El corte A-B indica que el sismo produjo valores de Coulomb Stress Change negativos en la zona de ubicación de las fallas normales (colores azules), alcanzando valores entre -20 kPa y -100 kPa. Los valores negativos indican que el sismo liberó los esfuerzos de las fallas normales, con la posibilidad de inhibir futuros sismos. Además, en el corte se puede observar que la zona de influencia del sismo no supera los 10 km de profundidad debido a que fue un sismo superficial.

En la Figura 5.5b se presenta el resultado del Coulomb Stress Change para fallas específicas (strike: 330, dip: 48, rake: -90), correspondientes a los parámetros de las fallas secundarias asociadas a las fallas normales de Troncoso (2009) a una profundidad de 0 km. El corte A-B indica que el sismo produjo valores de Coulomb Stress Change negativos y positivos en la zona de ubicación de las fallas normales secundarias (colores azules y rojos respectivamente), variando entre 100 kPa y -100 kPa. Debido a que el patrón del Coulomb Stress Change es muy variable, no se puede inferir resultados concluyentes. Sin embargo, igual que las fallas normales principales (Figura 5.5a) la zona de influencia del sismo no supera los 10 km de profundidad.

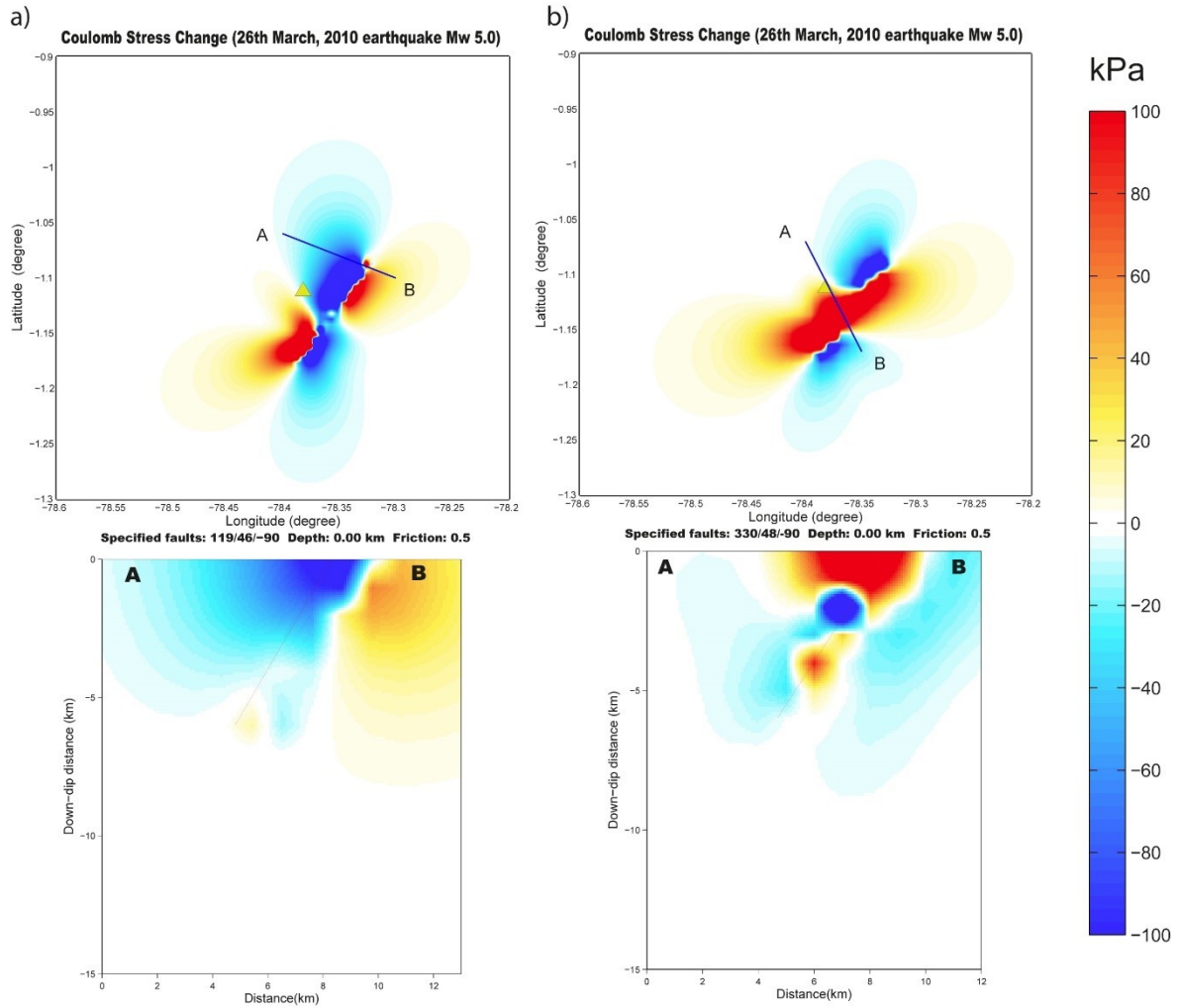


Figura 5.5. Coulomb Stress Change generado por el sismo del 26 de marzo del 2010 en las fallas normales de Troncoso (2009). a) Fallas normales principales (strike: 119, dip: 46, rake: -90). b) Fallas normales secundarias (strike: 330, dip: 48, rake: -90). Las líneas azules representan los cortes A-B. Los colores azules indican la liberación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = -$), los colores rojos indican la acumulación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = +$).

En la Figura 5.6 se presenta el resultado del Coulomb Stress Change para fallas específicas (strike: 215, dip: 60, rake: 180), correspondientes a los parámetros de la falla de Pucará (Beauval et al., 2010) a una profundidad de 0 km. El corte A-B indica que el sismo produjo valores de Coulomb Stress Change negativos en la zona de ubicación de la falla de Pucará (colores azules), alcanzado valores entre -10 kPa y -100 kPa. Los valores negativos indican que el sismo liberó los esfuerzos de la falla de Pucará, con la posibilidad de inhibir futuros sismos. Al igual que los modelos descritos anteriormente, la zona de influencia del sismo apenas supera los 10 km de profundidad.

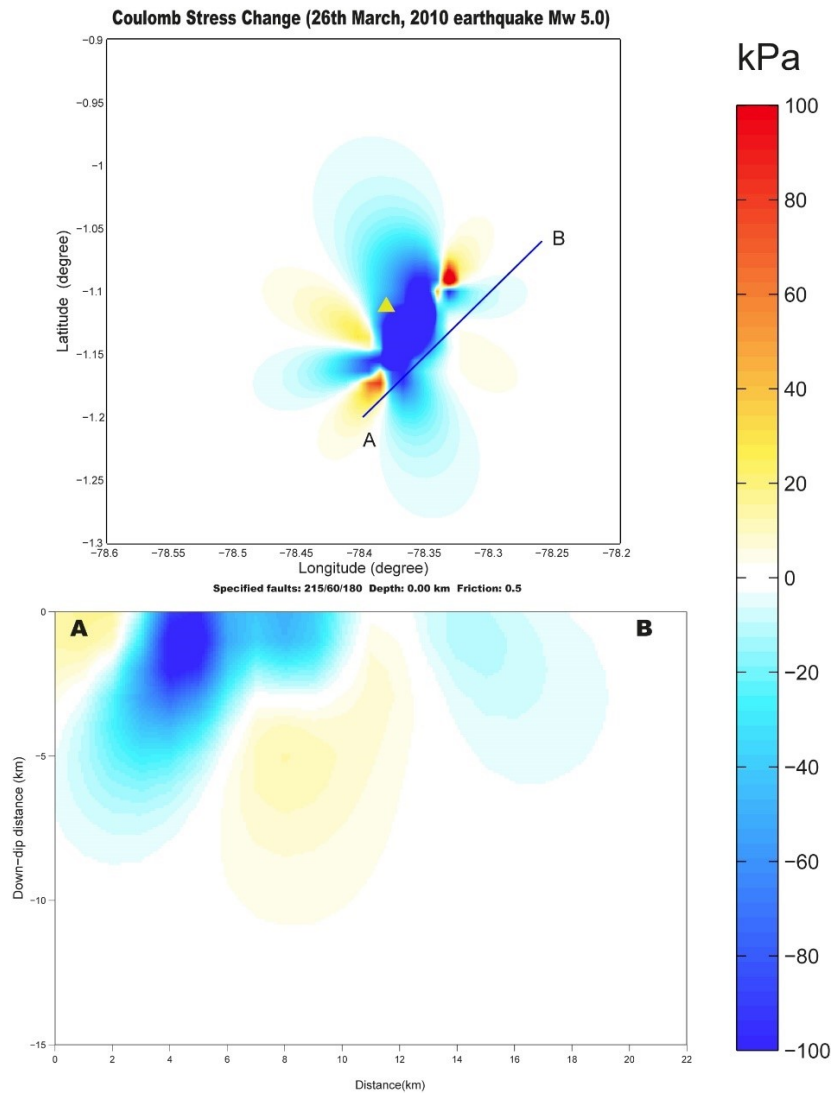


Figura 5.6. Coulomb Stress Change generado por el sismo del 26 de marzo del 2010 en la falla de Pucará (Beauval et al., 2010) (strike: 215, dip: 60, rake: 180). La línea azul representa el corte A-B. Los colores azules indican la liberación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = -$), los colores rojos indican la acumulación de esfuerzos ($\Delta\sigma_f = +$).

5.3. Análisis Geoquímicos

5.3.1. Óxidos Mayores

Para el análisis de los óxidos mayores se realizó la clasificación geoquímica de rocas volcánicas mediante el diagrama SiO_2 vs K_2O según Peccerillo y Taylor (1976), y el diagrama $\text{TAS}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 según Le Bas et al. (1986).

Las muestras se encuentran en el campo medio a alto contenido de potasio de la serie calco-alcalina (Figura 5.7a), características de un arco volcánico continental. Según el

diagrama TAS, las muestras MOT 2486-7 y MOT 2486-8 son riolitas y la muestra MOT 2486-6 cae en el rango de una traquidacita-riolita (Figura 5.7b).

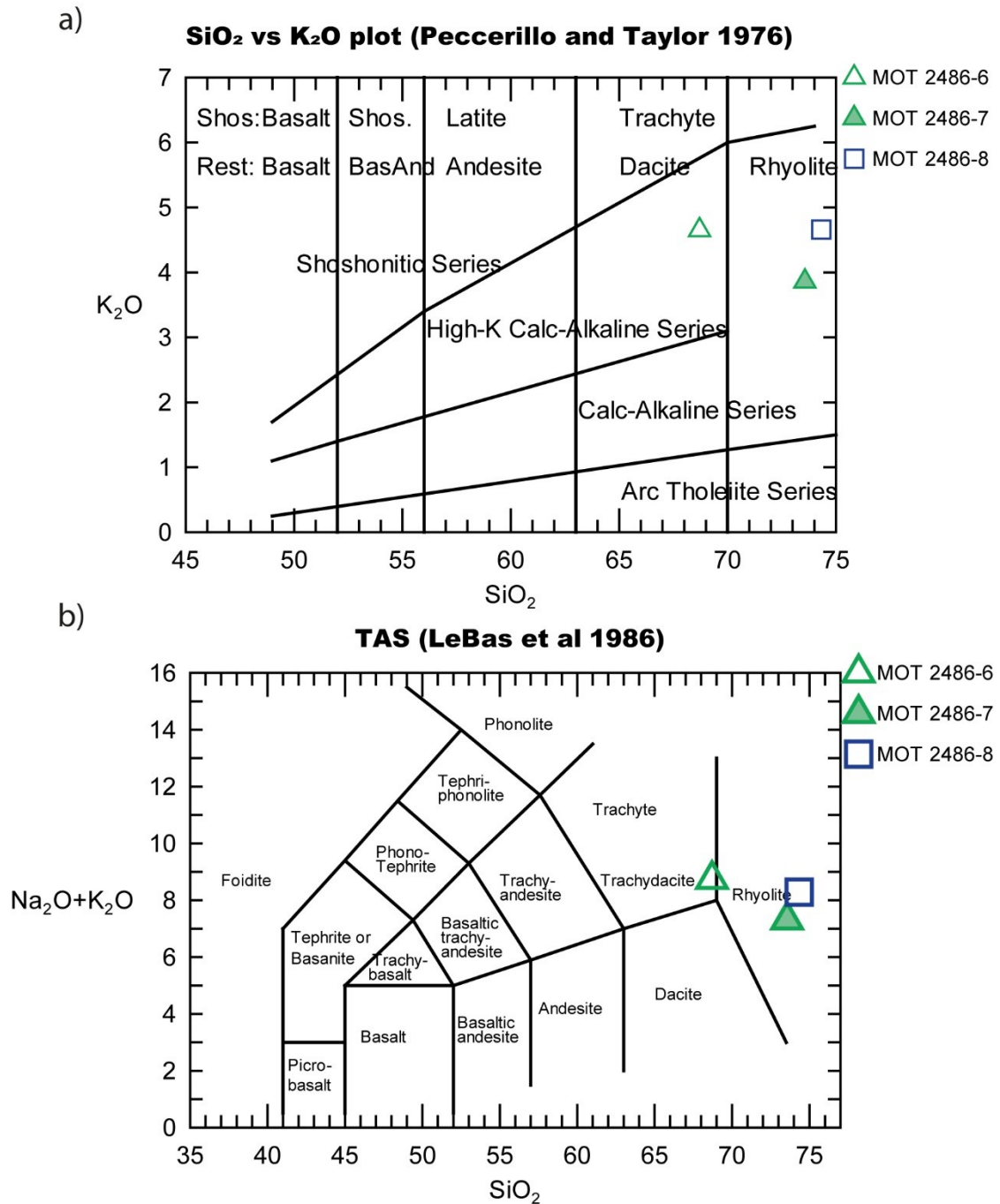


Figura 5.7. Diagramas de los óxidos mayores. a) SiO₂ vs K₂O. b) TAS (Na₂O+K₂O vs SiO₂)

5.3.2. Elementos Traza

Para el análisis de los elementos trazas se realizaron los diagramas Spider comparados con el manto primitivo según Sun y McDonough (1989), y comparados con la corteza superior según Rudnick y Fountain (1995).

En el diagrama comparado con el manto primitivo (Figura 5.8a) se puede observar claramente una anomalía de decaimiento en Nb y P, así como un enriquecimiento en K. Estas anomalías son típicas de arcos volcánicos continentales. Además, para las tres muestras se observa que se sigue una misma tendencia. El diagrama comparado con la corteza superior (Figura 5.8b) nos indica que la tendencia es muy similar para todas las muestras y que siguen un mismo patrón.

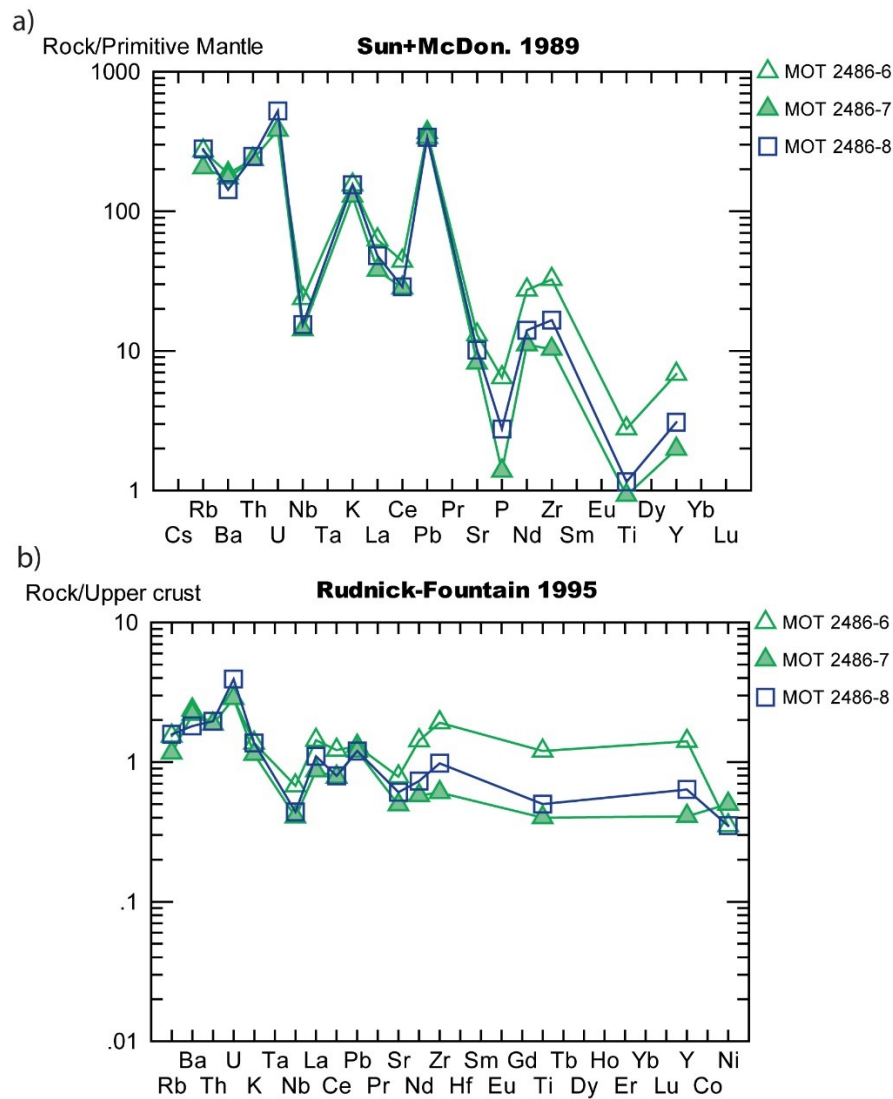


Figura 5.8. Diagramas Spider utilizando los elementos traza. a) Elementos traza normalizados a la composición del manto primitivo. b) Elementos traza normalizados a la composición de la corteza superior

CAPÍTULO VI

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

6.1. La Influencia Potencial en la Actividad Volcánica

El sismo del 26 de marzo del 2010 generó deformación compresional en los alrededores del Vento Sur Pisayambo produciendo compresión volumétrica en las fracturas y posibles conductos magmáticos (Figura 6.1). Esta compresión volumétrica tiende a cerrar los conductos y fracturas, impidiendo el paso de cualquier tipo de fluidos como el agua y magma. El cierre de los conductos en las zonas superficiales impediría una potencial actividad volcánica del Vento Sur Pisayambo. Por lo cual, podría ser la razón de que no ha existido actividad volcánica en los últimos 11.500 años, y tampoco existiría potencial actividad en la actualidad. Sin embargo, se necesitan estudios más exhaustivos de la neotectónica de las fallas cuaternarias para determinar el impacto en el potencial volcánico del nido sísmico, así como de otros factores que puedan afectar una potencial erupción. Además, se debe estudiar la zona en busca de otros edificios volcánicos, principalmente en las regiones de deformación dilatacional (Figura 6.1), debido a que estas zonas son de expansión volumétrica y de abertura de los conductos y fracturas, posibilitando el paso de fluidos. También se debe considerar los límites del presente estudio, entre los cuales se encuentran que estos análisis no consideran los efectos de la topografía y la presión de poros, además que los cálculos se realizan sobre un semi-espacio elástico homogéneo, que no necesariamente es representativa de cada volcán.

El análisis de las fallas normales de Troncoso (2009) demostró que la mayoría de modelos de deformación para sismos hipotéticos de Mw 6.1 (Figura 5.2 y Figura 5.4), generaron deformación compresional en la región superficial del Vento Sur Pisayambo, impidiendo de igual forma el paso de la mayoría de fluidos debido a la compresión volumétrica. Esto reduciría el potencial de actividad volcánica en el viento para este tipo de sismicidad.

El análisis de la falla dextral de Pucará (Beauval et al., 2010) demostró que para todos los modelos de deformación para sismos hipotéticos de Mw 6.5 y Mw 7.2 (Figura 5.3), generaron deformación dilatacional en la región superficial del Vento Sur Pisayambo. Esta expansión volumétrica potencialmente permitiría la abertura de los conductos y fracturas, posibilitando el paso de fluidos. Esto generaría el aumento del potencial de la actividad volcánica en el viento para este tipo de sismicidad.

STRAIN (26th March, 2010, Mw 5.0)

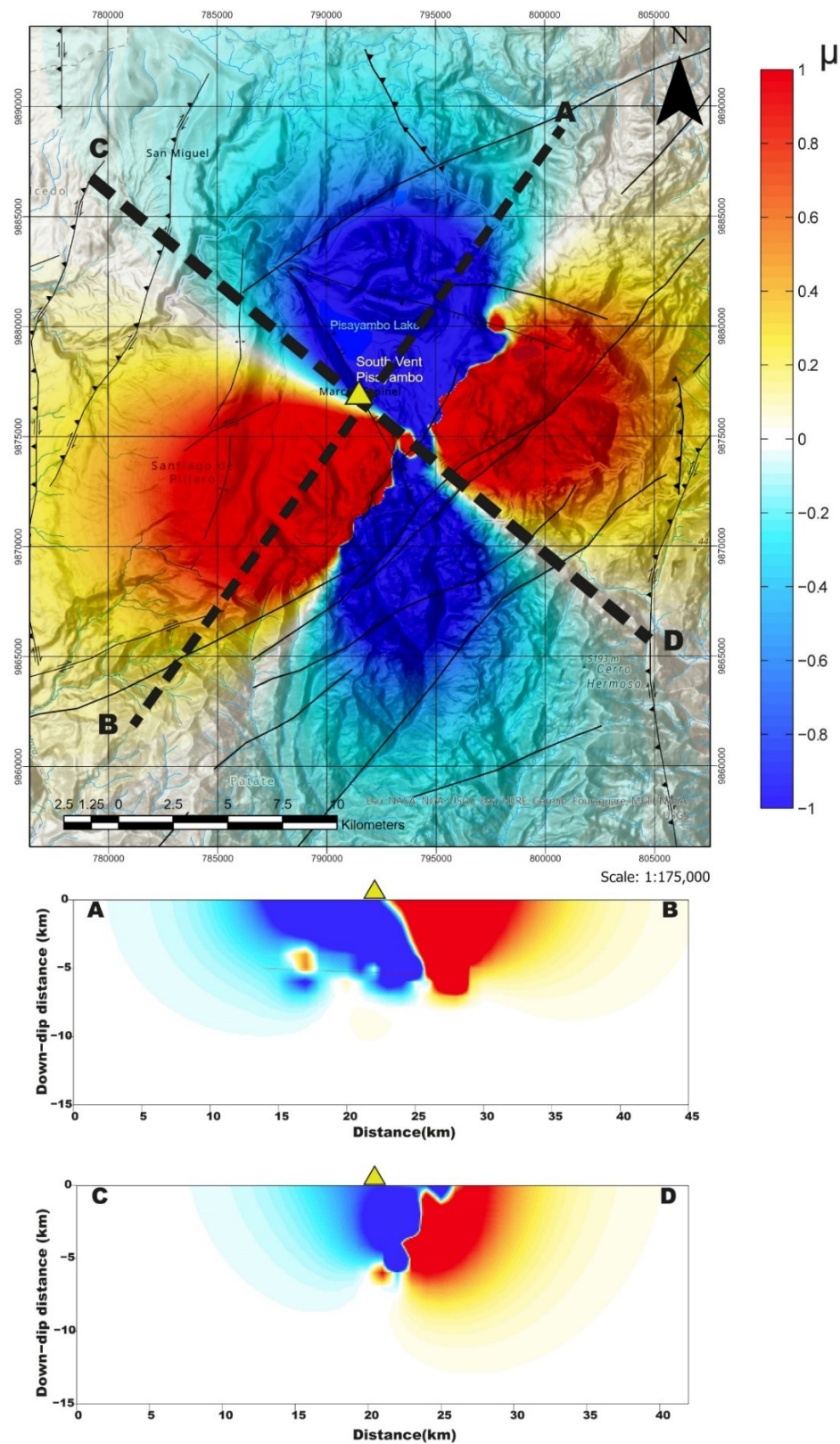


Figura 6.1. Zonas de dilatación y compresión sobre el Nido Sísmico Pisayambo, generadas por el sismo del 26 de marzo del 2010

6.2. La influencia Potencial en la Actividad Sísmica

El análisis del Coulomb Stress Change del sismo del 26 de marzo del 2010 indica que el sismo de Mw 5.0 no incrementó potencialmente la actividad sísmica de la zona. Este sismo generó principalmente zonas de liberación de esfuerzos (Coulomb Stress Change negativo) en los modelos de fallas analizadas del NSP (Fallas normales de Troncoso y Pucará) (Figura 5.5 y Figura 5.6). Este resultado concuerda con la carencia de grandes réplicas o sismos de gran magnitud en el nido sísmico desde el 2010. Debido a que no se cuenta con la información de todas las fallas activas que pueden existir en el nido sísmico, no se puede descartar que haya fallas donde se acumularon esfuerzos (Coulomb Stress Change positivo). Para un análisis más completo sobre la influencia potencial sísmica del NSP, se necesita estudiar a mayor profundidad la sismicidad y las fallas activas de la zona para contar con modelos de fallas más prácticas, completas y efectivas. Al igual que con los análisis de la deformación, se debe tener en cuenta que los resultados del Coulomb Stress Change no consideran el efecto de la topografía ni de la presión de poros, y se asume que los cálculos se realizan sobre un semi-espacio elástico homogéneo.

6.3. Interpretación Geoquímica

El resultado de las 3 muestras de pómez analizadas indica que los 3 ejemplares tienen una afinidad geoquímica similar y los flujos piroclásticos a los que pertenecen pueden ser parte de un misma fuente volcánica. A pesar de que dos muestras de flujos piroclásticos se recolectaron en El Triunfo, es factible que han venido desde el Vento Sur Pisayambo. El análisis de los óxidos mayores nos muestra que las muestras son de composición ácida y varían entre una composición de traquidacita-riolita (Figura 5.7). Los análisis de los elementos traza indican que las muestras pueden compartir una misma fuente volcánica debido a la tendencia similar que siguen los diagramas *spider* (Figura 5.8). Sin embargo, para tener una mayor certeza de los resultados se necesitan realizar unos análisis geoquímicos adicionales y además análisis petrográficos en el microscopio para determinar la composición mineralógica de las muestras, además de análisis de isótopos para confirmar la fuente magmática madre.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Conclusiones

- El sismo de Mw 5.0 en la Falla Laguna Pisayambo del 26 de marzo del 2010, generó deformación compresional en las zonas superficiales del Vento Sur Pisayambo, promoviendo el cierre de las posibles grietas y conductos volcánicos debido a la compresión volumétrica. El cierre de los conductos volcánicos tiende a disminuir la probabilidad de una potencial actividad volcánica en este pequeño edificio riolítico. Sin embargo, existen otras morfologías a pocos kilómetros al sur del Vento Sur Pisayambo que al parecer son ventos eruptivos, cuyas ubicaciones se encuentran en zonas donde el sismo de Mw 5.0 generó deformación dilatacional (Figura 6.1).
- Sismos hipotéticos de Mw 6.1 en las fallas normales de Troncoso (2009), podrían generar deformación compresional en las zonas superficiales del Vento Sur Pisayambo, permitiendo el cierre de las grietas y conductos volcánicos debido a la compresión volumétrica.
- Sismos hipotéticos de Mw 7.2 y Mw 6.5 en la falla de Pucará (Beauval et al., 2010), podrían generar deformación dilatacional en las zonas superficiales del Vento Sur Pisayambo, permitiendo la apertura de las grietas y conductos volcánicos.
- El sismo de Mw 5.0 en la Falla Laguna Pisayambo del 26 de marzo del 2010, generó mayormente zonas de liberación de esfuerzos sobre las fallas circundantes estudiadas del Nido Sísmico Pisayambo, disminuyendo la probabilidad de activación de las fallas y de sismicidad de gran magnitud.
- El análisis geoquímico de los óxidos mayores para las 3 muestras de pómez, indica que los ejemplares tienen una composición ácida que varían entre una composición de traquidacita-riolita.
- El análisis geoquímico de los elementos trazas para las 3 muestras de pómez, indica que los ejemplares siguen una tendencia similar en los diagramas *spider*, que indican que pueden compartir una misma fuente volcánica-magmática.

- Las dataciones de carbono-14 de muestras de carbón basal (SPV-1 y SPV-2) que se encuentran en un depósito de morrena glaciar con turba en la parte superior, correspondientes a la parte basal de los flujos piroclásticos, dieron edades de 11560 +/- 30 BP y 13520 +/- 40 BP, mientras que las edades calibradas fueron de 13469 -13315 cal BP y 16410-16069 cal BP. Estas edades corresponden a los límites del Holoceno-Pleistoceno Tardío.
- Durante los cálculos de la deformación y el Coulomb Stress Change no se tomaron en cuenta el efecto de la topografía ni de la presión de poros; de igual forma se debe considerar que los cálculos se realizan en un semi-espacio elástico homogéneo e isotrópico.
- Los resultados pueden variar dependiendo de las características y los parámetros de los modelos de falla, principalmente del rake, strike, dip, además de la ubicación y geometría de las fallas.
- La sismicidad del Nido Sísmico Pisayambo no ha sido completamente estudiada, principalmente debido a la falta de una red densa de sismógrafos, permitiendo ciertos errores e incertidumbres en la localización y profundidad de los eventos sísmicos.
- Los resultados resaltan la importancia del análisis del Coulomb Stress Change y la deformación mediante el uso del software Coulomb 3.3 desarrollado por Toda et al. (2011), en el contexto de la sismología volcánica.
- Este estudio reitera la importancia de implementar nueva instrumentación sísmica en el Nido Sísmico Pisayambo, lo que permitirá obtener datos sísmicos de mejor calidad para futuras investigaciones y además ayudará a discernir si los orígenes de los sismos son mayormente tectónicos o volcánicos.

7.2. Recomendaciones

- Trabajar el software Coulomb 3.3 en versiones de MATLAB 2015 o inferiores, debido a que versiones actuales de MATLAB tienden a presentar errores en el código fuente.
- Realizar un estudio neotectónico de la zona, principalmente en la búsqueda de evidencias de fallamiento activo.

- Se recomienda realizar estudios volcánicos y búsqueda de otros centros riolíticos en la zona, principalmente en la dirección noreste y al sur del nido sísmico, donde se concentra la mayor cantidad de la sismicidad.
- Para futuros trabajos, se recomienda mejorar la localización y los hipocentros de los eventos sísmicos.
- Realizar un estudio a detalle de los flujos piroclásticos del Vento Sur Pisayambo, así como de la cantidad de volumen de material volcánico. Con estos datos se pueden modelar erupciones volcánicas hipotéticas, permitiendo realizar los cálculos del Coulomb Stress Change de las erupciones en las fallas circundantes del nido sísmico.
- Determinar los esfuerzos regionales y locales que afectan el nido sísmico mediante el análisis de los mecanismos focales y los tensores de esfuerzos.
- Realizar un análisis de tomografía sísmica del Nido Sísmico Pisayambo para conocer a mayor profundidad las zonas de bajas velocidad de ondas sísmicas y determinar los posibles cuerpos magmáticos que puedan existir.
- Realizar análisis geoquímicos de isótopos de las muestras de pómez para confirmar la similitud de las fuentes magmáticas.
- Analizar otros sistemas volcánicos-tectónicos en el Ecuador, donde se puedan realizar estudios de deformación y Coulomb Stress Change.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, J., Chatelain, J. L., Guillier, B., & Yepes, H. (1996). The Pisayambo, Ecuador, seismicity nest: Towards the birth of a volcano? *Geodinámica Andina, Troisième Symposium International Sur La Géodynamique Andine, Collection Colloques et Séminaires*, 126-129.
- Aizprua, C., Witt, C., Brönnner, M., Johansen, S. E., Barba, D., & Hernandez, M. J. (2020). Forearc Crustal Structure of Ecuador Revealed by Gravity and Aeromagnetic Anomalies and Their Geodynamic Implications. *Lithosphere*, 2020(1), 2810692. <https://doi.org/10.2113/2020/2810692>
- Alami, D. (2014). Relationship between static stress change and volcanism. How and if tectonic earthquake could influence volcanic activity. Example of El Reventador Volcano, Ecuador [Master of Science in Geology, Michigan Technological University]. <https://doi.org/10.37099/mtu.dc.ets/770>
- Alvarado, A. (2009). Mapa de fallas y pliegues cuaternarios del Ecuador, database. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., & Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065. <https://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- Ancellin, M.-A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A., & Hidalgo, S. (2017). Across-arc versus along-arc Sr-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 1163-1188. <https://doi.org/10.1002/2016GC006679>
- Aspden, J. A., Harrison, S. H., & Rundle, C. C. (1992). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and

- El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1), 77-96. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90019-U](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90019-U)
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1), 187-204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Baize, S., Audin, L., Alvarado, A., Jomard, H., Bablon, M., Champenois, J., Espin, P., Samaniego, P., Quidelleur, X., & Le Pennec, J.-L. (2020). Active Tectonics and Earthquake Geology Along the Pallatanga Fault, Central Andes of Ecuador. *Frontiers in Earth Science*, 8. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00193>
- Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilatasig Moreno, L., Taipe, M., Reyes, P., Kauffmann, P., & Yepes, H. (2015). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, 14-28. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.030>
- Baldock, J. W. (1982). Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., & Santacroce, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1-14. <https://doi.org/10.1017/S0016756800009328>
- Barragán, R., Baby, P., & Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3), 670-690. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.016>

- Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W. H., Egred, J., Alvarado, A., & Singaicho, J.-C. (2010). Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996). *Geophysical Journal International*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x>
- Beauval, C., Yepes, H., Palacios, P., Segovia, M., Alvarado, A., Font, Y., Aguilar, J., Troncoso, L., & Vaca, S. (2013). An Earthquake Catalog for Seismic Hazard Assessment in Ecuador. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1), 773-786. <https://doi.org/10.1785/0120120270>
- Beeler, N. M., Simpson, R. W., Hickman, S. H., & Lockner, D. A. (2000). Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25533-25542. <https://doi.org/10.1029/2000JB900119>
- Bernard, B., & Andrade, D. (2016). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3851.3683>
- Bonilla, L., & Ruiz, M. (1992). Evaluación del Peligro Sísmico en el Ecuador [Tesis de Grado]. Escuela Politécnica Nacional.
- Bourdon, E., Jean-Philippe Eissen, Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., & Minard L Hall. (2002). Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43(2), 199-217. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.2.199>
- Bristow, C. R. (1973). Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. Ecuadorian Geological and Geophysical Society.
- Champenois, J., Baize, S., Vallee, M., Jomard, H., Alvarado, A., Espin, P., Ekström, G., & Audin, L. (2017). Evidences of Surface Rupture Associated With a Low-Magnitude

- (M_w 5.0) Shallow Earthquake in the Ecuadorian Andes: ANDEAN EARTHQUAKE SURFACE RUPTURE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10), 8446-8458. <https://doi.org/10.1002/2017JB013928>
- Clapperton, C. M. (1988). Maximal extent of late Wisconsin glaciation in the Ecuadorian Andes. En *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. CRC Press.
- Clapperton, C. M. (1990). Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81(2), 91-116. doi:10.1017/S0263593300005174
- Clapperton, C. M., & Vera, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: A reinterpretation of the work of Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science*, 1(1), 45-56. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390010106>
- Collot, J.-Y., Sanclemente, E., Nocquet, J.-M., Leprêtre, A., Ribodetti, A., Jarrin, P., Chlieh, M., Graindorge, D., & Charvis, P. (2017). Subducted oceanic relief locks the shallow megathrust in central Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3286-3305. <https://doi.org/10.1002/2016JB013849>
- Córdova Aguilar, M. D. (2018). Identificación y caracterización de los últimos productos eruptivos de la fase resurgente de la Caldera de Chalupas. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/19286>
- Dashwood, M. F., & Abbotts, I. L. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, 50(1), 89-117. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.050.01.06>
- Ebmeier, S. K., Elliott, J. R., Nocquet, J.-M., Biggs, J., Mothes, P., Jarrín, P., Yépez, M., Aguaiza, S., Lundgren, P., & Samsonov, S. V. (2016). Shallow earthquake inhibits unrest near Chiles–Cerro Negro volcanoes, Ecuador–Colombian border. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 283-291. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.046>

- Egbue, O., & Kellogg, J. (2010). Pleistocene to Present North Andean “escape”. *Tectonophysics*, 489(1), 248-257. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.04.021>
- Egüez, A., & Poma, O. (2001). La cuenca Alamor—Lacones en el contexto geodinámico de los andes de Huancabamba, sw Ecuador. Escuela Politécnica Nacional , Departamento de Recursos minerales y Geoquímica.
- Endara, I., Altamirano, L., Heredia, A., Mendoza, G., Ochoa, O., Medina, G., Machado, E., & Poveda, A. (2013). *Plan de Manejo. Parque Nacional Llanganates*. 55.
- Espín Bedón, P. A., Mothes, P. A., Hall, M. L., Valverde Arcos, V., & Keen, H. (2019). The “Mera” lahar deposit in the upper Amazon basin: Transformation of a late Pleistocene collapse at Huisla volcano, central Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 385, 103-119. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.008>
- Feuillet, N., Cocco, M., Musumeci, C., & Nostro, C. (2006). Stress interaction between seismic and volcanic activity at Mt Etna. *Geophysical Journal International*, 164(3), 697-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02824.x>
- Gabriele, P., Balleve, M., Jaillard, E., & Hernandez, J. (2003). Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): A key eclogite-facies assemblage. *European Journal of Mineralogy*, 15(6), 977-989. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2003/0015-0977>
- Garrison, J., Davidson, J., Reid, M., & Turner, S. (2006). Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: Insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, 548-565. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.013>
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)

- Hall, M. L., & Mothes, P. (2008a). The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 675-702. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0161-2>
- Hall, M. L., & Mothes, P. A. (2008b). Quilotoa volcano — Ecuador: An overview of young dacitic volcanism in a lake-filled caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 44-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.01.025>
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012>
- Hall, M., Pedro Basabe, & Yepez, H. (1979). Estudio de las fallas tectónicas y la actividad microsísmica del Valle Interandino entre Pastocalle y Ambato. Dirección Nacional de Defensa Civil.
- Hammersley, L., & Paolo, D. J. (2002). Oxygen isotope evidence for the role of crustal contamination in the evolution of the Chalupas Caldera System, Northern Andes, Ecuador. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Harris, R. A., Simpson, R. W., & Reasenber, P. A. (1995). Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature*, 375(6528), Art. 6528. <https://doi.org/10.1038/375221a0>
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *GSA Bulletin*, 88(10), 1404-1420. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1404:TEOTCS>2.0.CO;2)
- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., & Bourdon, E. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132, 180-192.
- Hoffer, G., Eissen, J.-P., Beate, B., Bourdon, B., Fornari, M., & Cotten, J. (2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes

- in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 107-118.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.05.023>
- Hughes, G. R., & Mahood, G. A. (2008). Location of silicic caldera formation in arc settings. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3, 012024.
<https://doi.org/10.1088/1755-1307/3/1/012024>
- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1), 29-48.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Heller, F., & Ford, M. (1995). An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (Late Miocene), southern Ecuador. *Sedimentary Geology*, 96(3), 257-279. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)00137-J](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)00137-J)
- Jaillard, E., Benítez, S., & Mascle, G. (1997). Palaeogene deformations of the forearc zone of south Ecuador in relation to the geodynamic evolution. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 168, 403-412.
- Jaillard, É., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995). Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting; Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time. En A. J. Tankard, R. S. Soruco, & H. J. Welsink, *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists.
<https://doi.org/10.1306/M62593C32>
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauría, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00028-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00028-2)

- Kennerley, J. B. (1971). Geology of the Llanganates Area, Ecuador. Institute of Geological Sciences.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., & Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: Geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577-594. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-151>
- King, G. C. P., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935-953. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840030935>
- Lin, J., & Stein, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2). <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>
- Litherland, M., Aspen, J. A., & Jemielita, R. A. (1994). *The Metamorphic Belts of Ecuador*. British Geological Survey.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3), 237-264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *GSA Bulletin*, 89(7), 981-999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., & Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400-414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- McCaffrey, R. (1993). On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B7), 11953-11966. <https://doi.org/10.1029/93JB00445>

- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J.-Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(10\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(10))
- Mothes, P. A., & Hall, M. L. (2008b). Rhyolitic calderas and centers clustered within the active andesitic belt of Ecuador's Eastern Cordillera. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3, 012007. <https://doi.org/10.1088/1755-1307/3/1/012007>
- Mothes, P. A., & Hall, M. L. (2008a). The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 56-69. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.05.018>
- Mothes, P. A., Hall, M. L., Andrade, D., Samaniego, P., Pierson, T., Ruiz, G., & Yepes, H. (2004). Character, stratigraphy and magnitude of historical lahars of Cotopaxi volcano (Ecuador). *Acta Vulcanologica*, 16, 85-108.
- Mothes, P. A., Hall, M. L., Garrison, J. M., & McIntosh, W. C. (2011). La Provincia Riolítica Ecuatoriana (ERP). *Memorias de las 7mas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, Quito.
- Mothes, P. A., et al. (2023) (*in prep*). Late Pleistocene eruptive activity at Pisayambo Lake Llanganates, Ecuador.
- Narvaez, D. F., Rose-Koga, E. F., Samaniego, P., Koga, K. T., & Hidalgo, S. (2018). Constraining magma sources using primitive olivine-hosted melt inclusions from Puñalica and Sangay volcanoes (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(10), 80. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1508-8>
- Noblet, C., Lavenue, A., & Schneider, F. (1988). Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Equateur: L'exemple du bassin de Cuenca. *Undefined*. <https://www.semanticscholar.org/paper/Etude-g%C3%A9odynamique-d%27un->

bassin-intramontagneux-sur-Noblet-

Lavenu/70f785de5cc050b47f1a132aa6217b5c6210dc68

- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J. M., Martinez, W., Tavera, H., & Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Nostro, C., Cocco, M., & Belardinelli, M. E. (1997). Static stress changes in extensional regimes: An application to southern Apennines (Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1), 234-248. <https://doi.org/10.1785/BSSA0870010234>
- Nostro, C., Stein, R. S., Cocco, M., Belardinelli, M. E., & Marzocchi, W. (1998). Two-way coupling between Vesuvius eruptions and southern Apennine earthquakes, Italy, by elastic stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24487-24504. <https://doi.org/10.1029/98JB00902>
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>
- Peccherillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Pratt, W. T., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399(1-4), 251-278. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.025>

- Reyes, P. (2013). Évolution du relief le long des marges actives: Étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère côtière d'Équateur [PhD thesis, Université Nice Sophia Antipolis]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00835324>
- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235-254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00099-2)
- Rudnick, R., & Fountain, D. (1995). Nature and Composition of the Continental-Crust—A Lower Crustal Perspective. *Reviews of Geophysics - REV GEOPHYS*, 33. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2005). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225-2252. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi053>
- Santamaría, S. (2017). Catálogo de eventos volcánicos ocurridos en el Ecuador continental desde el Plioceno y análisis de la frecuencia eruptiva. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10502.37440>
- Segovia, M., & Alvarado, A. (2009). Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. En *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador* (pp. 131-149). Comisión Nacional del Derecho del Mar (CNDM).
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision

- with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00225-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00225-4)
- Spruce, R. (1861). On the Mountains of Llanganati, in the Eastern Cordillera of the Quítonian Andes, Illustrated by a Map Constructed by the Late Don Atanasio Guzman. *The Journal of the Royal Geographical Society of London*, 31, 163-184. <https://doi.org/10.2307/1798257>
- Sun, W., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En *Geological Society, London, Special Publications* (Vol. 42). <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Toda, S., Stein, R. S., Sevilgen, V., & Lin, J. (2011). Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—User guide. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 1060.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Troncoso, L. (2009). Estudio sismológico del Nido de Pisayambo. 68.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil Explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–19501. *AAPG Bulletin*, 37(10), 2303-2347. <https://doi.org/10.1306/5CEADD94-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Horton, B. K., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., & Thomsen, T. B. (2019). Late cretaceous to miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. En *Andean Tectonics* (pp. 209-236). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>

- Villagómez, D. (2003). Evolución geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio). *Trabajo especial de grado*, Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador.
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>
- Winter, J. D. (2014). Principles of igneous and metamorphic petrology (2. ed., Pearson new internat. ed). Pearson Education.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25(3). <https://doi.org/10.1029/2004TC001723>
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment: ECUADOR GEODYNAMICS AND PSHA. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279. <https://doi.org/10.1002/2015TC003941>

ANEXOS


**ANEXO I: Listado de volcanes cuaternarios del Ecuador Continental
(Tomado de Santamaría, 2017)**

N°	Nombre	N°	Nombre	N°	Nombre
1	Cerro Negro	29	Casitahua	57	Huañuna
2	Chiles	30	Pambamarca	58	Iliniza Norte
3	Potrerosillos	31	Reventador	59	Santa Cruz
4	Chulamuez	32	Rucu Pichincha	60	Chaupiloma
5	Chalpatán	33	Guagua Pichincha	61	Iliniza Sur
6	Horqueta	34	Izambi	62	Cotopaxi
7	Chiltazón	35	Cerro Puntas	63	Volcán Azul
8	Virgen Negra	36	El León Dormido	64	Chalupas
9	Iguán	37	Chacana	65	Quilindaña
10	Chaquilulo	38	Ilaló	66	Quilotoa
11	Soche	39	Carcacha	67	Chinibano
12	Pilavo	40	Yanaurcu	68	Putzalagua
13	Parulo	41	Atacazo-Ninahuilca	69	Angahuana
14	Yanahurcu de Piñan	42	Pan de Azúcar	70	Sagoatoa
15	Chachimbiro	43	Pasocha	71	Pilisurco
16	Pulumbura	44	Antisana	72	Huacutambo
17	Mangus	45	Machángara	73	Puñalica
18	Cotacachi	46	Corazón	74	Huisla
19	Cuicocha	47	Aliso	75	Carihuairezo
20	Imbabura	48	Bermejo	76	Mulmul
21	Cubilche	49	Sincholagua	77	Conos de Puyo
22	Cushnirumi	50	Sumaco	78	Chimborazo
23	Cusín	51	El Dorado	79	Tungurahua
24	Fuya Fuya	52	Huevos de Chivo	80	Igualata
25	Mojanda	53	Rumiñahui	81	Conos de Calpi
26	Viejo Cayambe	54	Almas Santas	82	Altar
27	Nevado Cayambe	55	Pumayacu	83	Tulabug
28	Pululahua	56	Cosanga	84	Sangay

Fuente: Bernard & Andrade (2011).

ANEXO II: Informe de los análisis de las dataciones por radiocarbono

Muestra SPV-1

		Beta Analytic TESTING LABORATORY		Beta Analytic, Inc. 4985 SW 74 th Court Miami, FL 33155 USA Tel: 305-667-5167 Fax: 305-663-0964 info@betalabservices.com
ISO/IEC 17025:2017-Accredited Testing Laboratory				
REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES				
Patricia Mothes		Report Date: February 23, 2022		
Escuela Politécnica Nacional		Material Received: February 07, 2022		
Laboratory Number	Sample Code Number	Conventional Radiocarbon Age (BP) or Percent Modern Carbon (pMC) & Stable Isotopes		
Beta - 618634	SPV-1-Jan22	11560 +/- 30 BP	IRMS $\delta^{13}C$: -25.5 o/oo	
(95.4%)	11520 - 11366 cal BC	(13469 - 13315 cal BP)		
Submitter Material: Organic Sediment/Gyttja				
Pretreatment: (organic sediment) acid washes				
Analyzed Material: Organic sediment				
Analysis Service: AMS-Standard delivery				
Percent Modern Carbon: 23.71 +/- 0.09 pMC				
Fraction Modern Carbon: 0.2371 +/- 0.0009				
$\delta^{14}C$: -762.85 +/- 0.89 o/oo				
$\Delta^{14}C$: -764.91 +/- 0.89 o/oo (1950:2022)				
Measured Radiocarbon Age: (without $\delta^{13}C$ correction): 11570 +/- 30 BP				
Calibration: BetaCal4.20: HPD method: SHCAL20				

Muestra SPV-2



Beta Analytic
TESTING LABORATORY

Beta Analytic, Inc.
4985 SW 74th Court
Miami, FL 33155 USA
Tel: 305-667-5167
Fax: 305-663-0964
info@betalabservices.com

ISO/IEC 17025:2017-Accredited Testing Laboratory

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Patricia Mothes

Report Date: February 23, 2022

Escuela Politecnica Nacional

Material Received: February 07, 2022

Laboratory Number	Sample Code Number	Conventional Radiocarbon Age (BP) or Percent Modern Carbon (pMC) & Stable Isotopes
-------------------	--------------------	---

Beta - 618635

SPV-2-Jan22

13520 +/- 40 BP

IRMS $\delta^{13}C$: -26.4 o/oo

(95.4%)

14461 - 14120 cal BC

(16410 - 16069 cal BP)

Submitter Material: Organic Sediment/Gyttja

Pretreatment: (organic sediment) acid washes

Analyzed Material: Organic sediment

Analysis Service: AMS-Standard delivery

Percent Modern Carbon: 18.58 +/- 0.09 pMC

Fraction Modern Carbon: 0.1858 +/- 0.0009

$\delta^{14}C$: -814.20 +/- 0.93 o/oo

$\Delta^{14}C$: -815.81 +/- 0.93 o/oo (1950:2022)

Measured Radiocarbon Age: (without $\delta^{13}C$ correction): 13540 +/- 40 BP

Calibration: BetaCal4.20: HPD method: SHCAL20

ANEXO III: Código “GenerateNewMesh.m” para la creación del mallado y la interpolación del modelo de falla finita

```
clear; close all; clc;

X0 = 797590;
Y0 = 9879600;

dh = 400;
dz = 200;

%
maxDepth = 6000;
maxWidth = 12000;
nRows = maxWidth/dh+1;
nColumns = maxDepth/dz + 1;

%
theta = 35;
dx = dh*sind(theta);
dy = dh* cosd(theta);

X = NaN(nRows,1);
Y = X;
X(1) = X0;
Y(1) = Y0;
for i = 2:nRows
    X(i) = X(i-1) - dx;
    Y(i) = Y(i-1) - dy;
end

%
figure(); plot(X,Y, '.'); zoom on; grid on; axis equal;

%
filasX = NaN(nRows,nColumns);
filasY = filasX;
filasX(:,1) = X;
filasY(:,1) = Y;

%%
newDX = dz*cosd(35)/tand(60);
newDY = dz*sind(35)/tand(60);
Z = NaN(nColumns,1);
Z(1) = 0;
```



```

for j = 2:nColumns
    filasX(:,j) = filasX(:,1) - (j-1)*newDX;
    filasY(:,j) = filasY(:,1) + (j-1)*newDY;
    Z(j) = Z(j-1)+dz;
end

for i = 2:nColumns
    figure(1); hold on;
    plot(filasX(:,i),filasY(:,i),'.');
end

%%
figure(); hold on;
Zfinal = filasX;
for i = 1:nColumns
    plot3(filasX(:,i),filasY(:,i),-
    repmat(Z(i),nRows,1),'.');
    Zfinal(:,i) = repmat(Z(i),nRows,1);
end
xlabel('Lon');
ylabel('Lat');
zlabel('Prof. ');

%%
Xfinal = filasX(:);
Yfinal = filasY(:);
Zfinal = Zfinal(:);

%
T = readtable ('modelofalla.txt');
T

slip = T.slip_cm_;
figure(); plot(slip, '.'); zoom on;

lon1 = T.Lon1;
lat1 = T.Lat1;
Z1 = T.z1;
plot3 (lon1, lat1, -Z1, '.');
figure (); plot3 (lon1, lat1, -Z1, '.');

rake = T.rake_angle;
rake
rake(rake<0)=rake(rake<0)+360;

F = scatteredInterpolant(lon1,lat1,Z1,slip);

```

```

Slipnew = F(Xfinal,Yfinal,Zfinal);
figure(),scatter3(Xfinal,Yfinal,-Zfinal, Slipnew,
Slipnew,'filled'); colorbar
figure(),scatter3(Xfinal,Yfinal,-Zfinal,[],
Slipnew,'filled'); colorbar

G = scatteredInterpolant(lon1,lat1,Z1,rake);
Rakenew = G(Xfinal,Yfinal,Zfinal);
figure(),scatter3(Xfinal,Yfinal,-Zfinal,Slipnew,
Rakenew,'filled'); colorbar

```

ANEXO IV: Base de datos de la geoquímica utilizada en este estudio

	Moth-6-Ap22	Moth-7-Ap22	Moth-8-Ap22
	MOT 2486-6	MOT 2486-7	MOT 2486-8
Date	27-Jun-22	28-Jun-22	28-Jun-22
SO₃ >=	0.00	0.00	0.00
Cl >=	0.13	0.09	0.15
Unnormalized Major Elements (Weight %):			
SiO₂	65.41	69.40	70.90
TiO₂	0.569	0.186	0.241
Al₂O₃	15.38	15.52	13.44
FeO*	2.80	1.07	1.28
MnO	0.061	0.044	0.045
MgO	0.63	0.21	0.32
CaO	1.91	0.97	1.22
Na₂O	3.88	3.25	3.45
K₂O	4.43	3.64	4.44
P₂O₅	0.131	0.030	0.056
Sum	95.20	94.33	95.39
LOI %	4.60	5.45	4.55
Normalized Major Elements (Weight %):			
SiO₂	68.71	73.57	74.33
TiO₂	0.60	0.20	0.25
Al₂O₃	16.15	16.46	14.08
FeO*	2.94	1.14	1.34
MnO	0.06	0.05	0.05
MgO	0.66	0.23	0.33
CaO	2.01	1.03	1.27
Na₂O	4.08	3.44	3.62
K₂O	4.65	3.86	4.66
P₂O₅	0.14	0.03	0.06
Total	100.00	100.00	100.00
Unnormalized Trace Elements (ppm):			
Ni	7	10	7
Cr	1	3	4
Sc	6	2	0
V	20	8	13
Ba	1302	1207	998
Rb	172	130	177
Sr	275	173	213
Zr	364	115	186

Y	31	9	14
Nb	16.9	10.1	11.0
Ga	20	18	15
Cu	3	5	1
Zn	69	38	40
Pb	26	24	24
La	43	26	33
Ce	78	50	51
Th	20	20	21
Nd	37	15	19
U	8	8	11
sum tr.	2498	1870	1839
in %	0.25	0.19	0.18
sum m+tr	95.45	94.52	95.57
M+Toxides	95.49	94.55	95.60
w/LOI	100.09	99.99	100.15
if Fe3+	100.40	100.11	100.29
Major elements are normalized on a volatile-free basis			
NiO	8.7	12.4	9.5
Cr2O3	2.2	4.7	5.8
Sc2O3	9.7	2.4	0.7
V2O3	29.3	11.6	19.7
BaO	1453.7	1347.9	1114.7
Rb2O	188.1	142.0	194.0
SrO	325.4	204.6	252.5
ZrO2	491.3	155.4	250.7
Y2O3	39.4	11.1	17.4
Nb2O5	24.2	14.4	15.7
Ga2O3	26.3	24.3	20.2
CuO	3.5	6.0	1.5
ZnO	86.4	47.8	49.5
PbO	28.2	26.2	26.1
La2O3	49.9	30.4	38.4
CeO2	96.2	61.3	63.1
ThO2	22.2	22.8	23.6
Nd2O3	43.0	17.0	21.8
U2O3	8.3	8.9	12.1
sum tr.	2936	2151	2137
in %	0.29	0.22	0.21