

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETROLEOS

**“DETERMINACIÓN DEL ESTADO DE ESFUERZOS TECTÓNICOS
EN LA ZONA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CHILES- CERRO
NEGRO”**

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

DANIEL ESTEBAN SIERRA VACA

daniel_sierra16@yahoo.com

DIRECTOR: Dr. Mario Ruiz

Quito, abril 2015

DECLARACIÓN

Yo, DANIEL ESTEBAN SIERRA VACA, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito 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.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Daniel Esteban Sierra Vaca

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por DANIEL ESTEBAN SIERRA VACA, bajo mi supervisión.

Mario Calixto Ruiz PhD.
DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Agradezco en principio a mis padres Luis Sierra y Rocío Vaca, pues sin su apoyo incondicional durante toda mi vida, no habría logrado nada. A mis profesores por brindarme sus conocimientos a lo largo de mi formación profesional. Al director de este proyecto Dr. Mario Ruiz por sugerirme el tema y ayudarme en su realización. Al personal del Instituto Geofísico cuya participación activa contribuyó a la elaboración de este proyecto, haciendo mención especial a: Mónica Segovia, Ligdamis Gutiérrez, Gabriela Ponce, Francisco Vásconez y Daniel Andrade.

A mis compañeros de la facultad que me acompañaron durante toda la carrera: Taty Pillajo, Felipe Carlosama, Eli Barragán, Mateo Vega, Juver Játiva, Johnny García, Stefy Almeida, Eli Mariño y Lucy Andrade. A mis amigos y mi familia que siempre han estado a mi lado.

Y finalmente un agradecimiento muy especial al amor de mi vida Sara Haro, sin ella nada hubiera sido posible. Es ella quien pone luz en cada uno de mis días.

ÍNDICE

OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	I
RESUMEN.....	II
ABSTRACT.....	III
ALCANCE Y DELIMITACIÓN DEL PROYECTO.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. EL VOLCANISMO EN ECUADOR	2
1.2. VOLCANISMO DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL	4
1.3. COMPLEJO VOLCÁNICO CHILES Y CERRO NEGRO.....	4
1.3.1. LITOLOGÍA Y GEOQUÍMICA	5
2. MARCO GEOTECTÓNICO.....	7
2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	7
2.1.1. TERRENOS ALÓCTONOS DEL BASAMENTO.....	9
2.1.1.1. EL TERRENO PALLATANGA	9
2.1.1.1.1. Unidad Pallatanga	9
2.1.1.1.2. Unidad San Juan.....	10
2.1.1.1.3. El Grupo Río Cala	10
2.1.1.1.4. Unidad Yunguilla	11
2.1.1.1.5. Unidad Silante.....	11
2.1.1.1.6. Grupo Angamarca.....	11
2.1.1.2. TERRENO MACUCHI	11
2.1.2. SECUENCIAS PLIOCÉNICAS	12
2.1.2.1. FORMACIÓN PISAYAMBO	13
2.1.3. VOLCANISMO CUATERNARIO	13
2.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	14
2.2.1. CHILES I.....	14
2.2.2. CERRO NEGRO I.....	15
2.2.3. CHILES II.....	15
2.2.4. CERRO NEGRO II.....	16
2.2.5. CHILES III Y CERRO NEGRO III.....	17
2.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	19

2.3.1.	PRINCIPALES FALLAS	21
2.3.2.	ESTUDIOS PREVIOS DEL CAMPO DE ESFUERZOS.....	24
3.	ACTIVIDAD VOLCÁNICA	27
3.1.	ACTIVIDAD EN TIEMPOS HISTÓRICOS	27
3.2.	ACTIVIDAD RECIENTE	28
3.3.	ESCENARIOS PROBABLES DE ACTIVIDAD	32
4.	MARCO TEÓRICO.....	34
4.1.	PRINCIPIOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA.....	34
4.1.1.	TEORÍA DEL REBOTE ELÁSTICO	35
4.1.2.	LOCALIZACIÓN DE SISMO	36
4.1.3.	ESFUERZO Y DEFORMACIÓN	37
4.1.4.	EL TAMAÑO DE UN SISMO.....	41
4.2.	MECANISMOS FOCALES	41
4.3.	CÁLCULO DE ANISOTROPÍA	43
4.3.1.	FUNDAMENTO TEÓRICO	44
4.3.2.	ANISOTROPÍA HEXAGONAL.....	48
4.3.3.	EFEECTO SOBRE LAS FORMAS DE ONDA	49
4.3.4.	MÉTODO PARA EL CÁLCULO DE ANISOTROPÍA.....	51
4.3.4.1.	LA SEMBLANZA.....	54
5.	SELECCIÓN DEL CONJUNTO DE DATOS	55
5.1.	CREACIÓN DEL CATÁLOGO SÍMICO DE ALTA CALIDAD	55
5.2.	RELOCALIZACIÓN DE EVENTOS	66
5.2.1.	MÉTODO DE RELOCALIZACIÓN.....	67
5.2.2.	MODELO DE VELOCIDADES.....	69
5.2.3.	RESULTADOS DE LA RELOCALIZACIÓN.....	72
6.	DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS POR MECANISMOS FOCALES	78
6.1.	DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO	78
6.1.1.	DATOS DE BUENA Y MALA CALIDAD	80
6.2.	RESULTADOS	84
6.2.1.	TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS DATOS.....	85
6.2.2.	DIRECCIÓN DE LOS EJES DE PRESIÓN.....	86
6.2.3.	DIRECCIÓN DE LOS EJES DE TENSIÓN	87
6.2.3.1.	EN MECANISMOS CON MOVIMIENTO TRANSCURRENTE	87
6.2.3.2.	EN MECANISMOS CON MOVIMIENTO INVERSO	88

6.2.4.	TIPOS DE MECANISMOS FOCALES.....	89
6.2.4.1.	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS MECANISMOS FOCALES.....	92
6.2.4.2.	DISTRIBUCIÓN TEMPORAL DE LOS MECANISMOS FOCALES	93
7.	DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS POR CÁLCULO DE ANISOTROPÍA	96
7.1.	SELECCIÓN DE DATOS.....	96
7.2.	DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO	99
7.2.1.	MEDICIONES ERRÓNEAS.....	101
7.3.	ANÁLISIS DE RESULTADOS	103
8.	DISCUSIÓN.....	108
8.1.	SISMICIDAD ANÓMALA EN CHILES-CERRO NEGRO	108
8.2.	ESTADO DE ESFUERZOS	109
8.2.1.	MECANISMOS FOCALES	109
8.2.2.	CÁLCULO DE ANISOTROPÍA	111
8.2.3.	VARIACIONES SISTEMÁTICAS EN EL ESTADO DE ESFUERZOS	112
9.	CONCLUSIONES.....	119
	BIBLIOGRAFIA.....	121
	ANEXOS	130

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Esquema Volcano-tectónico Regional.....	3
Figura 2.- Componentes estructurales del Ecuador	8
Figura 3.- Modelo idealizado de la cámara magmática del complejo Chiles-Cerro Negro.	17
Figura 4.- Evolución de la deformación desde 15 Ma.- Presente.	20
Figura 5.- Fallas Identificadas en el área del volcán Chiles- Cerro Negro.....	23
Figura 6.- Mecanismos Focales del Área V, Provincia estructural del Callejón Interandino.	24
Figura 7.- Esfuerzos Principales en el área de Chachimbiro. $\sigma_1 = 260^\circ / 2^\circ$, $\sigma_3 = 351^\circ / 18^\circ$	25
Figura 8.- Conteo diario de eventos VT región Chiles-Cerro Negro (Mayo –Diciembre 2014). Datos tomados del IG-EPN.	31
Figura 9.- Conteo diario de eventos HB región Chiles-Cerro Negro (Mayo –Diciembre 2014). Datos tomados del IG-EPN.	31
Figura 10.- Mapa Preliminar de amenazas de los volcanes Chiles Cerro Negro.....	33
Figura 11.- Localizaciones de Terremotos de todo el mundo entre 1977-1994.....	34
Figura 12.- Modelo de Rebote Elástico	35
Figura 13.- Propagación de las ondas S y P	36
Figura 14.- Vector normal (n) y fuerza de tracción (t) para un plano.	38
Figura 15.- Obtención de las polaridades de movimiento vertical para la fase P.	42
Figura 16.- Mecanismos focales en diferentes tipos de falla.	43
Figura 17.- Anisotropía Hexagonal	48
Figura 18.- Fenómeno de división de onda de corte al pasar por medio anisotrópico.	50
Figura 19.- Como “des-dividir” una onda de corte.	51
Figura 20.- Ubicación de la Zona de Estudio.....	55
Figura 21.- Histogramas de fases usadas, RMS y magnitud de la muestra inicial (sismos de enero –octubre 2014 de la zona fronteriza Ecuador-Colombia).....	56

Figura 22.- Localizaciones de la totalidad de eventos sísmicos enero-octubre 2014 (8863 eventos).	57
Figura 23.- Muestra final. Eventos enero-octubre 2014, RMS <0.75s, long -78.2° O a -77.6° O y lat 0.5° N a 1.1°N, registrados en más de10 fases. GAP < 180°.Magnitud >2.	59
Figura 24.- Histogramas de número de fases y número de estaciones usadas en la localización preliminar de la muestra final.	60
Figura 25.- Histograma de magnitudes de la muestra final.	60
Figura 26.- Distribución espacial de magnitudes de los eventos de la muestra seleccionada.	61
Figura 27.- Histogramas de RMS de los eventos de la muestra seleccionada.	61
Figura 28.- Histogramas de profundidades de los eventos de la muestra seleccionada.	62
Figura 29.- Localización de eventos de la muestra seleccionada con profundidades.	62
Figura 30.- Distribución temporal de magnitudes de los eventos de la muestra seleccionada.	63
Figura 31.- Diagramas Latitud, Longitud y Profundidad vs Tiempo, mostrando la representatividad de la muestra final seleccionada.	65
Figura 32.- Mapa de ubicación de las estaciones sísmicas utilizadas para el estudio	67
Figura 33.- Interfaz de usuario del programa “depnet 1.7”	68
Figura 34.- Modelo de velocidades general para el área del Chiles- Cerro Negro. ...	70
Figura 35.- Modelos de velocidades específicos para el área del Chiles- Cerro Negro.	72
Figura 36.- Diagrama latitud vs tiempo comparando la localización del modelo regional con la relocalización usando el modelo local.....	73
Figura 37.- Diagrama longitud vs tiempo comparando la localización con modelo regional con la relocalización usando el modelo local.	73
Figura 38.- Diagrama profundidad vs tiempo comparando la localización con modelo Regional con la relocalización usando modelo local.	74

Figura 39.- Relocalización de los sismos mostrando su profundidad.	75
Figura 40.- Mapa de Relocalizaciones contrastando las Localizaciones originales..	76
Figura 41.- Histogramas de RMS para relocalización con modelo local y localización provisional de Seiscomp3 con modelo regional.	77
Figura 42.- Histogramas de estaciones usadas en la relocalización.	77
Figura 43.- Interfaz de usuario de “depnet 1.7” para el cálculo de mecanismos focales.	79
Figura 44.- Lectura de tiempos de arribo de las Ondas P, S y la amplitud de onda S en sismo del Complejo Chiles-Cerro Negro	80
Figura 45.- Ejemplos de mecanismos focales adecuadamente constreñidos, usando “depnet” y “focmec”	81
Figura 46.- Ejemplos de mecanismos focales de baja calidad no considerados para el estudio.....	81
Figura 47.- Representación gráfica en una esfera de radio unitario de la amplitud de las ondas P frente a la orientación del plano de falla (y del plano auxiliar).	82
Figura 48.- Interfaz de usuario del programa “bb” (beach ball) usado para el cálculo de los ejes de presión en base a los planos de ruptura.	83
Figura 49.- Ejes de Presión representados en la esfera focal.	84
Figura 50.- Ejes de Tensión representados en la esfera focal.....	85
Figura 51.- Medición de ángulos para aplicación de estadística circular.	86
Figura 52.- Dirección predominante de los ejes de Presión. A) Dirección calculada por estadística circular. B) Dirección calculada por densidad de puntos.....	87
Figura 53.- Dirección predominante de los ejes de Tensión en mecanismos con movimiento transcurrente. A) Dirección calculada por estadística circular. B) Dirección calculada por densidad de puntos.....	88
Figura 54.- Dirección Predominante de los ejes de Tensión en mecanismos con movimiento inverso. A) Dirección calculada por estadística circular. B) Dirección calculada por densidad de puntos.....	89
Figura 55.- Mecanismos focales agrupados por tipo de movimiento y dirección de los ejes P y T.	90
Figura 56.- Mecanismos focales clasificados en base al tipo de movimiento.	91

Figura 57.- Mecanismos focales clasificados por tipo de movimiento y posición de los ejes de presión.	91
Figura 58.- Mapas de la distribución espacial de mecanismos focales.	92
Figura 59.- Distribución de los mecanismos focales en profundidad.	93
Figura 60.- Distribución temporal de las familias de mecanismos focales (Enero- Octubre)	94
Figura 61.- Distribución temporal de las familias de mecanismos focales (Octubre).	95
Figura 62.- Lectura del tiempo de arribo de la onda S en una señal sísmica del complejo Chiles-Cerro Negro, para el cálculo de la relación señal/ruido.	97
Figura 63.- Cálculo de la relación señal/ruido para una de las señales sísmicas del complejo Chiles Cerro-Negro, utilizando Matlab.	98
Figura 64.- Interfaz de usuario del programa “contourmap 2” desarrollado por Anzieta en 2013 y modificado por Ligdamis Gutiérrez del IG EPN para su uso en 2015.....	100
Figura 65.- Medida errónea de la dirección de anisotropía en un sismo del complejo Chiles-Cerro Negro.	102
Figura 66.- Medida errónea de la dirección de anisotropía en un sismo del complejo Chiles-Cerro Negro.	103
Figura 67.- (A) Roseta mostrando las direcciones de anisotropía calculadas con los sismos del complejo Chiles Cerro Negro. Enero- Octubre de 2014. (B) Direcciones promedio calculadas con estadística circular.	104
Figura 68.- Mapa de estaciones cercanas al complejo Chiles-Cerro Negro. Enero- Octubre de 2014.....	105
Figura 69.- Rayos sísmicos mostrando las trayectorias de las ondas entre la fuente y las estaciones orientales del Complejo Chiles- Cerro Negro.....	106
Figura 70.- Mapa de estaciones cercanas al complejo Chiles-Cerro Negro, rosetas mostrando las direcciones promedio de anisotropía calculadas con los sismos del complejo Chiles Cerro Negro. Enero- Octubre de 2014.....	107
Figura 71.- Comparación de las direcciones de esfuerzo principal propuestas por otros autores y la propuesta en este estudio.....	110

Figura 72.- Comparación de las direcciones de esfuerzo principal obtenidas por 2 métodos independientes, calculados con los sismos del Complejo Chiles-Cerro Negro (Enero- Octubre 2014).	112
Figura 73.- Diagrama explicativo de la reorientación de 90° en el estado de esfuerzos, por intrusión de un dique.	114
Figura 74.- Ejemplo de variación de las direcciones de anisotropía para un mismo evento.	115
Figura 75.- Variación temporal del estado de esfuerzos en el Complejo Chiles-Cerro Negro.	118

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.- Volúmenes emitidos durante los episodios Chiles II y Cerro Negro II	16
Tabla 2.- Modelo de velocidades para el área del Complejo Chiles- Cerro Negro....	70

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1.- Red vial, red hidrográfica y poblaciones aledañas.	131
Anexo 2.- Mapa Geológico Regional	132
Anexo 3.- Mapa Geológico del complejo Chiles- Cerro Negro.	133
Anexo 4.- Lista de estaciones usadas para la relocalización.	134
Anexo 5.- Sismos relocalizados con perfiles N-S y E-O.	135
Anexo 6.- Mecanismos focales calculados y su localización.	136
Anexo 7.- Mecanismos focales.....	141

OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

Objetivo General

- Contribuir a la comprensión de la dinámica volcano-tectónica del área del complejo Chiles-Cerro Negro, mediante el cálculo del estado de esfuerzos; el cual pudiera ser una herramienta fundamental en la gestión del riesgo.

Objetivos Específicos

- Obtener un catálogo sísmico de alta calidad, que permita una adecuada determinación del estado de esfuerzos.
- Disponer de un modelo de velocidades local para emplearse en la ubicación hipocentral de los sismos.
- Determinar el estado de esfuerzos en el complejo volcánico, utilizando el método de Cálculo de Mecanismos Focales
- Determinar el estado de esfuerzos en el complejo volcánico, utilizando el método de Cálculo de Anisotropía
- Encontrar una correlación entre las variaciones espacio-temporales del campo de esfuerzos con una posible intrusión magmática en el complejo volcánico y con el estado de esfuerzos regional.

RESUMEN

A partir de julio de 2013 se empezó a detectar importante actividad sísmica en la zona del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro, ubicado en la frontera Ecuador-Colombia. Dicha actividad alcanzó su punto máximo con el evento del 20 de octubre de 2014 (magnitud de 5,9). Los sismos por sus características y su cercanía al complejo se han vinculado a actividad volcánica.

Los eventos sísmicos del área, registrados entre el enero y octubre de 2014, fueron analizados con el fin de caracterizar el estado de esfuerzos en la zona. Para esto se emplearon dos métodos independientes: Mecanismos Focales (basado en la polaridad de los primeros arribos y amplitud ondas S) y Cálculo de Anisotropía (basado en el fenómeno de división de onda de corte).

Los mecanismos focales dieron como resultado una dirección de esfuerzo principal $N97,2^{\circ} \pm 19,3^{\circ}$ que concuerda con la dirección del esfuerzo regional E-O causado por el choque de las placas Nazca y Sudamericana, y observado en varios trabajos precedentes.

Por otra parte los resultados del cálculo de anisotropía reflejaron una distribución bimodal de las direcciones de anisotropía. Una de las direcciones es aproximadamente paralela a la dirección del esfuerzo regional y la otra forma un ángulo de 90° con la misma.

Muchos autores han sugerido que el crecimiento de un dique paralelo a la dirección de σ_1 pudiera ser la causa de la reorientación de 90° . Se han documentado casos donde estos cambios en el estado de esfuerzos preceden por meses o semanas a una erupción volcánica.

En el caso de la sismicidad en Chiles-Cerro Negro, este cambio en el estado de esfuerzo no terminó en una erupción y solo pudo ser detectado por uno de los dos métodos; esto sugiere que una intrusión incipiente (de baja magnitud o insuficientemente presurizada) afectó el comportamiento de un área altamente fracturada pero no fue lo suficientemente "grande" para conducir magma a la superficie.

La sismicidad del área es gobernada por el estado de esfuerzos regional, pero pudo ser disparada por cambios en el estado de esfuerzos asociados a una intrusión.

ABSTRACT

Since July 2013, a significant seismic activity has been detected in Chiles-Cerro Negro volcanic complex zone, located at Ecuador-Colombia boundary line.

This activity reached the highest point during the event of October 20, 2014 (5,9 magnitude). Based on the features and the closeness to the complex the seisms have been linked to volcanic activity.

Events recorded at the area between January and October 2014 were analyzed to characterize the state of stresses in the region using two independent methods: Focal Mechanisms (based on first arrival polarities and amplitude ratio) and Anisotropy (based on shear wave splitting).

Focal mechanisms resulted on a principal stress direction $N97,2^{\circ} \pm 19,3^{\circ}$ that properly matches with regional stress direction E-W caused by the convergence of Nazca and South American plates, and largely observed in previous works.

On the other hand, results from Anisotropy reflects a bimodal distribution. One direction is nearly parallel to the regional stress direction and the other one is nearly perpendicular.

Several authors have suggested that a dike growing parallel to the main stress direction could be the cause of the 90° reorientation. Cases where the changes in the stress state precede a volcanic eruption by months or weeks have been documented.

In the case of the Chiles- Cerro Negro seismic unrest, the change in the stress state was not followed by a volcanic eruption, and it was only be detected by one of the two methods; It suggests that an incipient intrusion (small or insufficiently pressurized) affected by the behavior of a highly fractured area but was not "large" enough to drive magma to the surface.

Seismicity in the area is governed by the regional stress state, but it could be detonated by changes associated to an intrusion.

ALCANCE Y DELIMITACIÓN DEL PROYECTO

El estudio se desarrolla en complejo volcánico cuaternario Chiles-Cerro Negro, ubicado al norte del Ecuador (Provincia del Carchi) y al sur de Colombia (Departamento de Nariño); aproximadamente 25 km al Oeste de Tulcán (Anexo 1).

El estudio concretamente se realiza en un área rectangular comprendida entre las longitudes -78.2° O, -77.6° O y las latitudes 0.5° N y 1.1° N. Se ha seleccionado esta área por ser próxima al volcán y por ende se cree que los eventos sísmicos localizados en la misma responderán a su influencia.

Como datos se toman los sismos registrados entre enero y octubre de 2014, usando la red de sismógrafos y acelerógrafos dispuesta en la zona conjuntamente por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) y el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP).

En primera instancia una recopilación bibliográfica de toda la información disponible de la zona, nos permite conocer todo lo que se ha descubierto sobre este complejo volcánico hasta la fecha.

La selección de un catálogo sísmico de alta calidad nos permite estar seguros de que los eventos sísmicos seleccionados para el estudio, representan adecuadamente el estado de esfuerzos de la zona. Para este catálogo sísmico, se han seleccionado únicamente aquellos sismos que cumplan ciertas condiciones de calidad como son: haber sido registrados al menos en un número determinado de estaciones, tener un RMS bajo, una magnitud mayor a un valor dado y un GAP sísmico adecuado.

La relocalización de los eventos sísmicos con un modelo de velocidades diseñado específicamente para el área de interés nos permite ver que tan efectivos son los sistemas de monitoreo que usa el IG-EPN. Además nos permite dar mayor

confiabilidad a los datos que usaremos para el cálculo del estado de esfuerzos y finalmente ayuda a observar posibles desplazamientos en la fuente sísmica.

Finalmente se procede a la utilización de dos métodos independientes para determinar el estado de esfuerzos presente en la zona:

- Cálculo de Mecanismos Focales.- consiste en obtener representaciones gráficas de posibles soluciones de la ruptura que origina un sismo. Éstas son generadas en base a la posición de las estaciones respecto al hipocentro y la polaridad de arribo de las ondas sísmicas a las mismas.
- Cálculo de Anisotropía.- permite estudiar las intrusiones de magma en el sistema de alimentación del volcán, que afectan el campo de esfuerzos. Este método usa el fenómeno de división de onda de corte; el cual consiste en que una onda S que atraviesa un medio anisotrópico, se divide en dos ondas de diferentes velocidades, polarizadas perpendicularmente una con otra.

Finalmente se pretende encontrar una correlación entre las posibles variaciones espacio-temporales del campo de esfuerzos con la actividad magmática y la tectónica regional.

Así se vincularán los datos nuevos que se han logrado a través de esta investigación con los datos que ya conocíamos para establecer conclusiones.

1. INTRODUCCIÓN

El Mapa del Volcanismo Cuaternario del IRD– IG EPN diseñado por Bernard y Andrade (2011) califica al complejo volcánico Chiles-Cerro Negro como potencialmente activo. Además una recopilación de archivos históricos muestra una posible actividad desde 1853 a 1870, y muestra también que seguramente existió actividad en 1923 (Monsalve y Laverde, 2014).

Por otra parte, el IG-EPN viene monitoreando el complejo volcánico desde 1991, con una estación de periodo corto; gracias a esto se registró actividad sísmica anómala en 1997, 1999 y 2000 (IG-EPN, 2013).

En épocas más recientes, a partir de Julio de 2013 se ha evidenciado un abrupto incremento en la actividad sísmica del complejo volcánico, con la ocurrencia de varios enjambres sísmicos; el último de los cuales inició el 29 de septiembre de 2014. Para el 20 de octubre se habían registrado 39 000 sismos, fue entonces cuando la actividad alcanzó su punto más alto con un sismo de magnitud 5,9 grados, que fue sentido incluso en las provincias de Pichincha e Imbabura (IG-EPN, 2014).

Posteriormente se han observado importantes cambios en el complejo volcánico, como son: aumento de temperatura y cambios en las fuentes termales aledañas, aparición de fumarolas y deformación superficial; que en conjunto parecen apuntar a una reactivación volcánica (IG-EPN, 2014).

Es poco lo que conocemos sobre este complejo volcánico, pues los estudios realizados en la zona son escasos. Es por esto que el IG-EPN conjuntamente con el Observatorio Volcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP); se ha visto en la necesidad de reforzar el monitoreo, así como también los estudios en la zona, para comprender de mejor forma la dinámica de este complejo volcánico.

El presente trabajo pretende analizar el estado de esfuerzos en la zona del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro, usando la actividad sísmica como herramienta.

Tomando un selecto catálogo de eventos se trabajará en el estado de esfuerzos de la zona, relacionando los resultados con la tectónica que gobierna la región y asociándolos a una posible reactivación del complejo volcánico.

1.1.El volcanismo en Ecuador

Los Andes septentrionales se componen de numerosos estratovolcanes cuaternarios situados sobre un terreno andesítico-riolítico de edad Pliocénica, así como también sobre los basamentos metamórficos de la Cordillera Real y los terrenos alóctos de la Cordillera Occidental. El arco volcánico se extiende desde la latitud 5° N (Manizales, Colombia) hasta 3,5° S en Loja (Hall y Beate, 1992).

El volcanismo joven en nuestro país empezó aproximadamente hace 26 Ma. posteriormente entre 8 y 6 Ma. se dió una fase compresiva que cerró las cuencas sedimentarias intramontañosas e inició el volcanismo a gran escala (Hall y Beate, 1992; Winkler et al., 2005).

Finalmente durante el Plesitoceno se vio el nacimiento y crecimiento de centros volcánicos de tipo dacítico-andesítico al norte de nuestro país, mientras al sur se dió la supresión del volcanismo activo (Hall y Beate, 1992).

El volcanismo cuaternario desarrollado en Colombia y Ecuador es el resultado de la Subducción de Nazca bajo la Placa Sudamericana. En Ecuador más de 50 centros desde andesíticos a riolíticos se formaron en el Cuaternario (Hall et al., 2008). El mapa del Volcanismo Cuaternario del IRD-IGEPN sugiere la existencia de al menos 84 volcanes en territorio ecuatoriano, de los cuales 25 tienen algún grado de actividad.

Varios factores son determinantes en la formación del volcanismo Ecuatoriano, la zona está afectada por la subducción de la cordillera de Carnegie, que tiene un ancho de al

menos 400 km y una altura de 2 km. Esta cordillera se subduce en dirección E-NE por debajo de Ecuador y del sur de Colombia (Gutscher et al., 1999).

Existe una frontera de orientación N55°E entre un slab sismogénico al sur del país y un slab débilmente sismogénico del norte (más allá del volcán Altar). Esto podría reflejar un cambio en las características térmicas de la corteza oceánica subducida. El límite coincide justo con la zona de fractura de Grijalva que separa el terreno oceánico joven (<22 Ma.), del terreno oceánico antiguo (>22 Ma.) en el sur del Ecuador y norte de Perú (Monzier et al., 1999). (Figura 1).

Los valores de flujo de calor son altos para cortezas oceánicas menores de 20-25 Ma., pero muy bajos y relativamente estables para las cortezas oceánicas mayores a dicha edad. La colisión de la cordillera submarina de Carnegie y la relativa juventud de la placa oceánica, pudieran ser responsables del incremento del flujo de calor al norte de Ecuador que es causante del volcanismo. Por otra parte, al sur del Sangay el slab es más viejo, frío y sismogénico lo que pudo conducir a la supresión del volcanismo (Monzier et al., 1999).

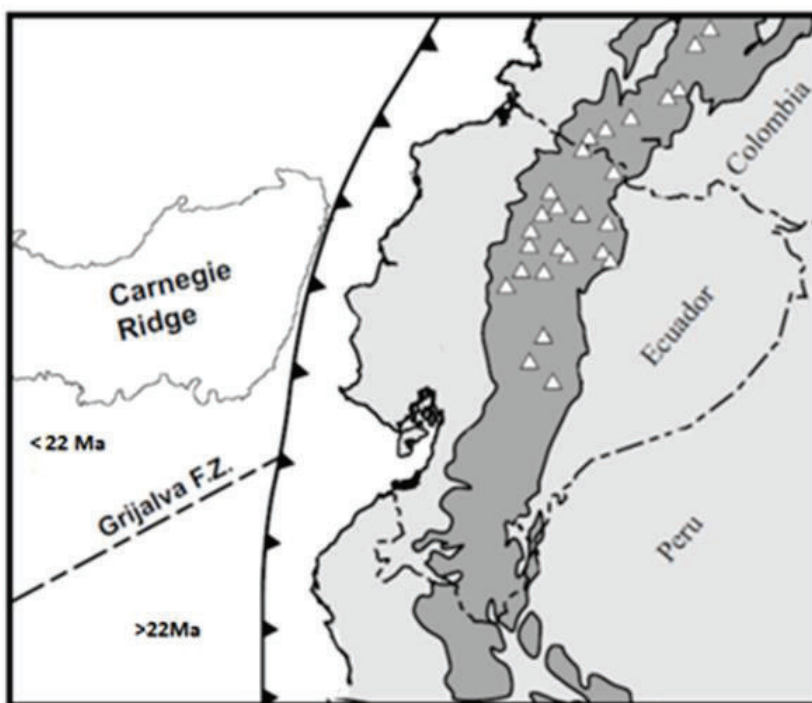


Figura 1.-Esquema Volcano-tectónico Regional.

1.2. Volcanismo de la Cordillera Occidental

A lo largo de la cordillera Occidental está el frente volcánico, con un rumbo NNE (Hall y Beate, 1992). Una cobertura volcánica de unos 360 km de longitud. Autores tales como Hall y Beate (1992), Hidalgo (2007) y Samaniego *et al.* (2012) han sugerido que el frente volcánico se ha desarrollado controlado por el juego de fallas regional asociado a la antigua sutura del terreno Pallatanga (sutura Pujilí), que marca el contacto de las rocas metamórficas de la Cordillera Real con el terreno acrecionado de orígenes oceánicos.

La actividad Pleistoceno tardía y Holocena de estos centros fue principalmente andesítica y dacítica a la cual le siguió una etapa de construcción de estratovolcanes de hasta 20 km de ancho compuestos de andesitas básicas. Morfológicamente los centros se componen de conos con calderas de aprox. 2 a 3 km (Hall et al., 2008).

El volcanismo de esta zona exhibe edades no mayores a 1,3 Ma., la evidencia geomorfológica sugiere que todos los edificios que componen el frente volcánico, tienen un rango de edad similar (Hall y Beate, 1992). Pichincha por ejemplo exhibe una edad de 1.1- 0.9 Ma. en las secuencias de lavas basales (Robin et al., 2010). El basamento corresponde a secuencias volcánicas indiferenciadas y ha sido datado en Chile (4,78 Ma.) y Quilotoa (6,1 Ma.) con edades Pliocénicas (Barberi et al., 1998).

1.3. Complejo Volcánico Chiles y Cerro Negro

Los volcanes Chiles y Cerro Negro se sitúan al norte de Ecuador provincia del Carchi, en el dominio de la Cordillera Occidental. El volcán Chiles se ubica en las coordenadas 0.83° N, 77.93° O y tiene una altura de 4729 msnm; por otra parte el volcán Cerro Negro se ubica en 0.83° N, 77.68° O con una altura de 4470 msnm (IG-EPN, 2014). La línea fronteriza de separación de Colombia y Ecuador pasa por las cumbres de ambos volcanes (Incecl- Geotérmica Italiana Srl, 1982).

Chiles y Cerro Negro se alinean en una directriz estructural ONO-ESE transversal a la “dirección andina”. Chiles está constituido por una estructura de estratovolcán con un cráter apical que se abre hacia el norte en forma de anfiteatro, con edades comprendidas entre 0.5 y 0.05 Ma. (Aguater- Inecel, 1987).

El Cerro Negro tiene en cambio una estructura más compleja, constituida por edificios adyacentes compenetrados. El edificio más viejo (1.4 Ma.) ocupa la parte meridional del volcán y está constituido por una sucesión de coladas de lava y piroclastos escoriáceos. Por su parte el edificio joven (0.04 Ma.) se conforma de cúmulos de lavas y depósitos de flujos piroclásticos. Una depresión del cráter en la cumbre corta los productos de ambos edificios (Aguater- Inecel, 1987).

Ambos son edificios cónicos y muestran varios episodios de historia eruptiva, separados por periodos de calma en los que han sido afectados por erosión glacial. La presencia de hielo ha sido constante a lo largo de todo el cuaternario, e incluso ha estado presente en tiempos históricos. La inexistencia de productos piroclásticos en algunos niveles estratigráficos, se debe a la formación de lahares durante las erupciones o a la incorporación de los piroclastos en el hielo que pudieron luego ser depositados junto con las morrenas (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

1.3.1. Litología y Geoquímica

Las lavas del Chiles constituyen una asociación continua que cumple el más amplio intervalo evolutivo. Los diagramas composicionales caen en el campo de andesitas y dacitas pero algunas de las rocas más diferenciadas llegan al límite de las riolitas (Aguater-Inecel, 1987).

Las rocas pertenecen a una típica serie calco-alkalina, y son muy similares en Cerro Negro y Chiles. Se cree que la serie de andesitas-dacitas se forma por un magma básico que se diferencia a cierta profundidad por cristalización fraccionada. Y la presencia de olivino en reacción con términos más ácidos sugiere abastecimiento continuo desde niveles más profundos (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

La distribución de elementos mayores y trazas indica en su conjunto una evolución continua de los magmas que puede explicarse fácilmente con un proceso de cristalización fraccionada. Además se puede observar un sistemático y sensible enriquecimiento en LREE en el curso de la diferenciación; mucho menos sensible con las HREE. No aparece anomalía de Europio (Aquater- Inecel, 1987).

Las lavas del Cerro Negro, son muy similares a las del Chiles, aunque difieren ya que su intervalo evolutivo es más pequeño. Además existe una mayor tendencia a enriquecerse en elementos residuales (K₂O). En las rocas menos evolucionadas se ven variaciones amplias en los contenidos de MgO que encuentran confirmación en antitéticas variaciones de Al₂O₃; lo que pudiera explicarse por la ubicación de fenocristales no homogénea (Aquater- Inecel, 1987).

2. MARCO GEOTECTÓNICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los Andes son el clásico ejemplo de un arco volcánico construido en zona de subducción. Una gran parte de los Andes del norte es considerada un bloque oceánico alóctono acrecionado durante el Cretácico y Terciario. Un movimiento transcurrente caracteriza esta acreción (Gansser, 1973; Lonsdale, 1978; Feinenger, 1983; Jaillard et al., 1995; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003).

En las Cordilleras Central y Occidental de Colombia se ha sugerido una edad Paleozoica para los terrenos alóctonos, sin embargo en Ecuador se admite una edad Cretácica (Pratt et al., 2005). Es la deflexión de Huancabamba en la que los Andes cambian de NNO a NNE, donde probablemente se ubica el límite de los terrenos alóctonos (Pratt et al., 2005).

Los principales componentes estructurales del Ecuador mostrados a continuación en la Figura 2 son de oeste a este:

(1) Planicie Costera: una cuenca sedimentaria construida sobre los terrenos oceánicos alóctonos acrecionados al final del Cretácico.

(2) Cordillera Occidental que comprende una corteza oceánica Cretácica correlacionada históricamente con la formación Piñón y un arco de islas Eocénico (Macuchi).

(3) Valle Internadino cuyos flancos los componen las dos cordilleras sobre las que se edifican los volcanes recientemente formados de edad Cuaternaria, en su interior se depositan volcano-sedimentos originados en los mismos volcanes.

(4) Las rocas metamórficas de la Cordillera Real, alineadas en dirección N-S, parecen ser el resultado de la acreción lateral de varios terrenos que han sufrido eventos de metamorfismo regional.

(5) La zona Subandina, un cinturón de formaciones Jurásico-Cretácicas que se han levantado junto con las cordilleras.

(6) El Oriente que consiste en una cuenca sedimentaria asentada sobre el cratón amazónico. Contiene formaciones hidrocarburíferas del Cretácico, cubiertas por sedimentos aluviales y coluviales de edad más jóvenes, desde el Paleoceno hasta el Holoceno.

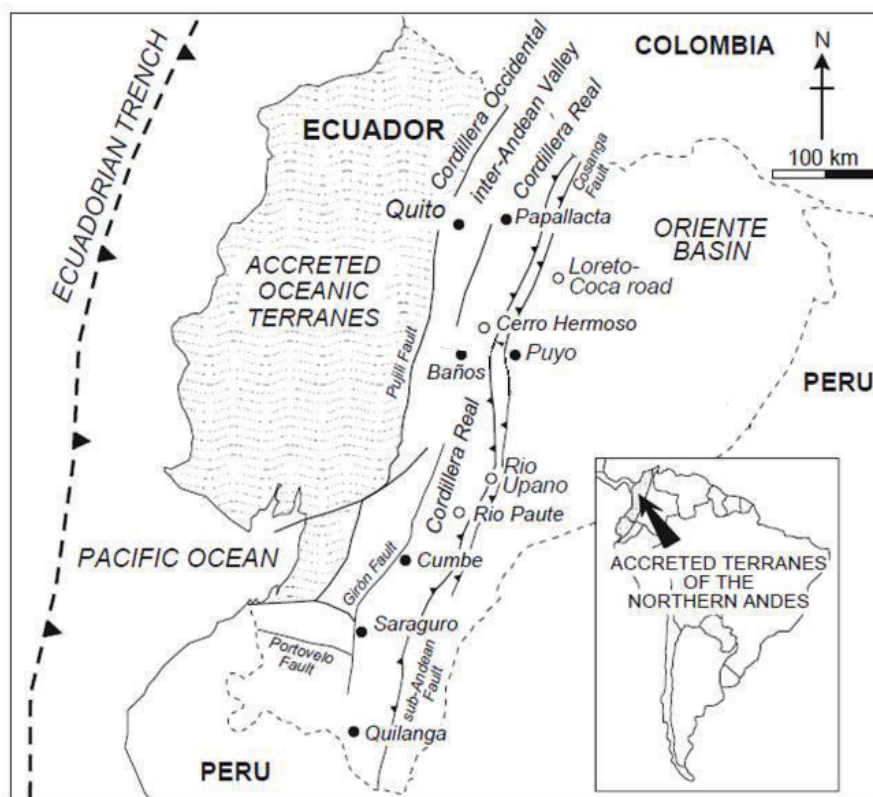


Figura 2.-Componentes estructurales del Ecuador

(Modificado de Pratt et al., 2005)

Se habla con más detalle de la región número 2, Cordillera Occidental, puesto que el complejo Chiles Cerro- Negro se edifica allí. Describiremos a continuación las principales formaciones y unidades que componen la Cordillera Occidental. El Anexo 2 muestra el mapa geológico regional de la zona.

2.1.1. TERRENOS ALÓCTONOS DEL BASAMENTO

El basamento de la cordillera Occidental consiste en bloques oceánicos acrecionados entre el Cretácico tardío a Eoceno. El terreno Pallatanga-Pujilí se separa del continente mediante una sutura, sin embargo el proceso de acreción del mismo no ha sido completamente entendido (Vallejo et al., 2009; Hughes y Pilatasig, 2002).

La cordillera Occidental consiste casi enteramente de rocas metamórficas de la facies del sub-esquisto verde (grado de metamorfismo bajo), *plateaus* oceánicos y rocas ultramáficas del Cretácico Tardío, turbiditas marinas del Cretácico Tardío, una secuencia basáltica a andesítica del Eoceno temprano, una secuencia turbidítica del Paleoceno al Eoceno y una secuencia continental tardía del Eoceno al Oligoceno (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.1.1. El Terreno Pallatanga

Está delimitado al oeste por la zona de cizalla Chimbo-Toachi y al este se separa de la Cordillera Real mediante una sutura. Contiene varias litologías como basaltos oceánicos de *plateau* y rocas ultramáficas con turbiditas de grano fino. Un *melange* tectónico (Unidad Pujilí) ocupa una posición estructural a lo largo de la sutura entre 0° y 1° S. Además una larga parte del terreno consiste en turbiditas marinas del Cretácico como son las Unidades Mulaute, Pilatón y Yunguilla. También encontramos la unidad Silante que podría ser una secuencia terrestre post acrecional derivada de una fuente volcánica andesítica subaérea (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.1.1.1. Unidad Pallatanga

Dispuesta entre la línea ecuatorial y 2°S, esta unidad está expuesta como astillas falladas a lo largo del margen oriental de la cordillera. Son rocas de afinidad claramente oceánica, su rango composicional va desde N-MORB hasta basalto de *plateau*. Pero más al sur de 2°S, forma un

cinturón más amplio constituido casi en su totalidad de lavas almoadilladas (*pillow lavas*) con hyaloclastitas menores. Consiste principalmente en basaltos, sedimentos finos de mar profundo y rocas ultramáficas localmente presentes (Hughes y Pilatasig, 2002).

Las similitudes litológicas, geoquímicas y cronológicas entre las rocas con afinidad oceánica en Ecuador, Caribe y Colombia, sugieren que forman parte de una misma provincia ígnea (Vallejo et al., 2009).

2.1.1.1.2. *Unidad San Juan*

En contacto fallado con la unidad Pallatanga al oeste de Quito afloran los gabros y anortositas ultramáficas serpentinizadas de la Unidad San Juan. Dataciones Sm-Nd en gabros presentan edades de 123 ± 12 Ma. Es interpretado como una "raíz" de rocas máficas y ultramáficas en una secuencia de *plateau* oceánico (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.1.1.3. *El Grupo Río Cala*

Son formaciones volcanoclásticas depositadas sobre la unidad Pallatanga. Incluye los basaltos Río Cala, turbiditas Natividad, turbiditas y rocas volcánicas intercaladas de Pilatón, Mulaute y las andesitas de alto Mg de La Portada. Análisis de minerales pesados en las turbiditas han demostrado que éstas son exclusivamente de aporte volcánico y no se formaron en la proximidad del continente (Vallejo et al., 2009).

El grupo Río Cala muestra firmas químicas que indican un arco de islas intraoceánico. Río Cala fue formado por subducción de corteza oceánica adelgazada. Datos isotópicos de Nd y Pb muestran que las rocas volcánicas de Río Cala son una mezcla de MORB, sedimentos pelágicos subductados y una componente de *plateau* oceánico (Vallejo et al., 2009).

Las rocas volcánicas de Río Cala han sido datadas con edades de $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de 66.74 ± 7.16 Ma. que coinciden con edades Maastrichtiano-

Campaniano obtenidas bio-estratigráficamente de rocas sedimentarias de Natividad (Vallejo et al., 2009).

2.1.1.1.4. Unidad Yunguilla

La unidad Yunguilla consiste en turbiditas de grano fino, limolitas y lodolitas depositadas probablemente sobre la Unidad Pallatanga después de su acreción. Yunguilla se ha datado en Maastrichtiano a Paleoceno temprano en base a foraminíferos (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.1.1.5. Unidad Silante

Es una secuencia de sedimentos terrestres dominados por secuencias lacustres del Eoceno tardío al Oligoceno temprano, derivados de una fuente subaérea proximal. Se cree que son posteriores a la acreción del terreno Macuchi. Al oeste de la sucesión Silante en el norte de la cordillera se encuentran las brechas Tandapi caracterizadas como andesitas y brechas andesíticas (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.1.1.6. Grupo Angamarca

Es una secuencia turbidítica del Paleoceno temprano a Eoceno tardío, agrupa también la unidad de calizas Unacota. El grupo Angamarca comúnmente contiene tobas silíceas que son correlacionadas con el grupo Saraguro al sur del Ecuador. Las dataciones indican 37.8 ± 3.5 Ma., lo que sugiere que las deposiciones clásticas de Angamarca continuaron al menos hasta el Eoceno (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.1.2. Terreno Macuchi

Comprime una sola unidad del mismo nombre que forma una substancial porción de la cordillera sobre todo entre 2°30'S y la línea ecuatorial. Se encuentra aflorando solamente al oeste de la zona de cizalla Chimbo-Toachi. La secuencia es más del 90% volcánico-sedimentaria, el resto

corresponde a lavas almohadilladas (*pillow*) y probablemente intrusiones de diabasas (Hughes y Pilatasig, 2002).

La evidencia bioestratigráfica y geocronológica indica que tiene una edad Eocénica; Egüez en 1986, reportó radiolarios del Eoceno Medio, además de dos dataciones K-Ar en andesitas basálticas con edades de 41.6 ± 2.1 y 35.8 ± 1.8 Ma. Dataciones en granitos que intruyen Macuchi, revelan una edad de 38.1 ± 0.39 Ma. (Eoceno tardío). Colectando toda esta evidencia se le otorga a la formación Macuchi una edad de Eoceno Medio a Temprano (Hughes y Pilatasig, 2002).

A excepción de un fino y discontinuo horizonte de caliza, todas las facies sedimentarias de la Unidad Macuchi son productos de erupciones submarinas depositados por gravedad. Las *pillow* lavas, brechas e intrusiones de diabasas representan los productos efusivos cerca del viento. Se han reportado también flujos de ceniza silícicos cuya importancia radica en que indicarían erupción subaérea y un ambiente de arco de Islas. Esta teoría ha sido también sustentada por la geoquímica, las lavas de Macuchi son basaltos subalcalinos y andesitas, la geoquímica los coloca en un ambiente de arco de islas; aunque un entorno de cuenca marginal es posible (Hughes y Pilatasig, 2002).

2.1.2. SECUENCIAS PLIOCÉNICAS

El Plioceno no ha sido adecuadamente diferenciado en nuestro país. El mapa Geológico del Ecuador vigente (Zamora y Litherland, 1993) reconoce y delimita el Plioceno. Sin embargo no se tiene detalle del nombre exacto del volcanismo pliocénico para el área del Chiles- Cerro Negro. Hall y Beate en 1992 otorga el nombre de “Formación Pisayambo” a todos los terrenos pliocénicos del norte del Ecuador. Otros autores denominan a todos estos volcánicos no diferenciados como formación Altar, pero podrían considerarse equivalentes.

2.1.2.1. Formación Pisayambo

Corresponde a una secuencia de lavas y piroclásticos gruesa, inclinada pero no plegada. La formación Pisayambo corresponde al volcanismo no diferenciado de edad Pliocénica al norte del país. Comprende todas las secuencias volcánicas indiferenciadas que afloran en las crestas de las 2 cordilleras de edad post plegamiento (menor a 7 Ma.) pero que preceden a la deformación Interandina actual, por ejemplo los que afloran en la meseta de Píllaro y Pisayambo. La formación no aflora en el Valle Interandino, debido al entierro de volcansedimentos más jóvenes, sin embargo se cree que subyace partes bajas del mismo (Hall y Beate, 1992).

Litológicamente tiene paquetes de lavas, tobas, brechas proximales y distales y sedimentos fluviales cuya fuente de emisión no ha sido correctamente identificada. Solo se han identificado pocos centros de emisión (Hall y Beate, 1992).

2.1.3. VOLCANISMO CUATERNARIO

No existe en la literatura una formación que agrupe adecuadamente los edificios volcánicos cuaternarios.

El Mapa Geológico del Ecuador (Zamora y Litherland, 1993) nos muestra delimitados cada uno de los edificios volcánicos que componen actualmente el arco ecuatoriano. Si bien el criterio utilizado para la delimitación no es claro, delimita además la formación Cangahua que corresponde a depósitos eólicos cuaternarios de origen volcánico (datados en aproximadamente 300 000 años). El mapa nos muestra también todos los depósitos aluviales y coluviales de edad cuaternaria pertenecientes a la región, cuyo origen primario también es volcánico.

2.2.GEOLOGÍA LOCAL

Los volcanes Chiles y Cerro Negro se levantan sobre un sustrato Pliocénico fuertemente afectado por la erosión y sobre un volcán más antiguo del Plioceno inferior, que está en el territorio colombiano. En el entorno de ambos volcanes, el basamento está muy transformado por procesos hidrotermales (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982). El mapa geológico del complejo Chiles-Cerro Negro puede observarse en el Anexo 3.

La historia evolutiva de ambos volcanes muestra grandes similitudes, se compone de 3 episodios en ambos casos; lo que sugiere incluso alimentación de una misma cámara magmática, al menos desde el segundo episodio eruptivo (Inecel Geotérmica Italiana Srl, 1982). (Figura 3).

La base de cada edificio es un estratovolcán de productos poco diferenciados (andesitas piroxénicas), parecen tener edades diferentes pero pertenecientes al Plioceno Medio (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

A la formación de los estratovolcanes de la base le sigue un episodio de erosión glaciaria, después del cual viene la construcción del Chiles y Cerro Negro II. En Cerro Negro, los productos emitidos en este episodio van de dacitas a andesitas anfibólicas; mientras que en Chiles empieza la emisión de dacitas, a través de andesitas anfibólicas y piroxénicas llegando a andesitas olivínicas en estadios finales (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

Las erupciones más recientes parecen de carácter explosivo, el episodio Cerro Negro III es claramente freatomagmático, Chiles III también correspondería a un evento freatomagmático pero de menor importancia (Inecel- Geotérmica Italiana Srl, 1982).

2.2.1. CHILES I

Solo aflora en la periferia del edificio, donde está disecado por valles glaciares radiales, tiene una restringida variación composicional limitada a andesitas

piroxénicas. Ocasionalmente muestran alteración hidrotermal, relacionada con fracturación que va desde desvitrificación, sausrutización de la plagioclasa hasta un mediano estado de silicificación (Inecel- Geotérmica Italiana Srl, 1982).

2.2.2. CERRO NEGRO I

Tiene menor dimensión, se apoya sobre una secuencia de lavas mediante una discordancia erosiva fuerte. Entre sus materiales predominan lavas (andesitas piroxénicas). A pesar de la erosión se distinguen restos de un cráter que a juzgar por la trayectoria de los materiales estaba abierto hacia el N y formaba un arco de tamaño grande (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

2.2.3. CHILES II

La formación de Chiles II tiene lugar, tras un largo periodo de inactividad que genera una erosión de Chiles I. No hay piroclastos en este periodo, pese a que la composición de las lavas iniciales (dacitas con cuarzo biotita y hornblenda) sugiere una gran viscosidad y un alto contenido de volátiles (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

En un inicio lavas dacíticas se extendieron hacia el E y NE. Después andesitas ácidas anfibólicas fueron emitidas hacia el E y O, mostrando estructuras de flujo que revelan su alta viscosidad. Andesitas piroxénicas fueron posteriormente derramadas por los flancos SO, S y SE; las cuales debido a su mayor fluidez alcanzaron distancias mayores y cubrieron los productos anteriores. Finalmente la erupción concluyó con una efusión de andesitas olivínicas con un volumen poco importante.

Chiles II forma una serie continua de fraccionamiento y diferenciación que refleja, en sentido inverso, la estratificación de una cámara magmática somera (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

2.2.4. CERRO NEGRO II

Por el estado de conservación de los materiales, este episodio parece haber tenido lugar en la misma época que el Chiles II, al igual que en éste, la emisión fue precedida por un largo periodo de inactividad acompañado de erosión glaciaria que ensanchó el cráter y lo dejó abierto hacia el N (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

Los nuevos productos se derramaron en esa dirección avanzando sobre las lavas pliocénicas e incluso el basamento Mesozoico. Tampoco se han encontrado materiales piroclásticos, aunque al occidente se encontró lo que pudiera ser depósitos de nube ardiente (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

Los volúmenes de material emitidos durante la formación de Chiles II y Cerro Negro II, los cuales han sido divididos en base a sus litologías se pueden observar en la Tabla 1.

	Cerro Negro II	Chiles II
Dacitas	1.1 km ³	0.2 km ³
Andesitas ácidas		0.3 km ³
Andesita Piroxenica		0.5 km ³
Andesita Olivínica		0.03 km ³

Tabla 1.-Volúmenes emitidos durante los episodios Chiles II y Cerro Negro II

Tomado de (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982)

Las posiciones de los volcanes Chiles, Cerro Negro y el domo Panecillo de Tufiño, hace pensar que todos están situados en la intersección de una fractura transversal con otras fracturas importantes (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982). (Figura 3).

La similitud composicional, cronológica y estructural favorece la noción de un sistema de alimentación de una cámara magmática común, ligado a una fractura

transversal y en conexión también con las longitudinales (Inecel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

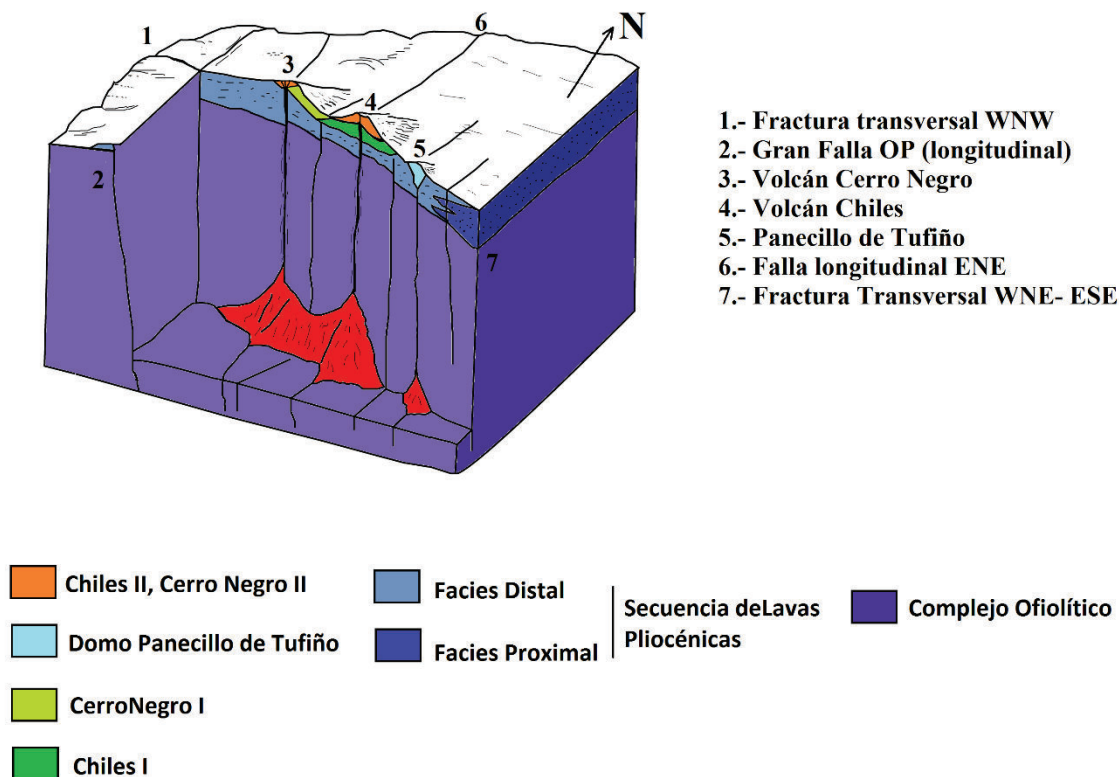


Figura 3.- Modelo idealizado de la cámara magmática del complejo Chiles-Cerro Negro.
 (Modificado de: Inecel, 1982)

2.2.5. CHILES III Y CERRO NEGRO III

Después de la emisión de Chiles II y Cerro Negro II, no se han dado emisiones de lava. Sin embargo se tienen reportes que sugieren la expulsión de un flujo reciente en el flanco S del Chiles (Inecel- Geotérmica Italiana Srl, 1982).

Además, la actividad eruptiva se ha manifestado hasta fechas muy recientes por medio de explosiones freatomagmáticas. Estos eventos solo dejan material

fragmentario. Se ha formulado que los valles de salida existentes en cada edificio son consecuencia de explosiones freatomagmáticas (Inceel-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

En Cerro Negro se ha producido una fase explosiva con centro en la cabecera del valle de salida, es decir la porción central de edificio. En primer lugar se generó un flujo de bloques que descendió por el fondo el valle hasta una distancia de 3 km. Los materiales constituyentes pertenecen a las lavas pliocénicas. Posteriormente fueron liberadas escorias de andesita anfibólica (Inceel- Geotérmica Italiana Srl, 1982).

En el Chiles se ha producido una serie de pequeñas explosiones freatomagmáticas, cuyo resultado es un conjunto de cráteres imbricados de fondo plano; con un anillo constituido por fragmentos de rocas preexistentes y una pequeña cantidad de escorias juveniles, englobadas en una matriz muy fina (Inceel- Geotérmica Italiana Srl, 1982).

2.3. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

La estructura costera de Sudamérica cambia en la deflexión de Huancabamba (3°S). La región noroccidental de América del Sur parece estar constituida por terrenos alóctonos, posiblemente fragmentos de una placa oceánica (Feinenger, 1983; Jaillard et al., 1995; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003).

El modelo geotectónico de la parte norte de los Andes Sudamericanos es el resultado de la compleja interacción de las placas: Nazca, Caribe y Sudamérica. Esto ha permitido la creación de la microplaca, conocida como el Bloque Norandino (Pennington, 1981; Aggarwal et al., 1988; Ego et al., 1996; Taboada et al., 2000; Arcila et al., 2002) que se desplaza con una velocidad de 6-8 mm/año en la dirección NNE con relación a la placa suramericana (Trenkamp et al., 2002). Este bloque está acortado en dirección nor-noreste (hacia la placa Caribe) debido a la convergencia de placas de tendencia aproximada E-W (Ego et al., 1996).

El borde oriental de este bloque define el límite con la placa suramericana y está marcado por varios sistemas de fallas de gran extensión, que va en dirección NE desde el Golfo de Guayaquil en Ecuador, hasta su continuación en la Falla de Boconó en Venezuela. Esta zona de falla es conocida en Colombia como “Sistema de Fallas del Frente Oriental” (Paris et al., 2000) y en Ecuador como “Sistema de Fallas del Frente Oriental Andino” (Ego et al., 1996) o también llamado “Sistema Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná” (Alvarado, 2012). Es considerada una zona de falla dextral. En Ecuador empieza al E del Golfo de Guayaquil con la falla dextral de Pallatanga; al norte del país la zona de falla da un salto hacia el este, y se conecta con el sistema de fallas principalmente dextral que se conoce como Chingual-La Sofía. Existe además presencia de varios pliegues importantes con tendencia N-S (Ego et al., 1996).

La acreción de los terrenos oceánicos ocurrió en Ecuador entre 75 y 85 Ma. (Spikings et al., 2001; Jaillard et al., 2004; 2008; 2009). Desde entonces, la convergencia NE guió a la activación de suturas que delimitaban las unidades oceánicas como fallas transcurrentes y estructuras en flor (Jaillard et al., 2004; 2009; Amórtegui et al., 2011).

En el lapso de tiempo entre Cretácico-Eoceno, una serie de cuencas *pull-apart* se formaron en la Cordillera Occidental en relación al movimiento cizallante a lo largo de las zonas de sutura, esta formación de cuencas terminó en el Eoceno con la exhumación de la Cordillera Occidental (Toro, 2007; Spikings et al., 2010).

Después vino levantamiento desde el Mioceno medio al tardío que afectó la Cordillera Occidental, Cordillera Real y Valle Interandino, del sur del Ecuador hasta Colombia (Steinmann et al., 1999; Spikings et al., 2000).

La Figura 4 muestra la evolución de la deformación desde 15 Ma. hasta el presente:

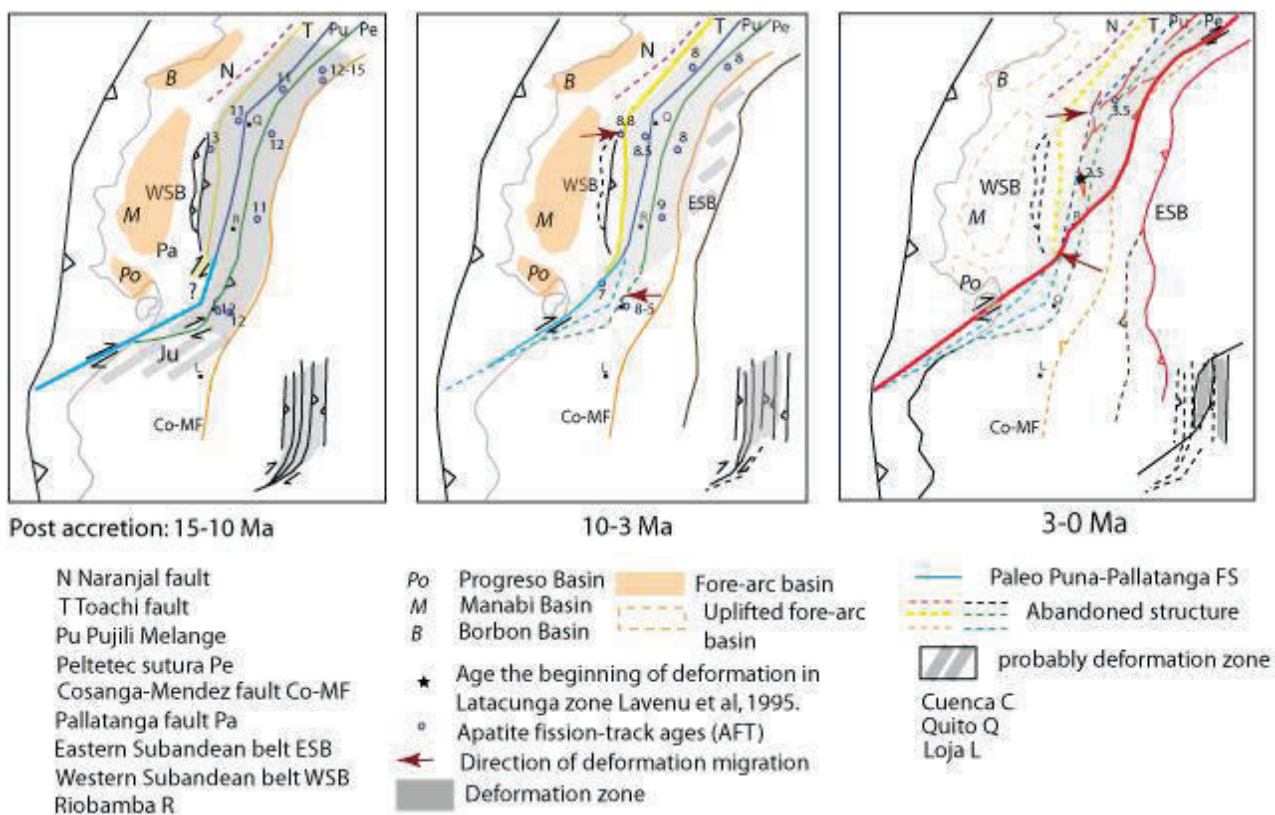


Figura 4.- Evolución de la deformación desde 15 Ma.- Presente.
 Tomado de: Alvarado, 2012.

2.3.1. PRINCIPALES FALLAS

La zona de interés ubicada en la frontera con Colombia alberga gran cantidad de fallas inversas, transcurrentes y transcurrentes con componente inverso (Figura 5). Algunas de ellas han sido tratadas con más detalle en la literatura y se describen a continuación:

Falla El Ángel

Se considera como una prolongación del sistema colombiano Cauca- Patía (Soulas et al., 1991). Desplaza morrenas glaciares cuaternarias y otros depósitos. Puede ser asociada con la falla San Isidro, aunque tienen una separación de 15 km. Fue reconocida por foto interpretación y control de campo. Tiene una longitud de 26.3 km y un rumbo promedio $N43^{\circ} E \pm 3$, no se conoce su buzamiento exacto pero se sabe que está hacia el noroeste. Tiene un movimiento inverso, y dextral; las fallas ubicadas al norte y sur se consideran también dextrales. El desplazamiento es desconocido pero se estima en >1 mm/año (Egüez et al., 2003).

Falla San Isidro

Falla de tendencia NE que ha sido interpretada como una prolongación del sistema Cauca-Patía, que es parte del sistema Romeral en Colombia.

La falla desplaza morrenas glaciares del Plioceno tardío y otros depósitos cuaternarios. Fue reconocida por foto interpretación y control de campo. Tiene un movimiento probablemente transcurrente dextral, una longitud de 11.7 km y un rumbo promedio de $N36^{\circ}E \pm 5$. Tiene un desplazamiento aproximado de 0.2-1.0 mm/año (Egüez et al., 2003).

Falla Chingual - Afiladores

Se ubica en el extremo noreste de la Cordillera Oriental del Ecuador en el límite fronterizo con Colombia. La falla continúa en Colombia con el nombre de Afiladores. Esta estructura forma parte del Sistema Mayor Dextral, definido por Soulas et al. (1991) y por tanto representa el límite entre el Bloque Norandino y Sudamérica. La estructura

se ha estudiado mediante fotos aéreas e imágenes Landsat. El principal trabajo realizado sobre esta falla es el de Ego (1995).

La dirección general de la falla es aproximadamente N35°E, siguiendo en el lado ecuatoriano el río Chingual e internándose hasta la población de La Sofía, luego continúa con la misma dirección hacia el SO hasta el volcán Cayambe. Sin embargo, en la zona de La Sofía presenta un ramal que se dirige hacia el sur (Alvarado, 2009).

Soulas (1991) y Ego (1995) calcularon valores de movimiento para la falla de 8 +/- 3 mm al año a través de desplazamientos en un flujo de lava del volcán Soche. La falla ha provocado expresiones geomorfológicas como desplazamientos en el río Chingual y sus subsidiarios, en base a lo cual se cree que tiene una historia de movimientos superior a 1 Ma. (Alvarado, 2009).

Falla Piedrancha- Carolina

La falla de Piedrancha está en el suroeste de Colombia en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, al oeste de la ciudad de Pasto. La falla pone en contacto las rocas Cretácicas oceánicas al O, con las rocas volcánicas Cenozóicas al E. Se cree que se extiende al sur, en el territorio ecuatoriano.

No se tiene información disponible sobre esta falla, se ha reconocido por interpretación de fotografías aéreas y reconocimiento de campo en proyectos de exploración mineros. Tiene una longitud de entre 79.5 -81 km y un rumbo promedio de N33.8°E±14°. Su inclinación promedio va hacia el E.

Su movimiento es posiblemente dextral, su sentido es compatible con el esfuerzo regional OSO-ENE. El trazo de falla se caracteriza por la línea de falla y un valle controlado por la misma. Escarpes de falla en depósitos ternarios y características discontinuas neotectónicas. La tasa de movimiento se desconoce pero se estima en <0.2 mm/yr (Paris et al., 2000).

Falla Guáitara

La falla Guáitara se localiza al sur de la ciudad de Pasto, compensa la cubierta volcánica Neógeno del suroeste de Colombia. Esta falla pudiera ser parte del sistema Romeral. La falla Guáitara probablemente se extiende más al sur en la República de Ecuador.

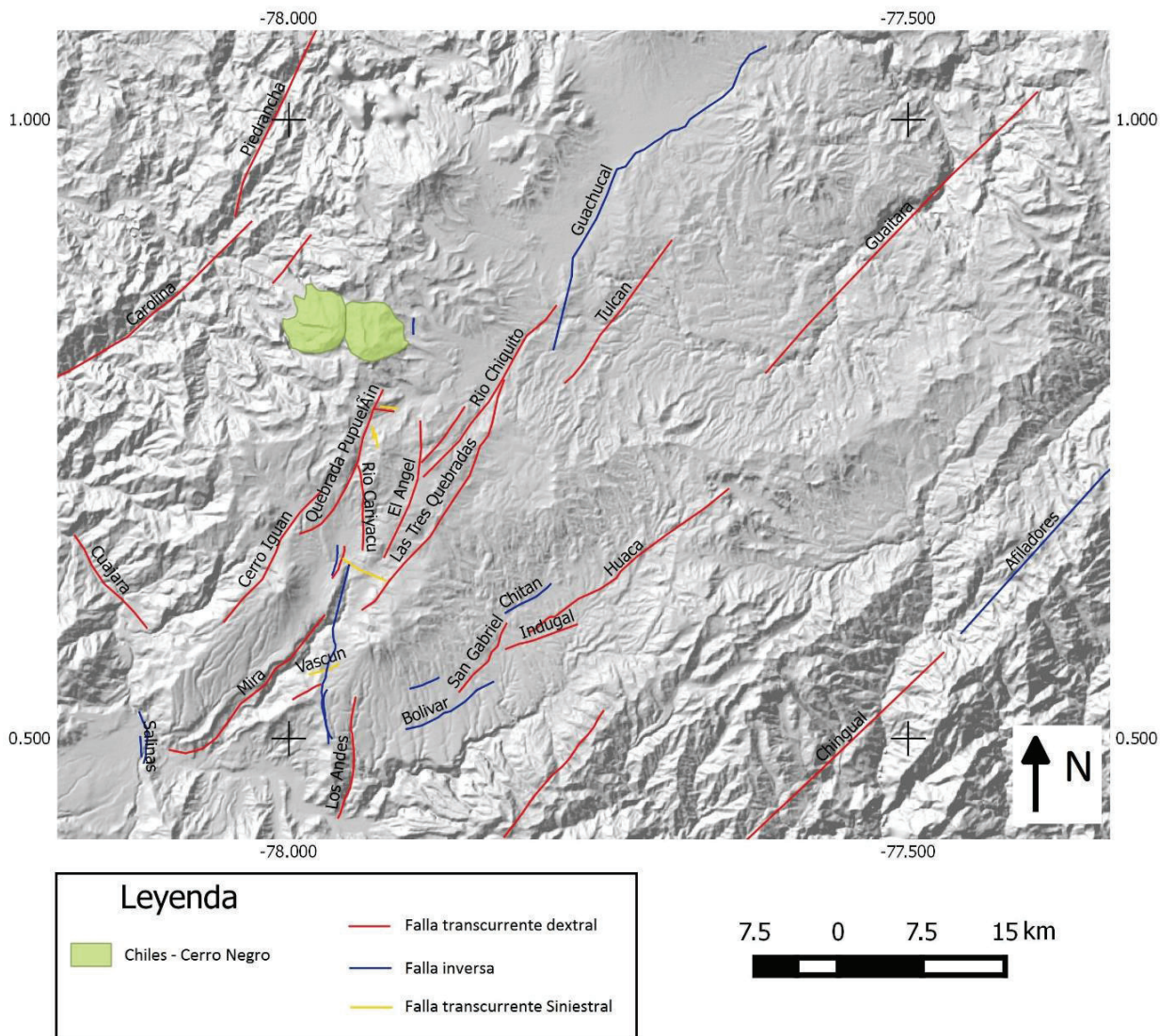


Figura 5.- Fallas Identificadas en el área del volcán Chiles- Cerro Negro.

Mapa de fallas activas del Ecuador, Alvarado 2014 (inédito).

Fue reconocida por fotografías aéreas, estudios de campo, geomorfología y mapeo regional geológico. Tiene una longitud de 36.1 km, y un rumbo promedio $N44.1^{\circ}E \pm 4^{\circ}$. Su inclinación promedio es probablemente alta al E. Su movimiento es dextral y es compatible con el campo de esfuerzo compresional OSO-ENE. Su tasa de movimiento es desconocida pero se estima en probablemente 0.2-1 mm/año (Paris et al., 2000).

2.3.2. ESTUDIOS PREVIOS DEL CAMPO DE ESFUERZOS

Ego et al. (1996) hizo un estudio de mecanismos focales y definió ocho áreas que corresponden a provincias estructurales y distribuciones epicentrales de los eventos que usa. Una de esas áreas está en la proximidad del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro, y corresponde a la extensión sur de las fallas Cauca-Romeral en Colombia y la región transpresiva de Quito, delimitando el borde E del bloque Norandino (Figura 6).

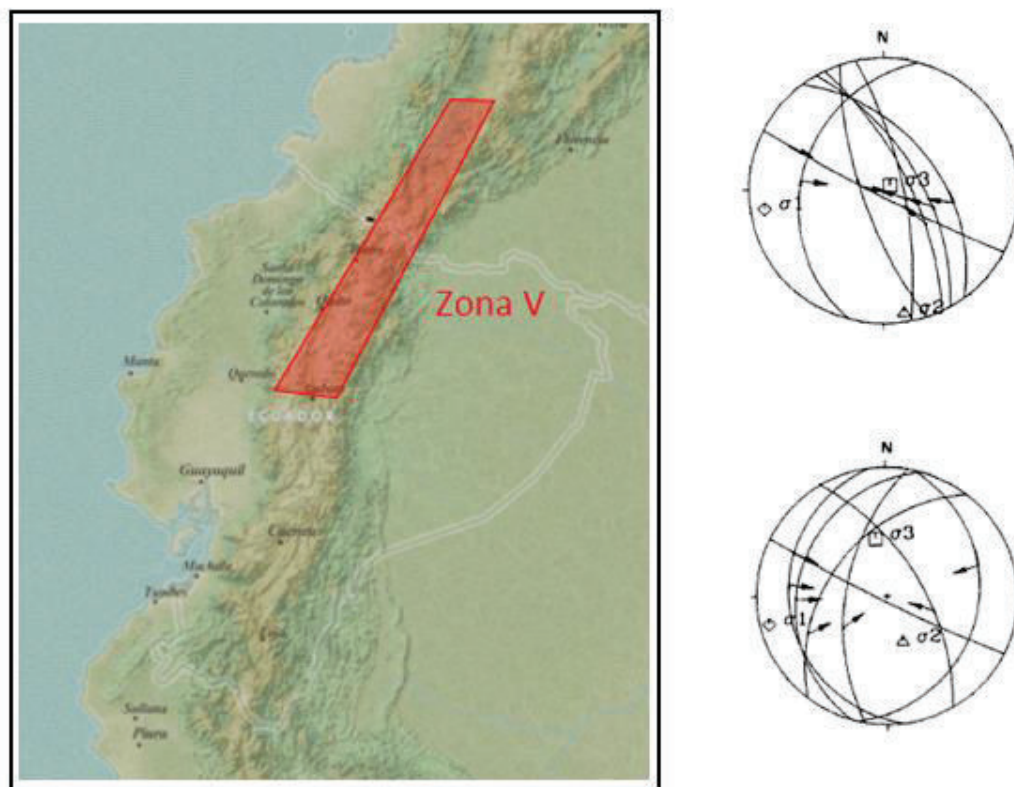


Figura 6.- Mecanismos Focales del Área V, Provincia estructural del Callejón Interandino.

Modificado de Ego 1996.

Como resultados, tiene movimientos dextrales e inversos en estructuras paralelas a la cordillera Andina. Además la dirección del esfuerzo principal (N 256°) es paralela a la del esfuerzo de convergencia, por lo que se puede asumir que la subducción controla el dinamismo de la deformación en esta zona (Ego et al., 1996).

Córdoba (2013) hizo un estudio de micro-sismicidad en el volcán Chachimbiro ubicado aproximadamente unos 50 km al SO del complejo Chiles-Cerro Negro.

En su estudio calcula 11 mecanismos focales (Figura 7). Obtiene mecanismos que corresponden a fallas transcurrentes y transcurrentes con componente inversa. Calcula también un eje de presión N260° y un eje de tensión en N351° que son consistentes con la tectónica regional y con la dirección de esfuerzo predominante atribuido a la subducción.

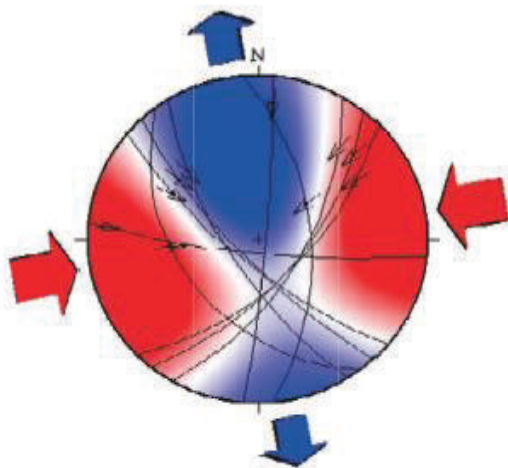


Figura 7.- Esfuerzos Principales en el área de Chachimbiro. $\sigma_1 = 260^\circ / 2^\circ$, $\sigma_3 = 351^\circ / 18^\circ$

Tomado de Córdoba 2013.

Segovia y Alvarado (2009) explican que la actividad sísmica en Ecuador se relaciona a la interacción de tres placas tectónicas (Nazca, Sudamericana y Bloque Norandino). En su trabajo toman los sismos más fuertes entre 1996 y 2005 que tengan mayor número de estaciones y cobertura azimutal y obtienen mecanismos focales utilizando

polaridad de las ondas P. Estos autores aplican luego el método de diedros rectos y obtienen los ejes de esfuerzo para diferentes zonas tectónico estructurales. Para la zona de Quito y Valle Interandino obtienen direcciones entre $N93^{\circ}$ y $N119^{\circ}$.

3. ACTIVIDAD VOLCÁNICA

3.1. ACTIVIDAD EN TIEMPOS HISTÓRICOS

Cortés y Calvache en 1997 en su informe sobre la evaluación de la amenaza volcánica de Chiles y Cerro Negro realizan un recuento de la actividad volcánica en base a los archivos históricos colombianos.

En los índices y catálogos existentes para el siglo XIX y comienzos del XX, no se encuentra registro alguno sobre hechos de carácter sísmico o actividad volcánica. En una revisión de los archivos históricos de la Provincia de Túquerres entre los años 1837 a 1960 solamente se encontraron fichas de los volcanes que hacen referencia a minas y diezmos.

En diciembre de 1923 se encuentran apuntes del Diario del Sur, Gobernación de Nariño sobre un sismo en la región el 13 de diciembre; este sismo se asocia a la posible actividad del volcán Chiles (Torres et al., 2013).

Entrevistas realizadas al gobernador, ex gobernador y moradores de las tierras del resguardo y cabildo indígena de Chiles indican que ninguno de los entrevistados refiere actividad eruptiva. Lo más relevante es el olor a azufre de la quebrada Aguas Hediondas del volcán Chiles. A pesar de que la información es escasa, concluyen que en el periodo revisado no hubo fenómenos de gran impacto social. Testimonios de moradores y ancianos de la localidad, recogidos por FINCIC en 1996 referido en Cortés y Calvache (1997) indican que durante los últimos 100 años no ha habido ninguna erupción.

Por otra parte Monsalve y Laverde del SGC (Servicio Geológico Colombiano) en 2014, hacen otra recopilación bibliográfica, ellos presentan nuevos datos históricos del Chiles. En este documento se cita datos interesantes sobre la actividad del complejo de varios autores: Humboldt en 1801 hace alusión a que el volcán “humea a veces”.

Ramírez en 1975 califica también al volcán entre la lista de volcanes activos en Colombia.

Se reporta además intensa actividad fumarólica entre 1853 a 1862 en el volcán Chiles y Cumbal, esta actividad está plasmada en poemas, ilustraciones y en el reporte de la Comisión Corográfica en su 4° Expedición.

En 1869 se tienen nuevas descripciones de actividad fumarólica, que pudiera seguir durante 1877. Sin embargo existen textos contradictorios que sugieren cese en la actividad antes de 1870. Luego más documentos históricos indican actividad al menos hasta 1910.

En 1923 se reporta la ocurrencia de sismos asociados al volcán Chiles y también se habla paralelamente de una erupción; las anotaciones son imprecisas y contradictorias. En 1936 se habla de una erupción como evento de cráter central, con cenizas y “bramidos”, además se cuestionan si es del volcán Cerro Negro o el Reventador.

A pesar de todas las contradicciones e incluso falta de coherencia en algunos de los documentos históricos, es claro que existió algún tipo de actividad en 1801, 1853-1862, 1869, 1910, 1923 y 1936. Se puede concluir que ha existido por tanto actividad en los dos últimos siglos. Pero sería importante y de gran ayuda revisar archivos históricos del lado Ecuatoriano para contrastar la información y suprimir ambigüedades.

3.2.ACTIVIDAD RECIENTE

A partir de 1991 el IG-EPN viene realizando el monitoreo de la actividad sísmica y volcánica de la zona de Chiles - Cerro Negro con una estación de periodo corto (IG-EPN, 2013).

En febrero de 1997 se suscitó una secuencia de sismos en la frontera colombo-ecuatoriana. Destacándose los eventos del 5 de febrero a las 8:50 hora local, con una

magnitud de 4.2 y el del día 19 que alcanzó una magnitud de 4.3 con carácter superficial (< 12 km). Ambos fueron reportados como sentidos en los pueblos de Chiles en Colombia, Maldonado y Chilcal en el Ecuador (Torres et al., 2013).

También se tienen registros sísmicos de un episodio en diciembre de 1999 y enero de 2000 en la estación sísmica de Cumbal de la Red Sismológica Nacional de Colombia (Torres et al., 2013). De igual manera en enero de 2000 la red del IG-EPN registró un incremento en la sismicidad que decreció rápidamente a mediados de febrero del mismo año; estos eventos fueron considerados asociados al movimiento de fallas locales y deslindados de la actividad volcánica (IG-EPN, 2013).

Entre Septiembre del 2013 hasta mediados de Enero del 2014 se registró un primer enjambre de sismos en la zona del Chiles-Cerro Negro y a partir de mediados de Febrero a Julio del 2014 se inició un segundo enjambre con cerca de 100.000 sismos (IG-EPN, 2014).

Estos enjambres se caracterizan por no seguir un patrón de precursor- sismo principal-replicas, sino por tener una distribución aleatoria de las magnitudes. La mayoría de los eventos que se han localizado tienen magnitudes entre 1,7 y 3,7. El sismo más grande del segundo enjambre se registró el 30 de Abril de 2014 a las 0h43 (tiempo local) y tuvo una magnitud de 4,8. Ocurrió aproximadamente un mes y medio después de iniciado el enjambre. Este sismo fue seguido de dos sismos con magnitudes mayores a 3.0, uno a las 0h57 y otro a las 03h58, aparte de cientos de micro-sismos (IG-EPN, 2014).

Los epicentros de los sismos se localizaron en el flanco sur del volcán Chiles en un área de 2,6 km de radio, aunque hay algunos eventos que se han localizado incluso al norte del edificio volcánico. En general estos eventos son poco profundos, (hasta 13 km). Las profundidades fueron relativamente mayores para el primer enjambre (8-13 km) y más someras para el segundo (IG-EPN, 2014).

A finales de abril e inicios de mayo de 2014, el IGE-PN instaló nuevas estaciones sísmicas y un GPS continuo en las cercanías del volcán Chiles, que complementan la estación ya instalada en Cerro Negro desde los años noventa (IG-EPN, 2014).

A partir del 29 de septiembre de 2014 se inició un tercer enjambre, este había registrado ya 39000 sismos en solo 22 días; entonces la sismicidad alcanzó su punto máximo el 20 de octubre de 2014 a las 14h33 (hora local) cuando se registró un sismo de magnitud 5,9 en el flanco sur occidental del Chiles, a 6 km de profundidad. Fue fuertemente sentido en las localidades aledañas llegando incluso a las provincias de Imbabura y Pichincha. El sismo fue seguido por otros 3 más de magnitud superior a 4 y doce sismos con magnitudes mayores a 3. Esta fue la mayor anomalía registrada desde el inicio de la actividad a comienzos de 2013 (IG-EPN, 2014).

La mayoría de estos sismos son de tipo volcano-tectónico (VT), es decir están asociados con la fracturación de rocas y en menor proporción se han encontrado sismos con características propias de sismos volcánicos (tipo LP y VLP), es decir relacionados con el movimiento o resonancia de fluidos en grietas al interior del volcán (IG-EPN, 2014). El conteo diario de eventos clasificados puede observarse en la Figura 8 y Figura 9.

La actividad más reciente pudiera estar relacionada con un posible ascenso de magma o fluidos magmáticos, que afecta el campo de esfuerzos tectónicos regionales y produce la reactivación de fallas y estructuras tectónicas de la zona del complejo volcánico (IG-EPN, 2014).

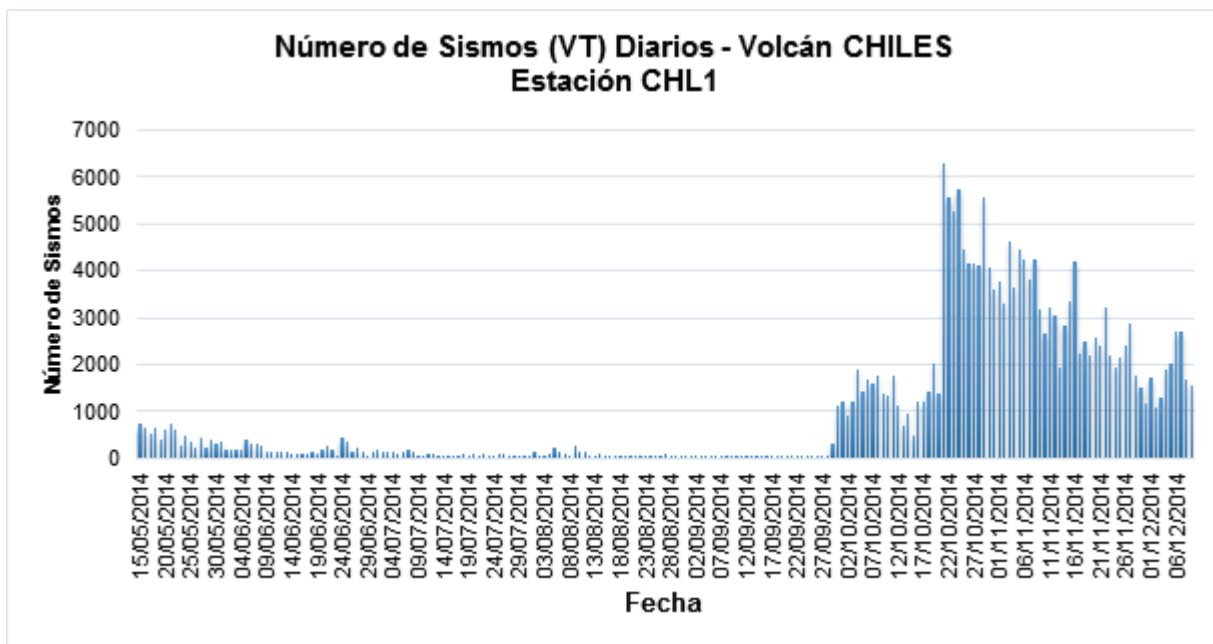


Figura 8.- Conteo diario de eventos VT región Chiles-Cerro Negro (Mayo –Diciembre 2014). Datos tomados del IG-EPN.

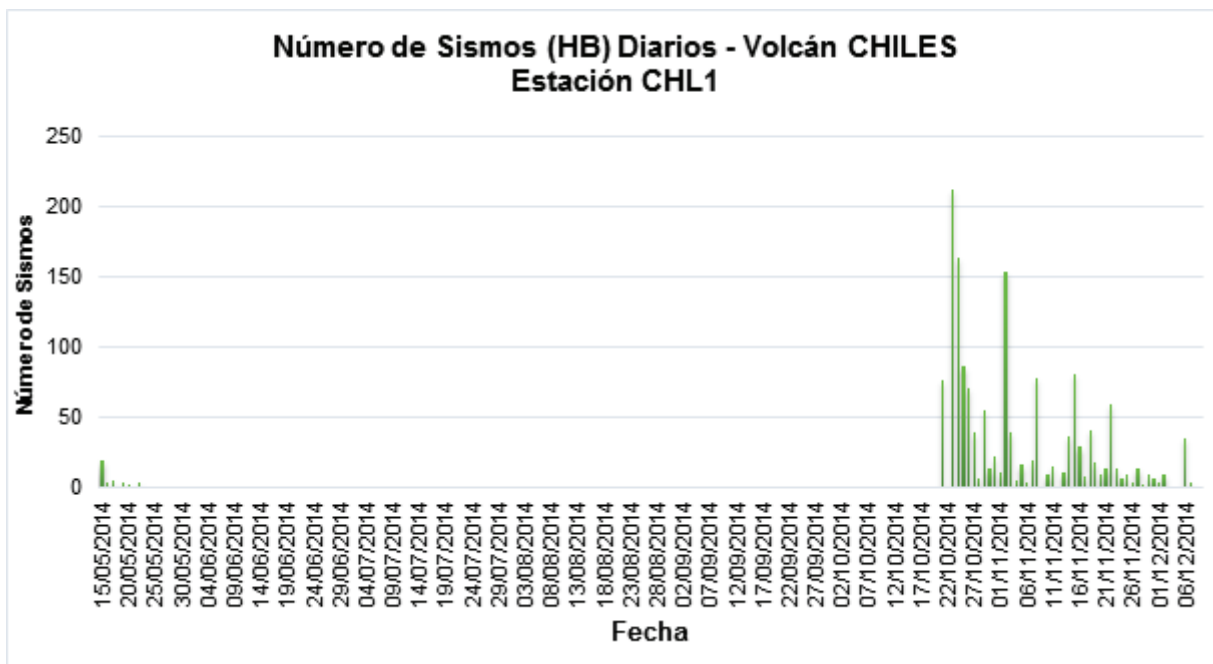


Figura 9.- Conteo diario de eventos HB región Chiles-Cerro Negro (Mayo –Diciembre 2014). Datos tomados del IG-EPN.

3.3. ESCENARIOS PROBABLES DE ACTIVIDAD

Cortés y Calvache 1997 elaboraron un informe sobre la evaluación de la amenaza volcánica del Chiles y Cerro Negro. Considerando el registro geológico, el tipo de volcanes, los eventos que se han sucedido en la historia eruptiva, la composición de los magmas generados por ellos (observada en sus productos), se cree que Chiles o Cerro Negro pudieran provocar los siguientes eventos:

Flujos de lava.- Se espera que sean de corto alcance y con gran espesor debido a la composición y alta viscosidad de los magmas. También puede ser posible el emplazamiento o formación de domos de lava. Dadas sus bajas velocidades, no representan gran amenaza para la vida humana.

Flujos piroclásticos.- De manera variable, generada por colapso de columna eruptiva, destrucción explosiva de domos o flujos de lava calientes. Por su masa, alta temperatura y velocidad presentan una gran amenaza.

Flujos de lodo secundarios.- originados a partir del material de los flujos piroclásticos al mezclarse con agua lluvia o superficial afectando los fondos de los valles.

Colapsos de edificio y generación de avalanchas de escombros.- ambos edificios ya han presentado estos eventos y son susceptibles dadas las condiciones de inestabilidad.

Emisión de Gases.- gases como: vapor de agua, dióxido-monóxido de carbono, óxidos de azufre, ácido sulfúrico, cloro y flúor emitidos por las fuentes termales entre las que destacan " Aguas Hediondas" y "Aguas Calientes" del volcán Chiles.

Sismos Volcánicos.- generados por movimiento de magma y/o formación de fracturas asociadas a explosiones volcánicas movimientos en masa y esfuerzos tectónicos.

En el volcán Chiles el mayor registro ha sido dejado por los flujos de lava, por lo tanto tienen mayor probabilidad de ocurrencia en erupciones futuras. Además es probable un colapso de edificio, flujos piroclásticos y emisión de gases.

En el volcán Cerro Negro han ocurrido emisiones importantes de lava y flujos piroclásticos considerables como el "flujo piroclástico de Mayasquer". En menor probabilidad están los colapsos de edificio, caídas de piroclastos, flujos de lodo y emisión de gases.

En 2014; ante el abrupto incremento de la actividad en la zona el IG-EPN, conjuntamente con el OVSP, se elaboró un mapa de peligros para el complejo volcánico Chiles-Cerro Negro (Figura 10). Este mapa es provisional, pero considera todos los peligros que pudieran presentarse frente a una erupción en este complejo; como son: caída de proyectiles balísticos, avalanchas de escombros, flujos volcánicos, lahares distales y caídas piroclásticas.

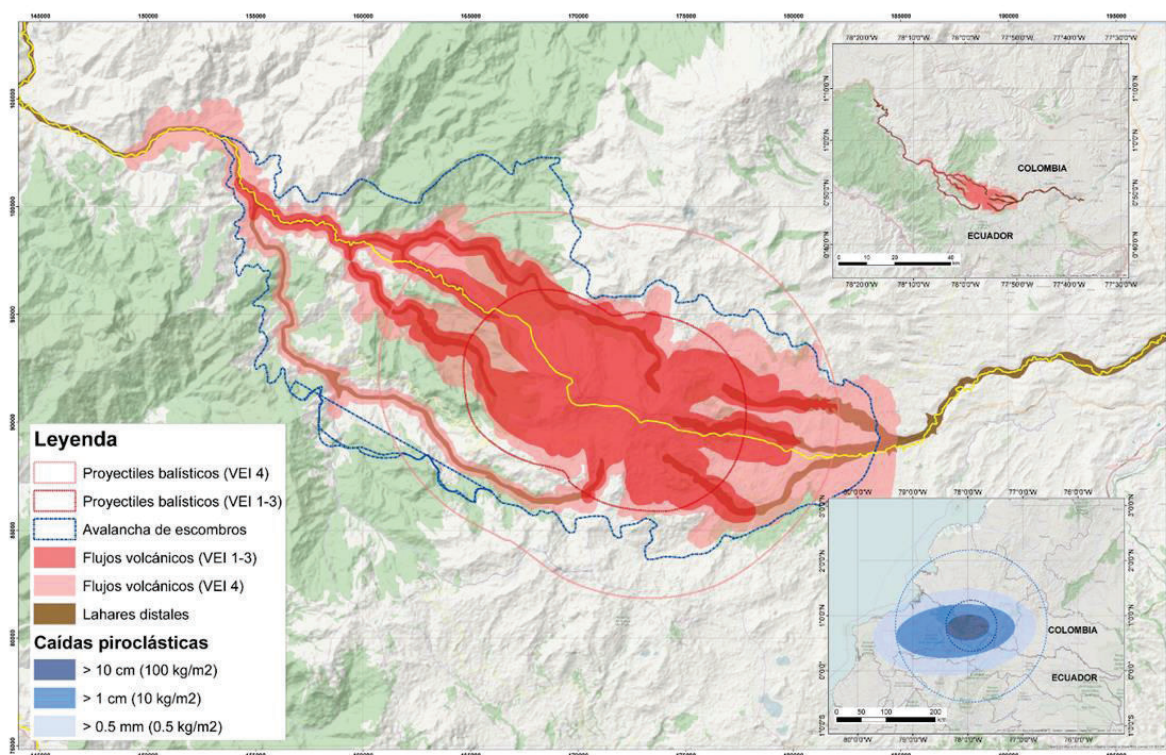


Figura 10.-Mapa Preliminar de amenazas de los volcanes Chiles Cerro Negro

(Elaborado por IG EPN - OVSP, 2014).

4. MARCO TEÓRICO

4.1. PRINCIPIOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA

La Tierra es un ente dinámico y está en constante cambio. La teoría de la Tectónica de Placas establece que la superficie de la corteza está constituida por grandes masas de roca llamadas placas tectónicas; que se mueven sobre el manto terrestre e interactúan unas con otras.

Como resultado de la interacción de estas placas, la corteza está sometida a esfuerzos, sobre todo en los límites de placa. Los materiales que conforman la superficie terrestre responden de manera elástica frente a la aplicación de esfuerzos, y generan vibraciones mecánicas una vez que se ha sobrepasado el límite elástico y se ha producido una ruptura. Dichas vibraciones pueden registrarse a través de sismómetros. El análisis de estas ondas es la base de la sismología.

En los años 60, la revolución de la teoría de la Tectónica de Placas permitió a los sismólogos entender que los sismos no se dan con una distribución aleatoria, sino que se alinean en cinturones bien definidos que concuerdan con los límites de las placas tectónicas (Shearer, 2009). (Figura 11).

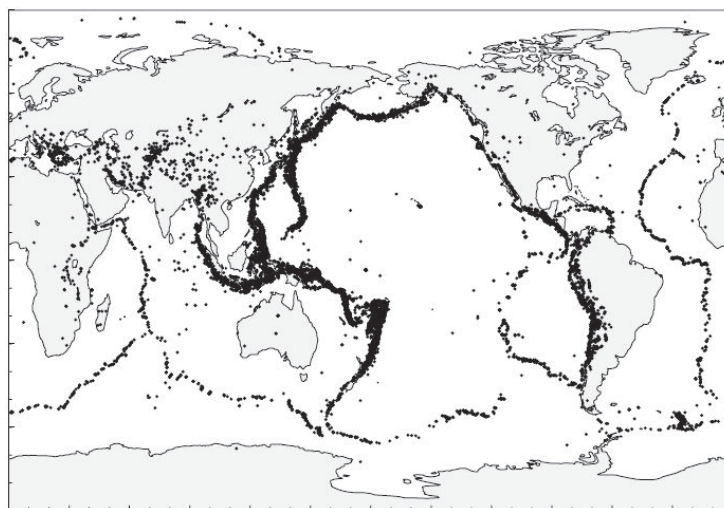


Figura 11.-Localizaciones de Terremotos de todo el mundo entre 1977-1994. Los eventos son particularmente prominentes en el Cinturón de Fuego del Pacífico y en las Dorsales Oceánicas. Sus localizaciones dibujan los límites de placas tectónicas. Tomado de Shearer (2009).

4.1.1. TEORÍA DEL REBOTE ELÁSTICO

El primer modelo mecánico que definió el origen de los terremotos fue propuesto después del terremoto de San Francisco de 1906, gracias a los estudios del ingeniero americano H. F. Reid. La teoría del rebote elástico propone que las deformaciones elásticas se acumulan lentamente hasta que se supera la resistencia del material, produciéndose la súbita liberación de las deformaciones acumuladas a través de movimiento de una falla (Figura 12). Trabajos subsecuentes han ratificado que este mecanismo es la causa primaria de los sismos tectónicos en la corteza y que es capaz de liberar rápidamente grandes cantidades de energía (Shearer, 2009).

A través de los registros de las ondas producidas por los terremotos se puede conocer los parámetros de orientación y tamaño que definen la falla que los produjo y establecer el comportamiento tectónico de la zona.

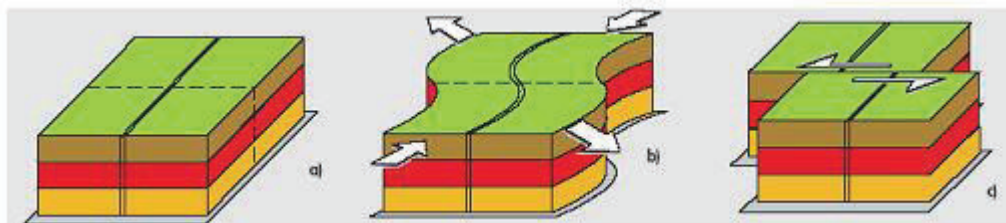


Figura 12.- Modelo de Rebote Elástico

a) terreno no deformado b) acumulación de la deformación (antes del sismo) c) ruptura después del sismo.
Tomado de: Instituto Geográfico Nacional (2014).

En el siglo XIX muchos investigadores describieron los principales tipos de ondas de materiales sólidos. Esto incluye ondas compresionales y de cizalla, llamadas ondas de cuerpo porque viajan por volúmenes sólidos; y también las ondas superficiales que viajan a lo largo de superficies libres (Shearer, 2009).

La propagación de las ondas producidas por los terremotos está determinada por la mecánica de los medios elásticos y, por tanto, sus velocidades dependen de las características elásticas del medio, cuya distribución puede estudiarse mediante la

observación de los tiempos de recorrido y amplitudes de estas ondas (Instituto Geográfico Nacional, 2014).

Las ondas compresionales viajan más rápido por lo que se les llama primarias (ondas P), las ondas de cizalla llegan después por lo que se les llama secundarias (ondas S) (Shearer, 2009). (Figura 13).

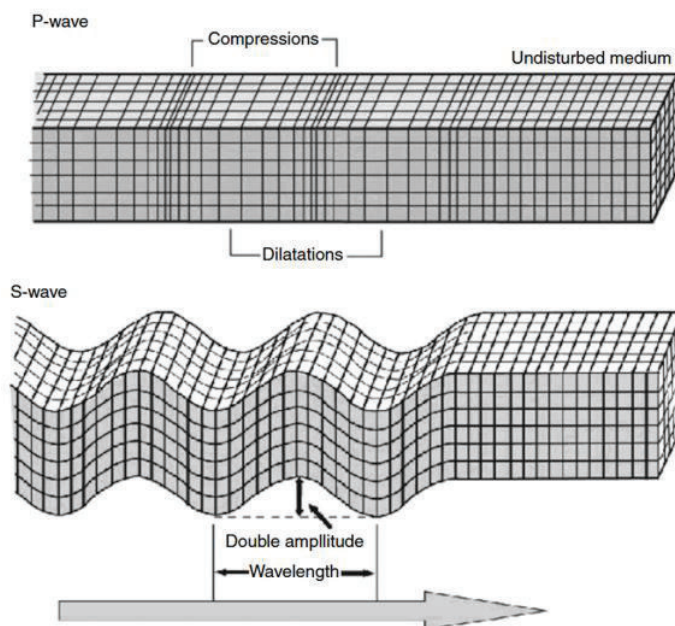


Figura 13.-Propagación de las ondas S y P
Tomado de: Instituto Geográfico Nacional (2014).

Las ondas superficiales se propagan con velocidades inferiores a las de las ondas S y su amplitud decrece con la profundidad. Existen dos tipos: unas son las llamadas ondas Rayleigh, de movimiento vertical, y otras, las ondas Love, de movimiento horizontal (Instituto Geográfico Nacional, 2014).

4.1.2. LOCALIZACIÓN DE SISMO

La localización de un sismo es la determinación del punto en profundidad donde se inicia (hipocentro) y su proyección sobre la superficie (epicentro).

La intensidad de un sismo se define como la fuerza del movimiento del terreno cuantificada en base al daño de las estructuras y la percepción de la gente que

experimentó el sismo. En un principio la localización se basaba en el estudio de la distribución de la intensidad y se situaba el epicentro en la zona de mayores daños. Incluso hoy en día se continúa usando este concepto para localizar y estudiar sismos históricos que por obvias razones no han podido ser registrados con instrumental (Shearer, 2009).

Los sismos como ya se había expuesto anteriormente irradian ondas sísmicas, desde el hipocentro. El desarrollo de la instrumentación sismológica y la instalación permanente de estaciones sísmicas permitió registrar dichas ondas para poder proyectarlas de vuelta hacia la fuente (Shearer, 2009).

Cuando registramos un sismo con una red de sismógrafos se conoce los tiempos de arribo de las ondas en cada estación y se cuenta con un modelo de velocidades que nos da una idea de cómo viajan las ondas a través del terreno. Localizar el sismo consiste en un problema inverso que pretende mediante triangulación encontrar el lugar del que emanaron las ondas.

4.1.3. ESFUERZO Y DEFORMACIÓN

Cualquier descripción cuantitativa de una onda sísmica requiere caracterizar las fuerzas internas y deformaciones en materiales sólidos.

Distorsiones en materiales tridimensionales se denominan deformación; fuerzas internas entre las diferentes partes del medio se llaman esfuerzo. El esfuerzo y la deformación no existen independientemente en materiales; están vinculados a través de las relaciones constitutivas que describen la naturaleza de los sólidos elásticos (Shearer, 2009).

Considerando un plano de orientación arbitraria dentro de un medio elástico homogéneo en equilibrio estático. La orientación del plano se puede especificar por su vector unitario normal \hat{n} . (Figura 14).

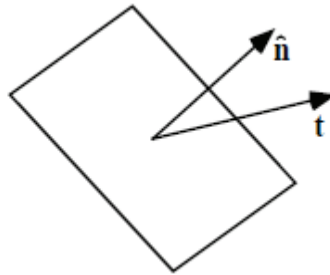


Figura 14.- Vector normal (\hat{n}) y fuerza de tracción (t) para un plano.

La fuerza por unidad de área ejercida por el lado en la dirección de \hat{n} a través de este plano que se denomina la tracción y está representado por el vector $t(\hat{n}) = (t_x, t_y, t_z)$. Si t actúa en la dirección mostrada aquí (Figura 14), entonces la fuerza de tracción está tirando el lado opuesto hacia la interfaz. Esta definición es una convención habitual en sismología y da lugar a la definición de fuerzas de extensión (fuerzas positivas) y fuerzas compresionales (fuerzas negativas). En algunos otros campos, tales como la mecánica de rocas, la definición se invierte y fuerzas de compresión son positivas (Shearer, 2009).

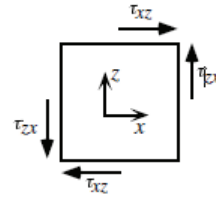
La parte de t que es normal al plano se denomina esfuerzo normal, y la que es paralela se llama el esfuerzo de corte. En el caso de un fluido (de baja viscosidad), no hay esfuerzos de cizallamiento y $t = -P \hat{n}$, donde P es la presión (Shearer, 2009).

En general, la magnitud y dirección del vector de tracción pueden variar como una función de la orientación del plano infinitesimal. Por lo tanto, para describir completamente las fuerzas internas en el medio, es necesaria una definición general para la determinación de t como una función de \hat{n} . Esto se logra con el tensor de esfuerzos, que proporciona un mapeo lineal entre \hat{n} y t . El tensor de esfuerzos es τ , en un sistema de coordenadas cartesianas puede ser definido por las tracciones en todo el yz , xz , y planos xy :

$$\boldsymbol{\tau} = \begin{bmatrix} t_x(\hat{\mathbf{X}}) & t_x(\hat{\mathbf{Y}}) & t_x(\hat{\mathbf{Z}}) \\ t_y(\hat{\mathbf{X}}) & t_y(\hat{\mathbf{Y}}) & t_y(\hat{\mathbf{Z}}) \\ t_z(\hat{\mathbf{X}}) & t_z(\hat{\mathbf{Y}}) & t_z(\hat{\mathbf{Z}}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \tau_{zz} \end{bmatrix}$$

Debido a que el sólido está en equilibrio estático, no puede haber rotación neta de los esfuerzos cortantes. Por ejemplo, considere la cizalla destaca en el plano xz. Para equilibrar los pares, $\tau_{xz} = \tau_{zx}$. Del mismo modo, $\tau_{xy} = \tau_{yx}$ y $\tau_{yz} = \tau_{zy}$, y el esfuerzo τ tensor es simétrico, es decir:

$$\boldsymbol{\tau} = \boldsymbol{\tau}^T = \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \tau_{zz} \end{bmatrix}$$



La τ tensor contiene sólo seis elementos independientes, y éstos son suficientes para describir completamente el estado de la tensión en un punto dado en el medio (Shearer, 2009).

El tensor de esfuerzos es simplemente el operador lineal que produce el vector de tracción t a partir del vector normal \hat{n} , y en este sentido, existe el tensor de esfuerzos independientemente de cualquier sistema de coordenadas particular. En sismología casi siempre se representa el tensor de esfuerzos como una matriz de 3×3 en una geometría cartesiana (Shearer, 2009).

El tensor de esfuerzos normalmente variará con la posición de un material; éste es una medida de las fuerzas que actúan en planos infinitesimales en cada punto en el sólido. El esfuerzo ofrece una medida sólo de las fuerzas ejercidas a través de estos planos y tiene unidades de fuerza por unidad de área. Sin embargo, otras fuerzas pueden estar presentes (por ejemplo, gravedad); éstos se denominan las fuerzas del cuerpo y tienen unidades de fuerza por unidad de volumen o masa (Shearer, 2009).

Para cualquier tensor de esfuerzo, siempre es posible encontrar una dirección \hat{n} de tal manera que no hay esfuerzos de cizallamiento en todo el plano normal a \hat{n} , es decir, $T(\hat{n})$ apunta en la dirección \hat{n} .

En este caso:

$$\begin{aligned} \mathbf{t}(\hat{\mathbf{n}}) &= \lambda \hat{\mathbf{n}} = \boldsymbol{\tau} \hat{\mathbf{n}}, \\ \boldsymbol{\tau} \hat{\mathbf{n}} - \lambda \hat{\mathbf{n}} &= \mathbf{0}, \\ (\boldsymbol{\tau} - \lambda \mathbf{I}) \hat{\mathbf{n}} &= \mathbf{0}, \end{aligned}$$

Donde \mathbf{I} es la matriz identidad y λ es un escalar. Este es un problema de valor propio que tiene una solución no trivial sólo cuando el determinante se desvanece:

$$\det[\boldsymbol{\tau} - \lambda \mathbf{I}] = 0.$$

Esta es una ecuación cúbica con tres soluciones, los valores propios λ_1 , λ_2 y λ_3 . Como $\boldsymbol{\tau}$ es simétrica y real, los valores propios son reales. En correspondencia con los valores propios, están los vectores propios $\hat{\mathbf{n}}(1)$, $\hat{\mathbf{n}}(2)$, y $\hat{\mathbf{n}}(3)$. Los vectores propios son ortogonales y definen los ejes principales de esfuerzo. Los planos perpendiculares a estos ejes se denominan los planos principales (Shearer, 2009).

Podemos rotar $\boldsymbol{\tau}$ en el sistema de coordenadas $\hat{\mathbf{n}}(1)$, $\hat{\mathbf{n}}(2)$, y $\hat{\mathbf{n}}(3)$ aplicando una transformación de semejanza.

$$\boldsymbol{\tau}^R = \mathbf{N}^T \boldsymbol{\tau} \mathbf{N} = \begin{bmatrix} \tau_1 & 0 & 0 \\ 0 & \tau_2 & 0 \\ 0 & 0 & \tau_3 \end{bmatrix}$$

Donde $\boldsymbol{\tau}^R$ es el tensor de esfuerzos rotado y τ_1 , τ_2 , y τ_3 son las tensiones principales (idéntico a los valores propios λ_1 , λ_2 , y λ_3).

Por convención, los tres esfuerzos principales se clasifican por tamaño, de tal manera que $|\tau_1| > |\tau_2| > |\tau_3|$. El esfuerzo cortante máximo se produce en los planos a 45° del máximo y del mínimo eje de esfuerzo principal (Shearer, 2009).

4.1.4. EL TAMAÑO DE UN SISMO

El tamaño de un evento sísmico puede medirse a través de varios parámetros. Puede por ejemplo medirse a través de: la amplitud de la señal sísmica (magnitud), el valor absoluto del conjunto de esfuerzos que se producen en la fuente (momento sísmico), la energía elástica liberada o incluso de manera indirecta en base a los daños causados por el sismo (intensidad, medida con la escala Mercalli).

La magnitud es un concepto empírico diseñado para medir el tamaño del sismo en base a una corrección de la amplitud por la dispersión geométrica y la atenuación. Las escalas de magnitudes son abiertas tanto en el límite inferior como superior de la escala. En general varían desde negativos (ligeramente menores a 0) hasta más de 9 para los eventos más grandes.

4.2. MECANISMOS FOCALES

Los sismólogos usan el término “mecanismo focal” para referirse a la orientación de la falla y la dirección de deslizamiento en la que se produce un terremoto. Se usa información de sismogramas para calcular el mecanismo focal y se representa con un símbolo de “pelota de playa”. Este símbolo corresponde a la proyección estereográfica de los planos de ruptura, obtenidos mediante el análisis de los sismogramas; donde se han coloreado con negro los cuadrantes que contienen los ejes de tensión que reflejan la dirección mínima de esfuerzo. Y se han coloreado con blanco los cuadrantes que contienen los ejes de presión (Sito web USGS).

Para obtener un mecanismo focal, lo primero que se requiere hacer es calcular la orientación del rayo desde el foco sísmico hacia cada estación. Hay que saber dos cosas sobre cada rayo en cada estación: el azimut del rayo y su ángulo emergente.

El azimut no es otra cosa que el ángulo que forma el rayo proyectado sobre un plano horizontal con el norte. El ángulo emergente por otra parte constituye un ángulo

medido entre la dirección con que el rayo abandona el foco y un eje vertical colocado sobre el foco. Este ángulo se toma generalmente de tablas que relacionan ángulo emergente y distancia foco-estación. Luego se hacen las lecturas en los sismogramas de cada estación para determinar si el primer arribo de las componentes verticales fue hacia arriba (compresión), o hacia abajo (dilatación) (Muñoz y De Vicente, 2010). (Figura 16).

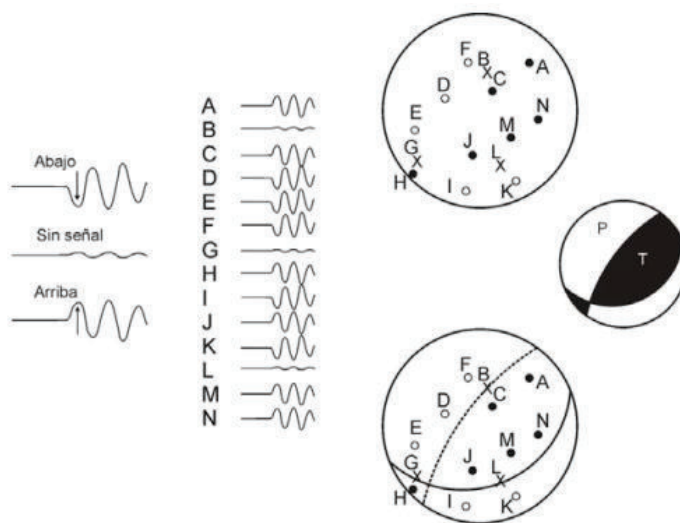


Figura 15.-Obtención de las polaridades de movimiento vertical para la fase P. La figura muestra diferentes estaciones sísmicas (A-N), y su representación de polaridades en proyección estereográfica. (Tomado de USGS, 2012)

El método pretende encontrar el mejor ajuste de las polaridades del primer arribo de la onda P observados en cada estación. Dependiendo de la distribución y la calidad de los datos del primer arribo (*first motion*), más de una solución de mecanismo focal puede ajustarse igualmente bien a los datos (Sito web USGS, 2012).

Para los mecanismos focales existe además ambigüedad en la identificación del plano de falla, que impide distinguir éste plano de otro plano ortogonal auxiliar, matemáticamente equivalente. Los diagramas de bloque adyacentes (Figura 16) ilustran las dos posibles tipos de movimiento de falla que el mecanismo focal pudiera representar. La ambigüedad a veces puede ser resuelta mediante la comparación de las dos orientaciones de los planos de falla y la alineación en la distribución de los pequeños terremotos y réplicas (Sito web USGS, 2012), o bien por la concordancia de

alguno de los planos con las informaciones que se tiene sobre el movimiento de fallas activas conocidas.

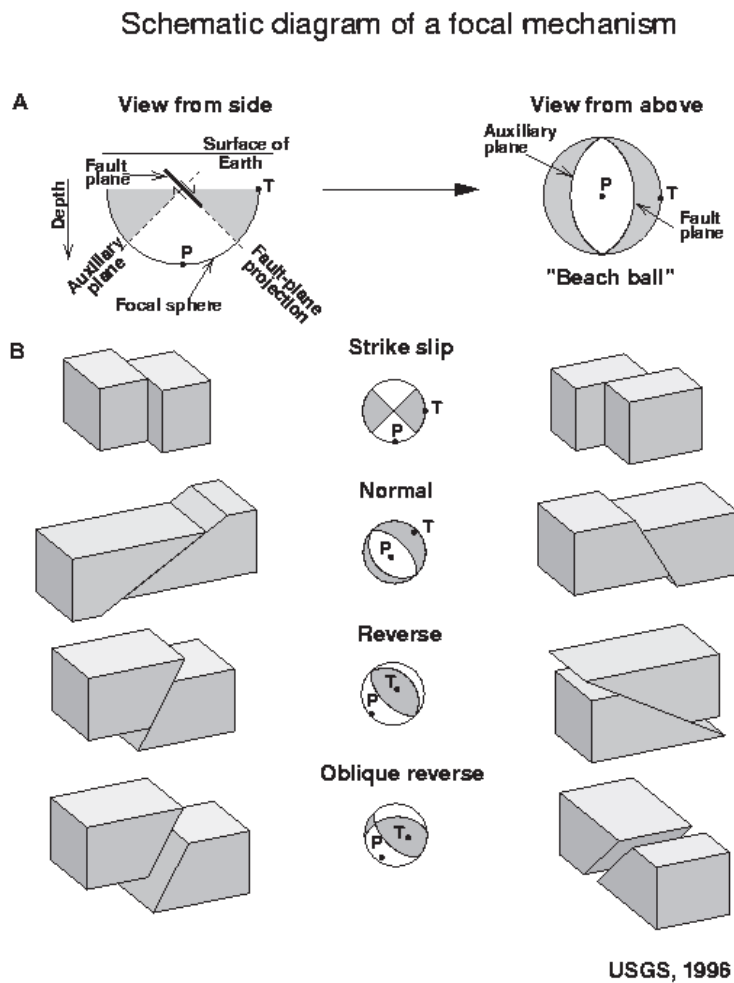


Figura 16.-Mecanismos focales en diferentes tipos de falla.
(Tomado de USGS, 2012).

4.3.CÁLCULO DE ANISOTROPÍA

Es bien conocido que las erupciones volcánicas son precedidas por señales sísmicas asociadas a los movimientos de magma en el sistema de alimentación del volcán,

estos movimientos involucran altas presiones y grandes masas que causan influencias en el estado de esfuerzos de la vecindad inmediata del volcán (Gerst, 2003).

El estado de esfuerzos de una región volcánica puede ser sujeto de estudio mediante el método geofísico conocido como el "*shear wave splitting*" (división de onda de corte) (Gerst, 2003). El método de división de onda de corte permite develar la estructura de la sub-superficie asociada con fracturas y distribución de fluidos (Ruiz et al., 2006).

La alineación de micro fracturas rellenas de fluido y espacio poroso causa birrefringencia de ondas S en dos polarizaciones aproximadamente ortogonales con diferentes velocidades de propagación. La onda S original se separa en una onda rápida polarizada paralela a la dirección predominante de fracturamiento y otra onda lenta polarizada perpendicular a ella (Ruiz et al., 2006).

Sin importar la polarización inicial de la onda S, la dirección de polarización de la onda rápida (Φ) es paralela al rumbo de las orientaciones dominantes de fractura y aproximadamente paralelas a la dirección máxima de esfuerzo compresivo horizontal. Por esta razón el retraso de tiempo entre las ondas divididas (δt) está también estrechamente relacionado con la densidad de fracturamiento (Ruiz et al., 2006).

La dirección de polarización de la onda se mide en superficie y puede ser usada como una herramienta para obtener información in situ del estado de esfuerzo midiendo la "velocidad de anisotropía" (Gerst, 2003).

4.3.1. FUNDAMENTO TEÓRICO

Partiendo de la ecuación elastodinámica de movimiento continuo en un medio homogéneo para pequeños desplazamientos \vec{u} comparados con la longitud de onda, aplicando balance de fuerzas

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \quad (1)$$

Donde u_i son las componentes de desplazamiento del vector \vec{u} , ρ es la densidad del medio y σ_{ij} son componentes del tensor de esfuerzo de segundo orden relacionados a la ley de Hooke:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (2)$$

Donde c_{ijkl} define un tensor de cuarto orden de módulos elásticos y las propiedades del medio. De manera general tiene 84 términos. ϵ_{kl} en cambio son componentes de un tensor de tensión de segundo orden definido por:

$$\epsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_l}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_l} \right) \quad (3)$$

Tomando en cuenta la simetría de los tensores y haciendo simplificaciones termodinámicas se reducen a 21 coeficientes. Por tanto un medio puede ser descrito por 21 parámetros independientes.

Reemplazando la ecuación 2 y 3 en 1 se obtiene:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_l}{\partial x_j \partial x_k} \quad (4)$$

Que representa la ecuación de onda en un medio anisotrópico. El desplazamiento del vector \vec{u} de una onda que viaja en un plano en este medio puede expresarse como:

$$u_i = a_i \int \left(t - \frac{n_m x_m}{c} \right) \quad (5)$$

Con $i, m=1,2,3$ donde a_i es el vector amplitud de la onda en la dirección i (dirección de polarización), c es la velocidad de la fase y n_m son las componentes vector \vec{n} apuntando en la dirección de propagación de la onda.

$$\int \left(t - \frac{n_m x_m}{c} \right)$$

Es una función de onda arbitraria en tiempo y posición \vec{x} (con las componentes x_m). Las derivaciones de tiempo y espacio de \vec{u} se pueden expresar como:

$$\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = a_i \int'' \left(t - \frac{n_m x_m}{c} \right) \quad (6)$$

$$\frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_k} = \frac{n_j n_k}{c^2} a_i \int'' \left(t - \frac{n_m x_m}{c} \right) = \quad (7)$$

Insertando en la ecuación 4 obtenemos:

$$\rho a_i = \frac{1}{c^2} c_{ijkl} n_j n_k a_l \quad (8)$$

Que se puede escribir como:

$$\frac{c_{ijkl} n_j n_k}{\rho} a_l - c^2 a_i = 0 \quad (9)$$

a_i se puede escribir como $\delta_{il} a_l$ donde δ_{il} es la función delta Kronecker esto permite simplificar la ecuación 9 :

$$(m_{il} - c^2 \delta_{il})a_l = 0 \quad (10)$$

Con:

$$m_{il} = \frac{c_{ijkl}n_j n_k}{\rho} \quad (11)$$

m_{il} son componentes del también llamado tensor de Christofel (\underline{M}), y son dependientes en cierta dirección de propagación \vec{n} . Esto describe las velocidades de propagación de ondas con una dirección común pero varias direcciones de polarización \vec{a} .

$$\underline{M}\vec{a} = c^2\vec{a} \quad (12)$$

La ecuación 10 puede considerarse un clásico problema de valores propios. Cada vector de polarización que satisface la ecuación 12 es un vector propio de \underline{M} , en general hay tres vectores que satisfacen la ecuación y son mutuamente ortogonales a los otros.

c_i^2 es un valor propio para el i-ésimo vector propio ($i= 1,2,3$) y representa la velocidad cuadrática para una dirección de polarización paralela a este vector.

Una implicación de esto es que las ondas de cuerpo polarizadas en la dirección de los 3 vectores propios, no experimentan un cambio de polaridad mientras viajan. Estas ondas de cuerpo “estables” se llaman comúnmente quasi-P, quasi-S1 y quasi-S2. Sus direcciones de polarización no son estrictamente paralelas a la dirección de propagación, sin embargo son muy cercanas. Para muchas rocas el *particle motion* es menor a 10° de ser paralela o perpendicular a la dirección de propagación.

Una onda que entra en un medio anisotrópico con un vector de polarización arbitrario \vec{a} puede ser descrita como una superposición de los tres vectores propios y sus respectivas ondas de cuerpo.

Como viajan con velocidades diferentes, inevitablemente se separarán en 3 ondas, este es un fenómeno análogo al fenómeno óptico de birrefringencia (Gerst, 2003).

4.3.2. ANISOTROPÍA HEXAGONAL

El caso anterior es el más general y no incluye la existencia de simetrías que reducen el número de coeficientes independientes de elasticidad. Un ejemplo muy común es la anisotropía hexagonal que se presenta en medios estratificados o que forman capas (Gerst, 2003).

Un ejemplo pudiera ser un medio alternado de capas lentas y rápidas. Si la propagación de la onda se da en dirección de los planos, necesariamente una componente que tenga un vector de polarización perpendicular a las capas (S_2) viajará con una velocidad intermedia entre las velocidades de las capas. Por otra parte una onda S , con un vector de polarización en el plano puede viajar en las capas rápidas sin ser fuertemente influenciado por las capas lentas. Esto produce la anisotropía de las ondas S , un caso similar puede darse también con las ondas P (Gerst, 2003). (Figura 17).

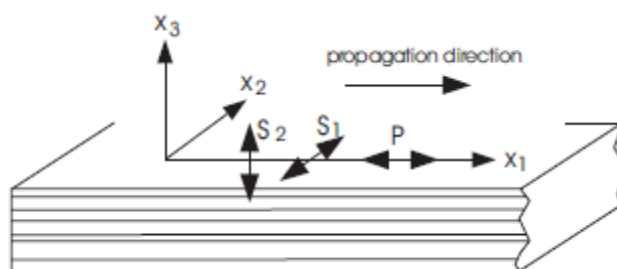


Figura 17.- Anisotropía Hexagonal
Tomado de Gerst, 2003.

Un material de anisotropía hexagonal puede ser descrito a través de 5 constantes elásticas independientes A, C, F, L, y N que se pueden obtener experimentalmente.

$$(C_{ij}) = \begin{pmatrix} A & A-2N & F & 0 & 0 & 0 \\ A-2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N \end{pmatrix}$$

Matriz de coeficientes elásticos.

4.3.3. EFECTO SOBRE LAS FORMAS DE ONDA

Una propiedad de las ondas S en un medio anisotrópico es su movimiento de partículas polarizado, una partícula en la trayectoria del rayo vibra en una sola dirección. Cuando una onda S con una polarización arbitraria entra en un medio anisotrópico, se divide en dos ondas S1 y S2 con polarizaciones perpendiculares, una más rápida que la otra. Esto conduce a una diferencia de tiempos y causa un cambio en el movimiento de partículas que pasa de ser lineal a elíptico.

El fenómeno de separación de la onda S no se da cuando la onda viaja con dirección paralela a la dirección rápida o lenta, pues en ese caso solo posee una de las dos componentes.

Cuando una onda viaja suficiente tiempo en un medio anisotrópico, las dos ondas se separarán completamente. Las dos ondas S1 y S2 tienen movimientos de partículas que apuntan en dirección de la onda rápida y lenta respectivamente, esto causa que el movimiento a lo largo de la trayectoria del rayo sea cruciforme (Gerst, 2003). (Figura 18).

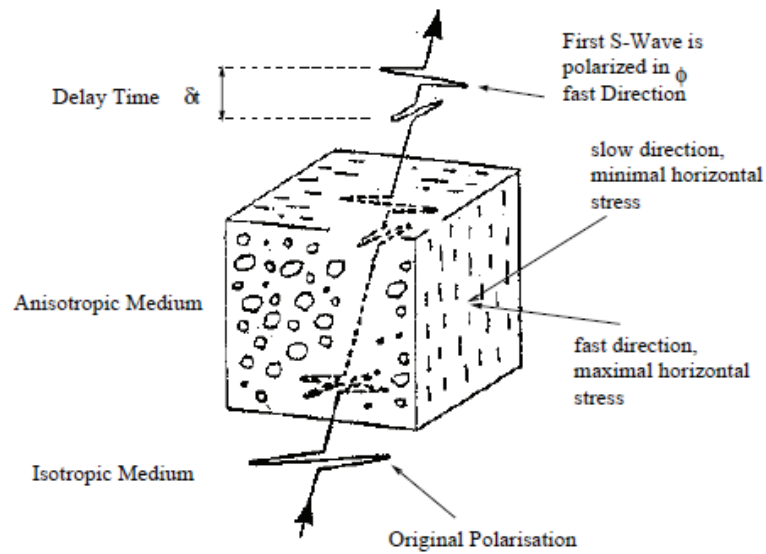


Figura 18.- Fenómeno de división de onda de corte al pasar por medio anisotrópico. Tomado de Gerst (2003).

El retraso en el tiempo δt entre las ondas divididas, es el resultado de las dos velocidades de las ondas (V_{s1} , V_{s2}) y la longitud de la zona de anisotropía que deben atravesar (L).

$$\delta t = L \left(\frac{1}{V_{s1}} - \frac{1}{V_{s2}} \right) \quad (13)$$

De estas dos ondas un porcentaje de anisotropía puede ser definido.

$$k_s = 200 \left(\frac{V_{s1} - V_{s2}}{V_{s1} + V_{s2}} \right) \quad (14)$$

Los retrasos de las ondas usualmente tienen tiempos de entre 0.05 a 2 s, aunque se han reportado valores extremos de hasta 5s.

4.3.4. MÉTODO PARA EL CÁLCULO DE ANISOTROPÍA

La idea general es usar un algoritmo desarrollado por Silver y Chan en 1991. Para unir las ondas S divididas con ayuda de su “*particle motion*” y producir una onda S linealmente polarizada. El algoritmo calcula un eigenvalor de la forma de onda y trata de minimizarlo, los parámetros Φ y δt que consigan el valor propio más pequeño son considerados verdaderos de la medida de división.

En otras palabras la base de estimar los parámetros Φ (dirección rápida) y δt (retraso de tiempo) es tratando de “des-dividir” la onda S original, de manera que la forma de onda isotrópica sea restaurada (Gerst, 2003). El proceso de división de onda de corte se ilustra en la Figura 19.

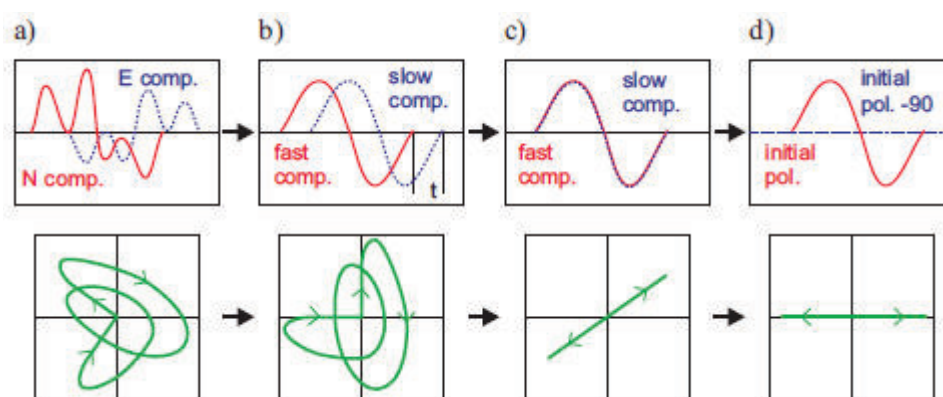


Figura 19.-Como “des-dividir” una onda de corte.

A) Una onda S dividida. Las componentes y el hodograma (visualización del *particle motion*) están orientados en direcciones N–E. El sismograma es complicado y el movimiento de la partícula es elíptico. B) Las componentes y hodograma están ahora orientados en las direcciones rápida y lenta respectivamente, las dos formas de onda calzan pero separadas por un δt . C) Las dos componentes son movidas un δt para que ajusten una con otra, entonces el *particle motion* se vuelve lineal, la onda ha sido “des-dividida”. D) las componentes y el hodograma son rotadas en la polarización inicial, toda la energía está contenida en esta componente, no hay energía en la otra componente.
Tomado de Gerst (2003).

La asunción que se hace es que la onda S tiene un ángulo de incidencia pequeño, por tanto la polarización se hace en el plano horizontal.

i) Es de utilidad considerar el siguiente caso. Asumiendo que conocemos los parámetros iniciales: Φ , δt y la polarización inicial; en este caso unir las formas de onda sería trivial. Sólo se requiere rotar las componentes N y E en la dirección de Φ y

perpendicular a Φ . Entonces la onda quedará en un sistema de coordenadas de la onda rápida y lenta. Las formas de onda de ambas ondas (rápida y lenta) serán iguales solo que separadas por un δt . De esa manera se puede unir las ondas solo sobreponiendo una sobre otra. Así la onda ya no está dividida, pero sigue rotada en dirección de la componente rápida y lenta (Gerst, 2003).

Basta con una simple rotación a la polarización inicial para finalmente producir una forma familiar de un sismograma lineal de onda S. Toda la energía quedará en la dirección de la polarización inicial, la otra componente no contendrá energía (Gerst, 2003).

ii) Ahora se asume que se conoce los parámetros: $\Phi, \delta t$, pero la polarización inicial es desconocida. El procedimiento es similar al proceso anterior solo que la dirección debe ser encontrada primero.

Una propiedad bien conocida de las ondas S en un medio isotrópico es su linealidad, las partículas solo vibran en una dirección. Si el movimiento de la partícula se grafica, el observador puede fácilmente conocer la polarización inicial viendo el gráfico y juzgando la dirección de movimiento de la partícula (Gerst, 2003).

Aquí es cuando el valor λ_i de la matriz de covarianza de componentes horizontales provee información importante.

$$c_{ij}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{-\infty} u_i(t) u_j(t - \delta t) dt, j=1,2$$

(15)

Donde $u_i(t)$ es el vector de movimiento de partícula al tiempo t , δt es en este caso es igual a cero porque el desfase de tiempo se ha corregido al juntar las ondas. Y por último C_{ij} es la correlación cruzada entre el componente i y el j .

Esta matriz de dos por dos es una propiedad matemática de la forma de onda, tiene un significado simple. La ecuación 14 muestra que los componentes diagonales de la matriz representan una auto-correlación, es decir una clase de integral sobre la componente del movimiento de la partícula (Gerst, 2003).

Esto puede ser imaginado como una medida de la superficie relativa abarcada por una componente del movimiento de la partícula. Como resultado de esto la matriz asume una forma singular cuando es rotada en la dirección de polarización de la onda: la componente C_{11} es máxima y representa el movimiento de la partícula en esta dirección. Las otras componentes son cero ya que no hay movimiento en dirección perpendicular a la dirección de polarización (Gerst, 2003).

Esta rotación representa una rotación de la matriz en el sistema de sus vectores propios, que automáticamente asume una forma diagonal, con sus valores propios como componentes diagonales. Después es fácil sólo calcular eigenvalores de la matriz, tratando toda posible rotación. El valor propio más largo λ_1 tiene un eigenvector que apunta en la dirección de la polarización inicial, el otro eigenvalor λ_2 es cero (Gerst, 2003).

Dicho efecto es usado por el algoritmo, éste simplemente calcula los eigenvalores y sus eigenvectores y después determina la polarización de la onda. Nótese que en presencia de ruido o movimiento de partícula elíptico, el eigenvalor no puede nunca volverse igual a cero. Así el menor valor del eigenvalor es una medida de linealidad de la forma de onda y el mayor eigenvalor, tiene un eigenvector que apunta en la dirección de la polarización incluso si el ruido está presente (Gerst, 2003).

iii) Ahora asumiremos que ni los parámetros: $\Phi, \delta t$, ni la polarización original son conocidos. Esto significa que la onda no puede ser unida como en i) y ii). Entonces es posible asumir un par arbitrario (y probablemente erróneo) de parámetros $\Phi, \delta t$ y unir las ondas S con ellos. El algoritmo descrito en ii) será calculado con los eigenvalores, pero ninguno de ellos será cercano a cero, desde que la presunta unión de la onda S no produce un movimiento de partícula lineal (Gerst, 2003).

De todas formas es posible tratar con todos los pares potenciales de $\Phi, \delta t$ en una red de búsqueda y mapear los resultados con menor eigenvalor λ_2 en un ploteo 2D.

La búsqueda de malla explora todos los ángulos posibles y todos los tiempos de separación en un rango admitido. Con esta búsqueda, se obtiene el tiempo de retraso

y el ángulo de polarización que resulta en la mayor similitud entre las componentes de la onda (Anzieta, 2013).

Entonces puede asumirse que el par: Φ , δt que produce el menor valor propio es el mejor, ya que produce la matriz de covarianza más singular y por lo tanto la forma de onda más lineal. Silver y Chan muestran que minimizar λ_2 es equivalente a maximizar λ_1 (Gerst, 2003).

En caso de que las señales sísmicas llegaran sin ruido se reconstruiría la onda de manera exacta. Pero, por la presencia de ruido la reconstrucción no es exacta y se debe buscar un ángulo y un tiempo de retraso que produzca ondas lo más parecidas entre sí en sus componentes (Anzieta, 2013).

4.3.4.1. La Semblanza.

Para este estudio se usará el programa “Contourmap 2.0” elaborado por Anzieta en 2013 con ciertas modificaciones. El programa utiliza un método basado en la semblanza descrita por primera vez por Neidel y Tarner (1971). La semblanza es un criterio de similaridad, este algoritmo sirve para comparar múltiples series de tiempo (multicanal), aunque en este caso se reducen a dos el número de canales comparados: las componentes N-S y E-O de las señales sísmicas. La fórmula matemática explícita de comparación está definida como:

$$S_0 = \frac{\sum_{j=1}^M \left[\sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t) \right]^2}{N \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t)^2} \quad (16)$$

Donde Δt es el intervalo de muestreo (en este caso 0.025 segundos), T_i es el tiempo de origen de cada ventana temporal muestreando el i -ésimo canal, $U_i(T_i + j\Delta t)$ es la muestra de señal U j -ésima del i -ésimo canal. M es el número de muestras totales de cada ventana y N el número de canales. La semblanza está definida de 0 a 1, alcanzando 1 cuando las señales son idénticas no solo en fase sino también en amplitud (Neidel y Tarner, 1971).

5. SELECCIÓN DEL CONJUNTO DE DATOS

5.1. CREACIÓN DEL CATÁLOGO SÍMICO DE ALTA CALIDAD

Para el cálculo del estado de esfuerzos es necesario usar eventos que hayan sido adecuadamente registrados y que generen mínimos errores en la determinación hipocentral, esto permitirá obtener buenos resultados al caracterizar el estado de esfuerzos de la zona.

Se ha delimitado la zona de estudio como un área rectangular comprendida entre las longitudes -78.2° O, -77.6° O y las latitudes 0.5° N y 1.1° N. En esta área se analizarán los sismos registrados entre Enero y Octubre de 2014.

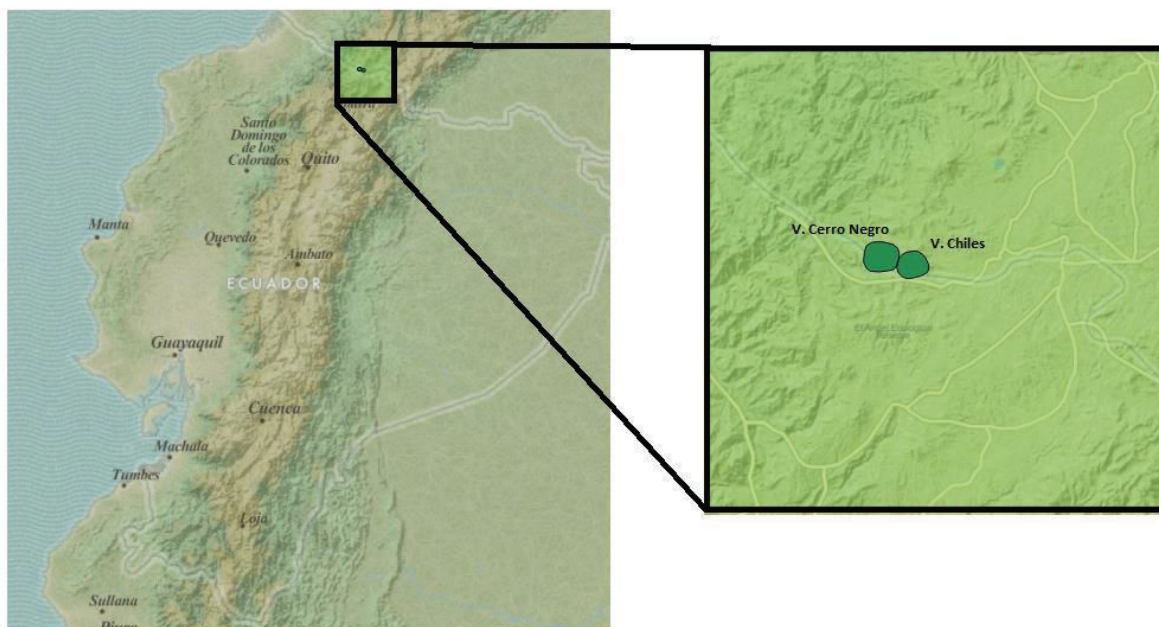


Figura 20.- Ubicación de la Zona de Estudio

Con la finalidad de obtener un catálogo de sismos de la mejor calidad, se hará una discriminación, tratando de eliminar los sismos que no cumplan adecuadamente con

ciertas condiciones de calidad, dejando solo aquellos que verdaderamente puedan ser usados en el estudio y arrojen buenos resultados.

El primer paso consistió en extraer todos los datos de los sismos localizados correspondientes al periodo entre enero y octubre de 2014. Los sismos fueron localizados con el software Seiscomp3 usando el modelo regional laspei91. Gracias a la red conjunta del IG-EPN y del OVSP dispuesta para el monitoreo del área de los volcanes Chiles-Cerro Negro (Figura 32).

Los histogramas de la Figura 21 muestran el número de fases, el RMS y la magnitud de 8863 eventos, que corresponden a la totalidad de sismos localizados en el periodo de tiempo previamente descrito, que se ubican en la zona fronteriza entre Ecuador-Colombia.

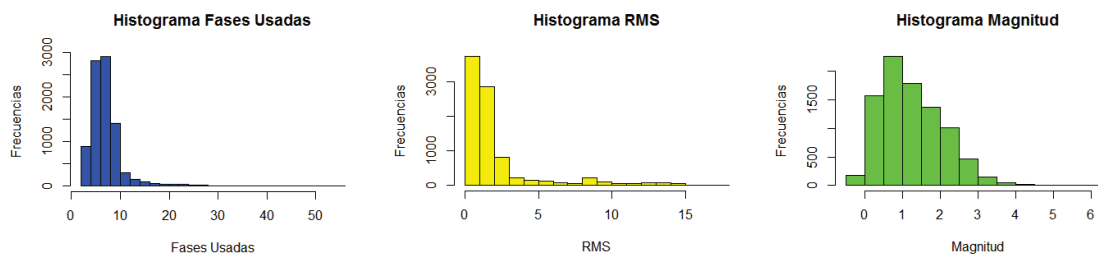


Figura 21.- Histogramas de fases usadas, RMS y magnitud de la muestra inicial (sismos de enero –octubre 2014 de la zona fronteriza Ecuador-Colombia)

Las localizaciones de los hipocentros de los sismos se muestran en la Figura 22. Es claro que el área sobre la cual se disponen estos sismos es demasiado grande, se requiere tomar en consideración solo aquellos eventos cuya ubicación epicentral sea próxima al complejo volcánico Chiles-Cerro-Negro.

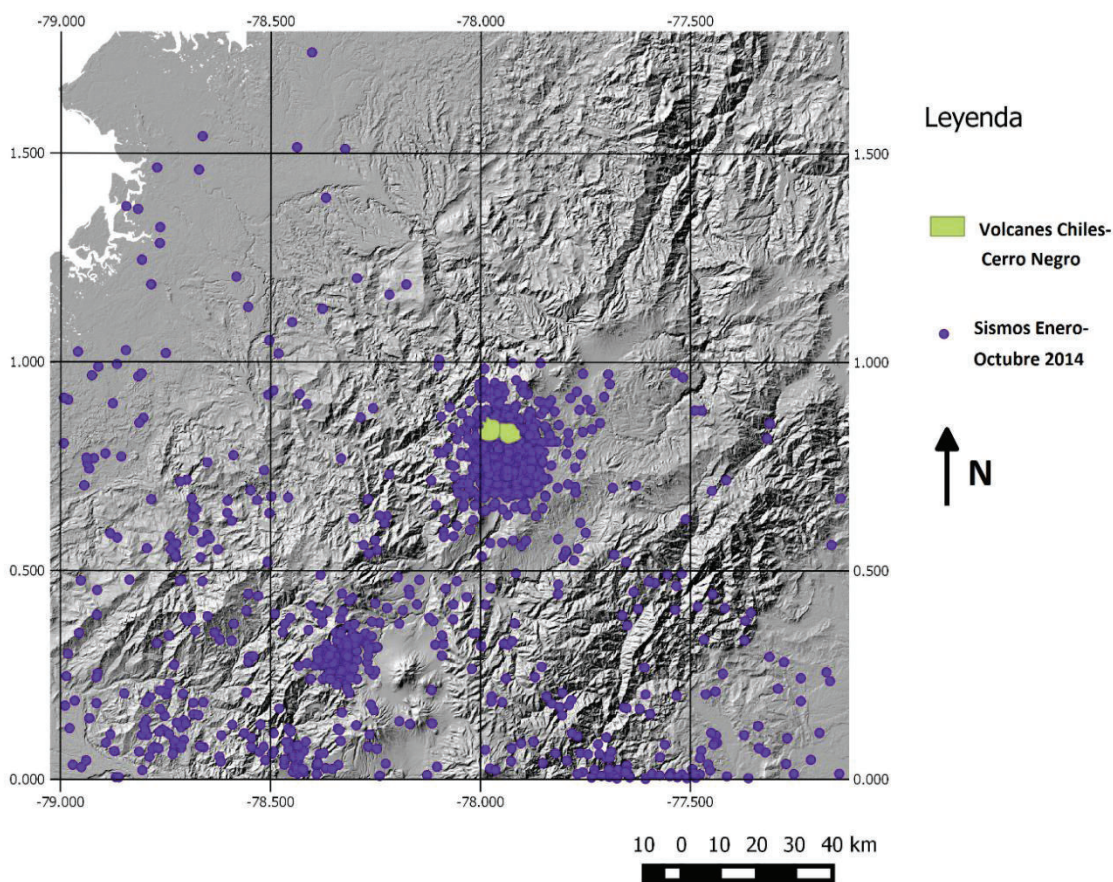


Figura 22.- Localizaciones de la totalidad de eventos sísmicos enero-octubre 2014 (8863 eventos).

Selección de la muestra

En primer lugar se ha prescindido de todos aquellos eventos que se consideran muy lejanos, se tomarán en cuenta para la construcción de este catálogo, todos aquellos eventos cuya localización preliminar realizada por Seiscomp3 esté dentro del área de estudio, un área rectangular definida entre longitudes -78.2° O, -77.6° O y las latitudes 0.5° N, 1.1° N.

Dicha área ha sido seleccionada pues dentro de ella se encuentra el grueso de los eventos localizados y comprende además el complejo volcánico y toda la red de estaciones cercanas. El área tiene aproximadamente 4250 km^2 de extensión.

Los eventos se consideran de mejor calidad si se han podido registrar en un buen número de estaciones. Es por esto que retiramos del catálogo sísmico a todos los eventos que no hayan sido localizados con al menos 10 fases.

La calidad de una localización viene representada por el RMS (*root mean square*) dado por la raíz cuadrada de la sumatoria de las diferencias entre los tiempos de arribo observados y los tiempos de arribo calculados. Un RMS alto indica una mala ubicación hipocentral, una mala lectura de los arribos o un mal modelo. Usualmente si una localización tiene un RMS superior a 1 segundo se considera que no es apropiada. Por tanto para la construcción de este catálogo y procurando siempre maximizar la calidad de los datos se utilizará todos solo sismos cuyo RMS sea $<0,75s$.

Se utilizará además como parámetro de discriminación el GAP sísmico; éste es el ángulo máximo existente entre dos estaciones contiguas (mide entre $0 - 360^\circ$), usadas para la determinación hipocentral. Se eliminarán todos aquellos sismos cuyo GAP sea $> 180^\circ$, pues estos no tienen buena cobertura de las estaciones.

Finalmente se seleccionaron solo aquellos sismos de magnitud superior a 2, pues éstos tienen liberaciones de energía representativas y por ser eventos más fuertes se habrán registrado mejor en las estaciones. Se procedió a remover también un par de sismos cuya localización era muy lejana al complejo volcánico, con el fin de ajustar la muestra en 300 eventos.

La Figura 23 muestra las localizaciones de los eventos que componen el catálogo definitivo:

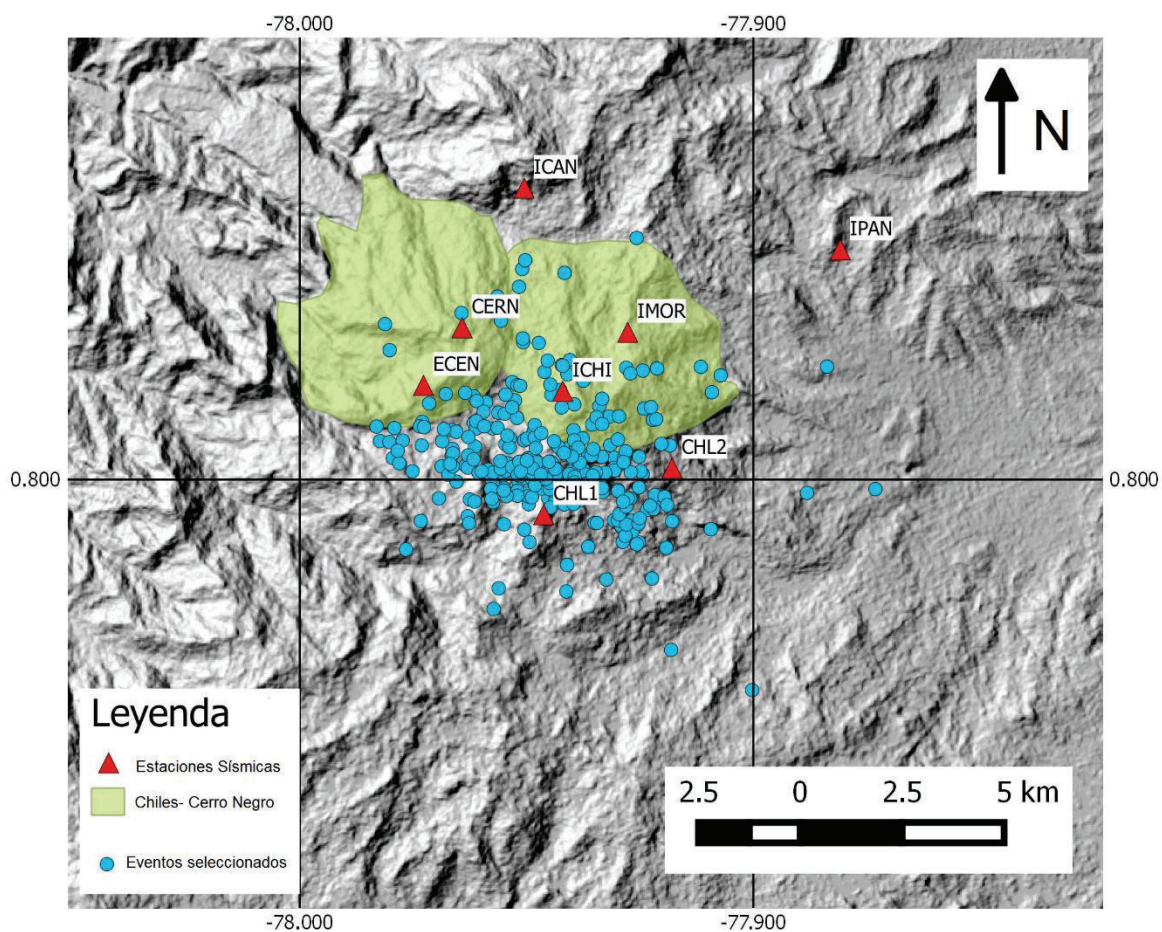


Figura 23.-Muestra final. Eventos enero-octubre 2014, RMS <0.75s, long -78.2° O a -77.6° O y lat 0.5° N a 1.1°N, registrados en más de 10 fases. GAP < 180°. Magnitud >2.

Los sismos seleccionados poseen un “número de fases usadas” comprendido entre 10-47 y un “número de estaciones usadas” comprendido entre 6-45 cuyas distribuciones se puede apreciar en los histogramas de la Figura 24:

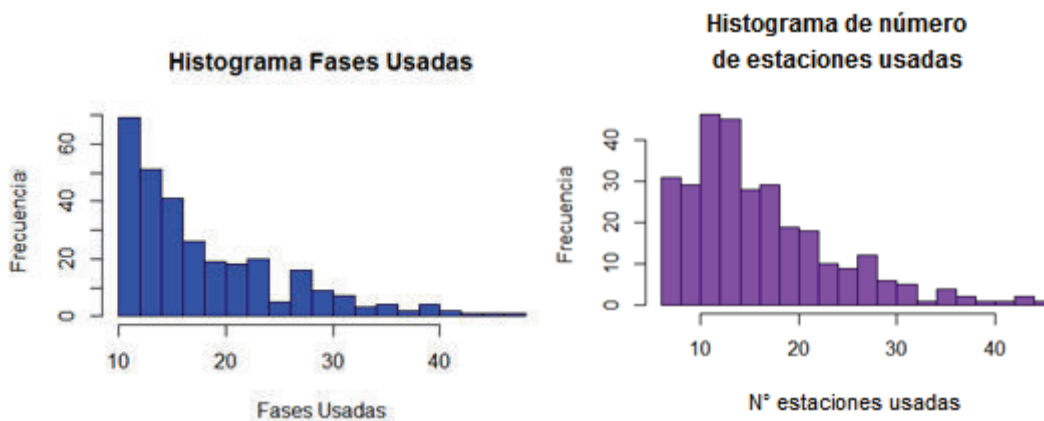


Figura 24.-Histogramas de número de fases y número de estaciones usadas en la localización preliminar de la muestra final.

La distribución de las magnitudes se ve reflejada en el histograma de la Figura 25. Las magnitudes son todas superiores a 2 y alcanzan un máximo de 5.9 (sismo del 20 de octubre de 2014).

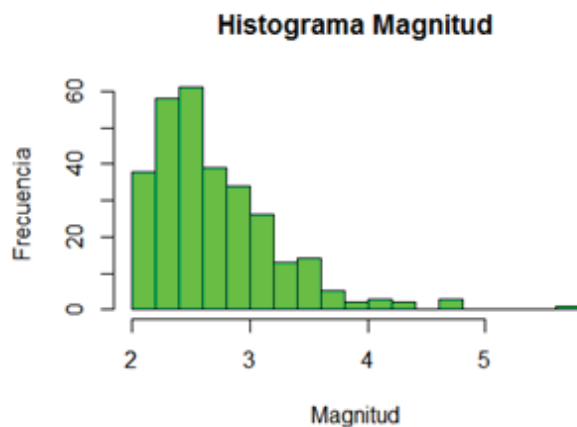


Figura 25.- Histograma de magnitudes de la muestra final.

La Figura 26 muestra la distribución espacial de las magnitudes de los sismos que componen el catálogo seleccionado:

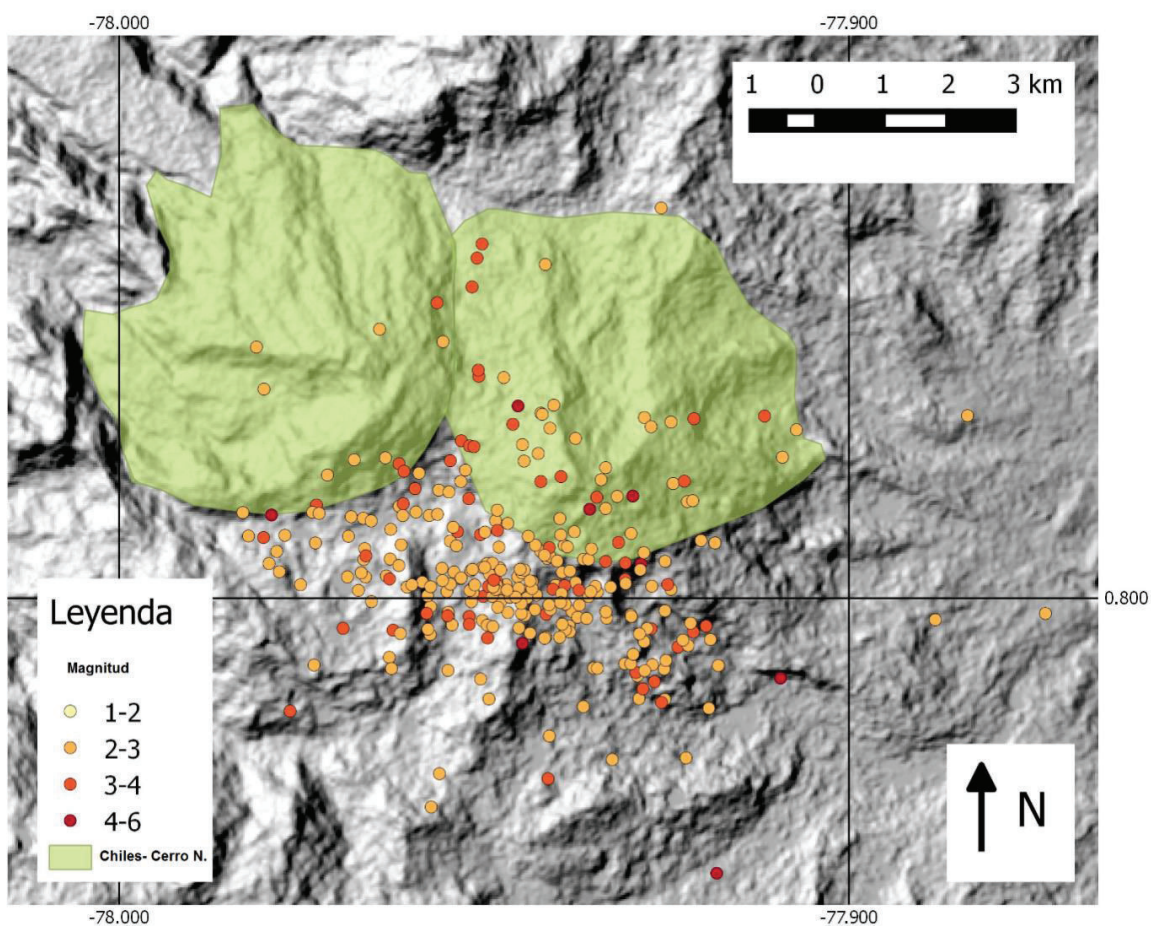


Figura 26.-Distribución espacial de magnitudes de los eventos de la muestra seleccionada.

El histograma en la Figura 27 muestra la distribución de RMS, se puede observar que todos están efectivamente por debajo de 0,75 segundos.

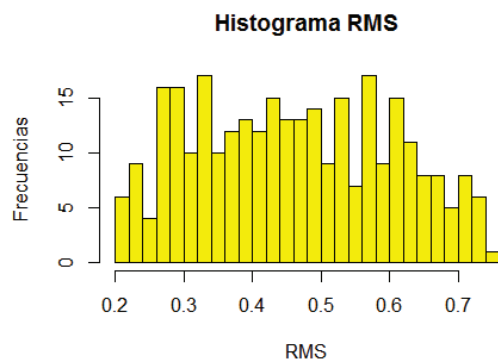


Figura 27.- Histogramas de RMS de los eventos de la muestra seleccionada.

Los sismos tienen profundidades superficiales en su mayoría inferiores a 5 km tal como se observa en la Figura 28 y Figura 29.

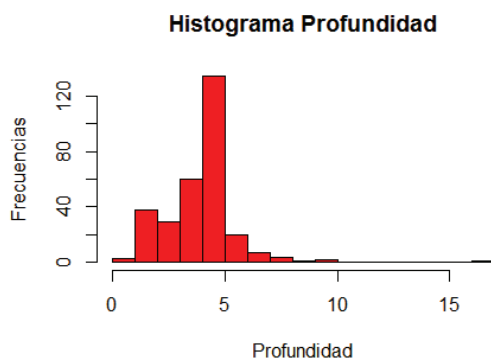


Figura 28.- Histogramas de profundidades de los eventos de la muestra seleccionada.

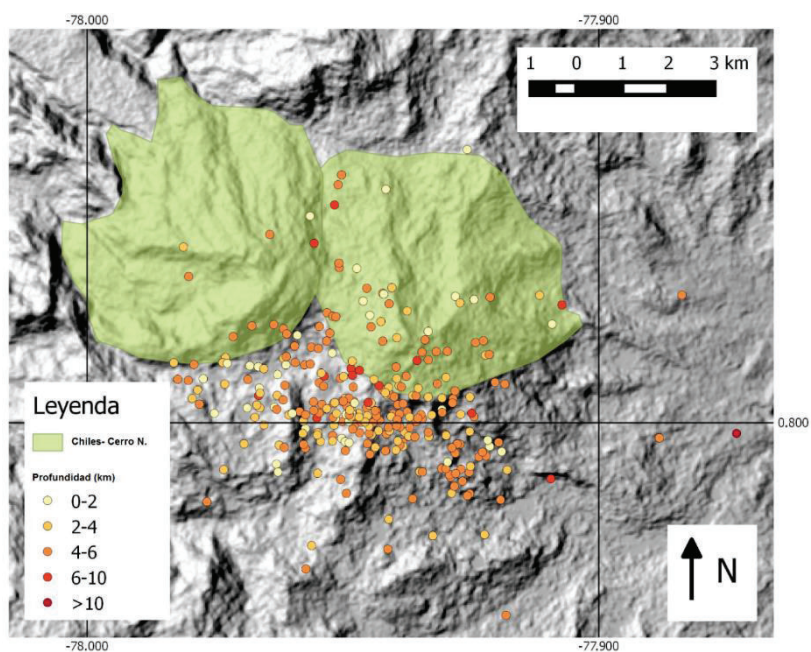


Figura 29.- Localización de eventos de la muestra seleccionada con profundidades.

La distribución a través del tiempo de los sismos elegidos y sus magnitudes se puede observar en la Figura 30. No es sorpresa que la mayor parte de los sismos elegidos en la muestra se concentren después del 20 de octubre, donde la sismicidad alcanza el clímax con un evento de 5.9 grados. Este sesgo en los datos se muestra hacia el 20

de octubre, se debe a que los sismos más fuertes generalmente ofrecen registros de mejor calidad, consecuentemente cumplen con los parámetros que fueron usados para la discriminación y selección.

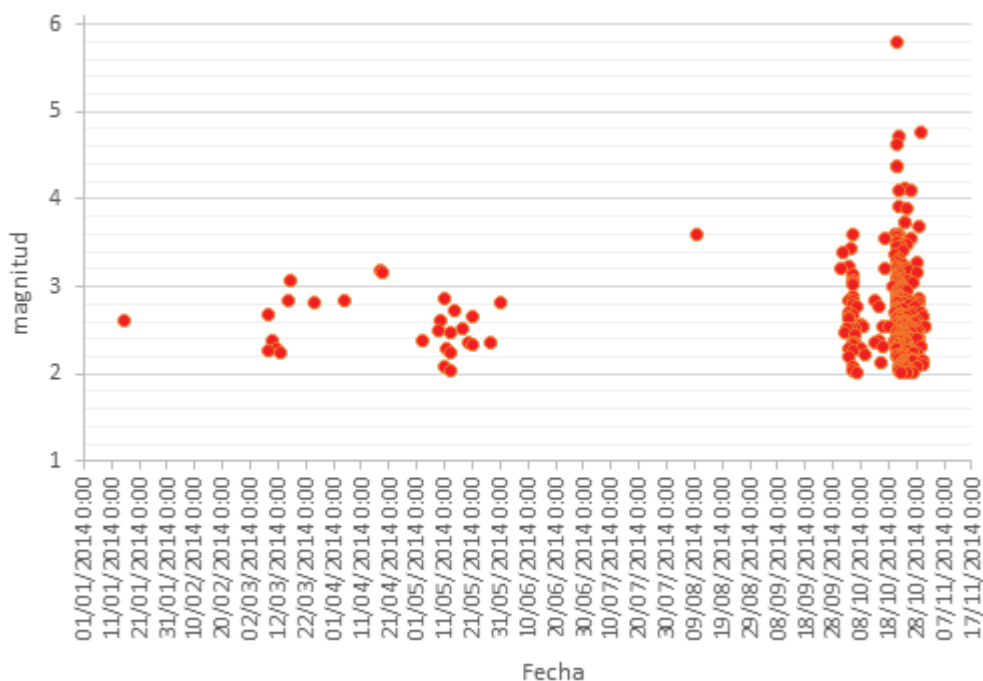
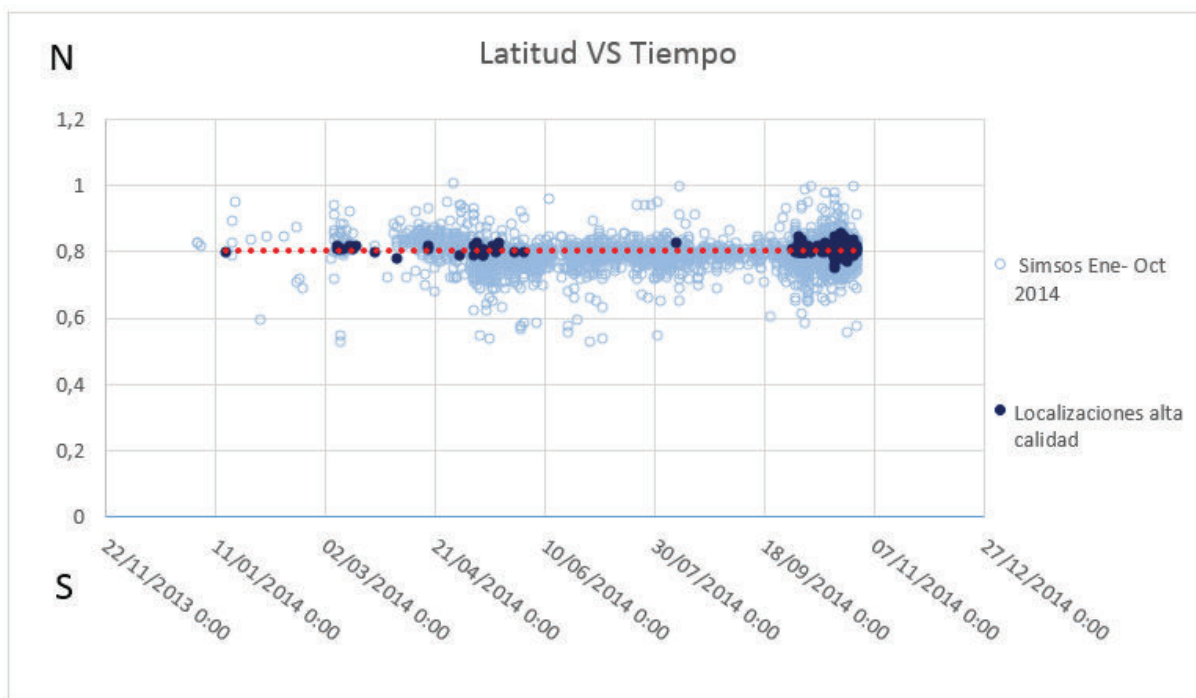


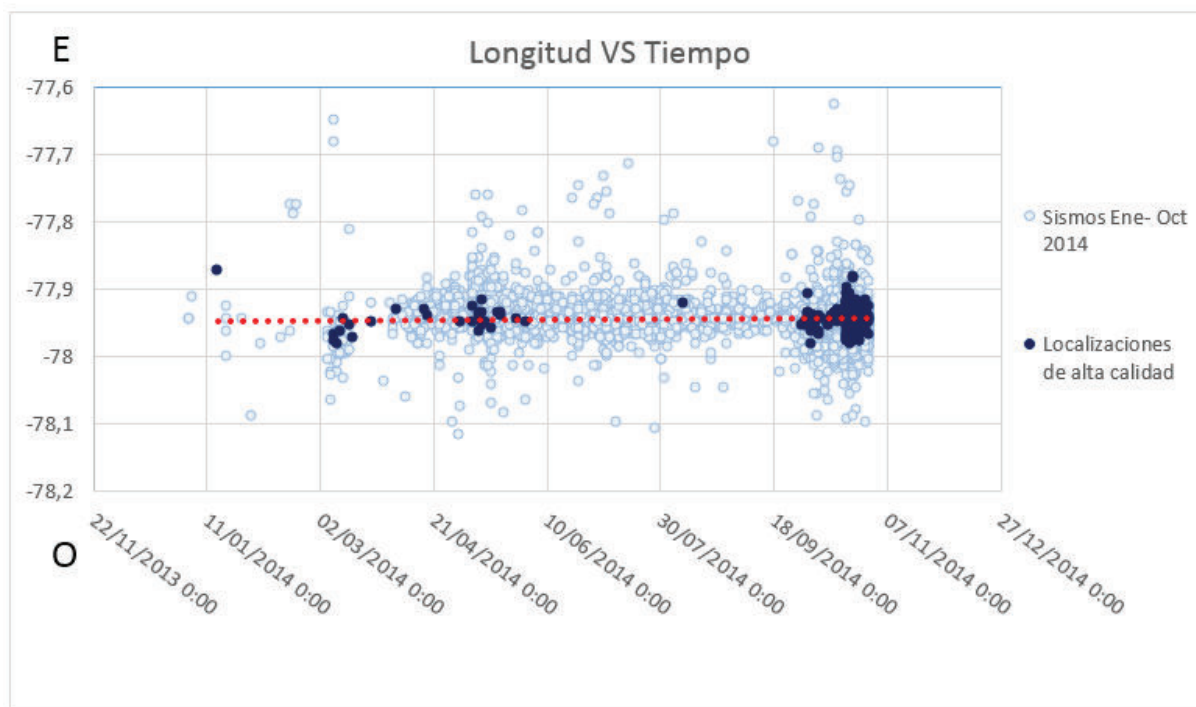
Figura 30.- Distribución temporal de magnitudes de los eventos de la muestra seleccionada.

A continuación se muestra la posición de la fuente sísmica en la latitud con respecto al tiempo (Figura 31-A), longitud con respecto al tiempo (Figura 31-B) y profundidad con respecto al tiempo (Figura 31-C). La muestra de sismos de alta calidad que fue seleccionada (RMS <0.75s, long -78.2° O a -77.6° O y lat 0.5° N a 1.1°N, registrados en más de 10 fases. GAP < 180°. Magnitud >2) está representada con puntos en color azul oscuro. En tono celeste se muestran todas las demás localizaciones de menor calidad.

A)



B)



C)

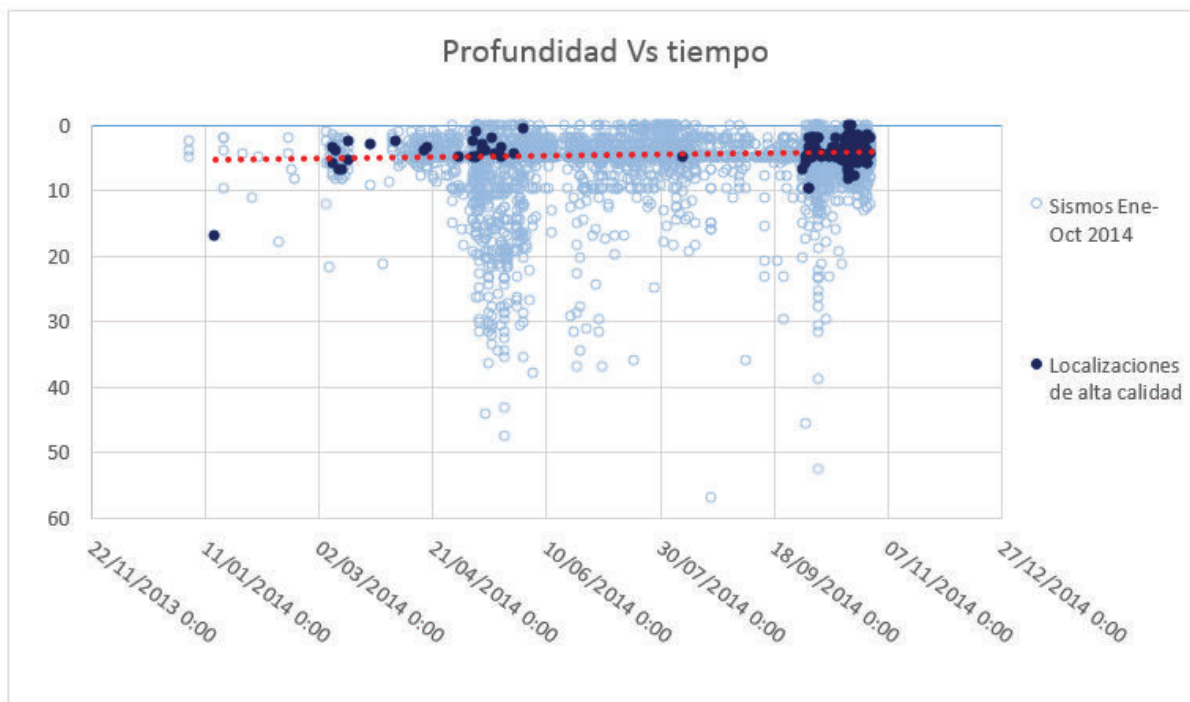


Figura 31.- Diagramas Latitud, Longitud y Profundidad vs Tiempo, mostrando la representatividad de la muestra final seleccionada.

La línea roja, corresponde a la línea de tendencia que muestra la migración de la fuente sísmica, en los tres gráficos se mantiene recta, esto sugiere que no existe variación.

Es remarcable que tanto los eventos de alta calidad de la muestra seleccionada, como el grueso de eventos localizados con Seiscomp3 parecen mostrar una tendencia lineal. Esto indica que presuntamente no existe una migración de la fuente sísmica.

En lo que respecta a la representatividad de los datos seleccionados vemos un claro sesgo hacia el mes de octubre. Entre enero y septiembre si bien existen registros sísmicos, muy pocos cumplen adecuadamente con los parámetros de calidad usados para la discriminación, a pesar de eso parecen mantener la tendencia del conjunto de datos completos en lo que respecta a longitud, latitud y profundidad.

5.2. RELOCALIZACIÓN DE EVENTOS

Las localizaciones realizadas por el IG-EPN para el monitoreo sísmico, se hacen con el software Seiscomp3, utilizando un modelo único para todo el país (modelo laspei 1991).

Para un estudio más específico como el que llevaremos a cabo es necesario tener localizaciones de mejor calidad, así que relocalizaremos todos los sismos que hemos seleccionado previamente, usando un modelo de velocidades diseñado especialmente para el área de estudio.

Para la relocalización de los eventos, se usará la red de sismógrafos y acelerógrafos dispuesta en la zona conjuntamente por el IG-EPN y el OVSP (Figura 32). Puesto que antes de mayo de 2014 no se contaba con estaciones cercanas al complejo Chiles-Cerro Negro, se decidió utilizar estaciones lejanas que no están dentro del área de estudio, solo de esta forma se podrá localizar eventos que hayan ocurrido entre enero y mayo de 2014.

Cabe también recalcar que no todos los sismos han podido ser registrados en todas las estaciones. Sin embargo para realizar los picados se ha intentado usar el mayor número de estaciones posible. Además se ha colocado el nivel de referencia en la estación TULM, siendo ésta la altura 0 (ver Anexo 4, lista de estaciones).

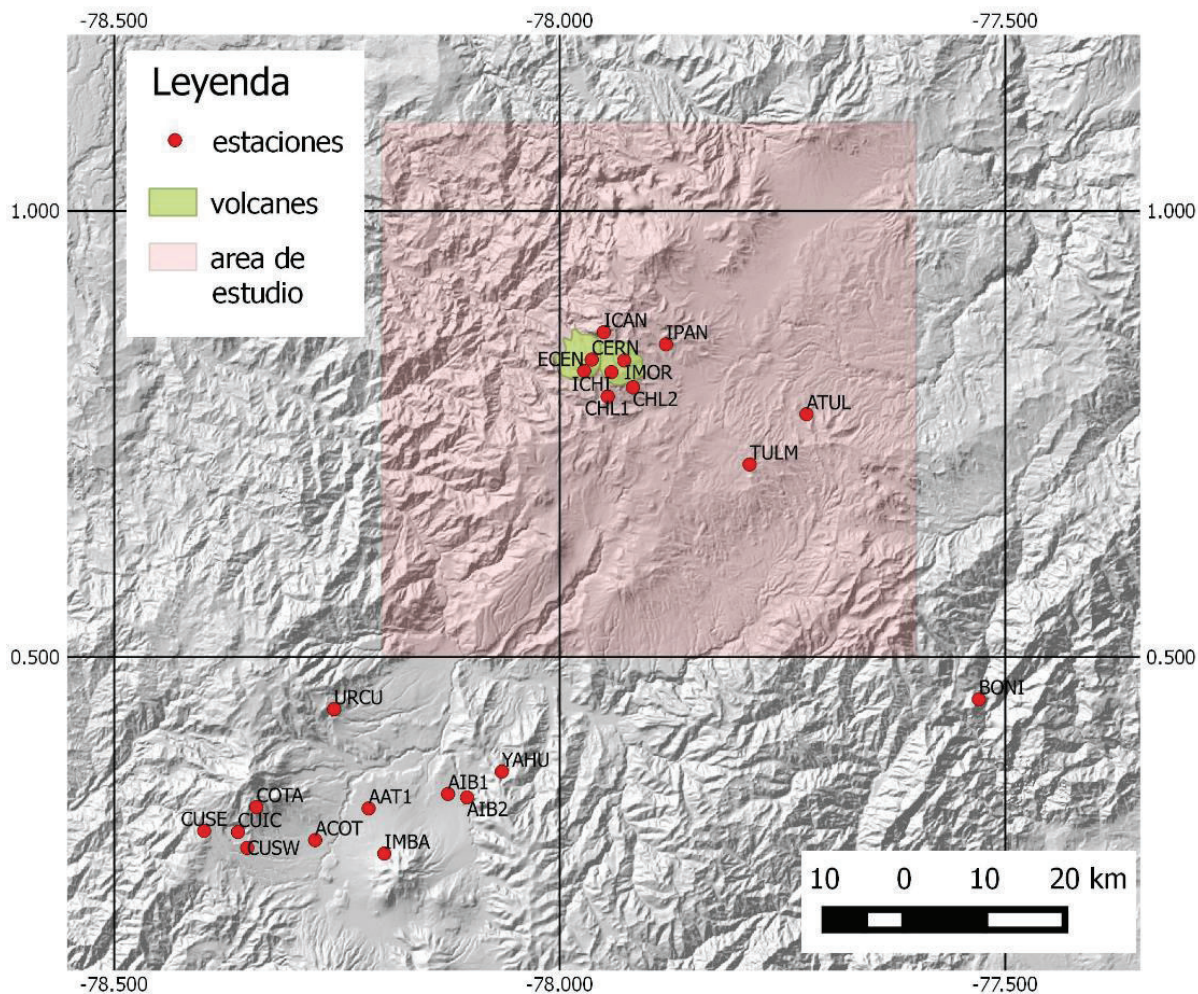


Figura 32.-Mapa de ubicación de las estaciones sísmicas utilizadas para el estudio

5.2.1. MÉTODO DE RELOCALIZACIÓN

Para la relocalización se utilizó el programa “depnet” versión 1.7 desarrollado por Mark Regnier de GEOAZUR. Los eventos fueron extraídos de la base de datos del IG-EPN en ventanas de tiempo de 8 minutos y fueron transformados del formato .mseed a .sac para ser compatibles con “Depnet”.

El programa “depnet 1.7” permite visualizar formas de onda de sismos en varias estaciones, con sus 3 componentes (N-S, E-O y vertical). Depnet permite además picar

los arribos de la onda P, su polaridad en caso de ser observable y el arribo de la onda S.

Permite también picar arribos de ondas refractadas en caso de que fuera necesario y asignarle a cada picado un peso que será utilizado para la localización. De esta manera, se puede otorgar una mayor participación de las estaciones en las que los arribos sean claros para la localización de los sismos. La Figura 33 muestra un ejemplo de la interfaz gráfica del programa depnet 1,7 con un sismo del complejo Chiles-Cerro Negro.

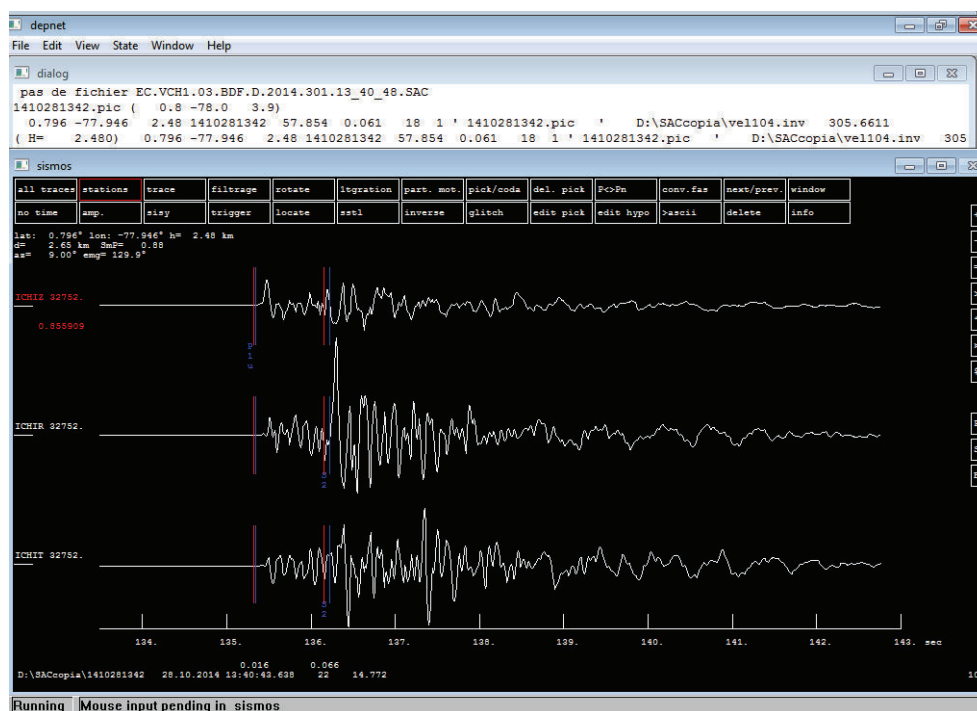


Figura 33.-Interfaz de usuario del programa "depnet 1.7"

Depnet 1.7 permite también ingresar un modelo de velocidades para el cálculo de los hipocentros. El modelo se ingresa como un archivo de texto que lleva las velocidades y profundidades de cada capa; depnet tiene opciones más específicas que permiten por ejemplo definir un modelo diferente para una determinada estación o estaciones.

5.2.2. MODELO DE VELOCIDADES

El área de estudio es compleja y la construcción de un modelo de velocidades que se adapte bien para las estaciones cercanas y lejanas es en verdad un desafío.

No todas las estaciones usadas para la localización están en la misma zona, no están tampoco a la misma distancia, ni están todas asentadas sobre un mismo tipo de roca. Esta es la razón por la que buscar un único modelo para todas las estaciones constituyó un gran inconveniente.

En vez de esto y tratando de encontrar siempre el mejor ajuste para los arribos; se construyó un modelo general, a partir del cual se construyeron modelos específicos para aquellas estaciones que no ajustaban bien. Esto permitió minimizar los residuos y obtener localizaciones altamente confiables.

El modelo que se presenta en este estudio fue construido por la Master Gabriela Ponce del IG-EPN con la contribución del autor de este Proyecto de Titulación. Tanto el modelo general como los modelos específicos, están constituidos en su mayoría por 2 capas en las cuales la velocidad cambia con un gradiente.

Es necesario aclarar que incluso sabiendo que el modelo usado tiene un buen ajuste con los arribos de los sismos, es un modelo preliminar que aún requiere algo de trabajo y mejoras. (Tabla 2).

Modelo de velocidades para el Área del Chiles- Cerro Negro

	Vp inicial (km/s)	Profundidad (km)	Vp/Vs	Gradiente (km/s*km)
Modelo general	3,9	0	1,75	0,18
	5,7	3	1,75	0,17
TULM	4,75	0	1,65	0,18
	5,7	3	1,66	0,19
	2,4	0	1,75	0,18

CUSE				
COTA	5,3	3	1,8	0,18
CUIC				
CUSW	1,6	0	1,75	0,18
	5,4	3	1,8	0,17
IMBA	1,4	0	1,75	0,18
AAT1	5,4	3	1,8	0,17
YAHU	2,5	0	1,75	0,18
URCU	5,5	3	1,8	0,18
AIB1	1,6	0	1,75	0,18
ACOT				
AIB2	5	3	1,8	0,18
ICAN	4,28	0	1,68	0,18

Tabla 2.- Modelo de velocidades para el área del Complejo Chiles- Cerro Negro.

La Figura 34 muestra detalladamente el modelo utilizado para la relocalización y cálculo de mecanismos focales de los sismos. El modelo general es usado para las estaciones: IPAN, CERN, IMOR, ECEN, CHL1, CHL2, ATUL, BONI, OTAV.

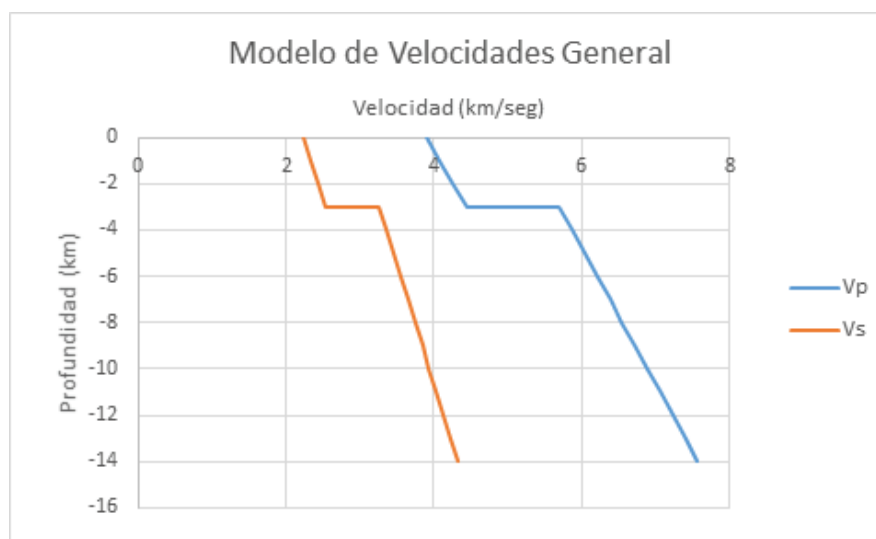
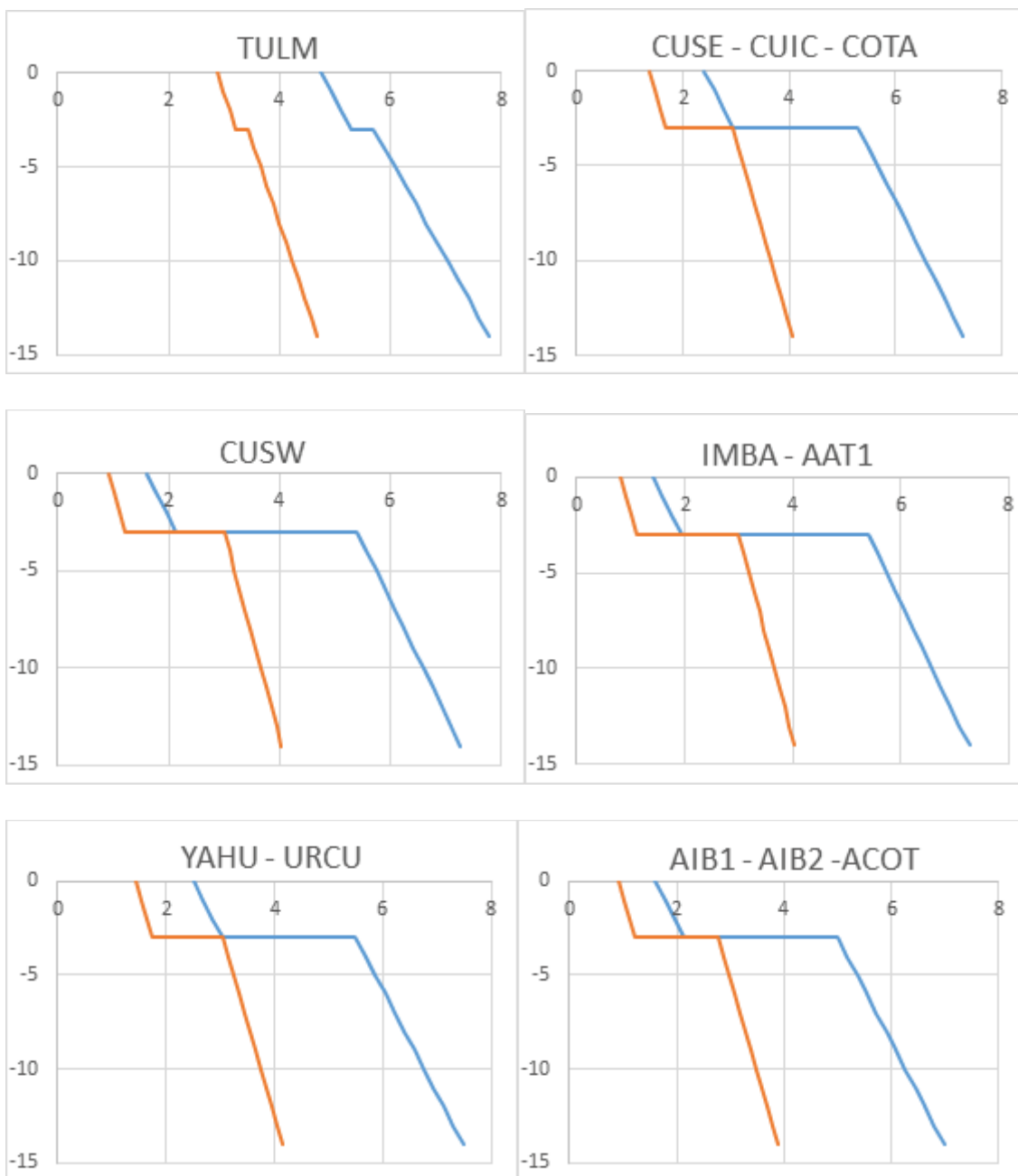


Figura 34.- Modelo de velocidades general para el área del Chiles- Cerro Negro.

Además se construyeron modelos específicos para las estaciones que no respondían bien al modelo general con la finalidad de obtener un mejor ajuste. (Figura 35).



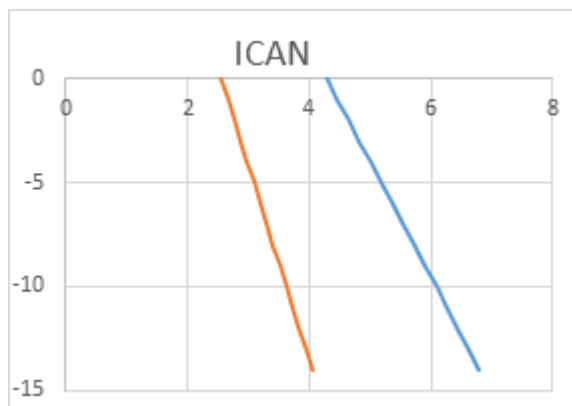


Figura 35.- Modelos de velocidades específicos para el área del Chiles- Cerro Negro.

5.2.3. RESULTADOS DE LA RELOCALIZACIÓN

No se observa un cambio demasiado significativo entre las relocalizaciones con el modelo construido para el área y las localizaciones de Seiscomp3 que usa un modelo regional.

La latitud promedio de las localizaciones con Seiscomp3 es 0.80457 ± 0.00016119 . Por otra parte para la relocalización se obtuvo una latitud promedio de 0.79902 ± 0.00203 . Se observa entonces que las localizaciones han sufrido migración hacia el sur respecto a la localización preliminar (Figura 36).

Cabe recalcar que el hecho de que la dispersión sea mayor en los datos de relocalización que en los de la localización original, sugiere que el modelo aún no está perfeccionado y requiere más trabajo.

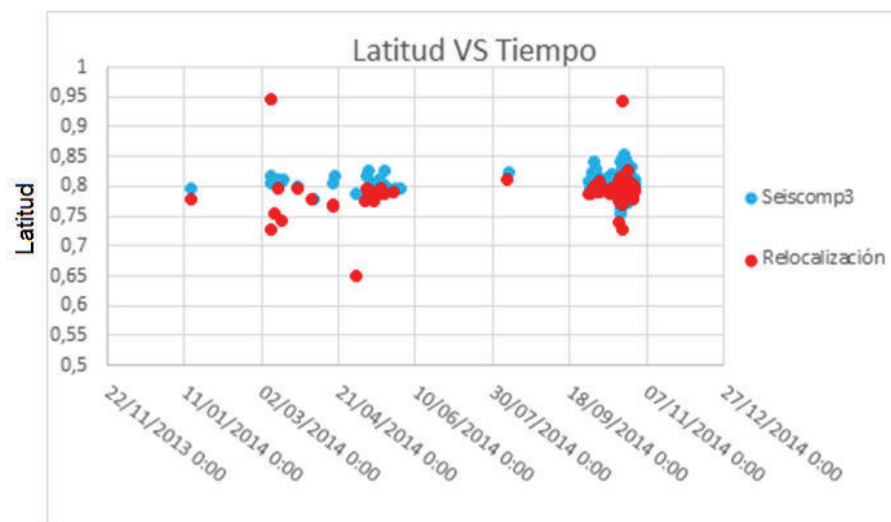


Figura 36.- Diagrama latitud vs tiempo comparando la localización del modelo regional con la relocalización usando el modelo local.

La longitud promedio de las localizaciones con Seiscomp3 es $-77.9447417 \pm 0.00027431$. Por otra parte para la relocalización se obtuvo una longitud promedio de $-77.9435964 \pm 0.0018533$ (Figura 37).

Excluyendo los valores extremos parece que las longitudes de la relocalización migran un poco hacia el centro con respecto a la localización original de Seiscomp3.

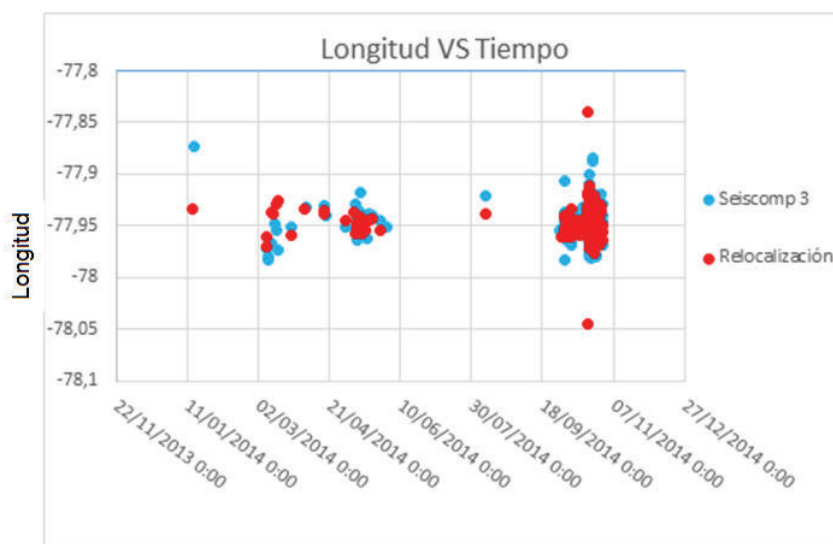


Figura 37.- Diagrama longitud vs tiempo comparando la localización con modelo regional con la relocalización usando el modelo local.

En lo que respecta a profundidad, es remarcable que con el nuevo modelo las localizaciones de los sismos se vuelven en general más superficiales. La mayor parte de ellos están por debajo de los 4 km, mientras en la localización original con Seiscomp 3 las profundidades eran ligeramente mayores alcanzando 5 y 6 km (Figura 38).

En promedio la profundidad de las localizaciones de Seiscomp3 es de 4.08 km mientras que la relocalización muestra un promedio de 2.92 km de profundidad.

Es importante mencionar que si bien la variación de la profundidad está dentro del rango de incertidumbre (no supera un par de kilómetros), existen otras causas que pudieran generar esta diferencia. Seiscomp3 con su modelo regional considera como punto de referencia una altura de 3000 msnm, mientras que en el modelo local usado para la relocalización se ha utilizado como punto de referencia la estación TULM ubicada a 3640 msnm.

Sin embargo existe una variación perceptible en las profundidades, algunos sismos parecen hacerse más someros al ser relocalizados y otros parecen hacerse más profundos, este pudiera ser un efecto del modelo de velocidades.

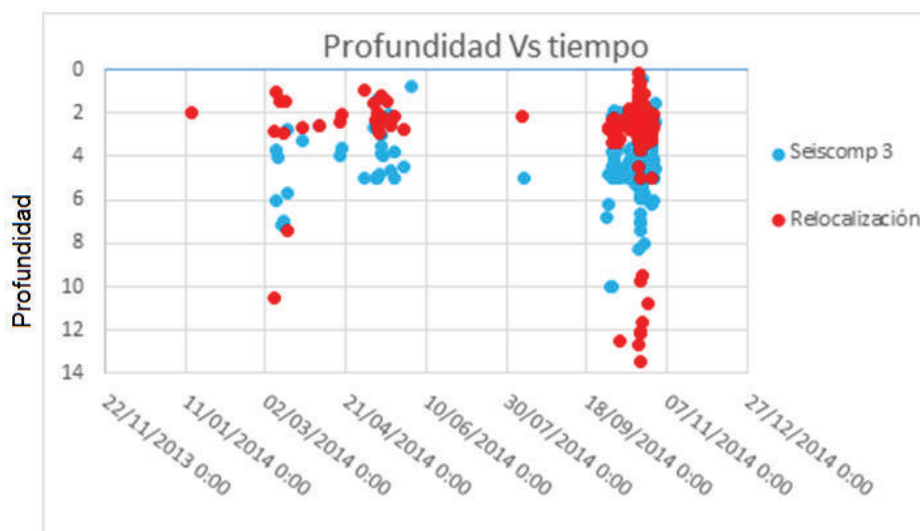


Figura 38.- Diagrama profundidad vs tiempo comparando la localización con modelo Regional con la relocalización usando modelo local.

La Figura 39 muestra las relocalizaciones de los sismos con el nuevo modelo específico del área, además las profundidades se observan en una escala de colores rojos.

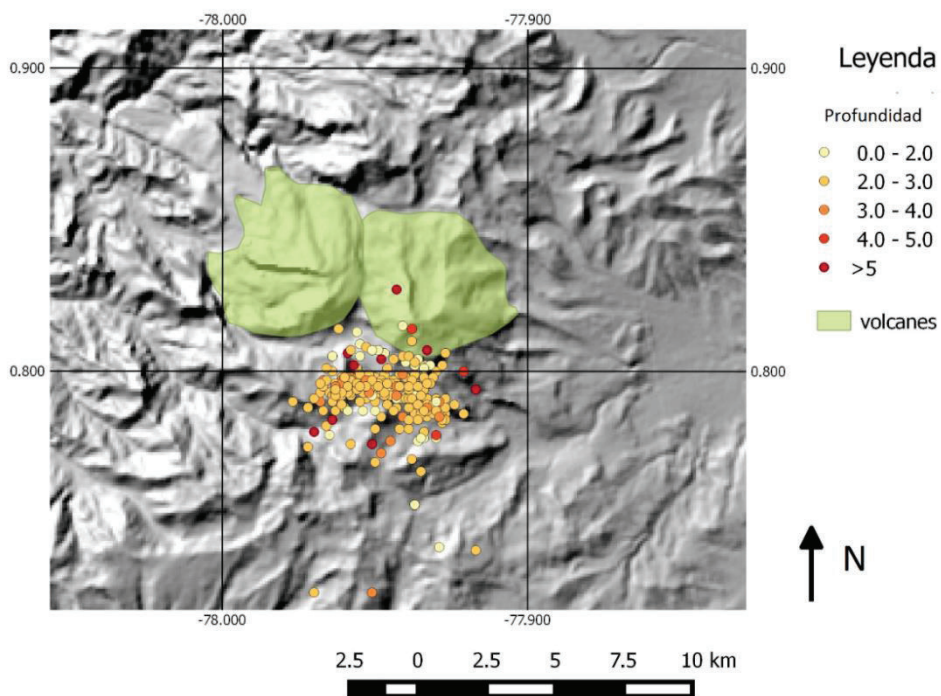


Figura 39.- Relocalización de los sismos mostrando su profundidad.

La Figura 40 muestra la ubicación espacial de las relocalizaciones contrastándolas con las localizaciones iniciales de Seiscomp3. Se ve una clara migración hacia el sur. Además, los sismos en la relocalización se concentran más, mientras que la localización de Seiscomp3 los muestra más dispersos.

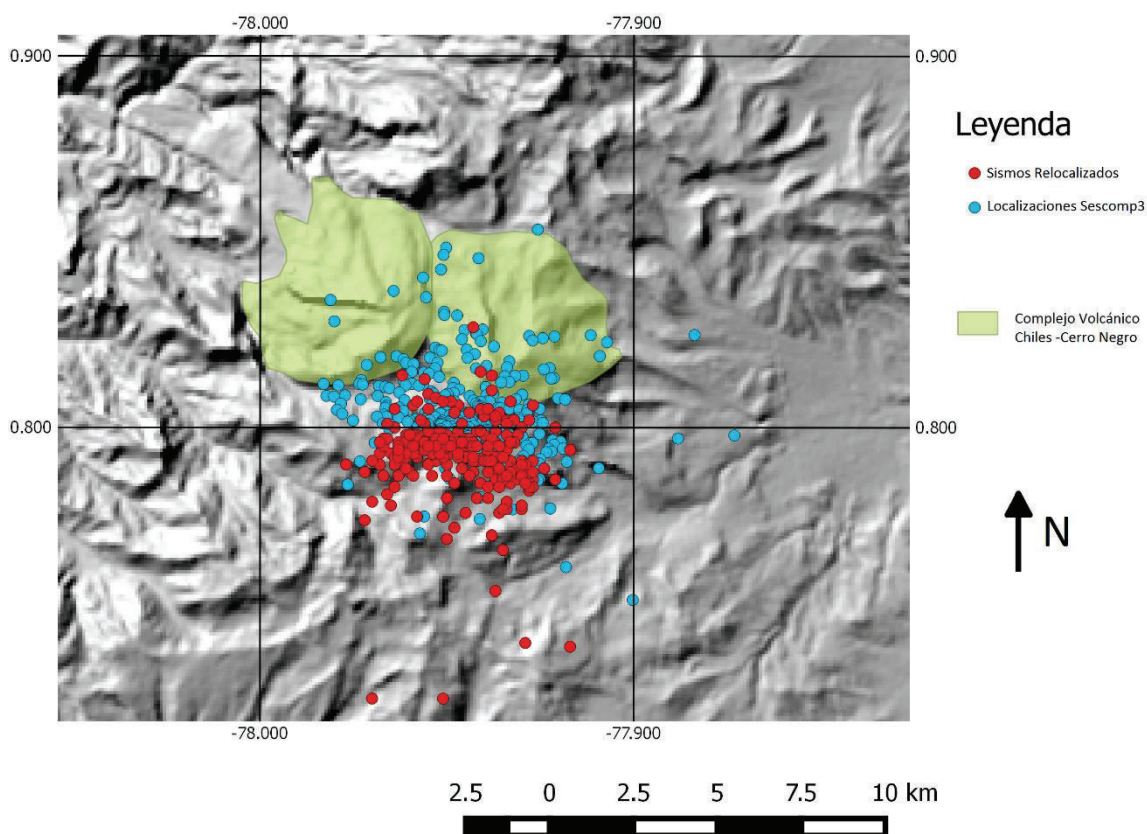


Figura 40.- Mapa de Relocalizaciones contrastando las Localizaciones originales.

Las relocalizaciones hechas con el nuevo modelo desarrollado específicamente para la zona son de alta confiabilidad. Esto puede reflejarse en el RMS de las mismas, las localizaciones iniciales de los sismos estaban ampliamente distribuidas entre 0,2 s y 0,75 s de RMS. Por otra parte para la relocalización se ve que la mayor parte de eventos no supera un valor de 0,2 s (Figura 41).

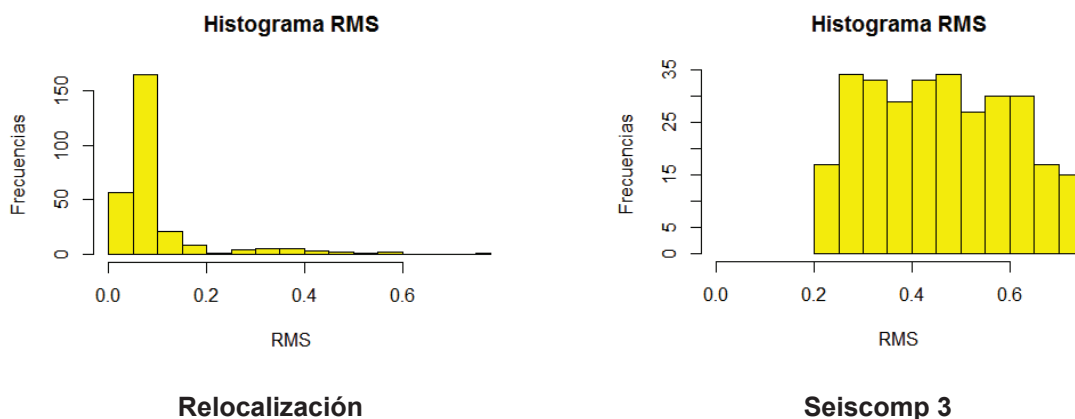


Figura 41.- Histogramas de RMS para relocalización con modelo local y localización provisional de Seiscomp3 con modelo regional.

En lo que respecta al número de estaciones usadas, la relocalización se hizo con todas las estaciones definidas para el área de estudio, siempre y cuando los arribos fueran visibles.

El histograma de estaciones usadas (Figura 42) muestra que para la relocalización se usaron un mínimo de 4 estaciones y un máximo de 18 estaciones. El pico del histograma está en 12 estaciones. Esto nos indica que la mayor parte de las localizaciones se hicieron con un número adecuado de estaciones.

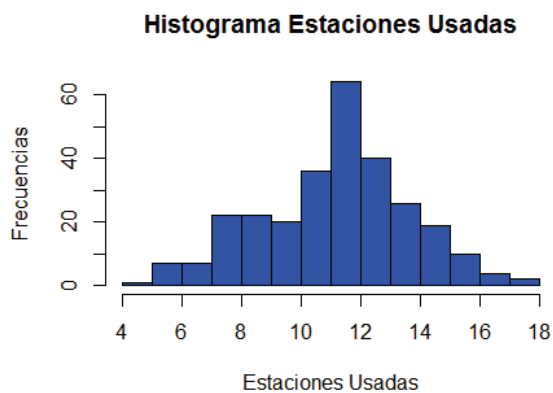


Figura 42.- Histogramas de estaciones usadas en la relocalización.

6. DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS POR MECANISMOS FOCALES

6.1. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

El cálculo de mecanismos focales se realizará de igual manera usando el programa “depnet” versión 1.7. El programa tiene incorporada una herramienta para la realización de los mecanismos llamada “Focmec” que fue desarrollada por Arthur Snoke del Virginia Tech en 2009.

El método de cálculo usado por “Focmec” se basa en la polaridad de los primeros arribos de las ondas P, es decir, trabaja de manera análoga a la que se describió en la sección 4.2. El programa toma las polaridades de las ondas P y reporta soluciones aceptables, usando un criterio basado en el de número de error de polaridades.

“Focmec” produce dos archivos de salida, uno con todas las soluciones aceptables calculadas y un archivo resumen que puede ser usado en otros programas de análisis. Usa además un complemento llamado “Focplt”, que grafica la esfera focal superponiendo todas las soluciones posibles para que el operador las pueda visualizarlas (Snoke, 2009).

Se realizará para el presente estudio el cálculo de mecanismos focales haciendo la asunción de que la componente volumétrica que genera los sismos es despreciable y que pueden considerarse eventos “*doble cupla*” (eventos producidos por movimientos cizallantes entre dos bloques fallados).

Para el cálculo de un mecanismo focal, simplemente se requiere picar con el mouse los arribos de las ondas sísmicas (P) en la componente vertical de cada estación, otorgándoles polaridad “Up” o positivo cuando el primer arribo de la onda va hacia

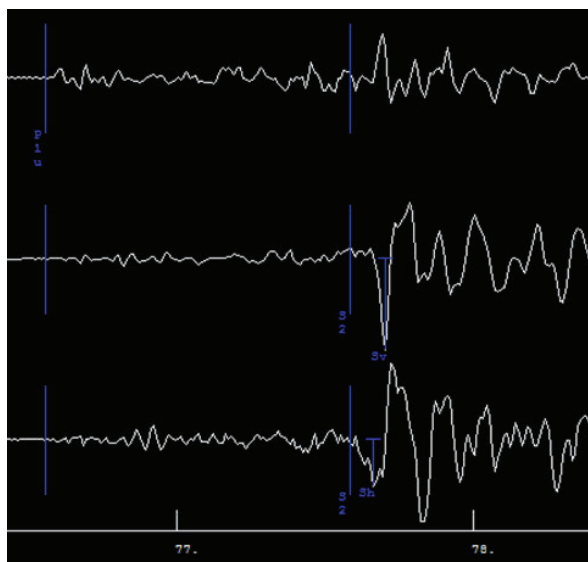


Figura 44.-Lectura de tiempos de arribo de las Ondas P, S y la amplitud de onda S en sismo del Complejo Chiles-Cerro Negro

Una vez que se han medido las amplitudes de S el programa muestra la solución que genera menores residuos. El operador deberá elegir entonces como solución del mecanismo focal aquella cuyo residuo sea más bajo.

6.1.1. DATOS DE BUENA Y MALA CALIDAD

Se procurará construir los mecanismos focales con la mejor calidad posible, para ello se establecerá el número de errores de polaridad aceptables para la búsqueda en 0. Sin embargo se ha admitido hasta un error de 1 en ciertos casos donde la forma de onda dejaba dudas acerca de su polaridad para alguna estación.

Procurando siempre mejorar la calidad de los datos usados en el estudio, se picó las amplitudes de onda S siempre que fuera posible. Por norma general elegiremos el mecanismo generado con menor residuo. Pero además el operador habrá de identificar visualmente si los mecanismos han sido construidos adecuadamente, tomando en cuenta varios aspectos:

- Que efectivamente existan soluciones posibles con número de errores igual a 0 (máximo 1).

- Que se haya construido con un número de polaridades apropiado (mínimo 4)
- La existencia de polaridades positivas y negativas que definan adecuadamente los contornos de los cuadrantes.
- Una disposición sistemática de las polaridades dentro de la esfera focal.
- En la medida de lo posible que exista una única familia de soluciones.

A continuación se muestran ejemplos de mecanismos focales de buena calidad construidos para sismos del complejo Chiles-Cerro Negro para este estudio (Figura 45).

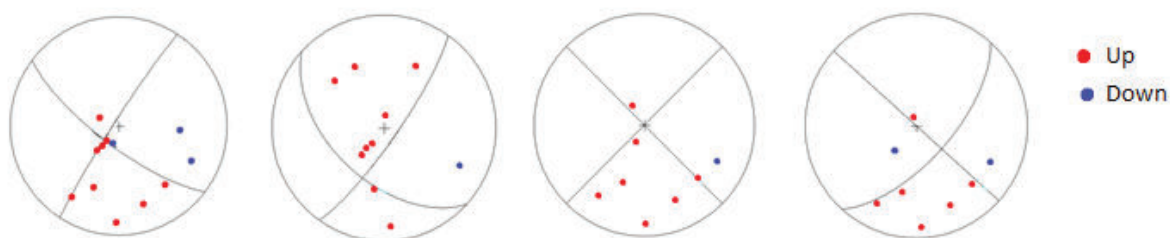


Figura 45.- Ejemplos de mecanismos focales adecuadamente constreñidos, usando “depnet” y “focmec”
Se puede observar que los mecanismos tienen relativamente una buena cobertura de estaciones en la esfera focal. Además todas las soluciones posibles siguen la misma tendencia.

En caso de que un mecanismo no cumpla las condiciones anteriores diremos que su calidad es deficiente y no formará parte de nuestro estudio. A continuación se muestran algunos ejemplos explicando porque no fueron utilizados (Figura 46).

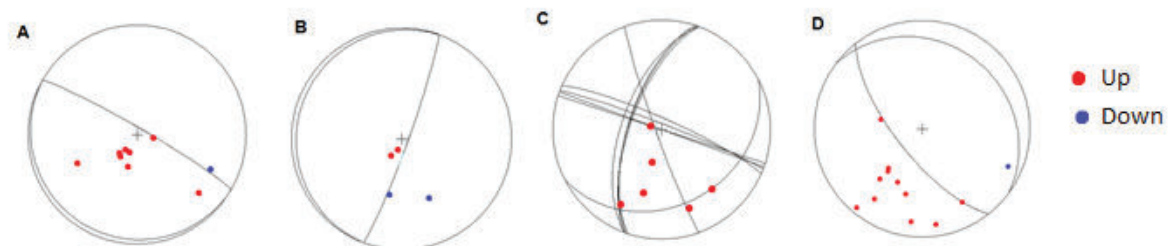


Figura 46.- Ejemplos de mecanismos focales de baja calidad no considerados para el estudio.
A) No hay una adecuada cobertura de estaciones en la esfera focal. Puede haber muchas soluciones distintas.
B) Se tienen lecturas de polaridad en un número de estaciones muy bajo. Existen demasiadas soluciones posibles.

- C) Únicamente se tienen polaridades positivas no existen polaridades negativas que ayuden a constreñir el mecanismo, esto genera ambigüedad en las soluciones.
- D) Aunque se tiene un buen número de lecturas de polaridad, su disposición permite graficar muchas soluciones distintas.

El programa depnet 1.7 nos ofrece como resultado de un mecanismo focal la dirección de los planos de ruptura expresados a través de 3 parámetros: *strike* (rumbo), *dip* (buzamiento) y *rake* (cabeceo). (Ver Anexo 6)

Al momento de trabajar con el estado de esfuerzos de una zona es más importante saber la disposición de los ejes de esfuerzo, antes que la disposición de los planos de ruptura. Por esto usaremos además el programa “bb” (beach ball), desarrollado en Matlab por N. Bethoux para construir mecanismos focales y modificado después por J. Aguilar y M. Segovia del IG-EPN, para que pudiera calcular los ejes de presión y tensión (P y T).

Como sabemos las máximas amplitudes de las ondas P se producen en la bisectriz de los cuadrantes (a 45° del plano de falla). Estas zonas de máxima amplitud en los desplazamientos se denominan ejes P - T y son los bisectores del plano de falla y del plano auxiliar (Muñoz y De Vicente, 2010). Tomando en cuenta esto, mediante funciones trigonométricas y relaciones angulares, el programa obtiene la dirección de los ejes de P y T (Figura 47). Cabe indicar “bb” trabaja los datos como si se tratara de una falsilla estereográfica equiangular (falsilla de Wulff).

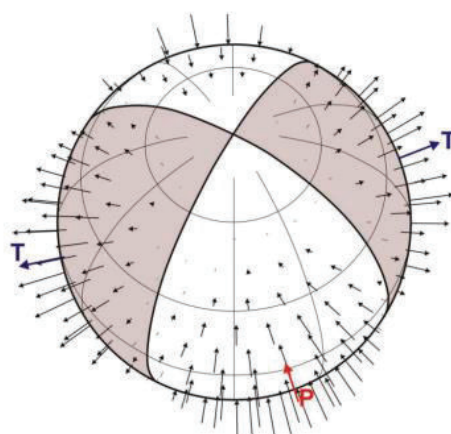


Figura 47.- Representación gráfica en una esfera de radio unitario de la amplitud de las ondas P frente a la orientación del plano de falla (y del plano auxiliar). En blanco ese representa el cuadrante de dilataciones y en gris el de compresiones. Tomado de Muñoz y de Vicente (2010).

Para utilizar “bb” basta con ingresar datos de dip, strike y rake. El programa devuelve ambos planos de ruptura (*dip, strike* y *rake* para cada uno) y además calcula la dirección (trend) e inclinación (plunge) para los ejes de presión y tensión. Luego guarda todos los resultados en un archivo de extensión .txt (Figura 48).

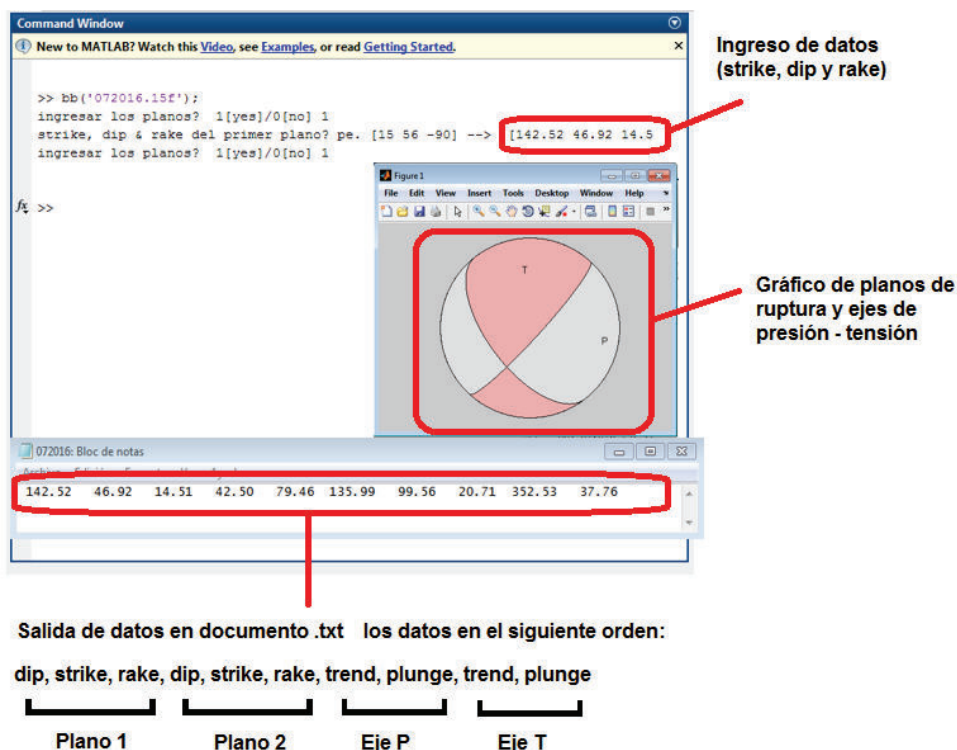


Figura 48.- Interfaz de usuario del programa “bb” (beach ball) usado para el cálculo de los ejes de presión en base a los planos de ruptura.

6.2. RESULTADOS

De la muestra previamente seleccionada de 300 eventos de alta calidad, se logró calcular el mecanismo focal en 135 de ellos con resultados satisfactorios.

Habiendo procesado los datos con el programa “bb”, se pudo calcular las direcciones de los ejes P y T. En el siguiente gráfico se muestran los ejes de presión de los 135 mecanismos focales que fueron calculados. Podemos ver que los ejes se agrupan principalmente en dos zonas (Figura 49).

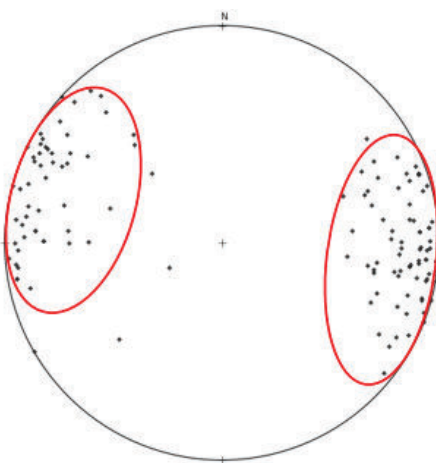


Figura 49.- Ejes de Presión representados en la esfera focal.

Por otra parte los ejes de tensión se agrupan en 3 zonas de la esfera. Vemos agrupación de puntos en los polos, las cuales corresponden a los mecanismos con movimiento transcurrente. Además otra gran cantidad de puntos se agrupan en el centro, éstos corresponden a los mecanismos con movimiento inverso, cuyos ejes de tensión parecen ser subverticales (Figura 50).

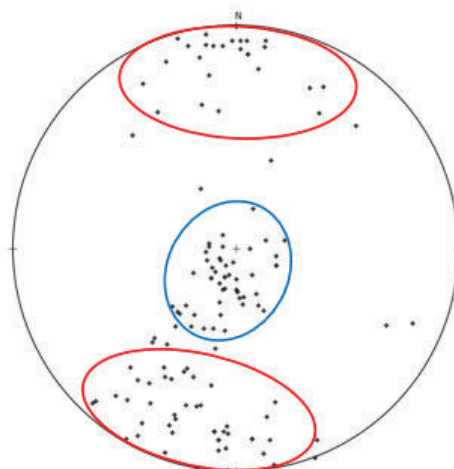


Figura 50.- Ejes de Tensión representados en la esfera focal.

6.2.1. TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS DATOS

Los ejes de presión y tensión constituyen datos tridimensionales que representamos sobre una superficie circular bidimensional usando proyección estereográfica. De esta forma cada punto en la esfera representa un eje con una determinada dirección e inclinación.

Siendo los ejes datos espaciales proyectados en una circunferencia, merecen un tratamiento diferente al que puede ofrecer la estadística común. Aplicando nociones básicas de estadística direccional tomadas de Gaile y Burt (1980) podemos calcular la dirección promedio de los ejes de presión y tensión de nuestros mecanismos focales.

Hablando en términos de estadística circular, la dirección promedio viene dada por la ecuación:

$$\bar{X}_o = \arctan \frac{\sum_{i=1}^n \sin \theta_i}{\sum_{i=1}^n \cos \theta_i}$$

(17)

La varianza circular de la muestra viene dada por:

$$S_o = 1 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\theta_i - \bar{X}_o) \quad (18)$$

La desviación estándar circular de la muestra viene dada por:

$$S_o = [-2 \log_e (1 - S_o)]^{\frac{1}{2}} \quad (19)$$

Todas estas ecuaciones se usan con ángulos medidos en radianes. Además se usan midiendo los ángulos en sentido antihorario a partir del eje de las X (ángulo θ en la Figura 51).

Tomando en cuenta que la dirección de los ejes de presión ha sido medida a partir del norte en sentido horario (ángulo α en la Figura 51), será necesario transformar los datos antes de usar las ecuaciones previamente descritas.

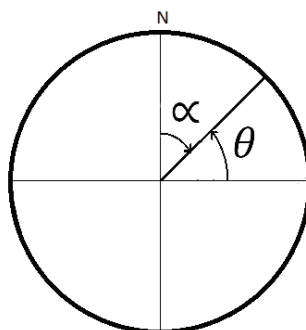


Figura 51.- Medición de ángulos para aplicación de estadística circular.

6.2.2. DIRECCIÓN DE LOS EJES DE PRESIÓN

Utilizando estadística direccional obtenemos para los ejes de presión una dirección promedio de $97,2^\circ$ con una desviación estándar de $19,3^\circ$ (Figura 52 A).

Usando además un método de diagramas de contornos que muestra en color más oscuro las zonas con mayor densidad de puntos (15.1%), podemos ver que los ejes de presión se encuentran en la dirección 94.3° (Figura 52 B).

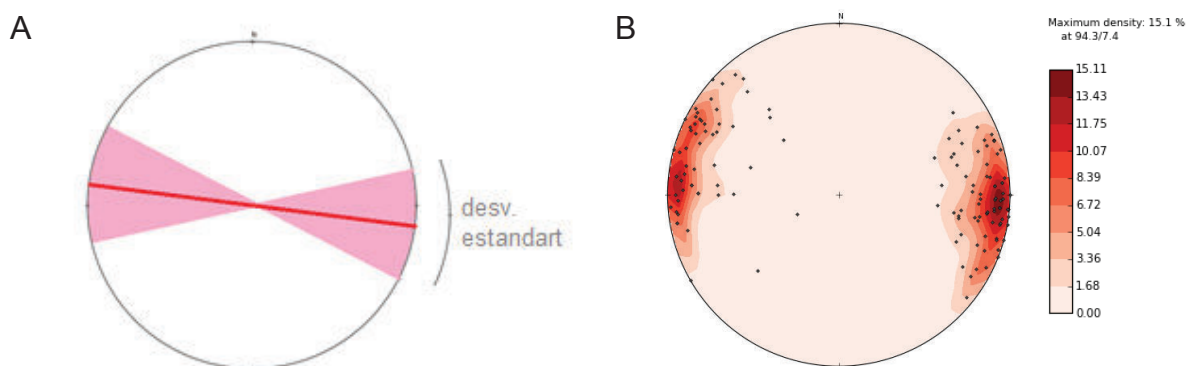


Figura 52.-Dirección predominante de los ejes de Presión. A) Dirección calculada por estadística circular. B) Dirección calculada por densidad de puntos.

Se puede concluir que los esfuerzos compresivos están dispuestos en dirección aproximada E-O, ligeramente rotado en dirección horaria de $4,3^\circ$.

6.2.3. DIRECCIÓN DE LOS EJES DE TENSION

Los ejes de tensión se agrupan en dos familias diferentes, una que corresponde a los mecanismos focales transcurrentes y otra que corresponde a los mecanismos inversos.

6.2.3.1. En mecanismos con Movimiento Transcurrente

Utilizando estadística direccional para los ejes de tensión obtenemos una dirección promedio de $4,5^\circ$ con una desviación estándar bastante alta de $47,3^\circ$ (Figura 53-A).

Usando diagramas de contornos podemos ver que la máxima densidad (12,4%) de ejes de tensión se encuentra en dirección $184,6^\circ$ (Figura 53-B).

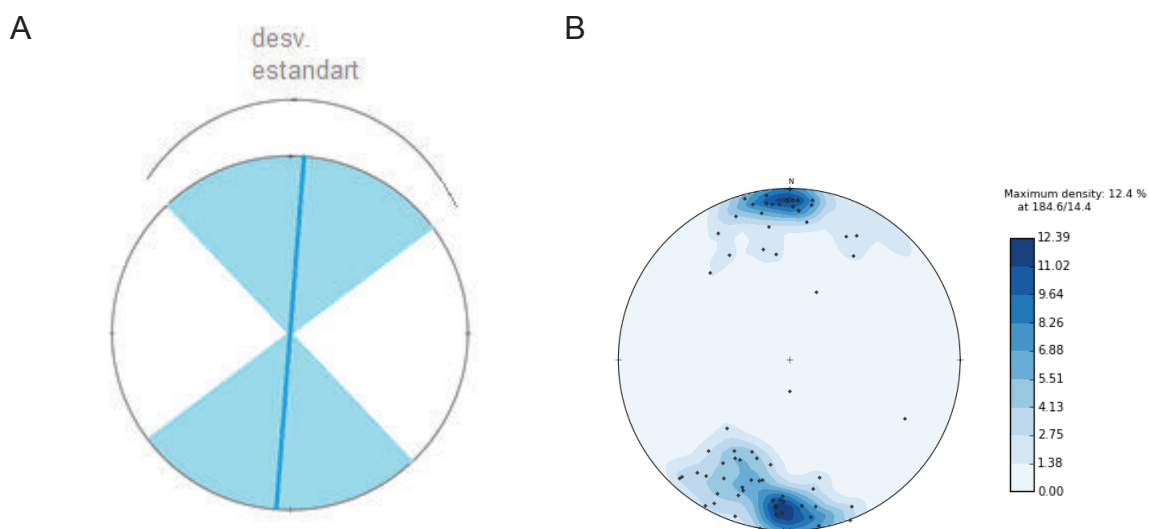


Figura 53.-Dirección predominante de los ejes de Tensión en mecanismos con movimiento transcurrente. A) Dirección calculada por estadística circular. B) Dirección calculada por densidad de puntos.

Se puede ver claramente que los esfuerzos extensivos están en una dirección aproximada N-S con una ligera rotación de 4.6° en sentido horario.

6.2.3.2. En mecanismos con Movimiento Inverso

Utilizando estadística direccional obtenemos una dirección promedio de $8,8^\circ$ con una desviación estándar bastante alta de 46° (Figura 54-A).

Usando diagramas de contornos podemos ver que la máxima densidad de ejes de presión se encuentra en dirección 210° (Figura 54-B).

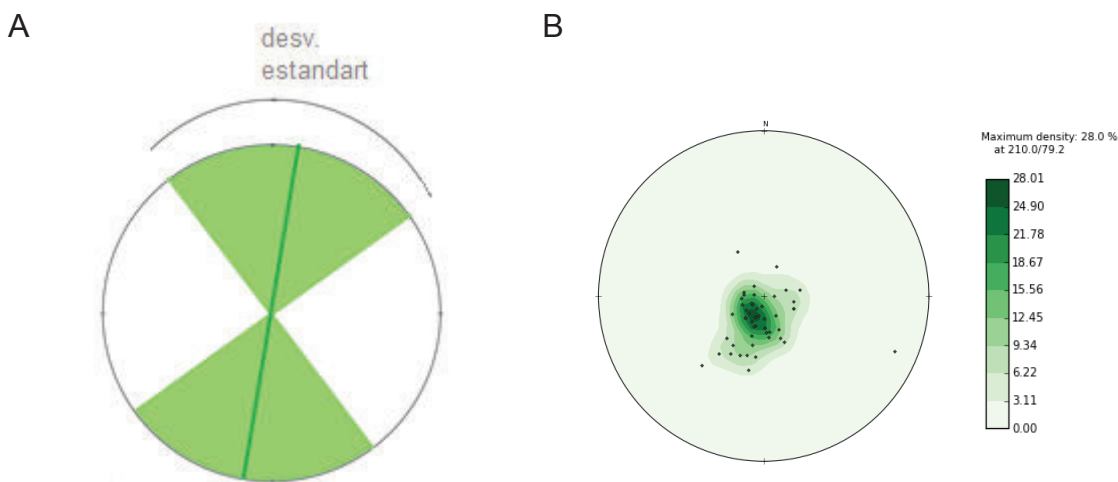


Figura 54.-Dirección Predominante de los ejes de Tensión en mecanismos con movimiento inverso. A) Dirección calculada por estadística circular. B) Dirección calculada por densidad de puntos.

Los ejes de tensión son subverticales para los mecanismos inversos por lo tanto la dirección no es tan importante como la inclinación. En la Figura 54-B se observa que la mayor densidad de los ejes de tensión se encuentra en la inclinación 79.2° . Así mismo utilizando estadística direccional se obtiene una inclinación promedio de $71,6^\circ$ con una desviación estándar de 12° .

6.2.4. TIPOS DE MECANISMOS FOCALES

Los mecanismos focales que resultaron del cálculo en principio no lucen todos iguales, se pueden dividir en varios grupos de acuerdo al tipo de mecanismo y a la dirección de los ejes de presión.

La separación en grupos tiene por objetivo analizar, si un determinado tipo de mecanismo tiene una disposición preferencial en el espacio o el tiempo

Entonces para poder analizar mejor los datos y caracterizar de mejor manera el estado de esfuerzos de la zona hemos dividido los mecanismos focales en 2 grandes grupos (Figura 55).

- Las A corresponden a mecanismos donde el movimiento es predominantemente transcurrente.

- Las B corresponden a mecanismos con movimiento predominantemente inverso.

Los grupos A y B se subdividieron a su vez en 3 subgrupos cada una en función de la dirección aproximada de los ejes de presión (Figura 55).

- Los índices 1 indican que los ejes de presión están alineados con dirección aproximada E-O
- Los índices 2 indican que los ejes de presión están alineados con dirección aproximada NO-SE
- Los índices 3 indican que los ejes de presión están alineados con dirección aproximada NE-SO

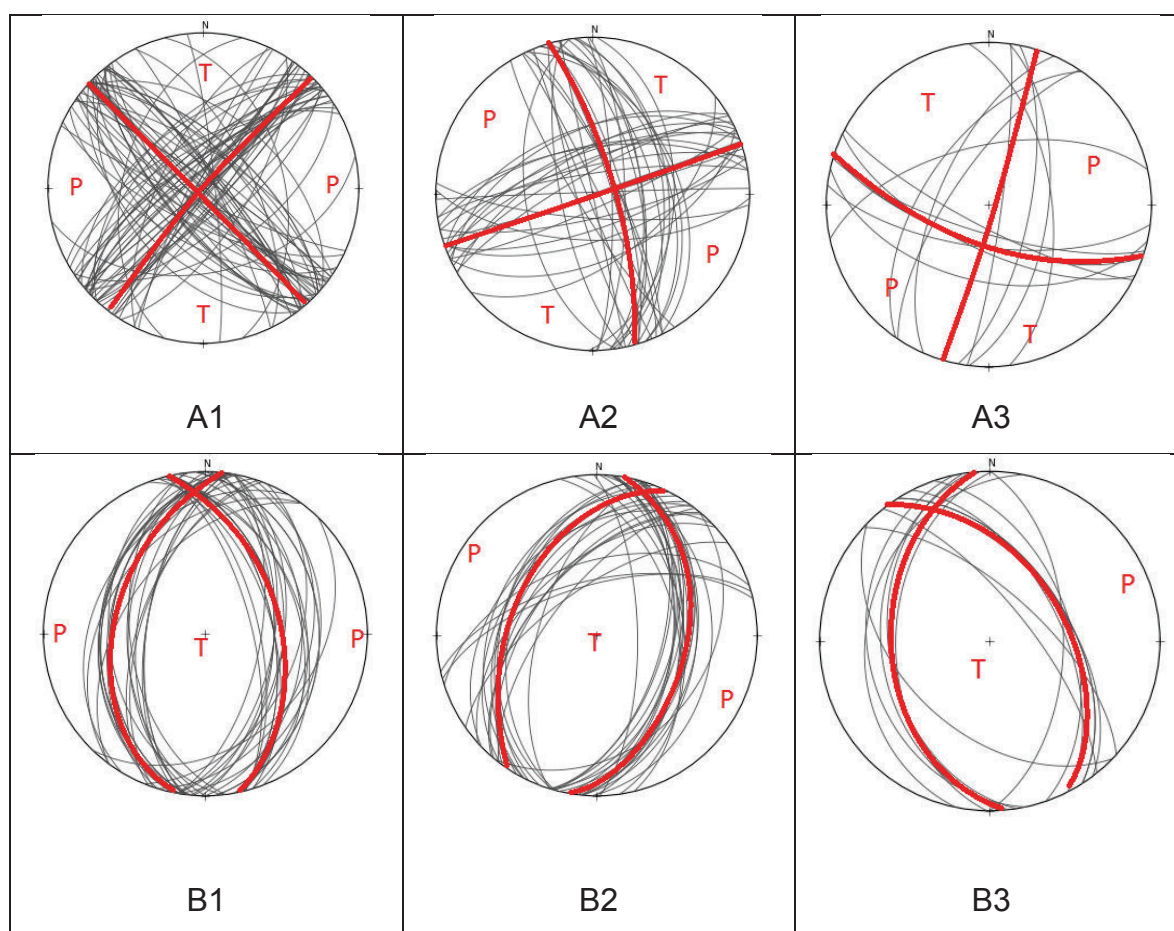


Figura 55.-Mecanismos focales agrupados por tipo de movimiento y dirección de los ejes P y T.

De la totalidad de eventos el 56% pertenecen al grupo A (mecanismo transcurrente), un 38% pertenecen al grupo B (mecanismo inverso) y un 6% no han sido asignados a ningún grupo (Figura 56).

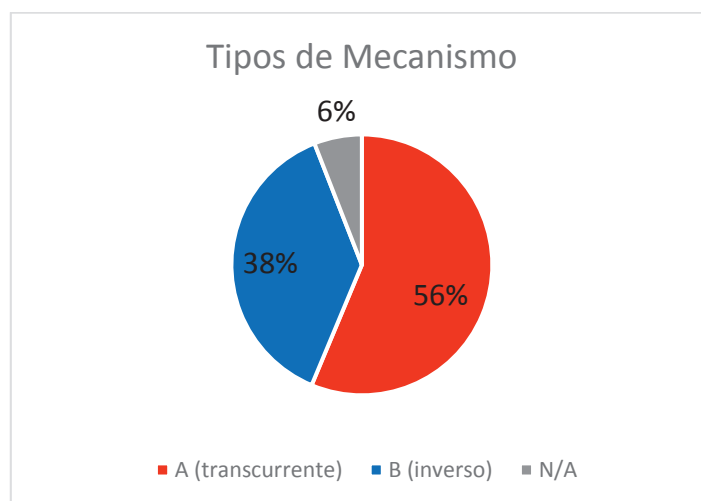


Figura 56.- Mecanismos focales clasificados en base al tipo de movimiento.

En cuanto a la dirección de los ejes de presión podemos ver que tanto en el grupo A como en el B predominan los ejes de presión en dirección E-O, seguidos de ejes de presión en dirección NO-SE. Los mecanismos con ejes de presión NE-SO parecen ser poco representativos (Figura 57).

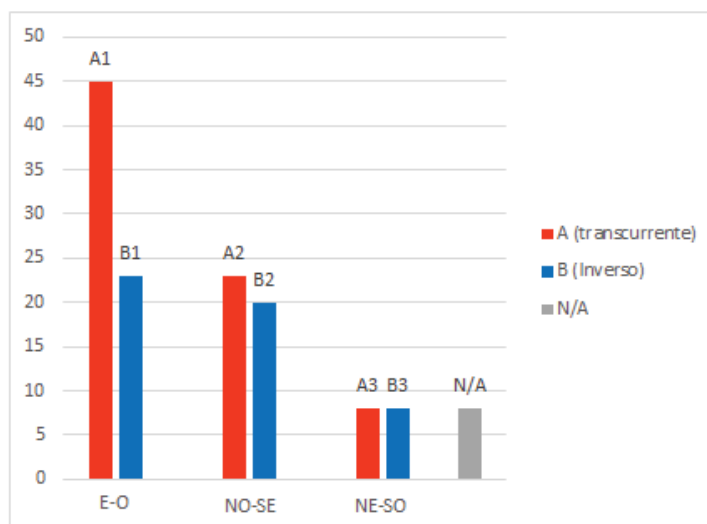


Figura 57.- Mecanismos focales clasificados por tipo de movimiento y posición de los ejes de presión.

6.2.4.1. Distribución Espacial de los Mecanismos Focales

El siguiente mapa muestra la ubicación espacial de los mecanismos focales que han sido agrupados. (Figura 58).

No parece existir alguna correlación entre la ubicación espacial y el tipo de movimiento. Los sismos con mecanismos tanto inversos como transcurrentes se colocan aleatoriamente.

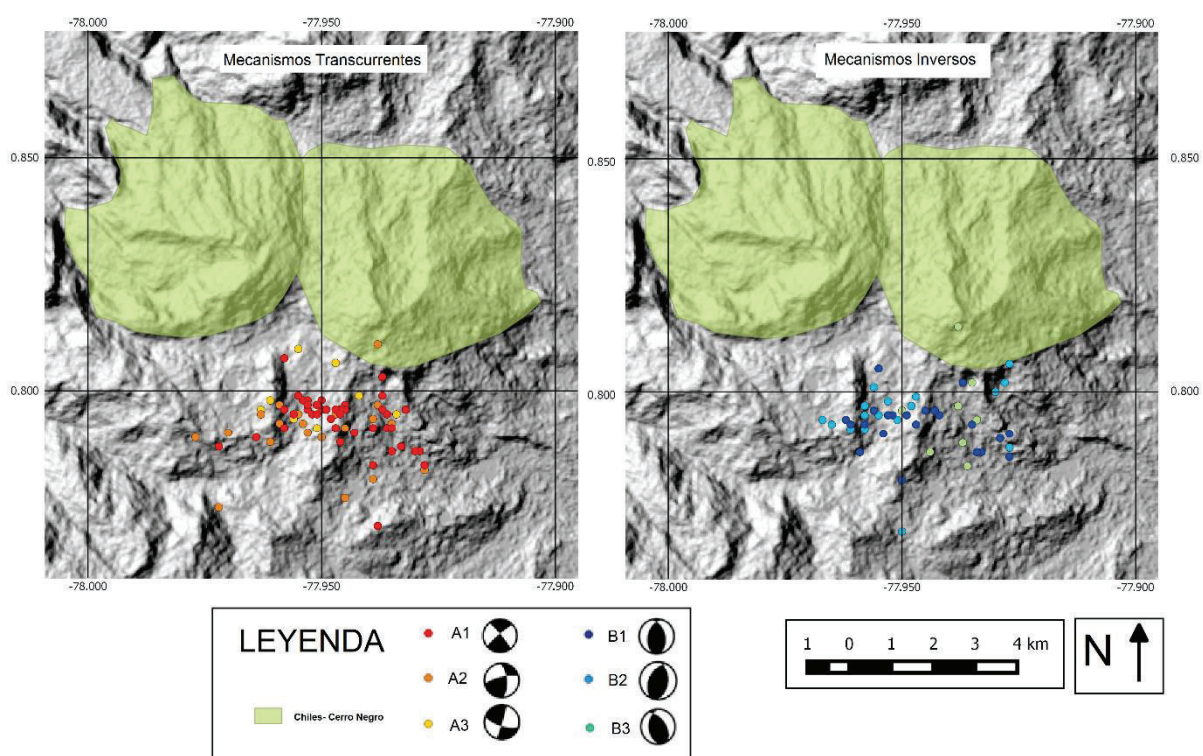


Figura 58.-Mapas de la distribución espacial de mecanismos focales.

Algo similar se puede observar en la Figura 59 que muestra los diferentes grupos y su distribución en profundidad. No se ve concentración de eventos de ningún grupo a una profundidad específica. Todos los eventos tienen profundidades entre 1 y 4 km, independientemente del tipo de movimiento y dirección del eje de presión.

Por tanto no parece existir ninguna correlación entre la profundidad de los eventos y su mecanismo focal.

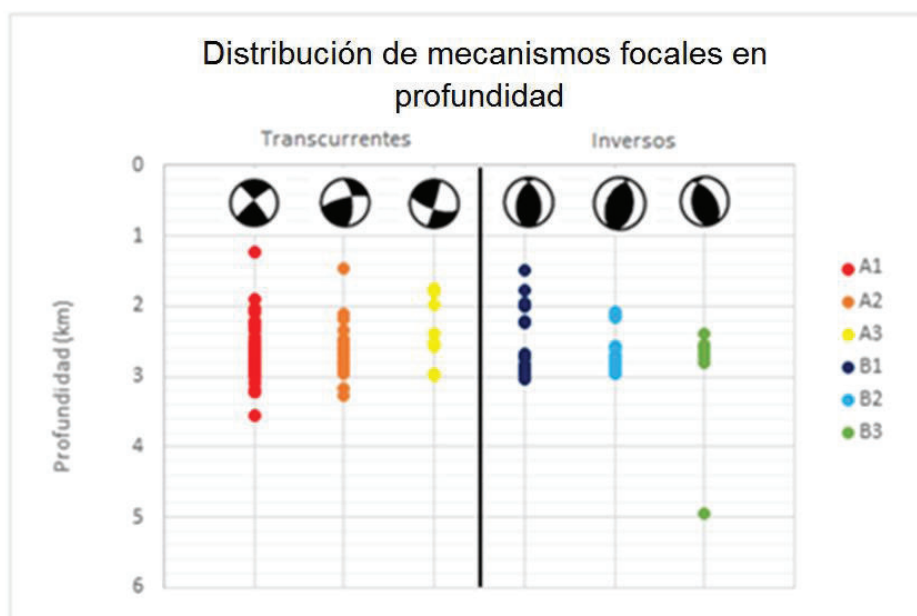


Figura 59.-Distribución de los mecanismos focales en profundidad.

6.2.4.2. Distribución temporal de los Mecanismos Focales

En cuanto a tiempo, la Figura 60 muestra que todos los grupos tienen una distribución similar. Se puede ver que la mayor parte de mecanismos se calcularon para eventos de octubre cuando se tuvo la crisis y ocurrió el evento de mayor intensidad registrado hasta hoy en la zona con una magnitud de 5,9.

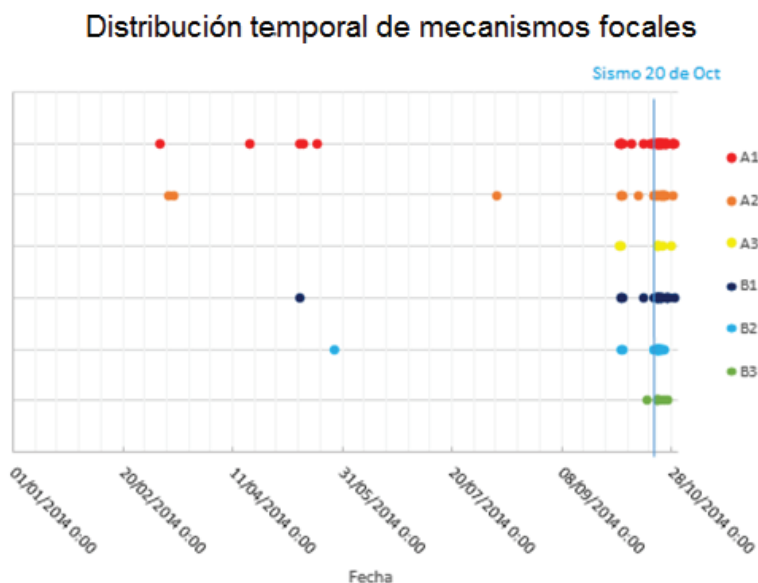


Figura 60.-Distribución temporal de las familias de mecanismos focales (Enero- Octubre)

En los gráficos es claro que existe siempre dominio del grupo A1 (transcurrente con ejes de presión E-O), debido que un tercio de todos los eventos corresponden a esta cinemática.

Sin embargo no parece existir una relación entre uno u otro grupo ni temporalmente. Incluso después del sismo del 20 de Octubre, no se ve cambio alguno en la distribución de los grupos. Sólo se ve un aumento en el número de eventos (Figura 61).

Se puede concluir entonces que en la zona actúan conjuntamente mecanismos de ruptura inversos y transcurrentes; no existe además algún tipo de relación espacio temporal entre la dirección de los planos de ruptura.

La dirección predominante del esfuerzo principal (σ_1) parece alinearse aproximadamente en dirección E-O, lo cual concuerda con el estado de esfuerzos regionales.

Distribución temporal de mecanismos focales

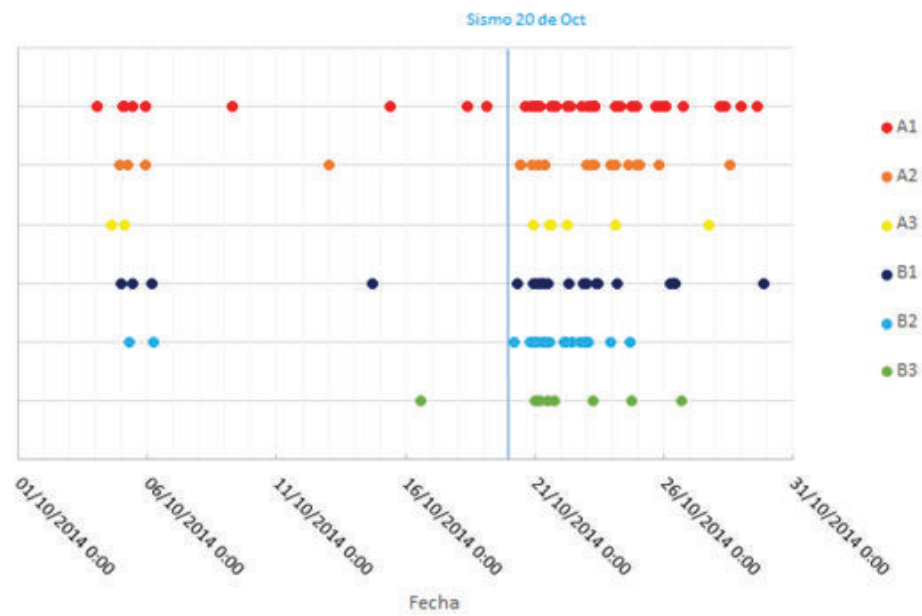


Figura 61.-Distribución temporal de las familias de mecanismos focales (Octubre).

7. DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS POR CÁLCULO DE ANISOTROPÍA

7.1. SELECCIÓN DE DATOS

El primer paso para la realización del cálculo de estado de esfuerzos por anisotropía consistirá en la selección de los datos. Tomaremos los sismos del catálogo de alta calidad que construimos previamente. Pero para que los resultados sean comparables con los que obtuvimos por el primer método, solo usaremos para esta segunda etapa los 135 eventos en los que se pudieron obtener mecanismos focales.

Trabajar con los mismos eventos con los que obtuvimos mecanismos focales nos garantiza de cierta forma que las señales son claras y con poco ruido, pues en ellas se pudo determinar adecuadamente la polaridad de los primeros arribos de la onda P.

Pero con la finalidad de mejorar aún más la calidad de los datos usados, eliminaremos de nuestro estudio todas las señales que tengan una baja relación señal/ruido para la onda S.

Para esto primero analizamos en Matlab todas las señales de los 135 sismos, en cada una de las estaciones en las que se haya registrado. El proceso de selección consiste en lo siguiente:

- 1.- Para evaluar la relación señal/ruido tomaremos una por una las formas de onda de componentes E. Asumiendo por supuesto que la cantidad de ruido será similar en la componente E y componente N.
- 2.- Analizamos una a una las formas de onda en Matlab y determinamos el tiempo exacto de llegada de la onda S. (Figura 62).

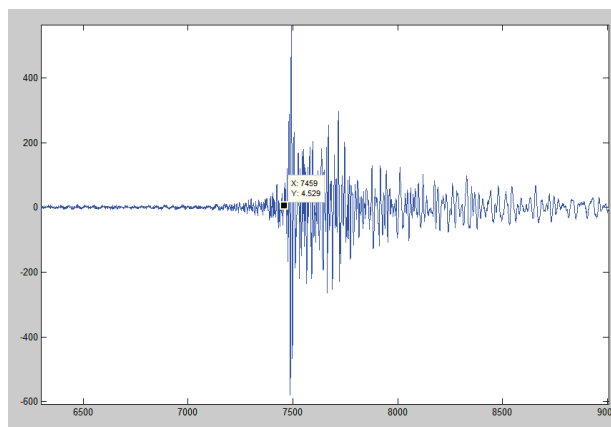


Figura 62.- Lectura del tiempo de arribo de la onda S en una señal sísmica del complejo Chiles-Cerro Negro, para el cálculo de la relación señal/ruido.

3.- Luego calculamos el RMS (*root mean square*) 30 segundos antes del arribo (V_r) y 20 segundos después (V_s).

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N V_i^2}{N}}$$

(20)

4.- Al dividir el RMS de los 30 segundos anteriores, para el RMS de los 20 segundos posteriores al arribo de la señal obtenemos la relación señal/ruido (*signal noise ratio*).

$$SNR = \frac{V_r}{V_s}$$

(21)

Solo utilizaremos para el estudio de anisotropía, aquellos registros sísmicos donde la relación señal/ruido sea mayor a 4. En la Figura 63 se puede observar una onda que cumple la condición, convirtiéndose en una candidata apta para el cálculo de anisotropía.

La imagen muestra una onda sísmica registrada en ATUL, con un arribo de S muy claro. Se ha cortado la ventana de tiempo 30 segundos antes y 20 segundos después del arribo de la onda S. La razón señal ruido supera el valor de 11.

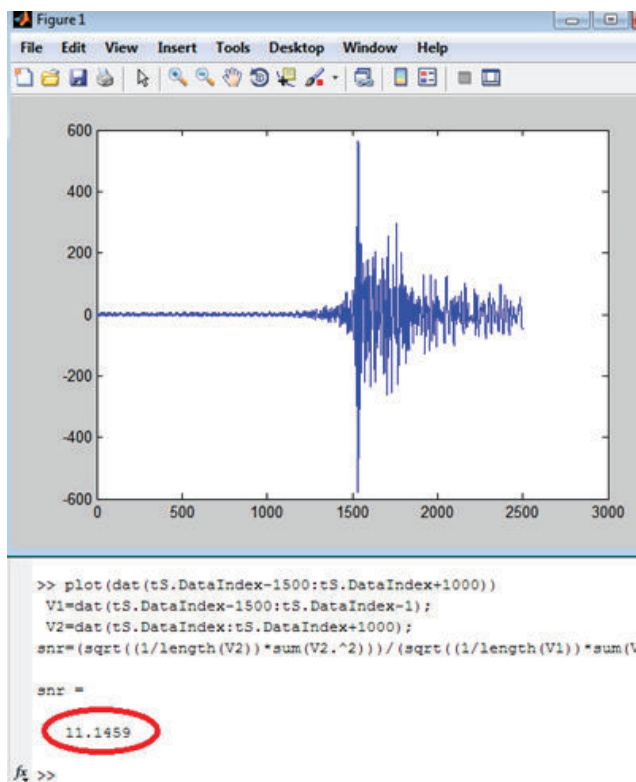


Figura 63.- Cálculo de la relación señal/ruido para una de las señales sísmicas del complejo Chiles Cerro-Negro, utilizando Matlab.

Se realizó la preselección de eventos partiendo de los mismos 135 sismos en los que se calculó satisfactoriamente el mecanismo focal, en todas las estaciones en que se hubieran registrado.

El método de cálculo de anisotropía no se realiza evento por evento sino estación por estación. Un mismo sismo puede generar tantas medidas de anisotropía como estaciones en las que se haya registrado.

Habiendo retirado todos aquellos registros cuya razón señal ruido no fuera inferior a 4, y extrayendo también todas aquellas señales en las cuales el arribo de la onda S no fuera claramente visible, se procedió a hacer el cálculo de anisotropía en cerca de 860 registros.

7.2.DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

Utilizamos el fenómeno de separación de onda de corte para definir la existencia de direcciones de anisotropía, a través del análisis de los registros sísmicos del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro para el periodo de tiempo comprendido entre enero y octubre de 2014.

El fenómeno de separación de la onda de corte y su aplicación para el cálculo de la dirección de anisotropía ya ha sido adecuadamente descrito en la sección **4.3**.

En el caso de nuestro estudio la alta actividad sísmica en la cercanía del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro nos ha hecho pensar en la posible existencia de una intrusión magmática. Por ello recurriremos al cálculo de anisotropía para definir las direcciones de esfuerzos y el fracturamiento presentes en la zona.

Para el cálculo de anisotropía en el complejo Chiles Cerro-Negro usaremos el programa “contourmap 2.0” desarrollado por Anzieta en 2013, para un estudio similar realizado en el volcán Sierra Negra, provincia de Galápagos. El código de este programa ha sido modificado y revisado por el Dr. Ligdamis Gutiérrez del IG-EPN para poder ser utilizado en este estudio (Figura 64).

El programa “contourmap 2.0” se basa en el algoritmo de Silver y Chang (1991) así como también en el concepto de semblanza de los cuales hemos hablado con más detalle en la sección **4.3**.

En el algoritmo S-C se seleccionan ventanas de tiempo que rara vez sobrepasan 2 segundos de duración, éstas contienen el inicio y parte de la onda de corte en las componentes horizontales (N-S y E-O). Después, se ejecutan pruebas con diferentes tiempos de retraso y rotaciones para calcular la semblanza (similaridad) entre los datos para cada prueba (Anzieta, 2013).

Los desplazamientos temporales trabajados por el software van en saltos de 0.025 segundos, pues originalmente el programa había sido diseñado para sismos registrados con una tasa de muestreo de 40 tomas por segundo.

Antes de ser analizadas con el programa todas las señales debieron ser sincronizadas, de manera que los registros en las dos bandas: N-S y E-O empiecen al mismo tiempo.

El programa realiza rotaciones en lapsos de un grado sexagesimal de 0 a 180 desde el eje norte en dirección horaria. Así, el algoritmo realiza unas 14400 mediciones de semblanza por cada evento, en cada estación. Los datos de buena calidad se obtienen al maximizarla semblanza y los resultados de desplazamiento de tiempo y de rotación se tomaron como medidas de la separación de la onda de corte (Anzieta, 2013).

La dirección de anisotropía estará bien calculada para aquellos registros donde se haya encontrado un único máximo en la semblanza superior a 0,9. Siendo este un parámetro que indica mediciones de alta calidad.

La interfaz gráfica del programa “contourmap2.0” modificado contiene lo siguiente:

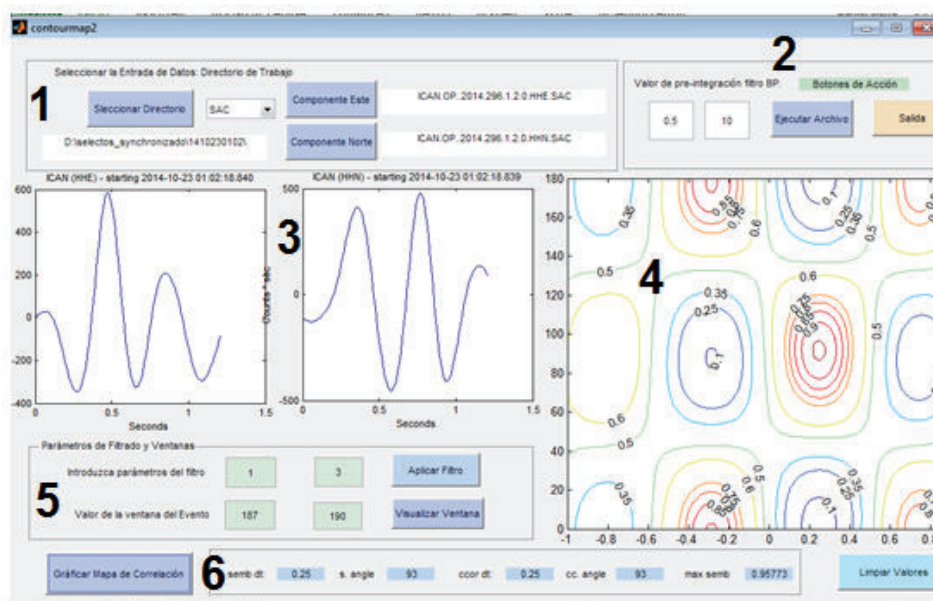


Figura 64.- Interfaz de usuario del programa “contourmap 2” desarrollado por Anzieta en 2013 y modificado por Ligdamis Gutiérrez del IG EPN para su uso en 2015.

1.-En la parte superior está el ingreso de los datos que nos permite seleccionar el directorio y los archivos de las dos componentes.

- 2.- En la esquina superior derecha está el filtro pre integración.
- 3.- Debajo del ingreso de datos tenemos dos ventanas donde se muestran las formas de onda de las componentes E-O y N-S. En el eje de las X se representa el tiempo y en el eje Y el desplazamiento.
- 4.- Debajo del filtro pre-integración tenemos el mapa de contornos de semblanza con el eje-X correspondiente a desplazamientos de tiempo y el eje-Y a los ángulos de rotación.
- 5.-Debajo de las formas de onda tenemos un filtro y los controles que nos permiten cortar las ventanas de tiempo en ambas componentes de la onda.
- 6.- En la parte inferior tenemos los resultados que genera el programa después de graficar el mapa de correlación, que nos muestra el desplazamiento de tiempo y el ángulo de rotación para el cual la semblanza así como la correlación fueron máximos.

7.2.1. MEDICIONES ERRÓNEAS

Si se analizan señales con amplitudes comparables y se rotan en un sistema, pueden existir diferencias para todos los ángulos de rotación dependiendo de si las ondas tienen formas similares (o *puede* existir un ángulo en que ambas señales sean similares que es lo que se busca en este método) (Anzieta, 2013).

También se pueden dar mediciones de máximos incorrectos por el fenómeno de “salto de ciclo” o simplemente cuando las ondas son muy similares en el tiempo. El “salto de ciclo” consiste en haber aplicado un filtro que deja las ondas con formas aproximadamente sinusoidales, de manera que las dos componentes pueden superponerse una con otra en diferentes lapsos de tiempo y causan errores en el cálculo de semblanza (Anzieta, 2013).

La Figura 65 muestra por ejemplo un evento de una medición de baja calidad. El problema es que no tenemos un único máximo de semblanza, sino que se observan al menos 4 máximos, y dos de ellos tienen valores de semblanza superiores a 0,95.

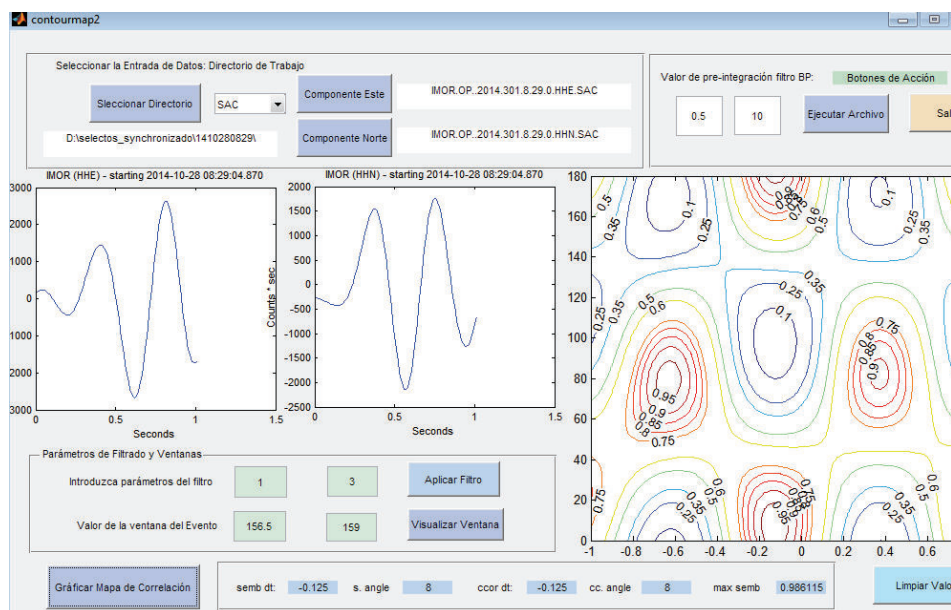


Figura 65.- Medida errónea de la dirección de anisotropía en un sismo del complejo Chiles-Cerro Negro.

En la Figura 66 imagen podemos apreciar otra medición errónea donde se observan varios máximos en diferentes tiempos que pudieran corresponder a un error de ciclo.

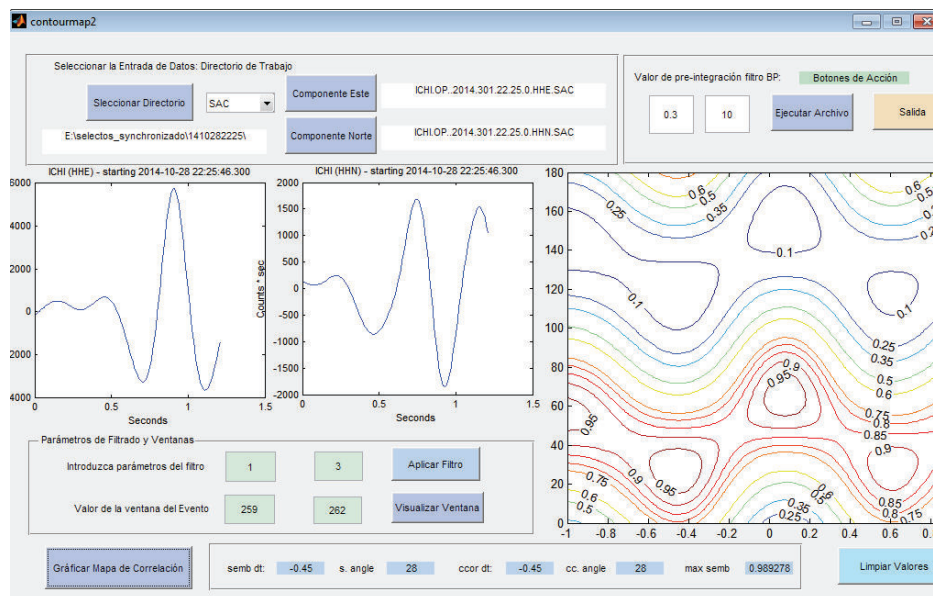


Figura 66.- Medida errónea de la dirección de anisotropía en un sismo del complejo Chiles-Cerro Negro.

7.3. ANÁLISIS DE RESULTADOS

De los 860 registros sísmicos que fueron analizados utilizando el software “contourmap 2.0”, se lograron calcular satisfactoriamente 222 direcciones de anisotropía en 13 estaciones diferentes.

Los 638 registros restantes no fueron utilizados, pues no generaron valores de semejanza superiores al límite de calidad establecidos o los mapas de correlaciones no mostraban un máximo único, por lo que ofrecían resultados ambiguos. Así mismo muchos otros registros no pudieron ser usados para el cálculo de anisotropía pues la posición del primer arribo de la onda S era difícil de determinar.

Como se había visto en la sección 4.3, la dirección de anisotropía que se calcula corresponde a la dirección por la que viaja la onda S rápida; puede traducirse entonces como la dirección del fracturamiento presente en la región.

Graficando los datos obtenidos, podemos notar que existen dos direcciones de fracturamiento predominantes, la primera está en dirección aproximadamente E-O a la cual hemos denominado D1 y la segunda en dirección aproximadamente N-S a la cual llamaremos D2. Tomando las mismas nociones de estadística circular que se usaron en la sección 6.2.1 se ha calculado una dirección promedio de N 83.54° para la dirección primaria (D1) y una dirección promedio de N 179.81° para la dirección secundaria (D2). (Figura 67).

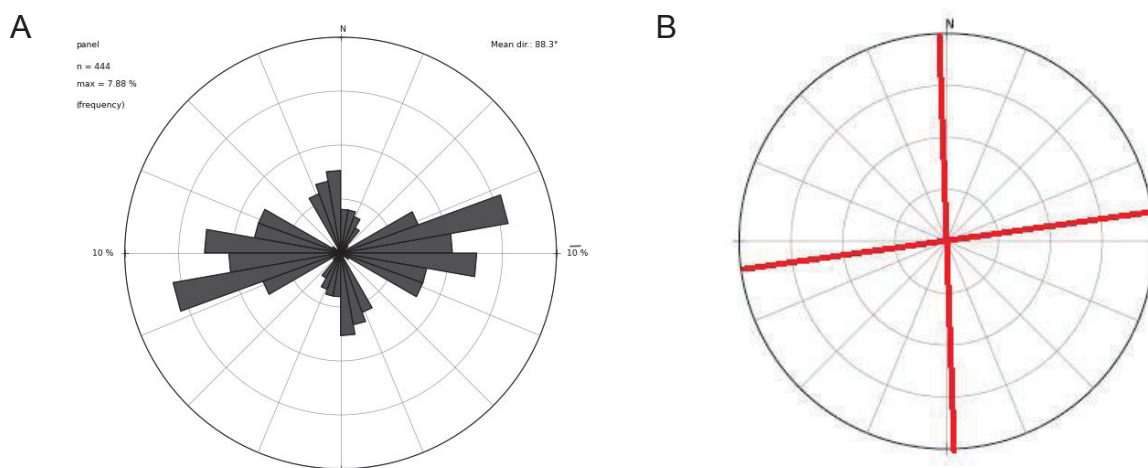


Figura 67.- (A) Roseta mostrando las direcciones de anisotropía calculadas con los sismos del complejo Chiles Cerro Negro. Enero- Octubre de 2014. (B) Direcciones promedio calculadas con estadística circular.

Las direcciones de anisotropía calculadas en cada estación se pueden observar la Figura 68. A pesar de existir variaciones, todas las estaciones tienen dos direcciones de fracturamiento, una que se aproxima bastante a la dirección E-O y otra oblicua casi perpendicular a ella.

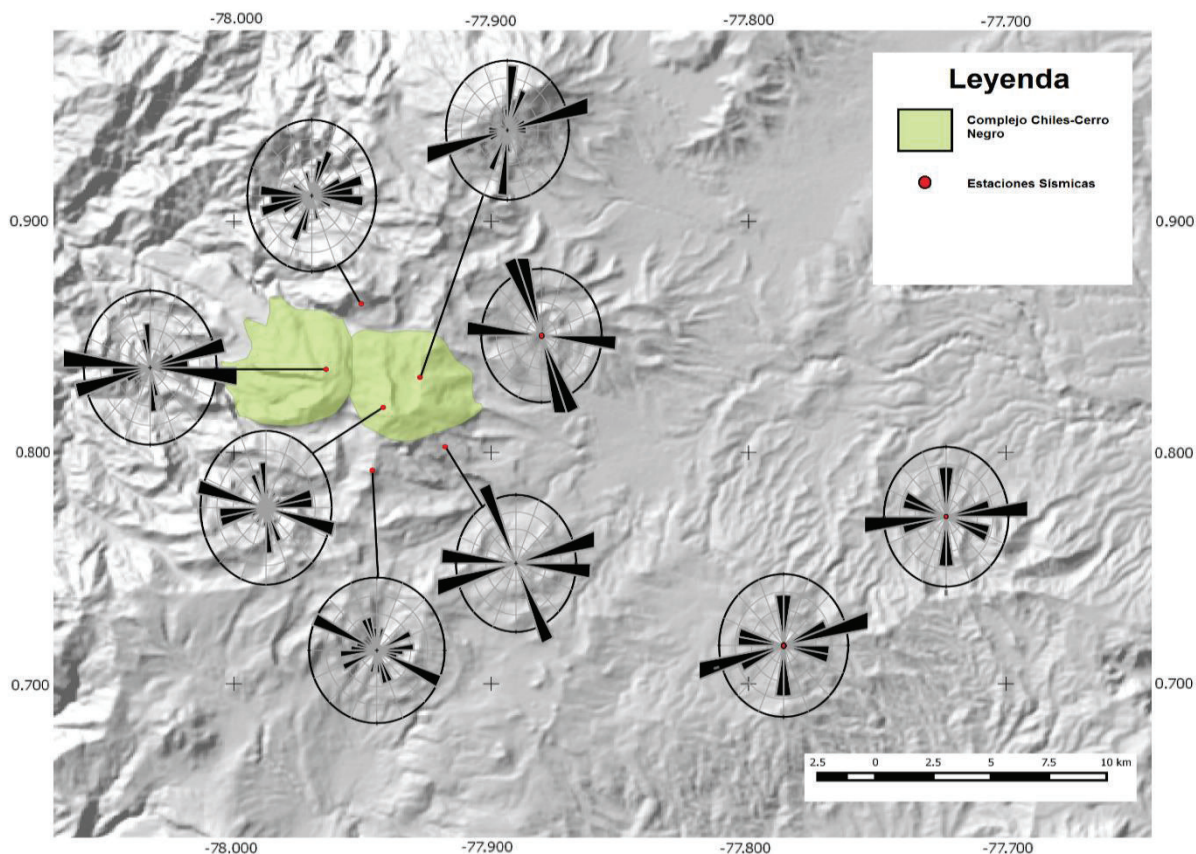


Figura 68.- Mapa de estaciones cercanas al complejo Chiles-Cerro Negro. Enero- Octubre de 2014.

Podemos ver que las estaciones ubicadas hacia el oriente como son: IPAN, CERN, CHL2, ATUL y TULM, muestran una mayor presencia de fracturamiento en dirección D2 que las estaciones ubicadas hacia el occidente.

Si bien esto pudiera explicarse debido a que las rosas han sido construidas con menos datos que en las estaciones ubicadas al occidente, se ha creído oportuno analizar este fenómeno.

Sabemos que las ondas sísmicas sufren división de la onda de corte en alguna parte del trayecto entre la fuente y la estación donde las hemos registrado. Habiendo ya ubicado los sismos y delimitado su zona de origen, hemos procedido a dibujar las trayectorias por las que teóricamente debieron viajar. La idea es determinar un área

común en que todas las estaciones pudieron adquirir el retraso de tiempos en las ondas S causado por la anisotropía.

La única zona donde se sobreponen todos los rayos sísmicos es aquella próxima a las localizaciones de los sismos, entonces la región de anisotropía muy probablemente se ubica al SO del volcán Chiles, justo en el área de mayor sismicidad (Figura 69).

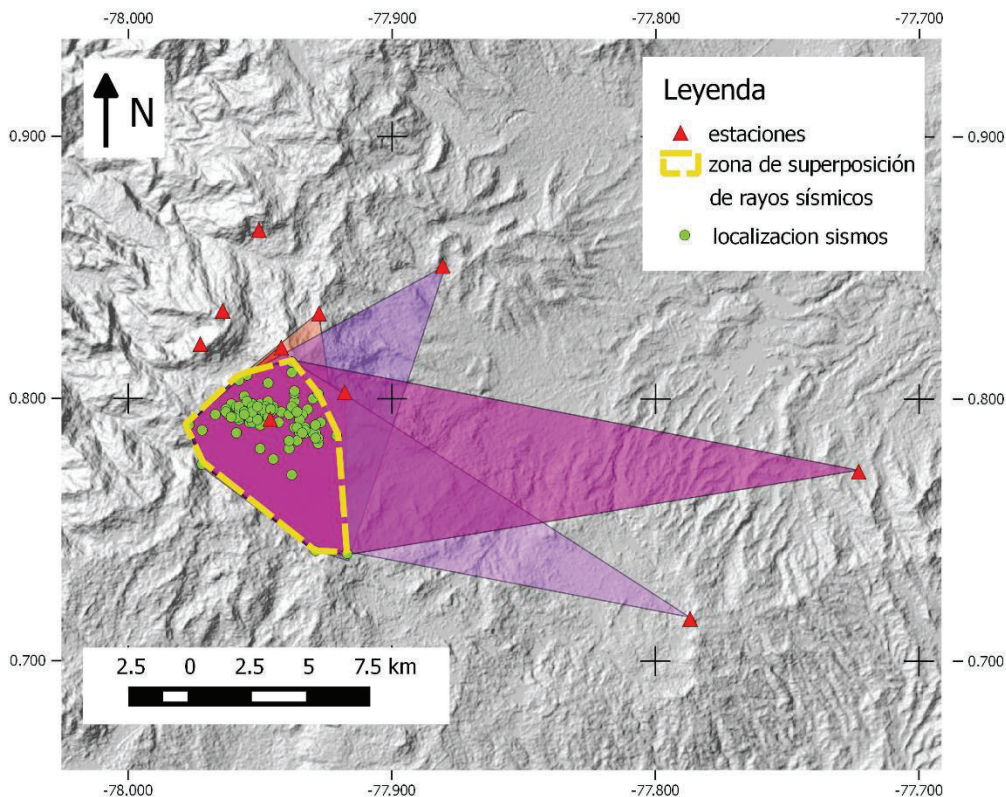


Figura 69.- Rayos sísmicos mostrando las trayectorias de las ondas entre la fuente y las estaciones orientales del Complejo Chiles- Cerro Negro.

Nuevamente usando las nociones de estadística circular tomadas de Gaile y Burt (1980) calculamos la dirección promedio del fracturamiento en cada una de las estaciones. El resultado es la obtención de dos direcciones promedio para cada estación. Existen saltos de entre $\sim 79^{\circ}$ - 90° entre una dirección y otra en todas las estaciones, tal como se puede apreciar en la Figura 70.

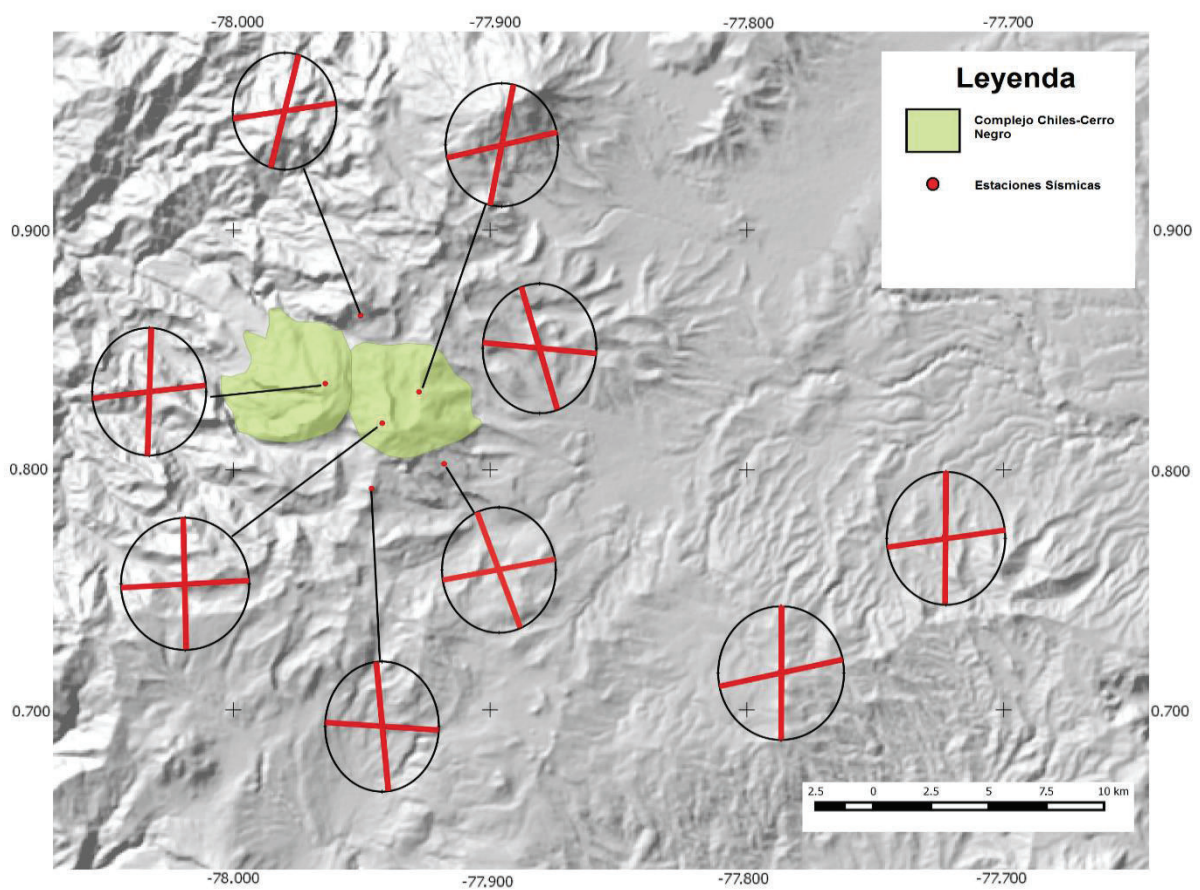


Figura 70.- Mapa de estaciones cercanas al complejo Chiles-Cerro Negro, rosetas mostrando las direcciones promedio de anisotropía calculadas con los sismos del complejo Chiles Cerro Negro. Enero- Octubre de 2014.

8. DISCUSIÓN

8.1. SISMICIDAD ANÓMALA EN CHILES-CERRO NEGRO

Generalmente los sismos que ocurren en la vecindad de volcanes tienen magnitudes pequeñas ($M_w \sim 1-3$) y son causadas por estrés inducido por magma en ascenso hacia la superficie terrestre o por la directa interacción del magma con el medio circundante que resulta en la formación de grietas de tensión (Kostantinou et al., 2003).

Eventos más fuertes ($M_w > 5$) causados por este tipo de interacción son raros. La fuente dominante de este tipo de procesos constituye la apertura y llenado de grietas de tensión con fluidos (antes que solo movimientos cizallantes entre dos bloques fallados). Es por esta razón que el modelo convencional de *doble cupla* podría no siempre describirlos adecuadamente (Kostantinou et al., 2003). En el caso de Chiles-Cerro Negro investigadores del IG-EPN y OVSP han constatado que la mayor parte de los eventos carecen de importantes componentes volumétricas, en el caso de este estudio se ha obviado las mismas y se ha tratado los sismos con el modelo de *doble cupla*.

La mayor parte de eventos registrados en el área del Chiles-Cerro Negro no sobrepasan la magnitud 3, sin embargo hubo sismos más fuertes como el del 20 de octubre de 2014 con magnitud 5,9. La ocurrencia de un evento de este tipo, hizo dudar a los investigadores sobre si la sismicidad en el área del Chiles-Cerro Negro corresponde verdaderamente a procesos volcánicos.

Existen muchos ejemplos de sismos grandes en zonas volcánicas causadas por grietas de tensión por interacción entre rocas y fluidos. Sin embargo se caracterizan por tener una frecuencia baja monocromática en las estaciones cercanas, lo que resulta extraño, pues la mayor parte de la sismicidad en Chiles-Cerro Negro corresponde a eventos VT (alta frecuencia). Estos terremotos se atribuyen a que la resistencia al movimiento generada por las asperezas de la roca es superada,

debido a la alta presión de fluidos que conduce a la apertura de fracturas que podrían eventualmente servir como conductos transportadores de magma (Kostantinou et al., 2003).

En la zona de estudio hemos visto gran presencia de sismos VT, llegándose a registrar más de 6900 por día (ver Figura 8). Los sismos volcano-tectónicos (VT) se caracterizan por tener ondas S y P muy claras con frecuencias altas de entre 5 y 15 Hz. Muchas veces son precursores tempranos de erupciones (Bracamontes y Neuberg, 2012).

La zona de estudio ha mostrado también la existencia de sismos de tipo híbrido (HB), los cuales se asocian más bien al movimiento de fluidos (ver Figura 9). Sin embargo su proporción es baja respecto a los VTs, se ha llegado a registrar un máximo de 212 eventos al día.

La sismicidad de baja frecuencia (sismos tipo LP) es también un precursor de erupciones, parece reflejar procesos someros y precede erupciones en días u horas (Roman et al., 2006). En Chiles-Cerro Negro se reportó la presencia de sismos de este tipo pero su ocurrencia parece ser casi nula.

8.2.ESTADO DE ESFUERZOS

8.2.1. MECANISMOS FOCALES

A través del cálculo de mecanismos focales hemos determinado la dirección del esfuerzo regional principal para el área del volcán Chiles-Cerro Negro, que tiene una dirección promedio N 97,2°.

El valor es coherente pues exhibe una disposición aproximadamente E-O, que es concuerda con las direcciones de esfuerzo calculadas por otros autores. Córdoba (2013) calculando mecanismos focales en Cachimbiro reportó una dirección promedio de N270° para el esfuerzo principal. Ego et al. (1996) calculando mecanismos focales en los Andes del norte del Ecuador y sur de Colombia reporta una dirección N256°.

Segovia y Alvarado (2009) calculan mecanismos focales en Quito, Valle Interandino y obtienen una dirección de esfuerzo principal $N106^{\circ} \pm 13^{\circ}$. Corredor (2013) obtiene una dirección $N121^{\circ}$ mediante suma de tensor de momento para el Bloque Nor-andino (Figura 71).

En resumen pudiera decirse que el estado de esfuerzos para la región andina ecuatoriana, está controlada por el choque de las placas Sudamericana y Nazca que convergen aproximadamente 56 mm/año en dirección aproximadamente E-O ($N83^{\circ}E$) (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2009),

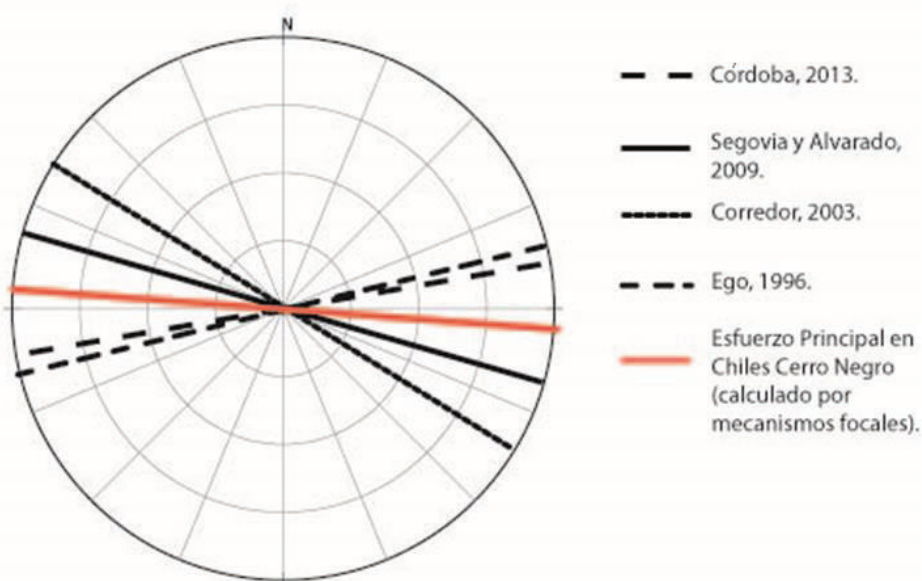


Figura 71.- Comparación de las direcciones de esfuerzo principal propuestas por otros autores y la propuesta en este estudio.

A pesar de que la tendencia E-O es predominante en los mecanismos calculados, durante el análisis de los resultados fue notable la presencia de algunos mecanismos focales con direcciones del eje de presión alineadas en dirección NE-SO y NO-SE. La existencia de estos mecanismos focales cuyos ejes de presión no se ajustan exactamente a la dirección del esfuerzo regional pudiera, antes que deberse a factores tectónicos, ser causada por fallas metodológicas durante el cálculo. Pese a que se eligieron los mecanismos mejor constreñidos hay que resaltar que la red no está adecuadamente distribuida, no se tiene una adecuada cobertura azimutal de

estaciones con respecto al foco sísmico, además los primeros arribos en la mayor parte de estaciones resultan ser positivos, lo cual de cierta forma dificultó constreñir adecuadamente los mecanismos.

8.2.2. CÁLCULO DE ANISOTROPÍA

Como ya se ha expuesto anteriormente el método de división de onda de corte ha sido aplicado en inmediaciones volcánicas donde han ocurrido erupciones. La idea básica es detectar la dirección principal de fracturación que reflejará la dirección de los esfuerzos y que pudiera cambiar con el tiempo como consecuencia de una intrusión magmática.

El marco del presente estudio es un poco diferente pues en este caso no se documentó ninguna erupción, solamente se registró sismicidad anómala en la cercanía de un complejo volcánico lo que condujo a pensar que la causa pudiera ser una intrusión magmática.

El método de división de onda de corte, se ha aplicado también en zonas no volcánicas sólo para determinar la dirección del esfuerzo regional.

La eficacia del método radica en que independientemente de la polarización inicial de la onda S, la dirección de polarización de la onda de corte rápida (Φ) es paralela a la orientación de las fracturas dominantes y éstas son a su vez aproximadamente paralelas a la dirección del máximo esfuerzo compresivo horizontal (Ruiz et al., 2006). Considerando esto, podemos decir que la dirección de fracturamiento es un proxy de la dirección del esfuerzo principal.

Para el complejo Chiles-Cerro Negro mediante el cálculo de anisotropía, se obtuvo una dirección principal de fracturamiento N83.54°, que aparentemente coincide con la dirección de esfuerzo regional de tendencia aproximada E-O (ver Figura 71).

Si bien los datos obtenidos por ambos métodos parecen exhibir resultados similares donde el esfuerzo está alineado en dirección aproximada E-O, en el caso de la anisotropía se encontró una segunda dirección de fracturamiento importante (D2)

aproximadamente perpendicular a la primera. Se ha calculado una dirección promedio de N179.81°.

En la Figura 72 podemos ver que el diagrama de esfuerzos principales calculado por mecanismos focales nos muestra una alineación E-O para los esfuerzos, mientras que en la anisotropía podemos ver más bien una disposición cruciforme con dos alineaciones: E-O y N-S.

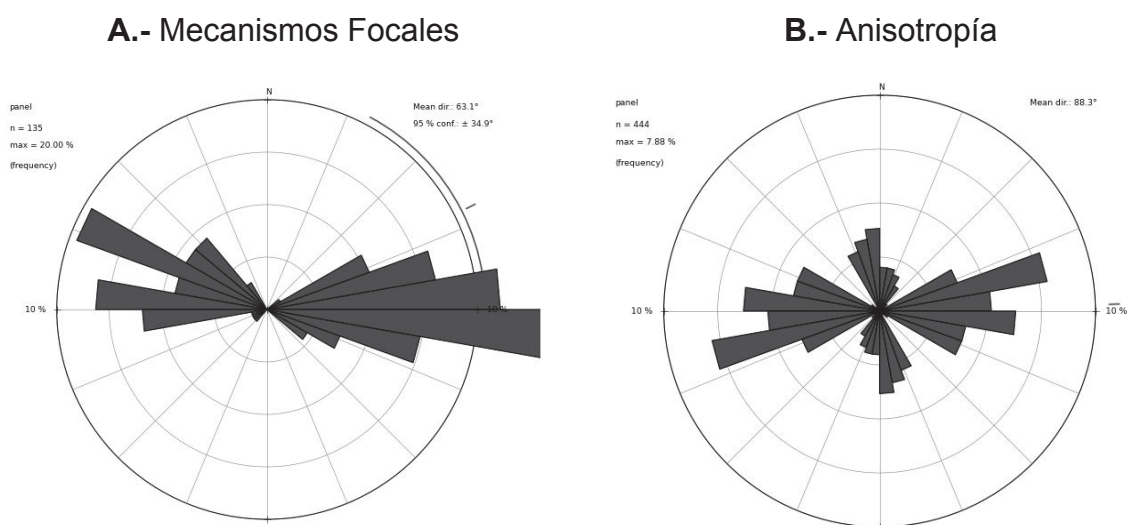


Figura 72.- Comparación de las direcciones de esfuerzo principal obtenidas por 2 métodos independientes, calculados con los sismos del Complejo Chiles-Cerro Negro (Enero- Octubre 2014).

8.2.3. VARIACIONES SISTEMÁTICAS EN EL ESTADO DE ESFUERZOS

El análisis del estado de esfuerzos ha sido usado como una herramienta para la predicción de erupciones a mediano y corto plazo. Es por esto que estudiar la relación entre cambios en el estado de esfuerzo y la actividad magmática puede ser de gran importancia para el monitoreo volcánico (Roman et al., 2011).

Cambios sistemáticos en las orientaciones de los planos de solución (*doble cupla*) para sismos volcanotectónicos (VT), han sido observados acompañando episodios de reactivación volcánica (Roman, 2013). Los sismos VT, tales como los que se presentan

en Chiles-Cerro Negro, pueden ser indicadores de esfuerzo transmitido desde la intrusión a la roca caja, pero también pueden reflejar despresurización y relajamiento de la roca huésped (Roman et al., 2006).

Específicamente los cambios sistemáticos del estado de esfuerzo a los que nos referimos consisten en una rotación de aproximadamente 90° del eje de presión (Bracamontes y Neuberg, 2012). En caso de Chiles Cerro-Negro fue posible observar esa distribución bimodal de la dirección del esfuerzo principal analizado mediante anisotropía, la cual coincide adecuadamente con este salto de 90° . Sin embargo dicha distribución pasó desapercibida en el estudio de campo de esfuerzos realizado con mecanismos focales, los cuales parecen únicamente reflejar la tendencia regional E-O (Figura 72).

Las hipótesis de varios autores indican que el crecimiento de un dique paralelo a la dirección de esfuerzo regional σ_1 , que se abre perpendicularmente a la misma, es la causa de la reorientación de 90° (Gerst, 2003; Gerst y Savage, 2004) tal como se ve en la Figura 73. Esta teoría es respaldada por modelos numéricos que indican que la inflación de diques produce cambios en el estado de esfuerzos, de suficiente magnitud para ser causante de las reorientaciones (Roman et al., 2011).

Esta reorientación en el eje de máxima compresión, en la vecindad de volcanes activos puede presentarse durante las semanas o meses que preceden una erupción (Roman et al., 2011).

Cuando se ve el salto en el estado de esfuerzos se observa dos direcciones predominantes de σ_1 perpendiculares entre sí, que actúan al mismo tiempo. Pudiera ser que ambos estados de esfuerzo coexistan sin tener diferenciación espacial o temporal (Roman et al., 2004).

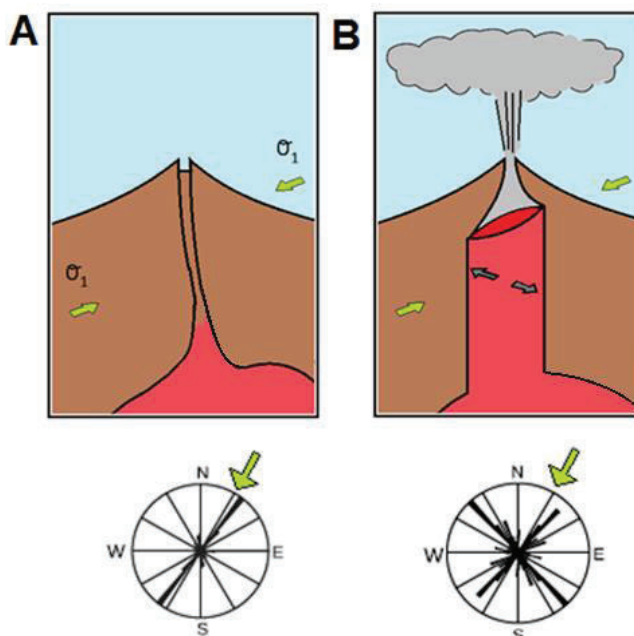


Figura 73.-Diagrama explicativo de la reorientación de 90° en el estado de esfuerzos, por intrusión de un dique.
 A) Antes de la intrusión solo se observa la influencia del esfuerzo principal regional (sigma 1). B) Durante la intrusión el dique causa una perturbación en el estado de esfuerzos, se ve una distribución bimodal de los ejes de esfuerzo.
 Modificado de: Roman et al, 2011.

Una posible explicación para este campo de esfuerzos mixto observado durante los enjambres sísmicos, está en la dinámica de la propagación del dique. A medida que el dique se propaga, se genera una zona de tensión en un pequeño volumen de roca encima de la punta del dique. Esto causa desbloqueo de fallas en esta zona, haciéndolas más susceptibles a deslizarse en respuesta a la compresión regional (Roman et al., 2004).

En caso del estudio de anisotropía realizado en Chiles-Cerro Negro es clara la presencia de dos estados de esfuerzo coexistentes, el problema es que en el caso de los mecanismos focales, no se observa dicha variación aun cuando fueron calculados sobre los mismos eventos sísmicos.

La causa de esta variación en los resultados pudiera deberse por ejemplo a que los dos métodos consideran diferentes características del sismo para ser calculados, los mecanismos focales se basan en la polaridad del primer arribo de la onda P a las

estaciones, mientras que la dirección de anisotropía se ha calculado utilizando el fenómeno de división de las ondas de corte (ondas S).

Otra posible causa puede ser la sensibilidad del método, mediante mecanismos focales se pretende analizar los dos posibles planos de fracturamiento que dan lugar al sismo, de aquí se puede extraer una dirección de esfuerzo por cada evento sísmico. Por otra parte el cálculo de anisotropía se realiza una vez por cada estación en la que se haya registrado el sismo, por tanto de un mismo evento se pueden extraer varias direcciones de anisotropía (que constituyen un proxy de las direcciones de fracturamiento).

Durante el análisis de eventos sísmicos en Chiles-Cerro Negro ha sido común que la dirección de anisotropía es marcadamente diferente en dos estaciones para un mismo evento sísmico. Un ejemplo puede apreciarse en la Figura 74.

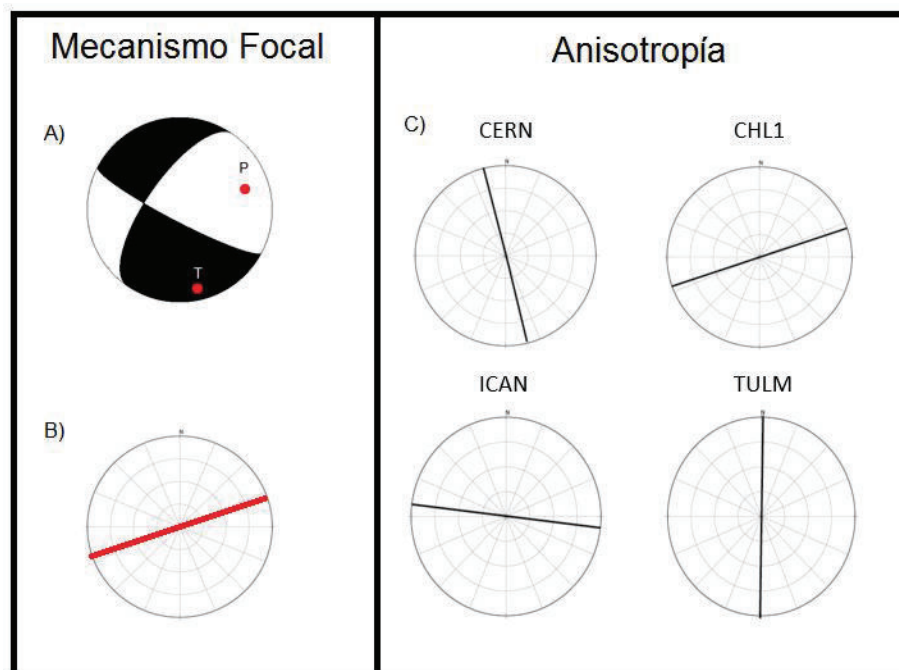


Figura 74.- Ejemplo de variación de las direcciones de anisotropía para un mismo evento.

La figura muestra el mecanismo focal y direcciones de anisotropía calculadas para un mismo evento del complejo Chiles Cerro Negro registrado el 24/10/2014 2:56.

A) Mecanismo focal.

B) Dirección del eje de presión calculada en base al mecanismo focal.

C) Direcciones de anisotropía calculadas en 4 diferentes estaciones. Nótese que en un mismo evento las direcciones son diferentes. CHL1 e ICAN presentan una dirección D1 similar a la obtenida por mecanismo focal, mientras TULM y CERN presentan una dirección D2 casi perpendicular a D1.

La propuesta es que en los datos obtenidos por mecanismos focales solo estamos observando la influencia del esfuerzo tectónico regional, mientras que por su mayor sensibilidad el cálculo de anisotropía nos permite ver variaciones en el campo de esfuerzos inducidas por la actividad volcánica, cuyo carácter es mucho más local.

En muchos volcanes del mundo se han podido observar cambios en el esfuerzo inducido por magma presurizado en ascenso. Volcán Ruapehu, Nueva Zelanda (Gerst y Savage, 2004; Gerst 2003), Volcán Soufrière Hills, Isla Montserrat (Bracamontes y Neuberg, 2012). Volcán Guagua Pichincha, Ecuador (Legrand et al., 2002). Monte Unzen, Japan (Umakoshi et al., 2001), Popocatepetl, México (Arámbula-Mendoza et al., 2010) y Monte St. Helens, Washington USA (Lehto et al., 2010).

Estos volcanes muestran una rotación en los planos de solución de fallas que son consistentes con el crecimiento de un dique por lo que se ha usado como un mecanismo de alerta temprana para predecir erupciones (Roman, 2013). Sin embargo también se han observado rotaciones de 90° en enjambres de sismos VT que no culminan en erupciones (Roman, 2013).

Pudiera también darse el caso de que exista un enjambre de sismos que no muestre un cambio evidente en la orientación de los planos de solución de falla, sugiriendo que el mecanismo de la sismicidad en estos casos no se relaciona directamente al ascenso de magma o que simplemente la presurización del conducto fue muy débil como para superar los esfuerzos tectónicos regionales (Roman, 2013).

Si bien es visible una distribución bimodal en el estado de esfuerzos calculado por anisotropía en Chiles-Cerro Negro, también tenemos que recalcar que existe un claro dominio del esfuerzo regional (Figura 72). Esto sugiere que pudo haber existido una intrusión pero no fue de gran tamaño, o no tuvo presión suficiente para superar el estado de esfuerzos regional. Esta pudiera ser la causa de que la desviación en el campo de esfuerzos no pudo visualizarse a través del estudio de mecanismos focales.

Usualmente el cambio en el estado de esfuerzos debería observarse de forma progresiva en el tiempo, el periodo sin intrusión muestra únicamente la dirección del

esfuerzo regional, mientras el salto de 90° puede observarse durante la intrusión. Por lo general semanas o meses antes de una erupción.

El presente estudio fue realizado desde enero de 2014, mucho después del inicio del primer enjambre (julio 2013). Si se considera que la distribución bimodal de esfuerzos está presente en todo el conjunto de datos aquí analizados, podría pensarse que el periodo intrusivo ya había iniciado antes de ésta fecha.

Lo ideal sería analizar sismos precedentes al apareamiento de los enjambres, por ejemplo los del 2013. Desafortunadamente las estaciones sísmicas banda ancha en Chiles-Cerro Negro, fueron instaladas apenas a finales de marzo del 2014. Antes de esta fecha sólo se contaba con la estación de periodo corto ECEN (instalada en 1991) pero sus registros solo tienen componente vertical y no se puede aplicar el método de separación de ondas de corte. También se tenía otras estaciones demasiado lejanas que por tanto no son del todo adecuadas para realizar este estudio.

Otro de los problemas para el estudio fue la falta de datos de buena calidad antes de octubre. Del catálogo de eventos de alta calidad, que seleccionamos la mayor parte de eventos (casi el 80%) fueron registrados unos días antes y unos días después del sismo del 20 de octubre de 2014. Por lo cual no se cuenta con una buena representatividad de datos para los primeros meses del año. Sin embargo por haber tomado únicamente los mejores registros sísmicos podemos dar fe de la alta confiabilidad de los datos.

Incluso cuando los datos obtenidos antes de octubre son algo escasos se observa que mantienen la misma tendencia antes y durante la crisis, tanto en el estudio de anisotropía como en el de mecanismos focales (Figura 75).

Finalmente, es importante enfatizar que los episodios de reactivación volcánica no siempre culminan en una erupción. Muchas de las señales monitoreadas como la deformación superficial y la desgasificación pueden reflejar perturbaciones en un sistema de almacenamiento de magma más profundo, y pueden presentarse por años sin acompañarse de actividad eruptiva (Roman et al., 2006).

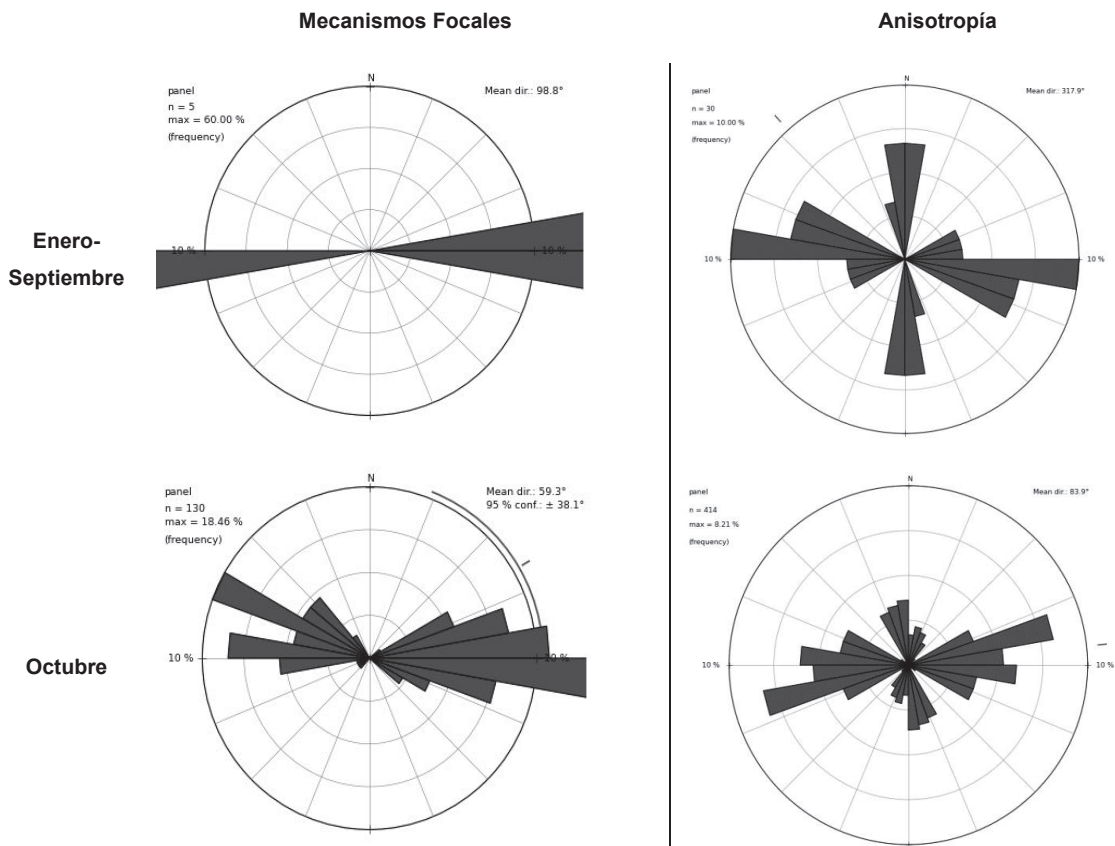


Figura 75.-Variación temporal del estado de esfuerzos en el Complejo Chiles-Cerro Negro.

9. CONCLUSIONES

- Las localizaciones preliminares de los eventos sísmicos del área de Chiles-Cerro Negro realizadas por el IG-EPN con Seiscomp3 usando un modelo regional, tienen una confiabilidad aceptable mientras los sismos cumplan ciertos parámetros de calidad (RMS<0.75s, GAP <180°, Magnitud >2, localizados con más de 10 fases).
- La sismicidad en la zona de estudio está caracterizada por la alta ocurrencia de sismos tipo VT que se concentran en un área de 4 por 4 km en el flanco sur occidental del volcán Chiles.
- Los sismos son en general superficiales, tienen profundidades no mayores a 4km.
- Los datos utilizados para el estudio no parecen mostrar ningún tipo de migración de la fuente sísmica a través del tiempo. La distribución temporal de los hipocentros parece aleatoria.
- El estudio de mecanismos focales reflejó que la tectónica del área es gobernada por el esfuerzo regional orientado en dirección aproximadamente E-O (calculada en 97.22°) dato consistente con estudios previos del estado de esfuerzo en regiones cercanas.
- Considerando los resultados obtenidos a través de los mecanismos focales, y relacionándolos con los rasgos tectónicos del área podemos afirmar que los sismos producidos han sido generados por la ruptura de fallas transcurrentes, inversas y combinaciones de ellas que funcionan conjuntamente en la zona.
- Las fallas transcurrentes e inversas que han generado en Chiles-Cerro Negro parecen tener una disposición aleatoria en el tiempo y en el espacio dentro del área mencionada.
- Existe una distribución bimodal en las direcciones de fracturamiento calculada con el método de división de onda de corte, una dirección principal se alinea en dirección aproximadamente E-O y otra secundaria se alinea en dirección aproximadamente N-S.

- La dirección de fracturamiento predominante coincide con la dirección del esfuerzo regional mientras que la otra dirección es perpendicular a ella.
- La existencia de dicha distribución bimodal, separada con un ángulo de 90° , sugiere la existencia de una segunda fuente de esfuerzos que actúa localmente. Dicha fuente podría atribuirse a una intrusión magmática en la zona que perturba el estado de esfuerzos y desencadena los enjambres sísmicos observados.
- La perturbación en el estado de esfuerzos solo pudo ser detectada con el método de cálculo de anisotropía y no fue detectada mediante los mecanismos focales. Posibles explicaciones para esto son: 1) la diferencia en la sensibilidad de los métodos; 2) El segundo campo de esfuerzos es relativamente más débil que el esfuerzo regional y no logra sobreponerse sobre éste.
- El salto de 90° detectado en las direcciones de anisotropía se manifiesta al menos desde enero de 2014, pudiera ser dicha desviación inicie antes coincidiendo con la sismicidad anómala que empezó en Julio de 2013, pero se requieren más estudios para sacar alguna conclusión.
- Al no haber culminado en un proceso eruptivo y ante la falta de manifestaciones superficiales importantes (sin contar que la perturbación en el campo de esfuerzos fue débilmente detectada solo en uno de los dos métodos), esto nos hace pensar que la supuesta intrusión, debió o bien ser de pequeña envergadura, o insuficientemente presurizada.
- Los datos obtenidos por el estudio ratifican las teorías de los técnicos del IG-EPN sobre la sismicidad anómala. Al parecer los enjambres sísmicos de la zona de los volcanes Chiles y Cerro Negro son gobernados por la tectónica regional que pudo ser disparada por un fenómeno volcánico local.

BIBLIOGRAFIA

- Aggarwal, Y., Soulas, J., & García, D. (1988). Contemporary tectonics of the Venezuelan Andes and Northern Colombia. *10th Caribbean Geol. Conf.*, (págs. 16-17). Colombia.
- Alvarado, A. (2009). Falla Chingual. *Atlas de Deformaciones Cuaternarias de los Andes. Publicación Geológica Multinacional. N° 7*, 250.
- Alvarado, A. (2012). *Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur*. Tesis de doctorado de la Universidad de Grenoble.
- Amortegui, A., Jaillard, E., Henriette, L., Martelat, J.-E., Bosch, D., & Bussy, F. (2011). Petrography and geochemistry of accreted oceanic fragments below the Western Cordillera of Ecuador. *Geochemical Journal*, vol.45, No.1, 57-78.
- Anzieta Reyes, J. (2013). *Estudio de anisotropía sísmica para la determinación de los esfuerzos tectónicos en el volcán Sierra Negra - Galápagos*. Quito-Ecuador: Proyecto previo a la obtención del título de físico EPN.
- Aquater-Inceel. (1987). *Síntesis de los Estudios realizados*. Proyecto Geotérmico.
- Arámbula-Mendoza, R., Váldez-González, C., & Martínez-Bringas, A. (2010). Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (196), 156–168.
- Arcila, M., Muñoz, A., & De Vicente, G. (2002). Análisis sismotectónica de la convergencia Caribe, Nazca y Sudamérica. *Simposio Colombiano de Sismología N°1*. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas).
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J., & Santacroce, R. (1988). Plioy-Quaternary Volcanism in Ecuador. *Geological Mag. N° 125*, 1-14.

- Battaglia¹, J., Ferrazzini, V., Staudacher¹, T., Aki, K., & Cheminée, J.-L. (2005). Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion island). *Geophys. J. Int.* N°161, 549-558.
- Bernard, B., & Andrade, D. (2011). Mapa del Volcanismo Cuaternario. IRD– IG EPN.
- Bracamontes, D. M., & Neuberg, J. (2012). Interaction between regional and magma-induced stresses and their impact on volcano-tectonic seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 243–244, 91-96.
- Córdoba, A. (2013). *Estudios de micro-sismicidad para proyectos geotérmicos: Chacana y Chachimbiro*. Quito: Proyecto previo a la obtención del título de ingeniera Geóloga EPN.
- Corredor, F. (2003). Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics* N°372, 147-166.
- Cortés, G., & Calvache, M. (1997). *Informe sobre la evaluación de la amenaza volcánica del Chiles y Cerro Negro, Mapas de Riesgos*. Colombia: (INGEOMINAS-OVSP) Primera Versión.
- Del Pezzo, E. (2008). Seismic wave scattering in volcanoes. INGV – Osservatorio Vesuviano. *Via Diocleziano, 328. 80124*.
- Diedrix, H., & Romero, J. (2009). Sistema de fallas del frente Oriental Andino. *Publicación geológica Multinacional. N° 7, 277*.
- Ego, F. (1995). . *Accomodation de la convergence oblique dans une chaine de type cordilleraine: les Andes de Equateur*. París: Université de Paris-Sud Centre d'Orsay. Tesis Doctoral, 209.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Egúez, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* N° 259, 101-116.

- Egüez, A. (1986). *Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale Septentrional ed' Equateur: Les mineralisation associees*. Paris: Unpublished PhD thesis; Universite Pierre et Marie Curie.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., & Dart, R. (2003). *Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its Offshore Regions*. A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World.
- Feinenger, T. (1983). *Simple Bouger Gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador*.
- Gaile, G. L., & Burt, J. E. (1980). Directional Statistics. *Geo Abstracts Ltd*.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London N° 129*, 93–131.
- Gerst, A. (2003). *Temporal Chanches in seismic Anisotropy as a new eruption Forecasting Tool*. Thesis of Master of Science in Geophysics.
- Gerst, A., & Savage, M. (2004). Seismic Anisotrophy Beneath Ruapehu Volcano: A posible Eruption Forecasting Tool. *Science Vol 306*, 1543-1547.
- Gutscher, M., 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 N° 168*, 255-270.
- Hall, M., & Beate, B. (1992). *Volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. Quito- Ecuador*. Quito : Instituto Geofísico EPN.
- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J., & Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research N° 176*, 1-6.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., & Cotton, J. (2007). Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza

- Volcanic Complex (Ecuador). *of Volcanology and Geothermal Research N° 159*, 366–392.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345.
- Hungerbühler, D., Steinman, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., . . . Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews* N° 57, 75–124.
- IG-EPN. (2013). *Informe especial N°1. Sismicidad en la zona de los volcanes Cerro Negro y Chiles*. Quito-Ecuador.
- IG-EPN. (2014). *Informe del volcán Chiles – Cerro Negro N.- 23. Actividad sísmica zona de los volcanes Chiles – Cerro Negro*. Quito-Ecuador.
- IG-EPN. (2014). *Informe del volcán Chiles – Cerro Negro N.- 27. Actividad sísmica zona de los volcanes Chiles – Cerro Negro*. Quito-Ecuador.
- IG-EPN. (2014). *Informe del volcán Chiles – Cerro Negro N° 2. Actividad sísmica zona de los volcanes Chiles – Cerro Negro*. Quito-Ecuador.
- IG-EPN. (2014). *Informe Especial del volcán Chiles – Cerro Negro No.1. Incremento de la actividad sísmica zona de los volcanes Chiles – Cerro Negro*. Quito-Ecuador.
- IG-EPN; OVSP. (2014). *Mapa de amenazas de los volcanes Chiles Cerro Negro. Escala 1:50 000*. Quito: Primera Versión.
- Inecel; Geotérmica Italiana Srl. (1982). *Informe Geovulcanológico. Aprovechamiento de los recursos geotérmicos de la zona de Tufiño*.
- Instituto Geográfico Nacional . (2014). *Instituto geográfico Nacional (España), Centro de información Geográfica*. Obtenido de Sismología: <http://www.ign.es/ign/layoutIn/actividadesSismoQueEs.do>

- Jaillard, E., Bengtson, P., Ordoñez, M., Vaca, W., Dhondt, A., Suárez, J., & Toro, J. (2008). Sedimentary record of terminal Cretaceous accretions in Ecuador: The Yunguilla Group in the Cuenca area. *Journal of South American Earth Sciences* N° 25, 133-144.
- Jaillard, E., Lapierre, H., Ordoñez, M., Toro, J., Amortegui, A., & Vanmelle, J. (2009). Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of the Caribbean Plate. *Geological Society, London, Special Publications; Vol.328*, 469-485.
- Jaillard, É., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995). Basin Development in an Accretionary. Oceanic Floored For-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* N° 17, 49-58.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Barriga Vargas, R., Lauria, E., & Souto Fortes, L. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences* N° 16, 125-131.
- Kerr, A., Aspen, J., Tarney, J., & Pilatasig, L. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. . *Journal of the Geological Society, London, Vol. 159*, 577–594.
- Kostantinou, K., Kao, H., Lin, C. H., & Liang, W. T. (2003). Analysis of broadband regional waveforms of the September 29, 1996 earthquake at Bardarbunga volcano, central Iceland. *International Journal of Geophysics* Vol. 154, 134-145.
- Legrand, D., Calahorrano, A., Guillier, B., Rivera, L., Ruiz, M., Villagómez, D., & Yepes, H. (2002). Stress tensor analysis of the 1998–1999 tectonic swarm of northern Quito related to the volcanic swarm of Guagua Pichincha Volcano, Ecuador. *Tectonophysics* N° 344, 15–36.

- Lehto, H., Roman, D., & Moran, S. (2010). Temporal changes in stress preceding the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* N° 198, 129–142.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* N° 62, 2454– 2477.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., & Polvé, M. (2003). Accreted Fragments of the late Cretaceous Caribbean- Colombian Plateau in Ecuador. *Science Direct. Lithos* 66.
- Monsalve, L. M., & Laverde, C. A. (2014). Registro Histórico de Actividad de los Volcanes Chiles y Cerro Negro. . *Servicio Geológico Colombiano*.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M., Cotten, J., Mothes, P., & Arnaud, N. (1999). Sangay Volcano, Ecuador; structural development, present activity and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol.90, 47-79.
- Muñoz, A., & De Vicente, G. (2010). *Análisis de esfuerzos tectónicos, fallas y sismos*. Obtenido de Reduca (Geología). Serie Tectónica. Vol 2, N° 6 : www.revistareduca.es/index.php/reduca-geologia/article/viewFile/173/199
- Neidel, N., & Turner, T. (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics* N° 36, 482-497.
- Nocquet, J., Mothes, P., & Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. En J. Collot, V. Sallares, & P. N., *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos, Guayaquil-Ecuador* (págs. 83-95).
- Paris, G., Machette, M. N., & Dart, R. L. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its offshore Regions. ILP TaskGroup II-2 Co-Chairman, Western Hemisphere.

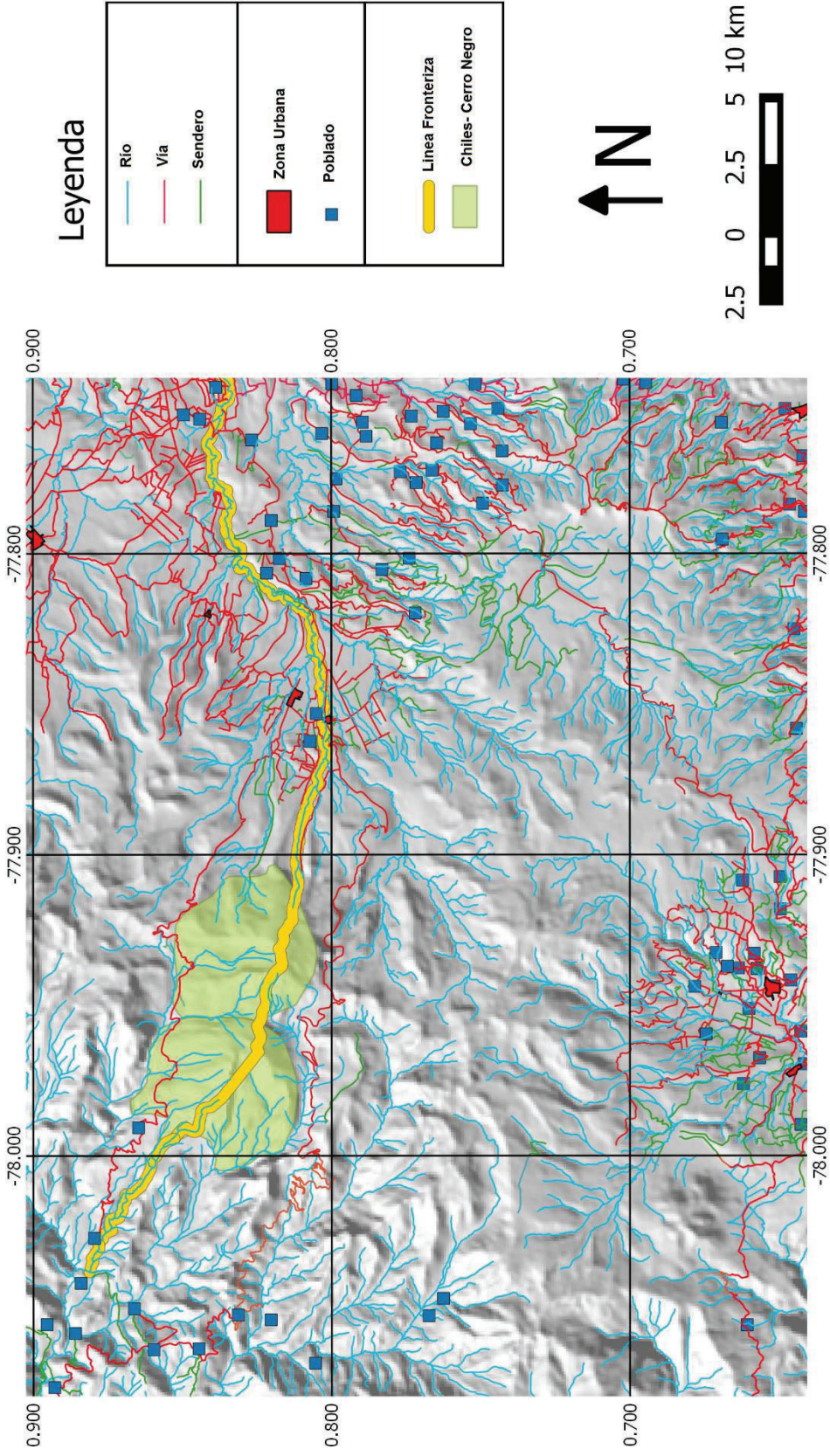
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*. Vol 86, 10753-10770.
- Pratt, W. T., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador.
- Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Fornari, M., Mothes, P., & Van Der Plicht, J. (2010). New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*.
- Roman, D. (2013). Detection and interpretation of stress changes at restless volcanoes through analysis of VT earthquake fault-plane solutions. Dept. of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution of Washington, USA.
- Roman, D. C., Neuberg, J., & Luckett, R. R. (2006). Assessing the likelihood of volcanic eruption through analysis of volcanotectonic earthquake fault-plane solutions. *Earth and Planetary Science Letters* N° 248 , 229–237.
- Roman, D. C., Savage, M. K., Arnold, R., Latchman, J., & De Angelis, S. (2011). Analysis and forward modeling of seismic anisotropy during the ongoing eruption of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 1996-2007. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, B03201.
- Roman, D., Moran, S., Power, J., & Cashman, K. (2004). Temporal and Spatial Variation of Local Stress Fields before and after the 1992 Eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr Volcano, Alaska. . *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 6, 2366–2379.
- Ruiz, M., Lees, J., & Yang, M. (2006). Seismic Anisotropy beneath Tungurahua volcano.
- Samaniego, P., Barba, D., Robin, C., Fornari, M., & Bernard, B. (2012). Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous

- compound volcano in the Northern Andes. *of Volcanology and Geothermal Research* 221–222, 33–51.
- Segovia, M., & Alvarado, A. (2009). análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. *Geología y física marina y terrestre del Ecuador, Desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos*.
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology*. San Diego- EEUU: Second Edition.
- Silver P., C. W. (1991). Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research* VOL. 96, 16,429-16,454.
- Snoke, A. (2009). *FOCMEC: FOCal MECHANism Determinations. Software User Guide*. Blacksburg, USA: Virginia Tech.
- Soulas, J., Eguez, A., Yepes, H., & y Pérez, V. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en Los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuat.*, v. 2, no. 1, 3-11.
- Spikings, R., Seward, D., Winkler, W., & Ruiz, G. (2000). Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, vol.19 N° 4, 619-668.
- 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* N° 186, 57-73.
- Steinmann, M., Hungerbuhler, D., Seward, D., & Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics* N° 307, 255-276.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., . . . Rivera, C. (2000). Geodynamics of the Northern Andes: subductions and intra-continental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5), 787–813.

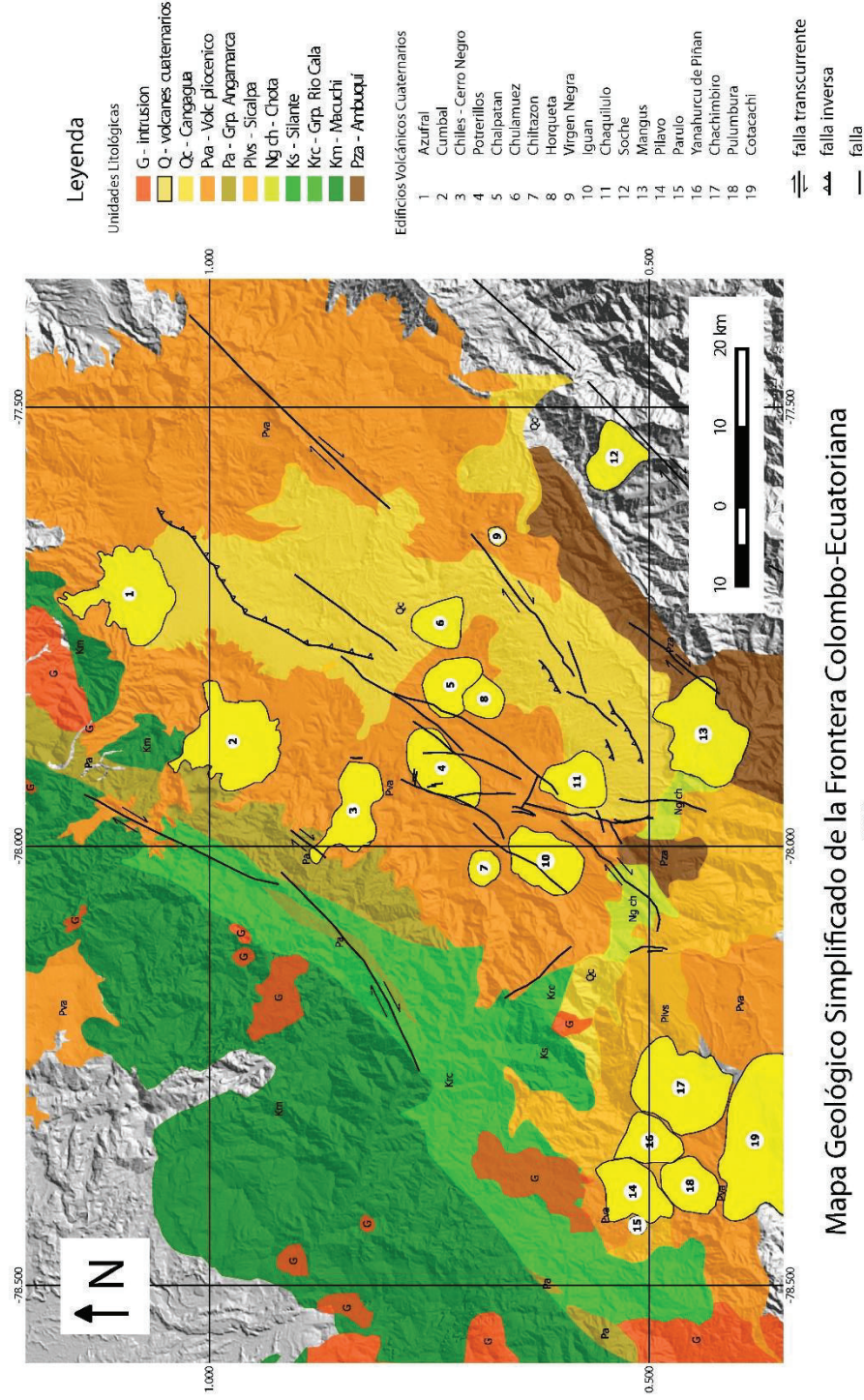
- Toro, J. (2007). *Enregistrement des surrections liées aux accrétions de terrains océaniques: Les sédiments créacé -paléogènes des Andes d'Equateur, Géologie Alpine*, . Memoire H.S. No 47, Université Joseph Fourier (Grenoble I), 235.
- Torres, R., Cadena, O., & Muñoz, E. (s.f.). *Informe Preliminar de la Actividad sísmica de la región Chiles- Cerro Negro* . 2013: (OVSP).
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora, H. (2002). *ide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Journal of South American Earth Sciences N° 15, 157-171.*
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora, H. (2001). *Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Revision for South American Earth Sciences.*
- Umakoshi, K., Shimizu, H., & Matsuwo, N. (2001). *Volcano-tectonic seismicity at Unzen Volcano, Japan, 1985–1999. Journal of Volcanology and Geothermal Research N° 112, 117–131.*
- United States Geologic Service (USGS). (2012). *Focal Mechanism* . Obtenido de <http://earthquake.usgs.gov/learn/topics/beachball.php>
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). *Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. The Geological Society of America. Memoir 204.*
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). *The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. Journal of South American Earth Sciences N° 19, 5-19.*
- Zamora, A., & Litherland, M. (1993). *Mapa Geológico de la República Del Ecuador. Escala 1:1'000.000.* INIGEMM.

ANEXOS

Anexo 1.- Red vial, red hidrográfica y poblaciones aledañas.



Anexo 2.- Mapa Geológico Regional



Mapa Geológico Simplificado de la Frontera Colombo-Ecuatoriana

2015

Recopilación Cartográfica de:

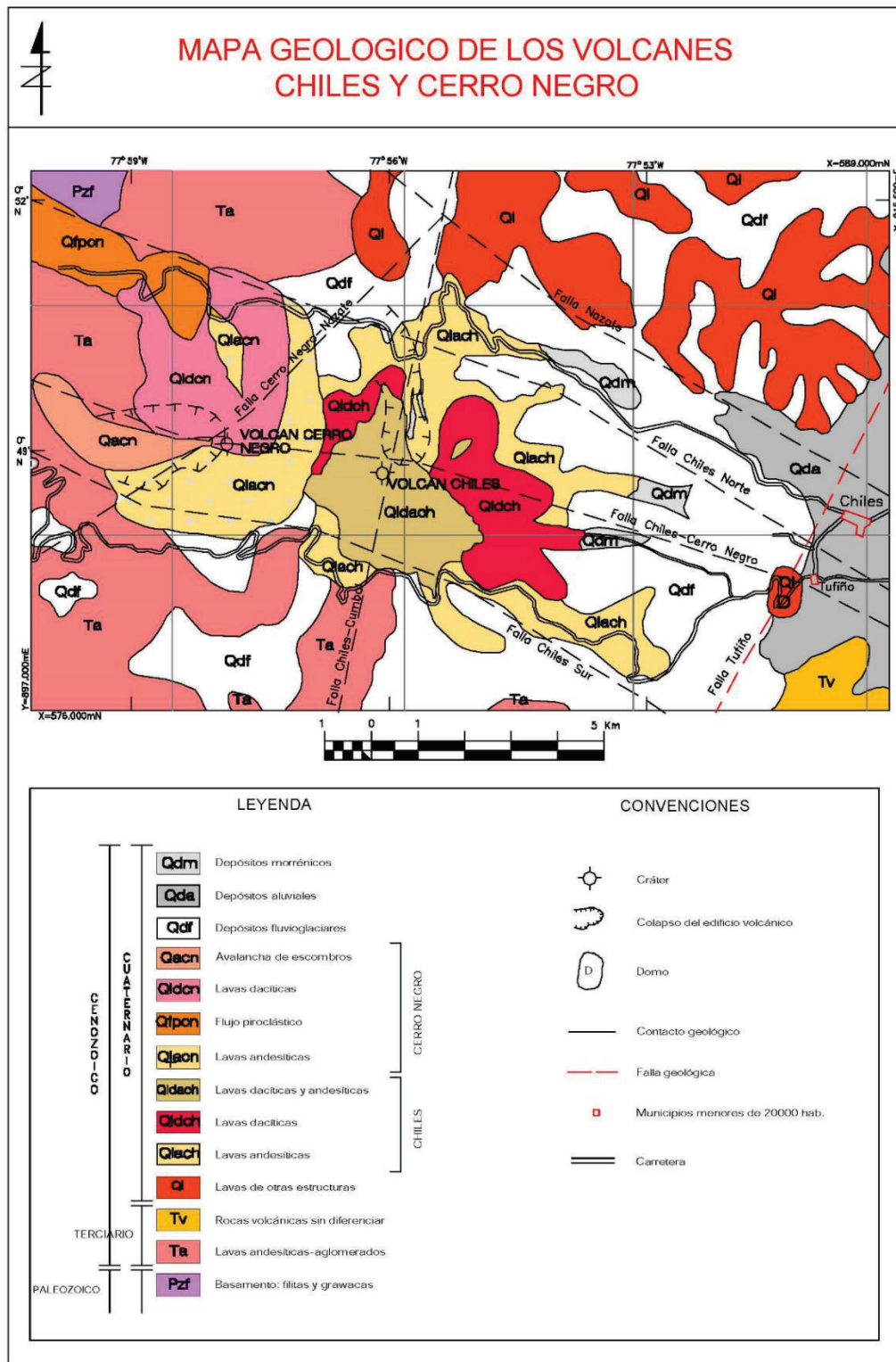
Instituto Colombiano de Geología y Minería. 2007. Atlas Geológico de Colombia. Escala 1:500.000.
 Ministerio de Recursos Naturales con la cooperación del Gobierno Británico. 1982. Mapa Geológico del Ecuador. Escala 1: 1.000.000.
 Andrade, Daniel, Bernard, Benjamin. 2011. Mapa de Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. IG EPN. IRD.
 Vallejo, Cristhian. 2007. Evolution of the western Cordillera in the andes of Ecuador (late cretaceous-Paleogene). Doctoral Thesis.
 Fallas tomadas de: Alvarado, Alejandra. 2012. Neotectonismo y cinemática de la deformación continental en Ecuador. Tesis de doctorado de la Universidad de Grenoble.

Elaborado por:

Telenciana, Edwin, Santamaría, Santiago, Sierra, Daniel

Primera Versión.

Anexo 3.- Mapa Geológico del complejo Chiles- Cerro Negro.



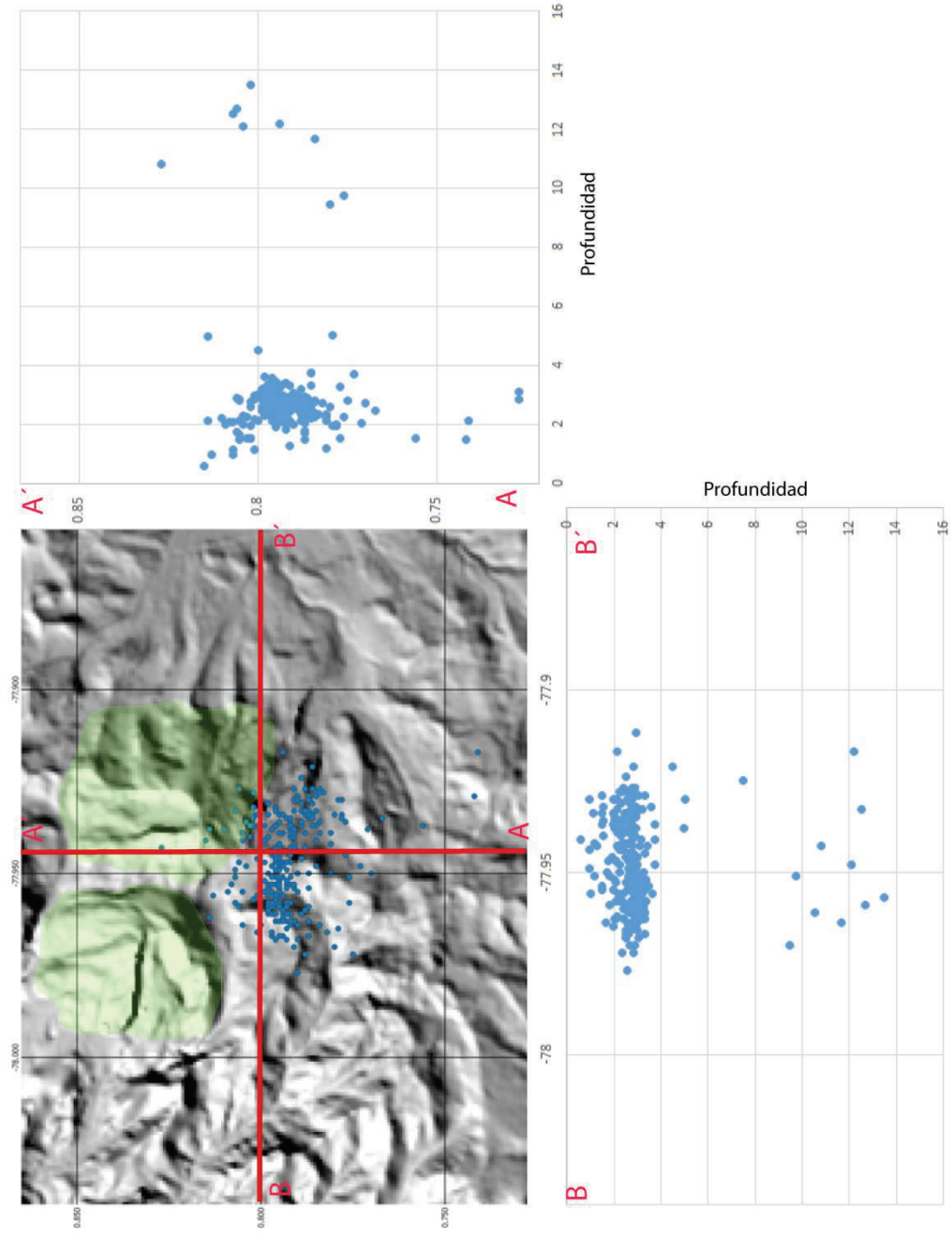
Tomado del sitio web del SGC (Servicio Geológico Colombiano).

Anexo 4.- Lista de estaciones usadas para la relocalización.

Las alturas relativas muestran la estación TULM usada como punto de referencia para la relocalización.

ESTACION	Latitud	Longitud	Altura (km)	Altura Relativa (km)
CHL1	0.7923	-77.9462	4.19	0.55
ICHI	0.8195	-77.942	4.48	0.84
ECEN	0.8238	-77.9727	4.19	0.55
CERN	0.8335	-77.9642	4.22	0.58
CHL2	0.8025	-77.9179	4.01	0.37
IMOR	0.8325	-77.9277	4.07	0.43
IPAN	0.8507	-77.8808	3.727	0.087
ICAN	0.8643	-77.9505	3.79	0.15
TULM	0.7161	-77.7869	3.64	0
YAHU	0.3717	-78.065	3.17	-0.47
URCU	0.4417	-78.2533	2.7	-0.94
IMBA	0.2798	-78.1969	3.34	-0.3
CUIC	0.304	-78.3611	3.17	-0.47
COTA	0.3319	-78.3403	4.06	0.42
CUSE	0.3053	-78.3991	3.35	-0.29
CUSW	0.2862	-78.3508	3.03	-0.61
AIB1	0.3466	-78.1254	2.208	-1.432
AIB2	0.3428	-78.1041	2.225	-1.415
ACOT	0.2949	-78.2745	2.482	-1.158
AAT1	0.3304	-78.2145	2.434	-1.206
BONI	0.4528	-77.5297	2.04	-1.6
ATUL	0.7723	-77.723	3.097	-0.543

Anexo 5.- Sismos relocados con perfiles N-S y E-O.



Anexo 6.- Mecanismos focales calculados y su localización.

Fecha	N°	Long.	Lat.	Prof. (km)	Plano 1			Plano 2			Eje de Presión		Eje de Tensión	
					strike	dip	rake	strike	dip	rake	trend	plunge	trend	plunge
08/03/2014 7:28	2	0.945	-77.961	10.52	142.52	46.92	14.51	42.50	79.46	135.99	99.56	20.71	352.53	37.76
13/03/2014 3:18	6	0.797	-77.938	2.92	126.00	70.00	0.00	36.00	90.00	-160.00	82.78	14.00	349.22	14.00
15/03/2014 9:34	7	0.742	-77.929	1.45	140.40	70.00	0.00	50.40	90.00	-160.00	97.18	14.00	3.62	14.00
18/04/2014 15:17	12	0.771	-77.938	2.03	304.92	85.47	-2.12	35.09	87.89	-175.47	260.07	4.70	169.93	1.71
11/05/2014 2:23	17	0.795	-77.952	2	140.40	70.00	0.00	50.40	90.00	-160.00	97.18	14.00	3.62	14.00
11/05/2014 10:02	18	0.792	-77.947	2.07	121.86	75.52	-3.97	212.85	86.16	-165.49	78.23	12.96	346.51	7.44
12/05/2014 23:59	19	0.789	-77.946	2.97	319.97	71.25	7.10	227.68	83.28	161.12	275.13	8.31	182.40	18.06
19/05/2014 7:13	24	0.797	-77.945	2.61	136.31	64.34	-16.10	233.43	75.52	-153.43	97.19	28.88	3.06	7.44
27/05/2014 7:59	27	0.791	-77.954	2.73	134.33	87.50	-29.91	225.77	60.12	-177.12	85.90	22.53	183.99	18.75
09/08/2014 11:30	29	0.81	-77.938	2.19	135.00	89.90	0.00	45.00	90.00	-179.90	90.00	0.07	360.00	0.07
04/10/2014 0:47	41	0.795	-77.952	2.71	345.49	46.92	69.25	194.51	46.92	110.75	90.00	0.00	180.00	75.00
04/10/2014 15:08	42	0.799	-77.942	2.56	304.92	85.47	-2.12	35.09	87.89	-175.47	260.07	4.70	169.93	1.71
04/10/2014 22:10	45	0.795	-77.955	2.71	136.49	83.59	-7.69	227.35	82.36	-173.53	91.84	9.96	182.00	0.86
04/10/2014 23:24	46	0.795	-77.942	2.67	132.76	51.62	12.25	35.08	80.43	140.98	89.62	18.75	346.48	33.82
05/10/2014 1:21	47	0.796	-77.945	2.66	320.97	80.42	11.60	229.01	78.56	170.22	94.83	1.29	185.17	14.94
05/10/2014 2:10	48	0.792	-77.958	2.3	143.98	76.00	14.43	50.42	76.01	165.56	97.20	0.01	7.20	20.00
05/10/2014 2:47	49	0.795	-77.949	2.64	125.74	81.69	23.66	32.12	66.60	170.94	256.91	10.29	351.22	22.52
05/10/2014 2:58	50	0.798	-77.961	2.98	113.79	82.95	-7.11	204.67	82.94	-172.90	69.23	10.00	159.23	0.00
05/10/2014 6:13	52	0.795	-77.947	2.7	321.94	81.69	18.26	229.21	71.94	171.26	94.48	6.72	186.78	18.75
05/10/2014 7:22	53	0.798	-77.953	2.89	131.42	87.13	-34.90	223.42	55.15	-176.50	81.63	26.07	182.82	21.63
05/10/2014 9:50	54	0.796	-77.943	2.24	320.43	83.59	7.69	229.57	82.36	173.53	94.92	0.86	185.08	9.96
05/10/2014 10:34	55	0.798	-77.954	3.22	307.84	80.15	1.75	217.54	88.28	170.15	263.10	5.72	172.28	8.18
05/10/2014 22:20	56	0.796	-77.946	2.5	136.62	80.04	0.88	46.47	89.13	170.04	91.97	6.41	1.11	7.64
05/10/2014 22:28	57	0.798	-77.95	2.66	142.81	71.94	-8.74	235.54	81.69	-161.74	100.38	18.75	8.08	6.72
06/10/2014 4:39	59	0.791	-77.954	2.94	115.37	70.32	-3.62	206.59	86.59	-160.28	72.69	16.27	339.34	11.31
06/10/2014 5:12	60	0.792	-77.958	2.89	325.44	84.28	34.59	231.51	55.61	173.06	93.50	19.21	194.18	28.03
09/10/2014 7:08	64	0.798	-77.953	2.52	317.27	88.71	14.95	226.93	75.05	178.66	91.13	9.58	183.08	11.44

13/10/2014 1:16	66	0.791	-77.953	2.59	333.69	64.34	16.10	236.57	75.52	153.43	286.94	7.44	192.81	28.88
14/10/2014 16:43	68	0.787	-77.959	1.78	310.44	50.18	-4.18	43.12	86.79	-140.10	274.56	29.50	169.69	24.41
15/10/2014 9:08	69	0.795	-77.946	2.67	131.56	84.28	8.22	40.74	81.82	174.22	266.00	1.73	356.30	9.85
16/10/2014 5:56	71	0.793	-77.947	2.09	133.54	89.13	9.96	43.39	80.04	179.12	268.03	6.40	358.90	7.64
16/10/2014 13:23	73	0.787	-77.944	2.38	334.35	83.72	24.25	241.53	65.90	173.12	105.62	12.20	200.50	21.47
18/10/2014 9:02	74	0.796	-77.953	2.79	134.98	58.68	-16.48	233.72	75.98	-147.60	98.59	32.61	1.23	11.32
19/10/2014 4:05	75	0.796	-77.946	2.98	312.49	65.10	-2.33	43.47	87.89	-155.08	270.80	18.89	175.26	15.76
20/10/2014 5:01	76	0.794	-77.951	2.61	303.99	71.25	23.86	205.90	67.48	159.64	74.33	2.50	165.76	29.88
20/10/2014 7:03	77	0.796	-77.943	2.74	120.65	60.50	-28.34	225.52	65.60	-147.27	84.77	39.82	352.09	3.21
20/10/2014 10:37	78	0.797	-77.959	2.97	310.89	69.30	-22.21	49.10	69.29	-157.80	269.99	30.00	360.00	0.01
20/10/2014 11:07	79	0.792	-77.945	2.83	140.89	69.30	-22.21	239.10	69.29	-157.80	99.99	30.00	190.00	0.01
20/10/2014 14:51	82	0.792	-77.947	2.89	313.42	71.25	-36.01	56.57	56.17	-157.24	270.28	38.39	7.96	9.58
20/10/2014 19:45	87	0.741	-77.917	2.11	129.18	80.95	4.26	38.51	85.79	170.93	84.12	3.40	353.56	9.39
20/10/2014 20:46	89	0.799	-77.937	2.45	127.02	75.23	-2.66	217.70	87.43	-165.21	83.30	12.24	351.44	8.54
20/10/2014 21:21	90	0.777	-77.945	3.28	320.97	80.42	11.60	229.01	78.56	170.22	94.83	1.29	185.17	14.94
20/10/2014 21:32	91	0.792	-77.936	2.52	312.49	65.10	-2.33	43.47	87.89	-155.08	270.80	18.89	175.26	15.76
20/10/2014 22:18	93	0.805	-77.955	1.49	321.94	81.69	18.26	229.21	71.94	171.26	94.48	6.72	186.78	18.75
20/10/2014 22:24	94	0.791	-77.943	1.24	77.76	135.41	8.74	354.01	83.88	134.26	226.76	35.38	117.10	25.35
20/10/2014 23:02	95	0.801	-77.956	2.15	334.64	44.81	-35.53	91.51	65.82	-128.95	314.87	52.30	208.57	12.24
20/10/2014 23:23	96	0.809	-77.955	1.97	333.87	77.05	-7.63	65.59	82.57	-166.94	290.24	14.48	199.25	3.84
21/10/2014 0:19	100	0.795	-77.951	2.94	343.44	74.81	-13.17	76.95	77.30	-164.42	300.52	19.92	209.90	1.71
21/10/2014 0:22	101	0.796	-77.95	2.8	1.34	46.92	14.51	261.32	79.46	135.99	318.38	20.71	211.35	37.76
21/10/2014 1:34	104	0.795	-77.958	2.95	340.17	46.92	14.51	240.15	79.46	135.99	297.21	20.71	190.18	37.76
21/10/2014 1:47	105	0.8	-77.93	2.09	333.37	87.13	-34.90	65.37	55.15	-176.50	283.58	26.07	24.77	21.63
21/10/2014 2:01	106	0.793	-77.935	2.91	171.52	54.60	45.28	51.19	54.61	134.72	111.36	0.00	21.35	55.00
21/10/2014 3:05	109	0.783	-77.928	2.33	350.81	63.94	24.23	249.63	68.37	151.80	301.02	2.86	209.03	34.84
21/10/2014 3:21	110	0.807	-77.958	2.08	340.43	50.00	0.00	250.43	90.00	-140.00	302.98	27.03	197.88	27.03
21/10/2014 4:02	113	0.794	-77.948	2.96	163.54	81.69	18.26	70.81	71.94	171.26	296.08	6.72	28.38	18.75
21/10/2014 5:20	116	0.789	-77.937	2.68	342.93	80.15	-1.75	73.23	88.28	-170.15	298.49	8.18	207.67	5.72
21/10/2014 5:38	118	0.795	-77.949	2.88	354.15	52.84	-16.01	93.98	77.30	-141.74	320.89	35.63	219.22	15.77
21/10/2014 6:52	124	0.786	-77.927	2.89	358.15	80.04	0.88	268.00	89.13	170.04	313.50	6.41	222.64	7.64

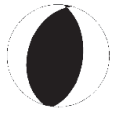









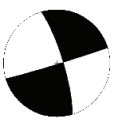










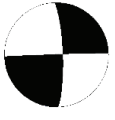




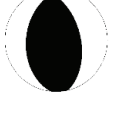
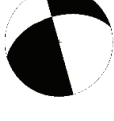



















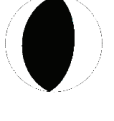

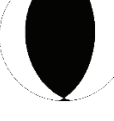
21/10/2014 7:26	125	0.802	-77.928	2.77	148.48	81.46	-34.07	244.21	56.36	-169.72	100.93	29.78	200.79	16.66
21/10/2014 7:42	127	0.799	-77.947	2.86	353.69	64.34	16.10	256.57	75.52	153.43	306.94	7.44	212.81	28.88
21/10/2014 8:03	128	0.794	-77.962	2.93	343.73	58.23	25.70	239.51	68.37	145.50	293.61	6.41	198.34	39.27
21/10/2014 8:39	129	0.793	-77.935	2.89	358.77	73.33	25.31	261.04	65.82	161.67	128.68	4.98	221.51	29.50
21/10/2014 9:06	131	0.785	-77.928	2.54	336.14	77.30	15.58	242.63	74.81	166.83	109.10	1.71	199.71	19.92
21/10/2014 9:26	132	0.806	-77.927	2.88	157.76	87.13	-34.90	249.76	55.15	-176.50	107.97	26.07	209.16	21.63
21/10/2014 9:43	133	0.775	-77.972	2.79	347.02	66.07	26.34	245.66	66.07	153.66	296.34	0.00	206.34	35.00
21/10/2014 12:00	135	0.791	-77.927	2.88	168.77	73.33	25.31	71.04	65.82	161.67	298.68	4.98	31.51	29.50
21/10/2014 12:31	136	0.802	-77.935	2.6	348.00	90.00	25.00	258.00	65.00	180.00	120.19	17.39	215.81	17.39
21/10/2014 14:20	140	0.806	-77.947	1.74	352.81	50.14	22.91	247.65	72.61	137.81	304.97	14.00	202.17	41.64
21/10/2014 14:25	141	0.797	-77.948	2.88	109.11	69.30	22.21	10.90	69.29	157.80	240.00	0.01	330.01	30.00
21/10/2014 15:12	145	0.795	-77.934	2.53	352.79	58.23	-25.70	97.01	68.37	-145.50	318.18	39.27	222.91	6.41
21/10/2014 15:34	146	0.787	-77.935	2.87	102.96	50.73	8.29	7.69	83.59	140.43	61.79	21.63	317.57	31.77
21/10/2014 17:23	149	0.787	-77.929	2.78	115.90	67.48	-20.36	213.99	71.25	-156.14	75.76	29.87	344.33	2.50
21/10/2014 17:32	150	0.814	-77.938	4.96	107.83	70.32	3.62	16.61	86.59	160.28	63.86	11.31	330.51	16.27
21/10/2014 20:00	152	0.792	-77.939	2.81	7.09	60.00	35.26	257.62	60.00	144.74	312.36	0.00	222.35	45.00
22/10/2014 3:02	158	0.792	-77.961	2.58	117.58	78.69	-33.34	214.93	57.39	-166.54	71.33	31.32	170.07	14.03
22/10/2014 3:33	159	0.789	-77.933	2.92	106.57	75.52	-26.57	203.70	64.34	-163.89	62.81	28.88	156.94	7.44
22/10/2014 4:47	162	0.77	-77.95	2.72	10.00	55.00	90.00	190.00	35.00	90.00	100.00	10.00	280.00	80.00
22/10/2014 5:38	164	0.795	-77.946	1.9	0.00	40.00	90.00	180.00	50.00	90.00	270.00	5.00	90.00	85.00
22/10/2014 6:24	167	0.796	-77.963	2.96	343.05	56.17	53.00	216.59	48.44	131.92	98.31	4.33	195.73	59.63
22/10/2014 7:22	169	0.793	-77.958	2.91	343.24	41.03	74.66	183.22	50.72	102.96	264.06	4.92	148.21	78.83
22/10/2014 8:30	172	0.796	-77.947	2.74	1.51	55.15	83.90	192.10	35.31	98.68	95.89	9.96	248.68	78.83
22/10/2014 10:41	174	0.794	-77.967	2.57	356.42	30.38	80.08	187.88	60.12	95.77	273.66	14.94	113.02	74.21
22/10/2014 18:35	181	0.795	-77.958	2.86	348.00	55.61	77.85	188.87	36.22	107.09	86.69	9.85	220.37	75.89
22/10/2014 19:05	182	0.796	-77.95	3.23	10.00	50.00	90.00	190.00	40.00	90.00	100.00	5.00	280.00	85.00
22/10/2014 21:36	184	0.796	-77.945	2.73	346.64	50.73	77.04	186.62	41.02	105.34	85.80	4.93	201.69	78.83
22/10/2014 22:20	186	0.793	-77.965	2.9	345.64	66.60	68.12	210.96	31.61	130.73	91.80	18.75	221.48	62.01
23/10/2014 0:02	188	0.793	-77.959	2.5	350.00	37.70	64.96	200.56	56.35	108.11	277.67	9.65	156.03	72.04
23/10/2014 0:40	189	0.796	-77.956	2.95	346.64	50.73	77.04	186.62	41.02	105.34	85.80	4.93	201.69	78.83
23/10/2014 0:54	190	0.796	-77.949	2.94	5.00	55.00	90.00	185.00	35.00	90.00	95.00	10.00	275.00	80.00

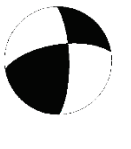

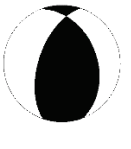

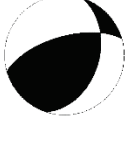

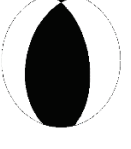
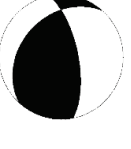

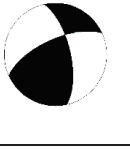



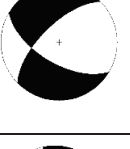
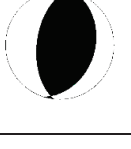
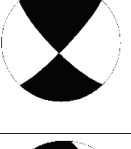
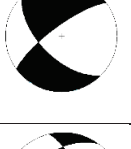
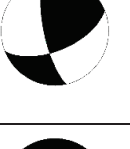
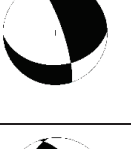
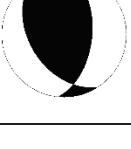
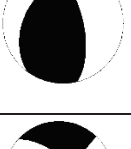
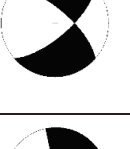
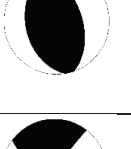
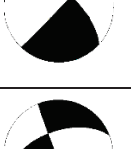
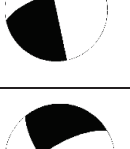
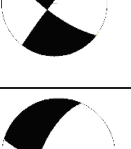
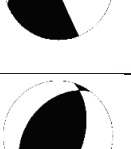
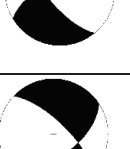
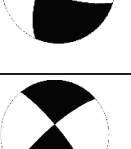
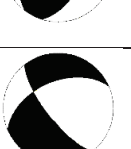
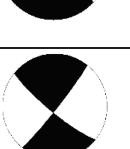
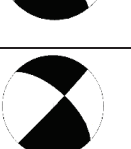


23/10/2014 1:02	191	0.795	-77.955	2.7	10.00	30.00	90.00	190.00	60.00	90.00	280.00	15.00	100.00	75.00
23/10/2014 4:43	196	0.794	-77.939	2.8	172.89	51.62	70.72	22.29	42.27	112.63	276.44	4.83	23.82	74.21
23/10/2014 5:13	198	0.796	-77.932	3.56	356.42	30.38	80.08	187.88	60.12	95.77	273.66	14.94	113.02	74.21
23/10/2014 6:01	201	0.799	-77.955	2.99	174.07	40.26	82.25	4.18	50.18	96.51	89.56	4.98	314.89	82.93
23/10/2014 6:09	202	0.794	-77.934	2.61	346.29	63.05	61.70	216.20	38.29	133.00	96.46	13.56	212.37	61.10
23/10/2014 6:52	203	0.793	-77.954	2.89	339.26	39.67	57.60	198.76	57.39	113.96	271.84	9.39	158.03	67.73
23/10/2014 7:14	206	0.797	-77.951	2.87	347.75	51.62	70.72	197.15	42.27	112.63	91.30	4.83	198.68	74.21
23/10/2014 7:40	207	0.796	-77.958	2.99	348.00	55.61	77.85	188.87	36.22	107.09	86.69	9.85	220.37	75.89
23/10/2014 8:38	209	0.794	-77.956	3.21	186.51	55.15	83.90	17.10	35.31	98.68	280.89	9.96	73.68	78.83
23/10/2014 8:46	210	0.781	-77.95	2.22	43.96	147.24	60.48	10.01	61.91	107.59	245.11	68.06	112.80	15.17
23/10/2014 10:16	212	0.793	-77.947	2.84	9.59	43.96	60.48	227.78	52.84	115.42	300.05	4.70	197.42	69.41
23/10/2014 22:57	219	0.79	-77.95	2.63	10.82	50.18	83.48	200.94	40.26	97.76	105.44	4.98	240.08	82.93
23/10/2014 23:19	221	0.797	-77.958	2.7	197.09	60.50	78.49	39.56	31.48	109.43	295.48	14.77	79.86	72.04
24/10/2014 2:56	223	0.792	-77.951	1.8	5.43	37.70	64.96	215.99	56.35	108.11	293.10	9.65	171.46	72.04
24/10/2014 3:07	225	0.789	-77.961	2.91	0.92	46.92	69.25	209.94	46.92	110.75	105.43	0.00	195.43	75.00
24/10/2014 3:17	226	0.795	-77.956	3.1	10.57	37.70	64.96	221.13	56.35	108.11	298.24	9.65	176.60	72.04
24/10/2014 4:46	230	0.787	-77.933	2.86	1.83	28.90	57.62	217.75	65.91	106.47	295.48	19.30	156.28	65.18
24/10/2014 6:53	233	0.787	-77.93	2.54	5.82	50.18	83.48	195.94	40.26	97.76	100.44	4.98	235.08	82.93
24/10/2014 14:57	239	0.795	-77.963	3.17	346.63	48.44	48.07	220.18	56.17	127.01	284.91	4.33	187.50	59.62
24/10/2014 16:38	241	0.788	-77.927	2.77	5.02	45.22	82.95	194.98	45.21	97.05	100.00	0.00	190.03	85.00
24/10/2014 17:09	242	0.786	-77.921	2.79	351.80	44.81	35.53	234.93	65.82	128.95	297.87	12.24	191.57	52.30
24/10/2014 18:30	243	0.788	-77.933	3.19	5.36	45.86	76.00	205.06	45.87	104.00	285.21	0.00	195.19	80.00
24/10/2014 18:34	244	0.784	-77.936	2.73	15.59	47.85	39.32	256.79	61.98	130.52	319.14	8.18	217.82	53.78
24/10/2014 21:54	246	0.781	-77.939	2.11	358.97	69.30	40.89	251.95	52.24	153.44	121.91	10.55	221.93	43.07
24/10/2014 22:58	247	0.788	-77.972	2.33	16.51	55.15	83.90	207.10	35.31	98.68	110.89	9.96	263.68	78.83
25/10/2014 0:51	250	0.79	-77.977	2.56	6.92	50.73	77.04	206.90	41.02	105.34	106.08	4.93	221.97	78.83
25/10/2014 15:57	252	0.796	-77.937	2.72	15.44	56.36	71.89	226.00	37.69	115.04	118.32	9.66	239.99	72.04
25/10/2014 19:06	253	0.791	-77.97	2.64	13.66	41.03	74.66	213.64	50.72	102.96	294.48	4.92	178.63	78.83
25/10/2014 20:28	254	0.79	-77.964	2.74	17.17	41.41	40.89	254.17	64.34	123.69	320.43	12.95	209.88	56.77
26/10/2014 0:55	255	0.792	-77.935	2.65	17.06	50.73	77.04	217.04	41.02	105.34	116.22	4.93	232.11	78.83
26/10/2014 1:10	256	0.797	-77.953	2.72	322.81	52.84	64.59	180.99	43.96	119.52	70.53	4.70	173.17	69.41

26/10/2014 5:49	260	0.793	-77.961	2.96	332.79	55.61	77.85	173.66	36.22	107.09	71.48	9.85	205.16	75.89
26/10/2014 8:23	262	0.802	-77.937	1.96	327.18	51.62	70.72	176.58	42.27	112.63	70.73	4.83	178.11	74.21
26/10/2014 9:32	263	0.79	-77.929	3.04	327.18	51.62	70.72	176.58	42.27	112.63	70.73	4.83	178.11	74.21
26/10/2014 9:52	264	0.795	-77.953	2.92	133.88	46.03	54.04	0.14	54.37	121.33	68.50	4.53	328.92	64.54
26/10/2014 13:00	268	0.789	-77.936	2.52	311.98	65.91	73.53	167.90	28.90	122.38	54.24	19.29	193.45	65.18
26/10/2014 16:24	269	0.797	-77.938	2.55	321.14	71.25	68.83	191.45	27.99	136.77	67.30	23.40	201.98	58.40
26/10/2014 17:19	270	0.784	-77.928	2.23	340.82	50.18	83.48	170.94	40.26	97.76	75.44	4.98	210.08	82.93
27/10/2014 17:22	273	0.794	-77.956	2.38	315.69	90.00	65.00	225.69	25.00	180.00	68.60	39.86	202.78	39.86
28/10/2014 4:37	276	0.784	-77.939	2.78	342.32	71.25	68.83	212.63	27.99	136.77	88.48	23.40	223.16	58.40
28/10/2014 8:29	280	0.795	-77.936	2.22	331.98	75.23	79.65	187.60	17.97	124.27	70.37	29.49	227.90	58.53
28/10/2014 13:42	283	0.796	-77.946	2.48	344.35	90.00	40.00	254.35	50.00	180.00	111.80	27.03	216.90	27.03
28/10/2014 22:25	285	0.785	-77.929	3.29	349.86	71.11	47.21	240.58	46.03	153.26	109.71	15.19	216.07	46.05
29/10/2014 0:21	286	0.797	-77.951	2.96	141.78	72.61	-42.19	246.94	50.14	-157.09	96.30	41.65	199.10	14.00
29/10/2014 14:52	289	0.803	-77.937	2.24	341.28	77.76	-54.06	87.58	37.70	-159.72	287.36	45.19	44.22	24.18
29/10/2014 20:55	291	0.787	-77.934	2.9	348.85	67.48	62.77	222.19	34.78	137.82	98.75	18.06	220.73	58.39

Anexo 7.- Mecanismos focales

2		41		54		71		89	
6		42		55		73		90	
7		45		56		74		91	
12		46		57		75		93	
17		47		59		76		94	
18		48		60		77		95	
19		49		64		78		96	
24		50		66		79		100	
27		52		68		82		101	
29		53		69		87		104	

105		128		146		172		196	
106		129		149		174		198	
109		131		150		181		201	
110		132		152		182		202	
113		133		158		184		203	
116		135		159		186		206	
118		136		162		188		207	
124		140		164		189		209	
125		141		167		190		210	
127		145		169		191		212	

219		243		260		283	
221		244		262		285	
223		246		263		286	
225		247		264		289	
226		250		268		291	
230		252		269			
233		253		270			
239		254		273			
241		255		276			
242		256		280	