

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
ESCUELA DE POSGRADO
UNIDAD DE POSGRADO DE LA FACULTAD DE
GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS



**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SISMOVOLCÁNICA EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO
NEVADO COROPUNA Y ALREDEDORES DURANTE EL PERIODO MAYO 2018-
ABRIL 2020**

Tesis presentada por el Bachiller:

Torres Aguilar, Jose Luis

Para optar el Grado Académico de:

**Maestro en Ciencias de la Tierra, con mención en
Exploración Geológica**

Asesor:

Dr. Rivera Porras, Marco Antonio

Arequipa – Perú

2021

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
ESCUELA DE POSGRADO
UNIDAD DE POSGRADO DE LA FACULTAD DE
GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS



**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SISMOVOLCÁNICA EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO
NEVADO COROPUNA Y ALREDEDORES DURANTE EL PERIODO MAYO 2018-
ABRIL 2020**

Tesis presentada por el Bachiller:

Torres Aguilar, Jose Luis

Para optar el Grado Académico de:

**Maestro en Ciencias de la Tierra, con mención en
Exploración Geológica**

Jurados:

Dr. Chávez Valencia, Antenor Edgardo

Dr. Rivera Porras, Marco Antonio

Dr. Condori Quispe, Cristóbal

Arequipa – Perú

2021

DEDICATORIA

A mis queridos padres, Cristina Aguilar A. y Nazario Torres C. por su amor incondicional y gran espíritu de lucha.

A mis afectuosos hermanos Walter Torres, Ney Torres, Saúl Torres, German Torres, Abelardo Torres y a mis queridos Tíos(a), por tantos momentos felices.

En memoria de mi hermana Eliana Torres, como un recuerdo y homenaje de su gratitud, imborrable de mi infancia.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente, agradezco a la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa (UNSA) por haberme aceptado ser parte de ella y abierto las puertas de su seno científico para poder estudiar una Maestría en Ciencias de la Tierra mención Exploración Geológica, así como también a los diferentes docentes que brindaron sus conocimientos y apoyo para seguir adelante.

Deseo también expresar mi agradecimiento a mi Asesor el Dr. Marco Rivera, por brindarme la oportunidad de recurrir a su capacidad y conocimiento científico, cuya tutoría y experiencia fue fundamental para concluir con el presente el trabajo.

Al Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por haberme dado la confianza de utilizar su información sísmica y desarrollar el presente trabajo.

Y para finalizar, también agradezco a todos mis colegas y amigos del OVS, excelentes profesionales ya que gracias a su apoyo constante han aportado en un alto porcentaje a mis ganas de seguir superándome tanto en lo personal y profesional.

RESUMEN

En este estudio se analiza la actividad sísmica detectada en la zona del volcán Coropuna entre mayo de 2018 a abril de 2020. La clasificación sísmica permitió identificar principalmente eventos sismovolcánicos de tipo Volcano-Tectónico (VT), Largo Periodo (LP) y Tremor (TRE), los cuales representan hasta el 93 % del total de sismos, además de un grupo pequeño de sismos asociados a la dinámica del glaciar (DG). Respecto a los sismos de tipo VT, estos ocurrieron en tiempo y zonas distintas situadas entre 18 km (zona 1) y <8 km (zona 2) al noreste y oeste del Coropuna, con magnitudes de entre M2.0 a M3.8 y a menos de 15 km profundidad. De acuerdo con la distribución epicentral y el cálculo de mecanismos focales, la fuente de los sismos se debería a la activación de fallas normales paralelas al sistema de fallas dominantes en los Andes, de dirección NO-SE, NE-NO y O-E. Con relación a los sismos de tipo LP y TRE, estos fueron muy escasos, ya que, en promedio, en el periodo señalado, se registró 1 sismo por día. La localización de estos sismos fue superficial, debajo del volcán Coropuna (zona 2). Los tipos de sismos detectados indican que no hay indicios de ascenso de magma a la superficie; sin embargo, es probable que exista un “cuerpo de magma remanente” asociado a la última erupción del volcán Coropuna (~700 años AP), el cual generaría cambios de temperatura y esfuerzos del medio y el consecuente proceso de fracturamiento de rocas asociado a la ocurrencia de sismos de tipo VT. Asimismo, los cambios de temperatura del medio en contacto con el sistema hidrotermal del Coropuna generarían el movimiento de fluidos (gases magmáticos, vapor de agua, etc.) que ocasionarían sismos de tipo LP y TRE. Finalmente, se considera que el Coropuna presenta un sistema magmático latente, aunque su actividad es calificada como de bajo nivel. No se espera a corto y mediano plazo una reactivación de este volcán.

Palabras clave: volcán Coropuna, Sismología Volcánica, Volcano - Tectónico

ABSTRACT

This study analyzes the seismic activity detected in the area of the Coropuna volcano between May 2018 and April 2020. The seismic classification mainly identified volcanic earthquakes of the Volcano-Tectonic (VT), Long Period (LP) and Tremor (TRE) type, which represent up to 93% of all earthquakes, in addition to a small group of earthquakes associated with dynamics glaciers (DG). Regarding VT-type earthquakes, these occurred in different time and zones located between 18 km (zone 1) and <8 km (zone 2) to the northeast and west of Coropuna, with magnitudes between M2.0 to M3.8 and less than 15 km deep. According to the epicentral distribution and the calculation of focal mechanisms, the source of the earthquakes would be due to the activation of normal faults parallel to the dominant fault system in the Andes, in a NW-SE, NE-NW and W-E direction. In relation to the LP and TRE type earthquakes, these were very scarce, since, on average, in the indicated period, there was 1 earthquake per day. The location of these earthquakes was superficial, under the Coropuna volcano (zone 2). The types of earthquakes detected indicate that there is no evidence of magma rising to the surface; However, it is probable that there is a “remnant magma body” associated with the last eruption of the Coropuna volcano (~ 700 years BP), which would generate changes in temperature and environmental stresses and the consequent process of rock fracturing associated with the occurrence of VT-type earthquakes. Likewise, the temperature changes of the medium in contact with the Coropuna hydrothermal system would generate the movement of fluids (magmatic gases, water vapor, etc.) that would cause LP and TRE type earthquakes. Finally, it is considered that the Coropuna presents a latent magmatic system, although its activity is classified as low level. A reactivation of this volcano is not expected in the short and medium term.

Keywords: Coropuna volcano, Volcanic Seismology, Volcano - Tectonic

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|-----|
| DEDICATORIA | iii |
| AGRADECIMIENTOS | iv |
| RESUMEN | v |
| ABSTRACT | vi |
| LISTA DE FIGURAS..... | xi |
| LISTA DE TABLAS | xv |
| CAPÍTULO I: GENERALIDADES | 1 |
| 1.1 INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.2 DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA | 5 |
| 1.3 JUSTIFICACIÓN..... | 6 |
| 1.4 OBJETIVOS..... | 7 |
| 1.4.1 Objetivo General..... | 7 |
| 1.4.2 Objetivos Específicos..... | 7 |
| 1.5 HIPÓTESIS | 8 |
| 1.6 VARIABLES DE INVESTIGACIÓN | 8 |
| 1.6.1 Independiente..... | 8 |
| 1.6.2 Dependiente | 9 |
| 1.7 TRABAJOS ANTERIORES..... | 9 |
| CAPÍTULO II: AMBIENTE VULCANOLÓGICO, TECTÓNICO Y GEOLÓGICO | 12 |
| 2.1 UBICACIÓN..... | 12 |
| 2.2 ACCESIBILIDAD | 12 |
| 2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO | 14 |
| 2.3.1 Edificio Coropuna..... | 15 |
| 2.3.2 Edificio Paiche | 15 |
| 2.3.3 Edificio Escalera | 17 |
| 2.3.4 Edificio Casulla..... | 17 |
| 2.3.5 Edificio Yanaranra | 17 |
| 2.4 CONTEXTO ESTRUCTURAL..... | 18 |

| | | |
|--|--|----|
| 2.5 | CONTEXTO GLACIOLÓGICO | 20 |
| 2.6 | FUENTES TERMALES | 20 |
| CAPÍTULO III: SISMOLOGÍA VOLCÁNICA | | 22 |
| 3.1 | SISMOLOGÍA Y MONITOREO VOLCÁNICO..... | 22 |
| 3.2 | SISMOLOGÍA VOLCÁNICA..... | 23 |
| 3.2.1 | Tipos de señales sísmicas..... | 26 |
| 3.2.1.1 | Sismos alta frecuencia (HF) o Volcano-Tectónico (VT) | 27 |
| 3.2.1.2 | Sismos de baja frecuencia (LF) o Largo Periodo (LP) | 28 |
| 3.2.1.3 | Sismos Tornillo | 30 |
| 3.2.1.4 | Sismos asociados a explosiones | 32 |
| 3.2.1.5 | Tremor..... | 33 |
| 3.2.1.6 | Sismos Híbrido | 38 |
| 3.2.1.7 | Sismos originados por procesos superficiales..... | 39 |
| 3.2.1.8 | Señales de flujos piroclásticos | 40 |
| 3.2.1.9 | Señales de Lahares..... | 42 |
| 3.2.1.10 | Señales relacionadas a la dinámica del glaciar | 43 |
| 3.2.1.11 | Ruido sísmico | 45 |
| 3.3 | FAMILIAS SÍSMICAS | 46 |
| 3.3.1 | Correlación cruzada | 47 |
| 3.4 | MODELO DE VELOCIDAD | 49 |
| 3.4.1 | Modelo de velocidad 1D..... | 49 |
| 3.4.2 | Algoritmo VELEST | 49 |
| 3.4.2.1 | El modelo de velocidades inicial | 51 |
| 3.4.2.2 | Los datos sísmicos..... | 52 |
| 3.4.2.3 | La red sísmica | 52 |
| 3.5 | LOCALIZACIÓN DE UNA FUENTE SÍSMICA..... | 53 |
| 3.5.1 | Método de Geiger | 54 |
| 3.6 | DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIA-MAGNITUD DE SISMOS | 56 |
| 3.7 | MECANISMOS FOCALES | 58 |
| 3.7.1 | Momento tensor | 58 |
| 3.7.2 | Cinemática del deslizamiento | 61 |
| 3.7.3 | Solución de un mecanismo focal | 61 |
| CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO DE DATOS..... | | 64 |

| | | |
|-----------------------------|--|----|
| 4.1 | RED SÍSMICA OPERADA EN EL VOLCÁN COROPUNA | 64 |
| 4.1.1 | Telemetría digital del volcán Coropuna..... | 67 |
| 4.1.2 | Programas de adquisición y tratamiento de datos geofísicos..... | 68 |
| 4.1.2.1 | Sistema Earthwon | 68 |
| 4.1.2.2 | Procesamiento y análisis de datos sismovolcánicos..... | 68 |
| 4.1.2.3 | Clasificación de señales sísmicas..... | 69 |
| 4.1.3 | Análisis espectral de sismos volcánicos | 70 |
| 4.1.3.1 | Espectro de frecuencias..... | 70 |
| 4.1.3.2 | Espectrograma | 70 |
| 4.1.3.3 | Filtros | 71 |
| 4.2 | CLASIFICACIÓN DE SEÑALES SISMOVOLCÁNICAS..... | 72 |
| 4.2.1 | Catálogo de actividad sismovolcánica | 74 |
| 4.3 | FAMILIAS SÍSMICAS | 75 |
| 4.4 | MODELO DE VELOCIDAD | 76 |
| 4.4.1 | Relación de V_p/V_s | 77 |
| 4.4.2 | Selección y preparación de los datos | 77 |
| 4.4.3 | Cálculo del programa VELEST con el modelo inicial | 78 |
| 4.4.4 | Modelo de velocidad final | 82 |
| 4.5 | CÁLCULO DE PARÁMETROS DE LOCALIZACIÓN DE SISMOS VT..... | 84 |
| 4.5.1 | Identificación de fases sísmicas | 84 |
| 4.5.2 | Cálculo de parámetros sísmicos..... | 85 |
| 4.6 | DISTRIBUCIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD | 87 |
| 4.7 | CÁLCULO DE MECANISMOS FOCALES (MF)..... | 87 |
| 4.7.1 | Método FPFIT..... | 90 |
| 4.7.2 | Método HASH | 91 |
| 4.7.3 | Método FOCMEC..... | 92 |
| 4.8 | CÁLCULO DE LA MAGNITUD..... | 94 |
| CAPÍTULO V: RESULTADOS..... | | 95 |
| 5.1 | TIPOS DE SEÑALES SISMOVOLCÁNICAS EN EL VOLCÁN COROPUNA | 95 |
| 5.1.1 | Sismos Volcano-Tectónico (VT) | 95 |
| 5.1.2 | Sismos de Largo Periodo (LP)..... | 97 |
| 5.1.3 | Sismos tipo Tremor Espasmódico (TRE) | 97 |
| 5.1.4 | Señales sísmicas asociadas a la dinámica de glaciación (DG)..... | 98 |

| | | |
|--|--|-----|
| 5.1.5 | Estadística temporal de sismos volcánicos | 100 |
| 5.2 | SISMOS DE TIPO VT CON CARACTERÍSTICAS SIMILARES | 103 |
| 5.3 | MODELO DE VELOCIDAD DEL VOLCÁN COROPUNA..... | 104 |
| 5.4 | LOCALIZACIÓN DE SISMOS VOLCANO-TECTÓNICO (VT)..... | 107 |
| 5.5 | RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER | 113 |
| 5.6 | MECANISMOS FOCALES | 115 |
| CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS..... | | 119 |
| 6.1 | SISMOS VOLCANO-TECTÓNICO (VT) Y SU MECANISMO DE FUENTE..... | 119 |
| 6.1.1 | Profundidad de ocurrencia de sismos Volcano-Tectónico (VT)..... | 121 |
| 6.1.2 | Tasa de ocurrencia temporal de sismos Volcano-Tectónico(VT)..... | 124 |
| 6.1.3 | Análisis sismotectónico | 126 |
| 6.2 | OTROS SISMOS REGISTRADOS EN EL VOLCÁN COROPUNA..... | 130 |
| 6.2.1 | Sismos Largo Periodo (LP)..... | 130 |
| 6.2.2 | Sismos Tremor Espasmódico (TRE) | 131 |
| 6.2.3 | Sismos asociados a la dinámica del glaciario (DG)..... | 132 |
| 6.3 | MODELO ESQUEMÁTICO AL INTERIOR DEL COROPUNA | 132 |
| CONCLUSIONES | | 137 |
| RECOMENDACIONES..... | | 139 |
| BIBLIOGRAFÍA | | 140 |
| ANEXOS | | 153 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1.1.- Mapa de zonas volcánicas. | 4 |
| Figura 2.1.- Mapa de ubicación del volcán Coropuna. | 13 |
| Figura 2.2.- Fotografía del complejo volcánico Coropuna constituido de cinco edificios | 15 |
| Figura 2.3.- Mapa geológico regional del Complejo Volcánico Coropuna. | 16 |
| Figura 2.4.- Sistema de fallas en la zona del volcán Coropuna. | 19 |
| Figura 2.5.- Mapa de ubicación de las fuentes termales en la zona del volcán Coropuna. | 21 |
| Figura 3.1.- Esquema de un modelo geológico y tipos de señales registradas durante el proceso de intranquilidad del volcán Colima durante | 24 |
| Figura 3.2.- Evolución de las señales sismovolcánicas mostrada en un sismograma durante un periodo de 48 horas | 26 |
| Figura 3.3.- Ejemplo de un sismo de tipo Volcano-Tectónico (VT) | 28 |
| Figura 3.4.- Ejemplo de un sismo de tipo Largo Periodo (LP)..... | 30 |
| Figura 3.5.- Ejemplo de un evento tipo Tornillo. | 31 |
| Figura 3.6.- Explosión registrada en el volcán Ubinas | 33 |
| Figura 3.7.- Ejemplo de un evento tipo Tremor Armónico. | 35 |
| Figura 3.8.- Ejemplo de un evento tipo Tremor..... | 37 |
| Figura 3.9.- Ejemplo de un evento tipo Tremor Pulsante | 38 |
| Figura 3.10.- Sismos de tipo Híbrido..... | 39 |
| Figura 3.11.- Ejemplo de una secuencia de flujos piroclásticos | 41 |
| Figura 3.12.- Ejemplo de una señal de tipo Lahar registrada | 43 |
| Figura 3.13.- Sismogramas de tres componentes de un sismo asociado a la Dinámica del Glaciar, registrado en julio | 44 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.14.- Espectrogramas de ruido de fondo registrado en una estación sísmica del volcán. Merapi (Indonesia)..... | 46 |
| Figura 3.15.- Ejemplo de una secuencia de sismos | 48 |
| Figura 3.16.- Diagrama de flujo que muestra el procedimiento del programa VELEST. | 51 |
| Figura 3.17.- Geometría para la ubicación de un sismo | 53 |
| Figura 3.18.- Relación entre los planos de falla y los ejes de esfuerzo | 59 |
| Figura 3.19.- Parámetros de la falla. | 60 |
| Figura 3.20.- Diagrama de los mecanismos donde muestra la cinemática de las fallas. | 61 |
| Figura 3.21.- a) Representación estereográfica de los datos sísmicos, b) Trazados de los planos nodales en el estereograma, c) Identificación de los cuadrantes, modificado de Cronin (2010).. | 63 |
| Figura 3.22.- Diagrama esquemático de un mecanismo focal (Modificado de la USGS)..... | 63 |
| Figura 4.1.- Mapa de ubicación de la red sísmica del volcán Coropuna operada por el IGP. | 65 |
| Figura 4.2.- Red de estaciones sísmicas del volcán Coropuna, Sara Sara, Auqui huato y Sabancaya. En triángulos azules se muestra las estaciones sísmicas..... | 66 |
| Figura 4.3.- Diagrama de los procesos informáticos | 67 |
| Figura 4.4.- Esquema de la transformada de Fourier..... | 70 |
| Figura 4.5.- Representación gráfica de los cuatro tipos de filtros básicos..... | 72 |
| Figura 4.6.- Relación $V_p / V_s = 1.70$ estimado para el volcán Coropuna | 77 |
| Figura 4.7.- Modelos de velocidad individuales..... | 79 |
| Figura 4.8.- Modelos de velocidad inicial | 80 |
| Figura 4.9.- Resultados de modelo de velocidad | 81 |
| Figura 4.10.- Modelo de velocidad inicial promedio..... | 82 |
| Figura 4.11.- Proyección horizontal del trazado de rayo | 83 |
| Figura 4.12.- Resultado de modelo velocidad final. | 84 |
| Figura 4.13.- Esquema de procesamiento de datos para estimar el valor de b | 87 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.14.- Relocalización de sismos VT utilizados para el cálculo de mecanismos focales, los cuales fueron registrados entre 8 a 11 estaciones sísmicas..... | 89 |
| Figura 4.15.- Esquema de cálculo de mecanismos focales mediante los programas FPFIT, HASH, FOCMEC. | 90 |
| Figura 4.16.- Ventana del programa FPFIT, cálculo del mecanismo del sismo ocurrido el 08 de febrero de 2020. | 91 |
| Figura 4.17.- Ventana del programa HASH, cálculo del mecanismo del sismo ocurrido el 08 de febrero de 2020. | 92 |
| Figura 4.18.- Ventana del programa HASH, cálculo del mecanismo del sismo ocurrido el 08 de febrero de 2020. | 93 |
| Figura 5.1.- Ejemplos de sismos de tipo Volcano – Tectónico (VT) registrados en el volcán Coropuna..... | 96 |
| Figura 5.2.- Ejemplos de sismos de tipo Largo Periodo (LP) registrados en el volcán Coropuna por la estación COR1 | 97 |
| Figura 5.3.- Tremor Espasmódico registrado en el volcán Coropuna | 98 |
| Figura 5.4.- Ejemplo de sismos tipo DG..... | 99 |
| Figura 5.5.- Gráfico de porcentaje de eventos registrados en el volcán Coropuna | 100 |
| Figura 5.6.- Estadística temporal de los principales sismos de tipo Volcano-Tectónico (VT), Largo Periodo (LP), Tremor (TRE) y dinámica del glaciario (DG) registrados en el volcán Coropuna..... | 102 |
| Figura 5.7.- Correlación cruzada de 22 sismos de tipo Volcano-Tectónico proximales. | 103 |
| Figura 5.8.- Correlación cruzada de 19 sismos de tipo Volcano-Tectónico distales (VTD)..... | 104 |
| Figura 5.9.- Modelo de velocidades final obtenido para la zona del volcán Coropuna | 109 |
| Figura 5.10.- Disminución de los errores en latitud, longitud y profundidad entre los modelos anteriores (puntos rojos)..... | 110 |
| Figura 5.11.- Mapa de localización de sismos en el volcán Coropuna. Los círculos rojos representan los sismos y su tamaño representa la magnitud local (ML). | 109 |
| Figura 5.12.- Ocurrencia de sismos en el tiempo y distribución de la magnitud..... | 110 |

| | |
|--|-----|
| Figura 5.13.- Mapa de localización de sismos VT ocurridos en las inmediaciones del volcán Coropuna..... | 112 |
| Figura 5.14.- Cálculo de la relación frecuencia - magnitud (valor de b) para la zona 1..... | 113 |
| Figura 5.15.- Cálculo de la relación frecuencia - magnitud (valor de b) para la zona 2..... | 114 |
| Figura 5.16.- Superposición de diagramas o mecanismos focales (MF) | 116 |
| Figura 6.1.- Sismograma de la estación sísmica COR1 | 120 |
| Figura 6.2.- Mapa de sismos VT de acuerdo a su profundidad | 122 |
| Figura 6.3.- Mapa de localización de sismos de tipo Volcano-Tectónico ocurridos en las inmediaciones del volcán Coropuna | 123 |
| Figura 6.4.- Número de sismos y profundidad en función del tiempo en el volcán Coropuna .. | 124 |
| Figura 6.5.- Mapa de distribución de epicentros | 125 |
| Figura 6.6.- Perfil SS´ realizado en dirección NE-SO perpendicular a la Falla 1 (F1) | 127 |
| Figura 6.7.- Mapa de mecanismos focales (MF) | 128 |
| Figura 6.8.- Perfil DD´ realizado en dirección N-S perpendicular a la falla 2 (F2) | 129 |
| Figura 6.9.- Perfil PP´ realizado en dirección NO-SE perpendicular a la falla 3 (F3) | 130 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|--|-----|
| Tabla 3.1.- Valores permitidos para el Rake y el tipo de falla correspondiente. | 60 |
| Tabla 4.1.- Detalle de las cinco estaciones sísmicas desplegadas en la zona del volcán Coropuna: nombre de la estación, código, fecha de funcionamiento. | 64 |
| Tabla 4.2.- Descripción de las características principales de las señales sísmicas volcánicas observadas en el volcán Coropuna. | 73 |
| Tabla. 4.3.- Ejemplo del catálogo de sismos volcánicos elaborado por CENVUL del IGP. | 75 |
| Tabla 4.4.- Lista de estaciones sísmicas con lectura de las fases. | 85 |
| Tabla 4.5.- Archivos de entrada para el programa HYPOELLIPSE | 86 |
| Tabla 4.6.- Archivos de salida del programa HYPOELLIPSE. | 86 |
| Tabla 5.1.- Valores del modelo de velocidades 1D calculados para el volcán Coropuna | 107 |
| Tabla 5.2.- Parámetros de localización sísmica considerados para discriminar eventos con mínimo error posible. | 111 |
| Tabla 5.3.- Lista de sismos de la zona2 utilizados para el cálculo de mecanismos focales | 117 |
| Tabla 5.4.- Lista de sismos de la zona1 utilizados para el cálculo de mecanismos focales | 118 |

CAPÍTULO I: GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Nevado Coropuna (CVNC, 15°32'S; 71°38'O; 6377 m s. n. m.) se ubica a 150 km al noroeste de la ciudad de Arequipa, entre las provincias de Condesuyos y Castilla, región Arequipa, en el sur del Perú. El CVNC pertenece al arco volcánico Plio-Cuaternario del sur del Perú, el cual tiene como origen el proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa sudamericana en dirección N78°E, con una velocidad de ~ 60-70 mm/año (Villegas, 2009a; Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003). Este arco volcánico Plio-Cuaternario, de poco más de 1000 km de largo, es de naturaleza calcoalcalina con predominio de andesitas, aunque es común encontrar magmas mucho más silíceos como dacitas y riolitas (Delacour et al., 2007; Mamani et al., 2010). El arco volcánico activo se encuentra situado sobre la cordillera occidental de los Andes y forma parte de la denominada Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ, por sus siglas en inglés; De Silva y Francis, 1991), de la cual es parte el Complejo Volcánico Nevado Coropuna (CVNC) y el resto de volcanes localizados en el sur del Perú (Figura 1.1a). En el sur del Perú se han identificado 16 estructuras volcánicas catalogadas como activas y potencialmente activas: Cerro Auqui huato, Sara Sara, Quimsachata, Coropuna, Andahua, Huambo, Sabancaya, Chachani, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane, Purupuruni y Casiri (De Silva & Francis, 1991; Siebert et al., 2011; Macedo et al., 2016; Bromley et al., 2019), todas ellas distribuidas entre las regiones Ayacucho, Cusco, Arequipa, Moquegua y Tacna. De estos 16 volcanes, al menos 6 han experimentado actividad histórica posterior a la conquista española (i. e. posterior a 1532 d. C.).

El volcán Nevado Coropuna es considerado como “activo” del arco volcánico del sur del Perú y es catalogado como el cuarto volcán de más alto riesgo en Perú (Macedo et al., 2016). No hay información respecto a la actividad histórica del Coropuna. Estudios precisan que este centro volcánico estaba activo desde finales del Pleistoceno al Holoceno (Mariño et al., 2017). Este volcán se caracteriza por la presencia de varios estratoconos distribuidos sobre un área de 25 km de largo y 17 km de ancho. La actividad eruptiva pasada del volcán Coropuna comprende el emplazamiento de variados flujos de lava, domos de lava y secuencias piroclásticas que conforman al menos cinco edificios volcánicos o estratovolcanes (Ubeda, 2011; Bromley et al., 2019; Mariño et al., 2017). Varios flujos de lavas andesíticas del Holoceno (Venturelli et al., 1978; Bromley et al., 2019) se encuentran en los flancos noreste, sureste y oeste del edificio. La morfología y grado de alteración mínima de las lavas sugieren que son muy jóvenes. En efecto, Ubeda (2011), con base en dataciones cosmogónicas sugiere que la última erupción ocurrió hace ~700 años, la cual emplazó flujos de lava que se distribuyeron hasta 7 km al sureste del volcán. Por otra parte, en zonas aledañas al volcán Coropuna se observa un complejo sistema de fallas y lineamientos, en dirección preferencial NO-SE, NE-SO y E-O (Margirier et al., 2015; Mariño et al., 2017). Actualmente, no se evidencia actividad fumarólica alguna; sin embargo, en un radio menor a los 25 km del complejo volcánico existen fuentes termales que muestran la actividad de su sistema hidrotermal (Núñez y Valenzuela 2001; Masías, 2018). El volcán Coropuna es el volcán más alto (6377 m s. n. m.) de los 16 volcanes activos y potencialmente activos del sur del Perú, y alberga un casquete glaciar de 44.1 km² (Kochtitzky et al., 2018) que representa la mayor reserva de agua en este sector de los Andes. Ello beneficia a más de 90 000 personas que habitan en las regiones de Castilla, Condesuyos y Camaná en la región de Arequipa, zonas de influencia de este volcán (INEI, 2018) y cuyas principales actividades económicas son la agricultura y la ganadería. En una

eventual reactivación del volcán Coropuna, el hielo y la nieve pueden fusionarse y producir lahares (flujos de lodo) de gran volumen que afectarían significativamente a las poblaciones, terrenos de cultivo y obras de infraestructura de las provincias de Condesuyos, Castilla y Camaná (región Arequipa). Entre los años 2001 y 2002, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), mediante el Centro Sismológico Nacional (CENSIS), detectó una importante actividad sísmica en el sector oeste y noreste del Coropuna, a distancias de 24 km y 30 km del volcán, respectivamente, con magnitudes por debajo de M5.0 (Del Carpio, 2018; Torres et al., 2020) (Figura 1.1b). Entre los años 2008 y 2010 se instaló por primera vez una estación sísmica a menos de 8 km del volcán Coropuna; este instrumento registró señales sísmicas de tipo Volcano-Tectónico (VT) y Largo Periodo (LP), ambas señales ligadas a procesos dinámicos que ocurren en ambientes volcánicos (Del Carpio, 2018; Torres et al., 2020). Estos antecedentes llevaron al IGP a implementar una red de monitoreo geofísico en tiempo real, la cual viene operando desde mayo de 2018 hasta la actualidad. Dichos datos permitieron confirmar la ocurrencia de actividad sísmica de origen volcánico, registrando eventos de tipo VT, LP; adicionalmente, se identificaron sismos de tipo Tremor (TRE). Asimismo, se detectaron señales ajenas al volcán asociadas a la dinámica del glaciar (DG).

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar la actividad sísmica registrada en las inmediaciones del volcán Coropuna mediante el empleo de datos sísmicos registrados por la red de 5 estaciones sísmicas de banda ancha durante el periodo de mayo de 2018 a abril de 2020, a fin de entender las fuentes de generación de los sismos y establecer la sismicidad base (*background*), en caso de sismos volcánicos. La metodología utilizada para este objetivo fue la siguiente: clasificación de los tipos de señales sísmicas, determinación de familias sísmicas, cálculo de modelo de velocidad, localización de los sismos, cálculo de la magnitud, mecanismos focales y distribución de la frecuencia-magnitud (DFM) o valor de “b”, respectivamente.

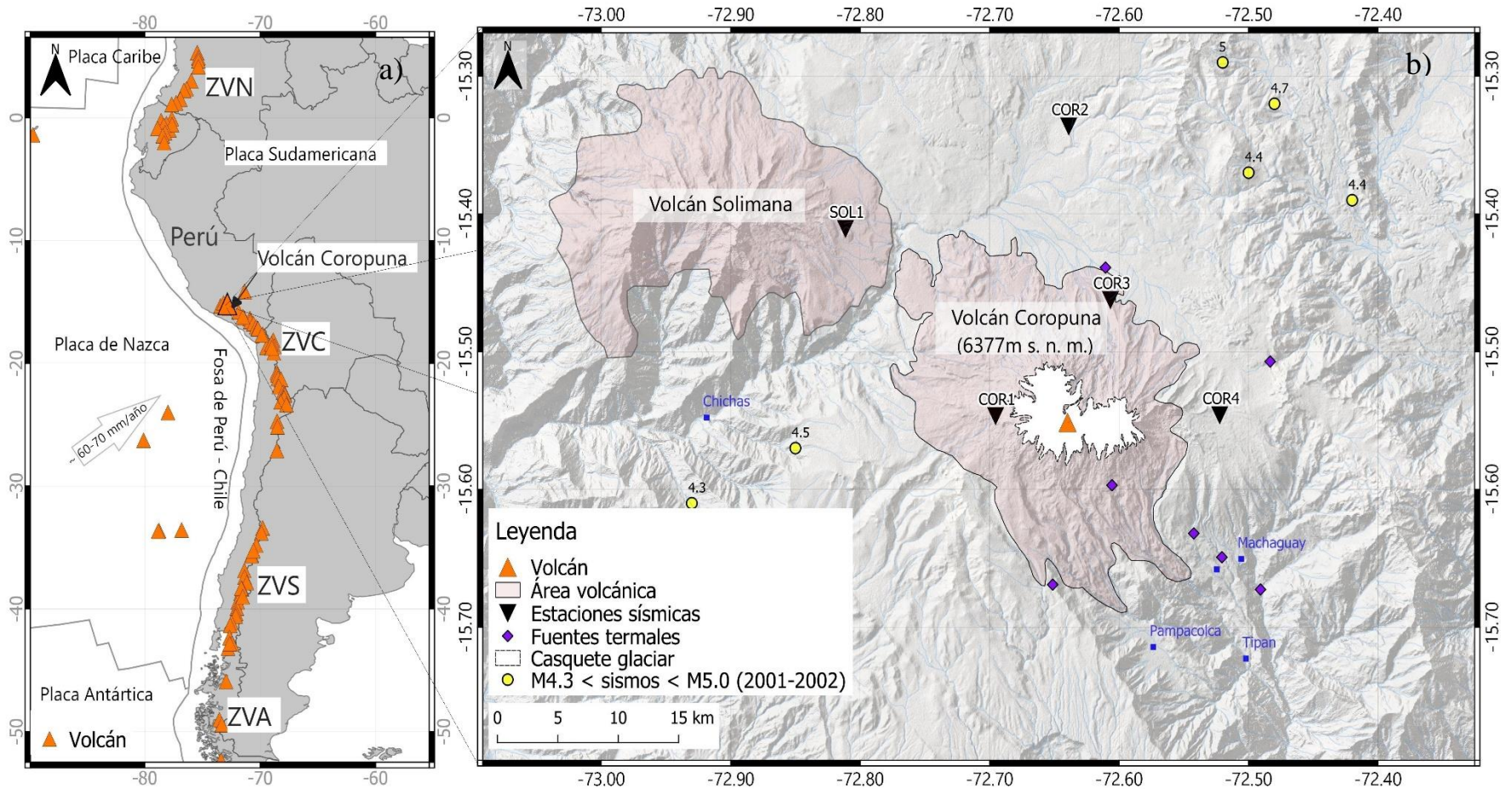


Figura 1.1.- Mapa de zonas volcánicas. a) zonas volcánicas de Sudamérica: ZVN (Zona Volcánica del Norte), ZVC (Zona Volcánica Central), ZVS (Zona Volcánica del Sur) y ZVA (Zona volcánica Austral). b) Mapa que delimita el área de trabajo en la zona del volcán Coropuna. En triángulos negros se representan las estaciones que conforman la red sísmica del Coropuna; los círculos amarillos simbolizan los sismos registrados por el CENSIS del IGP.

1.2 DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

La sismología volcánica es una herramienta importante que permite describir y entender la fuente física de ocurrencia de las diferentes señales sísmicas que se originan al interior de los sistemas volcánicos. Las señales sismovolcánicas dependen fuertemente del ascenso de fluidos magmáticos (magma, gases, vapor de agua, etc.) hacia zonas superficiales. Su localización espacio-temporal y la caracterización de sus parámetros de fuente nos indicarán el estado actual o comportamiento que viene presentando un volcán. Sin embargo, en un ambiente volcánico activo no solamente se registrarán señales sísmicas asociadas a la actividad volcánica, sino también señales sísmicas que presentan fuentes no volcánicas, tales como la actividad tectónica, glaciaria, antrópica, entre otras, lo cual hace complejo interpretar las señales sísmicas e indicar si el volcán está iniciando o no un proceso eruptivo (Zobin, 2012).

Actualmente, no se cuenta con un registro histórico de la actividad del volcán Coropuna; sin embargo, existen indicios de actividad volcánica en el pasado geológico reciente representados por tres flujos de lava localizados al noroeste, noreste y sureste del complejo, cuyas dataciones han arrojado edades de aproximadamente 6100, 2100 y 700 años, respectivamente (Úbeda, 2011; Bromley et al., 2019). Asimismo, no se evidencia en este volcán emisiones de fumarolas o gases; sin embargo, existen fuentes termales localizadas principalmente en el sector sur del volcán, con temperaturas que varían entre 20 y 50 °C (Masías, 2018).

En la zona del volcán Coropuna, el IGP, desde mayo de 2018, puso en operación la red sísmica de vigilancia volcánica conformada de 5 estaciones sísmicas instaladas de forma estratégica sobre y alrededor de dicho complejo volcánico. Mediante la información registrada y procesada se realizará la evaluación y análisis de la actividad sismovolcánica de la zona del complejo volcánico con la finalidad de determinar el estado actual de actividad con fines de

prevención y/o mitigación de desastres de origen volcánico. A la fecha no existen estudios que demuestren la fuente de ocurrencia de los sismos ni estudios que demuestren las características de los eventos sísmicos y su ubicación espacio temporal. Por ello, es necesario realizar este tipo de estudios para conocer las fuentes de los sismos, así como elaborar una línea base de la actual actividad sísmica del volcán e identificar patrones sísmicos precursores ante una posible futura erupción. Este estudio contribuirá con herramientas útiles al Centro Vulcanológico Nacional (CENVUL), servicio operado por el IGP, y aportará de manera importante en la gestión del riesgo volcánico en la región Arequipa. Un punto importante a resaltar del Coropuna es su imponente casquete glaciar de aproximadamente 44.1 km² (Kochtitzky et. al., 2018), recurso hídrico que beneficia a las provincias de Camaná, Castilla y Condesuyos en la región de Arequipa, el cual podría ser afectado en caso de erupción de este coloso.

1.3 JUSTIFICACIÓN

Estudios realizados por IGP consideran al CVNC como un volcán de “muy alto riesgo” (Macedo et al., 2016). Este volcán alberga uno de los más importantes casquetes glaciares en el sur peruano, recurso hídrico primordial para la región Arequipa. En una eventual reactivación, el volcán Coropuna podría generar flujos de lava y/o flujos piroclásticos que pudieran generar lahares (flujos de lodo), llegando a afectar seriamente la reserva de agua almacenada en sus casquetes. Estos flujos ocasionarían consecuencias devastadoras en las poblaciones asentadas en los valles aguas abajo de las provincias de Condesuyos, Castilla y Camaná, llegando a afectar directa e indirectamente a más de 90 000 personas (INEI, 2018) dedicadas principalmente a la agricultura y ganadería. El presente trabajo analiza la actividad sísmica y la fuente que origina los sismos en la zona del volcán nevado Coropuna, cuyos resultados serán una herramienta importante para la gestión del riesgo volcánico.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo General

Caracterizar y analizar la actividad sismovolcánica bajo el complejo volcánico Coropuna y alrededores utilizando datos sísmicos registrados durante el periodo mayo de 2018 a abril de 2020.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Caracterizar los tipos de sismos registrados en la zona del complejo volcánico Coropuna mediante el análisis de contenido espectral, forma de onda y duración del evento.
- Obtener un modelo de velocidades 1D mediante la inversión del tiempo de arribo de la onda P, el cual permitirá mejorar los parámetros de localización de los sismos en la zona del volcán Coropuna y mejorar el monitoreo en tiempo real.
- Evaluar la distribución espacial y temporal de la actividad sísmica mediante el cálculo de los parámetros de localización de los sismos de tipo Volcano-Tectónico.
- Determinar y caracterizar la fuente estructural que desencadena los sismos en la zona del complejo volcánico Coropuna, mediante la localización de los sismos, identificación de familias sísmicas, cálculo de mecanismos focales y distribución de la frecuencia-magnitud (valor de “b”).
- Obtener el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra – Mención en Exploración Geológica, en la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa – Perú.

1.5 HIPÓTESIS

Durante la etapa de clasificación de señales sísmicas del volcán Coropuna (05/2018-04/2020), se han observado eventos sísmicos típicos de ambientes volcánicos. Las formas de onda y espectro de frecuencias de las señales registradas por la red sísmica del Coropuna pudieron ayudar a clasificar y catalogar la actividad sísmica como sismos de tipo VT, LP, TRE y, además, identificar grupos de sismos ajenos al volcán. La localización preliminar de los sismos de tipo VT formarían grupos sísmicos distribuidos en los sectores noroeste, oeste y sur del volcán, en un radio menor de 30 km y con profundidades menores de 15 km.

- Por lo tanto, es posible identificar eventos sismovolcánicos caracterizando el contenido espectral, forma de onda y duración de la señal sísmica.
- Es posible, también, mediante el primer arribo de la onda P, calcular un modelo de velocidad 1D utilizando los sismos de tipo VT con el propósito de mejorar sus parámetros de localización.
- Es posible determinar la fuente sismogénica que desencadena los sismos en la zona del volcán Coropuna utilizando las siguientes metodologías: cálculo de parámetros de localización sísmica, estimación de familias sísmicas, mecanismo focales y DFM.

1.6 VARIABLES DE INVESTIGACIÓN

1.6.1 Independiente

- Cámara magmática
- Sistema hidrotermal
- Sistema de fallas

- Fuente sísmica
- Señales sísmicas

1.6.2 Dependiente

- Tipo de señales sísmicas
- Magnitud de los sismos
- Localización de fuentes sísmicas
- Fenomenología externa (fuentes termales, fumarolas, temperatura de los puntos calientes en el cráter, etc.)
- Movimiento de fluidos magmáticos (gases, agua y magma)

1.7 TRABAJOS ANTERIORES

EL Complejo Volcánico Nevado Coropuna (CVNC) es el volcán de mayor altitud del sur del Perú. De los 5 picos que presenta, el más alto se eleva a 6377 m s. n. m., alineados en dirección noroeste-sureste (Figura 2). Este complejo está cubierto por un casquete glacial de 44.1 km² (Kochtitzky et al., 2018).

Este volcán no tiene registro de actividad histórica; únicamente se han constatado indicios de actividad volcánica reciente caracterizada por flujos de lava visibles en los flancos noroeste, noreste y sureste de composición andesítica (Úbeda, 2011; Bromley et al., 2019). Estos flujos de lava alcanzaron distancias de hasta 8.5 km desde su centro de emisión. Los flujos de lavas más antiguos alcanzaron hasta 25 km de distancia, cerca al centro poblado de Pampacolca (Nuñez & Valenzuela, 2001).

Estudios realizados por Úbeda (2011) y Bromley et al. (2019) mediante dataciones cosmogónicas y radiométricas, han confirmado que en la zona del Coropuna existen recientes

flujos de lava en los flancos NO (6.1 ± 0.4 ka - 12.5 ± 0.2 ka), NE (2.1 ± 0.1 - 0.2 ka) y SE (0.7 ± 0.2 ka - 1.6 ± 0.1 ka), los cuales muestran que el Nevado Coropuna es un Complejo Volcánico potencialmente activo. Por tanto, es necesario, y de mucha importancia, mantener un monitoreo multidisciplinario permanente mediante el empleo de métodos sísmicos, geodésicos, geoquímicos, entre otros.

El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), entre el 22 de octubre al 24 de noviembre de 2007, instaló 3 estaciones sísmicas temporales en zonas próximas al volcán Coropuna (Viraco, Jallua y Maucallacta), con el objetivo de conocer la actividad sísmica actual del CVNC y sus alrededores, así como caracterizar la actividad de algún tipo de falla activa y la actividad propia del volcán. Los resultados indican la ocurrencia de sismos tectónicos locales que estarían relacionados a un fallamiento local (Ramos et al., 2008).

En alrededores del volcán Coropuna existen 7 fuentes termales localizadas en un radio menor de 18 km del volcán. Las fuentes termales fueron muestreadas entre los años 2008 y 2013 mediante la adquisición de un total de 36 muestras. Para el análisis de las muestras se utilizaron los métodos Titrimétrico, Cromatografía Iónica, ICP-OES e ICP-MS. Los resultados muestran que las fuentes termales presentan temperaturas de entre 20 y 50 °C, con agua tipo sulfatadas alcalinas y con PH que va del neutro (PH = 7) al ácido (PH < 7), lo que indicaría que el agua proviene de un sistema hidrotermal antiguo con origen en magmas no frescos y aguas que fluyen a poca profundidad (Masías, 2018).

El IGP mantiene actualizado el catálogo sísmico desde 1960 gracias al funcionamiento permanente de la red sísmica nacional, la cual está distribuida por todo el país. Esta red, en el volcán Coropuna, detectó un total de 2476 sismos localizados entre las latitudes 13°S y 19°S; de este universo de sismos, 10 han sido seleccionados como probables eventos asociados netamente

a la actividad del volcán Coropuna. Esta sismicidad fue registrada entre 2001 y 2002, distribuida en un rango de 24 y 36 km de profundidad y magnitudes por debajo de M5.0 (Del Carpio, 2018, Torres et al., 2020).

En el marco del proyecto VOLUME (*Volcanoes: understanding subsurface mass movement*), realizado entre 2008-2010 por el IGP en cooperación con investigadores de la universidad de Savoie Francia, se instalaron numerosas estaciones sísmicas temporales para la investigación de la sismicidad volcánica en la zona sur del Perú. En el caso del volcán nevado Coropuna, se instaló una estación sísmica en el flanco oeste (estación CPN) que funcionó entre 2008 y 2010. Gracias a esta instrumentación, se ha confirmado que este volcán presenta actividad sísmica local. El análisis de esta información ha permitido registrar sismos asociados al fracturamiento de rocas, conocidos como Volcano-Tectónico (VT), así como eventos relacionados al movimiento de fluidos (LP), tales como vapor de agua y gases magmáticos (Del Carpio, 2018; Torres et al., 2020).

CAPÍTULO II: AMBIENTE VULCANOLÓGICO, TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

2.1 UBICACIÓN

El Complejo Volcánico Nevado Coropuna ($15^{\circ}31'S$, $72^{\circ}39'O$; 6377 m s. n. m.) se sitúa en el extremo norte de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes, segmento sur de la cordillera occidental de los Andes peruanos (Figura 1.1). Políticamente el volcán Coropuna se localiza en el departamento de Arequipa, entre las provincias de Condesuyos y Castilla. En referencia a la ciudad de Arequipa, está situado a 150 km al noroeste y con respecto a centros poblados más cercanos está ubicado entre 15 km a 20 km al noroeste de Viraco, Machaguay, Pampacolca y Tipan (Figura 2.1).

2.2 ACCESIBILIDAD

El acceso hacia el CVNC se realiza a través de vías afirmadas, aunque en los tramos finales se efectúa a través de trochas carrozables que, en épocas de lluvia, son frecuentemente afectadas, dificultando el acceso. Para llegar al volcán Coropuna desde la ciudad de Arequipa se toma la vía Interoceánica Sur (34A) rumbo hacia la Repartición, luego se continúa por la carretera Panamericana Sur (1S) hacia El Pedregal y la vía AR-105 que atraviesa los poblados de Corire, Aplao y Chuquibamba. Finalmente, se toma la vía 107-105 y se accede hacia el flanco oeste del volcán Coropuna. El tiempo de viaje es de aproximadamente 8 horas. Cabe mencionar que existen otras vías secundarias que permiten acceder al CVNC. La carretera afirmada que rodea el sector suroeste del CVNC ingresa por la laguna Pallarcocha, pasa por el cerro Minasnioc, el río Huyllaura, y llega hasta las fuentes termales cerca al cerro Auquiato (Figura 2.1).

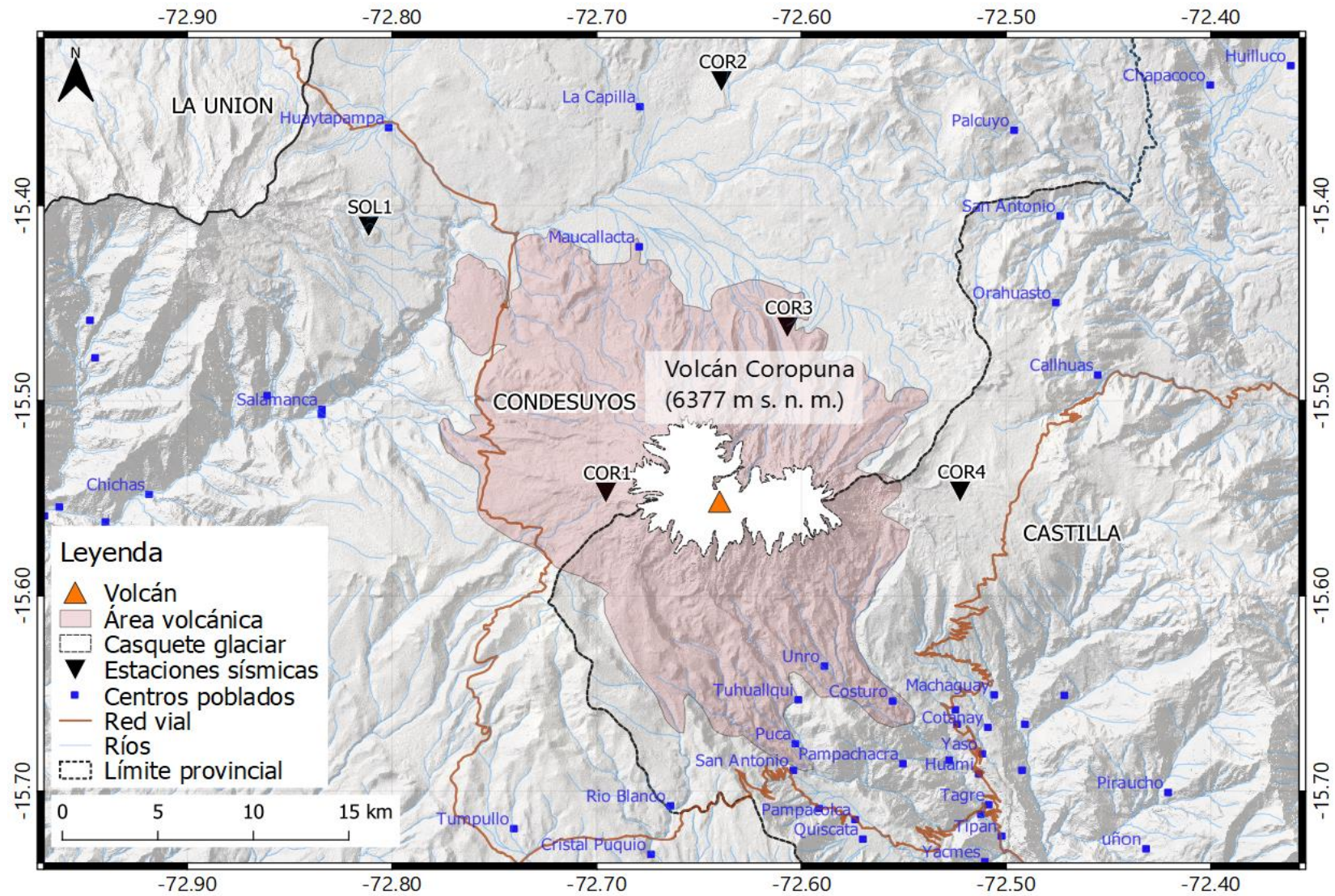


Figura 2.1.- Mapa de ubicación del volcán Coropuna. La parte sombreada en rojo representa el área del volcán Coropuna, el cual se emplaza entre las provincias de Condesuyos y Castilla en la región Arequipa.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

El Complejo Volcánico Nevado Coropuna (CVNC) es de forma asimétrica. Se formó durante el Pleistoceno y Holoceno, hace aproximadamente 600 000 años, sobre un substrato conformado por ignimbritas del Neógeno (Mariño et al., 2017). Se encuentra en discordancia angular sobre dos estratovolcanes más antiguos: el Sunjillpa (Plioceno), ubicado en su extremo occidental, y el Cuncaicha (Pleistoceno inferior), que se encuentra en el extremo oriental. El CVNC está emplazado en el borde de la cordillera occidental y está conformado principalmente por flujos de lava y domos de lava de composición andesítica y dacítica. Los flujos de lava de corto recorrido, es decir, de menos de 7 km, cubren los sectores NE, N y NO del volcán, pero los flujos de lava de mayor longitud, de entre 10 y 16 km, se han emplazado en los valles profundos ubicados al sur (Figura 2.2).

En la parte central y más alta del complejo volcánico se han identificado al menos cinco edificios o estratovolcanes y domos de lava que se distribuyen en dirección este-oeste, denominados Yanaranra (6305 m s. n. m.), Coropuna (6161 m s. n. m.), Paiche (6330 m s. n. m.), Casulla (6377 m s. n. m.) y Escalera (6171 m s. n. m.). El CVNC tiene aproximadamente 25 km de largo y 17 km de ancho (Figura 2.2). A continuación, se describen las características geológicas de cada edificio volcánico:

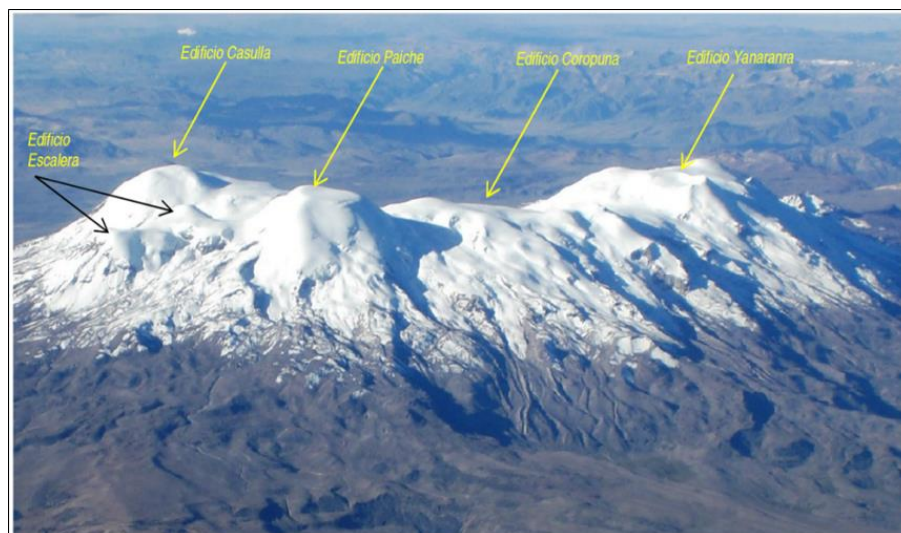


Figura 2.2.- Fotografía del Complejo Volcánico Coropuna, el cual está constituido de cinco edificios: Yanaranra, Coropuna, Paiche, Escalera y Casulla (tomado de Mariño et al., 2017).

2.3.1 Edificio Coropuna

Es considerado como el edificio volcánico más antiguo de los 5 edificios que componen el CVNC (Figura 2.2). Se encuentra en la parte central, entre los edificios Yanaranra y Paiche. Al edificio se le asocian tres flujos de lava emplazados en el sector sur del volcán: (i) Flujo de lava andesítica porfirítica, datado en 270.1 ± 6.2 ka; (ii) flujo de lava andesítica porfirítica y (iii) flujo de lava andesítica afanítica (Mariño et al., 2017).

2.3.2 Edificio Paiche

Este edificio volcánico está ubicado en el extremo suroccidental del complejo volcánico Coropuna, entre los edificios Escalera y Coropuna. Este edificio presenta 6 flujos de lava en bloques, así como domo y domos colada (Mariño et al., 2017). Este estratocono presenta un cráter de 0.8 km de diámetro, el cual está cubierto por una gruesa capa de glaciación (Figura 2.2 y 2.3).

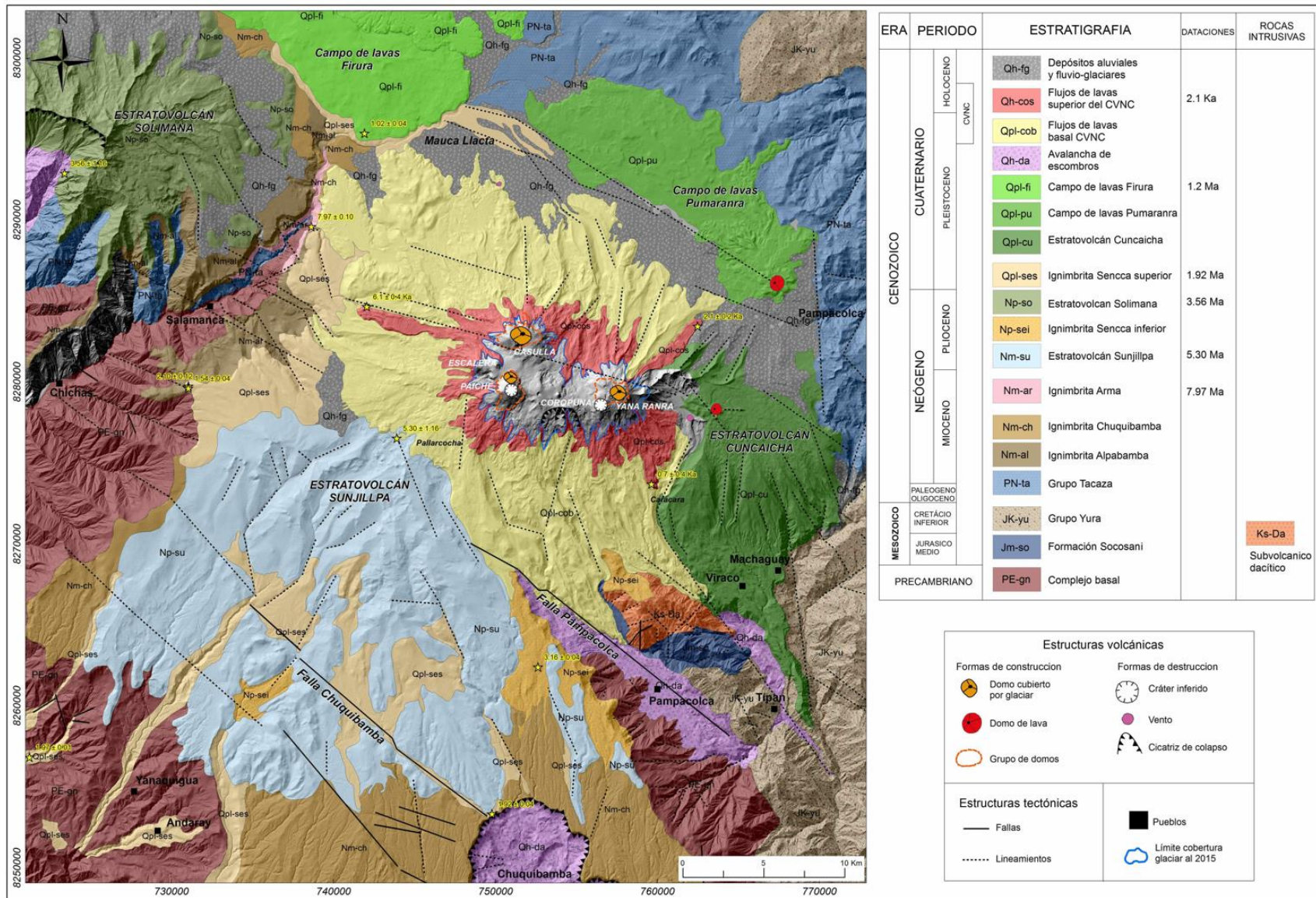


Figura 2.3.- Mapa geológico regional del Complejo Volcánico Coropuna (Tomado de Mariño, et al., 2017).

2.3.3 Edificio Escalera

Se ubica en el extremo occidental del Complejo Volcánico Coropuna, al oeste de los edificios de Casulla y Paiche (Figura 2.2.). A este edificio se le asocian 4 flujos de lavas andesíticas emplazados en dirección oeste. Los flujos de lavas son denominados: (i) flujos de lava andesítica porfirítica oscuro, (ii) secuencias de flujos piroclásticos y flujos de lavas, (iii) flujos de lava andesítica porfirítica, datados en 118 ± 2.3 ka (Bromley et al., 2019), y (iv) flujos de lava andesítica afírica, datados en 255 ± 5.4 ka.

2.3.4 Edificio Casulla

Está ubicado en el extremo noroccidental del Complejo Volcánico Coropuna (Figura 2.2). En la parte de la cima de este edificio Casulla se ha identificado un conjunto de domos de lava, así como un cráter de aproximadamente 0.5 km de diámetro, todos cubiertos por el glaciar. Al edificio se le asocian extensos flujos de lava en bloques de espesor variable que se encuentran emplazados al norte y noroeste del Coropuna, hasta poco más de 15 km de distancia. Se distinguen al menos 8 flujos de lava andesítica de textura porfirítica y afanítica. Los flujos de lava más jóvenes del edificio Casulla han sido datados en 6.1 ± 0.4 ka al oeste, a 5 km del edificio Casulla, y se extienden hasta los 10 km de distancia (Mariño et al., 2017; Bromley et al., 2019); otro se observa en el sector noroeste y se extiende aproximadamente a lo largo de 6 km, datado en 12.5 ± 0.2 ka (Bromley et al., 2019).

2.3.5 Edificio Yanaranra

Se encuentra ubicado en el extremo oriental del Complejo Volcánico Nevado Coropuna y está emplazado sobre secuencias lávicas y piroclásticas. El edificio es considerado el más joven de dicho complejo, en el cual se han identificado flujos de lava

del holoceno reciente de composición andesítica (Úbeda, 2011; Mariño et al., 2017). Las dataciones realizadas a los flujos de lava del lado noreste y sureste presentan edades de 2.1 ± 0.1 ka (Úbeda, 2011; Bromley et al., 2019) y 0.7 ± 0.2 ka (Úbeda, 2011). Asimismo, estudios realizados por Bromley et al. (2019), muestra tres dataciones adicionales de las lavas del sureste con edades que varían entre $1.4 - 1.6 \pm 0.1$ ka.

2.4 CONTEXTO ESTRUCTURAL

En el área del volcán Coropuna se distingue un sistema de fallas y lineamientos con dos direcciones preferenciales: NO-SE y NE-SO (Núñez & Valenzuela, 2001; Úbeda, 2011; Margirier et al., 2015; Mariño et al., 2017), denominadas como (1) falla Chuquibamba, la cual corresponde a un sistema de fallas normales paralelas con dirección NO-SE, localizado a 20 km al suroeste del Complejo Volcánico Coropuna y pasa por la localidad de Chuquibamba; (2) falla Pampacolca, de tipo inversa y de dirección NO-SE, ubicada a 10 km al sur del edificio volcánico, la cual atraviesa el poblado de Pampacolca; (3) el lineamiento Pumaranra, el cual sigue una dirección NO-SE, paralelo a la falla Pampacolca, está localizado a 12 km al noreste del complejo volcánico, coincidiendo con el cráter del centro volcánico Pumaranra y el curso del río Arma; (4) lineamiento del Casulla, el cual atraviesa los picos de Casulla y Paiche del CVNC en dirección NE-SO y corta el sistema de fallas Chuquibamba (Figura 2.4).

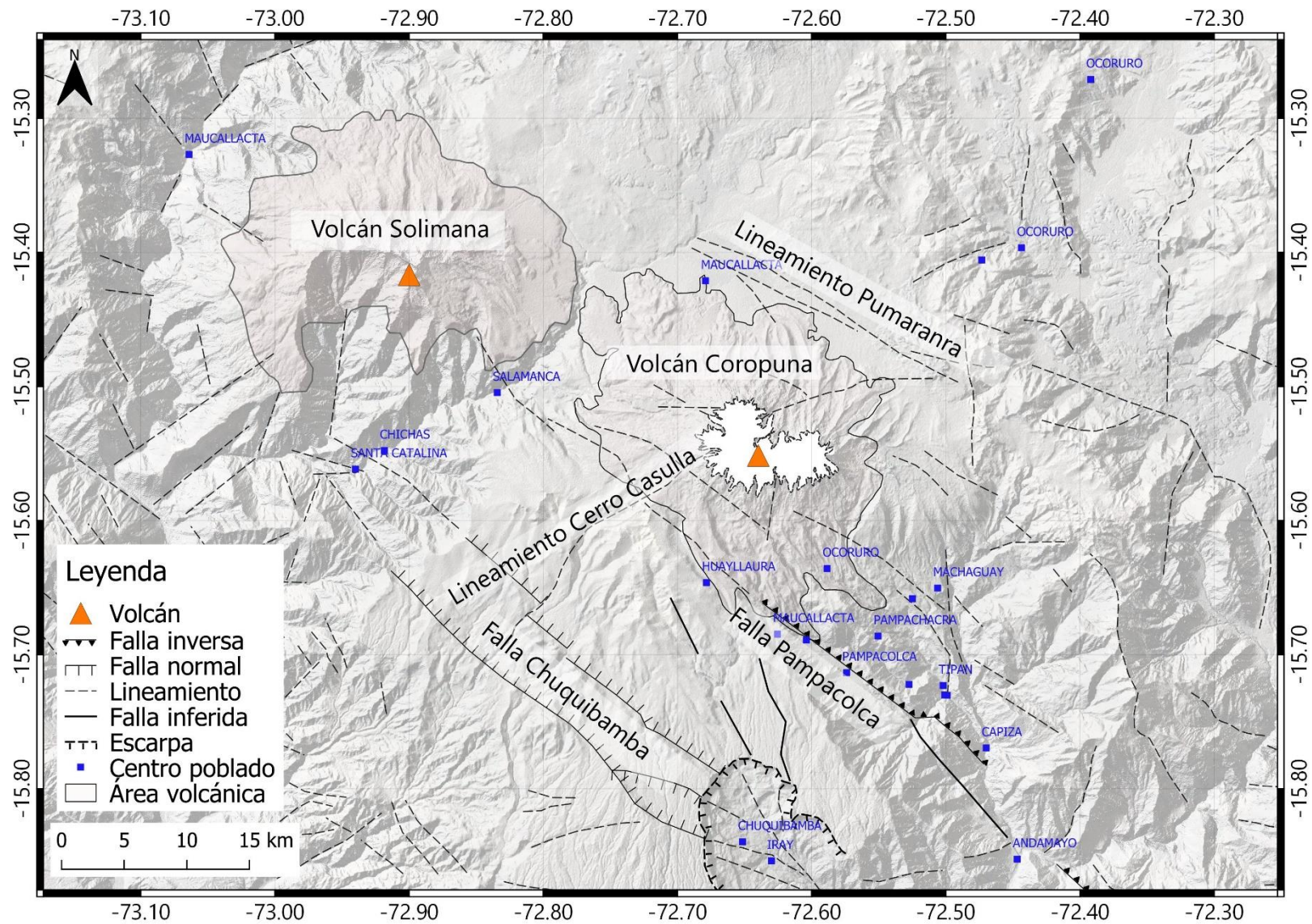


Figura 2.4.- Sistema de fallas en la zona del volcán Coropuna. Las líneas representan fallas y las líneas discontinuas lineamientos. El mapa ha sido modificado de Úbeda (2011) y Margirier et al. (2015).

2.5 CONTEXTO GLACIOLÓGICO

Actualmente, el Coropuna presenta la mayor reserva de agua en forma de casquete glacial de los 16 volcanes activos del sur del Perú, con una extensión de 44.1 km², siendo uno de los más importantes recursos hídricos para la región Arequipa que alberga una población de 1.38 millones personas (INEI, 2018). Sin embargo, este importante recurso está sufriendo un retroceso glacial a un ritmo bastante acelerado de 0.41 km²/año (Kochtitzky et al., 2018). Desde el año 1980 al 2014, el casquete glacial disminuyó de 58.0 km² a 44.1 km², lo que significa una disminución del 24 % del área glacial en 34 años (Kochtitzky et al., 2018).

Por otro lado, dado que el Coropuna es un volcán con un importante casquete glacial, una eventual reactivación de dicho volcán con la emisión de productos calientes podría desencadenar lahares o flujos de barro voluminosos que descenderían por las principales quebradas ubicadas en el flanco sur. De la misma forma, la ocurrencia de lluvias intensas podría generar lahares secundarios en la zona.

2.6 FUENTES TERMALES

La cobertura de hielo que presenta el volcán Coropuna impide distinguir evidencias sobre algún tipo de emisión fumarólica en las cumbres o sus flancos. Sin embargo, en la parte baja de los flancos sur y norte del volcán Coropuna, en un radio menor a 25 km del centro del volcán, afloran fuentes termales. Úbeda (2011) ha identificado 7 fuentes termales en la zona del volcán Coropuna (Figura 2.5): (1) Huamán Loma, (2) Pucaylla, (3) Buena Vista, (4) Viques, (5) Collpa, (6) Acopallpa y (7) Antauro. La mayoría de ellas están localizadas al sur del volcán. Las temperaturas de las fuentes termales se encuentran entre 20 °C y 50 °C (Masías, 2018).

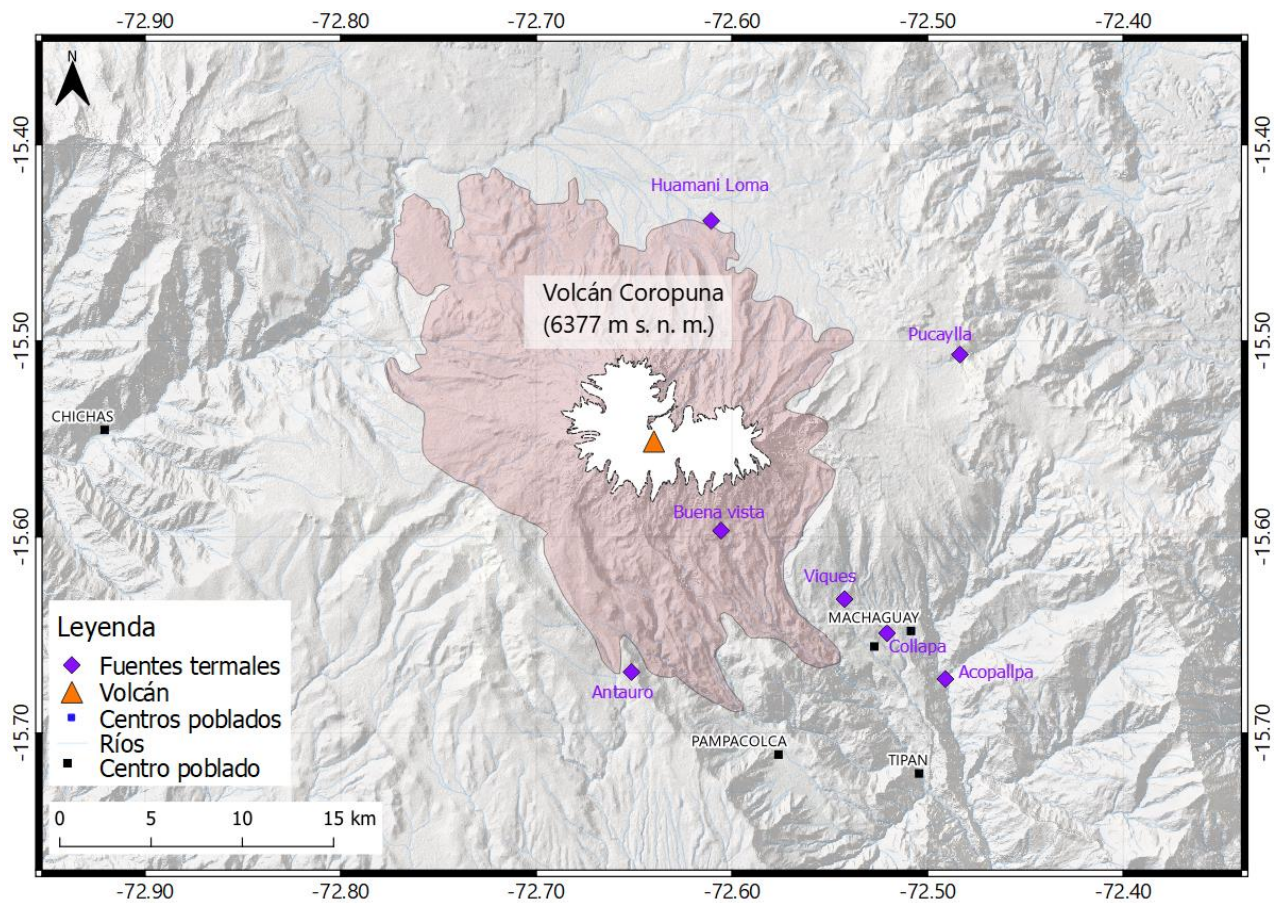


Figura 2.5.- Mapa de ubicación de las fuentes termales en la zona del volcán Coropuna. Los rombos de color morado representan la localización de las fuentes termales. El área pintada en rojo corresponde a la extensión del complejo volcánico. El área de color blanco precisa la cobertura glaciar, mientras que en puntos negros señalan los principales centros poblados. Mapa modificado de Úbeda (2011).

CAPÍTULO III: SISMOLOGÍA VOLCÁNICA

3.1 SISMOLOGÍA Y MONITOREO VOLCÁNICO

Una erupción volcánica implica el ascenso gradual del magma desde la cámara magmática hacia la superficie terrestre. Antes de culminar dicha llegada, los fluidos magmáticos (magma, gases), en general, deben “abrirse camino” en medio del entorno rocoso que se comporta como un medio encajonante. Por tanto, si somos capaces de reconocer las señales sísmicas que origina este magma durante su ascenso a la superficie podremos establecer cuándo y posiblemente cómo será la futura erupción del volcán (White & McCausland, 2016). El ascenso del magma está condicionado por su viscosidad y por su contenido de volátiles. En general, este es un proceso lento. No se conoce ningún volcán que haya pasado de un estado de reposo a generar una erupción violenta de forma repentina, aunque en muchos casos la falta de vigilancia volcánica, la ignorancia asumida o la dejadez ante el evidente incremento de las manifestaciones externas han provocado un desastre (Zobin, 2012; White & McCausland, 2016).

La mayoría de volcanes muestran signos de reactivación que son fácilmente visibles en su entorno, como por ejemplo la aparición de campos fumarólicos, variaciones en la composición química e incremento de temperatura de las fuentes termales, incremento de emisiones de gases, aparición de zonas de fracturamiento, entre otros. También los signos de reactivación son registrados con un incremento de la actividad sísmica y procesos de deformación del volcán. Estos últimos parámetros requieren del empleo de instrumentos muy sensibles, sobre todo para poder pronosticar con antelación una reactivación o erupción volcánica. El conocimiento que hoy se tiene

de los volcanes hace prácticamente imposible que entren en erupción sin que sus signos premonitores hayan sido percibidos, aunque para ello haya que contar con un mínimo de instrumentación situada sobre el volcán y, especialmente, con un equipo científico y técnico que analice periódicamente los datos y garantice su correcta interpretación.

La sismología nos ayuda a entender la distribución y geometría de las estructuras bajo el volcán (conducto, reservorio magmático, etc.); para ellos, es necesario la ubicación precisa de los parámetros hipocentrales de los sismos, lo cual depende principalmente de un apropiado modelo de velocidad o distribución de los valores de V_p y V_s bajo el volcán. En ambientes volcánicos, la distribución de los cambios de velocidad sísmica (V_p y V_s) depende de muchos factores, tales como la litología, contenido de fluidos, cambios texturales, porosidad de la roca, temperatura y presión, así como los efectos anisotrópicos (Zandomenighi, 2007; Winkler & Murphy 1995). En general la interpretación de zonas con anomalías de altos valores de V_p , bajos valores de V_s y altos de V_p/V_s , se le atribuye a la presencia de intrusiones magmáticas parcialmente fundidas (Lin et al., 2014; Koulakov et al., 2009; Koulakov et al., 2019).

3.2 SISMOLOGÍA VOLCÁNICA

La sismología volcánica es una ciencia que estudia las señales sísmicas que se originan en el interior de los volcanes y que están asociadas con la actividad propia del volcán. Esta permite el estudio de la fuente de origen de las señales, distribución espacio temporal de la sismicidad, la relación de las diferentes señales con los procesos volcánicos y su uso como herramienta para investigar la estructura interna de un volcán y, por tanto, pronosticar una erupción volcánica futura (Zobin, 2012). Cada tipo de señal sísmica está asociada a un proceso en particular. Dicho proceso puede llegar a ser interno o externo, por lo que la clasificación de los sismos es de gran utilidad en el conocimiento del estado de actividad de un volcán (McNutt, 1996). Por ejemplo, y en la Figura

3.1a se muestra un esquema donde resume la ocurrencia de sismos volcánicos y su fuente sismogénica que lo genera durante un proceso eruptivo y la Figura 3.1b se muestra una clasificación de diferentes tipos de señales ocurridas durante el proceso de intranquilidad del volcán Colima (México).

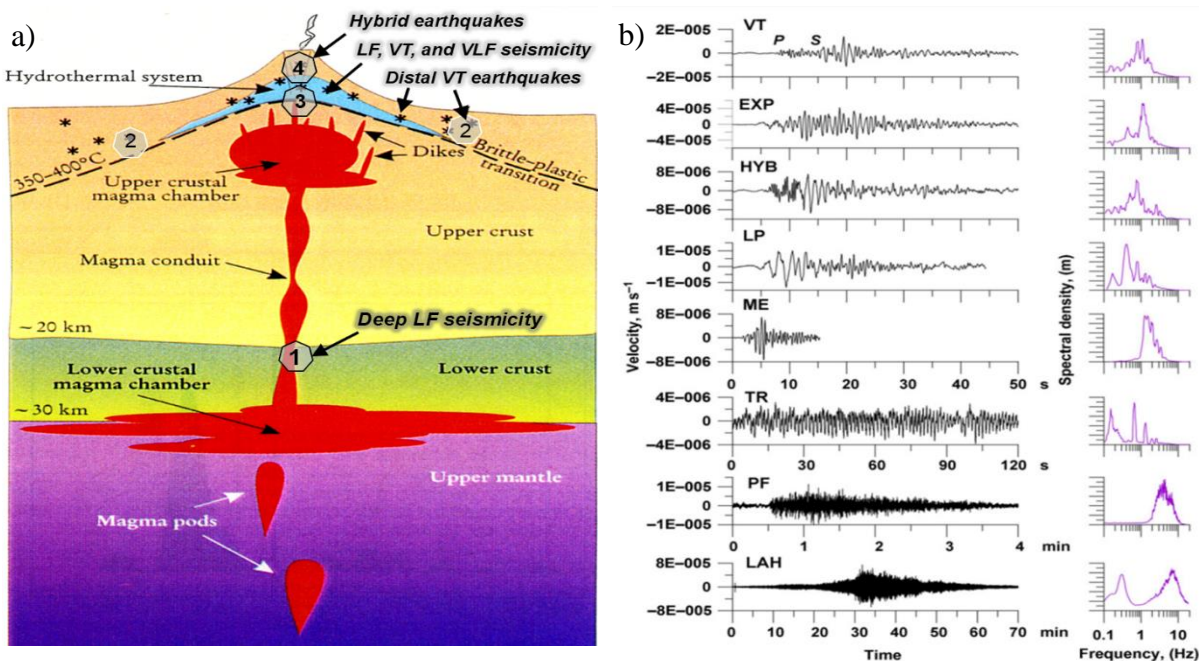


Figura 3.1.- a) esquema de un modelo geológico basado en procesos para pronosticar erupciones a través de la sismicidad (White & McCausland, 2016; Fournier, 1999. b) Tipos de señales registradas durante el proceso de intranquilidad del volcán Colima (México) durante el periodo 1998-2011 (componente vertical, velocidad) y su espectro de Fourier (lado derecho). VT, sismo Volcano – Tectónico; EXP, señal sísmica asociada a una explosión; HYB, sismos híbrido; LP, sismos largo periodo; ME, pequeñas señales sísmicas (enjambre sísmico); TR, tremor sísmico; PF, flujo piroclástico; LAH, sismos asociados a lahares (Zobin, 2012).

Las señales sismovolcánicas están directamente relacionadas con el movimiento de fluidos en el interior o proximidades de un volcán debido a la inyección de magma, expansión de gases, etc. La diversidad de estos tipos de señales nos da indicios sobre el comportamiento de un volcán; por ello, identificar el tipo de señal, hacer el seguimiento continuo y relacionarla con otro tipo de señales permitirá pronosticar una posible erupción y emitir la alerta oportuna a las autoridades. La

sismología tiene gran importancia en la vigilancia volcánica, pues gracias a ella se pueden pronosticar erupciones debido a que la sismicidad en un área volcánica es una de las primeras y más directas manifestaciones que reflejan el inicio del ascenso de magma, las presiones internas próximas a la cámara magmática y sistema hidrotermal, la limpieza de conductos y, finalmente, la salida del magma a la superficie.

En la Figura 3.2 se muestra el sismograma de la actividad sísmica del volcán Kasatochi (Alaska), en el cual se distingue la evolución completa de la sismicidad antes y durante la erupción de dicho volcán. En la figura se muestra cómo la energía sísmica fue incrementándose gradualmente hasta llegar a una fase eruptiva.

En los últimos años, la sismología volcánica ha ido de la mano con los avances de la tecnología. Hoy en día, comúnmente, se hace uso de estaciones de registro digital en campo y transmisión satelital mediante radio telemetría en gabinete u oficina para su respectivo análisis en tiempo real. Es usual, además, tener varias estaciones sísmicas o sismómetros en un volcán que envían señales hasta un centro de monitoreo; asimismo, también tener varios volcanes vigilados desde el mismo centro de vigilancia, tal como sucede con los volcanes del sur del Perú vigilados por el CENVUL del IGP.

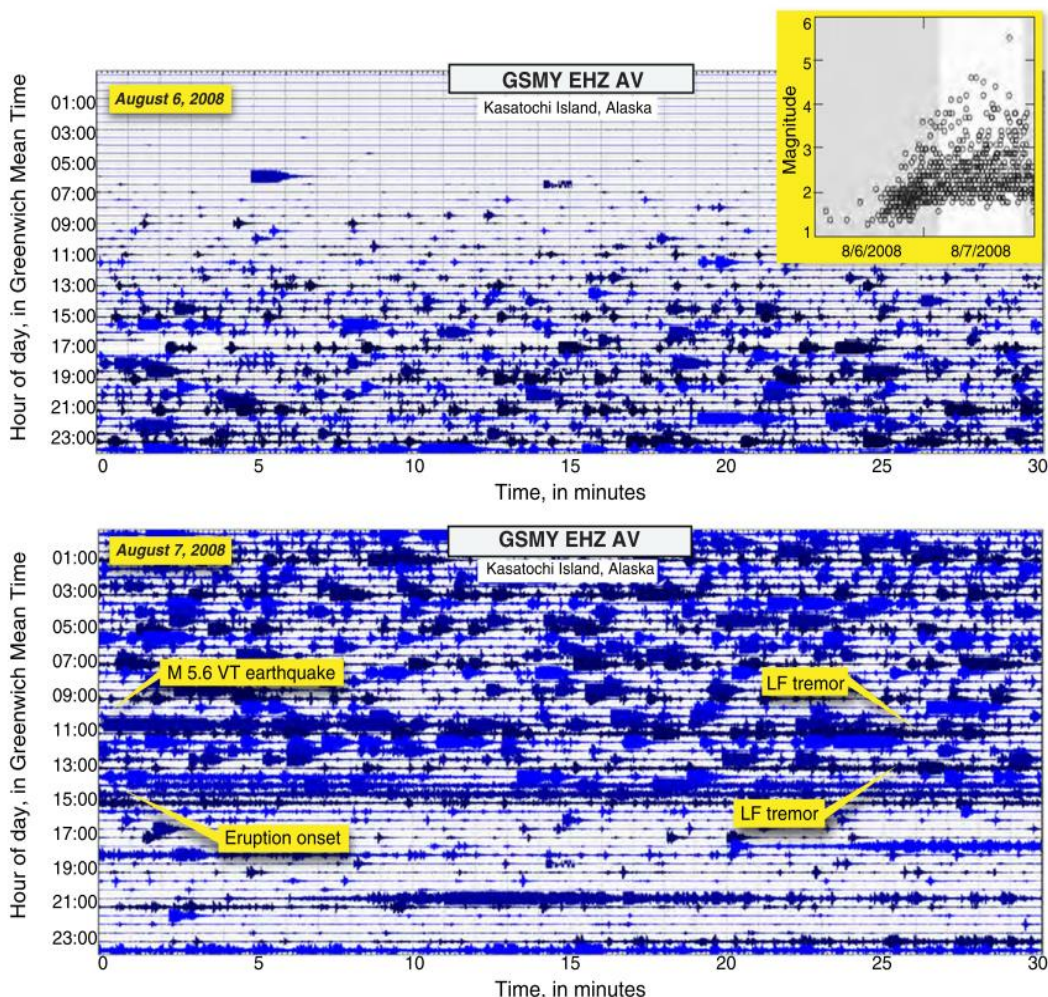


Figura 3.2.- Evolución de las señales sismovolcánicas mostrada en un sismograma durante un periodo de 48 horas, Kasatochi Island, Alaska (tomado de White & McCausland, 2016).

3.2.1 Tipos de señales sísmicas

En las últimas décadas, se han desarrollado varias metodologías de clasificación de señales sismovolcánicas, tal como lo han mostrado Shimozuru (1971); Minakami (1974); McNutt (2000); Chouet (1996); Ibáñez (2000), y otros. Sin embargo, cada autor plantea un método con características propias, lo que deja algunos vacíos cuando un volcán en particular presenta señales que no se ajustan a su clasificación.

Por otro lado, en un ambiente volcánico, usualmente, se registran también señales asociadas a procesos superficiales o externos, como por ejemplo señales asociadas al emplazamiento o descenso de flujos piroclásticos, lahares, dinámica del glaciar, derrumbes, etc. Entre los autores que describen estos tipos de señales están Uhira, (1994); Machacca et al. (2012); Wassermann, (2011); Métaxian et al. (2003), etc.

A continuación, se describe cada grupo de las señales sísmicas registradas en zonas volcánicas, como en el sur del Perú, identificando su forma de onda en el dominio del tiempo, analizando su contenido espectral y mecanismo de fuente.

3.2.1.1 Sismos alta frecuencia (HF) o Volcano-Tectónico (VT)

Son aquellas señales cuya fuente involucra un proceso de fracturamiento de rocas en respuesta al esfuerzo asociado con el movimiento de fluidos magmáticos (White & McCausland, 2016). Por la similitud a eventos tectónicos, son también denominados eventos Volcano-Tectónico (VT). En el contexto de procesos magmáticos, estos eventos ocurren como consecuencia del empuje o presión ocasionado por fluidos magmáticos e hidrotermales, lo que produce el fracturamiento en el medio sólido (rocas). Los sismos de tipo Volcano-Tectónico están caracterizados por poseer, en algunos casos, ondas con arribó impulsivo de sus fases P y S (Figura 3.3), típicamente con una amplia banda espectral de hasta 20 Hz (Lahr, 1994).

A veces, la aparición de los eventos en regiones volcánicas suele darse en forma de “enjambre sísmico”, lo que corresponde a una secuencia de numerosos eventos que ocurren en un corto tiempo. Estos sismos tienen magnitudes similares y comparten una misma zona epicentral. Estos eventos

de tipo Volcano-Tectónico se suelen presentar en amplio rango de profundidades (desde varios kilómetros hasta algunas centenas de metros de la superficie). La distribución de estos eventos puede aparecer muy variada; en efecto, los epicentros pueden estar entorno a un posible conducto, sobre sistemas de fallas o distribuidos indistintamente alrededor del volcán (White & McCausland, 2016).

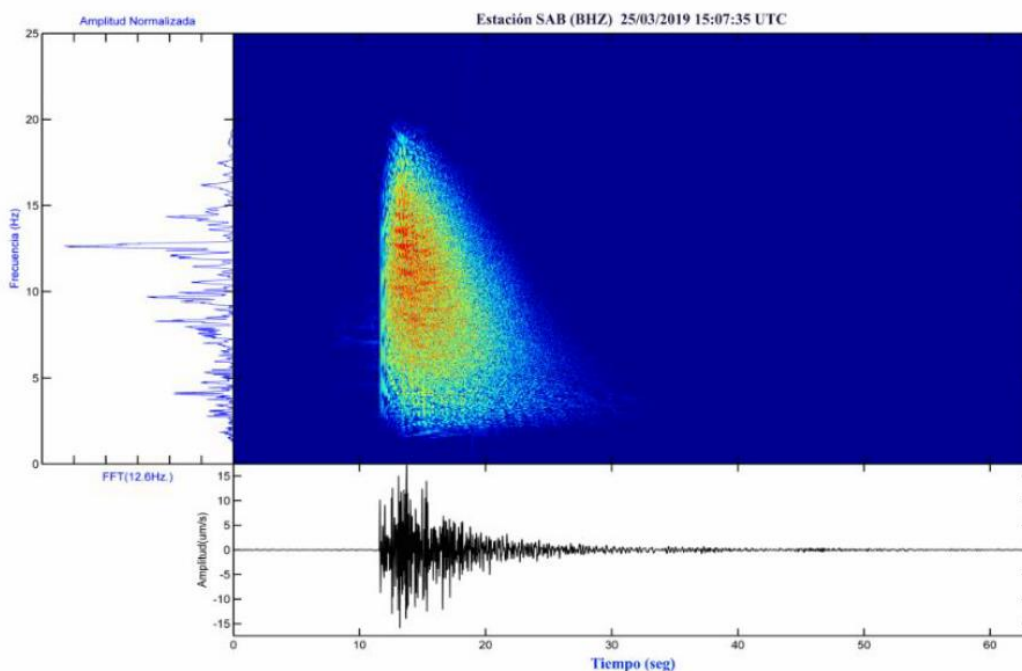


Figura 3.3.- Ejemplo de un sismo de tipo Volcano-Tectónico (VT) registrado por la estación SAB el 25 de marzo de 2019 a las 15:07 UTC por la estación SAB, situado a menos de 6 km del volcán Sabancaya

3.2.1.2 Sismos de baja frecuencia (LF) o Largo Periodo (LP)

Los sismos de tipo Largo Periodo (LP), conocidos también como eventos de baja frecuencia (*Low frequency-LF*), corresponden a señales típicas de ambientes volcánicos. Es difícil determinar el momento exacto del comienzo de la señal puesto que no presentan llegadas definidas de ningún tipo

de fase (P y S). El contenido espectral está restringido a bandas de frecuencia relativamente bajas, de entre 0.2 Hz a 6 Hz (Zobin, 2012) (Figura 3.4). El contenido espectral de estas señales puede variar en cada volcán e, incluso, dentro de un mismo sistema volcánico. Los modelos de fuente asociados varían desde la apertura y resonancia iniciada por incremento de presión en un conducto o una fractura debido al ascenso de fluidos magmáticos hacia la superficie (Chouet, 1996). La existencia de presión temporal dentro de una mezcla de fluido-gas causa fenómenos de resonancia dentro del propio magma (Seidl et al., 1981). Generalmente, la localización de este tipo de eventos se sitúa en niveles superficiales del volcán (<2 km), aunque en algunos volcanes como el Kilauea (Hawaii) son reconocidos por producir este tipo de eventos a mayores profundidades del orden de 30-40 km (Aki & Koyanagi, 1981; Chouet & Shaw, 1991). Según Chouet (1985, 1988) estos eventos pueden ser causados por resonancia iniciada por movimiento de presión en un conducto o fractura llena de fluidos (Figura 3.4).

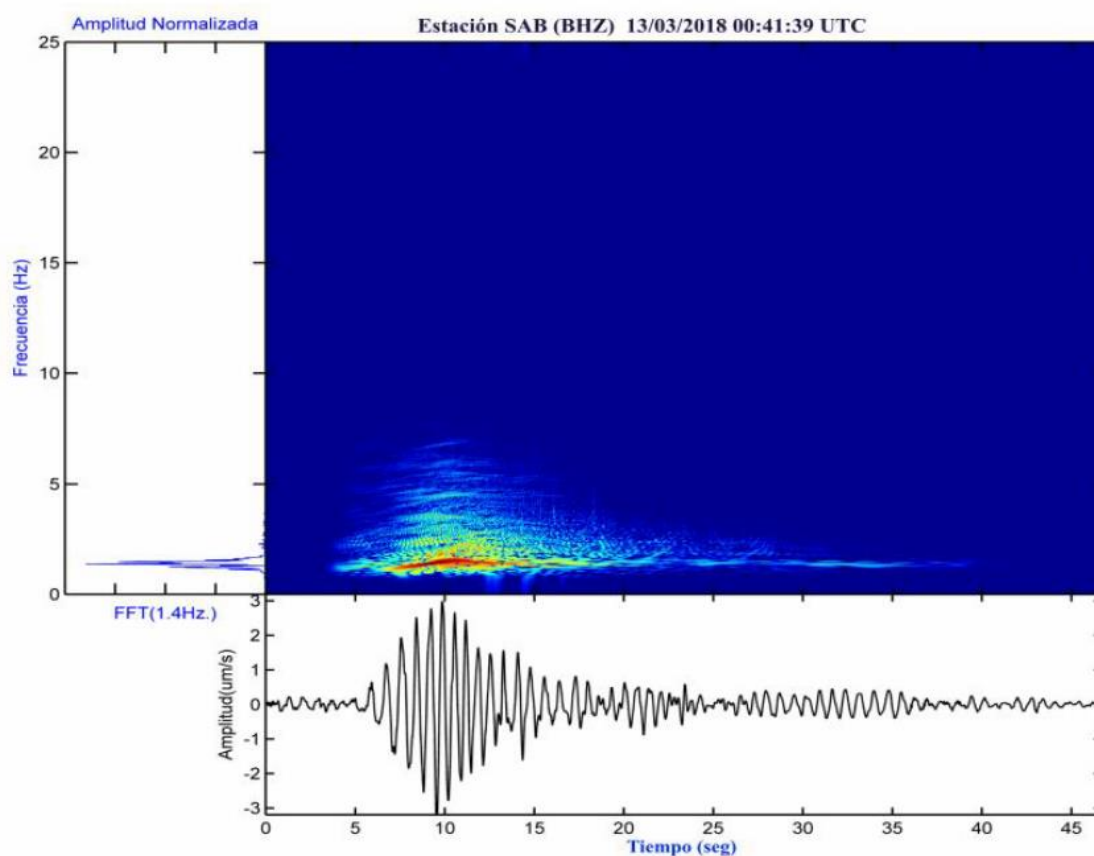


Figura 3.4.- Ejemplo de un sismo de tipo Largo Periodo (LP) registrado por la estación SAB, ubicado a menos de 6 km del volcán Sabancaya, registrado el 13 de marzo de 2018 a las 00:41 UTC.

3.2.1.3 Sismos Tornillo

Los sismos tipo Tornillo, nombre dado en Colombia, corresponde a una variedad de evento de Largo Período que se caracteriza por un registro de forma de onda aparentemente homogéneo en el contenido de frecuencias y por su gran duración con decaimiento lento de la coda (Gómez y Torres, 1997; Narvaez et al., 1997). Este tipo especial de señales sísmicas han sido observadas realmente en pocos volcanes alrededor del mundo, como por ejemplo en volcanes como Kilawea (Hawái), Galeras (Colombia), Redoubt (Alaska), Kusatsu-Shirane

(Japón). En el caso de Perú, las señales Tornillo han sido apreciadas en los volcanes Ubinas, Misti y también en el Sabancaya, en el cual son poco frecuentes (ver Figura 3.5).

Los sismos tipo Tornillo aparecen durante diferentes fases de la actividad volcánica o periodos preeruptivos. Ellos ocurren como precursores a corto plazo de erupciones de tipo vulcaniano o de grandes emisiones de gases (volcán Galeras, Colombia, 1992-1993; volcán Asama, Japón, 1983); después de erupciones (volcán Tokachi, Japón, 1989); durante enjambres sísmicos (volcán Meakan, Japón, 1982) y durante estados de reposo (volcán Puracé, Colombia, 1994-1995; volcán Tarumi, Japón, 1970-1971, 1975; volcanes Ubinas y Misti, Perú, 1998, 2000) (Torres et al., 1996; Gómez & Torres, 1997; Metaxian J., 1998; Llerena P., 2004).

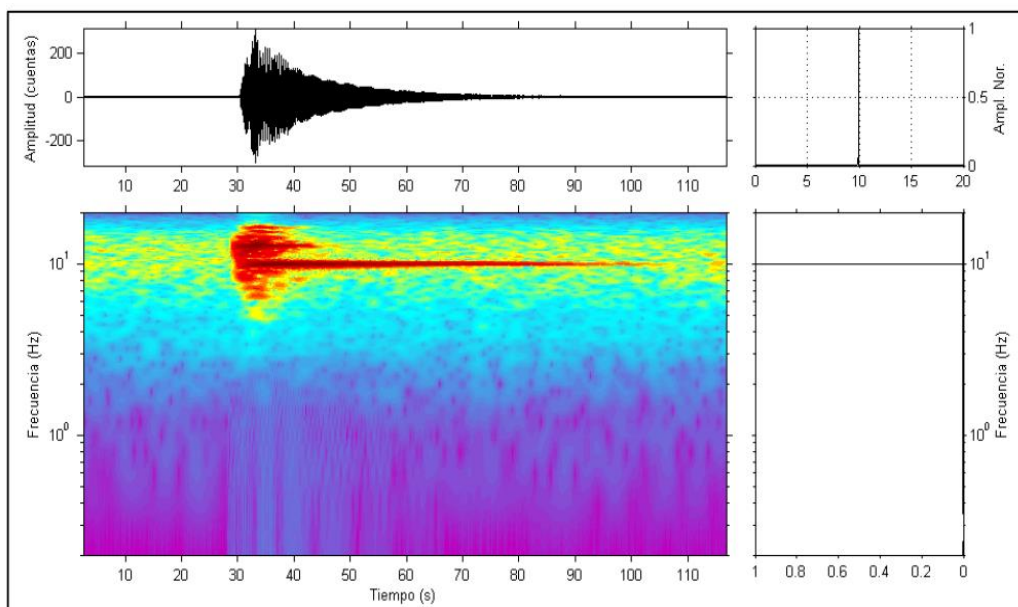


Figura 3.5.- Ejemplo de un evento tipo Tornillo registrado el 22/09/2010 a las 08:58:03.42 UTC en el volcán Ubinas, posterior a la actividad eruptiva 2006-2009. El evento contiene una sola frecuencia dominante, tal como se puede ver en el espectrograma y en el espectro de amplitud.

3.2.1.4 *Sismos asociados a explosiones*

Las explosiones son identificadas por el aumento brusco en la amplitud de la señal sísmica y un incremento en la frecuencia de la misma. Por regla general tiene al menos 2 llegadas diferentes y claras: la primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es lo que se conoce como ondas de aire, ondas de choque y ondas sonoras que viajan con una velocidad aproximada de 340 m/s (Ibáñez, 2000). En estos eventos, la energía sufre una partición: una parte de la energía viaja a través del terreno como ondas sísmicas y la otra parte viaja como las ondas de aire. Estos eventos tienen una onda P de tipo emergente; las frecuencias dominantes se encuentran en la banda de 1 a 5 Hz y su duración es de aproximadamente de 40 segundos.

Otra característica de las explosiones, es que están acompañados generalmente por eventos de muy bajas frecuencias entre estos tenemos los VLF (*very low frequency*) o VLPs que tienen frecuencias entre 0.01 a 0.1 Hz. Y los ULF “*ultra-low frequency*” o ULP “*ultra-long period*” con frecuencias aún más bajas que las anteriores $f < 0.01\text{Hz}$ (Machaca, 2012). Estos tipos de eventos solo pueden ser observados en sismómetros de banda ancha. En el caso del volcán Ubinas, estas señales fueron observado durante el proceso eruptivo del 2006 al 2009. Por ejemplo, en la Figura 3.6 se observa una señal sísmica asociada a una explosión magmática ocurrida en julio de 2013, el cual, presento una duración de aproximadamente 80 s y presento bajas y altas frecuencias. En

algunos casos, las explosiones aparecen superpuestas a una señal de tremor de fondo (Ibáñez, 2000).

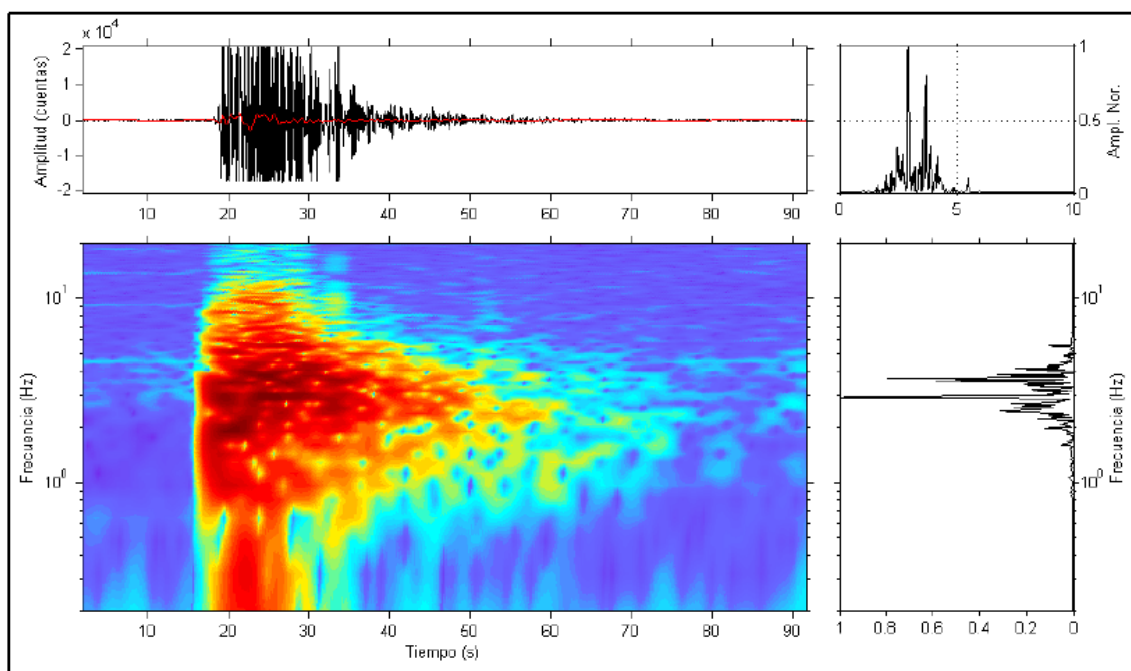


Figura 3.6.- Explosión registrada en el volcán Ubinas el 11/07/2006 a las 00:49:13 UTC. La línea roja muestra el evento VLP que acompaña la explosión, la frecuencia principal está alrededor de entre 3-5 Hz.

3.2.1.5 Tremor

El tremor volcánico es una señal sísmica caracterizada por mantener la amplitud constante durante un largo periodo de tiempo, la que puede oscilar entre varios minutos y horas, con contenido espectral centrado en las bandas de frecuencia relativamente estrechas (Ibáñez, 2000), generalmente entre 1 a 5 Hz. Algunas señales de tremor muestran variaciones de amplitud pulsátiles fuertes y cortas (denominadas como tremor espasmódico), mientras que otras son casi estacionarias durante varios días o incluso meses. Existen similitudes en los espectros del tremor volcánico y los sismos de tipo LP, incluso también con los

sismos de explosión, los cuales tienen que ser diferenciadas al buscar los mecanismos de fuente. Es usual que este tipo de eventos se relacione con la salida o emisión de los productos volcánicos. Dichas amplitudes del temblor están muy bien correlacionadas con las fuerzas de las erupciones de ceniza, vapor o gas, mientras que para emisiones de flujos de lava las amplitudes del temblor suelen ser más bajas (Ibañez, 2000). A continuación, se detallan las características y mecanismos de fuente de los sismos tipo temblor:

A. Temblor Armónico

Esta señal se caracteriza por sucesiones de onda monocromáticas (una misma frecuencia) o cuasimonocromáticas en una banda de frecuencia muy angosta. Una característica de estas señales es el mantener una amplitud casi uniforme o mostrar modulaciones regulares de la envolvente. Durante la última década, se han hecho muchas observaciones de la ocurrencia y características del temblor volcánico en volcanes con actividad efusiva. En el volcán Semerú (Indonesia), los espectros del temblor volcánico tuvieron más de 12 armónicos, registrados durante el proceso eruptivo de 1992 (Schlindwein et al., 1995). Esto apoya la hipótesis del ascenso del magma un medio resonante, así como también un mecanismo de retroalimentación dinámica (Hellweg et al, 1994; Schlindwein et al., 1995) (ver Figura 3.7). Observaciones similares se hicieron en los volcanes Galeras (Colombia) y Lascar (Chile) durante su actividad eruptiva, en periodos específicos entre agosto y noviembre de 1991 y abril de 1993 respectivamente. En ambos volcanes, se lograron identificar sismo con hasta 14 (volcán Galeras) y 30 armónicos (volcán Lascar), los cuales fueron

atribuidos a la resonancia de grietas o sistema de grietas a través de la cual ingresaron fluidos magmáticos (magma, gases, vapor, etc.) bajo en un ambiente volcánico (Gil-Cruz, 1999; Hellweg, 1999). Por ejemplo, en el volcán Ubinas durante el proceso eruptivo 2006 al 2009 se observó un sismo con hasta 9 armónicos en abril del 2007 (Figura 3.7).

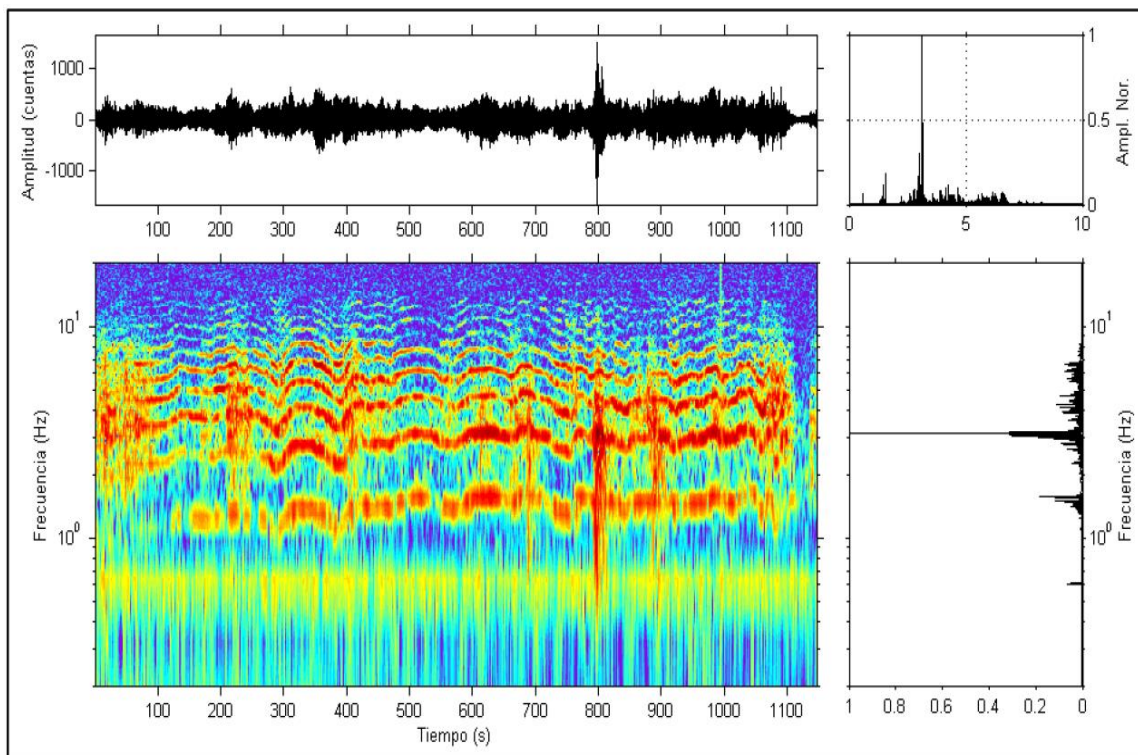


Figura 3.7.- Ejemplo de un evento tipo Tremor Armónico registrado el 02/04/2007 a las 09:15 UTC, en el volcán Ubinas, registrado durante el proceso eruptivo 2006-2009. En la imagen se puede observar los armónicos paralelos desde frecuencias de 1Hz a 12 Hz.

B. Tremor Espasmódico

Son señales cuya amplitud o frecuencia varía significativamente. Esta señal no exhibe frecuencias dominantes distinguibles a primera vista y su banda de contenido espectral es más amplia que los tremores armónicos. La mayoría de los sismos presentan amplitudes distribuidas aleatoriamente sin llegar a

establecer envolventes bien determinadas. Por ejemplo, en el volcán Etna (Italia), en 1989, fluctuaciones fuertes de la amplitud del tremor volcánico estuvieron asociadas con fuentes de lava que eran emitidas de uno de sus cráteres de la cima o ligada a la apertura de una fisura lateral (Cosentino et al., 1989). Por su parte, Gottschämmer (1999) describió un ciclo de tremor en el volcán Bromo (Indonesia), durante la actividad erupción en 1995 donde la fluctuación de la amplitud del tremor pudiera ser correlacionada con una pesada columna de ceniza emitida (tremor de gran amplitud) o con episodios de vapor blanco (tremor de amplitud pequeña, Figura 3.8). Estas observaciones hechas en volcanes diferentes, tanto con magmas de viscosidad baja o con una gran cantidad de volátiles (libres o después de la fragmentación de magmas de viscosidad alta), sugieren la participación de interacciones de gas/fluido en la generación de tremor volcánico. Por ejemplo, en el volcán Ubinas durante el proceso eruptivo del 2006 al 2009 se identificó un sismo tipo tremor espasmódico con duración de aproximadamente 1 hora (Figura 3.8).

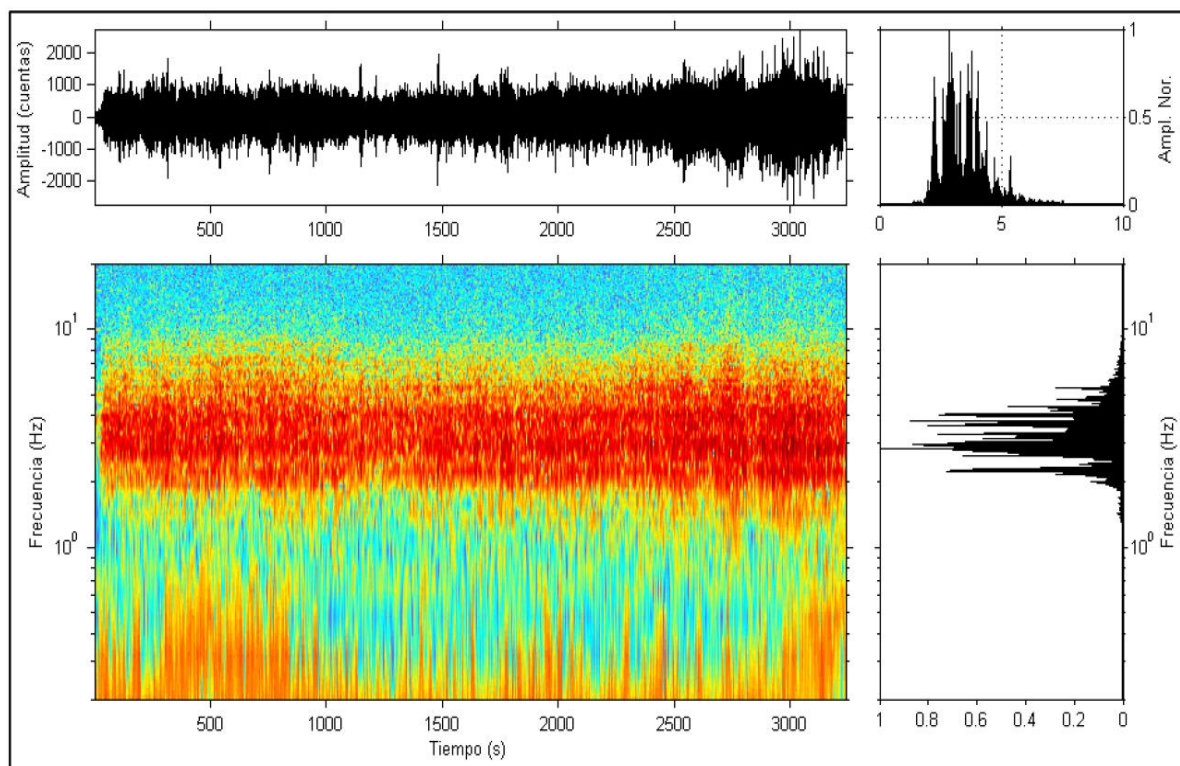


Figura 3.8.- Ejemplo de un evento tipo Tremor Espasmódico registrado el 01/08/2006 a las 02:03:11.54 UTC, en el volcán Ubinas.

C. Tremor Pulsante

Esta señal tiene como principal característica presentar pulsos o eventos discretos muy unidos entre sí, por lo que forma una señal continua con un espectro parecido a los espasmódicos (Figura 3.9).

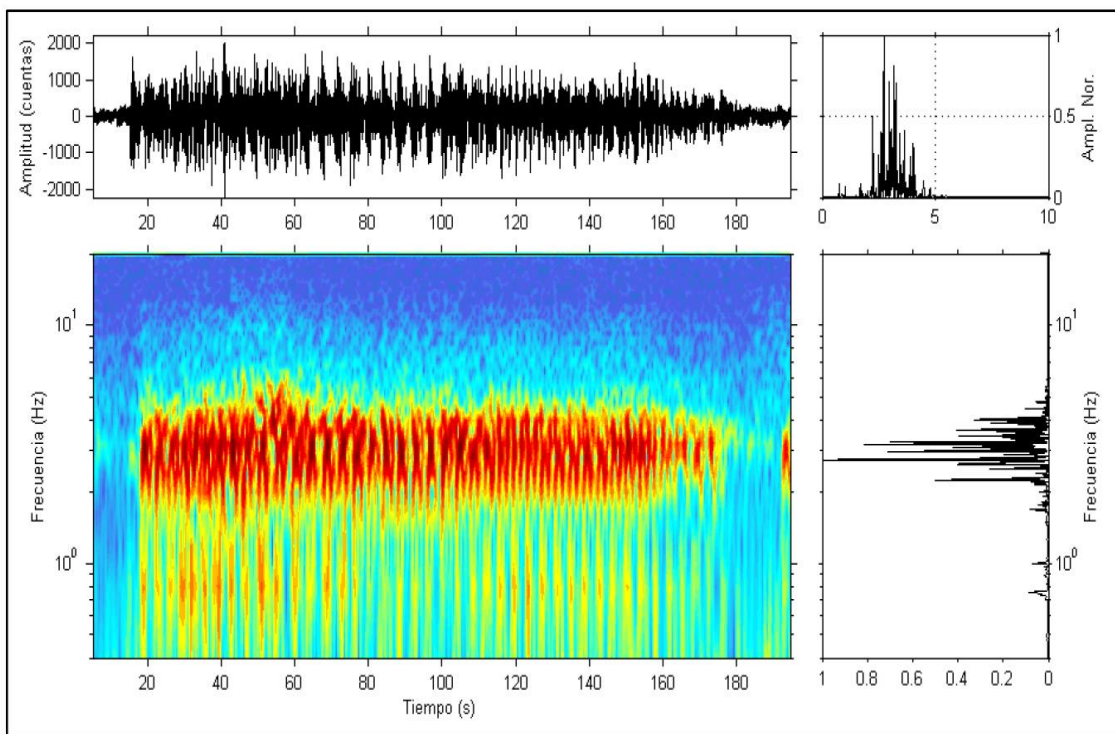


Figura 3.9.- Ejemplo de un evento tipo Tremor Pulsante registrado el 08/20/2006 a las 18:02:01.72 UTC, en el volcán Ubinas.

3.2.1.6 Sismos Híbrido

Son sismos de Largo Periodo (LP) con altas frecuencias incluidas dentro de la misma señal (Neuberg et al., 2006). Estos eventos han sido observados en muchos volcanes andesíticos y están asociados a la presurización interna del sistema volcánico (Lahr et al., 1994). Se caracterizan por tener altas frecuencias en su inicio, seguidos de bajas frecuencias normalmente con una amplia banda espectral (más de 10 Hz), en la cual, a veces, se pueden identificar las fases P (Figura 3.10). Este tipo de eventos probablemente estén asociados al ascenso de magma (parte de baja frecuencia) que transporta la presión hasta los pocos kilómetros antes de llegar a la

superficie, lo que provoca rupturas (parte de alta frecuencia) a lo largo del conducto volcánico.

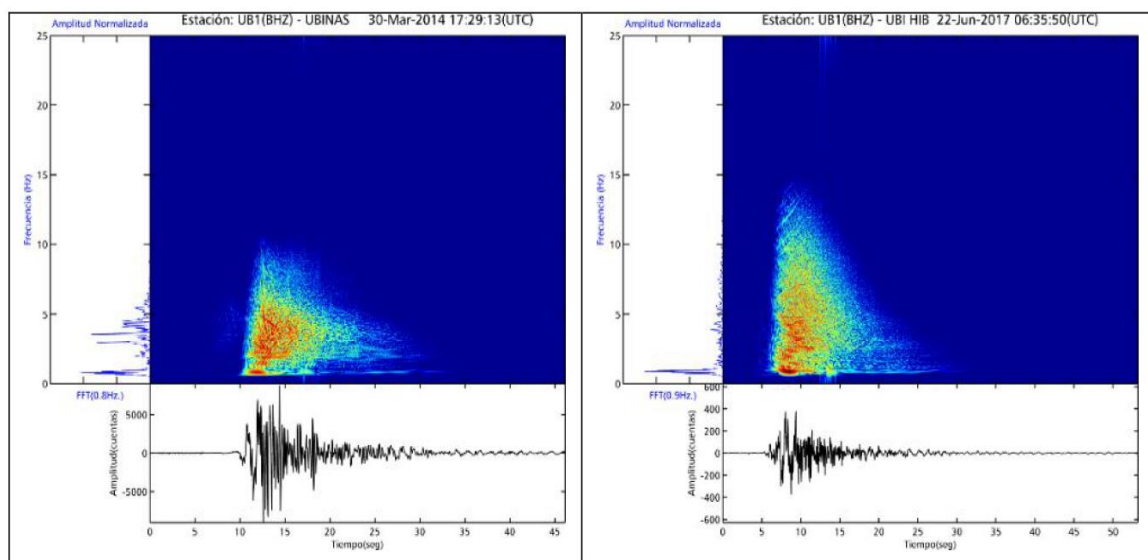


Figura 3.10.- Sismos de tipo Híbrido registrados el 30 de marzo de 2014 a las 17:29 UTC y 22 de junio de 2017 a las 06:35 UTC por la estación sísmica UB11 instalada en el volcán Ubina.

3.2.1.7 Sismos originados por procesos superficiales

La sismicidad asociada a procesos superficiales es generalmente registrada antes y durante un proceso eruptivo. Por ejemplo, el descenso de flujos piroclásticos, lahares (o flujos de lodo), avalanchas de escombros volcánicos y colapso de domos inestables o paredes del cráter pueden generar señales sísmicas con amplitudes que exceden, varias veces, aquellas de eventos sismovolcánicos típicos. Estas amplitudes pueden incrementar o decrecer muy rápidamente. Las señales más importantes para propósitos de peligros volcánicos son aquellas asociadas con el emplazamiento de flujos piroclásticos y lahares.

A continuación, se detallan algunas de las señales sísmicas originadas por procesos superficiales:

3.2.1.8 *Señales de flujos piroclásticos*

El emplazamiento de un flujo piroclástico causado por el desplazamiento o descenso de una mezcla de bloques de lava y ceniza sobre la superficie y las fragmentaciones posteriores producto del transporte del material cuesta abajo por la pendiente del volcán genera señales sísmicas complejas (Uhira et al., 1994). Por ejemplo, en julio de 1998 durante el proceso eruptivo de 1994-1998 del volcán Monte Merapi (Indonesia), fue posible reconocer señales sísmicas asociadas a flujos piroclásticos discriminando bajas frecuencias entre 0.6 a 3.0 Hz (Wassermann, 2012).

Una pregunta importante en vigilancia es saber cuál es el tipo de señal causada por la caída de rocas y cuál es ligada al emplazamiento de un flujo piroclástico. El registro de señales de baja frecuencia (1-2 Hz) al inicio del emplazamiento del flujo piroclástico en el volcán Merapi podría ser crucial para diferenciar entre ambos tipos de eventos. Esta observación hecha en el volcán Merapi y también en el volcán Unzen en Japón (Uhira et al., 1994) podría usarse en otros volcanes con un domo de lava activo, ya que el mecanismo de generación del flujo piroclástico y la caída de roca parece ser el mismo (Figura 3.11).

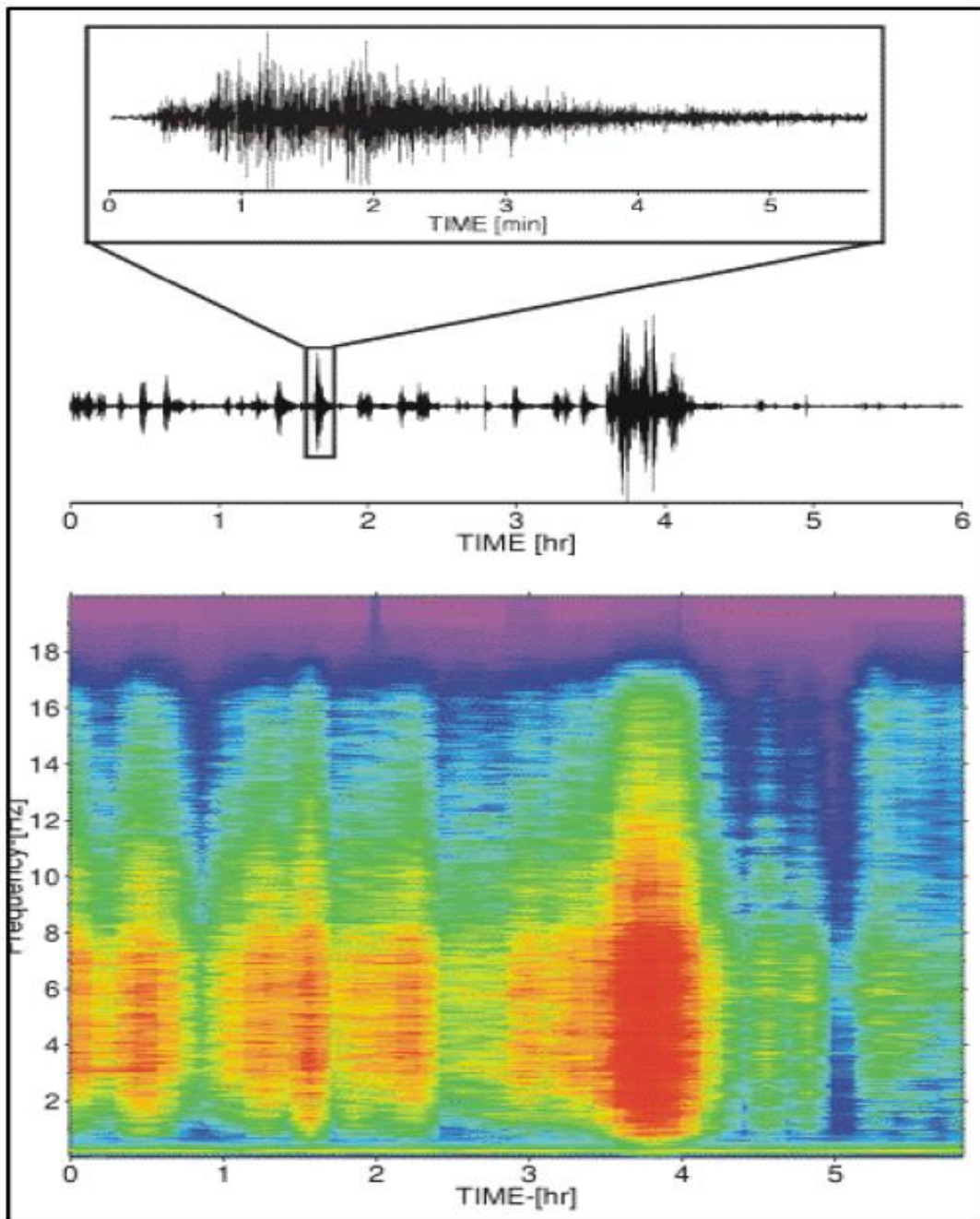


Figura 3.11.- Ejemplo de una secuencia de flujos piroclásticos medianos a más grandes registrados en el volcán Merapi (Indonesia) durante el colapso del domo en 1998 (Modificada de Wassermann, 2002).

3.2.1.9 *Señales de Lahares*

Lahar es una palabra de origen indonesio que describe a un flujo de lodo (*mud flow*) o a un flujo de escombros (*debris flow*). Dichos flujos se originan en las pendientes de los volcanes cuando capas inestables de cenizas y escombros se saturan de agua y fluyen pendientes abajo por las barrancas y cauces de los ríos que tienen sus cabeceras en las laderas del volcán. Estos eventos pueden llegar a durar decenas de minutos hasta varias horas.

El monitoreo de lahares, que incluye también el seguimiento acústico y visual, es importante cuando se vigila un volcán que es cubierto por un glaciar o que se localiza en un área tropical. La fundición de nieve durante la ocurrencia de una erupción o fuertes lluvias durante una estación lluviosa ocasionalmente movilizarán una gran cantidad de depósitos volcánicos.

La ocurrencia de un lahar o flujo de lodo volcánico va a generar vibraciones sísmicas superficiales que son registradas como tremores, cuya forma de onda es un registro continuo que puede durar varios minutos. La señal sísmica presenta, en general, frecuencias mayores a 5 Hz, lo que ocurre exactamente cuando la energía de la señal se incrementa (Figura 3.12). La ocurrencia de lahares está principalmente restringida a la temporada de lluvias en las zonas alto andinas (diciembre-marzo) o por el deshielo de una masa de nieve (Machacca, 2012).

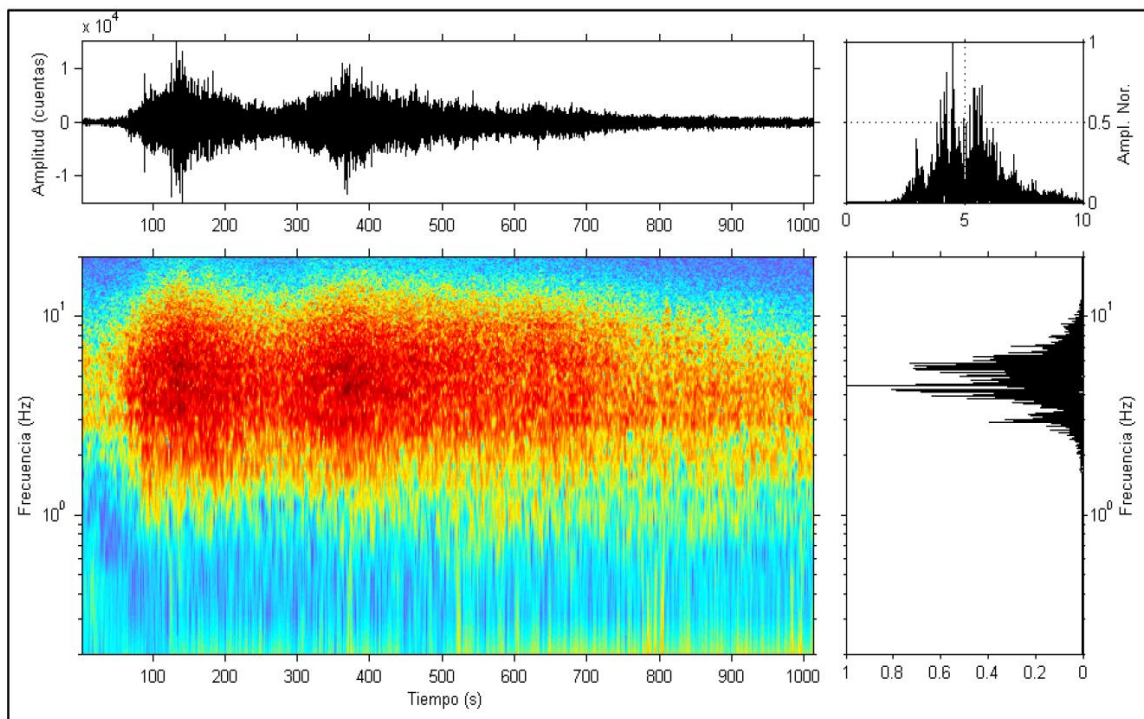


Figura 3.12.- Ejemplo de una señal de tipo Lahar registrada el 17/01/2007 a las 19:13:42.14 UTC en el volcán Ubinas

3.2.1.10 Señales relacionadas a la dinámica del glaciar

Algunos experimentos realizados en el volcán monte Santa Helena (EE.UU.), mediante la instalación de sensores sísmicos sobre rocas y casquetes glaciares (Weaver y Malone, 1976, 1979), permitieron observar señales sísmicas con contenido de alta frecuencia próximos al casquete de hielo y un contenido de baja frecuencia para registros en la base de la roca (Figura 3.13). Los pocos eventos localizados tenían profundidades comparables con el espesor de los glaciares. Asimismo, los autores indican que las señales sísmicas de glaciares más grandes fueron el resultado de un tipo de movimiento de deslizamiento que tuvo lugar en el lecho del glaciar. De igual modo,

identificaron señales sísmicas con contenido espectral superior a los 10 Hz y duración menor que 1 segundo, las cuales podría estar asociadas a fracturamiento o agrietamientos del hielo (Neave y Savage, 1970; Deichmann et al., 2000; Metaxian et al., 2003).

Según estudios de Metaxian (2013), identificaron sismicidad asociada a ruptura de hielo en el volcán Cotopaxi, la mayor parte de la actividad está relacionada con eventos de alta frecuencia, sin embargo, también demostraron la ocurrencia de sismos de baja frecuencia, los cuales son asociados a una cavidad de hielo llena de agua resonante. El agrietamiento del hielo podría generar eventos de LPI (actividad de hielo de baja frecuencia) cuando ocurren cerca de una cavidad llena de agua. Un cambio repentino en el flujo de agua es otro posible mecanismo de excitación.

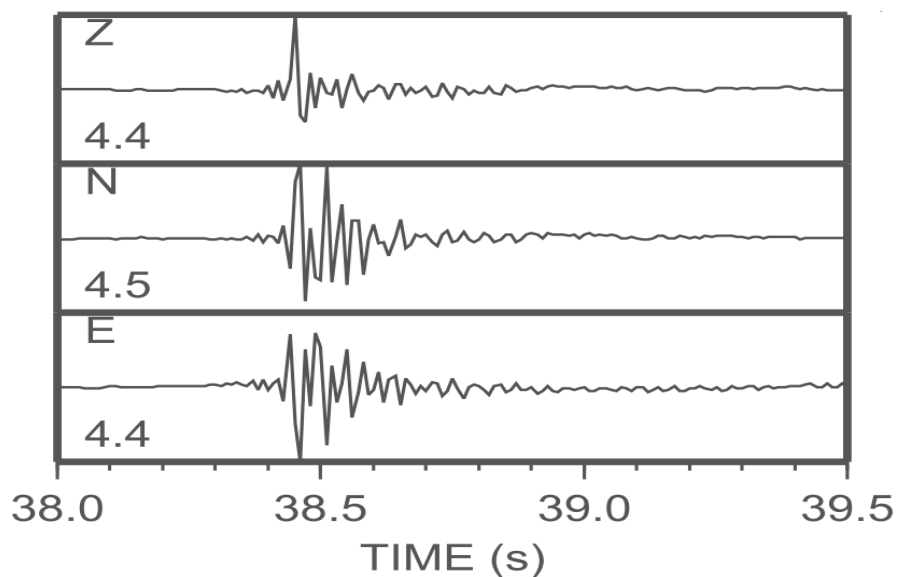


Figura 3.13.- Sismogramas de tres componentes de un sismo asociado a la Dinámica del Glaciar, registrado en julio de 1998 en el volcán Cotopaxi Ecuador (Métaxian et al., 2013)

3.2.1.11 Ruido sísmico

Un ruido sísmico es cualquier perturbación presente en el registro provocado por vibraciones del suelo con poca energía; a este ruido se le ha clasificado de acuerdo a su fuente como ruido cultural y natural.

El ruido cultural se produce por la actividad humana. Hay muchos volcanes cerca de centros poblados densos que implican una actividad humana muy importante que, usualmente, se le suele confundir como temblor volcánico. En algunos casos, esta actividad provoca señales que tienen un rango de frecuencias 1 a 4 Hz (Figura 3.14).

El ruido natural es provocado por diferentes fenómenos naturales que pueden generar ciertas vibraciones de baja frecuencia; así tenemos el caso de las condiciones meteorológicas y oceánicas de gran escala (tormentas, variaciones de presión, oleaje, mareas, etc.) que presentan frecuencias menores a 0.5 Hz (Wassermann, 2011). Otro factor son las condiciones meteorológicas locales y regionales (vientos, variaciones de temperatura, etc.) que tienen frecuencias alrededor de 1 Hz.

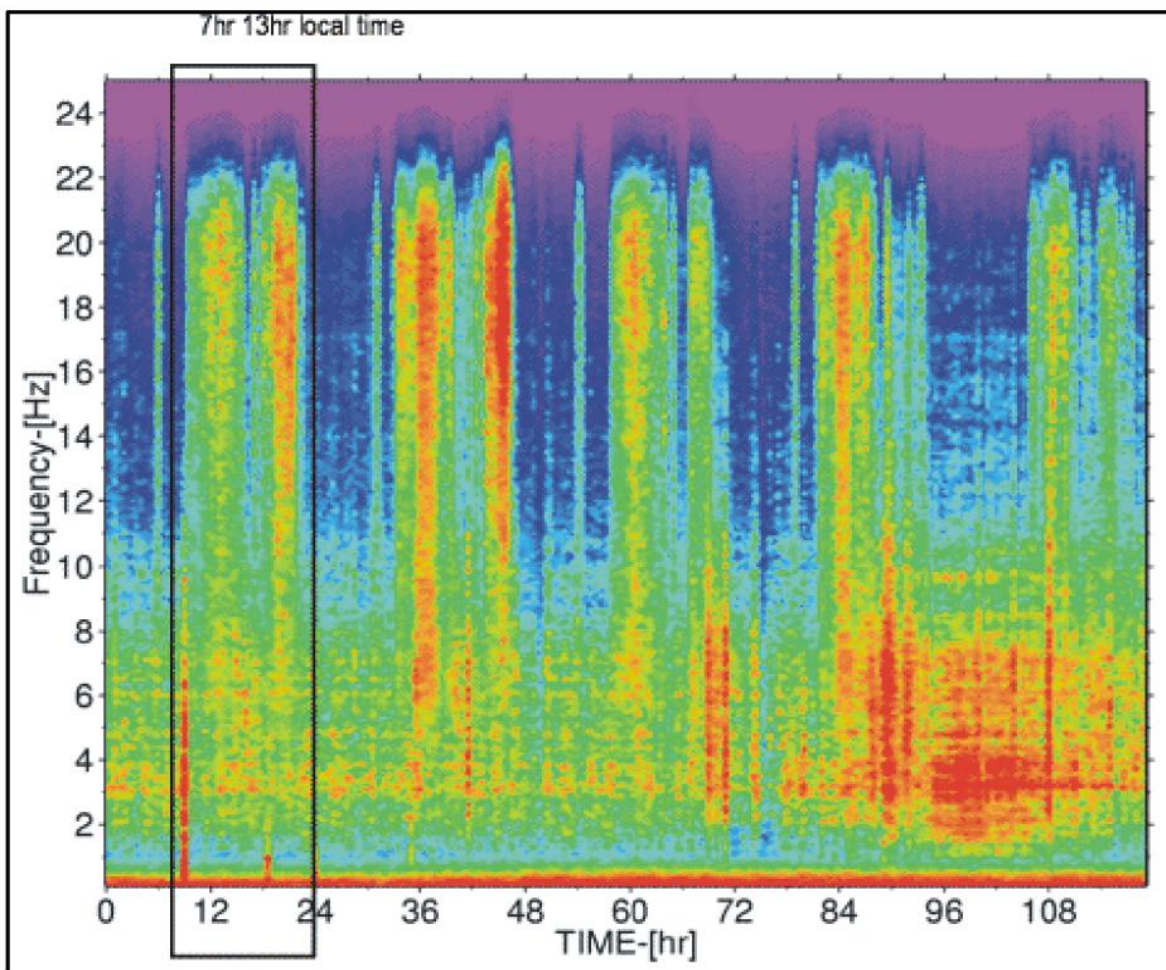


Figura 3.14.- Espectrogramas de ruido de fondo registrado en una estación sísmica del volcán Merapi (Indonesia). Debido a que la estación está localizada en un área agrícola, la actividad humana durante la luz del día puede ser claramente reconocida por su periodicidad distintiva de 24 horas (Modificada de Wassermann, 2002).

3.3 FAMILIAS SÍSMICAS

La ocurrencia de sismos similares y repetitivos en un ambiente volcánico puede preceder, algunas veces, a una erupción volcánica. Usualmente, los sismos repetitivos son asociados a crecimiento de domo de lava y a otros procesos no eruptivos (e. g. White et al., 1998; Umakoshi et al., 2008; DeShon et al., 2010; Varley et al., 2010; Thelen et al., 2011; Ketner and Power, 2013; Rodgers et al., 2016; Bell et al., 2017). En algunos estudios, los sismos repetitivos de baja frecuencia LP (<5 Hz) los asocian a movimiento de fluidos magmáticos en zonas profundas del

volcán, seguido de sismicidad de tipo Volcano-Tectónico (VT) superficial previo a una erupción (Tepp, 2018; Brill & Waite, 2019; Sevilla et al., 2020).

3.3.1 Correlación cruzada

La correlación cruzada entre dos señales temporales, $a(t)$ y $b(t)$, expresa la similitud o disimilitud entre ellas para diferentes desplazamientos de tiempo τ de una respecto de la otra. La correlación cruzada entre $a(t)$ y $b(t)$ se define como:

$$R_{ab}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} a(t)b(t + \tau)dt$$

Se suele trabajar con la función de correlación normalizada, que toma valores entre -1 y +1 y que se define como:

$$\rho_{ab}(\tau) = \frac{R_{ab}(\tau)}{\sqrt{R_{aa}(0)R_{bb}(0)}}$$

cumpléndose que:

$$|\rho_{ab}(\tau)| \leq 1$$

De esta forma las funciones de correlación normalizadas no dependen del escalado (Proakis y Manolakis, 1998) pudiéndose comparar, entonces de forma homogénea, el grado de correlación entre funciones con diferentes escalados y de características diferentes dando información sólo del grado de similaridad-disimilaridad entre ellas.

Para calcular la secuencia de sismos repetitivos e identificarlos es muy común utilizar el algoritmo de promedio de tiempo corto/promedio de tiempo largo (STA/LTA),

al cual, luego se aplica el algoritmo de correlación cruzada para identificar los sismos que se repiten (Hotovec-Ellis & Jeffries, 2016). Si el evento se correlaciona por encima de un umbral definido por el usuario, se guarda como parte de una familia; de lo contrario, se guarda como evento “huérfano”. A medida que el programa continúa detectando eventos, se clasifican como parte de familias o se comparan con otros eventos dentro del grupo de huérfanos y, si se encuentra una coincidencia dentro de los otros huérfanos, se asigna una nueva familia (Brill & Waite, 2019) (Figura 3.15).

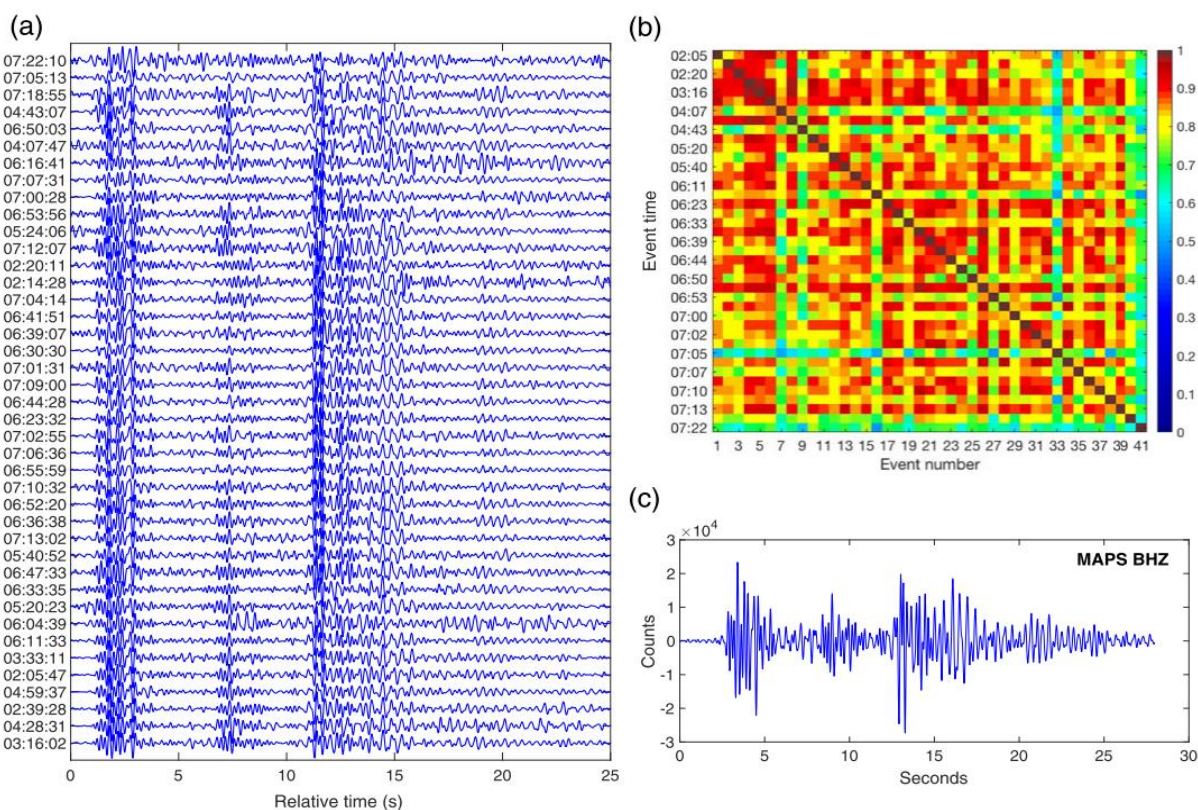


Figura 3.15.- Ejemplo de una secuencia de sismos repetitivos precursores registrados en el volcán Bogoslof (Alaska) el 9 de enero de 2017 durante el proceso eruptivo 2016-2017 (Tepp, 2018). a) normalización de la forma de onda. b) matriz de correlación cruzada de la fase P y c) Forma de onda del sismo compilada de los 41 sismos repetitivos.

3.4 MODELO DE VELOCIDAD

El cálculo de un apropiado modelo de velocidad para determinar las velocidades de la onda P y onda S implica la realización de diversos test con una muestra consistente de sismos y algoritmos matemáticos. Para ello, mediante una rutina de cálculo, se utilizan cientos de modelos de velocidades como test de prueba, los cuales en este estudio fueron calculados mediante el programa VELEST (Kissling et al., 1995).

3.4.1 Modelo de velocidad 1D

El mínimo modelo de velocidad en una dimensión (1D) resulta de la inversión simultánea de los hipocentros y de las capas de un modelo de velocidad inicial que, en función de un conjunto de datos representativos de una determinada zona, conduce a la optimización de las rutinas de localización. El modelo final es normalmente el resultado de diferentes pruebas que dependen principalmente de una buena selección de la base de datos y parámetros de entrada.

3.4.2 Algoritmo VELEST

El programa VELEST (Kissling et al., 1995) es una rutina escrita en el programa Fortran, desarrollado para derivar modelos de velocidad 1D en procesos de localización de sismos, así como referencia inicial en investigaciones de tomografía sísmica. Originalmente, fue desarrollado para estudios de tomografía sísmica por Ellsworth (1977) y Roecker (1977); posteriormente, se realizaron sistemáticamente algunas mejoras implementando nuevas opciones. Todas estas mejoras se desarrollaron usando datos de sismos regionales y locales con el objetivo de ajustar modelos de velocidad 1D. Finalmente, con este programa VELEST acondicionado para datos sísmicos regionales y locales se realizaron diferentes estudios de inversión sísmica para reajustar los modelos de

velocidades regionales en diferentes partes del mundo, con lo que se obtuvieron buenos resultados, razón por la cual el uso del VELEST se hace más conocido en este tipo de estudios. En estudios más recientes se viene aplicando este programa a regiones volcánicas, como es el caso del volcán Mauna Loa en Estados Unidos (Baher et al., 2003), volcán Mt Taranaki en Nueva Zelanda (Sherburn et al., 2005), volcán Soufriere Hills en la isla de Monserrat (Rowe et al., 2004), entre otros.

De manera general, este programa permite reajustar el modelo de estructura de velocidades unidimensionales (1D), a partir de un modelo inicial, para la localización de eventos sísmicos. Aplicando el proceso de inversión, la re-localización de hipocentros se lleva a cabo usando los rayos sísmicos reflejados y refractados en los límites de las capas internas. Al igual que los programas de localización de hipocentros, este programa requiere parámetros específicos en los datos de entrada para que realice los cálculos correspondientes, estos parámetros se resumen en tres ítems, el modelo de velocidades referencial, los datos sísmicos y la red sísmica.

La síntesis del procedimiento se muestra en el diagrama de flujo (Figura 3.16); asimismo, en el archivo de salida principal, se muestra la información a detalle paso a paso sobre los cálculos intermedios para cada iteración. Es importante señalar que el programa VELEST no calcula ni diseña la geometría de las capas, lo que hace es ajustar el valor de velocidad en los intervalos de profundidad del modelo de entrada; por lo que, es necesario evaluar distintos modelos de velocidad inicial.

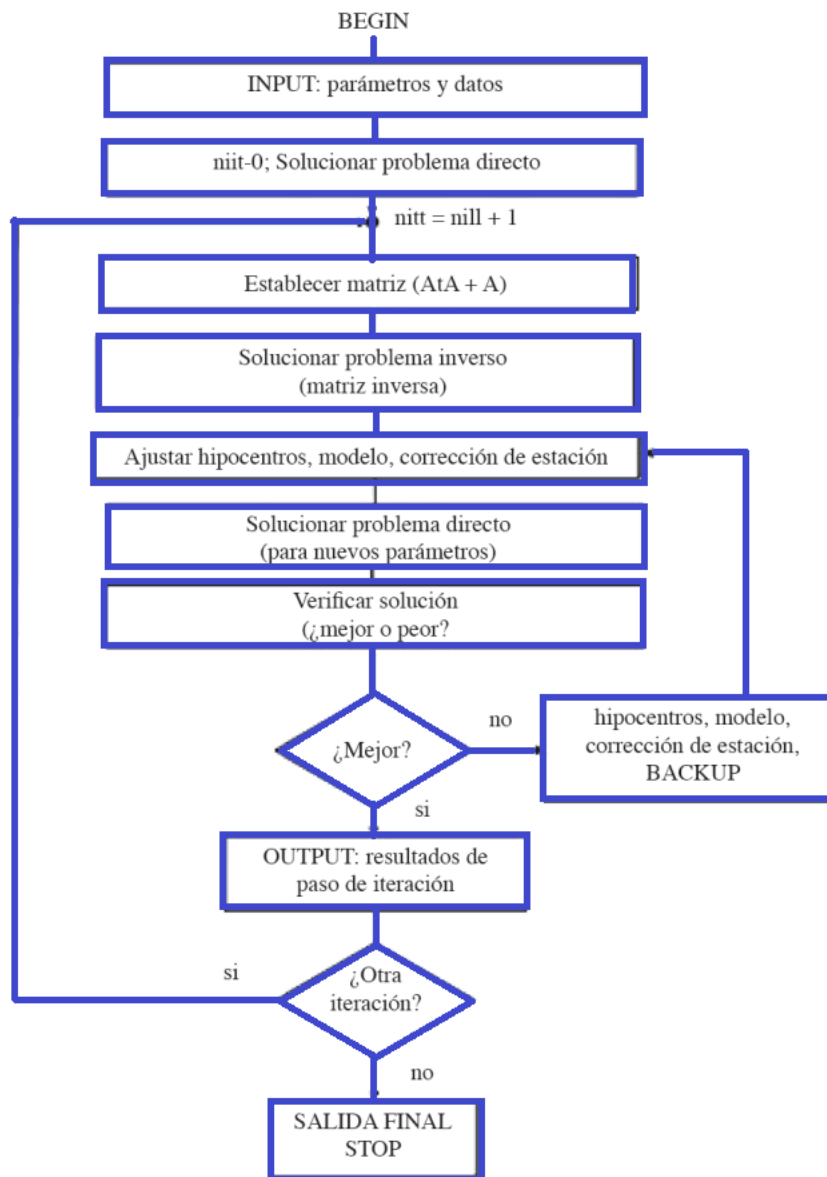


Figura 3.16.- Diagrama de flujo que muestra el procedimiento del programa VELEST.

3.4.2.1 El modelo de velocidades inicial

El programa VELEST necesita un modelo de estructura de velocidades referencial, a partir del cual realizará los cálculos correspondientes de inversión sísmica ajustando los valores de velocidades de este modelo inicial. Dentro del modelo de velocidades, la referencia del nivel del mar que toma en cuenta el

programa VELEST es importante, ya que este solo acepta una capa por sobre el nivel del mar y todas las estaciones deberían estar sobre esta capa. Respecto al número de capas, el programa requiere un mínimo de 2 capas más el semi-espacio, es decir un total de 3 capas para que el programa realice una rutina aceptable (Kissling et al., 1995)

3.4.2.2 *Los datos sísmicos*

Como dato principal, se necesita conocer la localización de los eventos sísmicos, este cálculo se puede realizar con cualquier otro programa de cálculo de hipocentro como el Hypoinverse, Hypo71, Hypoellipse, etc., dentro los datos requeridos se tienen; el tiempo de origen del evento, las coordenadas (latitud, longitud), profundidad, magnitud y los tiempos de arribo a cada estación que conforman la red con la que se va a trabajar. Respecto a los tiempos de arribo, estas pueden ser los arribos de las ondas P, las ondas S o la diferencia de ambas. El programa requiere como mínimo una cantidad de 50 eventos registrados, que tengan 5 o más lecturas de las fases P o 5 o más lecturas de las fases S o la diferencia de ambas según cual sea la calidad y cantidad de las lecturas de las fases para realizar el cálculo (Kissling et al., 1995).

3.4.2.3 *La red sísmica*

La red a emplearse, tiene que ser una red con una distribución azimutal uniforme entorno a la región sísmica. Para cada estación se requiere conocer el código (nombre), las coordenadas y alturas, como datos más importantes. En

relación al modelo de velocidades, la distribución de la red de estaciones sísmicas debe estar dentro de la primera capa (Kissling et al., 1995).

3.5 LOCALIZACIÓN DE UNA FUENTE SÍSMICA

Si un sismo ocurre en un tiempo de origen t_0 y es localizado en un hipocentro (X_0, Y_0, Z_0) , se puede obtener un conjunto de horas de llegada a través de una red sísmica local. Usando estos datos se puede obtener el origen del tiempo y el hipocentro de un sismo, el cual es conocido como el problema de localizaciones de los sismos (Sun, 2001). En tal sentido, el método propuesto por Geiger (1912) es ampliamente utilizado en los algoritmos de localización sísmica. Él plantea la necesidad de conocer un modelo de velocidad cortical y coordenadas de un hipocentro preliminar (ver Figura 3.17).

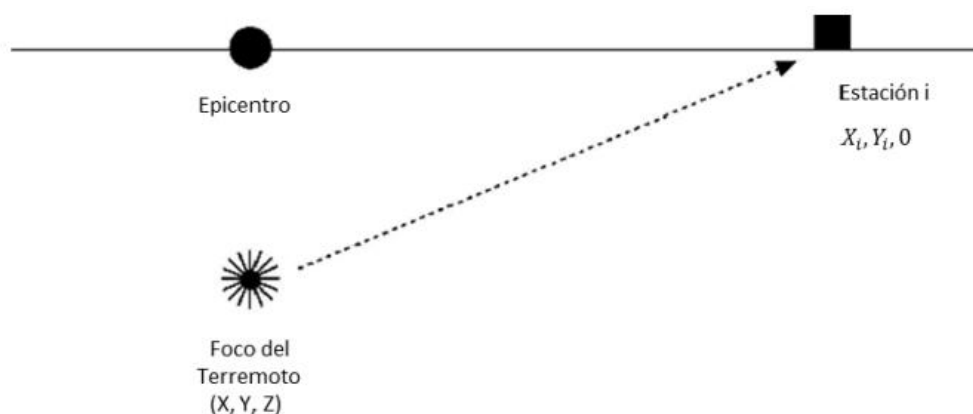


Figura 3.17.- Geometría para la ubicación de un sismo en un semiespacio homogéneo, de velocidad uniforme (Manual Hypoinverse).

Partiendo de un hipocentro provisional y un modelo de distribución de velocidades en función de la profundidad, se aplica un proceso iterativo hasta que se obtenga una solución matemática con un grado de exactitud requerido. El método de Geiger (1912) ha dado lugar a muchos programas de localización de sismos, entre los más conocidos se tienen HYPO71, HYPOINVERSE, HYPOELLIPSE, etc.

3.5.1 Método de Geiger

El método más popular para localización de sismos es el desarrollado por Geiger, 1912 consiste en que los tiempos de llegada de las ondas sísmicas t_i (de las ondas P y S) se registran para N estaciones ($N > 4$) con coordenadas geográficas Φ_i y λ_i . Los tiempos de llegada se pueden considerar como funciones no lineales de las coordenadas de las estaciones (Φ_i y λ_i), los parámetros focales (coordenadas, profundidad y tiempo origen) (Φ_0, λ_0, h y t_0), y la distribución de velocidades de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra. Este problema se puede linealizar usando un desarrollo en serie de Taylor alrededor de un conjunto aproximado de valores iniciales de los parámetros focales (Φ'_0, λ'_0, h' y t'_0) lo suficientemente próximo a los reales de forma que se pueda escribir:

$$t_i = t'_i + \delta t + \frac{\partial_i}{\partial \Phi} \delta \Phi + \frac{\partial_i}{\partial \lambda} \delta \lambda + \frac{\partial_i}{\partial h} \delta h; \quad i = 1, \dots, N$$

donde t'_i son los tiempos de llegada a cada estación calculados a partir de las soluciones iniciales (Φ'_0, λ'_0, h' y t'_0) y las derivadas parciales se evalúan para esa solución. Así, definimos los residuos como las diferencias entre los tiempos de llegada observados y calculados para cada estación:

$$r_i = t_i - t'_i; \quad \text{con } i = 1, \dots, N$$

Sustituyendo en la primera expresión y expresando las N ecuaciones en forma matricial, obtenemos:

$$r_{ij} = A_{ij} \delta x_j; \quad i = 1, \dots, N; \quad j = 1, \dots, N \quad \text{ó bien } (\mathbf{r} = \mathbf{A} \delta \mathbf{x})$$

La matriz A ($4 \times N$) está compuesta por las derivadas parciales de los tiempos de viaje para cada estación con respecto a las coordenadas del epicentro, profundidad y tiempo origen, que se calculan a partir de curvas de tiempo de viaje o tablas. Las cuatro

componentes del vector δx , formado por los incrementos de los cuatro parámetros focales, son las cuatro incógnitas a determinar. A partir de los valores iniciales de los parámetros focales, resolvemos la ecuación anterior y obtenemos el primer conjunto de incrementos δx que sumaremos a los valores iniciales para obtener los nuevos valores de los parámetros. Estos valores nuevos se usan ahora como valores iniciales y el proceso se repite hasta que el incremento que se obtiene es pequeño en comparación con el orden de error de las observaciones o cuando el error total alcanza un valor mínimo. Para la solución de este sistema sobre determinado (N ecuaciones con cuatro incógnitas), se usa un método de mínimos cuadrados que minimiza la suma de los cuadrados de los residuos:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N r_i^2$$

Varios métodos pueden utilizarse para obtener la solución del sistema de ecuaciones. Una solución posible vendría dada por la siguiente expresión:

$$\delta x = (A^T A)^{-1} A^T r$$

donde A^T es la matriz transpuesta de A.

Otra forma de hallar la solución es usar la matriz inversa generalizada. Según esta metodología, la matriz A se puede descomponer como:

$$A = U \Lambda V^T$$

donde Λ es la matriz diagonal formada por las raíces cuadradas de los valores propios de $A^T A$, V es una matriz formada por los vectores propios de $A^T A$, y U es una matriz formada por los vectores propios de $A A^T$. La inversa generalizada de A viene dada por:

$$\mathbf{A}^{-1} = \mathbf{U}^T \mathbf{\Lambda}^{-1} \mathbf{V}$$

y, por tanto,

$$\delta \mathbf{x} = \mathbf{U}^T \mathbf{\Lambda}^{-1} \mathbf{V} \mathbf{r}$$

A partir de las matrices \mathbf{U} y \mathbf{V} , podemos formar la matriz de covarianza $\mathbf{C} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda}^{-2} \mathbf{V}^T$, cuyos elementos diagonales son las varianzas de los parámetros, la matriz de resolución $\mathbf{R} = \mathbf{V} \mathbf{V}^T$, cuyos elementos indican la resolución relativa de cada parámetro, y la matriz densidad de información $\mathbf{D} = \mathbf{U} \mathbf{U}^T$, cuyos elementos indican que observaciones son las que contribuyen con más información al problema.

Si la matriz \mathbf{A} es casi singular, el problema se vuelve inestable. Una forma de evitar esto es introducir un factor de atenuación reemplazando la matriz $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ por $\mathbf{A}^T \mathbf{A} + k\mathbf{I}$, donde k tiene un pequeño valor, antes de determinar la inversa. De esta forma se elimina la aparición en la diagonal de elementos con valores próximos a cero. En el caso de la inversa generalizada, el problema se manifiesta con la aparición de valores propios nulos o muy próximos a cero, de forma que se reemplaza la matriz $\mathbf{\Lambda}$ por $\mathbf{\Lambda} + k\mathbf{I}$, de forma que los valores propios próximos a cero se vuelven finitos.

Esta función permite realizar una mejor aproximación de las diferencias existentes entre los valores teóricos t_i y los observados t_i' , permitiendo así obtener una buena localización hipocentral.

3.6 DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIA-MAGNITUD DE SISMOS

La distribución de la frecuencia de ocurrencia sísmica y su magnitud fue propuesta por primera vez por Ishimoto & Lida (1939) y Gutenberg & Richter (1944):

$$\text{Log } N = a - bM,$$

En donde N es el número acumulado de eventos con magnitudes mayores a M , mientras a y b son constantes. Se ha demostrado en estudios de laboratorio, minas y simulaciones numéricas que la pendiente de la curva de distribución de frecuencia-magnitud, o valor b , depende de las condiciones del estrés o esfuerzo (Bridges & Gao, 2006). Se han medido variaciones estadísticamente significativas de los valores de b en experimentos de laboratorio, minas y diversos regímenes tectónicos y volcánicos, como zonas de subducción, cámaras magmáticas, a lo largo de zonas de falla y en zonas de réplica (Wiemer & Wyss, 2002). Los sismólogos consideran que varios factores influyen en los valores b , los cuales pueden ser: (1) el aumento de la heterogeneidad del material, como un gran número de grietas orientadas al azar, puede aumentar los valores b (Mogi, 1962); (2) cambios espaciales y temporales en el esfuerzo cortante aplicado (Scholz, 1968; Urbancic et al., 1992; Schorlemmer et al., 2004; Schorlemmer & Wiemer, 2005; Schorlemmer et al., 2005) o esfuerzo efectivo (Wyss, 1973) que puede disminuir los valores b ; y (3) un aumento en el gradiente térmico puede aumentar los valores b (Warren & Latham, 1970).

En áreas tectónicamente activas, el valor de b es cerca de 1.0 (Frohlich & Davis, 1993). Sin embargo, las áreas volcánicas se caracterizan por valores b mayor o igual que 1.0, con valores tan altos como 3.0 (McNutt, 2005). Wiemer & Benoit (1996) utilizaron una grilla espacial densa para estudiar los valores b en zonas de subducción. Estos estudios se extendieron luego en áreas volcánicas. Los altos valores de b en áreas volcánicas se deben a la alta heterogeneidad de la corteza y subsuelo como la acumulación de flujos de lava y cenizas en capas, la presencia de grietas de enfriamiento, diques y altos gradientes térmicos. Además, las condiciones cambiantes de estrés a través del tiempo y el espacio debido a la naturaleza dinámica de las áreas volcánicas, los valores b tienden a cambiar

Hay varios ejemplos en donde la sismicidad asociada a ambientes volcánicos fue estudiada utilizando el valor de b , como en el monte Santa Helena (EE.UU.) y el monte Spurr Alaska (Wiemer & McNutt, 1997), volcán Off-Ito en Japón (Wyss et al., 1997), Long Valley Caldera y Mammoth Mountain, California (Wiemer & Katsumata, 1998), entre otros. Los volcanes antes mencionados mostraron altos valores de b , en algunos casos superiores a 3.0. Asimismo, algunos estudios indican que los altos valores de b , generalmente, se localizan a profundidades de 7 a 10 km, en donde los sismos ocurren próximos a las cámaras magmáticas inferidas (Bridges & Gao, 2006; Sánchez et al., 2004).

3.7 MECANISMOS FOCALES

Un mecanismo focal (MF) es el resultado del análisis de la forma de onda generada por un sismo y registrada por un número determinado de estaciones sísmicas. Usualmente, para calcular un MF, es necesario que el sismo se registre por lo menos en 10 estaciones sísmicas y con buena cobertura (alrededor del epicentro). La caracterización de un mecanismo focal nos proporciona importante información relacionada a la cinemática de la falla que origina el sismo; además, nos proporciona el origen del sismo, localización del epicentro, profundidad del mecanismo focal, momento sísmico (medición de la dirección de la energía radiada por un sismo), magnitud y la orientación de las 9 componentes del tensor (Cronin, 2010).

A continuación, se describen las propiedades de cinemática de los mecanismos focales.

3.7.1 Momento tensor

Tal como el tensor de tensión y de deformación, el momento tensor puede ser descrito en términos de 3 ejes ortogonales: P (para el eje de compresión), T (para el eje de tensión) y N (para el eje nulo). La orientación y magnitud de estos ejes para un terremoto

dato se resuelve utilizando datos registrados por una gran cantidad de sismómetros que están distribuidos alrededor del epicentro. La orientación de los ejes del tensor de momento es de gran interés, debido a que el plano de falla, en el cual un terremoto fue generado a lo largo de este, está a 45° desde los ejes P y T y contienen al eje N (ver Figura 3.18).

En el instante en que ocurre un terremoto, el movimiento de la onda P, a través del material alrededor del foco, causa que las partículas que están en el cuadrante negro, se alejen del foco, mientras que las partículas que están en los cuadrantes blancos se acercan al foco y las flechas paralelas son las posibles fallas.

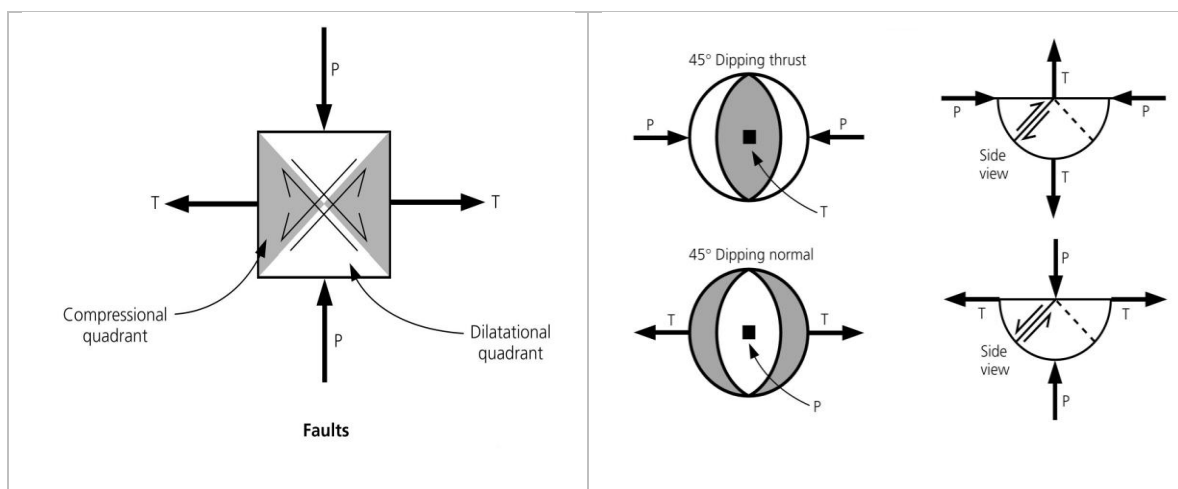


Figura 3.18.- Relación entre los planos de falla y los ejes de esfuerzo

El momento tensor más común contiene seis componentes independientes, pero el mecanismo focal para la gran mayoría de terremotos es descrito apropiadamente por el doble par de fuerzas, en donde el momento tensor tiene solamente tres componentes independientes (Jost & Herrmann, 1989). Estas componentes son rumbo (*strike*), buzamiento (*dip*) y ángulo del deslizamiento (*rake*).

Una forma de parametrizar una solución de doble par de fuerzas es especificar con 3 ángulos:

El rumbo (Φ) es el azimut de la falla con la convención que, si uno da cara abajo del buzamiento, la dirección del rumbo es a la izquierda.

El buzamiento (δ) es medido hacia abajo desde la horizontal con valores entre 0° a 90° . El deslizamiento (λ) está ubicado con respecto a la dirección del ángulo de deslizamiento con el plano de falla con límites entre -180° a 180° (ver Figura 3.19). Se pueden observar también los valores del ángulo de deslizamiento (*rake*) según el tipo de falla en la tabla 3.1.

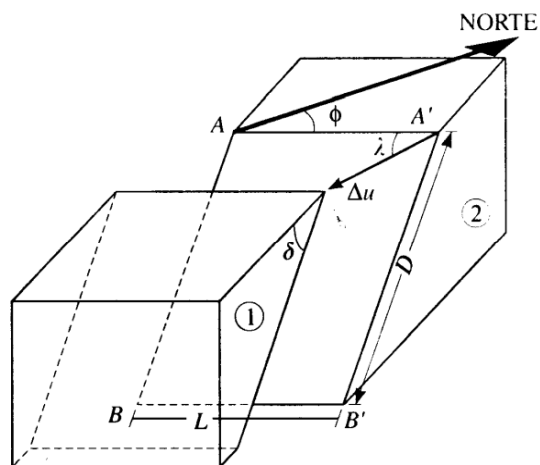


Figura 3.19.- Parámetros de la falla: Línea AA': Traza de la falla, AA'BB': Plano de falla, L: Longitud de la falla, Δu : Deslizamiento o dislocación (slip), ϕ : Azimut de la traza (strike), δ : Buzamiento del plano (dip), λ : Ángulo de deslizamiento (rake).

Tabla 3.1.- Valores permitidos para el Rake y el tipo de falla correspondiente.

| Rake | Tipo de falla |
|-----------------------------|---------------------------|
| 0° o 180° | Transcurrente |
| 90° | Inversa pura |
| -90° | Normal pura |
| -20° a 20° | Transcurrente sinistral |
| 20° a 70° | Oblicua-inversa-sinistral |
| 70° a 110° | Inversa |
| 110° a 160° | Oblicua-inversa-dextral |
| -160° a 160° | Transcurrente dextral |
| -110° a -160° | Oblicua-normal-dextral |
| -70° a -110° | Normal |
| -20° a 70° | Oblicua-normal-sinistral. |

3.7.2 Cinemática del deslizamiento

Para poder interpretar el sentido de deslizamiento a lo largo de un plano de falla particular utilizamos (como ejemplo) un mecanismo transcurrente (también conocido como mecanismo con deslizamiento en el rumbo) asumiendo que el plano de falla es la línea gris. Luego nos ubicamos en uno de los dos hemisferios que divide el plano de falla (mirando perpendicular al plano de falla) e imaginemos que el cuadrante negro equivale a la punta de una fecha, lo cual nos indicará el sentido del deslizamiento. Para este caso, si la fecha apunta hacia la derecha, el mecanismo focal representara una falla transcurrente-dextral; si la fecha es hacia la izquierda, este representará una falla transcurrente-sinistral (ver Figura 3.20).

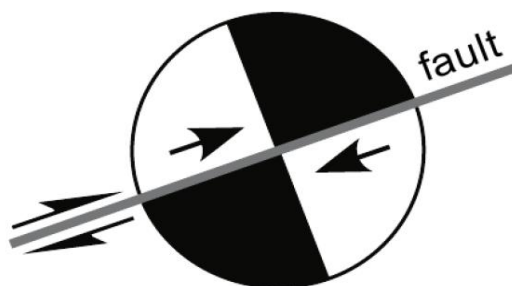


Figura 3.20.- Diagrama de los mecanismos donde muestra la cinemática de las fallas.

3.7.3 Solución de un mecanismo focal

Para el cálculo del mecanismo se deben conocer los parámetros de localización del sismo: coordenadas de ubicación, tiempo origen del sismo y profundidad. Vamos a suponer que 14 estaciones sísmicas distribuidas sobre una zona determinada registraron el evento. Debido a que conocemos bien la ubicación de las estaciones, podemos calcular la distancia entre cada estación y el epicentro. Luego utilizamos un modelo simple de velocidades sísmicas de la Tierra para definir el tiempo (t) exacto en el que la onda P del terremoto debió haber arribado en cada estación. Observando el registro de la componente vertical

en cada estación, evaluamos si el primer movimiento (polaridad) detectado en la estación fue un movimiento “up-compresión”, un movimiento “*down*-dilatación” o sin señal aparente en el tiempo estimado (Cronin, 2010), ver Figura 3.21.

Para representar los datos de los sismogramas hacemos uso de la red estereográfica de Schmidt. Cada dato de cada sismograma estará representado con uno de los 3 símbolos: un círculo (\circ) si el primer movimiento de la onda P es *down*, un círculo negro (\bullet) si el primer movimiento es up, o una x (\times) si el primer movimiento es muy débil para diferenciarlo. Para cada estación, el símbolo es colocado a lo largo de una línea que se extiende desde el centro hacia el azimut de la estación relativa al foco del terremoto, y el ángulo de despegue define la distancia angular desde el centro al símbolo. En el siguiente ejemplo, el símbolo asociado con la estación A está a 60° del centro, a lo largo de una línea dirigida hacia el azimut 50° .

Una vez que se dibujan todos los datos de primeras llegadas, hay que buscar dos ciclográficas perpendiculares en la falsilla que separen los círculos blancos de los negros y que pasen por las x. Estos serán los planos nodales (uno de ellos será la falla). Finalmente, rellenamos los cuadrantes (blanco los que contienen a los círculos blancos, y negro el de los negros) (Figura 3.20a). Normalmente, la solución no es única, pero sigue siendo útil para entender cómo se movió la falla asociada al terremoto.

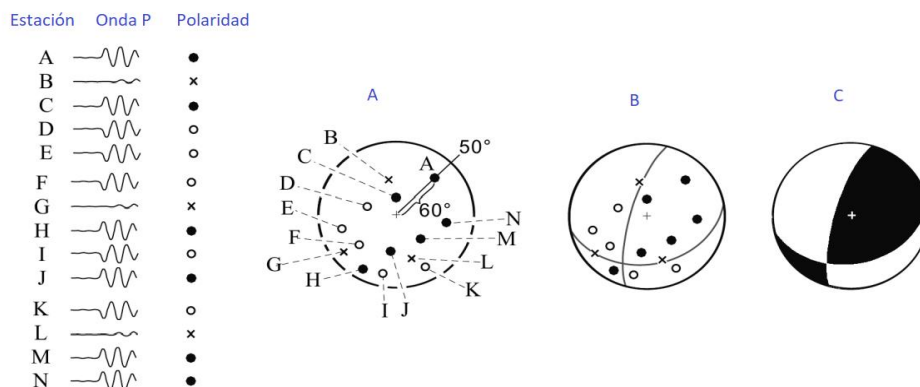


Figura 3.21.- a) Representación estereográfica de los datos sísmicos, b) Trazados de los planos nodales en el estereograma, c) Identificación de los cuadrantes, modificado de Cronin (2010).

En la Figura 3.22, se observan las soluciones de los principales planos de falla denominados: falla transcurrente, falla normal, falla inversa y falla oblicua (combinación de 2 tipos de fallas), donde, por ejemplo, la característica zona central de la falla inversa es de compresión dominante (eje-T). Este diseño de mecanismo focal es característico de movimientos compresivos a lo largo de un plano de falla.

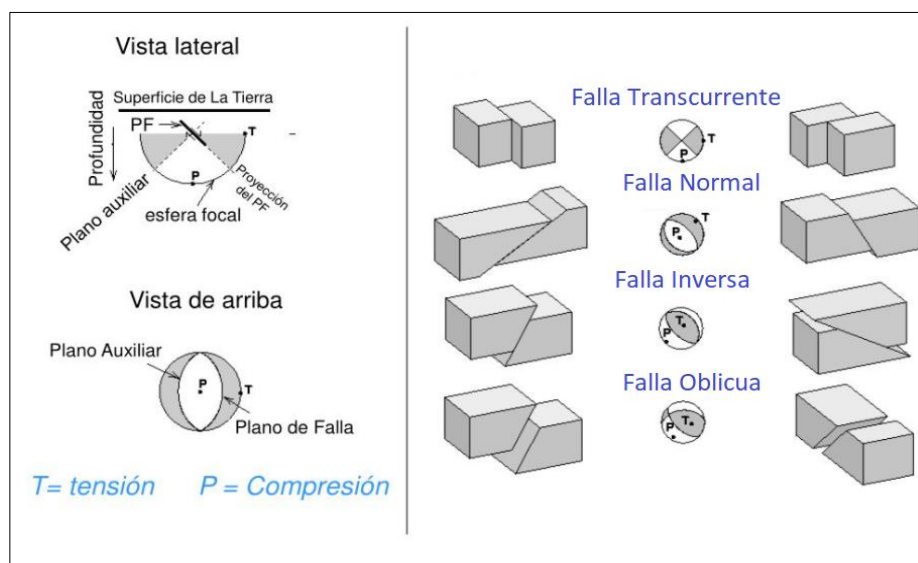


Figura 3.22.- Diagrama esquemático de un mecanismo focal (Modificado de la USGS- United States Geological Survey).

CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA Y PROCESAMIENTO DE DATOS

4.1 RED SÍSMICA OPERADA EN EL VOLCÁN COROPUNA

La red sísmica telemétrica del volcán Coropuna fue instalada por el IGP y es la encargada de registrar la actividad sísmica en tiempo real de todo el complejo volcánico. La red, inicia su registro el 8 de mayo de 2018 con la estación sísmica COR1, luego se complementa entre el 6 y 9 de noviembre de 2018 con 4 estaciones más denominadas COR2, COR3, COR4 y SOLI. Actualmente, la red consta de cinco estaciones de banda ancha marca Trillium compact 120s, con registrador RefteK (Tabla 4.1), configuradas a 100 muestras por segundo.

Tabla 4.1.- Detalle de las cinco estaciones sísmicas desplegadas en la zona del volcán Coropuna: nombre de la estación, código, fecha de funcionamiento, marca del sismómetro y digitalizador.

| ESTACIÓN | | FECHA DE INSTALACIÓN | SISMÓMETRO | | REGISTRADOR |
|------------|------|----------------------|------------|----------|-------------|
| COROPUNA 1 | COR1 | 08/05/2018 | BH | TRILLIUM | REFTEK |
| COROPUNA 2 | COR2 | 06/11/2018 | BH | TRILLIUM | REFTEK |
| COROPUNA 3 | COR3 | 06/11/2018 | BH | TRILLIUM | REFTEK |
| COROPUNA 4 | COR4 | 06/11/2018 | BH | TRILLIUM | REFTEK |
| SOLIMANA | SOLI | 09/11/2018 | BH | TRILLIUM | REFTEK |

Los datos de las estaciones sísmicas codificados con SOLI, COR2, COR3 y COR4 respectivamente son enviados vía telemetría hacia una antena repetidora 1 (REP1), ubicada al este del volcán Coropuna; luego, estos datos son retransmitidos hacia la repetidora 2 (REP2) en Chuquibamba junto a los datos de la estación COR1. Finalmente, la información de las 5 estaciones es retransmitida hacia las estaciones repetidoras Pedregal (REP3) y Cerro Gloria (REP4), esta última retransmite las señales hacia la oficina del IGP-Cayma (Arequipa), donde son recuperadas y almacenadas continuamente. Mediante esta red telemétrica podemos registrar y analizar la actividad sísmica de todo el complejo volcánico Coropuna en tiempo real (ver Figura 4.1).

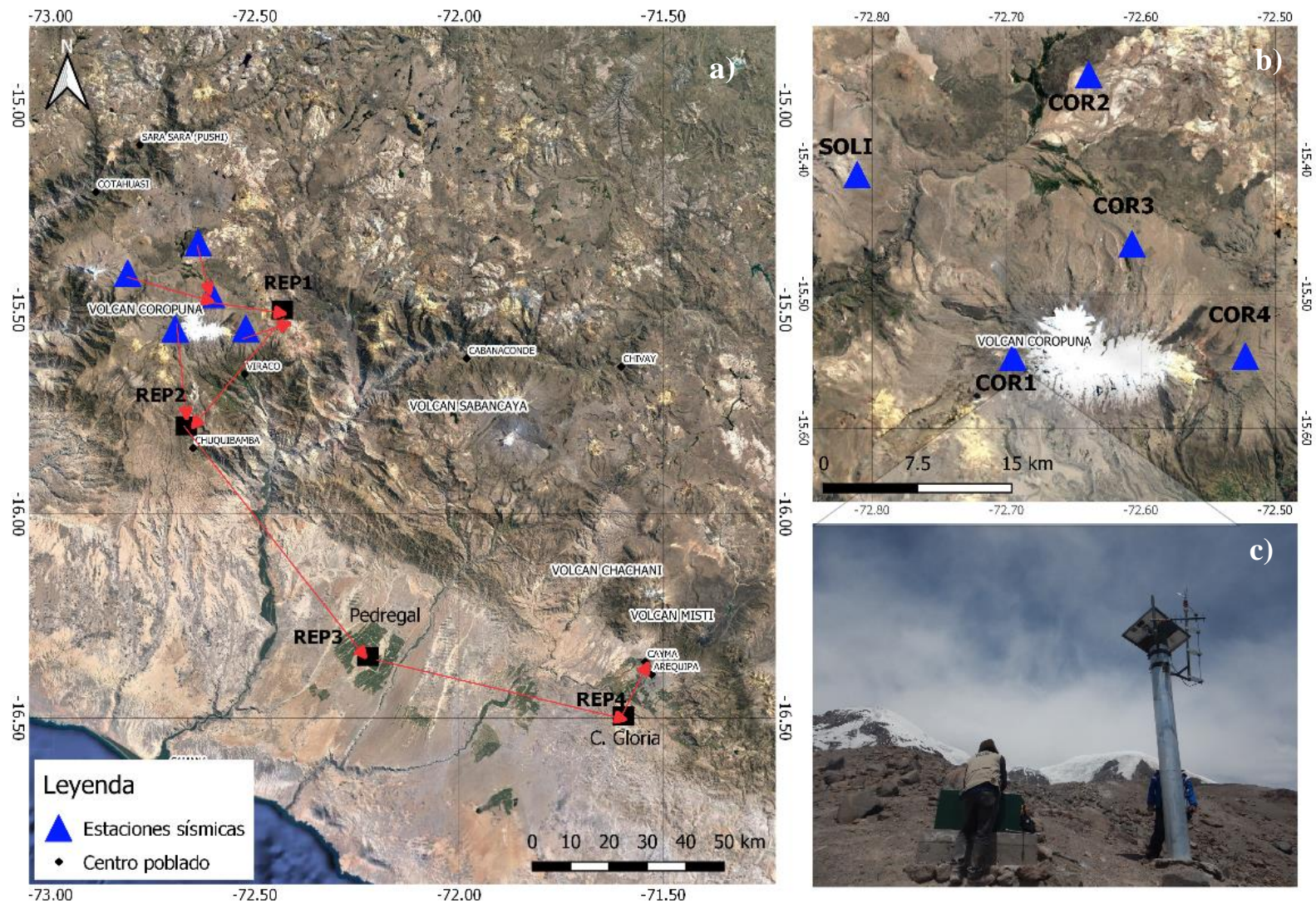


Figura 4.1.- Mapa de ubicación de la red sísmica del volcán Coropuna operada por el IGP. A) Esquema de trasmisión de la telemetría del volcán Coropuna. B) Distribución de las estaciones sísmicas alrededor del volcán y C) Estación COR1.

Además, en el presente trabajo, las estaciones sísmicas del volcán Coropuna fueron complementadas con la información de las redes de estaciones sísmicas del volcán Cerro Auqui huato (AUQ1), Sara Sara (SAR1 y SAR2) y algunas estaciones de la red del volcán Sabancaya (PNCH, HLCA y MRCA), ver Figura 4.2.

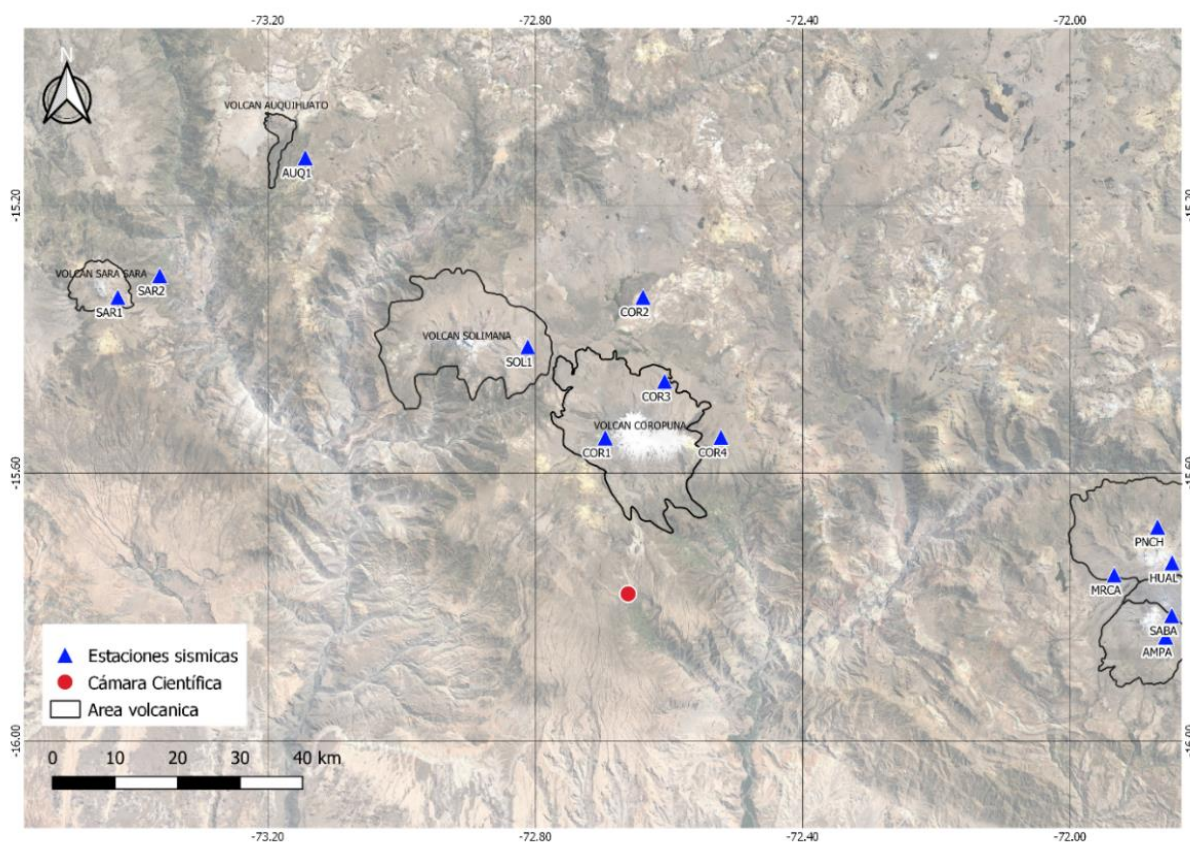


Figura 4.2.- Red de estaciones sísmicas del volcán Coropuna, Sara Sara, Auqui huato y Sabancaya. En triángulos azules se muestra las estaciones sísmicas próximas a los volcanes Sara Sara, Cerro Auqui huato, Solimana, Coropuna y Sabancaya. El círculo rojo corresponde a la ubicación de la cámara de vigilancia. Las líneas negras representan el área volcánica.

Por otro lado, el volcán Coropuna cuenta con una cámara de vigilancia (CCFC), la cual es una cámara de video de imagen fija con zoom para exteriores de alta resolución y alta calidad, diseñada específicamente para aplicaciones de observación remotas. La cámara captura fotos y

videos de alta calidad en gran angular y con zoom óptico de 18x del complejo volcánico, bajo diversas condiciones de iluminación.

4.1.1 Telemetría digital del volcán Coropuna

El sistema de equipos con el cual se monitorea al volcán Coropuna consta de estaciones sísmicas con sensores Trillium, registradores REFTEK y una cámara de vigilancia. La información registrada por los equipos es transmitida vía telemetría a la oficina del IGP-Arequipa, en donde los datos sísmicos se almacenan en formato original del equipo sísmico (RTPD); luego se visualizan en la plataforma EARTHWORM y, finalmente, son almacenados en un servidor (WINSTON). Posteriormente, la información sísmica es analizada en el CENVUL del IGP. Asimismo, esta información es utilizada por el IGP Huancayo y Camacho (Figura 4.3).

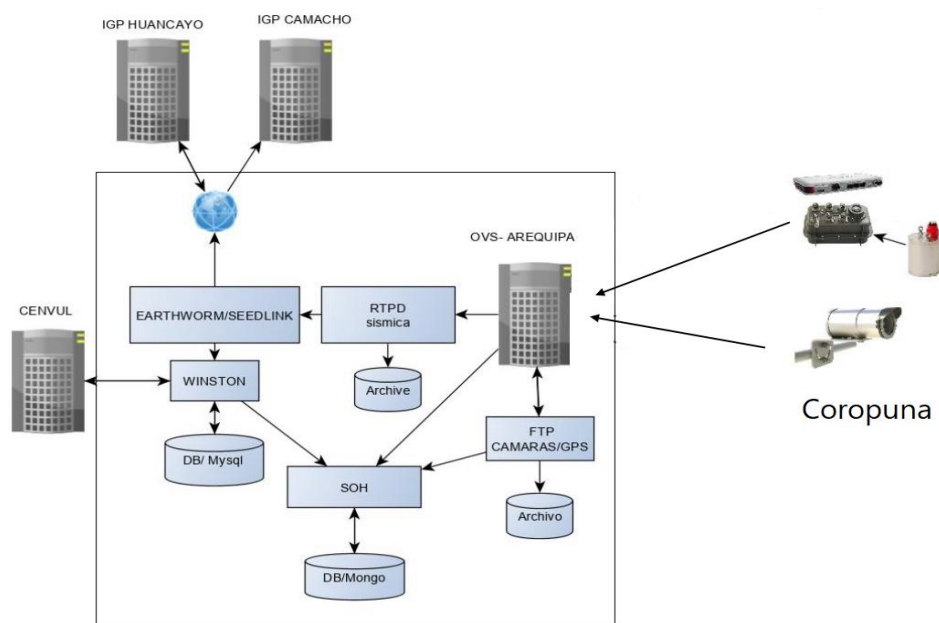


Figura 4.3.- Diagrama de los procesos informáticos, en donde se visualizan el envío de las señales desde las estaciones sísmicas e información de la cámara de vigilancia hacia la oficina del IGP-Arequipa.

4.1.2 Programas de adquisición y tratamiento de datos geofísicos

4.1.2.1 *Sistema Earthwon*

El sistema Earthworm (programa de adquisición y procesamiento de datos) realiza distintos procesos con las señales sísmicas a través de programas independientes denominados módulos, los cuales contienen una programación específica; no obstante, para la adquisición de datos tiene un módulo principal encargado de la entrada de datos y su almacenamiento directo en el disco. Una ventaja del funcionamiento mediante módulos es que pueden trabajar de forma independiente; además, pueden agregarse nuevos módulos y suspender el uso de alguno de ellos sin que se afecte al funcionamiento general del sistema. Dentro de los observatorios vulcanológicos pioneros en utilizar este sistema de adquisición y procesamiento de datos pueden citarse al Observatorio Vulcanológico de Hawái, el Observatorio Vulcanológico de Alaska; además, la Red sísmica del Sur de California y los observatorios de Sudamérica, entre ellos, el CENVUL del IGP.

4.1.2.2 *Procesamiento y análisis de datos sismovolcánicos*

Los datos sísmicos provenientes de los sensores sísmicos instalados en los volcanes son adquiridos inicialmente en formatos originales y, posteriormente, son adecuados al tipo de procesamiento a realizarse. Dentro de los formatos más usados se encuentran SAC, SEISAN y MSEED. En el presente trabajo se han establecido cuatro etapas para el tratamiento de los datos sismovolcánicos:

(1) Procesamiento de datos sísmicos: en esta etapa se convierten los datos originales a formato adecuado (SAC).

(2) Análisis espectral de los sismos volcánicos: mediante subprogramas se realiza el tratamiento de señal sísmica (forma de onda, espectro, espectrograma).

(3) Criterios de clasificación: se identifican los tipos de sismos volcánicos.

(4) Formato de salida: se establece una base de datos con parámetro de clasificación del sismo.

4.1.2.3 Clasificación de señales sísmicas

El proceso de identificación y clasificación de los eventos sismovolcánicos se realizó utilizando archivos en formato “*.SAC” (*Seismic Analysis Code*). Para obtener estos archivos en formatos SAC, se siguió una rutina diaria para convertir los archivos originales reftek (obtenidos con EARTHWORM) a formato SAC. Para dicho proceso se utilizaron subrutinas formuladas en Python (script: rt2sac.py). Este script, además de convertir los archivos en formato SAC, les asigna una nomenclatura para la lectura general de las señales sísmicas en archivos de una hora. En esta nomenclatura está la fecha, hora, nombre de la estación y la componente (Ejemplo de un fichero YYYYMMDD HHMMSS.SAB.BH.Z.sac) que facilita la ubicación de los archivos para poderlas analizar y clasificar.

4.1.3 Análisis espectral de sismos volcánicos

Para la clasificación de sismos registrados durante un proceso eruptivo de un volcán, es necesario realizar un análisis de la señal sísmica registrada. En el presente trabajo se utilizó un script denominado “Clasificador”, elaborado en el programa Matlab por el IGP. La herramienta de análisis utiliza archivos en formato SAC y esto nos ayuda a visualizar la señal sísmica, forma de onda, contenido espectral, espectrograma, etc. A continuación, se describe los principales procesos realizados durante el análisis de señales:

4.1.3.1 Espectro de frecuencias

El análisis del contenido espectral es una característica imprescindible durante el procesamiento de señales sismovolcánicas. Para ello, se utiliza un algoritmo o subrutina en el programa Matlab, el cual se ejecuta para mostrar gráficamente el espectro de frecuencias de la señal sísmica utilizando la transformada de Fourier. La figura 4.4 es un esquema que representa esta transformación.



Figura 4.4.- Esquema de la transformada de Fourier.

4.1.3.2 Espectrograma

Un espectrograma no es más que la representación de la evolución espectral de la señal en función del tiempo mediante la superposición (en el

tiempo) de sucesivos espectros de duración menor a la señal total. De esta manera, se tiene una idea del aspecto de la señal sísmica en un tiempo determinado. En una señal sísmica de origen volcánico, el contenido espectral puede que no se mantenga estable a lo largo del tiempo. La utilidad de la herramienta denominada “espectrograma” consiste en representar el espectro evolucionando en el tiempo. En realidad, el nombre de la función matemática asociada a esta herramienta es la Transformada de Fourier a Corto Plazo (TFCP), nombre que viene del análisis que se efectúa sobre ventanas de soporte temporal finito. El principio del espectrograma es dividir la señal en segmentos o tramos que se recubren parcialmente, donde para cada uno de estos segmentos se calcula la Transformada de Fourier. El espectro resultante corresponde entonces al tiempo del centro de la ventana y se representa bajo un código de colores (donde las amplitudes más fuertes corresponden al rojo oscuro y las más débiles al violeta/azul claro).

4.1.3.3 Filtros

Durante el análisis de una señal sísmica, es necesario aplicar filtros en el dominio de frecuencias ya que permiten eliminar las señales ruidosas que opacan a la señal sísmica. Esto consiste en cambiar las amplitudes relativas de las componentes en frecuencia en una señal. De acuerdo a las bandas de frecuencia que dejan pasar los filtros se pueden clasificar: pasa bajos (Figura 4.5a), pasa altos (Figura 4.5b), pasa banda (Figura 4.5c) y elimina banda (Figura 4.5d).

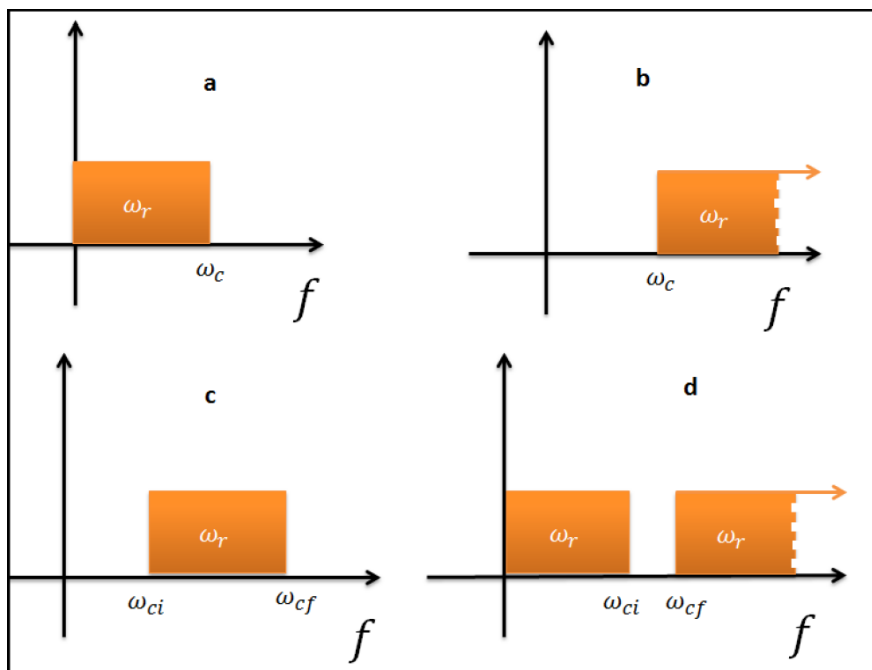


Figura 4.5.- Representación gráfica de los cuatro tipos de filtros básicos.

4.2 CLASIFICACIÓN DE SEÑALES SISMOVOLCÁNICAS

El análisis de la actividad sísmica y clasificación de señales sisMOVOLCÁNICAS del volcán Coropuna se realizó tomando como referencia la estación COR1, ubicada a menos de 6 km del volcán. Dicha estación (COR1) es la primera que entró en funcionamiento y tiene mayor tiempo de registro. Las demás estaciones (COR2, COR3, COR4 y SOLI) sirvieron para corroborar la señal sísmica registrada en la estación COR1. Por ende, para caracterizar las señales sisMOVOLCÁNICAS del volcán Coropuna fue necesaria utilizar toda la red de estaciones sísmicas del volcán Coropuna. Además, se incluye en el análisis sísmico la información de las estaciones sísmicas de los volcanes Sabancaya (SABA, HLCA, AMPA y PNCH), Sara Sara (SRA1, SRA2) y Cerro Auqui huato (AUQ1). El complemento de las estaciones sirvió básicamente para la etapa de localización de sismos de tipo Volcano-Tectónico (VT).

Por otro lado, para discriminar sismos que no pertenecen a la actividad del volcán Coropuna (eventos tectónicos, ruido sísmico, telesismos, etc.) se utilizó una estación sísmica lejana a la red sísmica del Coropuna.

Para identificar señales sismovolcánicas y señales asociadas a procesos superficiales, se utilizó la metodología de clasificación de señales propuestas por Shimosuru (1971); Minakami (1974); Chouet (1996); McNutt (2000); Ibáñez & Carmona (2000); Métaxian et al. (2003); Machacca et al. (2012); Wassermann (2002), respectivamente. En el siguiente Tabla 4.2 se describen las características principales de cada señal sísmica volcánica y señales externas al volcán, las cuales sirvieron como base para elaborar el catálogo sísmico del volcán Coropuna.

Tabla 4.2.- Descripción de las características principales de las señales sísmicas volcánicas observadas en el volcán Coropuna.

| Etiqueta | Descripción |
|-----------------|---|
| VT | -SISMO VOLCANO-TECTÓNICO: Su forma de onda, por lo general, es de gran amplitud con decaimiento exponencial y la mayoría tienen duraciones cortas, en promedio 12 y 35 segundos. Tienen un arribo de tipo impulsivo, es sencillo distinguir las fases P y con algo de dificultad la fase S. La diferencia entre ambas no suele superar los 2 segundos. En el dominio de la frecuencia, tiene una energía espectral amplia entre 1 a 18 Hz (ver Figura 5.1). Estos sismos se generan por la ruptura de rocas debido a cualquier proceso volcánico. Son difíciles de detectar en presencia de otros eventos o ruido de fondo intenso y, por lo general, se registran en cualquier fase, pre y post eruptiva. Son los eventos de mayor recurrencia en los doce volcanes monitoreados por el CENVUL. |
| LP | -SISMO DE LARGO PERIODO: La característica principal de un evento LP se concentra en su energía a bajas frecuencias, generalmente por debajo de 3 Hz y su duración no suele superar los 60 segundos. El origen de este tipo de eventos está asociado al movimiento y resonancia de fluidos volcánicos como consecuencia de una presurización al interior de fracturas o cavidades saturadas por fluido. Sin embargo, nuevos estudios han determinado que deben su origen a la fragmentación del magma en las paredes del conducto (Khan et al., 2019). Este tipo de sismicidad es muy común en volcanes en pleno proceso eruptivo, tales como el Sabancaya (ver Figura 5.2). |
| TRE | -TREMOR ESPASMÓDICO: Son señales continuas relacionadas al tránsito y dinámica de los fluidos dentro del edificio volcánico. Tienen duraciones más largas que comprenden de varios minutos a horas. En el dominio de la frecuencia, tienen un comportamiento estable y se centran en bandas de frecuencia estrechas (1–5 Hz). El contenido espectral del tremor espasmódico |


| | |
|------------|---|
| | es muy similar a los eventos LP, esto se explica por los mecanismos fuente propuestos anteriormente. Es común registrarlos en volcanes como: Ubinas, Sabancaya, Misti y Ticsani (ver Figura 5.3). |
| VTD | -SISMO VOLCANO-TECTÓNICOS DISTALES: Son sismos de alta frecuencia (>5Hz), y a diferencia de los sismos VT, anteriormente descritos, se deben a la actividad de fallas localizadas frecuentemente a más de 10 km de distancia de los volcanes, y ocurren en forma de enjambre sísmico. Esta actividad es generada como consecuencia de una intrusión de magma hacia a la superficie, lo cual incrementa la presión hidrostática en torno a la cámara magmática (White & McCausland, 2016) (ver Figura 5.1). |
| DG | -SISMO DE ORIGEN GLACIAR: Son sismos por lo general muy cortos (<3s) y de alta frecuencia (> 12Hz) (Górski, 2014). Finalmente, es posible encontrar señales que no están relacionadas directamente con la actividad volcánica, como, por ejemplo, fracturas en el hielo (<i>ICQ-Ice Quake</i>) y deslizamiento de masas de hielo (<i>ICV-Ice Vibration</i>). Su registro es muy común en el volcán Coropuna (ver Figura 5.4). |

4.2.1 Catálogo de actividad sismovolcánica

Catálogos de actividad sismovolcánica del volcán Coropuna son elaborados por el IGP a partir de la clasificación y análisis manual de cada evento sísmico registrado por la red de monitoreo geofísico del volcán Coropuna, cuya fuente está localizada al interior y al alrededor del volcán. Estos documentos contienen al detalle el tipo de evento, la fecha y hora del evento, frecuencia principal, amplitud pico, duración y energía del evento sísmico. Recientemente, en algunos casos, muestra la magnitud local, desplazamiento reducido, así como las coordenadas y altitud de los sismos que fueron localizados (ver Tabla 4.3).

Los catálogos de actividad sismovolcánica son un producto de la unidad del Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) y son de emisión anual. El catálogo presentado en este estudio contiene el análisis de información sísmica mayo de 2018 a abril de 2020, respectivamente. Durante estos períodos, el personal geofísico del IGP analizó y clasificó aproximadamente 8066 sismos volcánicos registrados.

Tabla. 4.3.- Ejemplo del catálogo de sismos volcánicos elaborado por CENVUL del IGP.

|  Catálogo de Actividad Sismo-Volcánica del Coropuna, periodo Mayo-Diciembre 2018 | | | | | | | | | | | |
|--|--------------|------|---|----------------|-----------------|-------------------|---------------|----------------|----------|----------------------------|-----------------|
| IDE (VOL-AN-No) | EST. REF. | TIPO | FECHA Y HORA (UTC) AN-MS-DD Hra. Min. Seg. | LATITUD (°) | LONGITUD (°) | ELEVACIÓN (km) | FREC. (Hz) | DUR. (Seg.) | MAGNITUD | D.R. (cm ²) | ENERGÍA (MJ) |
| CR-18-00001 | COR1 | VT | 2018-05-25 01:15:43 | --- | --- | --- | 5.1 | 16 | 1.5 | | 1.06E-03 |
| CR-18-00002 | COR1 | VT | 2018-05-25 02:38:57 | --- | --- | --- | 3.1 | 18 | 1.6 | | 1.73E-03 |
| CR-18-00003 | COR1 | IQ | 2018-05-25 03:48:03 | --- | --- | --- | 17.0 | 2 | | | 1.00E-05 |
| CR-18-00004 | COR1 | IV | 2018-05-25 04:46:00 | --- | --- | --- | 6.3 | 18 | | | 3.36E-02 |
| CR-18-00005 | COR1 | IV | 2018-05-25 06:13:01 | --- | --- | --- | 5.8 | 91 | | | 1.22E-02 |
| CR-18-00006 | COR1 | VT | 2018-05-25 06:43:23 | --- | --- | --- | 5.3 | 12 | 1.3 | | 3.11E-04 |
| CR-18-00007 | COR1 | VT | 2018-05-25 07:31:13 | --- | --- | --- | 4.9 | 12 | 1.3 | | 4.63E-04 |
| CR-18-00008 | COR1 | IV | 2018-05-25 07:57:26 | --- | --- | --- | 2.6 | 24 | | | 9.27E-04 |
| CR-18-00009 | COR1 | VT | 2018-05-25 08:11:21 | --- | --- | --- | 4.8 | 17 | 1.6 | | 7.42E-04 |
| CR-18-00010 | COR1 | VT | 2018-05-25 08:15:57 | --- | --- | --- | 5.5 | 13 | 1.4 | | 9.30E-04 |
| CR-18-00011 | COR1 | VT | 2018-05-25 09:06:58 | --- | --- | --- | 5.2 | 12 | 1.3 | | 1.30E-04 |
| CR-18-00012 | COR1 | VT | 2018-05-25 12:37:22 | --- | --- | --- | 5.7 | 17 | 1.6 | | 3.85E-03 |
| CR-18-00013 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:48:21 | --- | --- | --- | 9.6 | 12 | | | 1.05E-04 |
| CR-18-00014 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:48:48 | --- | --- | --- | 10.6 | 8 | | | 7.10E-05 |
| CR-18-00015 | COR1 | IV | 2018-05-26 00:48:56 | --- | --- | --- | 10.6 | 15 | | | 6.38E-04 |
| CR-18-00016 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:49:14 | --- | --- | --- | 9.5 | 5 | | | 6.60E-05 |
| CR-18-00017 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:49:20 | --- | --- | --- | 9.8 | 6 | | | 1.40E-05 |
| CR-18-00018 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:49:31 | --- | --- | --- | 9.5 | 6 | | | 1.10E-05 |
| CR-18-00019 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:49:38 | --- | --- | --- | 9.7 | 4 | | | 7.00E-06 |
| CR-18-00020 | COR1 | IQ | 2018-05-26 00:49:42 | --- | --- | --- | 9.6 | 5 | | | 1.70E-05 |
| CR-18-00021 | COR1 | VT | 2018-05-26 00:55:18 | --- | --- | --- | 13.8 | 16 | 1.5 | | 8.35E-04 |
| CR-18-00022 | COR1 | IV | 2018-05-26 01:52:14 | --- | --- | --- | 1.9 | 39 | | | 1.05E-02 |
| CR-18-00023 | COR1 | IV | 2018-05-26 02:12:28 | --- | --- | --- | 4.3 | 24 | | | 8.95E-04 |
| CR-18-00024 | COR1 | IV | 2018-05-26 09:49:07 | --- | --- | --- | 3.4 | 43 | | | 6.56E-02 |
| CR-18-00025 | COR1 | IV | 2018-05-26 10:09:19 | --- | --- | --- | 3.5 | 27 | | | 2.52E-03 |
| CR-18-00026 | COR1 | IV | 2018-05-26 18:04:40 | --- | --- | --- | 5.4 | 49 | | | 9.08E-01 |
| CR-18-00027 | COR1 | IV | 2018-05-26 18:52:09 | --- | --- | --- | 9.5 | 10 | | | 1.54E-02 |
| CR-18-00028 | COR1 | IQ | 2018-05-26 19:06:05 | --- | --- | --- | 10.9 | 6 | | | 7.30E-05 |
| CR-18-00029 | COR1 | IQ | 2018-05-26 19:15:24 | --- | --- | --- | 20.2 | 1 | | | 0.00E+00 |
| CR-18-00030 | COR1 | IV | 2018-05-26 20:44:26 | --- | --- | --- | 17.1 | 4 | | | 1.91E-04 |
| CR-18-00031 | COR1 | IV | 2018-05-26 20:56:51 | --- | --- | --- | 12.8 | 11 | | | 1.18E-03 |
| CR-18-00032 | COR1 | IV | 2018-05-26 21:39:54 | --- | --- | --- | 27.3 | 5 | | | 5.86E-03 |
| CR-18-00033 | COR1 | IV | 2018-05-26 21:48:57 | --- | --- | --- | 23.9 | 3 | | | 5.00E-06 |
| CR-18-00034 | COR1 | VT | 2018-05-27 01:00:50 | --- | --- | --- | 5.3 | 27 | 2.0 | | 9.48E-04 |
| CR-18-00035 | COR1 | VT | 2018-05-27 01:51:26 | --- | --- | --- | 3.9 | 19 | 1.7 | | 1.05E-03 |
| CR-18-00036 | COR1 | VT | 2018-05-27 03:21:05 | --- | --- | --- | 4.9 | 17 | 1.6 | | 2.20E-04 |
| CR-18-00037 | COR1 | VT | 2018-05-27 03:24:20 | --- | --- | --- | 4.1 | 20 | 1.7 | | 9.13E-04 |
| CR-18-00038 | COR1 | IV | 2018-05-27 03:59:25 | --- | --- | --- | 5.1 | 26 | | | 3.49E-04 |
| CR-18-00039 | COR1 | VT | 2018-05-27 04:04:50 | --- | --- | --- | 5.8 | 19 | 1.7 | | 4.62E-04 |
| CR-18-00040 | COR1 | VT | 2018-05-27 04:23:10 | --- | --- | --- | 5.9 | 14 | 1.4 | | 8.00E-05 |
| CR-18-00041 | COR1 | IQ | 2018-05-27 04:55:55 | --- | --- | --- | 40.4 | 1 | | | 0.00E+00 |
| CR-18-00042 | COR1 | IV | 2018-05-27 05:37:53 | --- | --- | --- | 14.8 | 7 | | | 1.23E-03 |
| CR-18-00043 | COR1 | IV | 2018-05-27 05:40:21 | --- | --- | --- | 12.1 | 4 | | | 6.56E-04 |
| CR-18-00044 | COR1 | VT | 2018-05-27 07:46:25 | --- | --- | --- | 3.9 | 23 | 2.0 | | 1.25E-03 |
| CR-18-00045 | COR1 | VT | 2018-05-27 07:48:26 | --- | --- | --- | 3.5 | 29 | 2.1 | | 1.03E-03 |
| CR-18-00046 | COR1 | VT | 2018-05-27 08:31:18 | --- | --- | --- | 5.1 | 14 | 1.5 | | 3.47E-04 |
| CR-18-00047 | COR1 | VT | 2018-05-27 10:49:05 | --- | --- | --- | 3.1 | 15 | 1.6 | | 5.59E-04 |
| CR-18-00048 | COR1 | VT | 2018-05-27 10:49:42 | --- | --- | --- | 5.0 | 21 | 1.9 | | 1.05E-03 |
| CR-18-00049 | COR1 | VT | 2018-05-27 11:50:45 | --- | --- | --- | 5.0 | 30 | 2.2 | | 1.58E-03 |

4.3 FAMILIAS SÍSMICAS

Se realizó la correlación cruzada para obtener familias sísmicas (sismos con características muy parecidas) para la zona del volcán Coropuna. Para ello, se ha utilizado el programa REDPy (*Repeating Earthquake Detector in Python*) (Hotovec-Ellis & Jeffries, 2016), el cual es una herramienta automática que detecta sismos repetitivos (familias sísmicas) en un conjunto de datos.

El programa usa el algoritmo STA/LTA (promedio de tiempo corto/promedio de tiempo largo) para identificar los sismos y posteriormente realiza la correlación cruzada con los sismos identificados. Nuestro objetivo fue identificar familias sísmicas de los sismos VT. Para ello, se definió el rango de frecuencias de entre 1 Hz a 15 Hz. Se estableció una ventana de tiempo promedio largo (LTA) de 15 segundos y un tiempo promedio corto (STA) de 1 segundo. La relación STA / LTA para activar un disparador fue de 2.5 y de 2.2 para desactivar ese disparador; además, se requirieron detecciones simultáneas como mínimo en 2 estaciones de las 11 estaciones procesadas. Luego, cada evento detectado se comparó con otros eventos previamente detectados por REDPy. Si un evento dado se correlacionaba por encima de un umbral establecido en un número determinado de estaciones, esos eventos se agrupaban en una familia de eventos. Nosotros escogimos un mínimo de 0.7 de valor de correlación cruzada, detectada entre las bandas de frecuencia de 1 a 15 Hz.

4.4 MODELO DE VELOCIDAD

Para una apropiada interpretación de los sismos registrados en zona del volcán Coropuna fue necesario estimar los parámetros hipocentrales (localización del sismo) con el mínimo error posible, el cual dependió principalmente de un apropiado modelo de velocidad o distribución de los valores de velocidad de la onda P (V_p).

Para obtener el modelo de velocidad en el presente estudio se dividen en 4 procesos: (1) se ha calculado la relación V_p/V_s , parámetro utilizado para la inversión de los hipocentros y localización de sismos, (2) luego se seleccionaron los sismos que han sido registrados con el mayor número de estaciones disponibles, (3) cálculo del programa VELEST utilizando el modelo inicial, (4) finalmente, se plantea un nuevo modelo de velocidad.

4.4.1 Relación de V_p/V_s

Se ha utilizado la regresión lineal para determinar la constante V_p/V_s de 287 sismos seleccionados, tras cual se obtuvo un valor de 1.70; para ello, se empleó el programa PyVelest. Los errores obtenidos en el cálculo son muy próximos a cero, y los datos presentan un buen ajuste ($CC = 1.0$). Se usaron en total 1513 picados de todas las estaciones sísmicas del Coropuna. Asimismo, el programa ha excluido fuera de la línea de ajuste 3 sismos. La relación V_p/V_s fue calculada utilizando el diagrama de Wadati, asumiendo que los tiempos de viaje de las ondas P y S son directamente proporcionales (ver Figura 4.6).

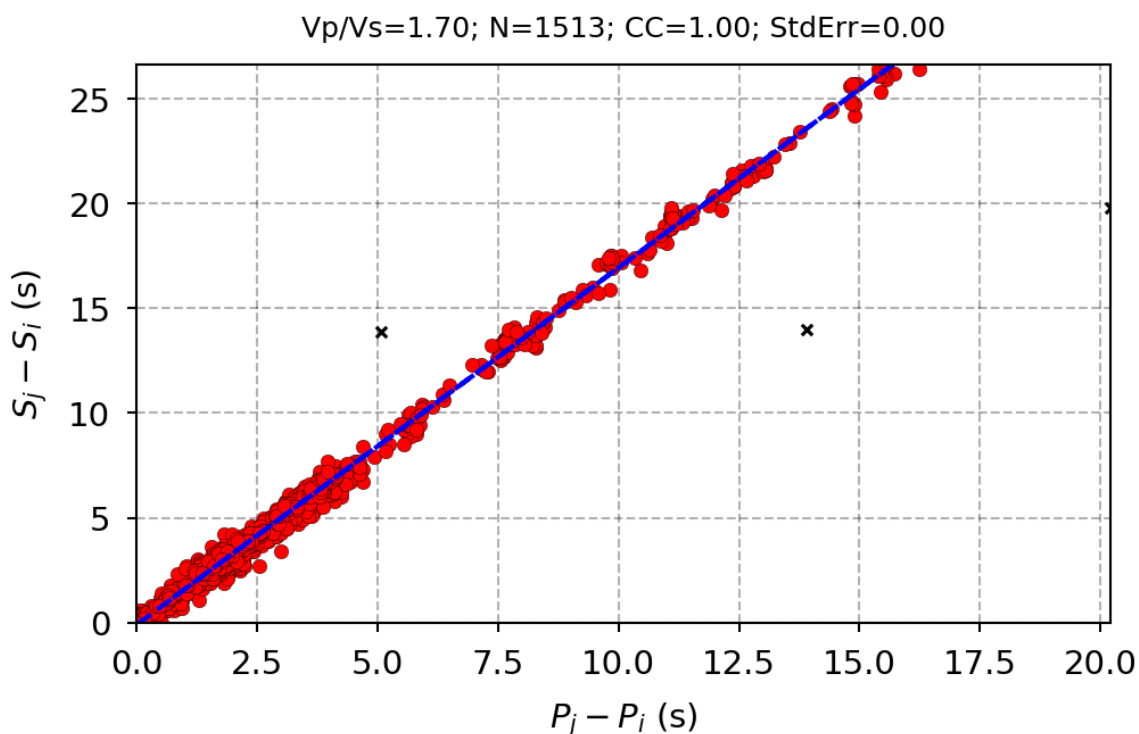


Figura 4.6.- Relación $V_p/V_s = 1.70$ estimado para el volcán Coropuna. Los datos utilizados fueron tiempos de llegada de las ondas P y S en cada estación. Se descartaron 3 picados (aspas en negro) de 1513 picados.

4.4.2 Selección y preparación de los datos

Los datos utilizados corresponden a los tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos tipo Volcano-Tectónico (VT) registrados durante el periodo 2018-2020 en

inmediaciones del volcán Coropuna. En total se identificaron 1870 tiempos de arribo de las ondas P y S, obtenidas mediante el programa SAC (*Seismic Analysis Code*), el cual corresponde a un total de 357 sismos registrados en por lo menos 3 estaciones sísmicas.

Sin embargo, para obtener un apropiado modelo de velocidad fue necesario seleccionar del total de sismos VT solamente aquellos que cumplen las siguientes características: cobertura azimutal de estaciones alrededor del evento mínimo de 200° ($GAP < 200^\circ$), errores RMS < 1.0 y un mínimo de 3 arribos de la onda P y una profundidad máxima de hasta 25 km respectivamente. Dando como resultado, en total 191 sismos considerados los mejores localizados.

4.4.3 Cálculo del programa VELEST con el modelo inicial

Como punto de partida, el programa requiere de un modelo de velocidad inicial, a partir del cual reajustará el modelo de velocidades unidimensionales (1D) para estimar los parámetros de localización. Para ello, se utilizará 3 modelos de velocidades constantes de la onda P (km/s), obtenidas de forma referencial del estudio realizado por Lesage et al. (2018), debido a que actualmente no se cuenta un modelo inicial para la zona del volcán Coropuna. El estudio (Lesage et al., 2018), compara 44 modelos de velocidad sísmica de la estructura poco profunda de once volcanes (andecíticos y dacíticos), mediciones de velocidad de laboratorio en alrededor de cien muestras de rocas de cinco volcanes y registros de pozos sísmicos de pozos profundos en dos volcanes (Figura 4.7).

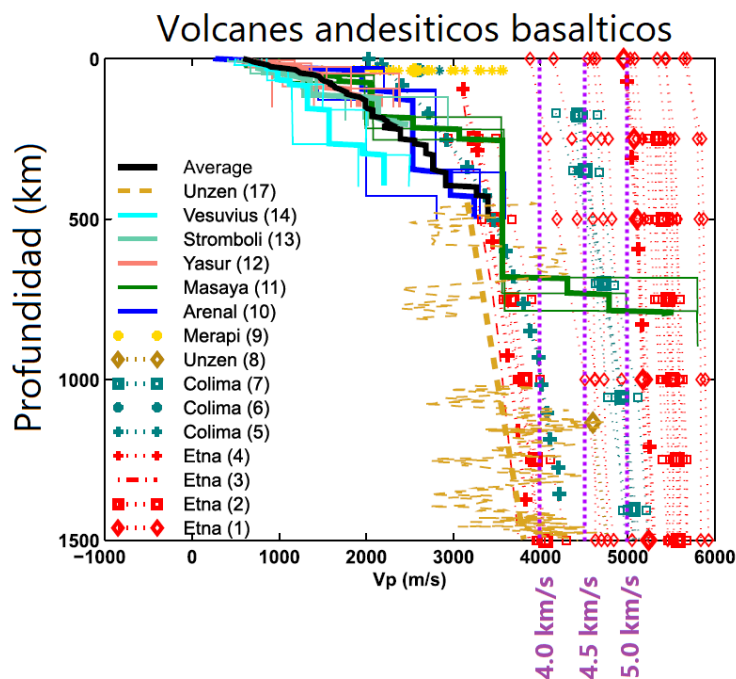
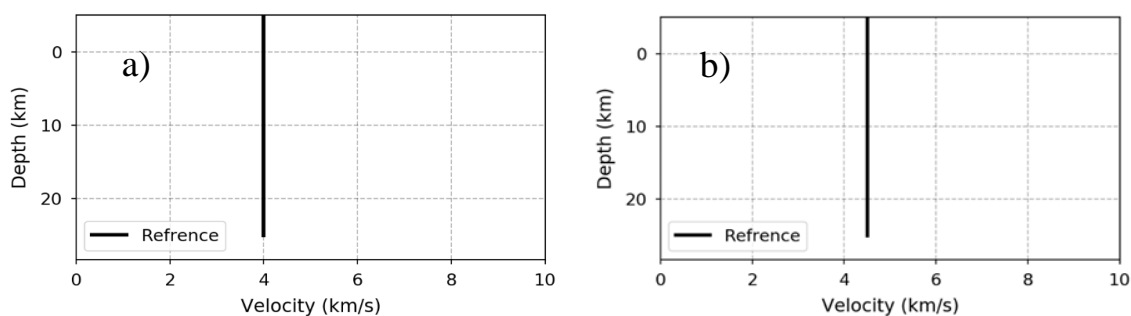


Figura 4.7.- Modelos de velocidad individuales (líneas finas), mediciones de laboratorio (símbolos y líneas punteadas) y registros de pozos (líneas discontinuas) obtenidos para volcanes andesíticos y basálticos. Modelos sísmicos promediados (líneas gruesas) y promedio de los modelos promediados (línea negra gruesa) (Lesage et al., 2018). Las líneas verticales punteadas de color morado, fueron consideradas como modelo de velocidades inicial en presente trabajo.

Los tres modelos iniciales, se asume una distribución constante de la velocidad de la onda P desde la cima del volcán (nivel cero para el modelo) al semi-infinito. Este nivel cero del modelo corresponde en teoría al límite máximo en altura (6377 msnm) hasta donde se podrían presentarse la distribución los hipocentros de los sismos (aproximadamente 25 km de profundidad), ver Figuras 4.8a, 4.8b y 4.8c



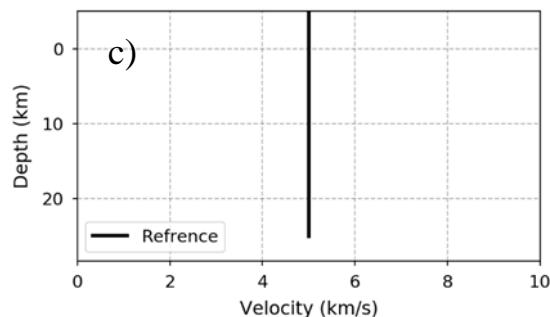
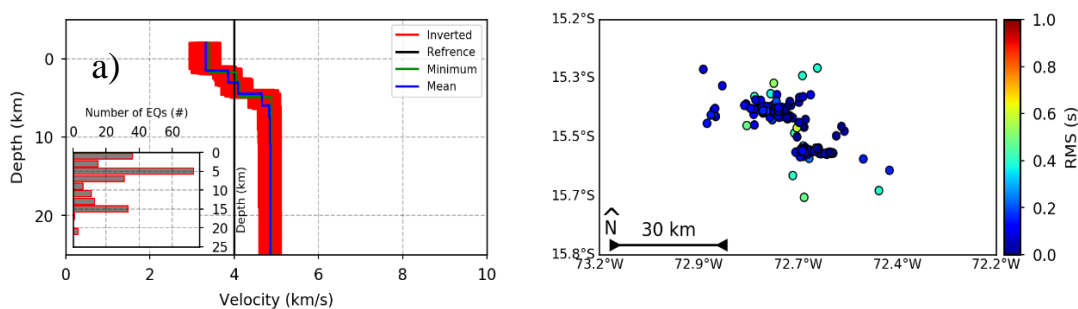


Figura 4.8.- Modelos de velocidad inicial referencial constante en profundidad de 4 km/s (a), 4.5 km/s (b), y 5 km/s (c) hasta los 25 km.

Posteriormente, se realizó los primeros cálculos con la finalidad de reajustar el modelo de velocidades inicial y la respuesta del programa VELEST con estos modelos. Para ello, para cada modelo inicia se consideró 500 test de inversiones, sin embargo, no se esperaba buenos resultados por ingresar modelos referenciales. Del cálculo con programa VELEST, muestran rangos de variación de velocidades desde la primera capa de aproximadamente 2.0 Km/s hasta 6 Km/s. Luego, de forma preliminar se estimó los parámetros de localización de los sismos VT mediante el programa SEISAN (Ottemöller et al., 2011) utilizando los 3 modelos de velocidad promedio (Mean) resultante de la onda P, el cual es representado en color azul hasta los 25 km de profundidad (Figura 4.9a, 4.9b, y 4.9c).



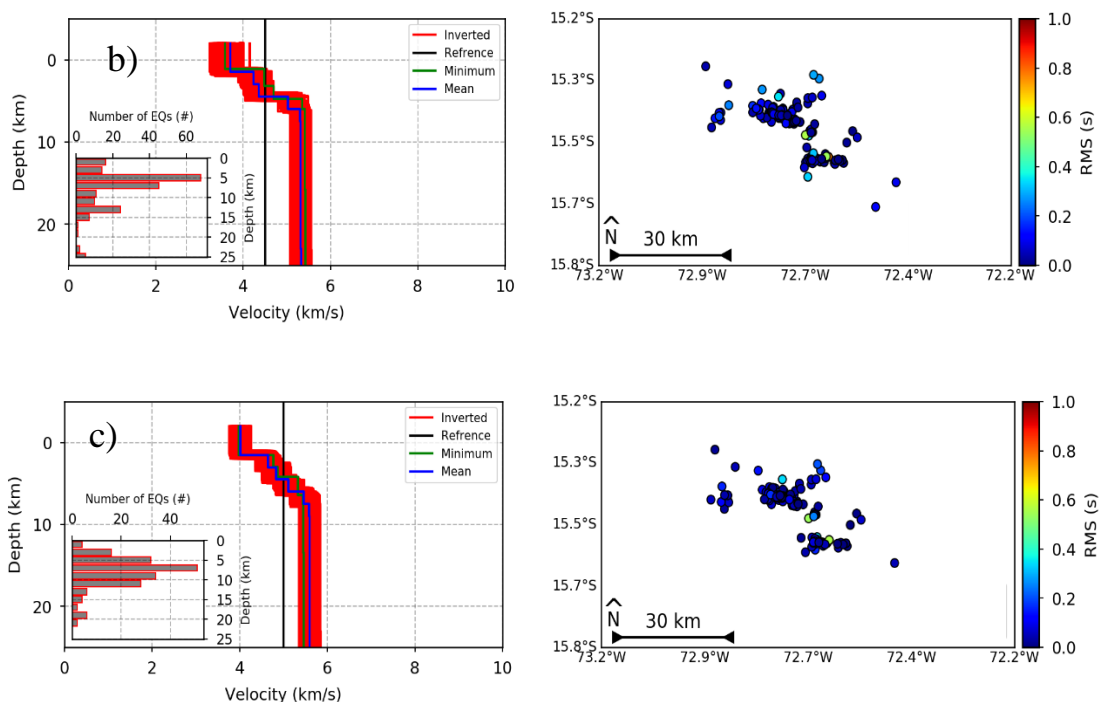


Figura 4.9.- Resultados de modelo de velocidad y en líneas de color rojo son representados los 500 test realizados durante el proceso de inversión. Las líneas negras verticales representan el modelo de velocidad constante de 4.0 km/s, 4.5 km/s y 5.0 km/s hasta los 25 km de profundidad, el cual fue usado como modelos de velocidad inicial. En línea verde se muestra el mínimo modelo de velocidad, mientras que la línea azul representa el promedio de modelo de velocidad de los. Los círculos muestran la localización preliminar utilizando modelo de velocidad promedio resultante para cada modelo inicial referencial.

Los resultados de las pruebas realizadas no son los más confiables como para considerarlos como un nuevo modelo a emplearse, porque los modelos de velocidades iniciales utilizados son pruebas referenciales. Por lo tanto, los resultados requieren la necesidad de ajustar a un solo modelo de velocidad, promediando las capas resultantes (Mean) con la finalidad de obtener mejores resultados del modelo de velocidad en el rango de entre 3.0 k/s a 5.0 km/s.

4.4.4 Modelo de velocidad final

Luego de haber realizado las inversiones para cada modelo por separado, se compararon los resultados previos y, posteriormente, se promediaron en un solo modelo de prueba. Con el nuevo modelo de velocidad promedio, nuevamente se realizaron 500 inversiones con el propósito de mejorar los valores de RMS de los sismos localizados. El resultado, muestra los parámetros hipocéntrales con valores de RMS menores a 0.5 (Figura 4.10).

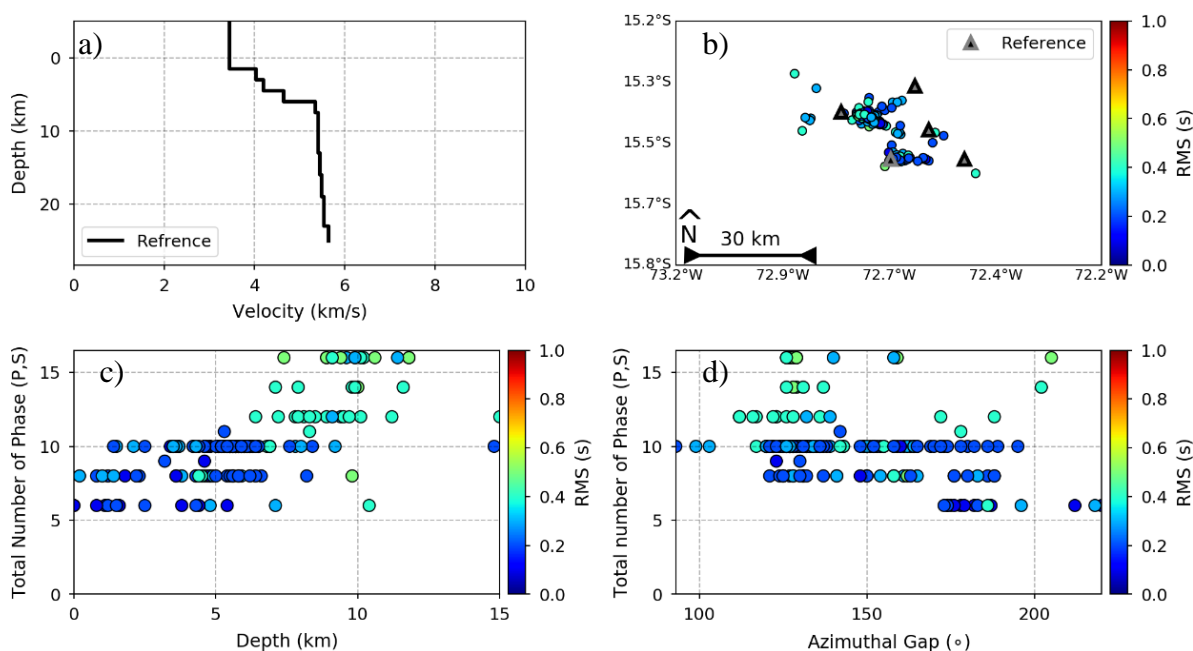


Figura 4.10.- Modelo de velocidad inicial promedio: a) La línea negra representa la velocidad en profundidad hasta los 25 km de profundidad. b) Localización inicial de los sismos. Los triángulos negros representan las estaciones sísmicas c) Número total de fase sísmicas P y S en función de la profundidad. d) Fases sísmicas P y S en función de cobertura azimutal (GAP). La barra vertical de colores es la escala de error RMS.

De acuerdo a la proyección de los rayos estación-sismo, la mayoría de los sismos se encuentran entre profundidades de 0 a 15 km bajo el nivel del mar, observados en el

perfil de longitud y latitud. Asimismo, la cobertura de los rayos vista en planta muestra que la mayoría de los sismos está dentro del área de iteración (Figura 4.11).

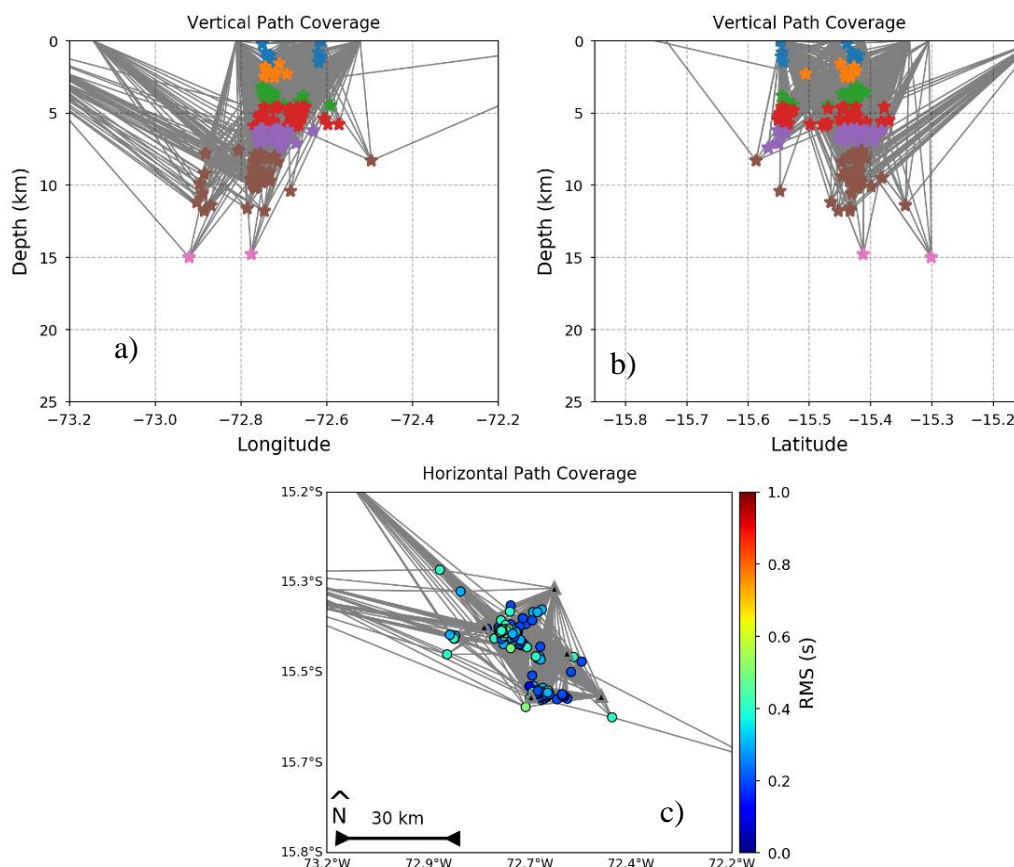


Figura 4.11.- Proyección horizontal del trazado de rayos directos entre las estaciones sísmicas y los epicentros e hipocentros, el cual representa el tiempo de viaje en el proceso de inversión. a) perfil E - O de la proyección de rayos. b) perfil N - S de la proyección de rayos. c) Proyección de rayos entre las estaciones y el epicentro.

Finalmente, se obtiene un modelo de velocidad final, el cual fue obtenida al realizar 500 iteraciones al modelo de velocidad inicial promedio. Es importante mencionar que, en estos modelos, la altura 0 es considerada como la altura del nivel del mar y las alturas negativas hacen referencia a la topografía por encima del nivel del mar (Figura 4.11).

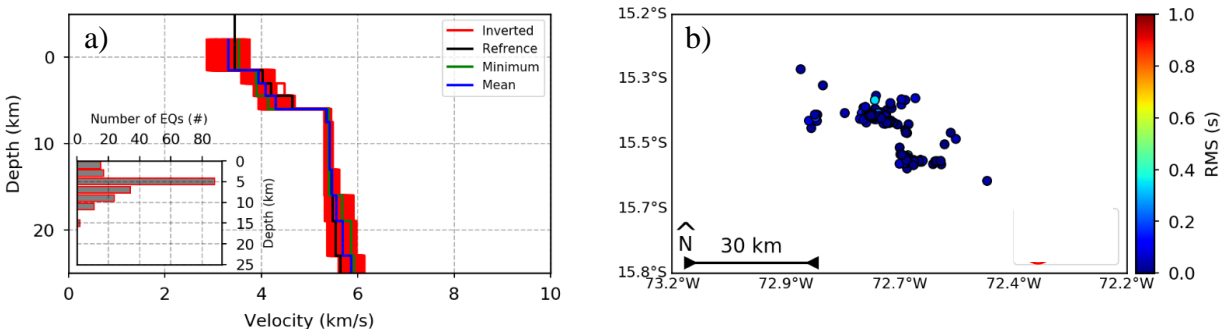


Figura 4.12.- Resultado de modelo velocidad final. A) Las líneas rojas representa las 500 inversiones. La línea negra corresponde al modelo de velocidad inicial; en verde, el modelo de velocidad mínima y, en azul, el modelo de velocidad promedio, el cual es considerado el final, respectivamente. B) Localización de los sismos utilizando el modelo final, muestra errores RMS < 0.3 .

4.5 CÁLCULO DE PARÁMETROS DE LOCALIZACIÓN DE SISMOS VT

Para el cálculo de los parámetros de localización de un sismo se utilizó el programa HYPOELLIPSE (Lahr, 1999), el cual está basado en el método de Geiger (1912) y que consiste en la minimización de las diferencias de los tiempos de llegada de ondas teóricas y los observados correspondientes a las fases registradas. Partiendo de un hipocentro provisional y un modelo de distribución de velocidades en función de la profundidad, se aplica un proceso iterativo hasta que se obtiene una solución matemática con un grado de exactitud requerido. El método de Geiger (1912) ha dado lugar a muchos programas de localización de sismos, entre los más conocidos se encuentran HYPO71, HYPOINVERSE, HYPOELLIPSE, etc.

4.5.1 Identificación de fases sísmicas

Para este proceso se ha utilizado el programa SAC2000 (*Seismic Analysis Code*), el cual es una herramienta primaria para el análisis de las señales sísmicas (Goldstein et al., 2003). Las tareas específicas que se desarrollaron en el programa SAC fueron las siguientes: visualizar un sismo en sus tres componentes (vertical, norte y este) e identificar los tiempos de llegada de sus fases P y S de un sismo (rutina conocida como picado de

fases). La fase P fue observada en la componente vertical (Z) y la fase S en las componentes norte (N) y este (E).

Para el picado de fases, se ha considerado el registro de un sismo como mínimo en 3 estaciones sísmicas y alcanzando topes máximos de hasta en 11 estaciones. En total, ha logrado identificar 1870 lecturas de tiempo de las fases P y S (ver Tabla 4.4). En la siguiente tabla se muestran las lecturas de fases realizadas a cada sismo registrado por la red geofísica de los volcanes Coropuna, Sara Sara y Cerro Auqui huato.

Tabla 4.4.- Lista de estaciones sísmicas con lectura de las fases.

| <i>n.º de estaciones</i> | <i>Código de estación</i> | <i>n. • de lecturas P y S</i> |
|--------------------------|---------------------------|-------------------------------|
| <i>1</i> | <i>COR1</i> | <i>356</i> |
| <i>2</i> | <i>COR2</i> | <i>297</i> |
| <i>3</i> | <i>COR3</i> | <i>346</i> |
| <i>4</i> | <i>COR4</i> | <i>309</i> |
| <i>5</i> | <i>SOLI</i> | <i>284</i> |
| <i>6</i> | <i>SRA1</i> | <i>59</i> |
| <i>7</i> | <i>SRA2</i> | <i>66</i> |
| <i>8</i> | <i>AUQ1</i> | <i>79</i> |
| <i>9</i> | <i>MRCA</i> | <i>27</i> |
| <i>10</i> | <i>PNCH</i> | <i>25</i> |
| <i>11</i> | <i>HLCA</i> | <i>22</i> |

4.5.2 Cálculo de parámetros sísmicos

Para el cálculo de los parámetros de localización de un sismo en el presente trabajo se utilizó el programa HYPOELLIPSE (Lahr, 1999), basado en los principios de Geiger (1912) y desarrollado en el lenguaje de programación Fortran. Para dicho proceso, el programa requiere como mínimo 4 parámetros de entrada: (1) ubicación (coordenadas geográficas decimales) y elevación (metros) de las estaciones sísmicas; (2) modelo de

velocidad 1D de las capas; (3) la relación de velocidades V_p/V_s , y (4) el archivo de lecturas de fases P y S. Adicionalmente, es necesario configurar dentro del programa algunas variables (test), como la elevación máxima del modelo de velocidad, el número máximo de iteraciones, el límite de máximo de la profundidad, entre otros (Tabla 4.5). Como resultado de ejecutar el programa o HYPOELLIPSE, se obtienen los parámetros hipocentrales, tales como fecha y hora, coordenadas del evento (geográficas), profundidad (km), errores en la horizontal y vertical, número de estación de cálculo, calidad, V_p/V_s por evento, GAP, entre otros (Tabla 4.6).

Tabla 4.5.- Archivos de entrada para el programa HYPOELLIPSE

| ARCHIVOS DE ENTRADA | |
|------------------------------------|--|
| Cor.pha | Datos de los tiempos de arribo de las fases P y S por cada sismo. |
| Cor.sta | Estaciones sísmicas: coordenadas geográficas (latitud y longitud) y elevación en metro. |
| crustal.prm | Modelo de velocidad |
| headopts.prm y headopts.vol | Estos dos archivos contienen parámetros de control del programa y parámetros de control ajustados para una red volcánica. |
| hypo.ctl | Enlista los archivos de entrada del programa, los cuales son los antes mencionados. |
| hypo.in | Especifica los nombres de los archivos de entrada (mediante el hypo.ctl) y salida, nos permite ejecutar el programa Hypoellipse. |

Tabla 4.6.- Archivos de salida del programa HYPOELLIPSE

| ARCHIVOS DE SALIDA | |
|---------------------------|--|
| hypoel.out | Contiene información de los parámetros de localización de los sismos. |
| hypoel.sum | Resumen del archivo hypoel.out. |
| hypoel.arc | Dentro de este archivo se muestra el azimut y el ángulo de incidencia, los cuales pueden ser utilizados para el cálculo de los mecanismos focales. |

4.6 DISTRIBUCIÓN FRECUENCIA-MAGNITUD

En el presente trabajo, la distribución frecuencia-magnitud o valor de b fue calculada mediante el programa ZMAP (Wiemer, 2001). Este programa calcula la magnitud de completitud (M_c) para cada solución del valor de b ; solo los eventos superiores a M_c ($M_{2.4}$) fueron utilizados para la solución. Los valores de b fueron determinados utilizando el método de máxima curvatura, el cual nos proporciona errores razonables y toma en cuenta los pequeños sismos del catálogo de sismos Volcano-Tectónicos de Coropuna (Woessner y Wiemer, 2005). Para este proceso, en total, se utilizaron 287 sismos VT (catálogo sísmico), sus parámetros de localización fueron calculados utilizando el nuevo modelo de velocidad obtenido en el presente trabajo. Luego del análisis realizado, se distingue que la sismicidad está distribuida en 2 zonas (focos sísmicos) aledañas al complejo volcánico Coropuna; para cada zona sísmica se calculó su valor de b . En la Figura 4.13, se resumen en un diagrama el proceso seguido para estimar el valor de b .

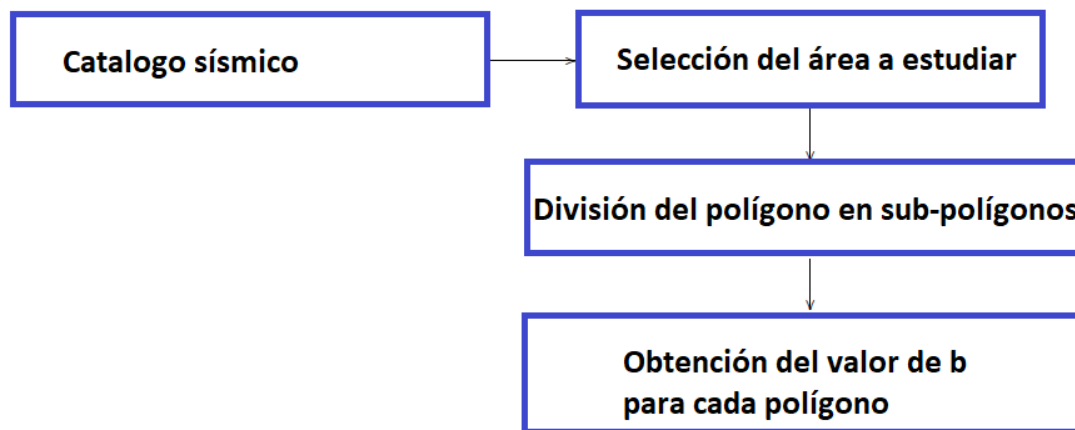


Figura 4.13.- Esquema de procesamiento de datos para estimar el valor de b

4.7 CÁLCULO DE MECANISMOS FOCALES (MF)

El cálculo de los mecanismos focales (MF) o solución del plano de falla nos ayuda a entender la cinemática, orientación y/o geometría de las fuentes sismogénicas. La solución del mecanismo focal se define por 2 planos nodales perpendiculares: uno de ellos representaría al

activo, mientras que el otro el auxiliar (Martínez-Díaz et al., 2001). Un MF es el resultado del análisis de la forma de onda de un sismo, el cual fue registrado en un número determinado de estaciones sísmicas. Usualmente, es necesario registrar el sismo en por lo menos de 10 estaciones sísmicas para obtener un diagrama del MF aceptable y con buena cobertura azimutal (Cronin, 2010).

En el presente trabajo, a fin de conocer los parámetros de la fuente que han generado los sismos en la zona del volcán Coropuna, se procedió a elaborar los mecanismos focales de los sismos más representativos de la zona. La metodología utilizada fue a partir de la polaridad de la onda P y la amplitud del primer impulso de la señal. Para dicho proceso, se utilizaron tres algoritmos distintos denominados FPFIT (Reasenberg & Oppenheimer, 1985), HASH (Hardebeck & Shearer, 2008) y FOCMEC (Snoke, 2003). Los algoritmos antes mencionados están dentro de la plataforma SEISAN (Havskov & Ottemoller, 1999), programa especializado para análisis y procesamiento de señales sísmicas.

Para ello, en primer lugar, se identificó los sismos representativos registrados en la zona del volcán Coropuna. En total se identificaron 14 sismos con errores RMS < 0.5, cobertura azimutal (GAP) <200°, además de haber sido registrados en más de 8 estaciones sísmicas, respectivamente (Tabla 5.3 y 5.4), ver Figura 4.14. Posteriormente, los sismos presentados en la Tabla 5.3 y 5.4, fueron relocalizado con el programa SEISAN y asumiendo un modelo de velocidad 1D estimado en el presente trabajo (Tabla 5.1).

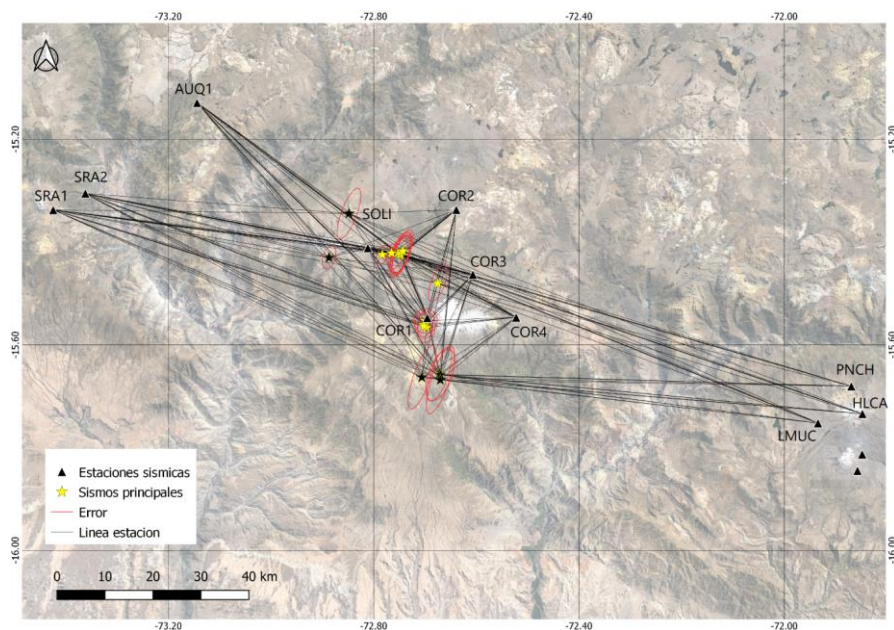


Figura 4.14.- Relocalización de sismos VT utilizados para el cálculo de mecanismos focales, los cuales fueron registrados entre 8 a 11 estaciones sísmicas (estrellas amarillas). Las estrellas negras representan a sismos localizados con $GAP \geq 200$. Las elipses rojas representan los errores en latitud y longitud, mientras que los triángulos negros corresponden a las estaciones sísmicas. Las líneas negras son la proyección de la estación al sismo.

Para el cálculo de los mecanismos focales se realizó el siguiente procedimiento:

(1) Se relocalizaron los sismos principales utilizando un modelo de velocidad 1D de 12 capas, además la relación de velocidad de la onda P y S ($V_p/V_s = 1.7$) también estimada en presente trabajo (ver Figura 4.6) y el algoritmo HYPOCENTER (Lienert, 1994), que se ejecuta dentro de la plataforma de SEISAN. En la Figura 4.14, se muestra la localización de los sismos y sus respectivos errores en elipse roja utilizados para su cálculo de mecanismos focales.

(2) Dependiendo del algoritmo utilizado (HASH, FPFIT y FOCMEC), se procedió al picado de la polaridad del primer movimiento de la onda P en cada estación; luego, se calculó la amplitud máxima de la componente vertical (onda P) en cada estación sísmica. También se calculó la amplitud máxima de las componentes horizontales rotadas (onda S), ver Figura 4.15.


```

C:\Windows\System32\cmd.exe - eev_202002 COR20
# 5 08 Feb 2020 23:48 1 L
# 2 08 Feb 2020 23:09 56 L -15.420 -72.748 18.2 .60 0.9LTES 11 ? 2
**** now locating with hyp as a preparation ****
C:\Seismo\REA\COR20\2020\02\08-2309-20L.S202002
# 0 2020 2 8 2309 56.9 L -15.420 -72.748 18.2 TES 11 0.6 0.9LTES 3.3CTES
If location not ok, result might be unpredictable
Return to continue (y=return/N)

Number of phases 11
Number of events used 1
Fpfit uses 3-letter LOWER-CASE commands, which can be followed by
parameters in free-format, or which display current values & generate prompts.
Type "hel" for information on available commands.
yes? # ORIGIN TIME LOCATION DEPTH MAG DDR DIP RAKE CNVRG
-----
1 2020 2 8 23 9 56.90 15s25.22 72w 44.9 18.2 1.0 152 17 -180
yes?
Fit 0.000
Errors in strike, dip and rake 5.0 2.0 20.0
62.0 17.0 -180.0 5.0 2.0 20.0 0.1 0.1 FPFIT F
-----
Fit 0.000
Errors in strike, dip and rake 5.0 2.0 20.0
.... updating database with FPFIT fault plane solution
# 2 08 Feb 2020 23:09 56 L -15.420 -72.748 18.2 .60 0.9LTES 11 ?

```

**SOLUCIÓN
STRIKE, DIP, RAKE**

ERROR

CODIGO

Figura 4.16.- Ventana del programa FPFIT, cálculo del mecanismo focal para el sismo ocurrido el 08 de febrero de 2020.

4.7.2 Método HASH

El código HASH (Hardebeck y Shearer 2008), determina soluciones de planos de falla usando polaridades de las ondas P y la relación de las amplitudes S/P, de manera similar a FOCMEC. La ventaja al utilizar HASH es que proporciona una o unas pocas soluciones a comparación de FOCMEC donde el usuario debe seleccionar la mejor solución, también proporciona los estimados de los errores en las soluciones y solo es necesario una estación.

En el presente trabajo, las polaridades del primer movimiento de la onda P se leyeron manualmente y similar con la amplitud máxima en la componente vertical de los eventos en todas las estaciones (Figura 4.13), así mismo se tuvo que rotar las componentes horizontales para picar la fase S en la componente tangencial y leer la amplitud máxima en la componente tangencial próxima a la polaridad de la fase S. Para utilizar este código, se utilizó la consola de SEISAN y se ejecuta escribiendo “fh” luego no solicita algunos parámetros principales como: número erróneo de lectura de las polaridades, y ángulo para

el cálculo aproximado del mecanismo focal (varía entre 0 y 90), por default es 60 y límites (Figura 4.17). El resultado muestra la mejor solución de Strike (Rumbo), Dip (Manteo) y Rake (Slip/Deslizamiento con incertidumbres de los planos de falla.

The screenshot shows a command prompt window with the following content:

```

C:\Windows\System32\cmd.exe
.... updating database with first HASH fault plane solution
# 2 08 Feb 2020 23:09 56 L -15.420 -72.748 18.2 .60 0.9LTES 11 ? fh
**** now locating with hyp as a preparation ****
C:\Seismo\REA\COR20\2020\02\08-2309-20L.5202002
# 0 2020 2 8 2309 56.9 L -15.420 -72.748 18.2 TES 11 0.6 0.9LTES 3.3CTES
If location not ok, result might be unpredictable
Return to continue (y=return/N)

Grid angle for focal mech. search, enter for def 2
Max number of polarity errors, default is 0
0
Max average error in amp rat, log10, def 0.1
0.1
Enter angle for computing mechanisms probability, def is 60
20
Enter probability threshold for multiples, def is 0.1
0.1

Number of polarities: 11
Amplitude types: Manual: 0 Automatic: 0 Spectral: 0

Q: Local: Qp= 470.0**0.70 Qs= 470.0** 0.7 Global: t*(P)=1.10 t*(S)=4.20

STAT C PH AMP PER TRTIME QCOR ANGINC ANGEMG Fcor AZ DIST
STAT Ratio type T Amp 1 Amp 2 Fcor LogRat
total obs = 11 gap in az = 119.0 gap in ain = 21.0
Number of events
0
vpvs ratio is 0.00
vpvs set to 1.74
Number of polarities is : 11
*** warning - no s/p amplitude ratios for event
Minimum number of polarity misfits overall : 0
New number of pol. misfits inc. extra is : 1
Number of solutions found : 70

Strike,dip,rake 80.7 22.7 -130.1
Fault+aux plane uncertainty 4.8 11.7
Note: The following floating-point exceptions are signalling: IEEE_INVALID_FLAG
.....
.... updating database with first HASH fault plane solution

```

Annotations in the image:

- CÓDIGO**: Points to the event ID 'fh' in the header line.
- PARÁMETROS DE ENTRADA**: Points to the input parameters for grid angle, polarity errors, average error, probability angle, and probability threshold.
- SOLUCIÓN**: Points to the final solution values for Strike, Dip, and Rake (80.7, 22.7, -130.1).

Figura 4.17.- Ventana del programa HASH, cálculo del mecanismo del sismo ocurrido el 08 de febrero de 2020.

4.7.3 Método FOCMEC

El código FOCMEC (Snoke, 2003) determinar las soluciones de plano de falla no solamente utilizando las polaridades de onda P, sino que también permite usar las polaridades de las ondas SV y SH, e índices de amplitudes de SH/P y SV/P de cada una de las estaciones del evento analizado.

Para su cálculo FOCMEC realiza una búsqueda sobre todas las configuraciones posibles de *Strike* (Rumbo), *Dip* (Manteo) y *Rake* (Slip/Deslizamiento). La calidad de las soluciones se puede controlar definiendo la cantidad de datos de polaridad que se pueden utilizar para encontrar soluciones. Estudios previos han demostrado que incluir las

primeras polaridades de los movimientos de las fases SH y SV, adicional a la fase P, mejora los resultados considerablemente (Snoke, 2003).

Una de las características que tiene este software es observar varias soluciones en mismo plano, esto con fin de que el usuario pueda seleccionar cuál de las soluciones encontradas por el software se ajusta mejor (Ottemöller et al, 2011). En este conjunto de datos, también estarán incluidos los planos de falla, los ejes P (Presión), T (Tensión) y B (Nulo), y algunos símbolos que representarán las polaridades P, SH y SV.

En este estudio, dado que solo queremos encontrar soluciones confiables, permitimos que solo uno o cero puntos de datos difieran de las polaridades predichas. Los parámetros de entrada para el cálculo de los mecanismos focales, fueron: número máximo de errores de la polaridad y ángulo para el cálculo aproximado del mecanismo focal (Figura 4.18).

The screenshot shows the terminal output of the HASH program. It includes the following sections:

- CÓDIGO:** The top part of the terminal window showing the program's execution path and initial parameters.
- PARÁMETROS DE ENTRADA:** A section where the user enters search parameters. The visible input is:


```
Maximum number of allowed polarity errors, enter for 0
0
Degree increment in search, enter for default 2
2
Do you want to edit focmec.run (y/n) ?
n
```
- SOLUCIÓN:** The bottom part of the terminal showing the results of the focal mechanism calculation, including a table of solutions.

| Strike | Dip | Take | Pol: P | SV | SH |
|--------|-------|--------|--------|------|------|
| 310.87 | 76.55 | -73.54 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 311.33 | 69.13 | -70.69 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 312.73 | 71.02 | -70.93 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 314.15 | 72.91 | -71.14 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 315.59 | 74.80 | -71.32 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 317.04 | 71.25 | -68.83 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 318.41 | 73.12 | -69.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |

Figura 4.18.- Ventana del programa HASH, cálculo del mecanismo del sismo ocurrido el 08 de febrero de 2020.

4.8 CÁLCULO DE LA MAGNITUD

Para el cálculo de la magnitud, en el presente trabajo fue conveniente utilizar la fórmula planteada por Lee et al. (1972), razón de que los eventos sísmicos de tipo VT registrados por la red sísmica del volcán Coropuna entre el periodo mayo de 2018 a abril de 2020 fueron locales y ocurrieron en un área de menos de 30 km aproximadamente. La fórmula utiliza como parámetros principales la duración de la señal sísmica y distancia epicentral:

$$\dot{M} = -0.87 + 2.00 \log (\tau) + 0.0035 \Delta$$

donde:

\dot{M} : representa la magnitud de sismos locales

T : duración de la señal en segundos

Δ : distancia epicentral en kilómetros

Es importante mencionar, la fórmula utilizada en el presente trabajo es coherente solamente para sismos locales que presenten magnitudes de hasta M3.5 (Lee et al., 1972).

CAPÍTULO V: RESULTADOS

5.1 TIPOS DE SEÑALES SISMOVOLCÁNICAS EN EL VOLCÁN COROPUNA

Durante el periodo de mayo de 2018 a abril de 2020, se han caracterizado y clasificado 3 grupos de sismos volcánicos denominados sismos de tipo Volcano–Tectónico (VT), Largo Periodo (LP) y eventos Tremor (TRE). Las características de la señal sísmica se asemejan a sismos típicamente registrados en ambientes volcánicos activos. También se ha clasificado un grupo importante de señales sísmicas denominados en este trabajo como tipo DG o Dinámica del Glaciar. Su ocurrencia estaría ajena a la actividad del volcán Coropuna, pero más estaría asociada a procesos dinámicos del glaciar existente sobre la cima del complejo volcánico. El proceso de clasificación de señales sísmicas se realizó utilizando la estación COR1, denominada estación de referencia (situada a menos de 6 km del volcán), y complementada por las estaciones COR2, COR3, COR4 y SOLI, localizadas entre 9 km y 24 km del volcán, las cuales nos permitieron descartar sismicidad ajena al CVNC.

A continuación, se describirán los resultados y características de las señales sísmicas observadas en la zona del CVNC, caracterizando su forma de onda en el dominio del tiempo, su contenido espectral dominante, duración promedio, promedio diario y mecanismo de fuente.

5.1.1 Sismos Volcano-Tectónico (VT)

Como se mencionó anteriormente, la sismicidad VT se caracteriza por presentar una banda espectral de 2 Hz a 17 Hz y una duración promedio de 11 a 25 segundos. De acuerdo a su forma de onda, tipo de espectro de frecuencias y diferencia del tiempo de llegada de las ondas P y S, estos eventos se han dividido en dos subclases: (1) sismos VT proximales (Figura 5.1a); las cuales presentan fases de onda S y P menor a un segundo y, en algunos eventos, son difíciles de identificar

las ondas P y S. Generalmente, son de corta duración y la mayoría solo son registrados por la estación más cercana al volcán (COR1) y (2) sismos VT distales, los cuales presentan fases P y S bien claras. Estos eventos fueron registrados en casi todas las estaciones sísmicas del volcán y presentaron fases S y P mayor a un segundo y menor a 4 segundos (Figura 5.1b). En el Anexo A1, se muestra más ejemplos de sismos tipo VT registrados en el volcán.

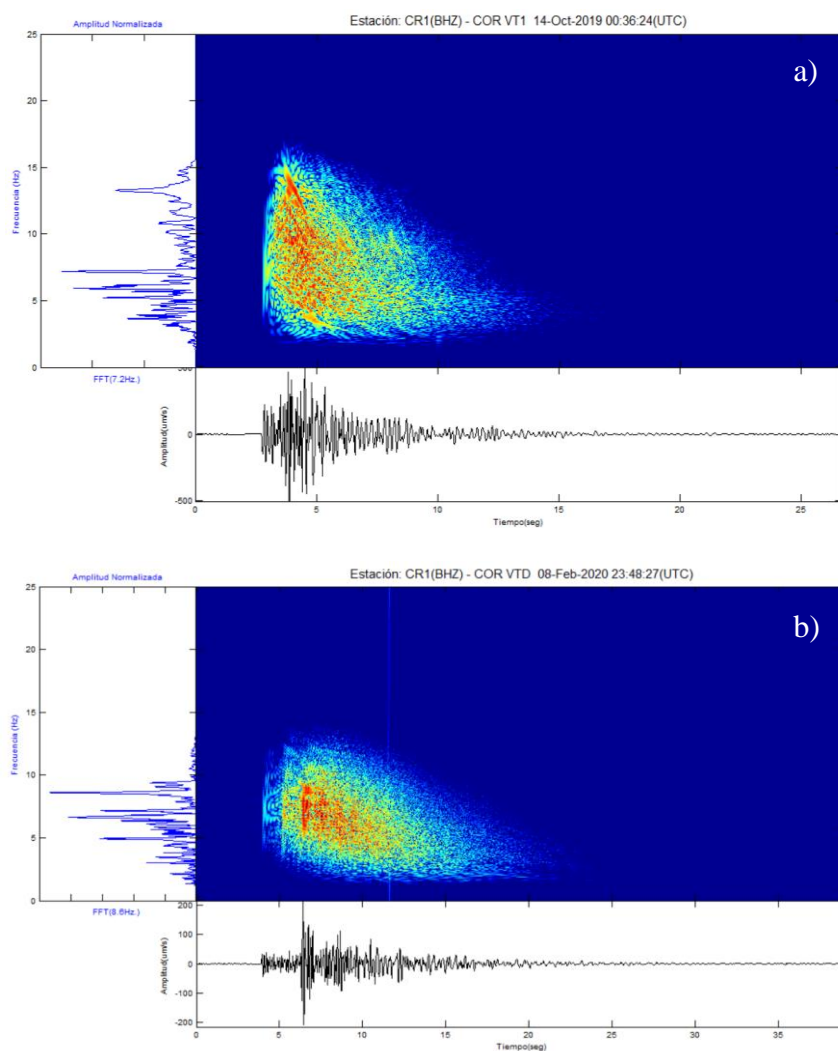


Figura 5.1.- Ejemplos de sismos de tipo Volcano – Tectónico (VT) registrados en el volcán Coropuna por la estación COR1 (la estación más próxima al volcán). En todas las figuras se observan las señales con fase inicial impulsiva de la fase P y una ancha banda de frecuencias entre 1 a 20 Hz. Los sismos fueron registrados en las siguientes fechas: a) 14/10/19, 00:36 UTC; b) 08/02/20, 23:48 UTC.

5.1.2 Sismos de Largo Periodo (LP)

Este grupo de eventos se caracteriza por presentar una banda espectral estrecha de entre 1 Hz a 6 Hz, con frecuencias dominantes entre 2 Hz y 3 Hz y duración promedio de 20 segundos (Figura 5.2). La mayoría de los eventos son emergentes en la fase P y difíciles de diferenciar la fase S. Estas señales, muy pocas veces, son registradas en más de dos estaciones sísmicas y, en su mayoría, se registran en la estación más próxima al volcán (COR1). No se registraron en grupos y se presentaron bastante aislados, evento tras evento. En el Anexo A2, se muestra más ejemplos de sismos tipo LP registrados en el volcán.

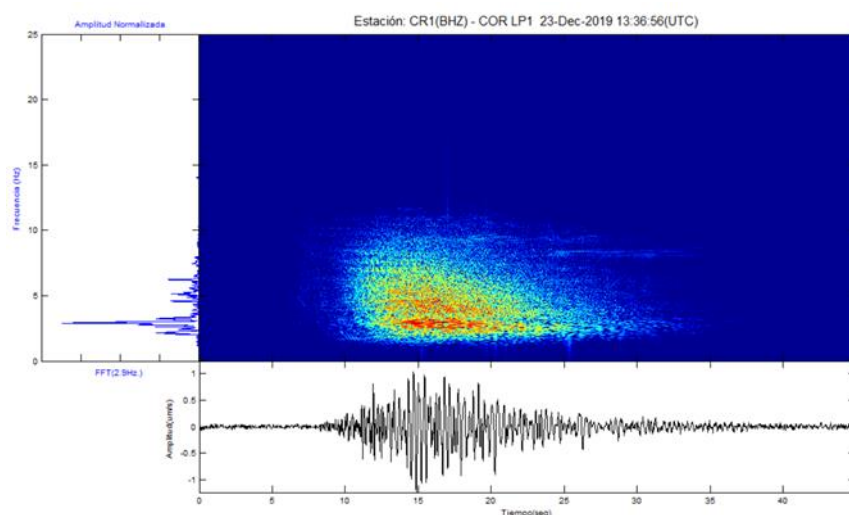


Figura 5.2.- Ejemplos de sismos de tipo Largo Periodo (LP) registrados en el volcán Coropuna por la estación COR1 (la estación más próxima al volcán). En todas las figuras se observan las señales y el arribo emergente de la fase P y una estrecha banda de frecuencia menor a 6 Hz. El sismo fue registrado el día 23/12/19 a las 13:36 UTC.

5.1.3 Sismos tipo Tremor Espasmódico (TRE)

En el volcán Coropuna, eventos tipo TRE se presentaron con una amplia banda espectral, acompañados del continuo registro de vibraciones no armónicas que pueden continuar por varios segundos y minutos. Su duración promedio es de 56 segundos. Estas señales están caracterizadas por distribuir la energía espectral en una banda de frecuencia ancha, usualmente en el rango de 1

Hz a 15 Hz; por tal motivo, pueden presentar picos espectrales menores a ese rango de frecuencias (Figura 5.3). La ocurrencia de estos eventos es esporádica y, en algunos casos, se registra en más de 3 estaciones sísmicas. En el Anexo A3, se muestra más ejemplos de sismos tipo TRE registrados en el volcán.

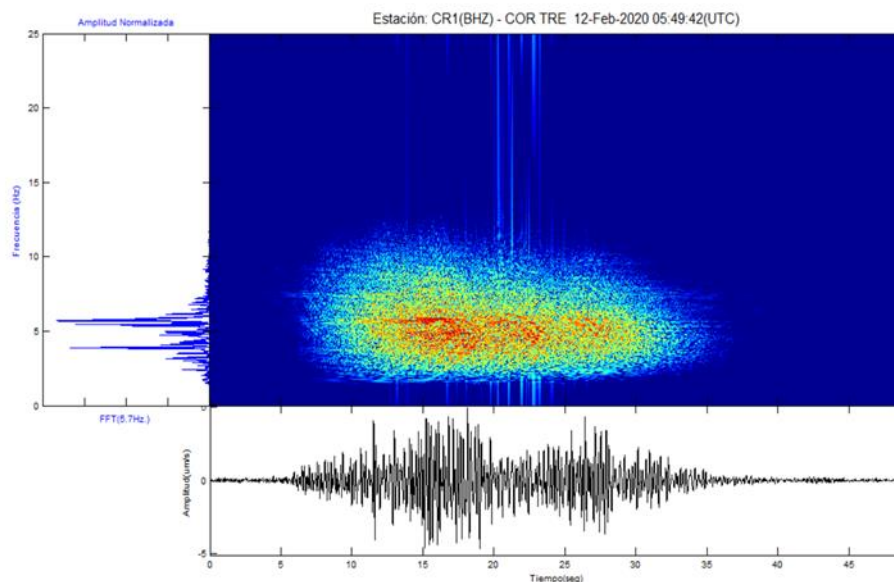


Figura 5.3.- Tremor Espasmódico registrado en el volcán Coropuna por la estación sísmica COR1. Lo resaltante de estos eventos es su duración superior a los 40 segundos. El sismo fue registrado el día 12/02/20 a las 05:49 UTC.

5.1.4 Señales sísmicas asociadas a la dinámica de glaciación (DG)

En general, estas señales presentaron frecuencias variadas en rangos de 3 Hz a 20 Hz. Tienen una duración promedio de 11 segundos, aunque, en algunos casos, pueden durar hasta minutos. En el Coropuna se observaron la predominancia de dos tipos de eventos: (1) sismos que presenta una corta duración menor a 3 segundos y presentaron altas frecuencias entre 10 Hz a 20 Hz (Figura 5.4a). En el caso del segundo sub tipo (2), estos eventos por el contrario presentaron duraciones de hasta 8 minutos y sus frecuencias variaron entre 5

Hz a 20 HZ (Figura 5.4b). El volcán nevado Coropuna presenta uno de los casquetes glaciares más extensos (44.1 km²) del sur del Perú. Su dinámica y deshielo origina diferentes tipos de señales que son registrados, en su mayoría, por la estación más próxima al volcán (COR1).

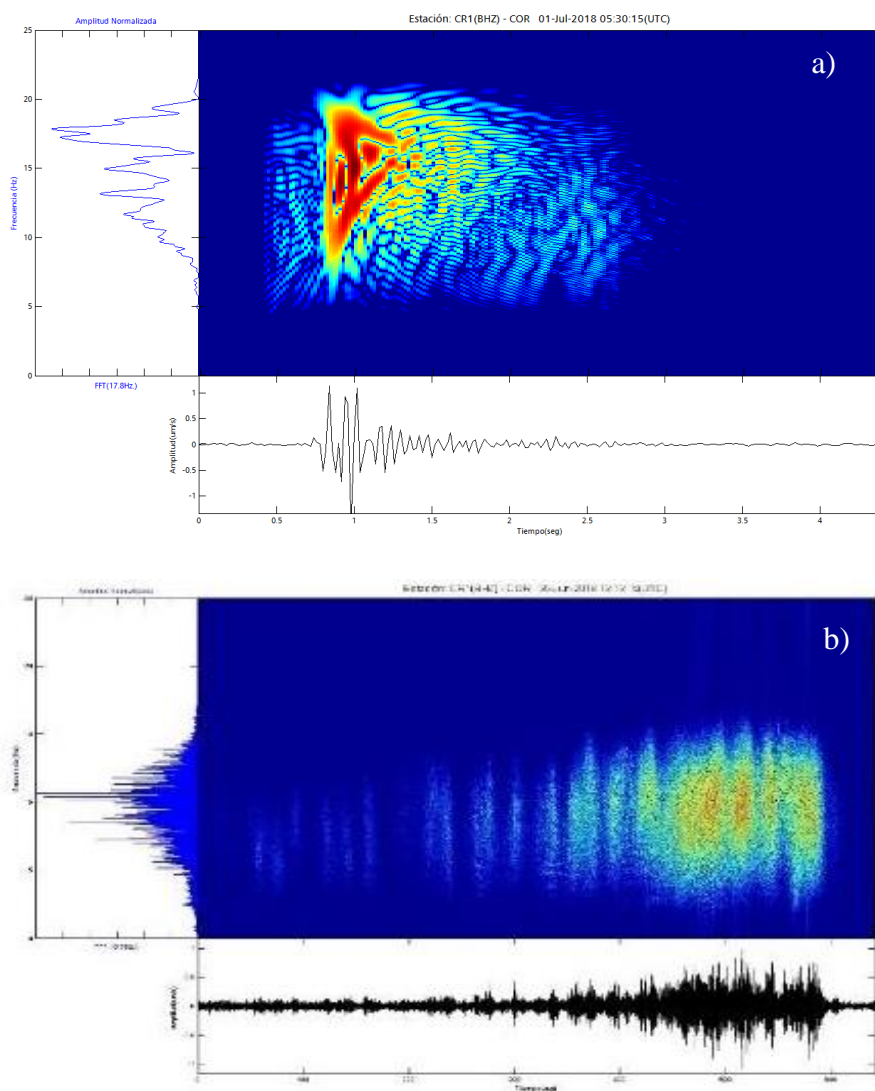


Figura 5.4.- Ejemplo de sismos tipo DG, los cuales fueron registrados por la estación COR1 y se caracterizan por presentar un ancho de banda espectral que varía entre 3 Hz y 20 Hz. Ejemplos representativos registrados: a) 01/07/18 a las 05:30 UTC y b) 28/06/18 a las 13:12 UTC.

5.1.5 Estadística temporal de sismos volcánicos

Desde mayo de 2018 a abril de 2020 (aproximadamente 713 días), la red sísmica del Coropuna registró un total de 8066 sismos, los cuales fueron clasificados en 4 grupos: Volcano-Tectónico (VT), Largo Periodo (LP), Tremor (TRE) y Dinámica de Glaciares (DG). La mayoría de los eventos, es decir, el 83 % (equivalente a 6702 eventos sísmicos), fueron clasificados como sismos de tipo VT, con magnitudes que varían entre M2.0 a M3.8. Además, los eventos VT se subclasificaron en sismos proximales (con epicentros sobre el volcán Coropuna) y sismos distales (cuya ocurrencia se dio fuera del complejo volcánico). El 9 % (710 eventos) corresponde a sismos de tipo LP y el 1 % (74 eventos) son sismos de tipo Tremor. Ambos tipos de eventos (LP y TRE) fueron registrados, primero, en la estación más cercana, (COR1) situada a menos de 6 km del CVNC. Finalmente, el 7 % (equivalente a 580 eventos sísmicos) de total de sismos, presentan características sísmicas ajenas a un ambiente volcánico, de los cuales el tipo de registro sísmico podría estar asociado a la dinámica del glaciar del Coropuna, es decir eventos de tipo DG (Figura 5.5).

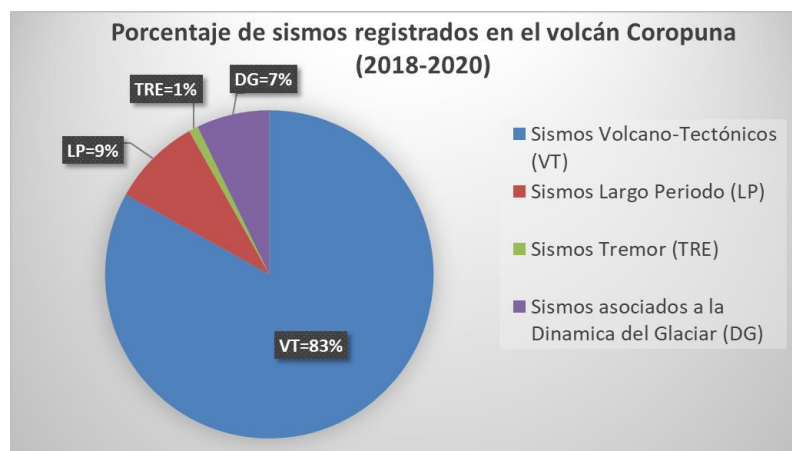


Figura 5.5.- Gráfico de porcentaje de eventos registrados en el volcán Coropuna. Se observa la predominancia de sismos de tipo Volcano-Tectónico (83 %), seguido de sismos de tipo Largo Periodo (9 %), dinámica del glaciar (7 %) y muy pocos sismos asociados a Tremor volcánico (1%).

De acuerdo a la estadística temporal, la sismicidad registrada no presentó cambios significativos durante el periodo de análisis trabajo. Respecto a los sismos de tipo VT, se registraron 14 sismos por día; sin embargo, en algunos meses, ocurrió picos máximos de sismicidad de 78 y 83 eventos por día registrados en marzo y octubre de 2019, respectivamente (Figura 5.6a). Asimismo, se resalta un incremento del número de sismos VT en promedio de 7 por día (mayo de 2018 a septiembre de 2019) a 17 eventos VT por día (octubre de 2019 a abril de 2020) en los últimos meses del periodo.

Con relación a los eventos de tipo Largo Periodo (LP), en promedio se registraron 1 sismo por día durante el periodo de análisis. En ocasiones, se han registrado agrupamientos de sismos importantes en periodos de tiempo relativamente cortos; por ejemplo, en mayo de 2019, durante el cual se registraron 12 y 24 eventos sísmicos por día, respectivamente (ver Figura 5.6b). Por su parte, los sismos de tipo Tremor ocurrieron muy escasamente; en total, se identificaron tan solo 74 eventos durante todo el periodo de registro (ver Figura 5.6c).

Por otro lado, los sismos de Dinámica del glaciar (DG), entre mayo y septiembre de 2018, mostraron un ligero incremento y un pico máximo de hasta 20 eventos por día, para luego disminuir en promedio en los meses siguientes a razón de un sismo por día (ver Figura 5.6d).

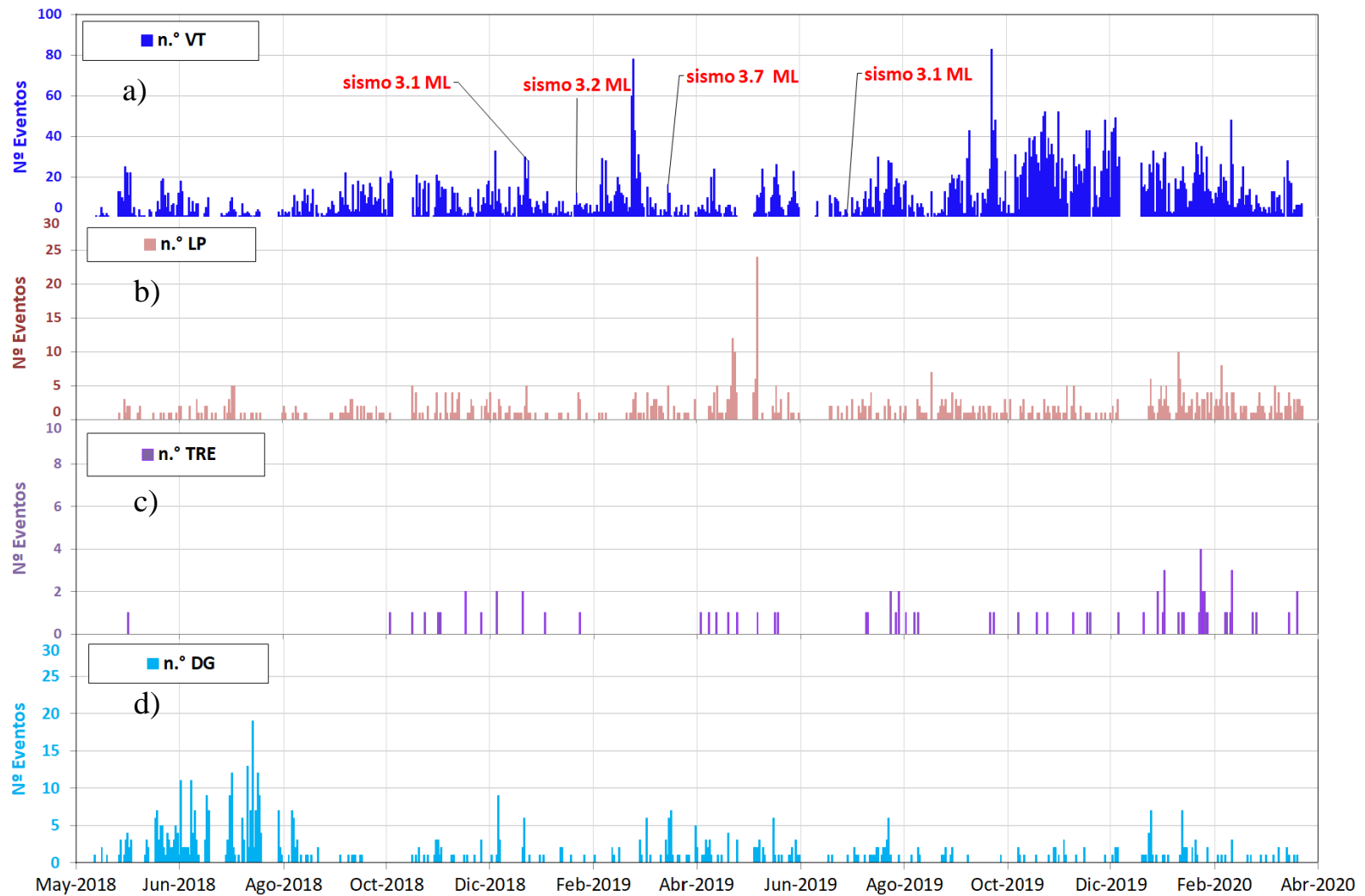


Figura 5.6.- Estadística temporal de los principales sismos de tipo Volcano-Tectónico (VT), Largo Periodo (LP), Tremor (TRE) y dinámica del glaciar (DG) registrados en el volcán Coropuna y en sus inmediaciones durante el periodo mayo de 2018 a abril de 2020. El gráfico muestra el número de eventos sísmicos (barras de colores). Datos registrados por la estación sísmica COR1.

5.2 SISMOS DE TIPO VT CON CARACTERÍSTICAS SIMILARES

Se realizó la identificación de familias sísmicas o agrupamiento de sismos de tipo VT con características muy parecidos ocurridos durante el periodo diciembre de 2018 a septiembre de 2020. Los eventos VT representan más del 83 % del total de sismos registrados en el periodo de análisis (2018-2020), con tasas promedio de ocurrencia de 14 sismos por día. Aplicando la técnica de la correlación cruzada (CC), se pudieron determinar 22 familias sísmicas con coeficientes de correlación superiores al 70 % (0.7). Del total de familias, 2 presentan mayor número de integrantes de entre 19 a 22 sismos (Figura 5.7 y 5.8).

La primera familia presenta 22 integrantes con parentesco de hasta 70 % en su forma de onda y espectro de frecuencias. Los sismos fueron registrados primero en la estación COR1 y luego en las demás estaciones. La diferencia del tiempo de llegadas de las ondas S-P es menor a 1 segundo; por lo tanto, pertenecerían al grupo de sismos que están localizados en la primera zona sísmica (zona1), siendo denominados sismos proximales.

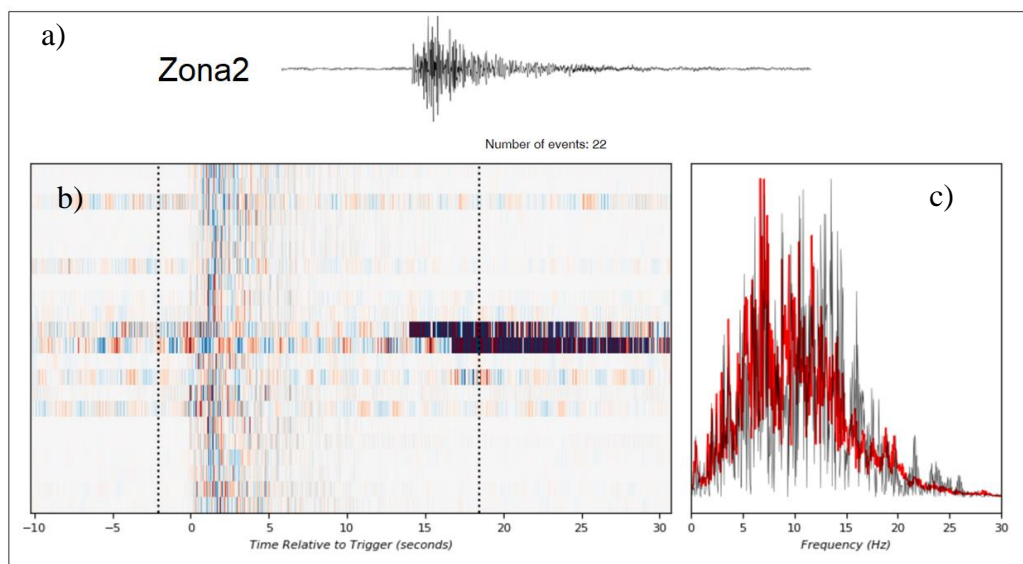


Figura 5.7.- Correlación cruzada de 22 sismos de tipo Volcano-Tectónico proximales, con índice de parentesco de 0.7. a) Forma de onda de los sismos de tipo Volcano-Tectónico; b) representación de las señales sísmicas en colores. c) En línea roja, promedio de espectro de frecuencias de eventos de tipo Volcano-Tectónico.

Con relación a la segunda familia sísmica, cuenta con 19 integrantes presentan características similares de hasta 70%. Los sismos primero se registraron en la estación SOLI y luego en las demás estaciones, su diferencia de S-P es mayor 1 segundo y muy probablemente pertenecerían al grupo de sismos localizados en la zona2

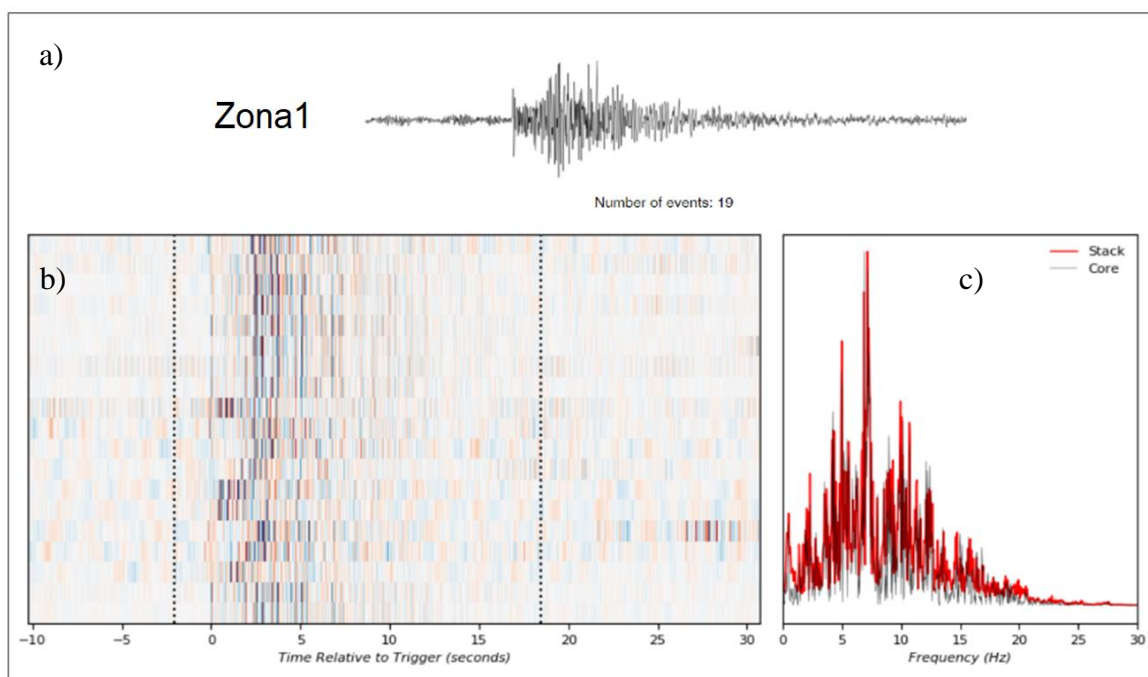


Figura 5.8.- Correlación cruzada de 19 sismos de tipo Volcano-Tectónico distales (VTD) con índice de parentesco de 0.7. a) Forma de onda de los sismos VTD; b) representación de las señales sísmicas en colores y c) en línea roja, promedio de espectro de frecuencias de eventos VTD.

5.3 MODELO DE VELOCIDAD DEL VOLCÁN COROPUNA

El modelo de velocidades final (1D) que se ajusta mejor a la zona del volcán Coropuna fue calculado realizando la inversión de 191 eventos sísmicos mediante el programa VELEST y presenta 10 capas con un RMS < 0.2, cuyas velocidades de las capas varían entre 3.32 a 5.86 km/s (ver Figura 5.8; Tabla 5.1). En la Figura 5.8a se muestra el resultado final del modelo de velocidad (línea color azul) y se aprecia el número de eventos utilizados con base en las profundidades que no sobrepasan los 20 km. Para comprobar la eficiencia del modelo de velocidad 1D se realizó la

relocalización de los sismos y la comparación de los errores RMS del modelo inicial y modelo final (ver Figura 5.9b y 5.9c). Los resultados muestran que el valor RMS disminuye en <0.2 utilizando el modelo inicial el valor fue $\text{RMS} < 0.6$ (ver Figura 5.9c).

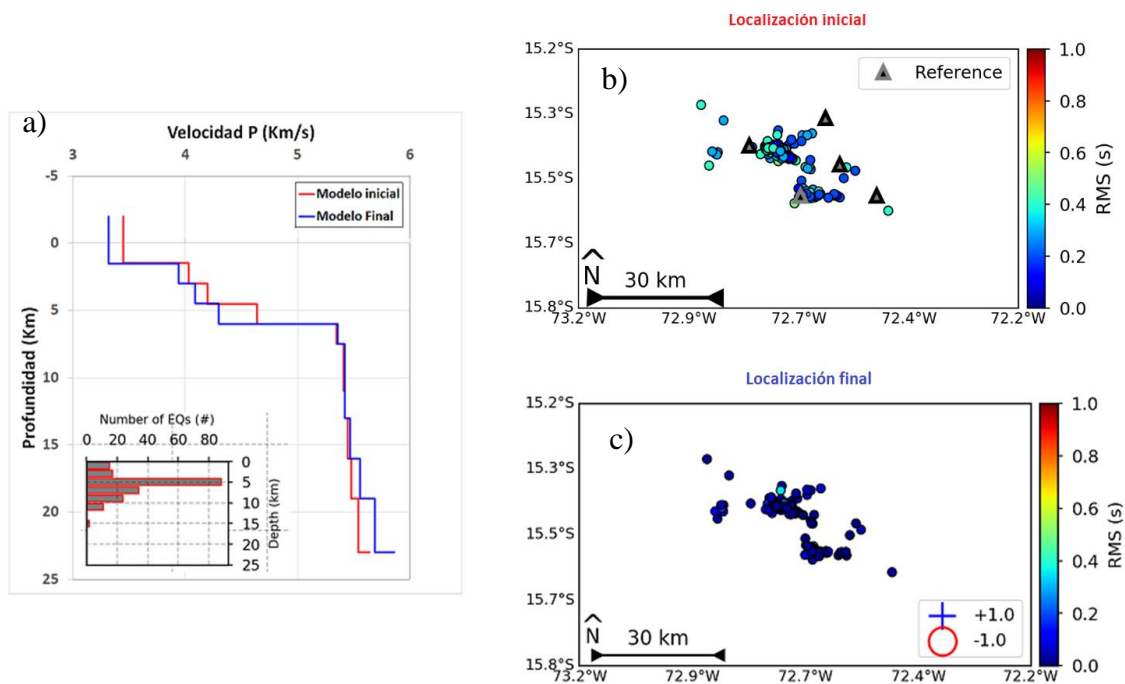


Figura 5.9.- Modelo de velocidades final obtenido para la zona del volcán Coropuna. En el cuadro inferior izquierdo se muestra el número de eventos utilizados para la obtención de este modelo según la profundidad.

Por otro lado, en las Figuras 5.10a, 5.10b, y 5.10c se muestran las mejoras en los resultados al comparar las localizaciones realizadas con base en los modelos inicial y final. En color rojo se muestra la dislocación utilizando el modelo inicial y, en color azul, utilizando el modelo final, tanto en latitud, longitud y profundidad, en donde se observa una clara mejora que reduce el margen de error. Asimismo, en la Figura 5.10d se observa el gráfico con el número de evento vs. el error RMS, demostrando que los sismos relocalizados (color azul) presentan valores de RMS mucho menores a los sismos (color rojo) utilizando el modelo inicial.

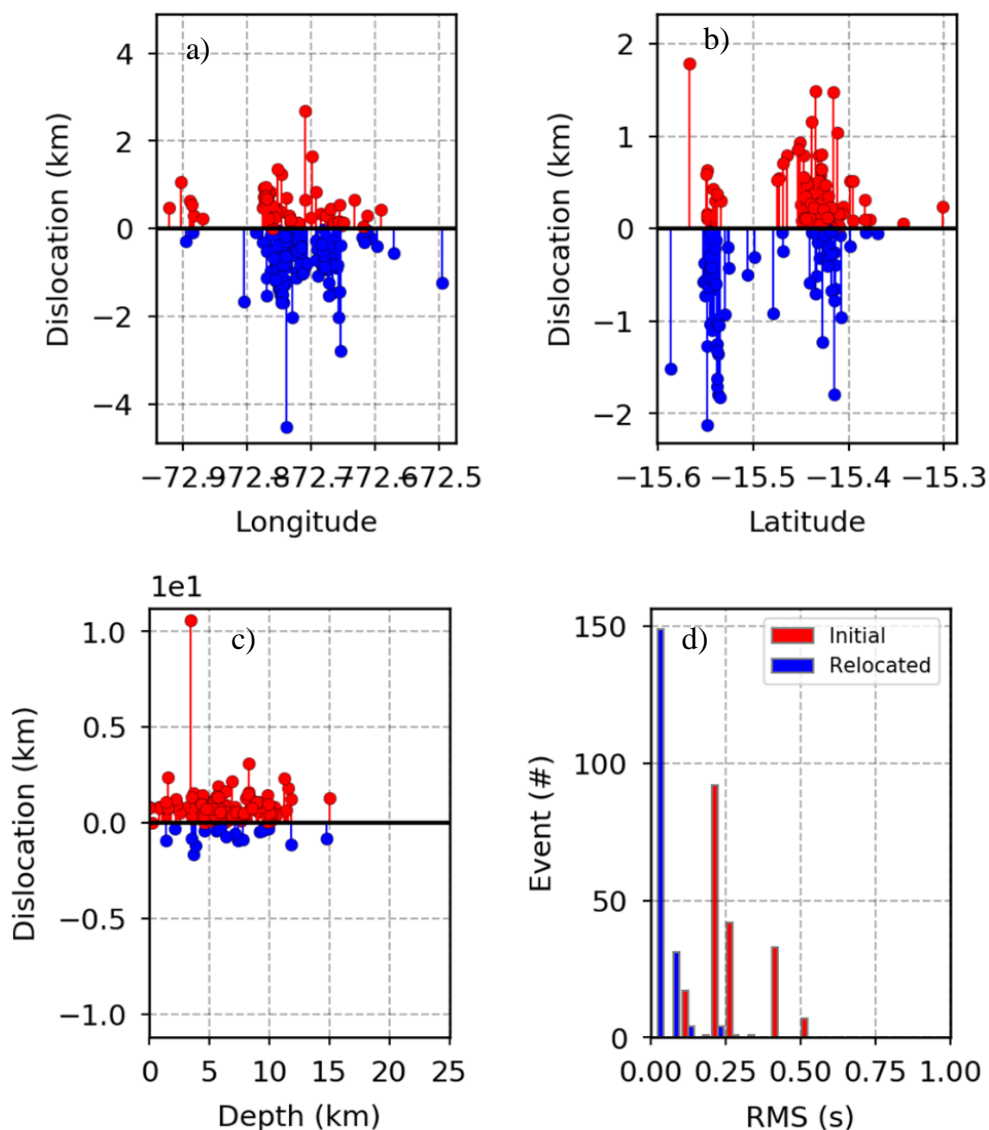


Figura 5.10.- Disminución de los errores en latitud, longitud y profundidad entre los modelos anteriores (puntos rojos) y el modelo final de velocidades (puntos azules).

En la Tabla 5.1 se muestran los valores de velocidad de la onda P estimados hasta los 23 km de profundidad, las cuales varían en 10 niveles o capas con resultado de RMS < 0.2. La primera capa varía desde -2 km (sobre el nivel del mar) hasta los 1.5 km de profundidad (bajo el nivel de mar) con una velocidad de la onda P de 3.32 km/s. Desde la segunda capa (1.5 km de profundidad) hasta la sexta capa, la profundidad se incrementa en 1.5 km hasta los 7.5 km y las velocidades de

la onda P varían entre 3.94 km/s a 5.47 km/s. La séptima capa, la profundidad se incrementa en 3 km desde los 13 km hasta los 19 km y sus velocidades varían entre 5.27 km/s a 5.69 km/s. Finalmente, la última capa desde los 23 km al semiinfinito la velocidad estimada es de 5.86 km/s.

Tabla 5.1.- Valores del modelo de velocidades 1D calculados para el volcán Coropuna, los cuales constan de 10 capas localizadas hasta los 23 km de profundidad, en donde Vp representa la velocidad de la onda P en km/s.

| Modelo final volcán Coropuna | |
|------------------------------|-----------|
| Profundidad (Km) | Vp (Km/s) |
| -2.00 | 3.32 |
| 1.50 | 3.94 |
| 3.00 | 4.09 |
| 4.50 | 4.30 |
| 6.00 | 5.36 |
| 7.50 | 5.42 |
| 13.00 | 5.47 |
| 16.00 | 5.56 |
| 19.00 | 5.69 |
| 23.00 | 5.86 |

5.4 LOCALIZACIÓN DE SISMOS VOLCANO-TECTÓNICO (VT)

Para la localización de los sismos se utilizó el algoritmo HYPOELLIPSE (Lahr, 1999) y un modelo de velocidad 1D de 10 capas calculado en el presente trabajo. Entre mayo de 2018 y abril de 2020, se clasificaron 6761 señales sísmicas tipo Volcano-Tectónico (VT), de las cuales 320 fueron posibles realizar su localización y posteriormente, se ha elaborado un primer catálogo sísmico de sismos VT. Los eventos que están incluidos presentan la siguiente información: fecha, hora, magnitud, coordenadas y errores estadísticos de localización.

El mapa de localización de los 320 sismos se observa en la Figura 5.11, donde los círculos en rojo, de acuerdo al tamaño, representan la magnitud de los eventos. Los sismos están localizados

en 4 grupos (denominados zonas sísmicas) ubicados al oeste, noroeste y suroeste del volcán Coropuna, descritas a continuación como zonas (Figura 5.11):

Zona 1: se encuentran localizados entre los 15 y 18 km al noroeste del volcán Coropuna y a 12 km al oeste del volcán Solimana. Su distribución sísmica espacial muestra que los sismos están alineados en dirección NE-SO y NO-SE, respectivamente. El sismo de mayor magnitud registrado en esta zona fue de M3.2, ocurrido el 15 de febrero de 2019 a las 05:57 UTC.

Zona 2: los sismos fueron localizados en el sector oeste del CVNC, a menos de 8 km. De acuerdo a su distribución espacial, la mayoría de los sismos estarían alineados en dirección E-O. El sismo de mayor magnitud registrado en esta zona fue de M3.8, el cual ocurrió el 9 de abril de 2019 a las 04:09 UTC.

Zona 3: localizado a 19 km al suroeste del CVNC. Su distribución sísmica no presenta agrupamiento y los sismos están bastante dispersos.

Zona 4: se encuentra distribuida sobre el volcán Solimana. La mayoría de los sismos están distribuidos hacia el sector este y no es muy dispersa.

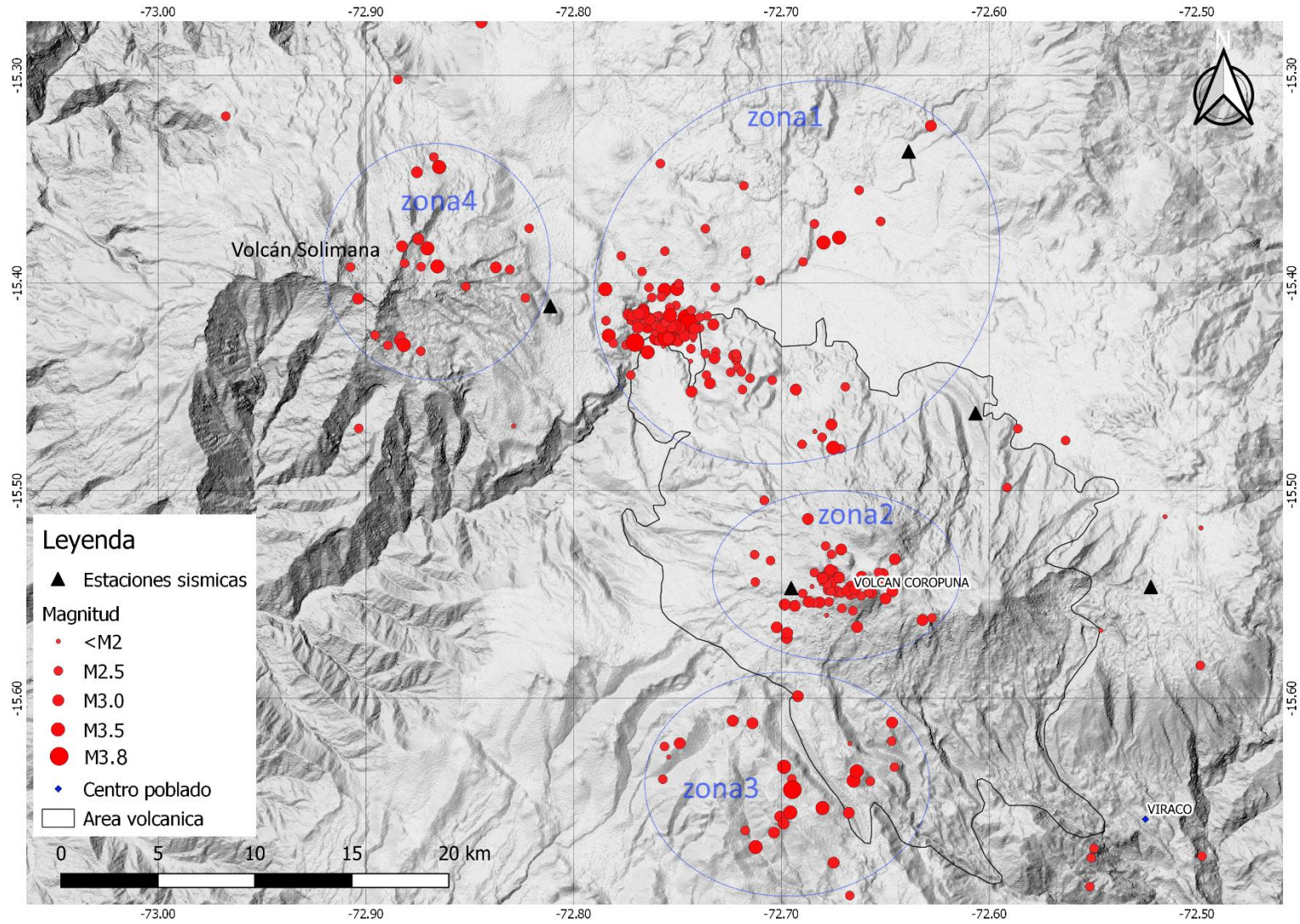


Figura 5.11.- Mapa de localización de sismos en el volcán Coropuna. Los círculos rojos representan los sismos y su tamaño representa la magnitud.

En la Figura 5.12b se muestra el número acumulado de sismos en el tiempo, donde la ocurrencia sísmica es constante con dos cambios ligeros asociados a dos enjambres sísmicos ocurridos en enero de 2019 y febrero de 2020 (elipse verde). La magnitud media de los sismos es de M2.4 y la máxima es de M3.8, respectivamente (ver Figura 5.12a).

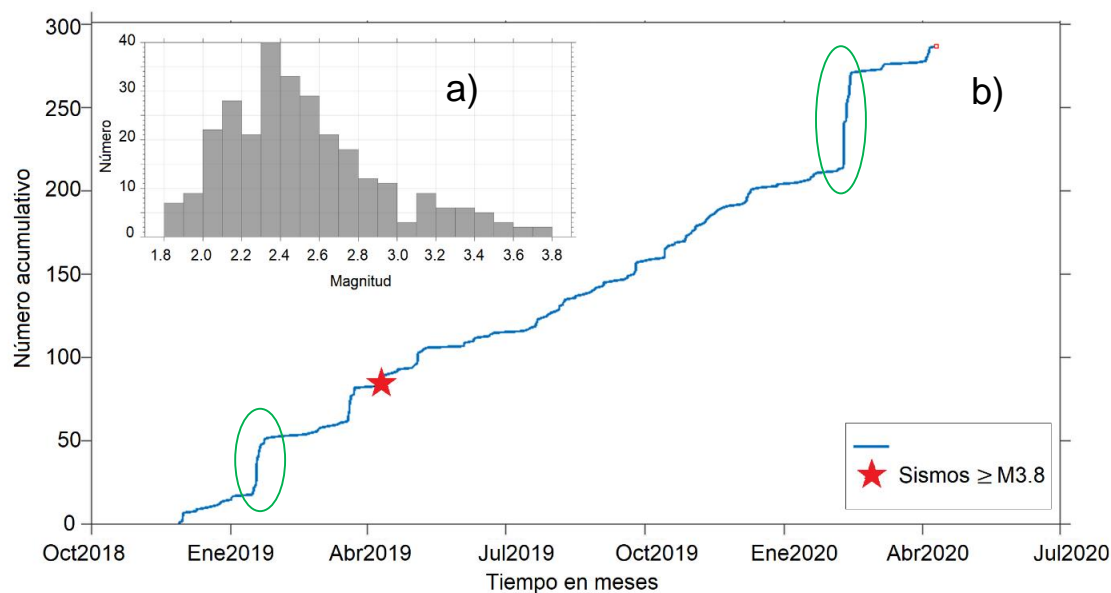


Figura 5.12.- Ocurrencia de sismos en el tiempo y distribución de la magnitud. a) Histograma de magnitudes con una distribución unimodal, donde la magnitud media es de M2.4. b) Número acumulado de sismos en función del tiempo. El número total de eventos es 320. Se puede notar que ocurrieron dos enjambres en enero de 2019 y febrero de 2020 (elipse verde).

Para el análisis e interpretación de la ocurrencia de sismos VT en la zona del CVNC, se ha realizado un filtrado al catálogo preliminar de sismos VT. Para ello, se consideraron los siguientes parámetros: distribución azimutal (GAP), RMS, relación V_p/V_s , errores de localización horizontal y vertical y calidad de los sismos. En la Tabla 5.2 se observan los parámetros considerados para el filtraje del catálogo.

Tabla 5.2.- Parámetros de localización sísmica considerados para discriminar eventos con mínimo error posible.

| Parámetros de localización | Promedio |
|---------------------------------|-------------------------------|
| GAP | ≤ 250 |
| RMS | ≤ 0.5 |
| Vp/Vs | ≤ 2.5 |
| Errores horizontales y vertical | ≤ 0.7 km y $\leq 1,7$ km |
| Erro en profundidad | ≤ 5 km |
| Calidad de sismos | A y B |

Finalmente, el resultado del filtraje realizado al catálogo preliminar permitió obtener una nueva base de 170 sismos VT (Anexo B), con errores en latitud, longitud y profundidad de ≤ 5 km, respectivamente (Figura 5.13). Las magnitudes de los eventos sísmicos varían entre M2.0 a M3.8. Estos eventos están principalmente distribuidos en un radio de 3 km a 18 km de distancia desde el centro del volcán Coropuna, concentrándose en los sectores noroeste y oeste, en las zonas 1 y 2, respectivamente. Los sismos fueron localizados en dos niveles de profundidad: el primer nivel (zona 2), considerado superficial, abarca hasta los 2 km bajo el nivel del mar, en el flanco oeste del volcán. El segundo nivel (zona 1) es ligeramente más profundo desde los 2 km hasta 11 km de profundidad, ubicado en el flanco noreste.

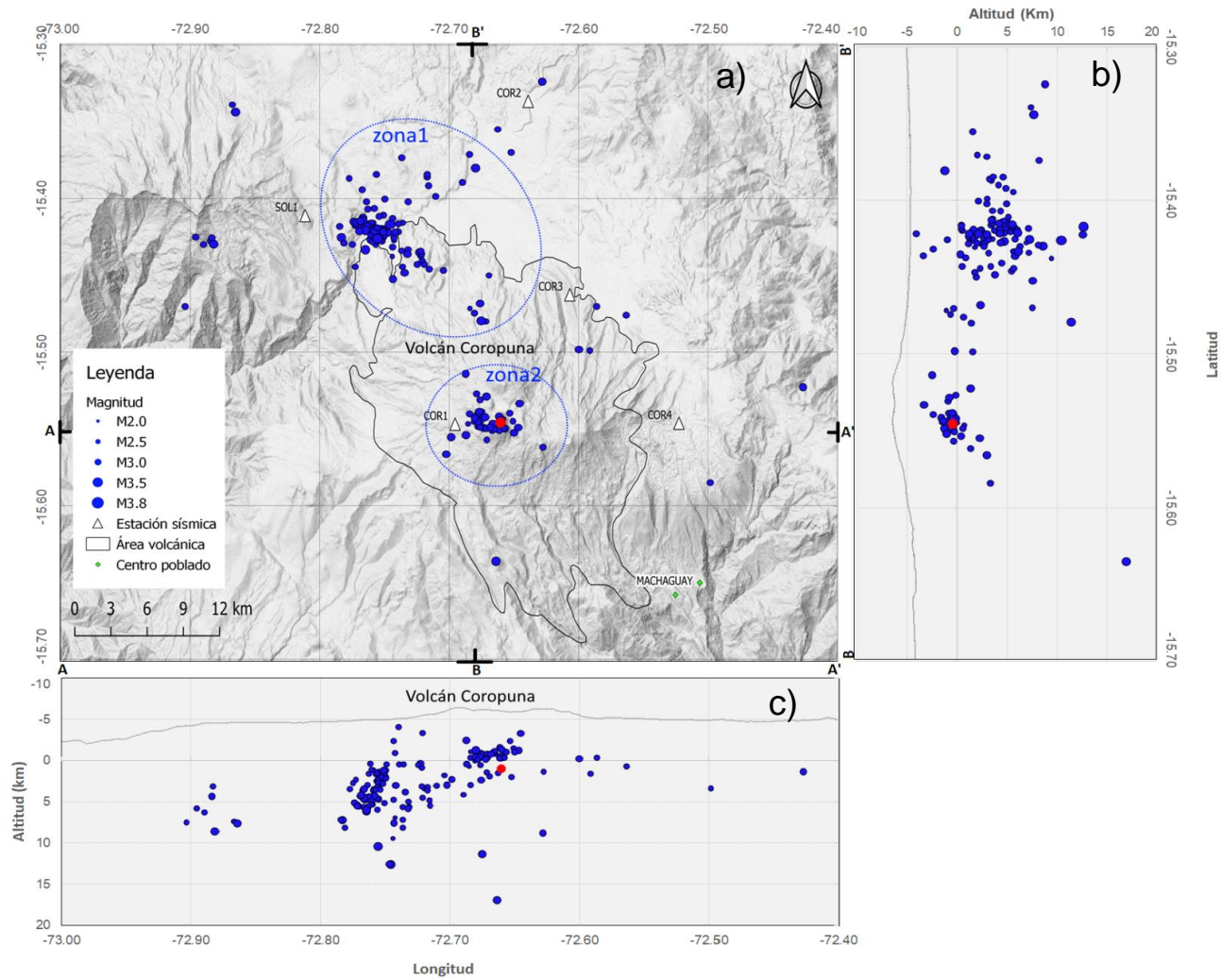


Figura 5.13.- Mapa de localización de sismos VT ocurridos en las inmediaciones del volcán Coropuna. a) Los sismos localizados se distribuyeron en dos grupos: zona 1, localizada a 6 km al oeste del volcán, y la zona 2, localizada a 18 km al noroeste del volcán. Los triángulos blancos representan las estaciones sísmicas y el círculo rojo representa el sismo de mayor magnitud localizado en el volcán. b) Se muestra el perfil BB' en dirección Norte -Sur. c) Perfil AA' en dirección Este-Oeste.

5.5 RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER

El valor de “b” fue calculado para las dos zonas sísmicas denominadas Zona1 y Zona2 utilizando el programa ZMAP mediante el método de máxima curvatura. Para ello, se utilizó todos los sismos tipo VT localizados en dichas zonas durante el periodo mayo de 2018 a abril de 2020. Para el cálculo, no fue necesario realizar el filtrado de la información debido a que el programa toma como parámetro principal la magnitud del evento y no la ubicación del evento.

Para la zona 1, se utilizaron 151 sismos VT ocurridos entre el 30 de noviembre de 2018 al 5 de abril del 2020, con magnitudes entre M2.0 a M3.6. El valor de “b” encontrado para esta zona fue 0.9 ± 0.07 y la magnitud de completitud (M_c) fue 2.4 (Figura 5.14).

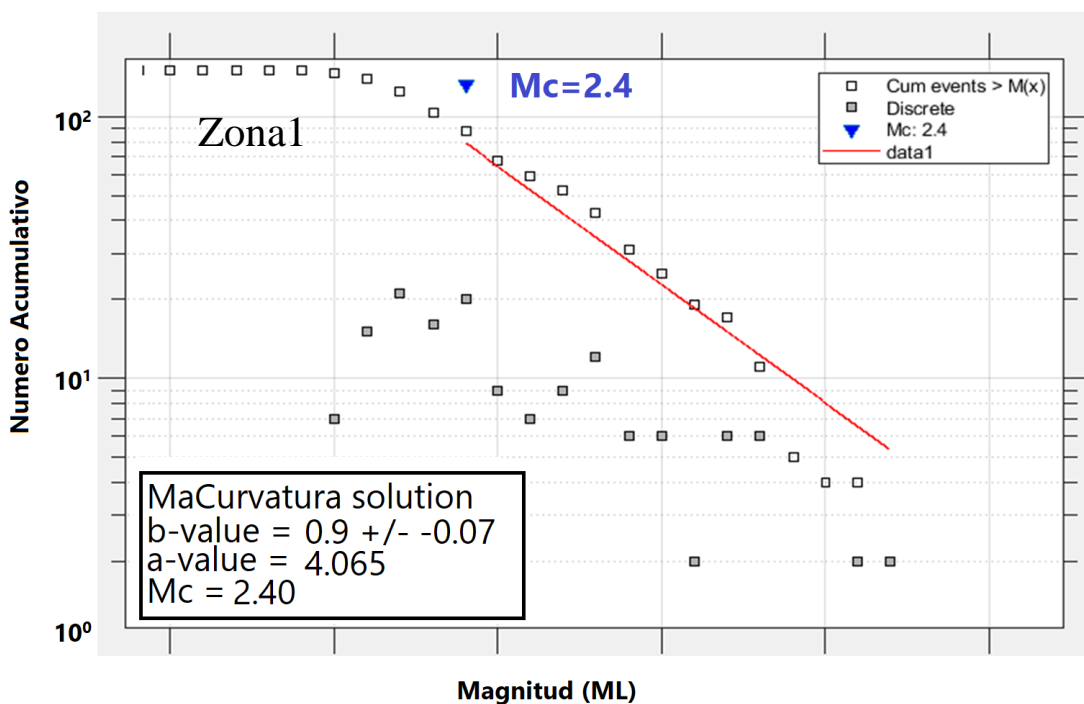


Figura 5.14.- Cálculo de la relación frecuencia - magnitud (valor de b) para la zona 1. Los cuadrados con relleno y sin relleno muestran el número acumulado de sismos respecto a la magnitud. En triángulo azul se muestra la magnitud completitud (M_c); la línea roja es el ajuste de la recta lineal. Los valores de a y b representan las soluciones de la recta lineal.

Respecto a la zona 2, se utilizaron 62 sismos VT ocurridos entre el 15 de diciembre de 2018 al 10 de abril del 2020; sus magnitudes varían entre M2.0 a M3.8. El valor de “b” obtenido para esta zona fue 2.10 ± 0.57 y una magnitud de completitud (M_c) de 2.6 (Figura 5.15).

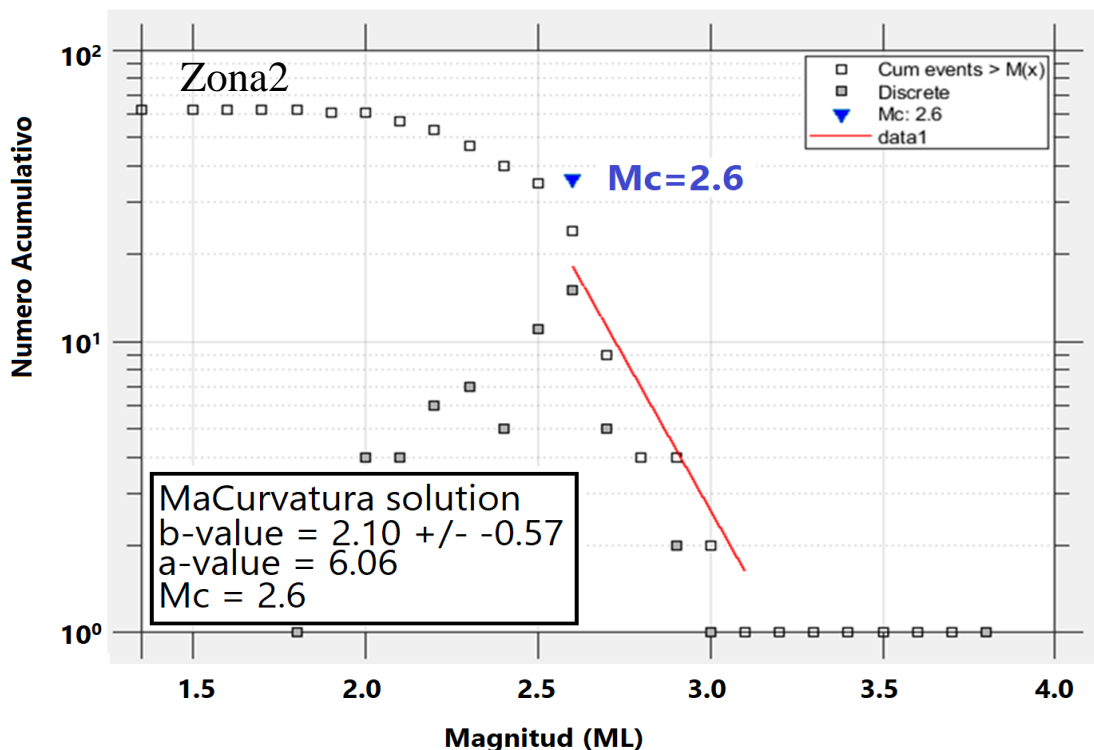


Figura 5.15.- Cálculo de la relación frecuencia - magnitud (valor de b) para la zona 2. Los cuadrados con relleno y sin relleno muestran el número acumulado de sismos respecto a la magnitud. En triángulo azul se muestra la magnitud completitud (M_c) y la línea roja es el ajuste de la recta lineal. Los valores de a y b representan las soluciones de la recta lineal.

Los resultados muestran que la zona 2 tiene el valor de b más elevado que la zona 1. Es probable que su ocurrencia esté más relacionada a procesos dinámicos ligados a la actividad volcánica; por el contrario, la zona 1, con valor de b próximo a 1, la ocurrencia de sismos de tipo VT estarían asociado probablemente a la reactivación de fallas activas.

Es precisos mencionar que los resultados obtenidos mediante este método en el presente trabajo son referénciales debido a la limitada cantidad de sismos tipo VT obtenido en el periodo,

sabiendo que el programa tiene mayor eficiencia mientras el periodo de registro de datos sísmicos sea más amplio, el cual se pueda elaborar un catálogo sísmico más robusto.

5.6 MECANISMOS FOCALES

Para conocer los parámetros de la fuente que generó a los sismos en la zona del volcán Coropuna, se ha obtenido mecanismos focales o solución de plano de falla (SPF) de sismos tipo Volcano-Tectónico (VT) principales registrados durante el periodo de trabajo (mayo de 2018 a abril de 2020). Para ello, usamos la información del primer impulso de la onda P identificado en las estaciones de la red sísmica del Coropuna y en algunas estaciones de la red de los volcanes Sara Sara, Auqui huato y Sabancaya.

En la Figura 5.16, se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos utilizando los tres métodos de cálculo de mecanismos focales, el donde en color azul se representa el método HASH, en verde el método FOCMEC y FPFIT en rojo, respectivamente (Anexo C). Los resultados de MF, muestran ligera semejanza en la estimación de los parámetros de ruptura (*Strike*, *Dip* y *Rake*), sin embargo, para los propósitos del presente trabajo se utilizó el método FOCMEC, el cual muestra mayor coherencia en la estimación de los planos axiales encerrando eficientemente los primeros movimientos (dilatación y compresión) de la onda P.

2020 2 8 2329 28.2 I -15.422 -72.747 18.5 TES 11 0.6 0.6LTES 2.4CTES
 STR DIP RAK Source
 60 38-136 HASH
 294 75 -79 FOCMEC
 78 24-141 FFFIT

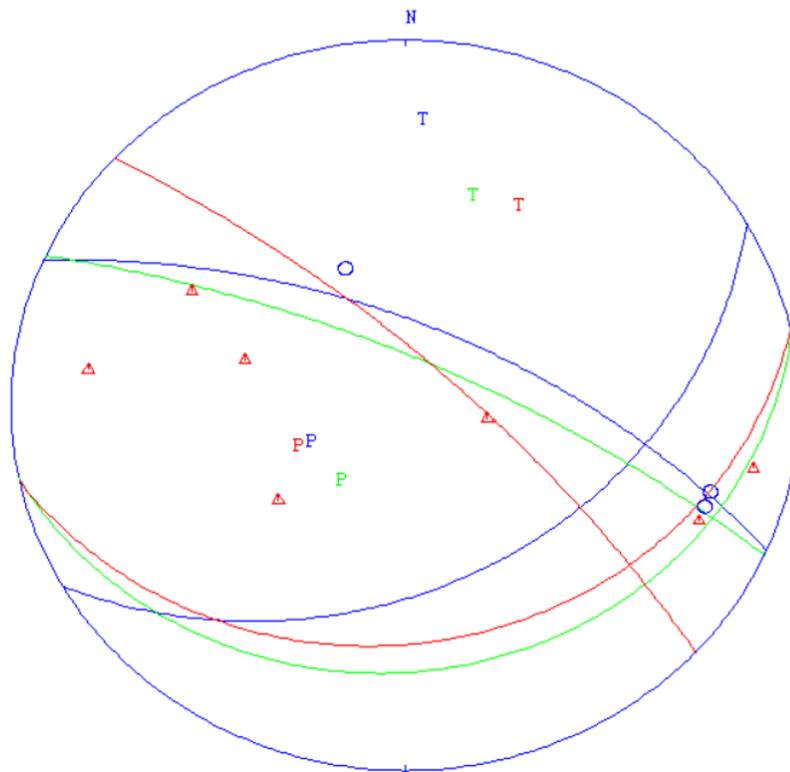






Figura 5.16.- Superposición de diagramas o mecanismos focales (MF) obtenidos mediante tres métodos de cálculo. Los símbolos circulo azul y triangulo rojo representan al primer movimiento de la onda P, hacia arriba circulo y abajo triangulo. Las letras P y T representan los ejes de Presión y Tensión.

En la Tabla 5.3 y Tabla 5.4, se muestra los parámetros de localización de los 14 sismos principales ocurridos en la zona1 y zona2 con sus respectivos diagramas de mecanismo focal o soluciones de plano de falla (SPF) obtenido mediante el método FOCMEC para la zona del volcán Coropuna. En donde, la proyección de los planos nodales divide la esfera focal en cuadrantes. En color verde, se representa la región donde ocurrió el primer movimiento de tipo compresivo (primero movimiento de la señal fue hacia arriba), y en blanco donde el primer movimiento es de dilatación (primer movimiento de la señal fue hacia abajo). A continuación, se describe los

resultados de MF encontrados para las zonas sísmicas denominadas zona2 y zona1 en el volcán Coropuna:

Zona2: para los sismos registrados en la zona2 (Tabla 5.3), los mecanismos focales son de tipo normal (ID: 1 al 5) con gran componente de desgarre con planos nodales en dirección E-O y ejes de Tensión (T) orientado en dirección N-S y eje de Presión (P) prácticamente vertical.











Tabla 5.3.- Lista de sismos de la zona2 utilizados para el cálculo de mecanismos focales mediante el método FOCMEC. Los círculos de color verde y blanco representan el diagrama de los mecanismos focales.

| Zonas | ID | Fecha | Hora (UTC) | Latitud | Longitud | Strike (grados) | Dip (grados) | Rake (grados) | Magnitud | Profundidad (km) | Diagrama |
|-------|----|------------|------------|---------|----------|-----------------|--------------|---------------|----------|------------------|---|
| Zona2 | 1 | 2019/09/09 | 18:22:27 | -15.563 | -72.702 | 293 | 41 | -40 | 2.6 | 8.3 |  |
| | 3 | 2019/10/14 | 00:36:23 | -15.566 | -72.697 | 110 | 53 | -45 | 3.3 | 8.4 |  |
| | 4 | 2019/12/09 | 13:14:10 | -15.560 | -72.701 | 64 | 58 | -161 | 2.5 | 8.8 |  |
| | 5 | 2019/12/10 | 06:51:30 | -15.553 | -72.699 | 261 | 42 | -98 | 2.4 | 8 |  |

Zona1: para los sismos ocurridos en zona1 (Tabla 5.4), los mecanismos focales la mayoría son de tipo normal (ID: 2 al 12) con ligera componente de desgarre y planos nodales orientados en dirección NO-SE y eje de Tensión (T) orientado en dirección NE-SO y eje de Presión (P) prácticamente vertical. Además, se observó un MF de tipo normal (ID:14) con gran componente de desgarre y planos nodales en dirección NE-SO y ejes de tensión (T) y presión (P) orientados en dirección NO-SE y NE-SO respectivamente. Asimismo, en la misma zona se observó la ocurrencia

de un mecanismo focal tipo inverso (ID:13) con ligera componente de desgarro y ejes de tensión (T) orientada en dirección NO-SE y presión en dirección NE-SO.

Tabla 5.4.- Lista de sismos de la zona1 utilizados para el cálculo de mecanismos focales mediante el método FOCMEC. Los círculos de color verde y blanco representan el diagrama de los mecanismos focales.

| Zonas | ID | Fecha | Hora (UTC) | Latitud | Longitud | Strike (grados) | Dip (grados) | Rake (grados) | Magnitud | Profundidad (km) | Diagrama |
|-------|----|------------|------------|---------|----------|-----------------|--------------|---------------|----------|------------------|---|
| Zona1 | 2 | 2019/09/19 | 11:43:34 | -15.424 | -72.783 | 298 | 53 | -148 | 2.8 | 13.6 |  |
| | 6 | 2020/01/09 | 06:28:04 | -15.480 | -72.675 | 106 | 47 | -105 | 3 | 17.4 |  |
| | 7 | 2020/02/08 | 22:44:48 | -15.417 | -72.743 | 49 | 70 | -175 | 3.5 | 19 |  |
| | 8 | 2020/02/08 | 23:09:57 | -15.423 | -72.748 | 97 | 20 | -115 | 3.3 | 18.4 |  |
| | 9 | 2020/02/08 | 23:29:28 | -15.424 | -72.747 | 60 | 38 | -136 | 2.4 | 18.5 |  |
| | 10 | 2020/02/08 | 23:30:17 | -15.426 | -72.748 | 107 | 20 | -106 | 3 | 18.6 |  |
| | 11 | 2020/02/08 | 23:48:23 | -15.424 | -72.747 | 106 | 21 | -108 | 3 | 18.4 |  |
| | 12 | 2020/02/08 | 23:55:53 | -15.424 | -72.747 | 105 | 20 | -109 | 3.1 | 18.9 |  |
| | 13 | 2020/02/10 | 23:52:24 | -15.421 | -72.765 | 323 | 29 | 130 | 2.8 | 12.1 |  |
| | 14 | 2020/02/11 | 03:25:53 | -15.421 | -72.753 | 220 | 65 | -149 | 3.4 | 16.1 |  |

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

Utilizando datos sísmicos de 5 estaciones de banda ancha (COR1, COR2, COR3, COR4 y SOLI) instaladas en la zona del CVNC durante el periodo mayo de 2018 a abril de 2020, se realizó el tratamiento de señales sismovolcánicas, para determinar si estas están ligadas o no a la actividad del volcán Coropuna. Gran parte de los sismos registrados en la zona del volcán son de tipo VT (83%), y el resto son sismos de tipo LP (9 %), TRE (1 %) y DG (7%). Por esta razón, en el presente trabajo nos enfocaremos con mayor énfasis en el análisis y entendimiento de la ocurrencia de sismos tipo VT; sin embargo, también se realizará un análisis general de los eventos LP, TRE y DG.

Para explicar el origen de la actividad sísmica registrada en el CVNC, se propone un modelo esquemático conceptual con base en diversos estudios anteriores realizados sobre el volcán Coropuna, como por ejemplo Masías (2018) y Úbeda, (2011), y modelos geológicos propuestos por Fournier (1999), Janik & McLaren (2010) y modelo sísmico por White & McCausland (2016).

6.1 SISMOS VOLCANO-TECTÓNICO (VT) Y SU MECANISMO DE FUENTE

La importancia de registrar y analizar los sismos de tipo VT o de fractura se debe a que estos se originan generalmente antes de un proceso eruptivo, y están ligados al ascenso de magma que genera presión y fractura en las rocas subyacentes de un volcán o reactiva de fallas (Wassermann, 2002; White y McCausland, 2016). En la Figura 6.1 se observa el sismograma del 14 de octubre de 2019, el cual muestra importante sismicidad de tipo VT asociada al volcán Coropuna, registrado en la zona1 (Figura 6.1).

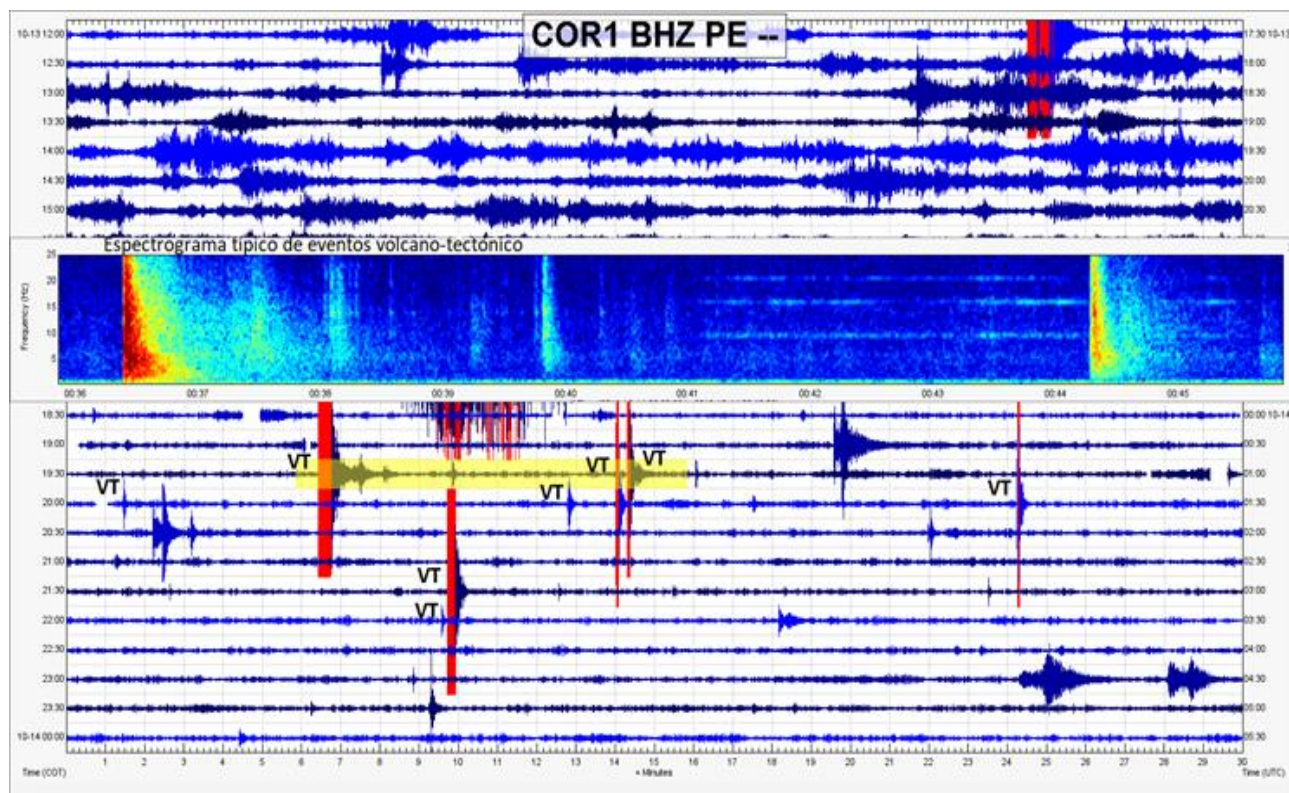


Figura 6.1.- Sismograma de la estación sísmica COR1, la cual muestra un agrupamiento de sismos de tipo Volcano-Tectónico (VT) registrado el 14 de octubre de 2019.

En la zona del CVNC, durante el periodo de trabajo, se registró importante sismicidad de tipo VT, contabilizando un total de 10 243 sismos. Del total, 320 sismos fueron localizados y de ellos, 170 presentan rangos de error aceptables como $RMS \leq 0.5$, errores horizontales (latitud y longitud) ≤ 1.7 km y errores en profundidad ≤ 5 km, respectivamente (Figura 6.2).

Las características resaltantes observada de los sismos VT en relación a sus epicentros es la ocurren en grupos sísmicos bien definidos. Los cuales, la mayoría están ubicados al oeste y noroeste, dentro de las zonas denominadas zona1 y zona2 ubicadas entre 3 km y 20 km del CVNC (Figura 6.2). Pensamos que su localización en agrupamientos sísmicos en ambos sectores (zona1 y zona 2) estarían bien calculados, debido a que algunos sismos representativos de cada zona fueron registrados con más de 8 estaciones sísmicas y sus errores de latitud y longitud son muy bajos (< 0.7 km).

6.1.1 Profundidad de ocurrencia de sismos Volcano-Tectónico (VT)

Es necesario mencionar que la cima del volcán Coropuna está a 6377 m s. n. m. Y respecto a la cual (cima), se observaron los dos agrupamientos sísmicos (zona1 y zona2) con profundidades desde los 3 km bajo la superficie del volcán hasta los 18 km por debajo del nivel del mar (Figura 6.2 y 6.3). De acuerdo a los errores estimados en profundidad, pensamos que los hipocentros obtenidos se ajustan más a la verdadera localización. En ese contexto, los sismos estarían ocurrieron aproximadamente en la zona oeste bajo la superficie del CVNC hasta los 5 km de profundidad, y por debajo del nivel del mar hasta los 15 km de profundidad en el sector noroeste del volcán, respectivamente. En la Figura 6.2, observamos que la mayoría de los sismos registrados en la zona1 están por encima del nivel del mar representados en color amarillo, y en colores naranja a rojo los sismos estarían por debajo del nivel del mar a profundidades de entre 3 a 17 km. En la Figura 6.3 se observa, en líneas rojas los errores de localización tanto en profundidad y horizontal.

Asimismo, en los agrupamientos denominados zona 1 y zona2, se observó el registro de sismos repetitivos con características de su forma de onda muy similares en cada zona, presentando un parecido de hasta 70% ($CC=0.7$). Lo cual sugiere, que la ocurrencia sísmica tanto en la zona 1 y zona 2, estaría asociado a dos fuentes sismogénicas que al activarse ocasionaría sismos con firmas espectrales similares.

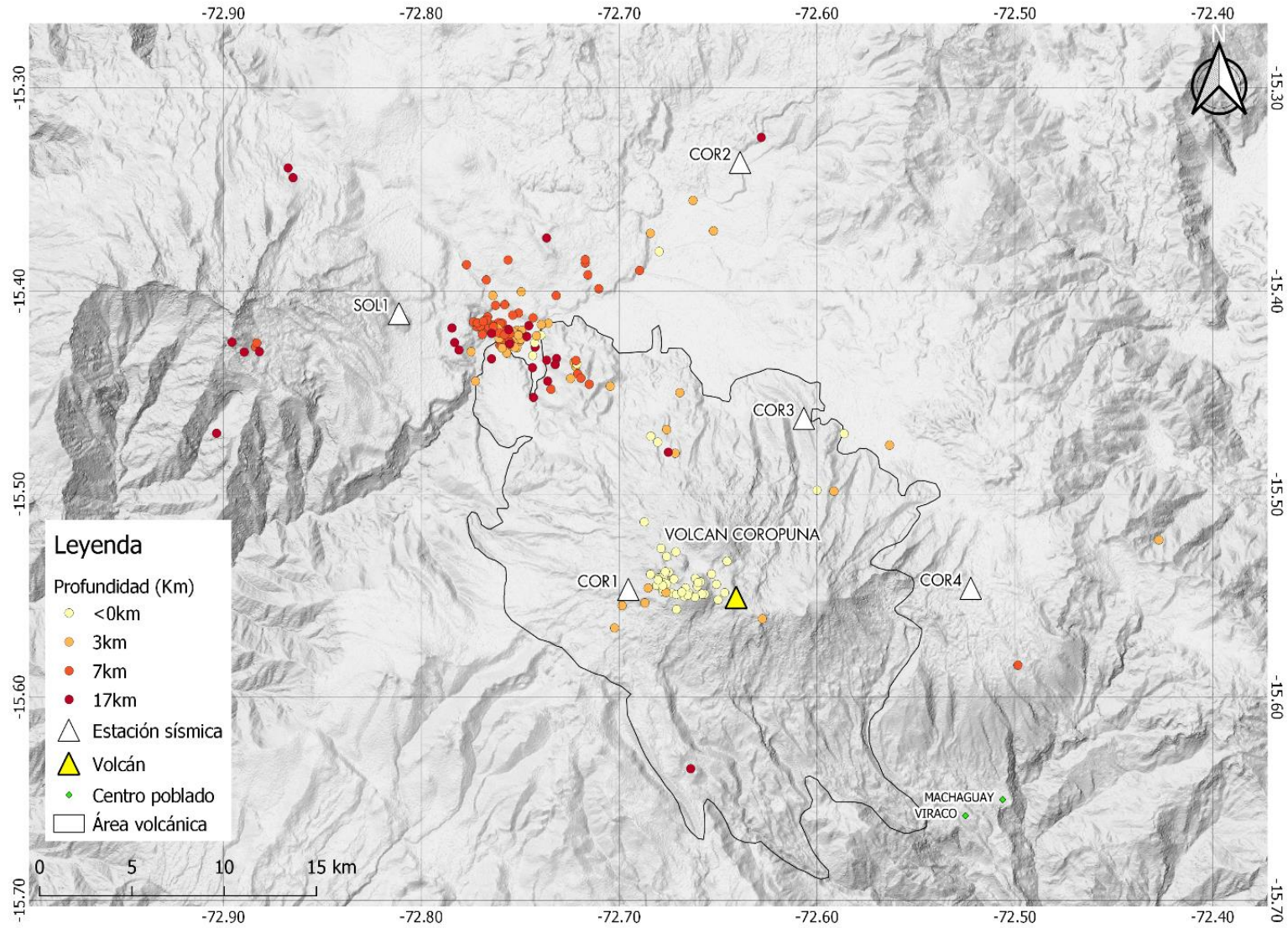


Figura 6.2.- Mapa de sismos VT de acuerdo a su profundidad de ocurrencia registrados durante el periodo noviembre de 2018 a abril de 2020. En triángulos blancos se representan las estaciones sísmicas y, en amarillo, la ubicación del volcán.

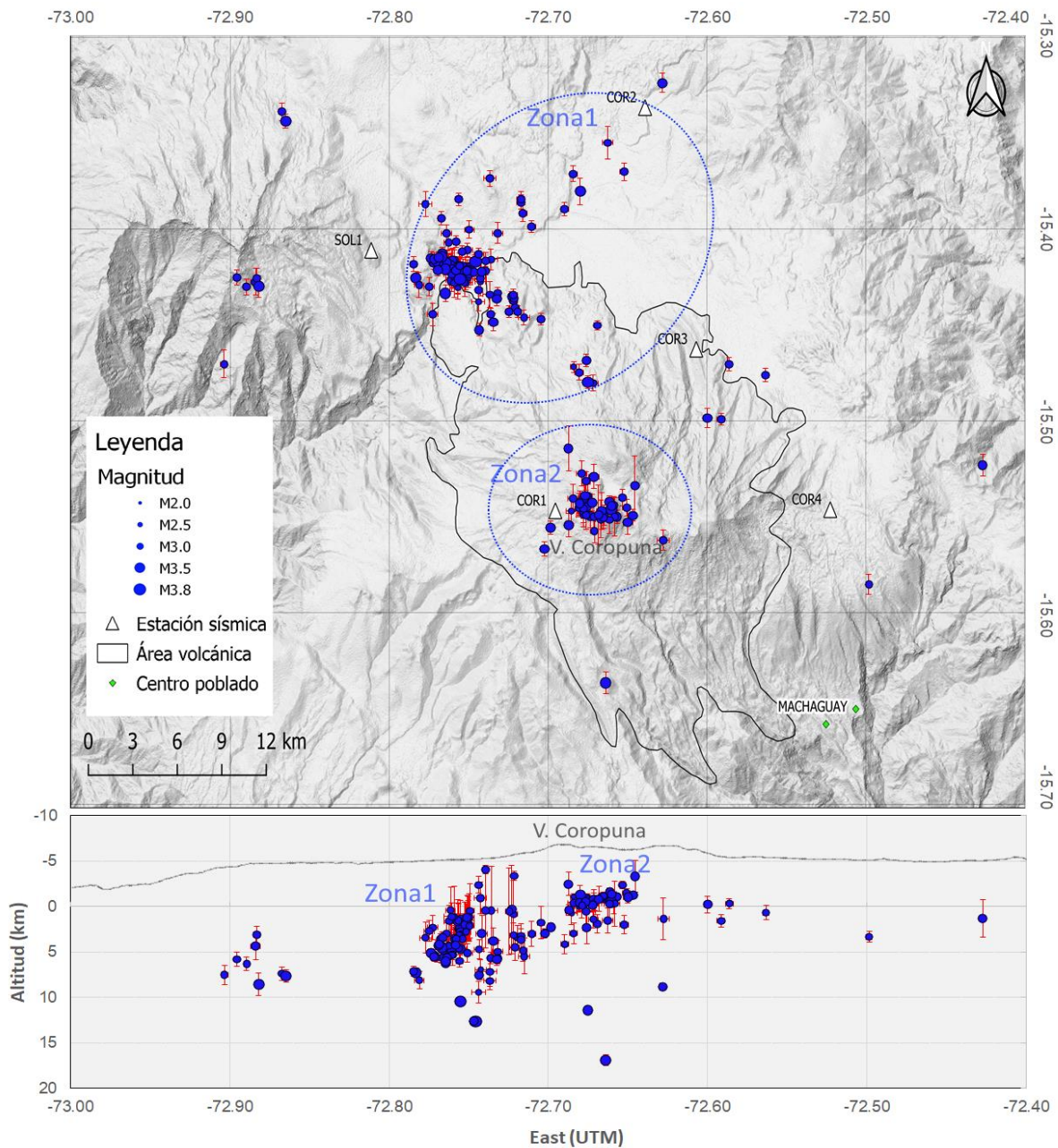


Figura 6.3.- Mapa de localización de sismos de tipo Volcano-Tectónico ocurridos en las inmediaciones del volcán Coropuna en el periodo noviembre de 2018 a abril de 2020. El tamaño de los círculos azules representa la magnitud del evento. Las líneas rojas son el rango de error de localización y los triángulos blancos son las estaciones sísmicas. La línea negra es el área que cubre el complejo volcánico Coropuna.

6.1.2 Tasa de ocurrencia temporal de sismos Volcano-Tectónico(VT)

La tasa de ocurrencia de los sismos tipo VT a lo largo del tiempo es casi constante, con promedios de 10 sismos/día. Durante todo el periodo se han registrado 2 enjambres sísmicos moderados: el primero con 44 sismos, ocurrido entre el 14 al 22 de enero de 2019 (Figura 6.4a); el segundo enjambre con 39 sismos de tipo VT ocurrido entre el 5 al 20 de febrero de 2020 (Figura 6.4b), ambos con magnitudes no muy resaltantes de entre M3.0 a M3.7 ni dominantes en el tiempo. Sin embargo, es importante indicar que los enjambres no son tan frecuentes en su ocurrencia. Como se observa en la Figura 6.4c, durante un periodo de 1 año y 5 meses, el registro de la sismicidad VT es relativamente constante en el tiempo.

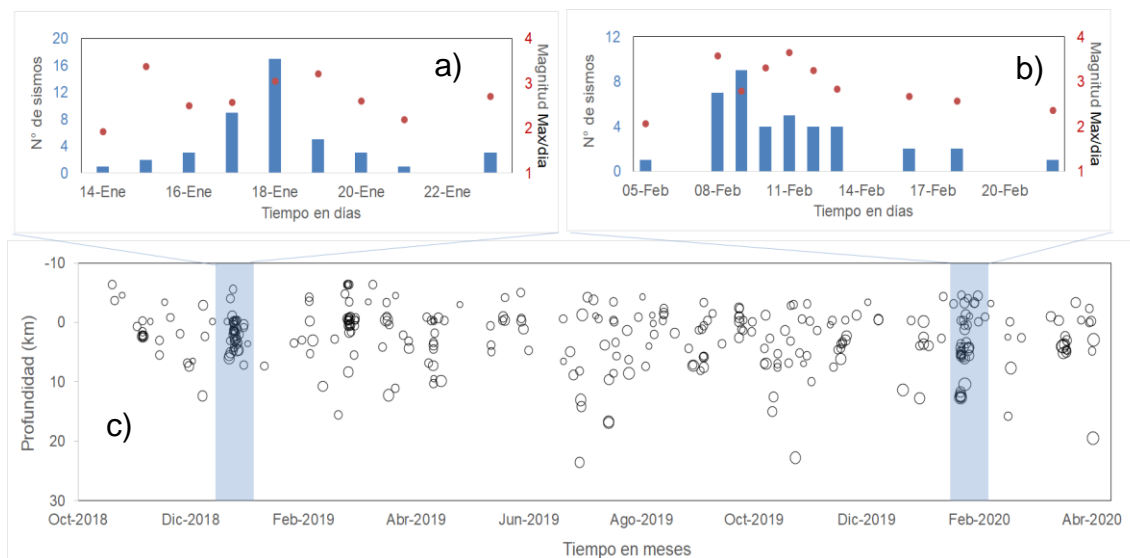


Figura 6.4.- Número de sismos y profundidad en función del tiempo en el volcán Coropuna. a) enjambre sísmico ocurrido entre 14 al 22 de enero de 2019, y b) enjambre sísmico ocurrido entre el 5 al 20 de febrero de 2020, y c) Sismicidad en función de la profundidad. El tamaño de los círculos representa la magnitud del evento.

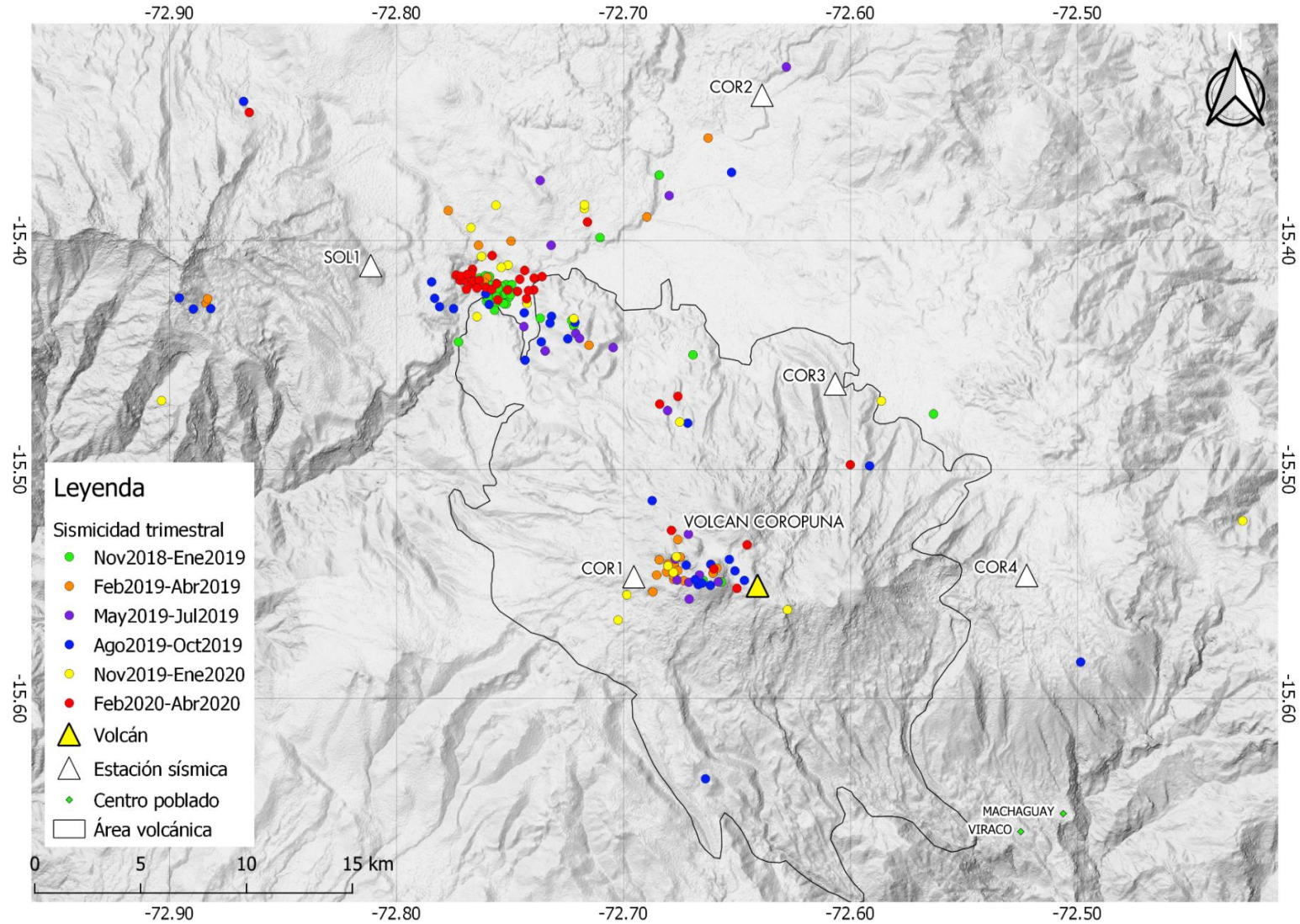


Figura 6.5.- Mapa de distribución de epicentros registrados durante el periodo noviembre de 2018 a abril de 2020. Los círculos de colores representan la distribución temporal de los sismos. En triángulos blancos son representadas las estaciones sísmicas.

Otra característica resaltante de los sismos VT, es su ocurrencia sísmica de forma regular durante el 2018 al 2020. De acuerdo a la distribución temporal por trimestre de los sismos VT, se registraron indistintamente en las zonas 1 y zona 2, al oeste y noroeste del Coropuna. Esto nos indicaría que tanto la zona 1 y zona 2 estarían constantemente reactivándose a lo largo del tiempo. Asimismo, se observan en el sector noroeste, a 17 km del volcán Coropuna, dos agrupamientos sísmicos ocurridos entre noviembre de 2018 a enero de 2019 (verde) y entre febrero a abril de 2020, en dichos periodos, se desarrollaron dos enjambres sísmicos ocurridos en enero de 2019 y febrero de 2020.

6.1.3 Análisis sismotectónico

Tal como se observa en la Figura 2.4, el CVNC se encuentra inmersa dentro de una zona con régimen tectónica y estructural compleja, en donde se observa un sistema de fallas y lineamientos con direcciones predominantes NO-SE, NE-SO y E-O (Núñez & Valenzuela, 2001; Margirier et al., 2015; Úbeda, 2011). Para determinar el tipo de fallamiento que desencadenaría los sismos VT en el CVNC, se han elaborado mecanismos focales (MF) de 14 sismos (VT) bien localizados con magnitudes entre M3.0 y M3.8. Los sismos elegidos fueron registrados entre 8 a 11 estaciones sísmicas y los cuales fueron recalculados mediante el programa SEISAN (Figura 6.6).

De acuerdo a los resultados en las zona1 y zona2 se observa que los mecanismos focales de los sismos en general corresponden a fallas de tipo normal con ligera componente de desgarre y ejes de tensión (T) orientados en dirección NE-SO, N-S y eje de presión (P) prácticamente vertical (Figura 6.6). Asimismo, de acuerdo a la distribución espacial de los sismos y los MF, fue posible inferir la presencia de hasta tres fallas, denominadas Falla 1(F1), Falla 2(F2) y Falla 3(F3) con direcciones NO-SE (F1), NE-SO

(F3) y O-E (F2), ubicadas al sector oeste y noroeste del CVNC. A continuación, se describe las características de las fallas inferidas en el presente trabajo, de acuerdo a su distribución de sismos en profundidad:

Falla 1 (F1): está ubicada en el sector noroeste del volcán Coropuna. Su orientación es paralela al lineamiento Pumaranra, en dirección NO-SE, con azimut $N120^\circ$. Presenta una longitud de aproximadamente 17 km (Figura 6.7). Asimismo, se realizó un perfil SS' en dirección NE-SO, perpendicular a la Falla 1. Se observa que los sismos se estarían distribuyendo en profundidad con tendencia hacia el sector SO, lo que significa que la Falla 1 tendría probablemente el buzamiento de aproximadamente 45° al SO (Figura 6.6). Los MF 2, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 confirmarían la dirección y el posible buzamiento de la falla (Figura 6.7).

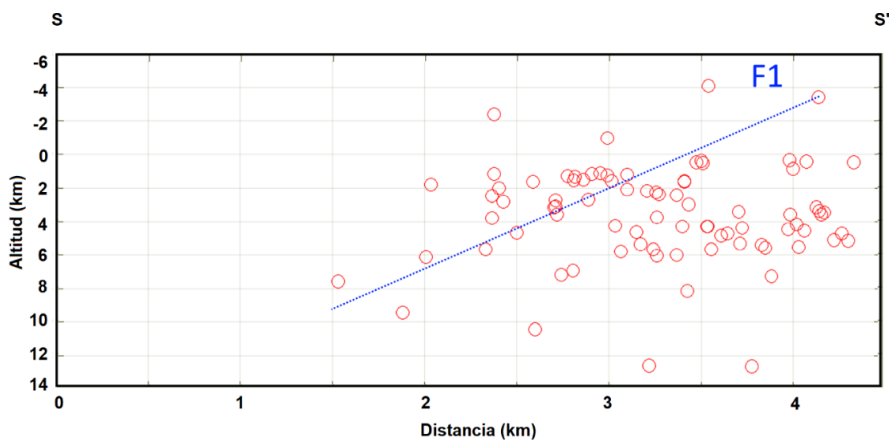


Figura 6.6.- Perfil SS' realizado en dirección NE-SO perpendicular a la Falla 1 (F1). Los círculos rojos representan los sismos VT distribuido en profundidad. En línea azul punteada la posible dirección del buzamiento de la F1.

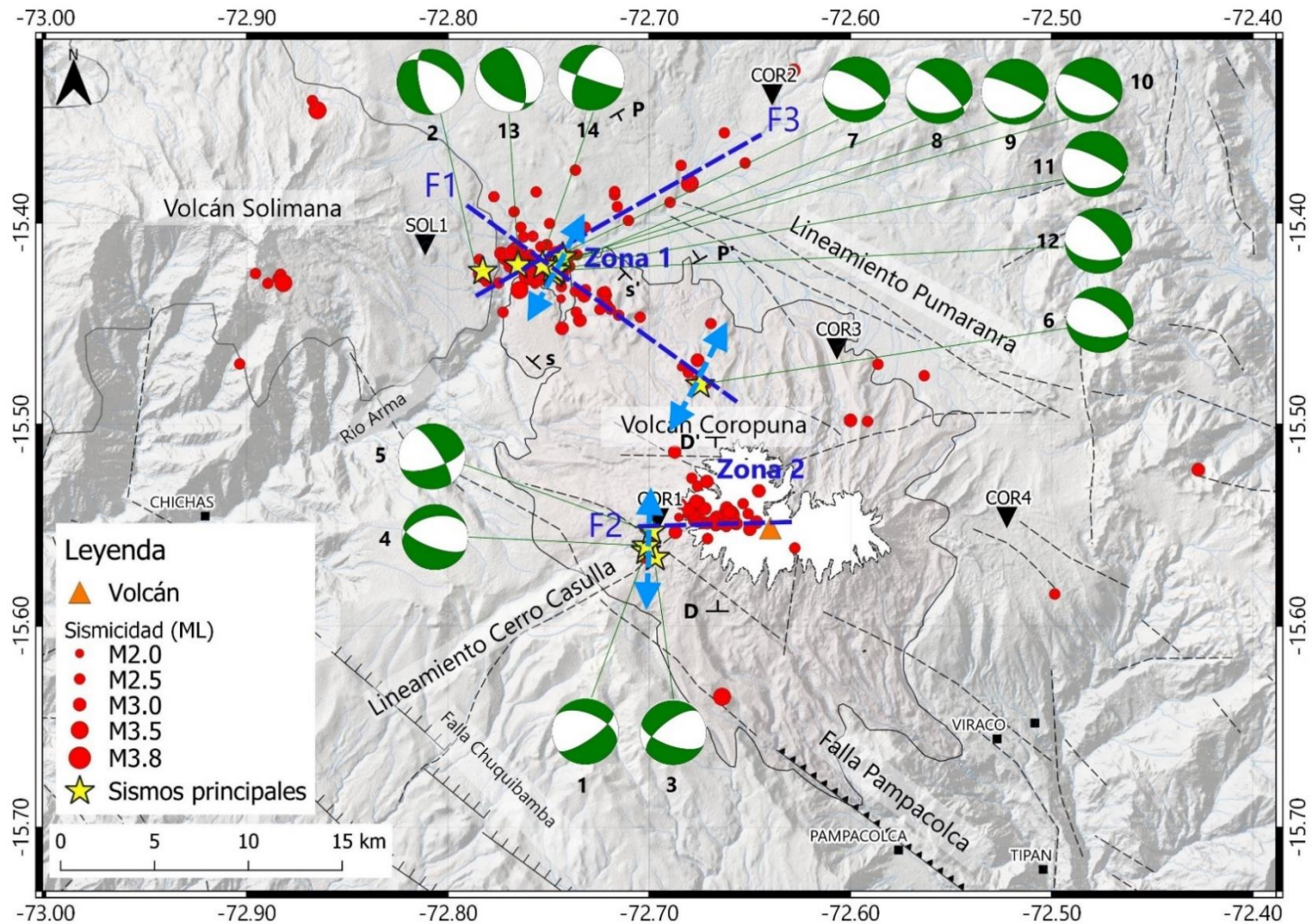


Figura 6.7.- Mapa de mecanismos focales (MF) calculados para los sismos registrados entre 8 a 11 estaciones (estrella amarilla) durante el periodo noviembre de 2018 a abril de 2020. Las líneas azules (F1, F2 y F3) corresponden a los trazos de las posibles fallas inferidas. Las flechas celestes corresponden a esfuerzos de tensión (T) de los mecanismos focales. Las líneas negras continua y discontinua representan el sistema de fallas del CVNC.

Falla 2 (F2): está localizada al oeste y sobre el volcán Coropuna, con orientación E-O. Presenta un azimut $N90^\circ$ y estaría alineada a lo largo de los conos volcánicos Paiche, Coropuna y Yanaranra. Su longitud es de aproximadamente 7 km (Figura 6.7). De acuerdo al perfil DD' N-S, se observa que los sismos en profundidad se distribuyen con una tendencia hacia el sector sur del volcán y, probablemente, la falla estaría buzando aproximadamente 45° al Sur (Figura 6.8). Los MF 1, 3, 4 y 5 confirmarían la dirección y buzamiento de la falla.

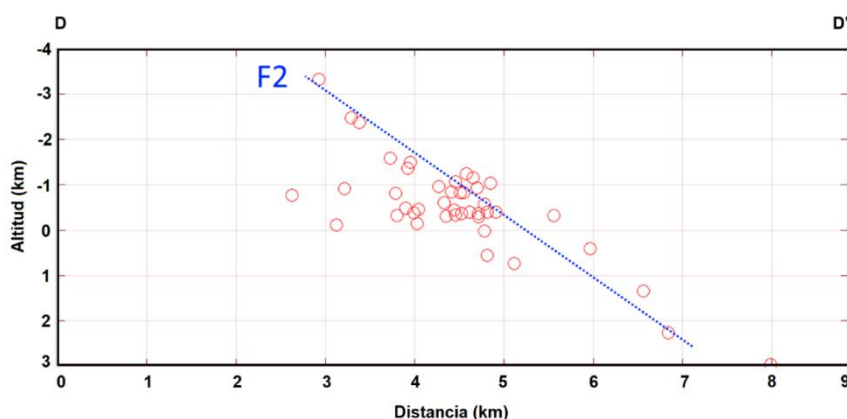


Figura 6.8.- Perfil DD' realizado en dirección N-S perpendicular a la falla 2 (F2). Los círculos rojos representan los sismos VT distribuido en profundidad. En línea azul punteada la posible dirección del buzamiento de la F2.

Falla 3 (F3): está ubicada al noroeste del volcán Coropuna. Tiene una orientación NE-SO, paralela al lineamiento cerro Casulla con azimut $N^\circ 50$ y una longitud de aproximadamente 18 km (Figura 6.7). De acuerdo a la distribución de sismos en profundidad observada mediante el Perfil PP' realizado en dirección NO-SE, los sismos aparentemente muestran una tendencia hacia el SE, los cuales estarían asociados al buzamiento de la falla de aproximadamente 30° al SE (Figura 6.9), sin embargo, para esta falla solamente se encontró 1 MF (14) que posiblemente confirme la dirección mas no el buzamiento.

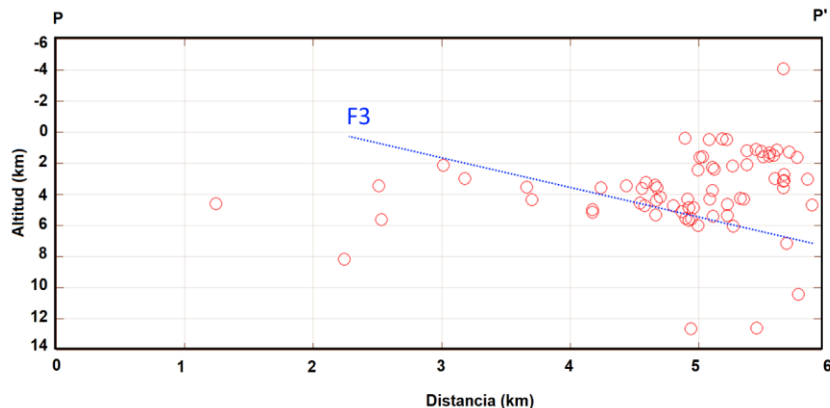


Figura 6.9.- Perfil PP' realizado en dirección NO-SE perpendicular a la falla 3 (F3). Los círculos rojos representan los sismos VT distribuidos en profundidad. En línea azul punteada grafica la posible dirección del buzamiento de la F3.

6.2 OTROS SISMOS REGISTRADOS EN EL VOLCÁN COROPUNA

6.2.1 Sismos Largo Periodo (LP)

Sismos de tipo Largo Periodo (LP) son poco frecuentes en el volcán Coropuna, representados por el registro de menos de 2 sismos por día con contenido espectral menor a 6 Hz. La mayoría de estos sismos se registran principalmente en la estación COR1 (estación sísmica instalada más próxima al volcán) y muy pocas en las demás estaciones (COR3, COR4, COR2 y SOLI), lo que significa que la fuente que desencadena estos sismos probablemente se localizaría en zonas muy superficiales y justamente de bajo del CVNC. En general, los sismos LP registrados en el volcán Coropuna, algunos de ellos muestran características similares registrados en volcanes en proceso eruptivo como el caso del volcán Sabancaya (Puma & Torres, 2020), donde están ligados al movimiento de fluidos (magma, gases magmáticos, vapor de agua, etc.) a través de cavidades, fracturas o

conductos (Seidl et al., 1981; Chouet, 1996; Rust et al., 2008), y son localizados generalmente en niveles superficiales (<2 km) de un volcán (Aki & Koyanagi, 1981).

Actualmente, no se evidencia actividad fumarólica en todo el CVNC, debido probablemente la cobertura de su casquete glaciar. No obstante, existen fuentes termales que afloran en los alrededores del complejo volcánico con temperaturas que varían entre 20 °C a 50 °C (Masías, 2018; Úbeda, 2011). El estudio geoquímico de fuentes termales efectuado por Masías (2018) muestra que el volcán Coropuna presentaría un importante sistema hidrotermal que estaría siendo alimentado por agua meteórica del deshielo del casquete glaciar. Dicho sistema estaría interactuando con una fuente caliente o un remanente de magma posiblemente de la erupción de hace 700 años (Úbeda, 2011), fenómeno que ocasionaría movimiento de fluidos (vapor de agua y gases magmáticos) en el interior del volcán (ver Figura 6.12). Dicho proceso puede estar generando sismos de tipo Largo Periodo.

6.2.2 Sismos Tremor Espasmódico (TRE)

Este tipo de evento es escaso en el volcán Coropuna; sin embargo, es relativamente fácil de ser identificado por su característica de duración (>40 s) y frecuencias de entre 1 Hz a 5 Hz. Este tipo de señales sismovolcánicas es comúnmente registrada en la mayoría de volcanes del mundo en sus distintas etapas de actividad volcánica (Zobin, 2012). El Tremor es un registro continuo de vibraciones monótonas o no armónicas del suelo que puede tener una duración de minutos, días o meses, y son asociados comúnmente a la emisión continua de productos volcánicos o fumarolas (Zobin, 2012; Gottschämmer, 1999).

En el volcán Coropuna, este tipo de señal se registra principalmente por la estación sísmica más cercana al volcán (COR1), ubicada a menos de 6 km, lo que significa que los sismos TRE tendrían su origen solamente en el área volcánica y bajo el mismo. Al igual que los sismos de tipo LP, la fuente que desencadena estos sismos (TRE) sería el probable remanente de magma de la última erupción del Coropuna, lo cual presentaría suficiente temperatura para desencadenar reacción al contacto con el agua meteórica, lo que provocaría movimientos de fluidos (vapor de agua y gases magmáticos) a través de fracturas.

6.2.3 Sismos asociados a la dinámica del glaciar (DG)

El volcán Coropuna presenta una importante cobertura glaciar (44.1 km²), la cual está en constante dinámica (disminución de área, cambio de volumen, cambio de morfología, etc.) por efectos estacionales y debido al cambio climático o calentamiento global que experimenta actualmente nuestro planeta. El dinamismo de este importante volumen de hielo genera, a su vez, diferentes señales sísmicas superficiales, las cuales son registradas por la estación sísmica COR1, situada a menos de 6 km del volcán Coropuna. Del total de los eventos sísmicos registrados durante el periodo 2018-2020 en la zona del volcán Coropuna, el 7 % están asociados a sismos producto de la dinámica del casquete glaciar (DG). Estos eventos son de corta duración, presentan altas frecuencias (mayores a 9 Hz) y amplia banda espectral (ver Figura 6.12).

6.3 MODELO ESQUEMÁTICO AL INTERIOR DEL COROPUNA

En base a los resultados obtenidos, en este apartado se propone un modelo esquemático conceptual acerca de los mecanismos que generan la actividad sísmica y el contexto volcánico -

estructural del volcán Coropuna. Dicho modelo fue elaborado considerando los esquemas propuestos por Fournier (1999), Janik & McLaren (2010) y Masías (2018), ver Figura 6.10.

Durante el periodo de mayo de 2018 y abril de 2020, la mayoría de los eventos registrados correspondieron a sismos de tipo VT (85 % del total sismos) y, en menor número, (15 %) son sismos LP, TRE y DG. Por tal razón, en el presente trabajo daremos mayor énfasis en el entendimiento de los sismos VT.

En inmediaciones del volcán Coropuna se distingue un sistema complejo de fallas activas en dirección preferencial NO-SE, NE-SO y E-O (Úbeda, 2011; Margirier et al., 2015). Asimismo, existen fuentes termales en los sectores SE y NE del CVNC (Úbeda, 2011). Adicionalmente, el volcán está cubierto por un importante casquete glaciario de 44.1 km² (Kochtitzky et al., 2018).

Como se ha visto anteriormente, los resultados de la localización de sismos VT, distribución de frecuencia-magnitud (valor de “b”), cálculo de MF e identificación de sismos repetitivos (familias sísmicas) indican, de manera general, que los sismos están ocurriendo principalmente en dos zonas: zona 1 y zona 2, ubicadas en dirección oeste y noroeste, a menos de 18 km del volcán Coropuna, y estarían atribuidas a la reactivación de fallas locales observadas sobre el complejo volcánico y al oeste del mismo. En la zona 1, la actividad sísmica estaría ocurriendo por la reactivación de dos fallas (F1 y F3) de tipo normal (aún no identificadas en campo), con buzamientos aproximados de 45° SO y 30° SE, que hacen parte de un sistema de fallas NE-SO y NO-SE, en donde se reconocen los lineamientos cerro Casulla y Pumaranra ubicados en los extremos noreste y suroeste del volcán Coropuna. Con relación a los sismos localizados en la zona 2, la sismicidad estaría ocurriendo debido a la reactivación de una falla normal muy superficial (F2) con buzamiento aproximado de 45° S, alineada a los edificios Paiche, Coropuna y Yanaranra pertenecientes al Complejo Volcánico Coropuna (Figura 6.10).

Generalmente, estudios sísmicos realizados en volcanes activos atribuyen la presencia de eventos tipo VT a la primera fase de un proceso eruptivo, ello debido a la acumulación de esfuerzos en una determinada región que debilitan y fracturan las rocas circundantes por ascenso de magma o por el cambio de esfuerzo producto de nuevas zonas de tránsito de los fluidos y gases presurizados (Moran, 1994; Lahr et al., 1994; Wassermann, 2002; White & McCausland, 2016). En el caso del volcán Coropuna, no hay indicios o evidencias claras del ascenso de material magmático hacia zonas superficiales; sin embargo, hay una mayor posibilidad que existan remanentes de magma al interior del volcán, es decir, probablemente restos del magma de la última erupción ocurrida hace aproximadamente 700 años AP (Úbeda, 2011). El magma remanente presentaría suficiente volumen y temperatura que estaría generando una presión de poros y debilitamiento del entorno rocoso y, como consecuencia, fracturamiento de rocas y activación de fallas locales (F1, F2 y F3) que ocasionan sismos de tipo VT en el sector denominado “zona frágil” (Figura 6.10). En dicho sector, se ha estimado el valor de “b” ≥ 2.1 (zona 2), lo que significa que muy probablemente existan gradientes térmicos elevados y alto grado de heterogeneidad bajo el complejo volcánico (Wyss, 1973; Wiemer & McNutt 1997). Asimismo, para la zona 1 se estimó un valor de “b” < 1 , lo que nos indica que el sector estaría dominado por la activación de fallas locales (F1) en donde se registró ocurrencia de pequeños enjambres sísmicos.

Asimismo, hay mucha probabilidad de que las aguas de lluvias y el derretimiento del casquete glaciar del volcán Coropuna están filtrándose y alimentando los acuíferos existentes (Masías, 2018), los cuales, a una profundidad suficiente, interactúan con los remanentes del magma, lo que provoca su calentamiento. En este punto, el agua se calentaría y se eleva por convección a lo largo de trayectorias de flujo favorables (Moran et al., 2000). Asimismo, el agua termal residual fluye lateralmente por la pendiente y emerge como aguas termales (fuentes

termales identificadas en los sectores noroeste y sureste del volcán Coropuna). Por lo tanto, la presión y el paso de los fluidos (vapor de agua, gases magmáticos etc.) estarían generando la sismicidad de baja frecuencia (LP) y, ocasionalmente, sismo tipo Tremor (ver Figura 6.10).

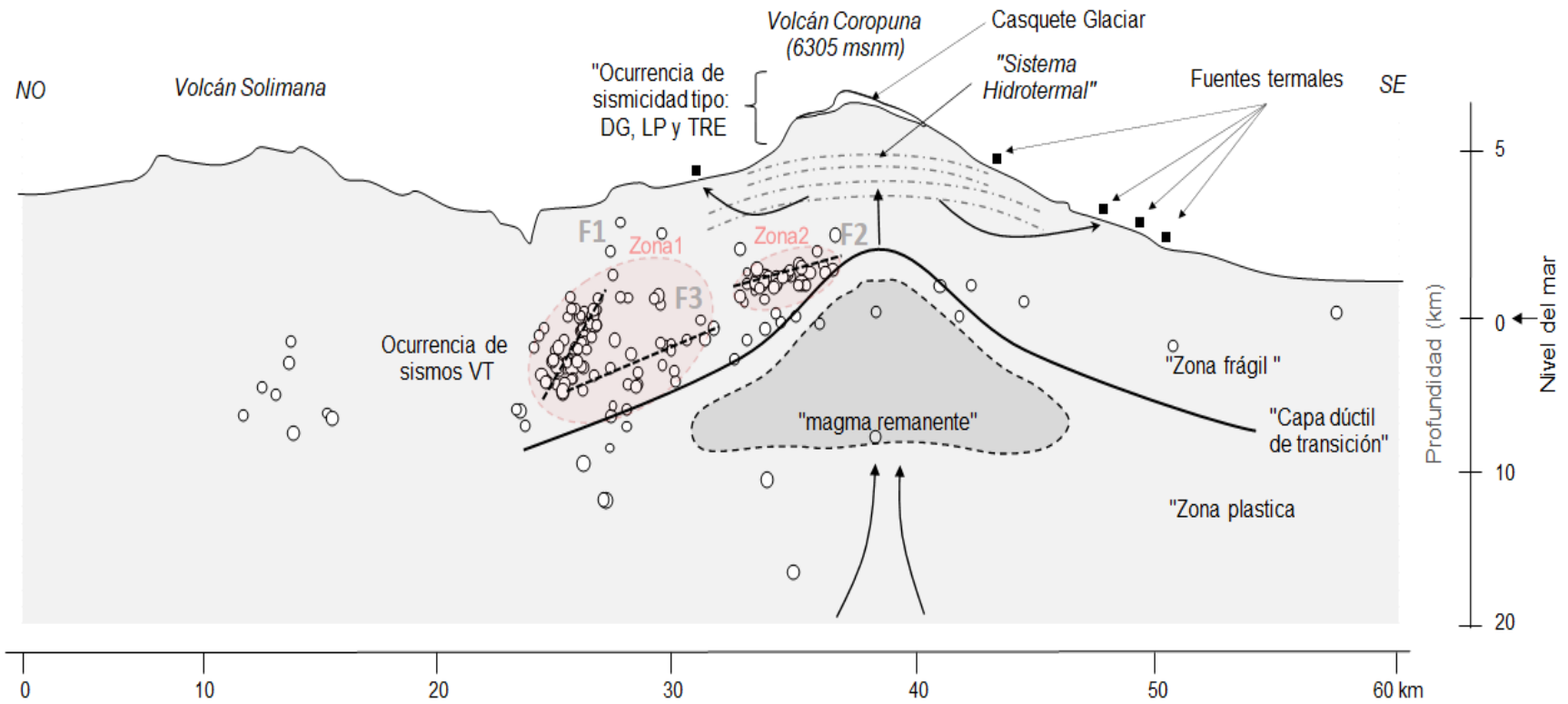


Figura 6.10.- Modelo esquemático sección transversal NO a SE muestra el desarrollo de la actividad sísmica en la zona del complejo volcánica Coropuna. En círculo blanco se representan los sismos y cuadrados fuentes termales.

CONCLUSIONES

El análisis de las señales sísmicas registradas mediante 5 estaciones de banda ancha (COR1, COR2, COR3, COR4 y SOLI), durante el periodo de mayo de 2018 a abril de 2020 en la zona del Complejo Volcánico Nevado Coropuna (CVNC), ha permitido identificar aproximadamente 8066 sismos con magnitudes menores a M3.8. Los sismos fueron clasificados en 4 grupos: Volcano Tectónico (VT), Largo Periodo (LP), Tremor (TRE) y eventos relacionados a la dinámica del glaciar (DG). El 85 % de los sismos registrados en el Coropuna son de tipo VT, asociados al fracturamiento de rocas en el interior del volcán, y menos del 9 % corresponden a sismos de tipo LP y TRE, relacionados al movimiento de fluidos (vapor de agua y gases magmáticos). Asimismo, el 6 % de los eventos corresponden a sismos de tipo DG, vinculados a la dinámica del glaciar (deshielo del casquete y dinámica del casquete).

Se ha realizado un modelo de velocidad 1D de 10 capas hasta una profundidad de 23 km para la zona del CVNC mediante la inversión simultánea de los hipocentros y el tiempo de arribo de la onda P y la relación V_p/V_s de 1.7, utilizando el algoritmo VELEST. Los valores de velocidad de la onda P en cada capa varían entre 3.32 km/s a 5.86 km/s.

En el periodo de estudio, los eventos de tipo Volcano-Tectónico (VT) registrados en el CVNC ocurrieron con un promedio de 14 sismos por día, con magnitudes de entre M2.0 a M3.8, sin mayor variación significativa durante el 2018 al 2020. Los sismos VT se ubican principalmente en dos sectores bajo el Complejo Volcánico Coropuna (zona 1) y al noroeste (zona 2), entre 8 km y 18 km del volcán, con profundidades ≤ 15 km. En ambas zonas se encontraron sismos repetitivos de hasta 70 % de parecido ($CC = 0.7$), los cuales estarían asociados a dos fuentes sismogénicas que generan grupos sísmicos bien definidos y presentan mecanismos focales, predominantemente

de tipo normal, asociados a zonas de fallas locales (F1, F2 y F3) paralelas al sistema de fallas dominantes NO-SE y O-E de la zona. El valor de “b” ≥ 2.1 estimado para la zona 2 indicaría la posible ocurrencia de gradientes térmicos elevados y el alto grado de heterogeneidad bajo el volcán; sin embargo, el valor de $b < 1$ estimado para la zona 1 estaría asociado más a la actividad de fallas.

Los sismos VT localizados a menos de 6 km y 18 km en dirección oeste y noroeste del CVNC deberían su origen posiblemente a la existencia de un magma remanente (emplazado en el último proceso eruptivo del Coropuna de hace 700 años) que aportaría suficiente temperatura y originaría el debilitamiento en los sectores circundantes hasta el punto de fracturar el entorno rocoso y generar activación de fallas (Falla 1, Falla 2 y Falla 3) ocasionando sismicidad de tipo VT. Asimismo, bajo el edificio volcánico, a causa de un complejo proceso físico, el remanente de magma, al contacto con acuíferos existentes, estaría generando circulación de fluidos (gases magmáticos, vapor de agua, etc.), lo que daría lugar a la ocurrencia de sismos (Largo Periodo, Tremor y Volcano-Tectónico proximal) en la zona 2.

La actividad sísmica observada desde mayo de 2018 en el volcán Coropuna confirma que este es un volcán con un sistema magmático “latente”. A pesar de ello, su comportamiento dinámico actual es calificado como de bajo nivel, por lo que a corto y mediano plazo no se espera una reactivación de dicho volcán. Las autoridades y la población deben tener en cuenta que la última erupción de este volcán ocurrió hace ~700 años, la cual se caracterizó por la emisión de flujos de lava que se emplazaron a 7 km al sur del Coropuna. La ocurrencia futura de flujos de lava podría fusionar parte de la masa glaciaria y producir lahares o flujos de lodo que afectarían terrenos de cultivo, obras de infraestructura y otros localizados principalmente al pie de su flanco sur.

RECOMENDACIONES

El estudio sísmico realizado mediante estaciones sísmicas temporales desplegados por el IGP entre 2008-2010 y mediante estaciones permanentes instaladas a partir de 2018 evidencian la ocurrencia de sismicidad asociada a la actividad del volcán Coropuna. Por tanto, es importante continuar el monitoreo sísmico permanente con estaciones de banda ancha. Además, se recomienda complementar el monitoreo con otras técnicas geofísicas.

Es necesario incrementar el número de estaciones de la red sísmica del Coropuna, principalmente hacia sector sur del volcán, con el objetivo mejorar la cobertura azimutal de las estaciones sísmica (GAP) y estimar con mayor con mayor precisión la localización sísmica.

Es necesario complementar los estudios sismológicos con estudios de tomografía sísmica (2D y 3D). Los resultados permitirán determinar las estructuras internas en profundidad y, muy probablemente, la ubicación de la cámara o cámaras magmáticas. Además, los estudios también proporcionar información sobre las características del sistema hidrotermal del volcán.

El peligro de mayor probabilidad de ocurrir en caso de una reactivación del volcán sería los lahares (flujos de barro), ello debido a la presencia de un importante volumen de casquete glaciar (44.1 km²). La parte más afectada serían los valles localizados al pie del flanco sur del volcán, pues en dicha zona se concentra la mayor cantidad de población sobre una topografía con pendientes fuertes y muy pronunciadas. Por ende, se recomienda implementar un sistema de alerta temprana (SAT) ante peligros de lahares.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo darán ideas para elaborar futuros proyectos de investigación a largo plazo en el ámbito de la geofísica y geología, cuyo objetivo será entender el dinamismo interno y externo del volcán Coropuna, lo cual servirá como una herramienta de gestión de riesgo volcánico.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., & Koyanagi, R. (1981). Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B8), 7095-7109.
- Baher, S., Thurber, C., Roberts, K., & Rowe, C. (2003). Relocation of seismicity preceding the 1984 eruption of Mauna Loa Volcano, Hawaii: delineation of a possible failed rift. *Journal of volcanology and geothermal research*, 128(4), 327-339.
- Bell, A. F., Hernandez, S., Gaunt, H. E., Mothes, P., Ruiz, M., Sierra, D., & Aguaiza, S. (2017). The rise and fall of periodic 'drumbeat' seismicity at Tungurahua volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 475, 58-70., doi: 10.1016/j.epsl.2017.07.030.
- Bridges, D. L., & Gao, S. S. (2006). Spatial variation of seismic b-values beneath Makushin Volcano, Unalaska Island, Alaska. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1-2), 408-415.
- Brill, K. A., & Waite, G. P. (2019). Characteristics of Repeating Long-Period Seismic Events at Fuego Volcano, January 2012. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 8644-8659.
- Bromley, G. R., Thouret, J. C., Schimmelpfennig, I., Mariño, J., Valdivia, D., Rademaker, K., & ASTER Team. (2019). In situ cosmogenic ^3He and ^{36}Cl and radiocarbon dating of volcanic deposits refine the Pleistocene and Holocene eruption chronology of SW Peru. *Bulletin of Volcanology*, 81(11), 64.
- Chouet B. (1996). Long-period volcano seismicity: Its Source and Use in Eruption Forecasting. *Nature* 380 (6572): 309 - 316.
- Chouet B., (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal Geophysical Research Letters*, 90, pp 1881-1893.
- Chouet, B., Shaw, H. R. (1991). Fractal properties of tremor and gas piston events observed at Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B6), 10177-10189.

- Chouet, B.A. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal Geophysical Research Letters*, 93, 4375-4400.
- Cosentino, M., Lombardo, G., & Privitera, E. (1989). A model for internal dynamical processes on Mt Etna. *Geophysical Journal International*, 97(3), 367-379.
- Cronin, V. (2010). A primer on focal mechanism solutions for geologists. Science Education Resource Center, Carleton College. p. 14.
- De Silva, S. L., & Francis, P. W. (1991). *Volcanoes of the central Andes* (Vol. 219). Berlin: Springer-Verlag.
- Deichmann, N., Ansorge, J., Scherbaum, F., Aschwanden, A., Bernard, F., & Gudmundsson, G. H. (2000). Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier. *Annals of Glaciology*, 31, 85-90.
- Del Carpio J. (2018). Evaluación de la actividad sísmica del volcán Coropuna. Informe especial N°01-2018, Instituto Geofísico del Perú.
- Delacour, A., Gerbe, M. C., Thouret, J. C., Wörner, G., & Paquereau-Lebti, P. (2007). Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southern Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 69(6), 581-608.
- DeShon, H. R., Thurber, C. H., Power, J. A., Coombs, M. L., & Freymueller, J. T. (2010). Earthquake waveform similarity and evolution at Augustine Volcano from 1993 to 2006. *The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska*, 103-118.
- Ellsworth, W.L. (1977). Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii, Ph.D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Fournier, R. (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into Brittle rock in the Magmatic-Epithermal environment. *Bulletin of the society of economic Geologists*, p. 1205-1208.
- Frohlich, C., & Davis, S. D. (1993). Teleseismic b values; or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B1), 631-644.

- Geiger L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bulletin of St. Louis University*, 8 (1), p. 56-71.
- Gil-Cruz, F. (1999). Observations of two special kinds of tremor at Galeras volcano, Colombia (1989-1991). *Annals of Geophysics*, 42(3).
- Gómez M, D. M., & Torres C, R. A. (1997). Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *Journal of volcanology and geothermal research*, 77(1-4), 173-193.
- Górski, M. (2014). Seismological Measurements: Icequakes and Icevibrations. In *Seismic Events in Glaciers* (pp. 17-32). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Gottschämmer, E. (1999). Volcanic tremor associated with eruptive activity at Bromo volcano. *Annals of Geophysics*, 42(3).
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185-188.
- Hardebeck, J. L., & Shearer, P. M. (2008). HASH: A FORTRAN Program for Computing Earthquake First-Motion Focal Mechanisms—v1. 2—January 31, 2008.
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534.
- Hellweg, M., (1999). Listening carefully: unique observations of harmonic tremor at Lascar volcano, Chile, *Ann. Geofísica*, 42, 451-464.
- Hellweg, M., (1999). Listening carefully: unique observations of harmonic tremor at Lascar volcano, Chile, *Ann. Geofísica*, 42, 451-464.
- Hotovec-Ellis, A. J., & Jeffries, C. (2016). Near real-time detection, clustering, and analysis of repeating earthquakes: Application to Mount St. Helens and Redoubt volcanoes. In *Seismological Society of America Annual Meeting*.
- Ibáñez, J., & Carmona, E. (2000). Sismicidad volcánica. *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica, Serie Casa de los Volcanes*, 7, 269-282.

- INEI (2018). Directorio Nacional de Centros Poblados, Censo Nacional 2017: XII de Población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas (https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1541/index.htm)
- Ishimoto, M., & Iida, K. (1939). Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 17, pp. 443-478.
- Janik, C. J., & McLaren, M. K. (2010). Seismicity and fluid geochemistry at Lassen Volcanic National Park, California: Evidence for two circulation cells in the hydrothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3-4), 257-277.
- Jost, M. U., & Herrmann, R. B. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2), 37-57.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Ketner, D., & Power, J. (2013). Characterization of seismic events during the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 45-62.
- Khan, M. S., Curilem, M., Huenupan, F., Khan, M. F., & Yoma, N. B. (2019). A signal processing perspective of monitoring active volcanoes [applications corner]. *IEEE Signal Processing Magazine*, 36(6), 125-163.
- Kissling, E., Kradolfer, U., & Maurer, H. (1995). Program VELEST user's guide-Short Introduction. Institute of Geophysics, ETH Zurich.
- Kochtitzky, W. H., Edwards, B. R., Enderlin, E. M., Marino, J., & Marinque, N. (2018). Improved estimates of glacier change rates at Nevado Coropuna Ice Cap, Peru. *Journal of Glaciology*, 64(244), 175-184.
- Koulakov, I. (2009). LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 194-214.

- Koulakov, I., Komzeleva, V., Abkadyrov, I., Kugaenko, Y., El Khrepy, S., & Al Arifi, N. (2019). Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 379, 45-59.
- Lahr, J. C. (1999). HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern. Denver, Colorado: US Geological Survey. p. 119.
- Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., & Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4), 137-151.
- Lee, W. H. K., Bennett, R. E., & Meagher, K. L. (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration (p. 28). US Department of the Interior, Geological Survey.
- Lesage, P., Heap, M. J., & Kushnir, A. (2018). A generic model for the shallow velocity structure of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 114-126.
- Lienert, B. R. (1994). A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Honolulu: Hawaii Institute of Geophysics/SOEST.
- Lienert, B. R. (1994). A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Honolulu: Hawaii Institute of Geophysics/SOEST.
- Lin, G., Shearer, P. M., Matoza, R. S., Okubo, P. G., & Amelung, F. (2014). Three-dimensional seismic velocity structure of Mauna Loa and Kilauea volcanoes in Hawaii from local seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(5), 4377-4392.
- Llerena, P. (2004). Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcán Misti (Sur del Perú). Tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 8 – 23 p.

- Macedo Sánchez, O. E., Taibe, E., Del Carpio Calienes, J. A., Ticona, J., Ramos Palomino, D. A., Puma Sacsi, N., ... & Vela, J. (2016). Evaluación del riesgo volcánico en el sur del Perú, situación de la vigilancia actual y requerimientos de monitoreo en el futuro. Informe Técnico – IGP.
- Machacca, R., Macedo Sánchez, O. E., & Anca, J. (2012). Tasa de sismicidad LP como una herramienta útil en el pronóstico de explosiones caso volcán Ubinas, período 2006-2009. 7th Cities on Volcanoes 2012, México.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bulletin*, 122(1-2), 162-182.
- Margirier, A., Audin, L., Carcaillet, J., Schwartz, S., & Benavente, C. (2015). Tectonic and climatic controls on the Chuquibamba landslide (western Andes, southern Peru). *Earth Surface Dynamics*, 3(2), 281-289.
- Mariño, J., Thouret, J-C., Cabrera, M., Aguilar, R., Manrique, N., Edwards, B., & Kochtitzky, W. (2017). Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico nevado Coropuna. Informe técnico interno - Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET). P. 73.
- Martinez-Diaz, J. J., & Hernandez-Enrile, J. L. (2001). Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain). *Acta Geologica Hispanica*, 36(3), 297-313.
- Masías P. (2018). Características químicas e isotópicas del sistema hidrotermal del complejo volcánico nevado Coropuna, (Tesis de maestría). Universidad Nacional San Agustín de Arequipa (UNSA), Arequipa-Perú. Facultad de ciencias naturales y formales. Pp.106
- McNutt S. (2000). Volcanic seismicity, *Encyclopedia of Volcanoes*. Ed. H. Sigurdsson, Academic Press, San Diego. Pp. 1015-1034.
- McNutt, S. R. (1994). Volcanic tremor amplitude correlated with eruption explosivity and its potential use in determining ash hazards to aviation. In *Volcanic Ash and Aviation*

Safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety (pp. 377-385).

McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 461-491.

McNutt, S.R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories, In “Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards” (R. Scarpa, and R. Tilling, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, pp. 99 - 146.

Metaxian J-P., (1998). Reporte a la misión del sur del Perú. Informe interno, IGP-Arequipa, 30 págs.

Métaxian, J. P., Araujo, S., Mora, M., & Lessage, P. (2003). Seismicity related to the glacier of Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Geophysical Research Letters*, 30(9).

Minakami, T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan, *Physical Volcanology*, Eds. L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla, Elsevier, Amsterdam. Pp.1-27.

Mogi, K. (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shock accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Earthquake Research Institute Bulletin, Tokio University*. V. 40, pp. 831-853.

Moran, S. C. (1994). Seismicity at Mount St. Helens, 1987–1992: Evidence for repressurization of an active magmatic system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4341-4354.

Moran, S. C., Zimbelman, D. R., & Malone, S. D. (2000). A model for the magmatic–hydrothermal system at Mount Rainier, Washington, from seismic and geochemical observations. *Bulletin of Volcanology*, 61(7), 425-436.

Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., & Zhao, D. (2001). Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, 341(1-4), 1-17.

Narváez, L., Cepeda, H., & Stix, J. (1997). ‘Tornillo’-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992–1993. *Journal of volcanology and geothermal research*, 77(1-4), 159-171.

- Neave, K. G., & Savage, J. C. (1970). Icequakes on the Athabasca glacier. *Journal of Geophysical Research*, 75(8), 1351-1362.
- Neuberg, J. W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., & Dingwell, D. (2006). The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2), 37-50.
- Noble, D. C., Farrar, E., & Cobbing, E. J. (1979). The Nazca Group of south-central Peru: Age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1), 80-86.
- Norabuena, E. O., Dixon, T. H., Stein, S., & Harrison, C. G. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22), 3405-3408.
- Núñez Juárez, S., & Valenzuela Ortiz, G. (2001). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán-nevado Coropuna - [Boletín C 25]. 1560-9928.
- Ottmøller, L., Voss, P., & Havskov, J. (2011). *Seisan earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX*. Dept. Earth Sci., Univ. Bergen, Bergen, Norway, 335.
- Proakis, J. G., Manolakis, D. S. G., Santalla del Río, V., & Alba Castro, J. L. (1998). *Tratamiento digital de señales*.
- Puma Sacsí, N., & Torres Aguilar, J. L. (2020). Evaluación y análisis de la actividad sísmica en el volcán Sabancaya, periodo 1990-2019. Informe Técnico, IGP.
- Ramos Palomino, D. A., Antayhua Vera, Y., & Masías Alvarez, P. J. (2008). Análisis de las señales sísmicas registradas durante la campaña al volcán nevado Coropuna entre el 22 de octubre al 24 de noviembre del 2008. Informe Técnico, INGEMMET.
- Reasenber, P., & Oppenheimer, D. (1985). *Fpfit, fppplot, and fppage: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault plane solutions*. California. US Geological Survey, Technical report.

- Rodgers, M., Smith, P. J., Mather, T. A., & Pyle, D. M. (2016). Quiescent-explosive transitions during dome-forming volcanic eruptions: Using seismicity to probe the volcanic processes leading to the 29 July 2008 Vulcanian explosion of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(12), 8453-8471.
- Roecker, S. W. (1977). Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of central Asia (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).
- Rowe, C. A., Thurber, C. H., & White, R. A. (2004). Dome growth behavior at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, revealed by relocation of volcanic event swarms, 1995–1996. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(3), 199-221.
- Rowe, C. A., Thurber, C. H., & White, R. A. (2004). Dome growth behavior at Soufriere Hills Volcano, Montserrat, revealed by relocation of volcanic event swarms, 1995–1996. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(3), 199-221.
- Rust, A. C., Balmforth, N. J., & Mandre, S. (2008). The feasibility of generating low-frequency volcano seismicity by flow through a deformable channel. *Geological Society, London, Special Publications*, 307(1), 45-56.
- Sánchez, J. J., McNutt, S. R., Power, J. A., & Wyss, M. (2004). Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes at Mount Pinatubo Volcano. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2), 430-438.
- Schlindwein, V., Wassermann, J., & Scherbaum, F. (1995). Spectral analysis of harmonic tremor signals at Mt. Semeru volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 22(13), 1685-1688.
- Scholz, C.H. (1968). The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, pp. 399-415.
- Schorlemmer, D., & Wiemer, S. (2005). Microseismicity data forecast rupture area. *Nature*, 434(7037), 1086-1086.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2004). Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B12).

- Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539-542.
- Seidl, D., Schick, R., & Riuscetti, M. (1981). Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin. *Bulletin volcanologique*, 44(1), 43-56.
- Sevilla, W. I., Jumawan, L. A., Clarito, C. J., Quintia, M. A., Dominguiano, A. A., & Solidum Jr, R. U. (2020). Improved 1D velocity model and deep long-period earthquakes in Kanlaon Volcano, Philippines: Implications for its magmatic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106793.
- Sherburn, S., & White, R. S. (2005). Crustal seismicity in Taranaki, New Zealand using accurate hypocentres from a dense network. *Geophysical journal international*, 162(2), 494-506.
- Shimozuru, D. (1971). A seismological approach to the prediction of volcanic eruptions. In *The surveillance and prediction of volcanic activity*, pp. 19-45, UNESCO, Paris.
- Siebert, L.; Simkin, T. & Kimberley, P. (2011). *Volcanoes of the world*. 3. ed. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, Berkeley, CA: University of California Press, 551 p.
- Snoke, J. A. (2003). "FOCMEC: FOCal MECHANISM Determinations." Retrieved August, 2014, from <http://www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/>.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.
- Sun, Y. (2001). Determination and interpretation of earthquake source locations in Sichuan province, China (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).
- Tepp, G. (2018). A repeating event sequence alarm for monitoring volcanoes. *Seismological Research Letters*, 89(5), 1863-1876.
- Thelen, W., Malone, S., & West, M. (2011). Multiplets: Their behavior and utility at dacitic and andesitic volcanic centers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B8).

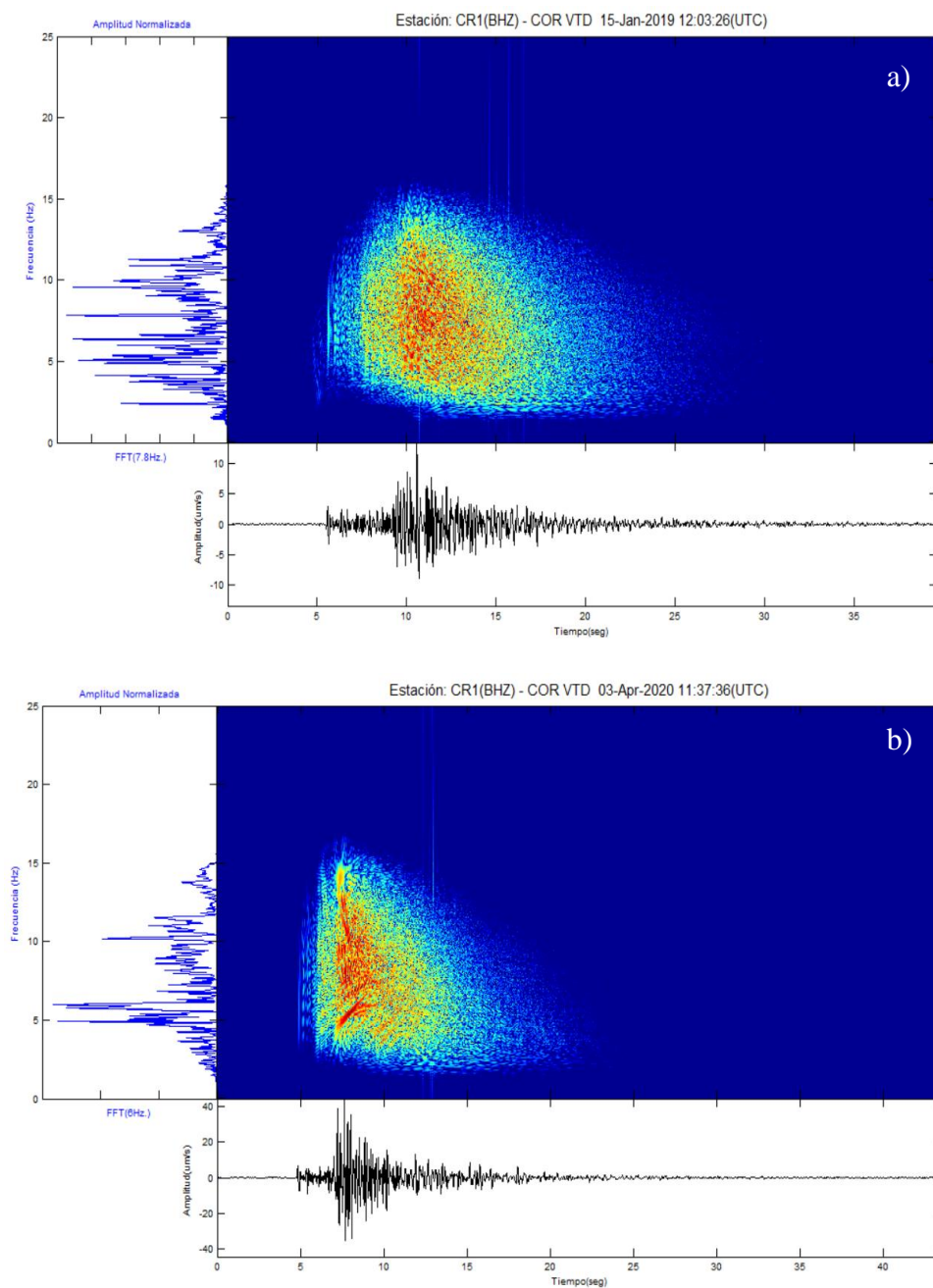
- Torres Aguilar, J. L., Del Carpio Calienes, J. A., & Rivera, M. (2020). Evaluación y análisis de la actividad sísmica en el complejo volcánico nevado Coropuna (periodos 2001-2002, 2008-2010 y 2018-2019). Informe vulcanológico IGP/CENVUL-COR/IV 2020-0001, Pp. 65.
- Torres, R., Gómez, D. & Narváez, L. (1996). Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofísica*, 299-310.
- Úbeda, J. (2011). El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico nevado Coropuna, (cordillera occidental de los andes centrales), (Tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid, Madrid-España, Pp. 583.
- Uhira, K., & Takeo, M. (1994). The source of explosive eruptions of Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 17775-17789.
- Umakoshi, K., Takamura, N., Shinzato, N., Uchida, K., Matsuwo, N., & Shimizu, H. (2008). Seismicity associated with the 1991–1995 dome growth at Unzen Volcano, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 175(1-2), 91-99.
- Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M & Toung, R.P., (1992). Space–time correlations of b-values with stress release, *Pageoph*, 139, 449–462.
- Varley, N., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Sanderson, R., & Stevenson, J. (2010). Generation of Vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2), 45-56.
- Venturelli, G., Fragipane, M., Weibel, M., & Antiga, D. (1978). Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, Central Andes of southern Peru. *Bulletin Volcanologique*, 41(3), 213-228.
- Villegas, J. C. (2009). Processing and Analysis of the LISN permanent GPS network: preliminary tectonic results.
- Warren, N. W., & Latham, G. V. (1970). An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 75(23), 4455-4464.

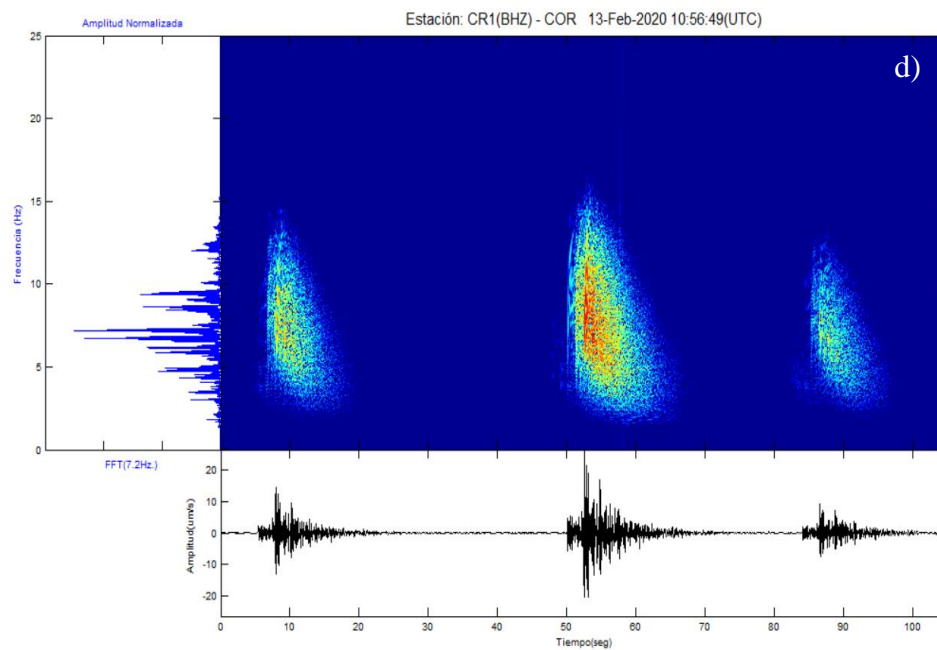
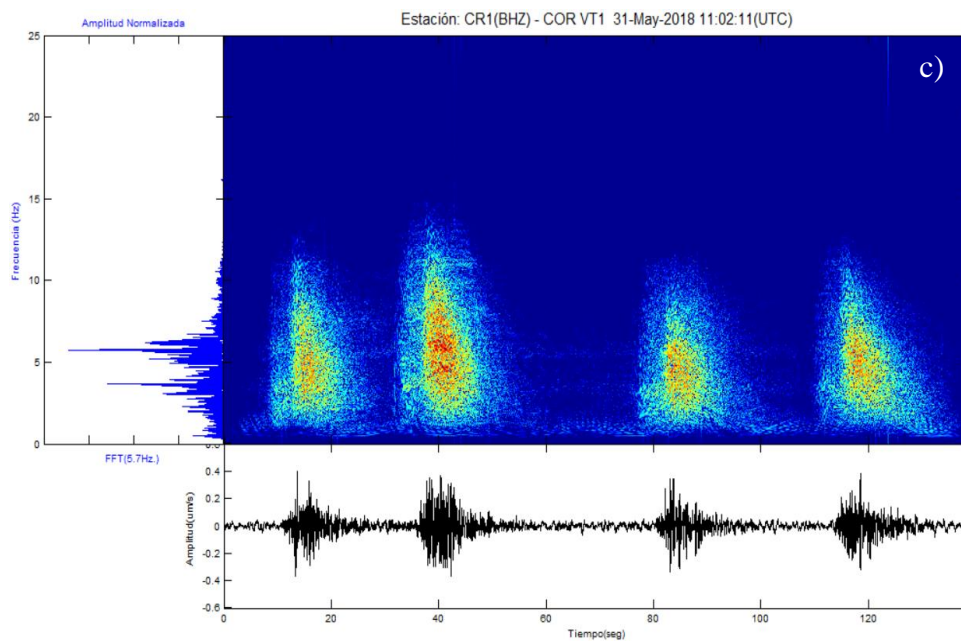
- Wassermann, J. (2002). Volcano seismology. IASPEI new manual of seismological observatory practice, 1(13), 662-703.
- Wassermann, J. (2011). Volcano Seismology- In: Bormann, P., New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2), Chapter 13, 67 p.
- Weaver, C. S., & Malone, S. D. (1976). Mt. Saint Helens seismic events: Volcanic earthquakes or glacial noises?. *Geophysical Research Letters*, 3(3), 197-200.
- White, R. A., Miller, A. D., Lynch, L., & Power, J. (1998). Observations of hybrid seismic events at Soufriere Hills volcano, Montserrat: July 1995 to September 1996. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 3657-3660.
- White, R., & McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 139-155.
- Wiemer, S. & Katsumata, K., 1998. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. geophys. Res.*, 88, submitted.
- Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373-382.
- Wiemer, S., & J. Benoit (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones, *Geophys. Res. Lett.* 23, 1557–1560.
- Wiemer, S., & McNutt, S. R. (1997). Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 24(2), 189-192.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in geophysics*, 45, 259-302.
- Winkler, K. W., & Murphy III, W. F. (1995). Acoustic velocity and attenuation in porous rocks. *Rock physics and phase relations. A Handbook of physical constants*, 20-34.

- Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2), 684-698.
- Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 31, p. 341–359.
- Wyss, M., & Wiemer, S. (2000). Change in the probability for earthquakes in southern California due to the Landers magnitude 7.3 earthquake. *Science*, 290(5495), 1334-1338.
- Wyss, M., F. Klein, K. Nagamine, and S. Wiemer (2001). Anomalously high b-values in the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's east rift zone, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 106, 23–37.
- Wyss, M., Shimazaki, K. & Wiemer, S., 1997. Mapping active magma chambers by b-value beneath O V -Izu volcano, Japan, *J. geophys. Res.*, 102, 20 413–20 433.
- Zandomenighi, D. (2007). Passive and active seismic tomography of volcanic islands Sao Miguel (Portugal) and Deception (Antarctica).
- Zobin, V. M. (2012). *Introduction to volcanic seismology (Vol. 6)*. Elsevier.

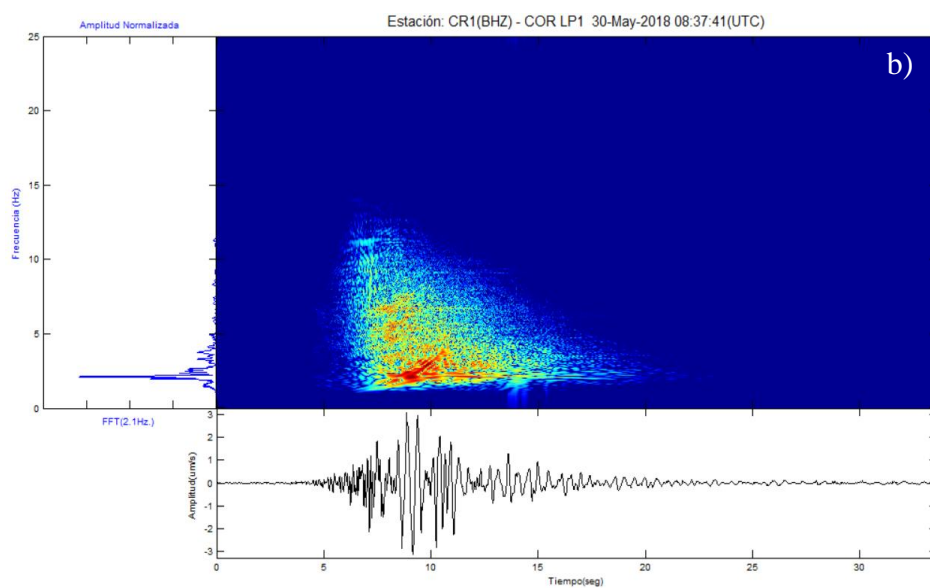
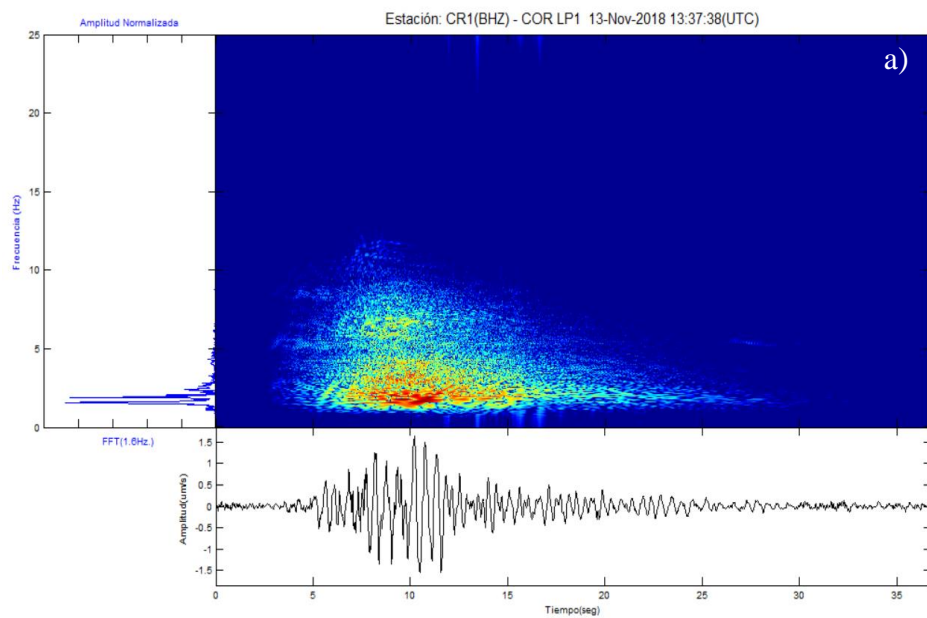
ANEXOS

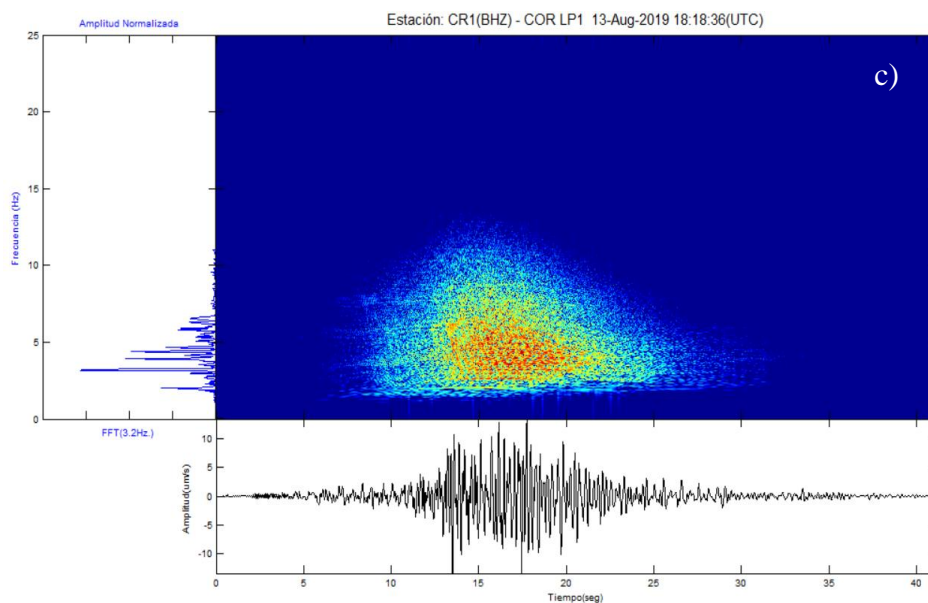
A. Ejemplos de señales sismovolcánicas tipo VT, LP y TRE registrados en el volcán Coropuna.



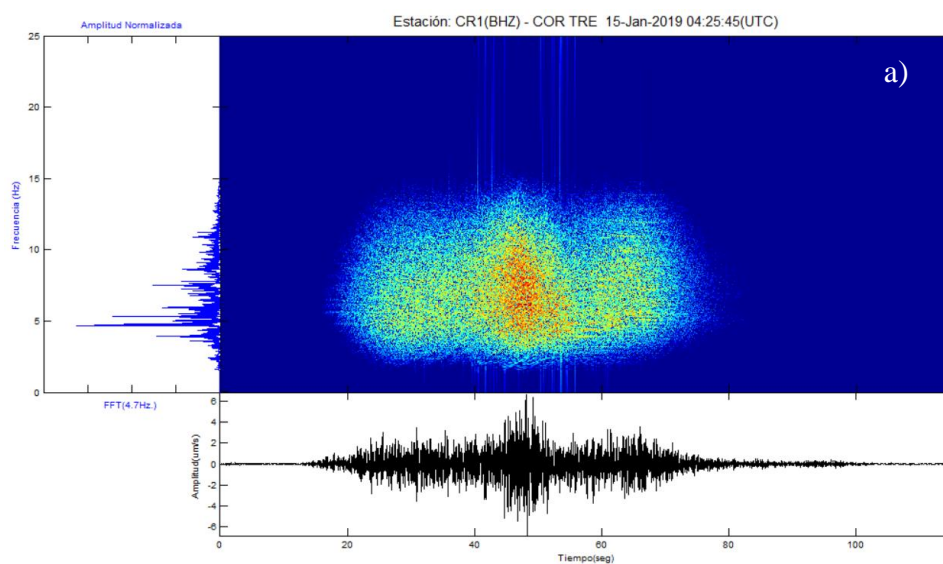


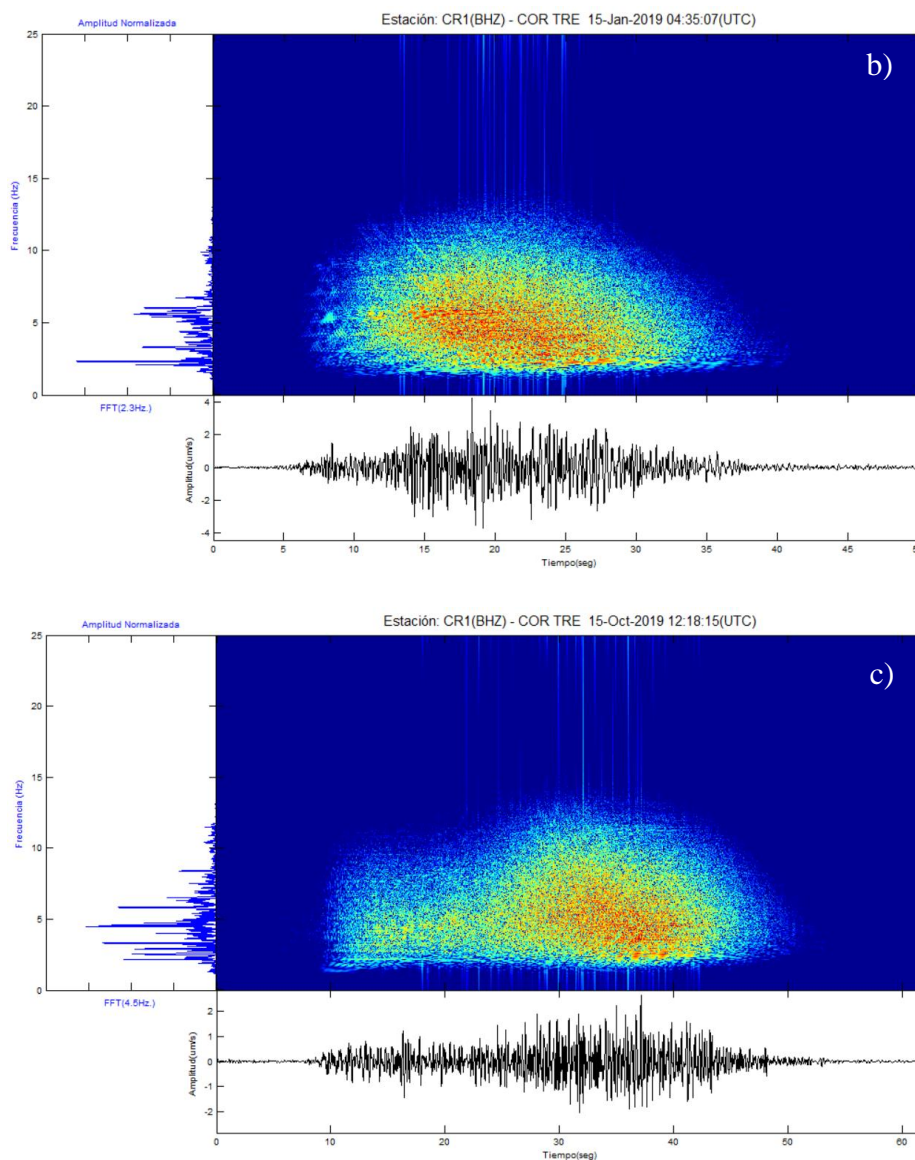
Anexo A.1. Ejemplos de sismos de tipo VT registrados en el volcán Coropuna por la estación COR1 (la estación más próxima al volcán). Los eventos ocurrieron en las siguientes fechas y horas: a) 15/01/19, 12:03 UTC; b) 03/04/20, 11:37 UTC; c) 31/05/18, 11:02 UTC; d) 13/02/20, 10:56 UTC.





Anexo A.2. Ejemplos de sismos de tipo LP registrados en el volcán Coropuna por la estación COR1 (la estación más próxima al volcán). Los eventos ocurrieron en las siguientes fechas y horas: b)13/11/18, 13:37 UTC; c) 30/05/18, 08:37 UTC; d) 13/08/19, 18:18 UTC.





Anexo A.3. Ejemplos de sismos de tipo TRE registrados en el volcán Coropuna por la estación COR1 (la estación más próxima al volcán). Los eventos ocurrieron en las siguientes fechas y horas: a) 15/01/19, 04:25 UTC; b) 15/01/19, 04:35 UTC; c) 15/10/19, 12:18 UTC.

B. Catalogo final de sismos VT localizados en la zona del volcán Coropuna, durante el periodo mayo de 2018 a abril de 2020.

| Fecha | Hora-UTC | Latitud | Longitud | Profundidad (Km) | Magnitud |
|------------|----------|---------|----------|------------------|----------|
| 30/11/2018 | 07:01:00 | -15.428 | -72.757 | 2.5 | 2.4 |
| 27/11/2018 | 06:04:48 | -15.476 | -72.563 | 0.7 | 2.0 |
| 30/11/2018 | 07:01:00 | -15.421 | -72.751 | 2.2 | 2.4 |
| 30/11/2018 | 07:24:34 | -15.419 | -72.752 | 1.6 | 2.2 |
| 30/11/2018 | 12:09:32 | -15.420 | -72.754 | 2.4 | 3.4 |
| 30/11/2018 | 12:33:14 | -15.419 | -72.756 | 2.4 | 2.4 |
| 30/11/2018 | 13:33:14 | -15.420 | -72.756 | 2.3 | 2.4 |
| 9/12/2018 | 09:34:26 | -15.399 | -72.710 | 3.0 | 2.2 |
| 15/12/2018 | 05:10:04 | -15.549 | -72.665 | -0.8 | 2.4 |
| 20/12/2018 | 08:41:27 | -15.450 | -72.669 | 1.9 | 2.1 |
| 2/01/2019 | 15:16:58 | -15.444 | -72.773 | 2.3 | 2.4 |
| 17/01/2019 | 01:47:06 | -15.549 | -72.657 | -1.1 | 2.6 |
| 17/01/2019 | 14:51:27 | -15.425 | -72.751 | 1.3 | 2.2 |
| 17/01/2019 | 15:04:38 | -15.417 | -72.763 | 4.7 | 2.2 |
| 17/01/2019 | 21:45:39 | -15.425 | -72.755 | 2.7 | 2.0 |
| 17/01/2019 | 22:25:22 | -15.424 | -72.755 | 1.3 | 2.0 |
| 18/01/2019 | 00:05:29 | -15.419 | -72.762 | 1.6 | 2.2 |
| 18/01/2019 | 00:14:00 | -15.423 | -72.751 | 1.2 | 2.5 |
| 18/01/2019 | 00:15:46 | -15.424 | -72.752 | 1.5 | 2.5 |
| 18/01/2019 | 00:24:25 | -15.425 | -72.755 | 3.1 | 2.2 |
| 18/01/2019 | 01:14:35 | -15.431 | -72.757 | 1.8 | 1.9 |
| 18/01/2019 | 01:25:32 | -15.416 | -72.761 | 4.4 | 2.0 |
| 18/01/2019 | 02:55:17 | -15.418 | -72.763 | 4.3 | 2.5 |
| 18/01/2019 | 03:41:44 | -15.419 | -72.749 | 0.5 | 2.1 |
| 18/01/2019 | 03:47:46 | -15.426 | -72.757 | 1.6 | 2.6 |
| 18/01/2019 | 06:40:24 | -15.422 | -72.751 | 2.1 | 3.1 |
| 18/01/2019 | 06:47:29 | -15.423 | -72.750 | 1.6 | 2.0 |
| 18/01/2019 | 13:22:41 | -15.424 | -72.757 | 1.5 | 2.1 |
| 18/01/2019 | 13:43:42 | -15.425 | -72.756 | 3.2 | 2.5 |
| 19/01/2019 | 10:03:53 | -15.427 | -72.760 | 4.7 | 3.2 |
| 19/01/2019 | 10:19:04 | -15.372 | -72.684 | 3.0 | 2.1 |
| 19/01/2019 | 13:41:51 | -15.428 | -72.752 | 2.8 | 2.2 |
| 19/01/2019 | 18:03:36 | -15.420 | -72.759 | 3.7 | 2.5 |
| 20/01/2019 | 03:19:08 | -15.424 | -72.750 | 1.2 | 2.4 |
| 20/01/2019 | 06:26:06 | -15.416 | -72.759 | 3.4 | 2.1 |
| 20/01/2019 | 16:16:30 | -15.421 | -72.755 | 4.7 | 2.6 |

| Fecha | Hora-UTC | Latitud | Longitud | Profundidad (Km) | Magnitud |
|------------|----------|---------|----------|------------------|----------|
| 21/01/2019 | 02:15:36 | -15.428 | -72.753 | 2.0 | 2.2 |
| 23/01/2019 | 05:33:07 | -15.437 | -72.722 | 0.9 | 2.4 |
| 23/01/2019 | 05:40:01 | -15.435 | -72.723 | 0.3 | 2.7 |
| 23/01/2019 | 05:48:32 | -15.434 | -72.737 | 7.2 | 2.3 |
| 25/01/2019 | 08:54:29 | -15.425 | -72.760 | 3.6 | 1.9 |
| 19/02/2019 | 02:35:54 | -15.387 | -72.777 | 3.4 | 2.2 |
| 23/02/2019 | 07:18:43 | -15.402 | -72.764 | 3.0 | 2.3 |
| 27/02/2019 | 12:34:20 | -15.416 | -72.760 | 5.3 | 2.2 |
| 19/03/2019 | 07:18:41 | -15.545 | -72.681 | 0.0 | 1.8 |
| 19/03/2019 | 11:32:00 | -15.542 | -72.678 | -0.6 | 2.6 |
| 19/03/2019 | 13:13:05 | -15.541 | -72.680 | -0.3 | 2.3 |
| 19/03/2019 | 16:14:20 | -15.546 | -72.685 | 0.7 | 2.0 |
| 20/03/2019 | 05:17:43 | -15.549 | -72.673 | -0.6 | 2.7 |
| 20/03/2019 | 07:55:18 | -15.540 | -72.684 | -0.4 | 2.2 |
| 20/03/2019 | 08:05:14 | -15.531 | -72.676 | -0.9 | 2.3 |
| 21/03/2019 | 00:49:45 | -15.554 | -72.687 | 0.4 | 2.7 |
| 21/03/2019 | 01:02:50 | -15.544 | -72.676 | -0.8 | 2.6 |
| 21/03/2019 | 06:09:04 | -15.355 | -72.663 | 1.5 | 2.2 |
| 23/03/2019 | 01:14:58 | -15.446 | -72.715 | 5.5 | 2.4 |
| 23/03/2019 | 09:46:27 | -15.548 | -72.678 | -0.4 | 2.3 |
| 23/03/2019 | 12:54:38 | -15.547 | -72.678 | -0.4 | 2.4 |
| 23/03/2019 | 18:45:19 | -15.538 | -72.675 | -0.8 | 2.2 |
| 7/04/2019 | 04:48:24 | -15.390 | -72.690 | 4.1 | 2.2 |
| 9/04/2019 | 04:09:42 | -15.545 | -72.661 | -0.5 | 3.8 |
| 9/04/2019 | 08:05:24 | -15.543 | -72.659 | -0.3 | 2.5 |
| 10/04/2019 | 14:54:12 | -15.418 | -72.761 | 0.4 | 2.3 |
| 18/04/2019 | 00:33:27 | -15.400 | -72.750 | 2.1 | 2.1 |
| 21/04/2019 | 02:52:39 | -15.428 | -72.884 | 4.3 | 2.6 |
| 21/04/2019 | 02:54:36 | -15.426 | -72.883 | 3.1 | 2.3 |
| 2/05/2019 | 19:51:37 | -15.557 | -72.671 | -0.3 | 2.5 |
| 4/05/2019 | 03:01:54 | -15.441 | -72.721 | 4.5 | 2.1 |
| 4/05/2019 | 03:14:56 | -15.448 | -72.735 | 3.8 | 2.6 |
| 4/05/2019 | 06:08:56 | -15.443 | -72.719 | 3.4 | 2.1 |
| 4/05/2019 | 07:15:09 | -15.438 | -72.744 | 9.4 | 1.9 |
| 4/05/2019 | 20:36:59 | -15.447 | -72.705 | 1.8 | 2.3 |
| 6/05/2019 | 19:07:01 | -15.528 | -72.671 | -0.8 | 2.6 |
| 10/05/2019 | 01:10:56 | -15.549 | -72.671 | -0.4 | 2.5 |
| 3/06/2019 | 13:41:05 | -15.548 | -72.676 | 0.6 | 2.2 |
| 4/06/2019 | 02:03:43 | -15.402 | -72.732 | 5.0 | 2.1 |

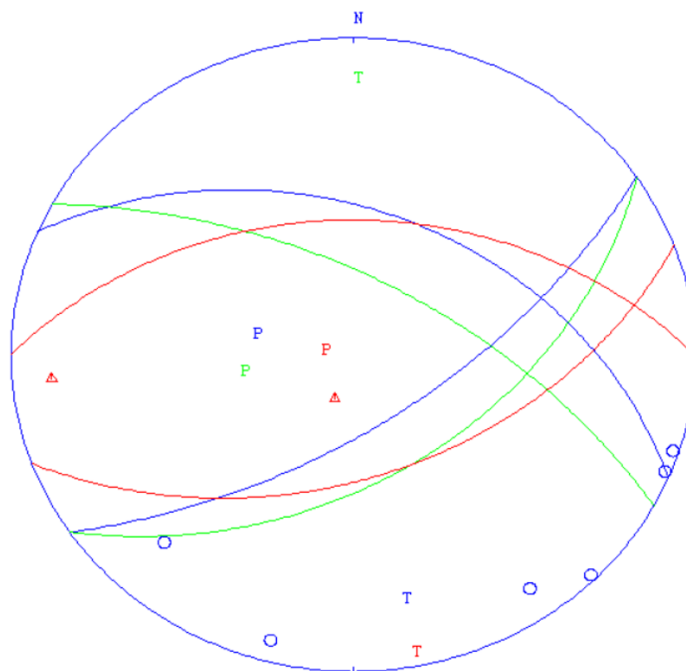
| Fecha | Hora-UTC | Latitud | Longitud | Profundidad (Km) | Magnitud |
|------------|----------|---------|----------|------------------|----------|
| 10/06/2019 | 00:31:58 | -15.549 | -72.658 | -0.3 | 2.4 |
| 10/06/2019 | 07:55:23 | -15.546 | -72.667 | -1.0 | 2.6 |
| 11/06/2019 | 10:21:10 | -15.539 | -72.677 | -0.4 | 2.5 |
| 20/06/2019 | 02:49:03 | -15.474 | -72.681 | -0.7 | 2.2 |
| 17/07/2019 | 18:46:10 | -15.324 | -72.628 | 8.8 | 2.5 |
| 21/07/2019 | 03:32:37 | -15.374 | -72.737 | 8.2 | 2.1 |
| 22/07/2019 | 09:54:54 | -15.381 | -72.680 | -1.3 | 3.1 |
| 5/08/2019 | 13:35:12 | -15.635 | -72.664 | 16.9 | 3.4 |
| 9/08/2019 | 05:28:10 | -15.584 | -72.499 | 3.3 | 2.5 |
| 9/08/2019 | 14:54:02 | -15.433 | -72.732 | 5.7 | 2.3 |
| 16/08/2019 | 04:37:12 | -15.430 | -72.890 | 6.3 | 2.3 |
| 16/08/2019 | 09:30:31 | -15.430 | -72.882 | 8.6 | 3.3 |
| 21/08/2019 | 07:02:48 | -15.550 | -72.667 | -0.9 | 2.5 |
| 25/08/2019 | 02:37:48 | -15.339 | -72.867 | 7.4 | 2.3 |
| 29/08/2019 | 17:13:54 | -15.370 | -72.652 | 2.0 | 2.3 |
| 3/09/2019 | 10:20:18 | -15.551 | -72.662 | -0.3 | 2.2 |
| 3/09/2019 | 20:47:30 | -15.539 | -72.653 | -2.4 | 2.3 |
| 3/09/2019 | 22:42:23 | -15.542 | -72.662 | -1.6 | 2.5 |
| 19/09/2019 | 11:43:34 | -15.425 | -72.783 | 7.3 | 3.3 |
| 19/09/2019 | 12:11:07 | -15.418 | -72.785 | 7.2 | 2.3 |
| 23/09/2019 | 10:19:28 | -15.429 | -72.781 | 8.1 | 2.4 |
| 24/09/2019 | 04:19:15 | -15.428 | -72.759 | 1.1 | 2.0 |
| 24/09/2019 | 21:49:41 | -15.425 | -72.896 | 5.8 | 2.3 |
| 25/09/2019 | 02:36:51 | -15.444 | -72.736 | 5.7 | 2.2 |
| 25/09/2019 | 03:49:10 | -15.436 | -72.732 | 5.8 | 2.8 |
| 25/09/2019 | 03:51:00 | -15.436 | -72.721 | -3.4 | 2.5 |
| 25/09/2019 | 03:56:58 | -15.452 | -72.743 | 7.6 | 2.9 |
| 25/09/2019 | 04:00:39 | -15.443 | -72.725 | 0.5 | 2.1 |
| 29/09/2019 | 21:28:22 | -15.544 | -72.651 | -1.5 | 2.1 |
| 4/10/2019 | 23:14:59 | -15.415 | -72.768 | 3.6 | 2.1 |
| 14/10/2019 | 00:44:16 | -15.514 | -72.687 | -2.5 | 2.9 |
| 14/10/2019 | 01:13:59 | -15.550 | -72.665 | -1.2 | 2.2 |
| 14/10/2019 | 01:24:13 | -15.548 | -72.668 | -0.8 | 2.5 |
| 14/10/2019 | 02:39:41 | -15.542 | -72.672 | -0.1 | 2.8 |
| 14/10/2019 | 04:39:11 | -15.432 | -72.744 | -2.4 | 2.5 |
| 15/10/2019 | 02:48:28 | -15.423 | -72.761 | 1.1 | 2.3 |
| 16/10/2019 | 03:37:57 | -15.480 | -72.672 | 1.4 | 2.3 |
| 20/10/2019 | 14:46:35 | -15.499 | -72.592 | 1.6 | 2.0 |
| 28/10/2019 | 03:25:27 | -15.549 | -72.647 | -1.2 | 2.6 |

| Fecha | Hora-UTC | Latitud | Longitud | Profundidad (Km) | Magnitud |
|------------|----------|---------|----------|------------------|----------|
| 30/10/2019 | 09:42:31 | -15.430 | -72.775 | 2.7 | 2.1 |
| 7/11/2019 | 09:35:39 | -15.523 | -72.427 | 1.3 | 2.5 |
| 10/11/2019 | 08:28:45 | -15.434 | -72.722 | 3.2 | 2.4 |
| 15/11/2019 | 02:23:08 | -15.411 | -72.751 | 5.1 | 2.1 |
| 17/11/2019 | 07:32:04 | -15.428 | -72.743 | 6.9 | 1.9 |
| 19/11/2019 | 01:55:23 | -15.395 | -72.767 | 5.6 | 2.2 |
| 24/11/2019 | 14:23:34 | -15.561 | -72.628 | 1.3 | 2.0 |
| 3/12/2019 | 04:12:20 | -15.470 | -72.904 | 7.5 | 2.4 |
| 5/12/2019 | 16:24:38 | -15.385 | -72.756 | 4.6 | 2.2 |
| 7/12/2019 | 04:17:39 | -15.433 | -72.765 | 6.1 | 3.2 |
| 7/12/2019 | 04:36:26 | -15.407 | -72.763 | 4.4 | 2.2 |
| 7/12/2019 | 05:42:35 | -15.412 | -72.754 | 3.6 | 2.3 |
| 8/12/2019 | 01:04:47 | -15.386 | -72.717 | 3.2 | 2.3 |
| 8/12/2019 | 01:05:26 | -15.385 | -72.717 | 3.6 | 2.3 |
| 9/12/2019 | 13:14:10 | -15.566 | -72.702 | 3.0 | 2.7 |
| 9/12/2019 | 14:33:02 | -15.545 | -72.678 | -0.4 | 2.4 |
| 10/12/2019 | 06:51:30 | -15.555 | -72.699 | 2.3 | 2.7 |
| 27/12/2019 | 02:38:19 | -15.542 | -72.680 | -0.4 | 2.5 |
| 27/12/2019 | 03:44:08 | -15.538 | -72.677 | -0.5 | 2.5 |
| 9/01/2020 | 06:28:06 | -15.479 | -72.675 | 11.4 | 3.3 |
| 13/01/2020 | 12:42:59 | -15.470 | -72.586 | -0.3 | 2.0 |
| 8/02/2020 | 22:44:48 | -15.417 | -72.746 | 12.6 | 3.6 |
| 8/02/2020 | 23:33:46 | -15.419 | -72.767 | 4.3 | 2.7 |
| 8/02/2020 | 23:55:53 | -15.422 | -72.747 | 12.6 | 2.9 |
| 9/02/2020 | 00:07:19 | -15.418 | -72.772 | 5.4 | 2.8 |
| 9/02/2020 | 01:24:40 | -15.407 | -72.758 | 3.5 | 2.1 |
| 9/02/2020 | 02:07:49 | -15.418 | -72.766 | 4.8 | 2.4 |
| 9/02/2020 | 03:03:16 | -15.421 | -72.761 | 5.3 | 2.2 |
| 9/02/2020 | 03:25:20 | -15.415 | -72.774 | 5.1 | 2.8 |
| 9/02/2020 | 06:54:13 | -15.418 | -72.764 | 5.6 | 2.8 |
| 9/02/2020 | 08:21:12 | -15.417 | -72.770 | 5.6 | 2.3 |
| 10/02/2020 | 14:45:02 | -15.422 | -72.758 | 4.3 | 2.6 |
| 10/02/2020 | 19:07:29 | -15.419 | -72.756 | 6.0 | 2.4 |
| 10/02/2020 | 23:52:24 | -15.421 | -72.765 | 6.0 | 3.3 |
| 11/02/2020 | 00:43:56 | -15.416 | -72.736 | 0.5 | 2.1 |
| 11/02/2020 | 03:25:53 | -15.426 | -72.755 | 10.4 | 3.7 |
| 11/02/2020 | 03:28:15 | -15.422 | -72.751 | 1.2 | 2.9 |
| 11/02/2020 | 15:45:51 | -15.544 | -72.660 | -1.4 | 2.6 |
| 12/02/2020 | 02:18:47 | -15.413 | -72.767 | 3.4 | 2.6 |

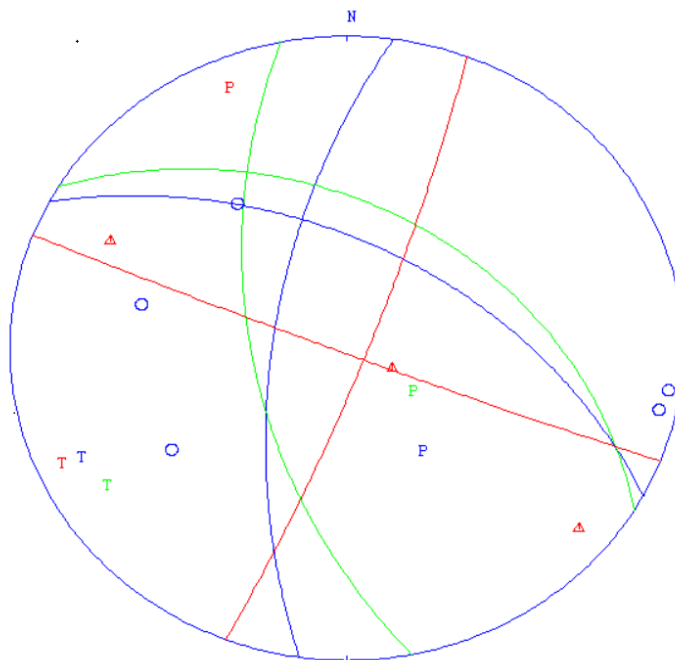
| Fecha | Hora-UTC | Latitud | Longitud | Profundidad (Km) | Magnitud |
|------------|----------|---------|----------|------------------|----------|
| 12/02/2020 | 18:44:04 | -15.414 | -72.767 | 4.5 | 3.3 |
| 12/02/2020 | 19:09:41 | -15.417 | -72.739 | 0.4 | 2.4 |
| 12/02/2020 | 19:37:16 | -15.422 | -72.740 | -4.1 | 2.4 |
| 13/02/2020 | 10:56:46 | -15.416 | -72.772 | 5.5 | 2.7 |
| 13/02/2020 | 10:57:31 | -15.421 | -72.769 | 4.3 | 2.8 |
| 13/02/2020 | 10:58:05 | -15.415 | -72.769 | 4.2 | 2.8 |
| 13/02/2020 | 19:59:29 | -15.472 | -72.684 | -1.1 | 2.0 |
| 22/02/2020 | 01:31:01 | -15.426 | -72.743 | -1.0 | 2.4 |
| 6/03/2020 | 06:43:30 | -15.527 | -72.679 | -0.1 | 2.4 |
| 6/03/2020 | 18:21:11 | -15.344 | -72.865 | 7.7 | 3.4 |
| 28/03/2020 | 00:32:46 | -15.552 | -72.650 | -1.0 | 2.6 |
| 4/04/2020 | 14:13:41 | -15.468 | -72.676 | 2.3 | 2.8 |
| 5/04/2020 | 14:04:14 | -15.422 | -72.742 | 3.0 | 2.7 |
| 5/04/2020 | 17:33:37 | -15.413 | -72.744 | 4.7 | 2.4 |
| 10/04/2020 | 06:30:19 | -15.533 | -72.646 | -3.3 | 2.6 |
| 18/04/2020 | 12:45:23 | -15.498 | -72.600 | -0.2 | 2.6 |
| 19/04/2020 | 00:10:39 | -15.392 | -72.716 | 4.9 | 2.4 |

C. Resultados de mecanismo focales obtenidos para 14 sismos tipo VT, mediante los métodos HASH, FOCMEC y FPFIT durante el periodo mayo de 2018 a abril de 2020 en el volcán Coropuna.

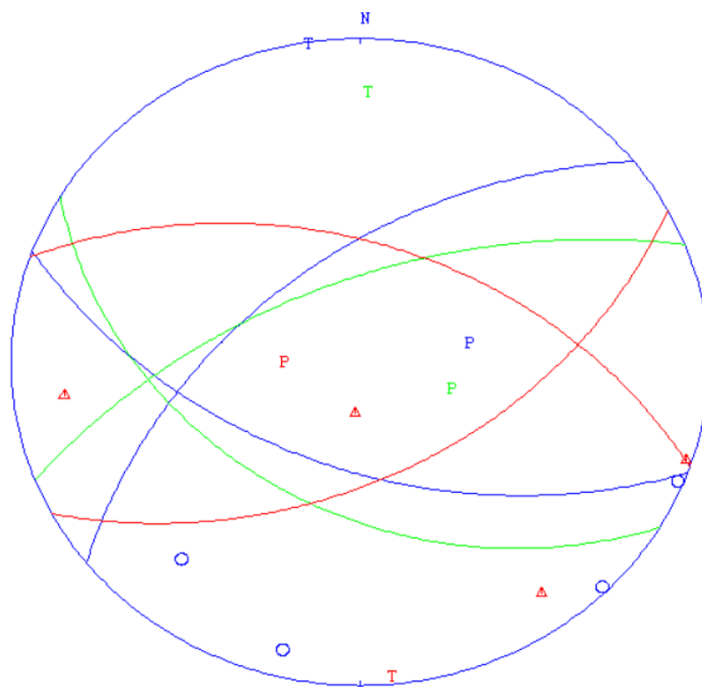
2019 9 9 1822 26.8 L -15.563 -72.702 8.3 TES 8 0.4-0.3LTS 2.6CTES
 STR DIP RAK Source
 293 41 -40 FOCMEC
 56 48-141 FPFIT
 270 44 -74 HASH



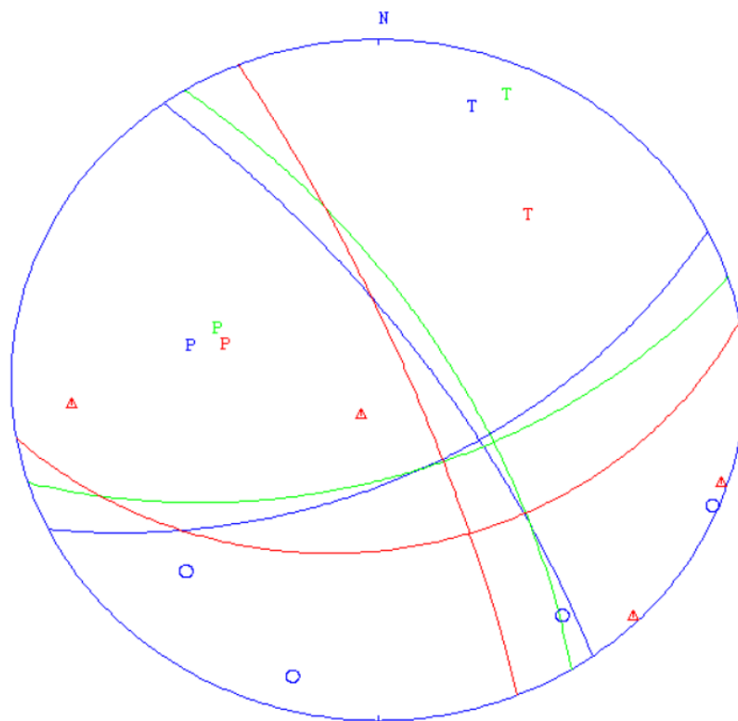
2019 919 1143 33.8 L -15.424 -72.783 13.6 TES 8 0.3-0.3LTS 2.8CTES
 STR DIP RAK Source
 298 53-148 HASH
 169 59 -59 FOCMEC
 21 83 -1 FPFIT



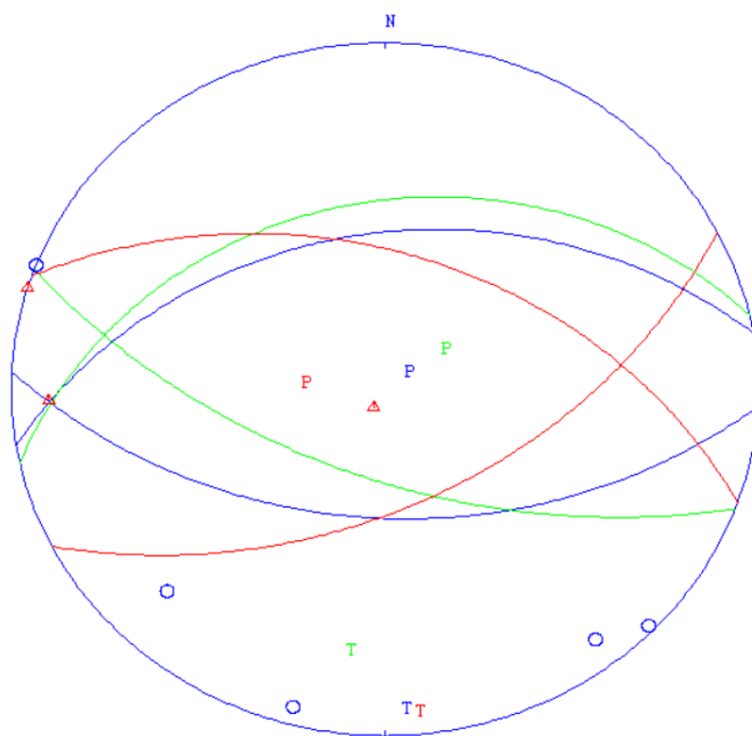
2019 1014 0036 22.9 I -15.566 -72.697 8.4 TES 8 0.4 0.1LIES 3.3CTES
 STR DIP RAK Source
 110 53 -45 FOCMEC
 121 41 -45 HASH
 62 51-123 FFFIT



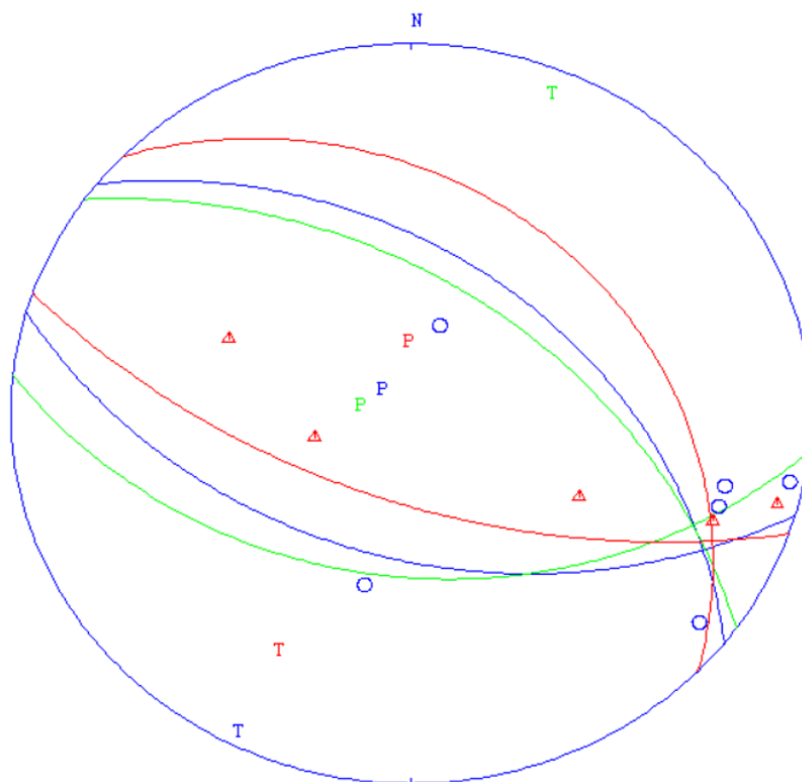
2019 12 9 1314 9.8 I -15.560 -72.701 8.8 TES 8 0.4-0.6LIES 2.5CTES
 STR DIP RAK Source
 64 58-161 FFFIT
 328 68 -34 FOCMEC
 80 37-164 HASH



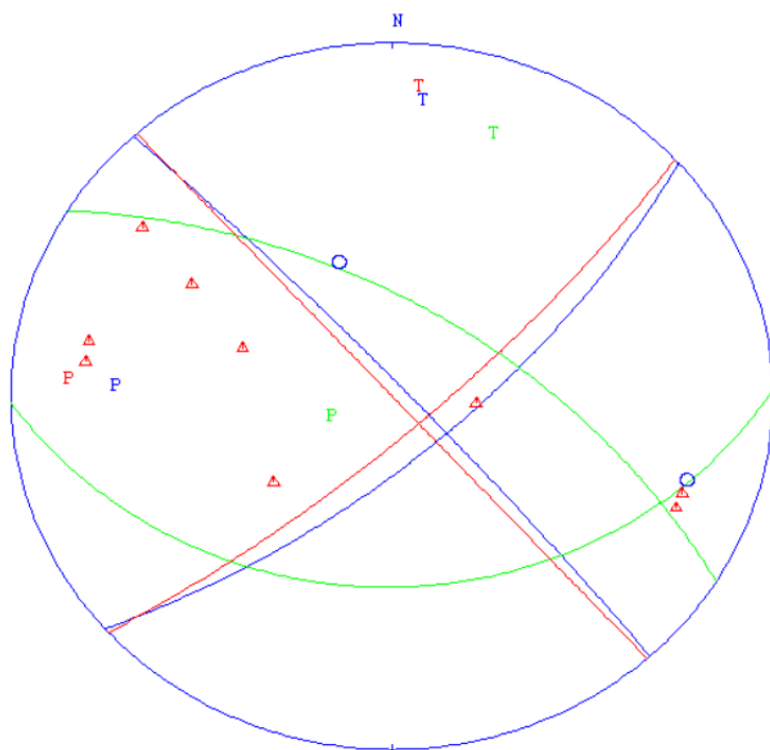
2019 1210 0651 29.9 L -15.553 -72.699 8.0 TES 8 0.4-0.7LTES 2.4CTES
 STR DIP RAK Source
 261 42 -98 HASH
 110 61 -72 FOCMEC
 63 53-121 FFFIT



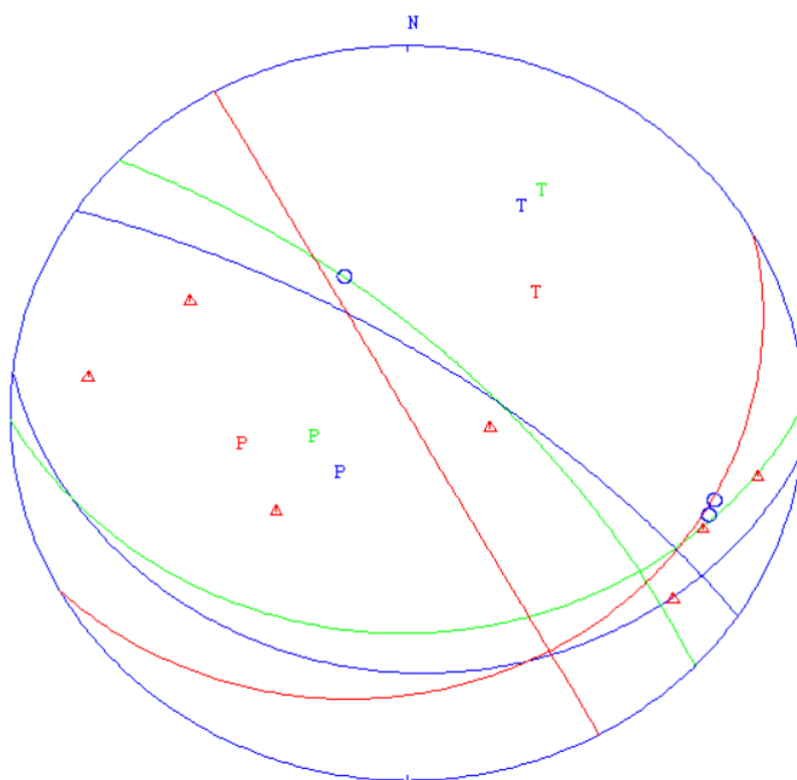
2020 1 9 0628 3.8 L -15.480 -72.675 17.4 TES 11 0.5 0.3LTES 3.0CTES
 STR DIP RAK Source
 106 47-105 HASH
 305 52 -70 FOCMEC
 109 63-101 FFFIT



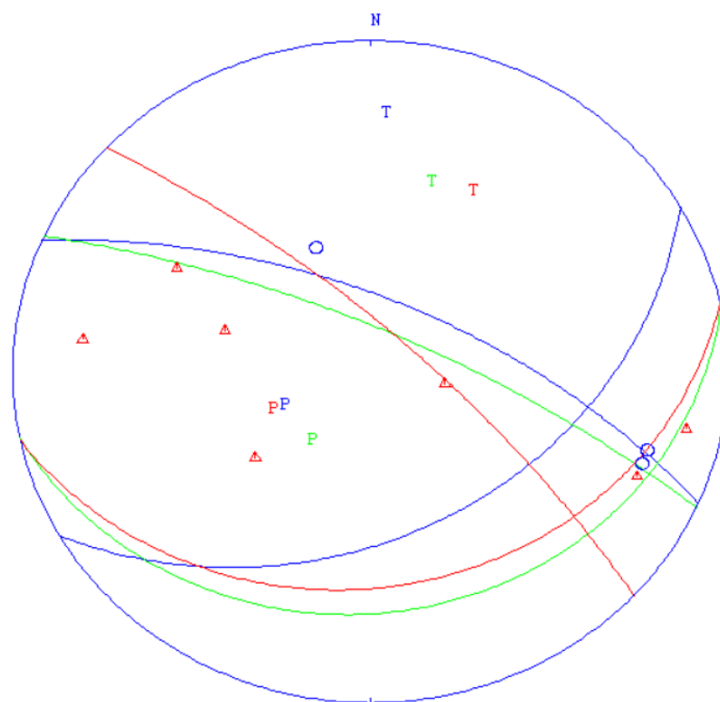
2020 2 8 2244 48.1 L -15.417 -72.743 19.0 TES 11 0.5 1.6L TES 3.6CTES
 STR DIP RAK Source
 49 70-175 HASH
 302 61 -72 FOCMEC
 48 78-179 FFFIT



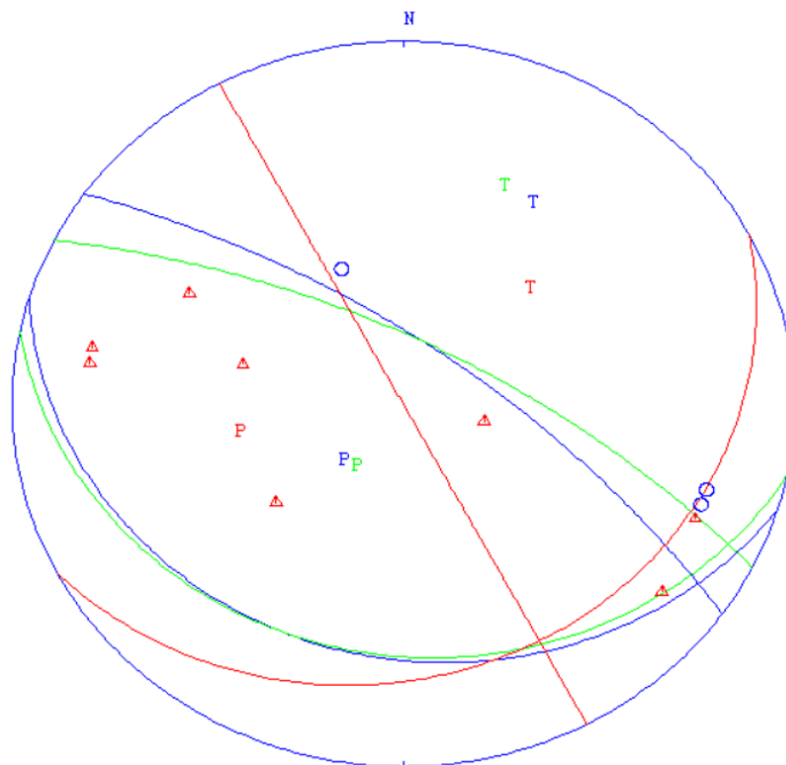
2020 2 8 2309 57.0 L -15.423 -72.748 18.4 TES 11 0.6 0.6L TES 3.3CTES
 STR DIP RAK Source
 97 20-115 HASH
 313 69 -70 FOCMEC
 61 17-179 FFFIT



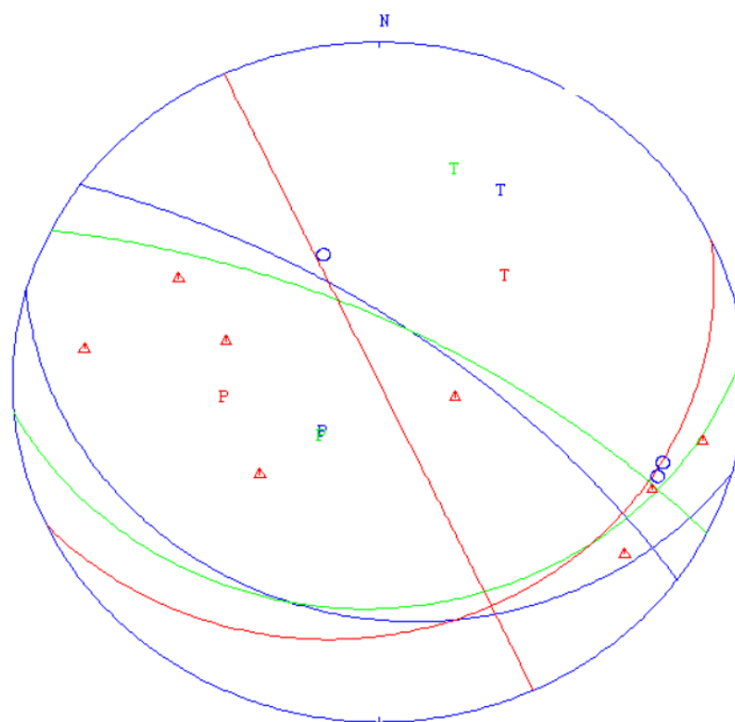
2020 2 8 2329 28.2 L -15.422 -72.747 18.5 TES 11 0.6 0.6LTES 2.4CTES
 STR DIP RAK Source
 60 38-136 HASH
 294 75 -79 FOCMEC
 78 24-141 FFFIT



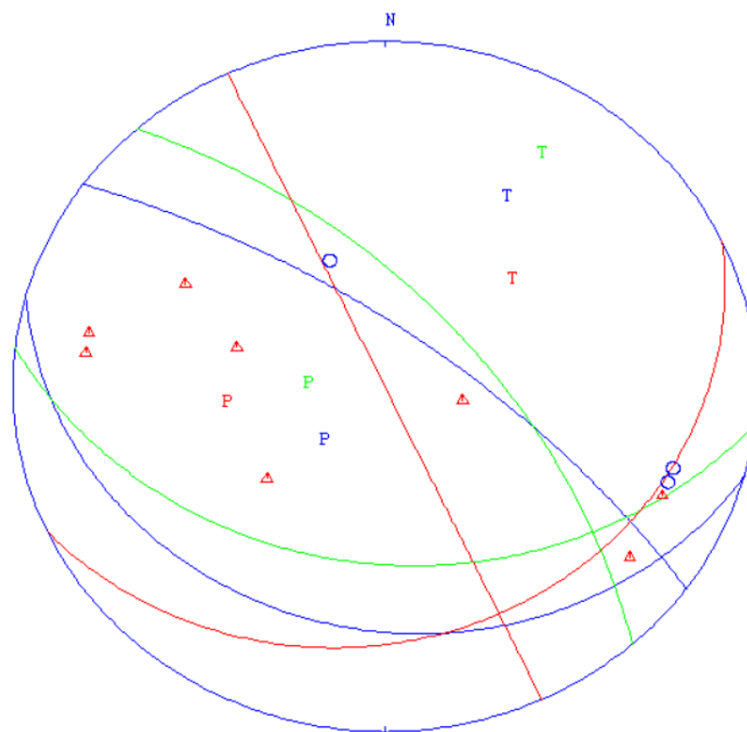
2020 2 8 2330 16.6 L -15.426 -72.748 18.5 TES 11 0.5 0.8LTES 3.1CTES
 STR DIP RAK Source
 107 20-106 HASH
 297 70 -84 FOCMEC
 62 17-179 FFFIT



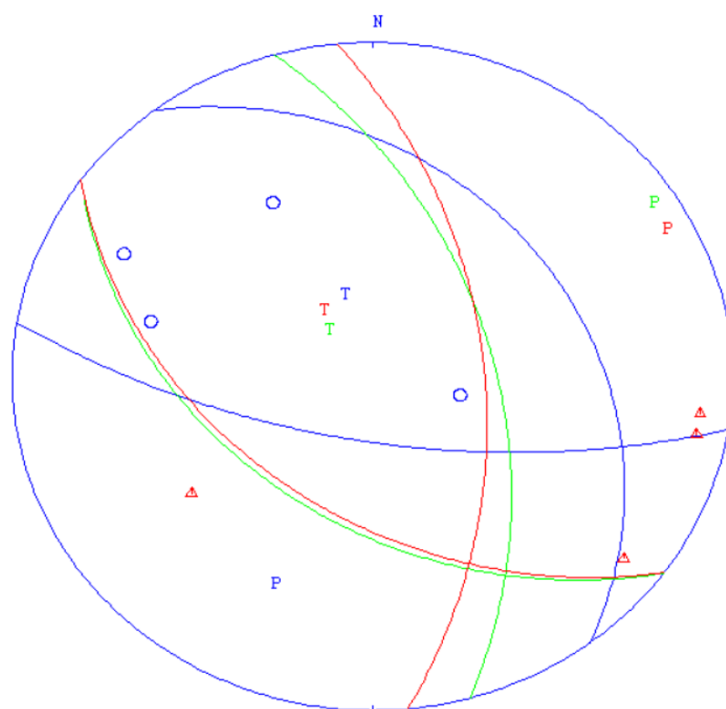
2020 2 8 2348 23.2 L -15.424 -72.747 18.4 TES 11 0.6 0.7LTES 3.0CTES
 STR DIP RAK Source
 106 21-108 HASH
 296 70 -77 FOCMEC
 65 18-179 FFFIT



2020 2 8 2355 52.6 L -15.424 -72.746 18.9 TES 11 0.5 0.3LTES 3.1CTES
 STR DIP RAK Source
 105 20-109 HASH
 318 62 -66 FOCMEC
 65 18-179 FFFIT



2020 210 2352 24.2 I -15.421 -72.765 12.1 TES 8 0.3-0.0LTES 2.8CTES
 STR DIP RAK Source
 323 29 130 HASH
 126 44 60 FOCMEC
 126 46 52 FFFIT



2020 211 0325 52.9 I -15.421 -72.753 16.1 TES 9 0.5 0.8LTES 3.4CTES
 STR DIP RAK Source
 220 65-149 HASH
 109 84 -39 FOCMEC
 107 70 -41 FFFIT

