



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente



# EVALUACIÓN DE LA DEFORMACIÓN ESTRUCTURAL Y DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS EN EL VOLCÁN MISTI

Informe Técnico N°005-2022/IGP CIENCIAS DE LA TIERRA SÓLIDA



Lima – Perú  
Enero, 2022

## **Instituto Geofísico del Perú**

Presidente Ejecutivo: Hernando Tavera

Director Científico: Edmundo Norabuena

## **Informe Técnico**

Evaluación de la deformación estructural y distribución de esfuerzos en el volcán Misti  
(Arequipa)

## **Autores**

Yanet Antayhua  
Lizbeth Velarde  
Hernando Tavera  
Marco Rivera  
Riky Centeno

Este informe ha sido producido por el Instituto Geofísico del Perú  
Calle Badajoz 169 Mayorazgo  
Teléfono: 51-1-3172300

**EVALUACIÓN DE LA DEFORMACIÓN ESTRUCTURAL Y  
DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS EN EL VOLCÁN MISTI  
(Arequipa)**

Lima – Perú  
Enero, 2022

## **RESUMEN**

La deformación estructural y distribución de esfuerzos en el volcán Misti (Arequipa) es evaluada utilizando datos sísmicos registrados durante el periodo 2017 a 2020 por una red local compuesta por 6 estaciones distribuidas en el entorno de dicha estructura volcánica. En total, se seleccionaron y relocalizaron 180 sismos volcano-tectónicos (VT) con magnitudes entre  $M_{0.8}$  y  $M_{2.9}$ . En profundidad, la sismicidad se distribuye por debajo del cráter del volcán Misti, donde se distingue un domo de lava andesítico, siguiendo una distribución casi vertical hasta una profundidad de 3 km, pero que en superficie define un área de 2 km<sup>2</sup>.

Estos resultados sugieren que la actividad sísmica del Misti tendría posible correlación con los esfuerzos generados por los siguientes procesos: a) la interacción de fluidos magmáticos (principalmente gases) provenientes de un reservorio magmático profundo R1 ubicado entre 7 y 15 km por debajo del cráter (Tepley et al., 2013; Rivera et al., 2017) con otro reservorio superficial R2 ubicado a ~3 km (Tepley et al., 2013); b) la interacción de estos fluidos magmáticos con el sistema hidrotermal del volcán Misti ubicado entre 1 y 5 km de profundidad por debajo del cráter (Finizola et al., 2004). En ambos casos, estos procesos estarían generando o reactivando fallas y/o fracturas en el conducto volcánico rocoso y frágil. Asimismo, la interconexión de dichas fallas y fracturas, incluso visibles en el domo de lava, estaría permitiendo el paso de estos fluidos magmáticos y su posterior desgasificación hacia la superficie.

## **CONTENIDO**

### **RESUMEN**

#### **1.- INTRODUCCIÓN**

#### **2.- ESTRUCTURAS TECTÓNICAS Y VOLCÁNICAS**

##### **2.1.- Sistema de fallas y fracturas**

##### **2.1.1.- Sistema de fallas NO-SE**

##### **2.1.2.- Sistema de fallas NE-SO**

#### **3.- METODOLOGÍA**

#### **4.- ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA**

##### **4.1.- Localización hipocentral**

##### **4.2.- Análisis de la sismicidad**

##### **4.3.- Mecanismos focales**

##### **4.4.- Parámetros de fuente**

##### **4.5.- Estimación del valor $b$**

##### **4.6.- Estimación del factor de calidad $Q$**

#### **5.- INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA**

### **CONCLUSIONES**

### **BIBLIOGRAFÍA**

## **1.- INTRODUCCIÓN**

El volcán Misti, considerado como uno de los más activos a nivel mundial, forma parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC; De Silva y Francis, 1990) (Figura 1a). Este volcán se ubica en la región de Arequipa a tan solo 17 km del centro de la ciudad de Arequipa (Figura 1b), donde viven más de un millón de habitantes (INEI, 2018); además de haberse desarrollado infraestructura de gran envergadura, tales como: centrales hidroeléctricas (Charcani I, II, III, IV, V), represas (El Fraile, Aguada Blanca), centros mineros, aeropuerto, entre otros; todos expuestos a un alto riesgo ante una eventual erupción con similares características a las presentadas durante su última erupción explosiva de gran magnitud de hace aproximadamente 2050 años.

El Misti es el edificio volcánico más reciente de un grupo de volcanes como el Chachani (<1 Ma) ubicado en su extremo noroeste y el Pichu Pichu (<2 Ma) al sureste. El volumen del Misti es de 70 a 80 km<sup>3</sup> (Thouret et al., 2001) y en su cima presenta un gran cráter de 900 m de diámetro donde se encuentra albergado otro pequeño (550 m de diámetro, 200 m de profundidad), rodeado de cenizas y escorias negras emitidas en épocas históricas (Legros, 2001). En el fondo del cráter pequeño existe un domo de lava andesítico atribuido a la erupción del siglo XV (1440-1470 d.C.)

La historia eruptiva del Misti indica la ocurrencia de erupciones explosivas de tipo pliniana cada 2000 a 4000 años (Mariño et al., 2016) y erupciones explosivas de tipo subplinianas, freatomagmáticas y vulcanianas, así como erupciones efusivas con crecimiento y destrucción de domos cada 500 y 1500 años en promedio (Thouret et al., 2001). En 1440-1470 presentó su última erupción explosiva moderada de tipo vulcaniana (IEV 2) con caída de cenizas que habría afectado a la población de aquel entonces (Thouret et al., 2001).

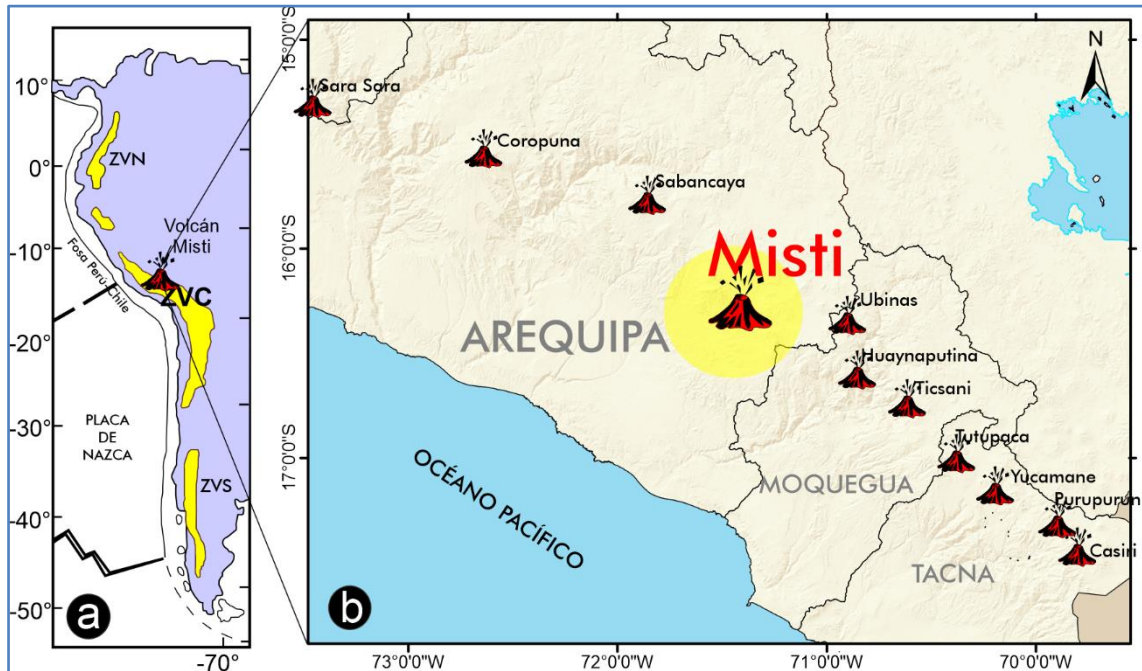


Figura 1.- Ubicación del volcán Misti dentro de: a) Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC) y b) en la región de Arequipa.

Estudios petrológicos de productos emitidos por el Misti muestran la existencia de dos reservorios magmáticos localizados al interior del Misti, uno de considerable volumen que estaría situada entre 7 y 15 km de profundidad y otro de reducido volumen a  $\sim 3$  km bajo el volcán (Tepley et al., 2013; Rivera et al., 2017); sin embargo, la geometría de ambos reservorios aún no es conocida. Asimismo, estudios de potencial espontáneo y audio-magnetotélúrica muestran que entre 1 y 5 km por debajo del cráter del volcán Misti existe un sistema hidrotermal activo de  $\sim 6$  km de diámetro (Finizola et al., 2004).

Actualmente, el volcán Misti presenta actividad fumarólica y actividad microsísmica de manera esporádica. En efecto, estudios previos dan cuenta que durante las últimas décadas los gases emitidos a través de su domo de lava muestran variaciones de temperatura desde 125 °C hasta 310 °C (Hantke y Parodi, 1966; Thouret et al., 2001; Apaza, 2015; Finizola et al., 2004). Moussallam et al. (2017) analizaron la composición de los gases emitidos del domo de lava cuyos resultados evidenciaron un origen

magmático que corroboraría la interacción del reservorio magmático profundo con el superficial. De acuerdo a los autores la interacción de estos gases con las paredes rocosas y el sistema hidrotermal ubicado a niveles superficiales (entre 1 y 5 km del cráter del volcán) son mínimas, sugiriendo que la desgasificación se realiza de manera eficiente a través de un conducto permeable y una red de fracturas profundas que estarían interconectadas con el domo de lava, éste último, sin mayor cambio en su geometría durante la última década.

Por otro lado, las redes temporales instaladas por el Instituto Geofísico del Perú y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia entre los años 1998 y 2001, registraron la ocurrencia de moderada actividad sísmica en el volcán Misti. Posteriormente, en el año 2005, el Instituto Geofísico del Perú instaló una red sísmica permanente para el estudio y monitoreo de la actividad sísmica del volcán Misti, la cual opera hasta la actualidad. Esta red sísmica está compuesta por seis estaciones.

En el volcán Misti se han identificado el registro de cuatro tipos de señales sísmicas principales: volcanotectónicos (VT), Periodo Largo (LP), Tornillos (TO) y Tremores (TR) (Macedo et al., 2010). Los primeros asociados a procesos de fracturamiento de rocas que ocurren al interior del volcán, el segundo y tercero debido a la interacción y/o circulación de fluidos (vapor de agua, gases volcánicos, etc.) que ocurren hasta profundidades <5 km. De estos tipos de señales, los sismos volcanotectónicos son los más recurrentes con una frecuencia diaria de 37 eventos en promedio (Figura 2).

Los estudios sobre la distribución espacial de la sismicidad en el Misti para diferentes periodos de tiempo (Llerena, 2004; Centeno, 2012; Ancasí, 2011; Macedo et al., 2012), han mostrado que ocurre en un radio de 6 km ( $M < 3$ ) y en profundidad hasta los 5 km por debajo del cráter del volcán. Además sugieren que esta sismicidad guarda relación con la

actividad de la zona hidrotermal del volcán Misti identificado por Ramos (2000) y Finizola et al. (2004). Asimismo, concluyen que la distribución espacial de esta sismicidad sigue un alineamiento NO-SE que sustentaría la presencia de una falla tectónica orientada en dirección N120° (Thouret et al., 2001). Estudios recientes de ruido sísmico (López-Reyes, 2018; Centeno et al., 2021) corroboran el origen superficial de la actividad sísmica asociada a la actividad hidrotermal.

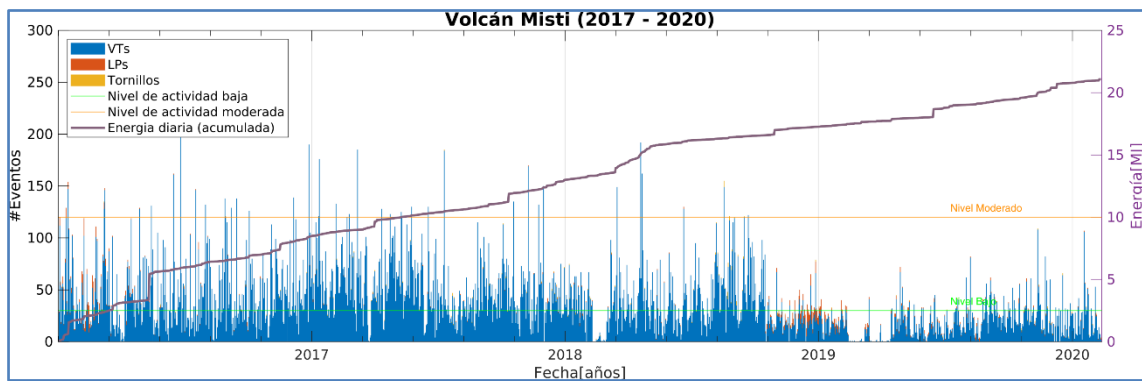


Figura 2.- Evolución temporal de la actividad sísmica del volcán Misti, periodo 2017-2020. Las barras en azul, rojo y naranja, corresponden a eventos Volcanotectónicos (VT), Periodo Largo (LP) y tornillos respectivamente. La línea morada representa la energía total diaria acumulada.

En este estudio se analiza la distribución espacial de la actividad sísmica ocurrida en el volcán Misti durante el periodo 2017-2020 y los resultados obtenidos contribuirán al conocimiento sobre el comportamiento dinámico del volcán, siendo este el camino para el desarrollo de una correcta gestión del riesgo al cual se encuentra expuesta la ciudad de Arequipa.

## **2.- ESTRUCTURAS TECTÓNICAS Y VOLCÁNICAS**

Los estudios geológicos efectuados por Thouret et al. (2001) muestran que el Misti se ha formado durante cuatro etapas evolutivas denominadas: "Misti 1" (entre 833 000-112 000 años); "Misti 2" (entre 112 000-40 000 años), "Misti 3" (38 000-11 000 años) y "Misti 4" (<11 000 años). El "Misti 1" constituye la base del edificio volcánico y está conformado por flujos de lava andesítica mas depósitos de avalanchas de escombros. El edificio "Misti 2" está constituido por flujos de lava andesítica y depósitos de flujos piroclásticos, así como por depósitos de caídas piroclásticas. El edificio "Misti 3" está conformado por flujos de lavas, así como por depósitos de flujos, caídas y oleadas piroclásticas de composición andesítica, dacítica y en menor proporción de composición riolítica (Rivera et al., 2017). El edificio "Misti 4" se construyó al menos en los últimos 11 mil años como resultado principalmente de erupciones explosivas que emplazaron depósitos de flujos y caídas piroclásticas. La última gran erupción explosiva pliniana presentada por el volcán Misti ocurrió hace 2000 - 2030 años AP (Legros, 2001; Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011), y emplazó depósitos de caída de lapilli de pómez, flujo piroclástico de pómez y ceniza, y depósitos de lahares.

### **2.1.- Sistemas de fallas y fracturas**

Según Thouret et al. (2001), Aguilar (2014), Mariño et al. (2016) y Benavente et al. (2018), el volcán Misti se ubica dentro de un sistema tectónico extensional compuesto por tres sistemas de fallas y/o lineamientos con dirección predominante noroeste-sureste (NO-SE), noreste-suroeste (NE-SO) y nornoreste-sursuroeste (NNE-SSO), controlada por el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Mering et al., 1996). Específicamente, en el entorno del volcán Misti, se distinguen dos sistemas de fallas de dirección NO-SE y NE-SO (Figura 3); el primero, representado por las fallas Ayo-Lluta-Arequipa, Chili y Aguada Blanca; y el

segundo, corresponde a un sistema de fallas (sin nombre) que controlan la red de drenaje del río Andamayo, la quebrada San Lázaro y el cañón del río Chili.

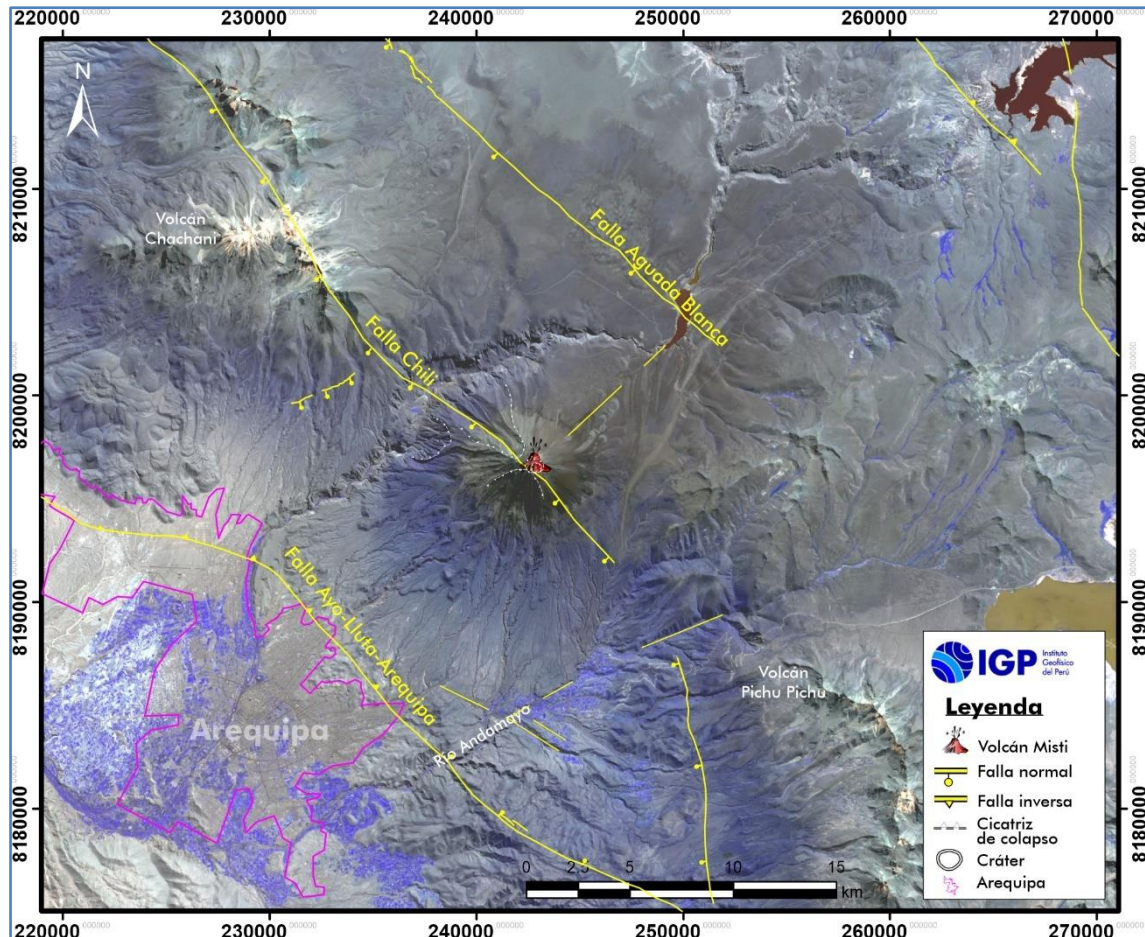


Figura 3.- Mapa de principales estructuras en el entorno del volcán Misti.

### 2.1.1.- Sistema de fallas NO-SE

- **Falla Ayo-Lluta-Arequipa:** se ubica al pie del flanco SO y sur del volcán Misti, y se extiende a lo largo de más de 150 km de distancia con dirección NO-SE, paralelo a la cadena de los volcanes Chachani, Misti y Pichu Pichu. La evaluación in situ de los escarpes de fallas y los estudios geológicos, morfológicos, estructurales y geofísicos realizados evidenciaron el desarrollo de actividad tectónica reciente con movimientos de tipo normal e inversa.

- *Falla Aguada Blanca*: se ubica al norte del volcán Misti y se extiende a lo largo de aproximadamente 35 km, cruzando la represa de Aguada Blanca al cual debe su nombre. El análisis estructural y geofísico sugiere que esta falla presenta movimiento normal y buzamiento hacia el sur con un ángulo aproximado de  $84^\circ$ .
- *Falla Chili*: se ubica en el flanco NO del volcán Misti y tiene una dirección NO-SE. Esta falla fue evidenciada por Thouret et al. (2001) e interpretada como una falla de tipo normal con dirección  $N130^\circ$ . Esta falla cruza la cicatriz de colapso en forma de herradura que se observa en el flanco NO del Misti. En las cercanías del río Chili y la hidroeléctrica Charcani V. Benavente et al. (2016) observaron depósitos de avalanchas de escombros (probablemente asociados a la cicatriz de colapso) afectados por fallas subverticales y con movimiento de tipo normal (Figuras 4).



*Figura 4.- Fallas subverticales y con movimiento de tipo normal evidenciados por Benavente et al. (2016).*

### **2.1.2.- Sistema de fallas NE-SO**

- Este sistema de fallas, sin nombre específico, se ubica próximo al río Andamayo (sector SE del Misti) y en el sector NE del volcán Misti. Según Mariño et al. (2016), este sistema de fallas controlaría el drenaje del río Andamayo, quebrada San Lázaro y probablemente del río Chili (Figura 3).

### **3.- METODOLOGÍA**

Los estudios sismológicos en ambientes volcánicos contribuyen a caracterizar la fuente que los genera. De acuerdo a Zobin (2012), Chouet y Matoza (2013) y McNutt y Roman (2015), el reconocimiento de patrones y el análisis de las señales sísmicas permite entender los procesos que los origina e identificar el estado actual de un volcán a fin de alertar, tempranamente, a las autoridades correspondientes y, de esta manera, salvaguardar la seguridad de las personas.

En este sentido, debido a la complejidad de procesos que ocurren dentro de estos ambientes heterogéneos como el volcán Misti, los estudios sismológicos se constituyen imprescindibles para entender su origen. *A priori*, una buena base de datos y una buena localización usando algoritmos sismológicos para datos obtenidos de redes locales (Klein, 2003; Lienert y Havskov, 1995; Lee y Lahr, 1975; Waldhauser y Ellsworth, 2000), permitirán en el caso del volcán Misti, a optimizar la localización y reducir los errores en los parámetros que caracterizan a cada sismo. Asimismo, el análisis de esta sismicidad permitirá diferenciar a los sismos que ocurren por procesos netamente volcano-tectónicos de los generados por la interacción de las estructuras tectónicas (fallas); así como de los que caracterizan la circulación de los fluidos magmáticos y la inyección de magma desde zonas profundas hacia la parte superficial.

Para los sismos de mayor magnitud ocurridos en el volcán Misti se determinan, también, mecanismos focales a partir de polaridades y del tensor de momento, lo cual permite conocer la geometría y el tipo de falla que genera el campo de esfuerzos predominantes (Cuenot et al., 2008) dentro de la estructura del volcán. Asimismo, la ley de escalamiento del espectro sísmico o patrón de esfuerzo constante, estimado de los parámetros de fuente (radio de fractura, caída de esfuerzo, momento sísmico), permitirá

sustentar el origen de estos sismos. En general, los sismos que ocurren en zonas volcánicas presentan caídas de esfuerzo más bajas que los sismos de origen tectónico y, en otros casos, no siguen el patrón de caída de esfuerzo constante (Del Pezzo et al., 2004; Mukuhira et al., 2013).

Otros parámetros importantes son el valor  $b$  y el factor de calidad ( $Q$ ). El valor  $b$  permite cuantificar la distribución relativa del tamaño de los sismos y el estado de esfuerzo de la zona de estudio (Wiemer y Wyss, 2002). La interpretación cuantitativa establece que valores  $b$  próximos a 1.0 ( $b \sim 1$ ) están asociados a procesos tectónicos e indica zonas de corteza homogénea y alto esfuerzo aplicado; sin embargo, en ambientes volcánicos estos valores son mayores a 1 ( $b > 1$ ) e inclusive pueden sobrepasar los 2.5 ( $b > 2.5$ ), siendo atribuidos a la heterogeneidad del medio (disminución del estado de esfuerzo efectivo, alto grado de fracturamiento, cambios en la presión de poro, alta temperatura, entre otros) (Del Pezzo et al., 2004; Legrand et al., 2014).

La estimación del factor de calidad  $Q$  (Coda  $Q$ ) o su inversa expresada en términos de atenuación sísmica ( $1/Q$ ) es de especial importancia en los estudios sismológicos, puesto que, a través del análisis de la parte final de las ondas sísmicas se infiere la relación existente entre la fuente y el medio por donde se propaga. Estas ondas sísmicas experimentan la atenuación de su amplitud debido a la presencia de heterogeneidades del medio (Aki y Chouet, 1975) que se correlacionan con cambios de temperatura, contenido de fluidos, alto grado de fracturamiento de las rocas, entre otros (Gao, 1992), propios de zonas volcánicas.

#### 4.- ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA

La información sísmica utilizada para el análisis sismotectónico del volcán Misti y alrededores corresponde al periodo 2017-2020 y proviene de la red sísmica instalada en el año 2005 por el Instituto Geofísico del Perú y cuyos datos son transmitidos al Centro Vulcanológico Nacional (CENVUL) para el monitoreo del comportamiento dinámico del volcán a fin de dar alertas oportunas de posibles escenarios eruptivos. Esta red sísmica de seis estaciones (Figura 5) consta de sismómetros de banda ancha con registro continuo.

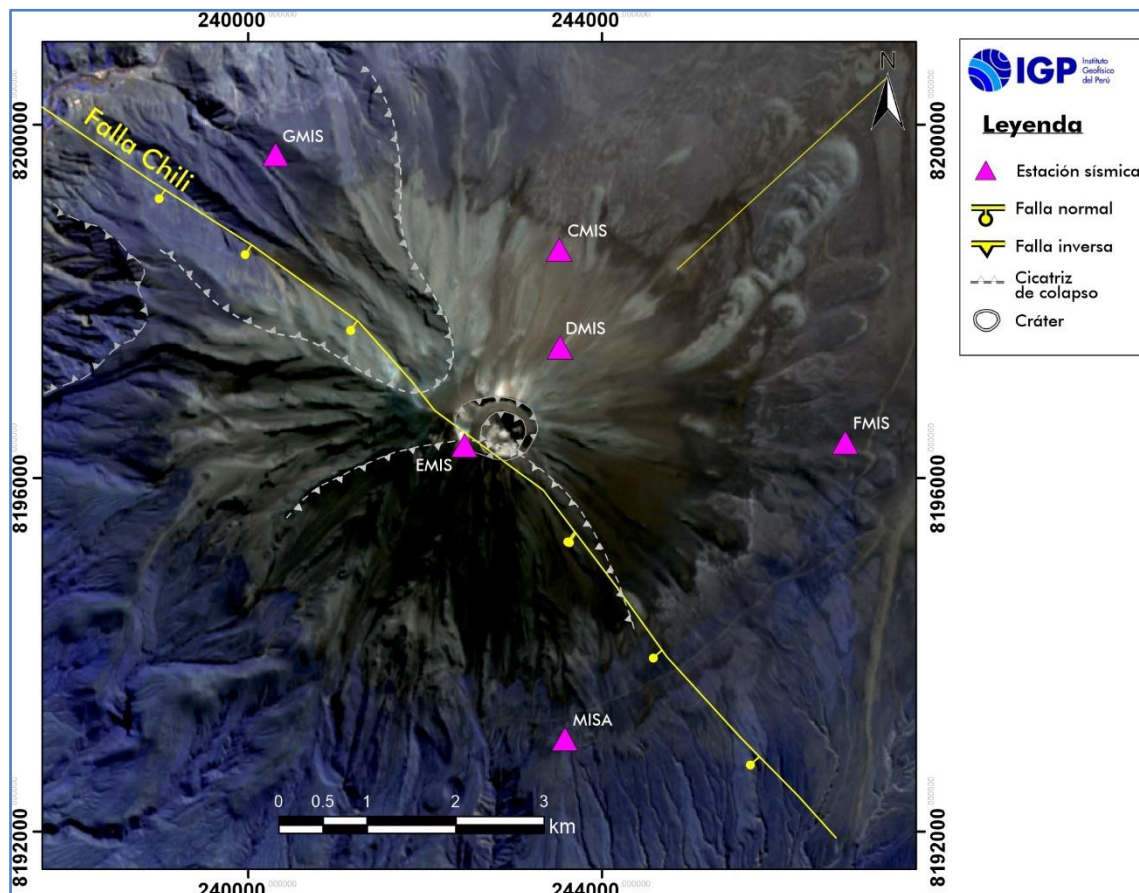


Figura 5.-Ubicación de las estaciones sísmicas de la red de monitoreo del volcán Misti.

Durante el periodo 2017-2020, más de 1000 sismos volcano-tectónicos fueron registrados en tres a más estaciones sísmicas;

sin embargo, para los fines de este estudio se seleccionaron 185 sismos registrados con fases impulsivas en cuatro a más estaciones sísmicas (Figura 6), lo cual permitió realizar una buena localización hipocentral y estimar otros parámetros sismológicos para interpretar el origen de la sismicidad.

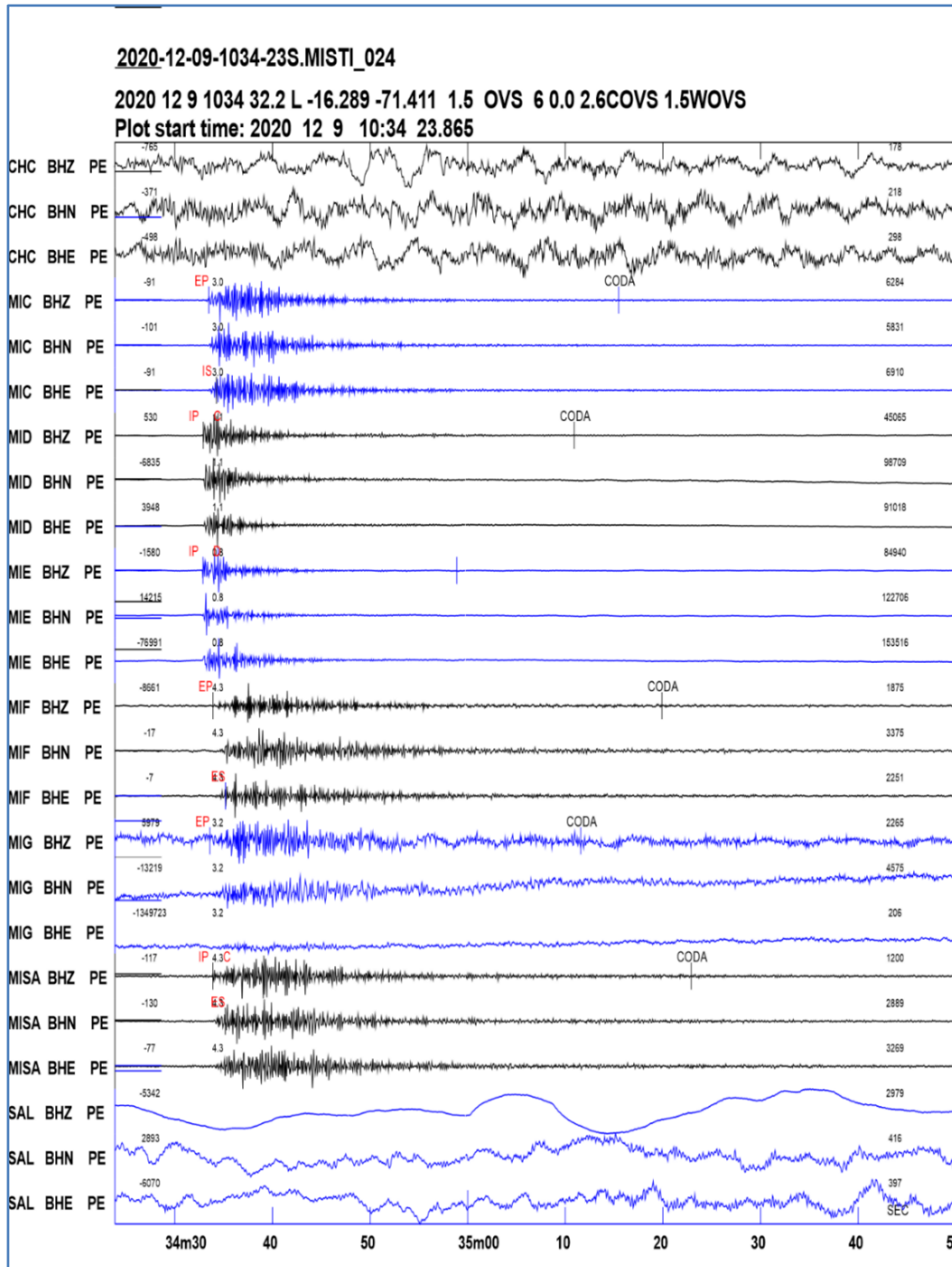


Figura 6.- Ejemplo de señales del sismo ocurrido el 12 de diciembre de 2020 registrado en seis estaciones sísmicas de la red de monitoreo del volcán Misti. La lectura de fases P y S, así como la duración total del sismo (coda) son mostradas en cada una de las componentes verticales (BHZ) y horizontales (BHN, BHE).

#### 4.1.- Localización hipocentral

Para la estimación preliminar de los parámetros hipocentrales de los sismos seleccionados, se utilizó el programa de localización Hypocenter (Lienert y Havskov, 1995). Los datos de entrada, similar a otros programas, son las coordenadas de las estaciones sísmicas, la lectura de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas P y S, la duración del sismo, la relación de velocidad  $V_p/V_s$ , el modelo de velocidad de capas planas y una ecuación para el cálculo de la magnitud del sismo.

Tabla 1.- Modelo de velocidad utilizado en el procesamiento de sismos del volcán Misti (Centeno et al., 2021) y complementado con el propuesto por Villegas (2009).  $V_p$ = velocidad de la onda P (km/s); prof. = profundidad en kilómetros (km).

$V_p$ (km/s)	Prof. (km)
1.94	0.0
1.99	0.9
2.06	1.2
2.11	1.4
2.18	1.7
4.0	3.5
5.9	12
6.1	15.0
6.6	25.0
6.8	35.0
7.8	50.0

En este sentido, se redujo los errores en la lectura de los tiempos de arribo de las ondas P en 0.02 segundos y para la onda S en 0.04 segundos; del mismo modo se restringió el error máximo de localización en 1.0 km y el error cuadrático medio (RMS) en 0.1. La relación de velocidad  $V_p/V_s$  de 1.7 fue obtenido a partir de la curva de Wadati (1933) considerando el total de los datos usados en este estudio. Asimismo, se hizo uso del modelo de

velocidad propuesto para el volcán Misti por Centeno et al. (2021) y obtenido a partir de la tomografía de ruido sísmico. Este modelo de velocidad fue complementado con el propuesto por Villegas (2009) para la región sur del Perú y obtenido a partir del arribo de las ondas P y S de sismos locales (Tabla 1). La magnitud fue estimada a partir de la duración del registro de cada sismo utilizando la relación de Lee et al. (1972):

$$M_c = 2.2 \log_{10}(T) + 0.0035D - 0.87$$

$M_c$  es la magnitud de duración;  $T$  la duración total del sismo en segundos y  $D$  la distancia epicentral en km.

En general, los parámetros hipocentrales (coordenadas geográficas, profundidad y tiempo origen) estimados presentaron errores entre 0.5 y 1.0 km y magnitudes entre  $M_{0.8}$  y  $M_{2.9}$ . Según la Figura 7, la sismicidad se concentra en el entorno del cráter del volcán Misti hasta profundidades del orden de 3.0 km. En esta distribución resalta las barras de error relativamente "grandes", considerando que estos sismos ocurren a menos de 3.0 km., bastante superficial comparado con otros volcanes del sur del Perú.

A fin de optimizar la estimación de los parámetros hipocentrales y, en lo posible, reducir los errores de localización absoluta, se realizó la relocalización de un total de 185 sismos usando el método de localización relativa HypoDD propuesto por Waldhauser y Ellsworth (2000).

#### **4.1.1.- Método HypoDD**

Considerando que los sismos presentan magnitudes  $M < 3.0$  y focos a profundidades menores a 2.8 km, desde el cráter del volcán, resulta trascendental la disminución de la incertidumbre de los parámetros que caracterizan a esta microsismicidad.

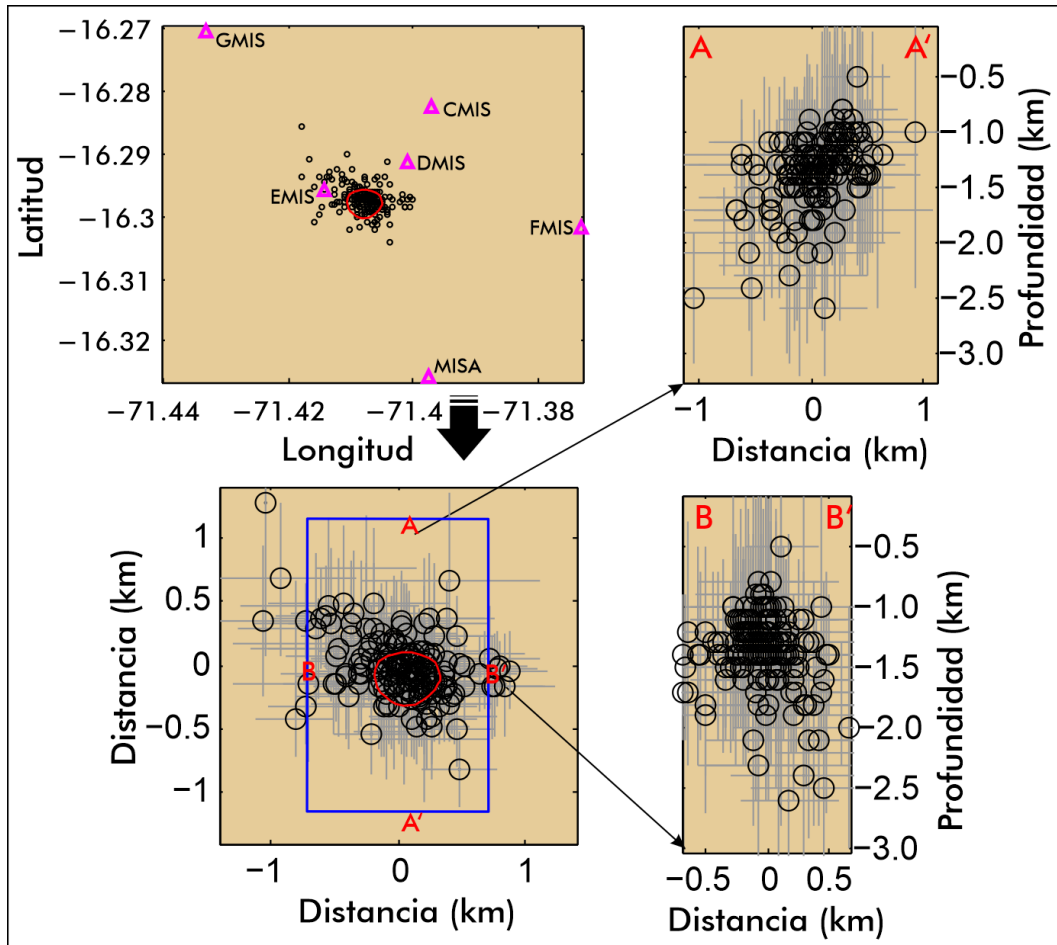


Figura 7.- Distribución de la sismicidad en superficie y en profundidad utilizando el sistema SEISAN. Las líneas en color gris representan los errores de localización.

Para lograr este objetivo, se hace uso del programa de localización relativa HypoDD sustentado en el método de la Doble Diferencia (Waldhauser y Ellsworth, 2000); para ello, se ingresó los siguientes parámetros de entrada: los tiempos de arribo de las ondas P y S, a partir de los cuales se estimaron los tiempos de retraso temporales entre pares de eventos registrados en cada una de las estaciones sísmicas; ubicación de las estaciones sísmicas; la localización preliminar de los 185 sismos; ponderación mínima (MINWGHT) permitida para la calidad de las fases P y S; máxima separación (MAXDIST) permitida para ser reconocido como pares de eventos, máximo número de vecinos (MAXNGH) por cada par de eventos; mínimo número de fases (MINLNK) para que dos pares de eventos se consideren vecinos; mínimo número de fases (MINOBS) entre pares y máximo número de fases (MAXOBS). En la Tabla 2 se presenta los valores,

ingresados en el programa HypoDD para la relocalización de los sismos volcano-tectónicos ocurridos en el volcán Misti.

Tabla 2.- Parámetros utilizados en HypoDD para la relocalización de sismos volcano-tectónicos ocurridos en el volcán Misti.

MINWGHT	MAXDIST	MAXSEP	MAXNGH	MINLNK	MINOBS	MAXOBS
0	50	10	10	8	1	50

Es preciso mencionar que, el método de inversión utilizado corresponde al Método de Gradientes Conjugados (*LSQR* por sus siglas en inglés) (Paige y Saunders, 1982), apropiado para resolver sistemas de cientos de sismos.

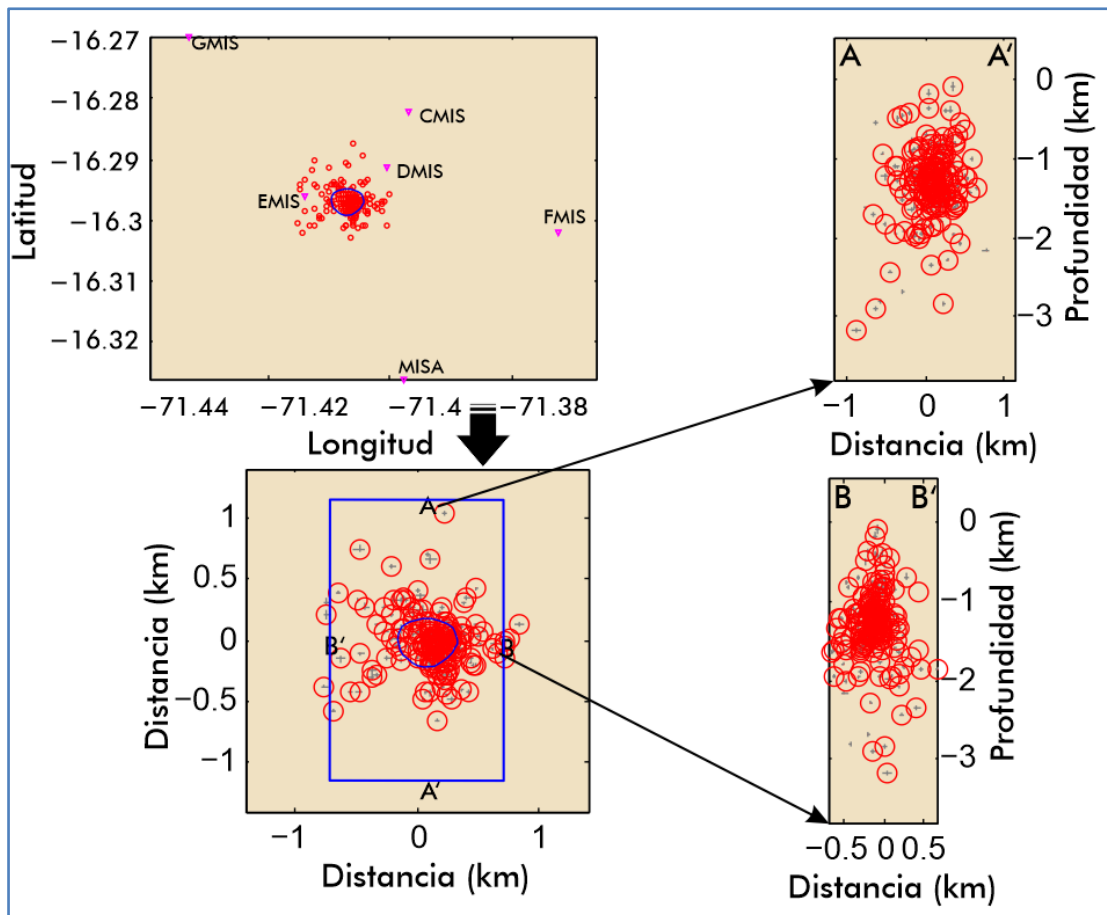


Figura 8.- Localización hipocentral utilizando el algoritmo de la Doble Diferencia HypoDD. Los errores de localización (latitud, longitud, profundidad) están representados con barras verticales y horizontales de color gris y los sismos están en círculos de color rojo.

En la Figura 8 se muestra los resultados obtenidos para 180 sismos, de un total de 185; esto significa que, solamente 4 eventos quedaron descartados al superar los valores máximos establecidos en los parámetros de entrada. Asimismo, se observa que los errores de localización disminuyen hasta  $<0.1$  km, lo que significa una mejor representación de la distribución espacial y en profundidad de los sismos de tipo volcano-tectónicos como parte del comportamiento dinámica del volcán Misti.

#### **4.2.- Análisis de la sismicidad**

En la Figura 9a se presenta la distribución espacial de la sismicidad y ella se concentra en un área aproximada de  $2 \text{ km}^2$ , dentro del cráter del volcán Misti. En una sección vertical (Figura 9b), proyectada en dirección NO-SE, perpendicular a la falla Chili (A-A'), se observa una distribución casi vertical de los hipocentros por debajo del cráter, hasta profundidades del orden de 3.5 km. Asimismo, el análisis de la sismicidad durante los cuatro años de estudio (2017-2020), espacialmente (Figura 10) y en profundidad (Figura 11), no muestran cambios, lo cual sugiere que la fuente que los origina no ha variado en tiempo-espacio.

La distribución espacial y en profundidad de los sismos sugieren que ella está asociada a la interacción de fluidos (gases magmáticos, vapor de agua, etc.) provenientes de un un reservorio magmático profundo que según Ruprecht y Wörner (2009), Tepley et al. (2013) y Rivera et al. (2017) se ubicaría a profundidades entre 7 y 15 km con un pequeño reservorio magmático superficial ubicado a  $\sim 3$  km de profundidad debajo del cráter del volcán Misti (Tepley et al., 2013) y/o el sistema hidrotermal superficial identificado por Ramos (2000) y Finizola et al. (2004). Sin embargo, no se descarta que esta sismicidad sea debido a la interacción del sistema hidrotermal o magmático con fluidos superficiales (agua meteórica) que ingresarían a través de las fallas preexistentes.

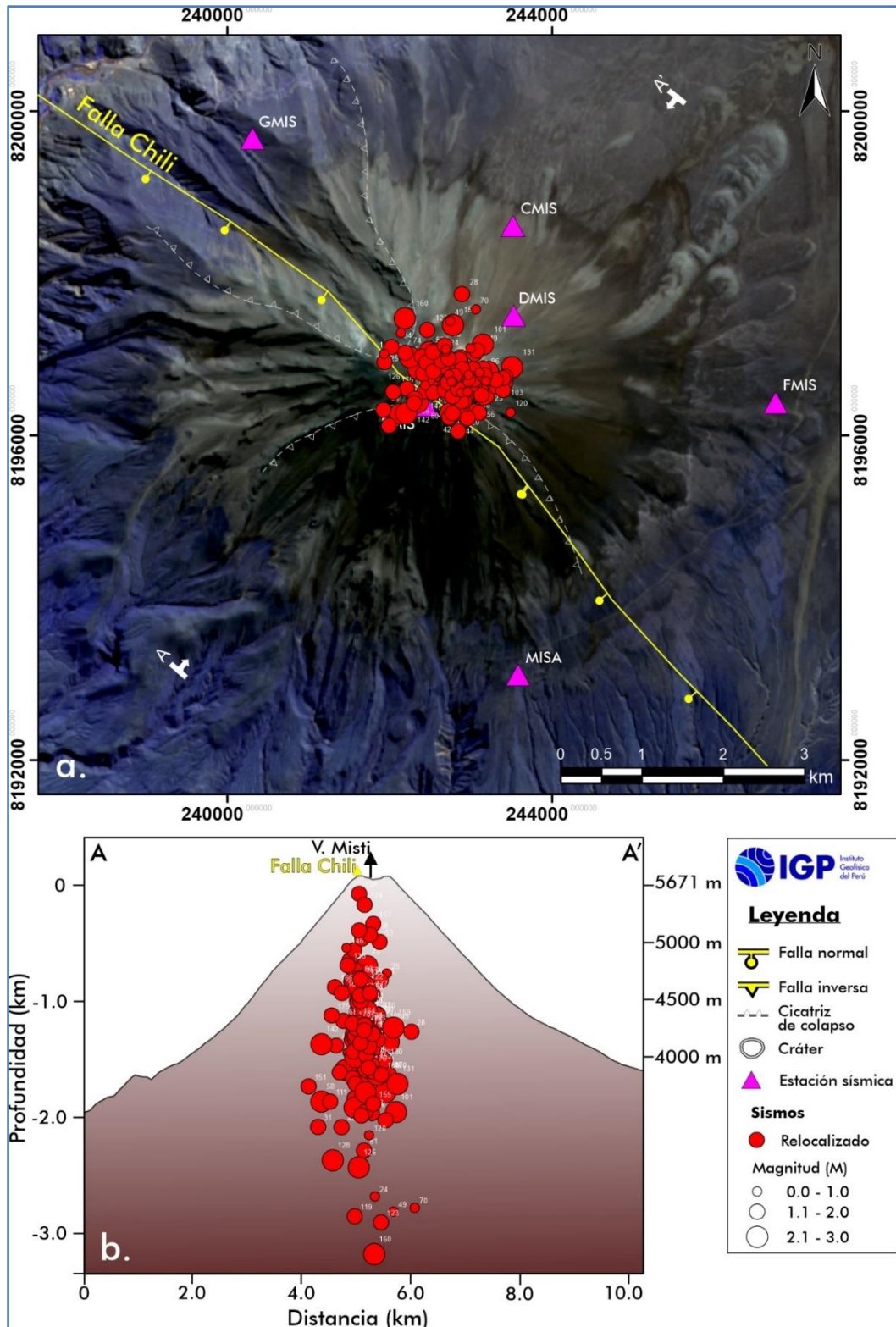


Figura 9.- Sismicidad en el volcán Misti registrada en el periodo 2017-2020. a) Distribución espacial y b) distribución en profundidad proyectado en el perfil sísmico A-A' con dirección suroeste-noreste (SO-NE)..

El total de sismos considerados en este estudio, presentan magnitudes pequeñas ( $M0.8-M2.9$ ) comparadas con las asignadas a los sismos ocurridos en volcanes activos como Sabancaya, Ubinas y Ticsani. Tal como se indica en estudios previos (Llerena, 2004; Centeno, 2012; Ancasi, 2011; Macedo et al., 2012), estos microsismos estarían asociados a fracturas pequeñas generadas por la interacción de fluidos provenientes de un reservorio magmático profundo con el sistema hidrotermal indicado anteriormente.

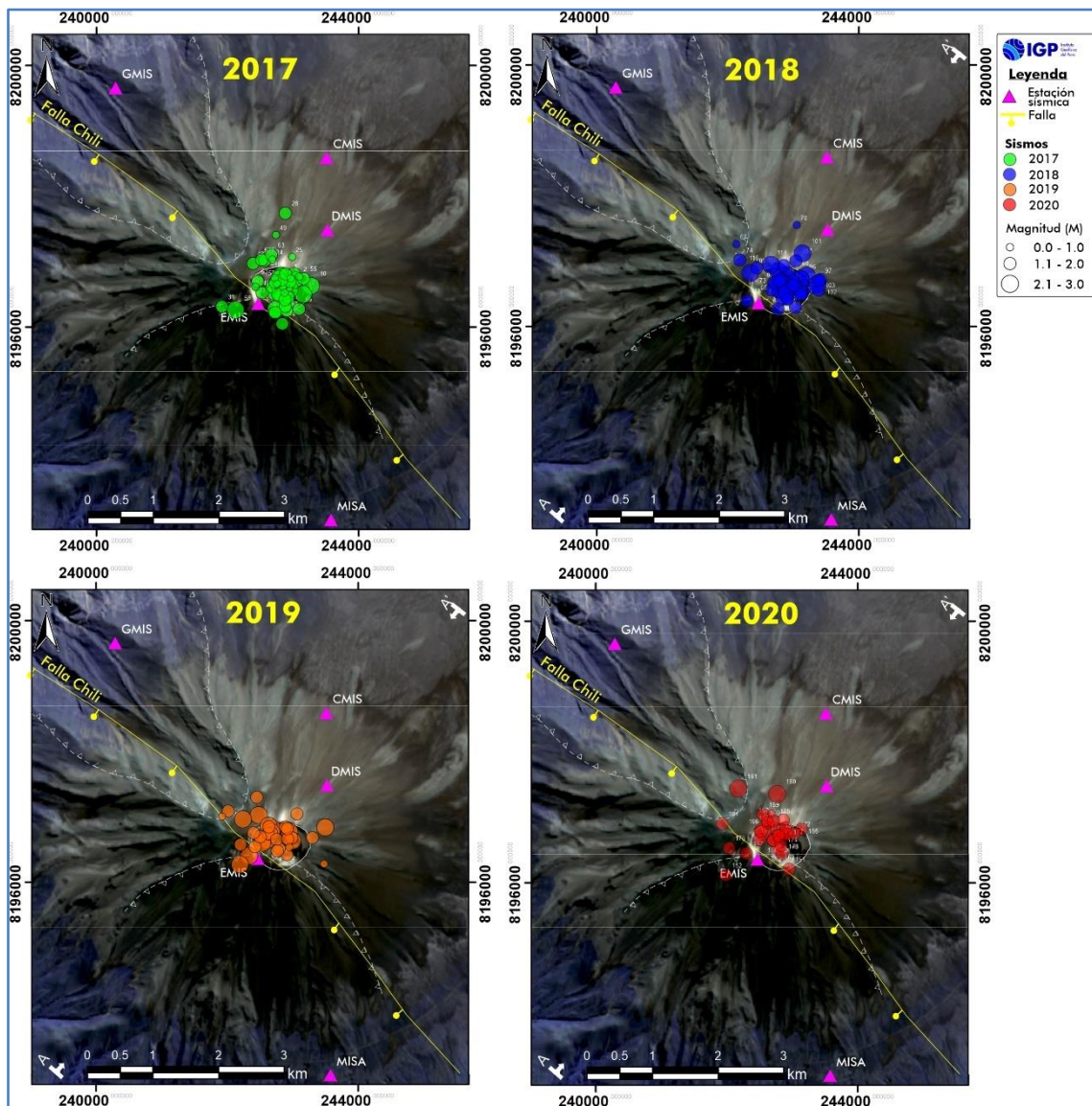


Figura 10.- Distribución de la sismicidad por años, periodo 2017-2020.

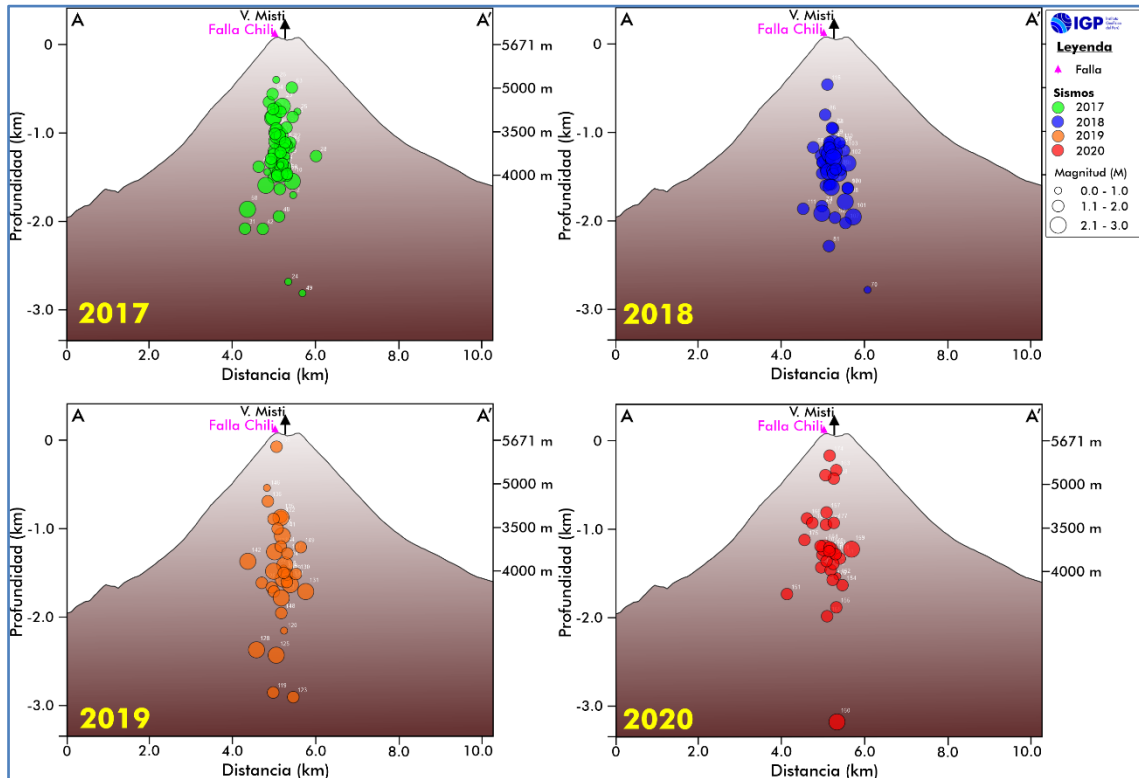


Figura 11. Representación de la sismicidad del volcán Misti por años y proyectado en el perfil sísmico A-A' con dirección SO-NE.

Finalmente, la distribución espacial en superficie y profundidad, de la sismicidad presente en el volcán Misti, no es coherente con la geometría de la falla Chili.

#### 4.3.- Mecanismos focales

Para elaborar los mecanismos focales, se seleccionó 12 sismos volcano-tectónicos registrados en seis estaciones de la red sísmica del volcán Misti y los resultados obtenidos se presentan en el diagrama ternario de Frohlich (1992) a fin de clasificarlos adecuadamente e identificar el tipo de fuente tectónica que los genera (Figura 12). Los resultados indican que cinco de los eventos sísmicos son generados por esfuerzos extensionales o fallas normales (FN) y menor número por fallas strike-slip (SS), normal e inversa con componente transcurrente (NS, IS)

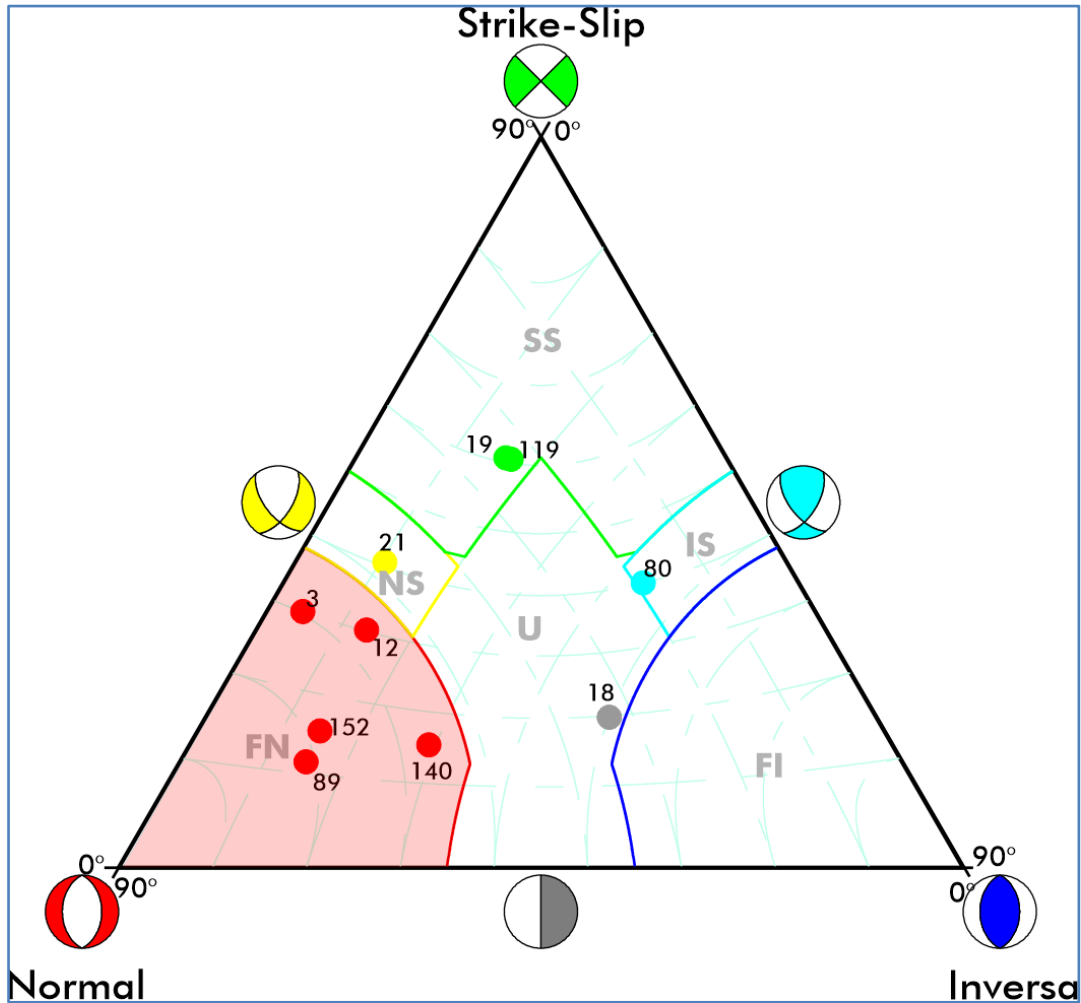


Figura 12.- Clasificación de los tipos de mecanismos focales en el diagrama ternario de Frohlich (1992). FN= falla normal; FI= falla inversa; SS=Strike-slip (transcurrente); NS=falla normal con componente transcurrente y IS= falla inversa con componente transcurrente. La numeración corresponde al orden establecido en la base de datos utilizada. Obsérvese que el mayor número de sismos se ubican en el cuadrante de FN.

En la Figura 13a se presenta el mapa de sismicidad y los mecanismos focales obtenidos. Espacialmente, los planos nodales de estos mecanismos de tipo normal e inversa con componentes transcurrentes tienen una dirección predominante NO-SE y ejes de presión P en dirección NE-SO (Figura 13b). Estas características sugieren que los diversos tipos de mecanismos focales podrían responder a movimientos de fallas anulares, fallas y/o fracturas secundarias presentes en profundidad (Figura 13c).

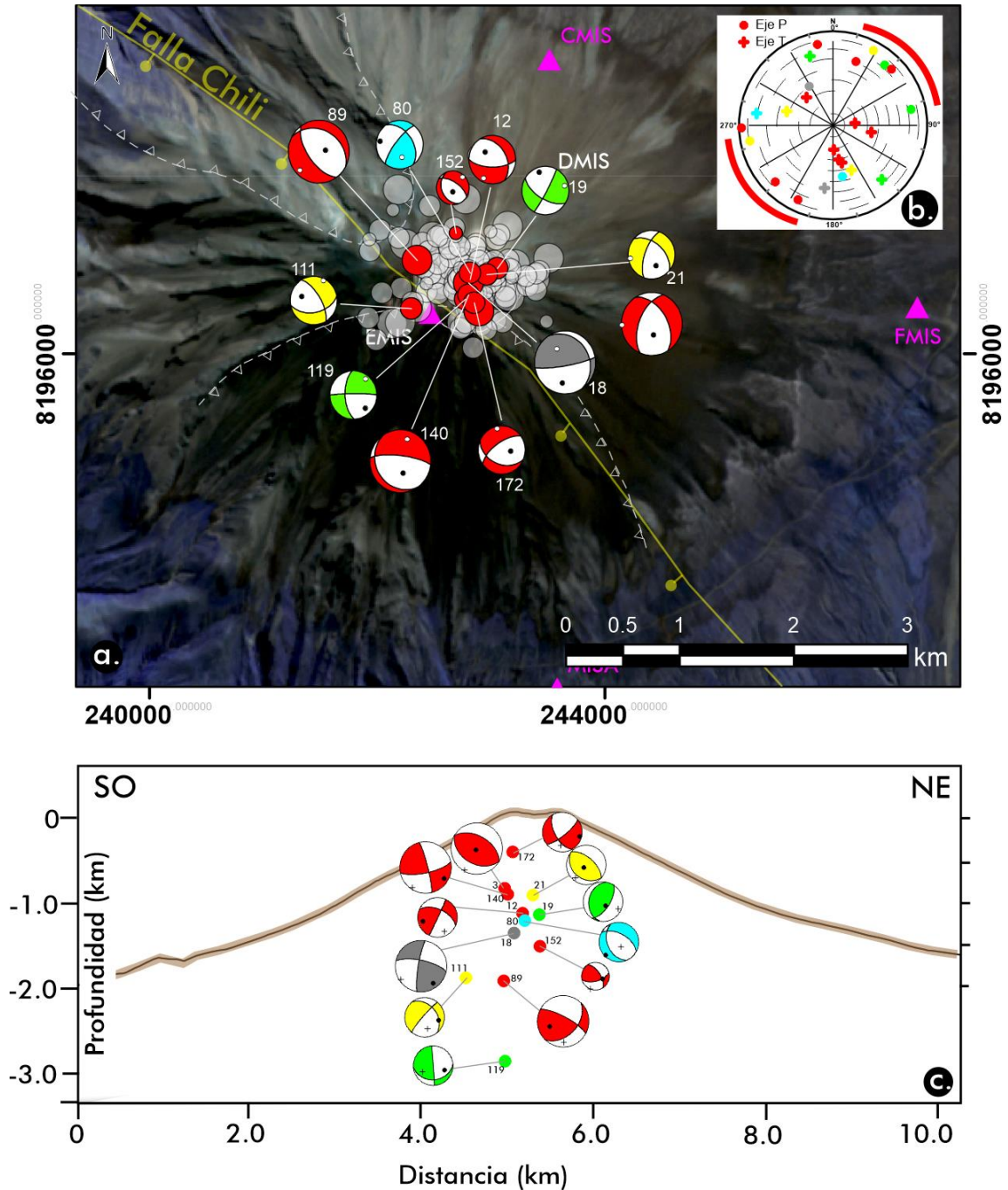


Figura 13.-a) Sismicidad registrada durante el periodo 2017-2020 y mecanismos focales de 12 sismos; b) Ejes de presión P y tensión T. La línea roja marca la orientación principal del eje de presión P que representa el régimen de esfuerzo extensivo; c) Representación de los mecanismos focales en profundidad. Los círculos en colores representan los tipos de mecanismos de acuerdo a la clasificación de la Figura 10.

En general, la sismicidad ocurrida en el volcán Misti, se caracteriza por presentar magnitudes pequeñas ( $M < 3.0$ ), profundidades superficiales ( $< 3.0$  km), así como diferentes tipos de mecanismos focales (Figura 14). Este comportamiento de la sismicidad podría deberse a esfuerzos generados por

la interacción de fluidos magmáticos provenientes de un reservorio profundo (Tepley et al., 2013; Rivera et al., 2017) con el reservorio superficial (Tepley et al., 2013) y/o sistema hidrotermal ubicado entre 1 y 3 km (Finizola et al., 2004). Según Chouet (1996) la interacción de fluidos también genera fallas y/o fracturas en un medio rocoso y frágil, que, a su vez permite el paso de fluidos magmáticos hacia la superficie. En el volcán Misti, el fracturamiento del medio rocoso ocurriría en diferentes direcciones y acotado, principalmente, en el conducto volcánico, entre 1 y 2 km por debajo del cráter.

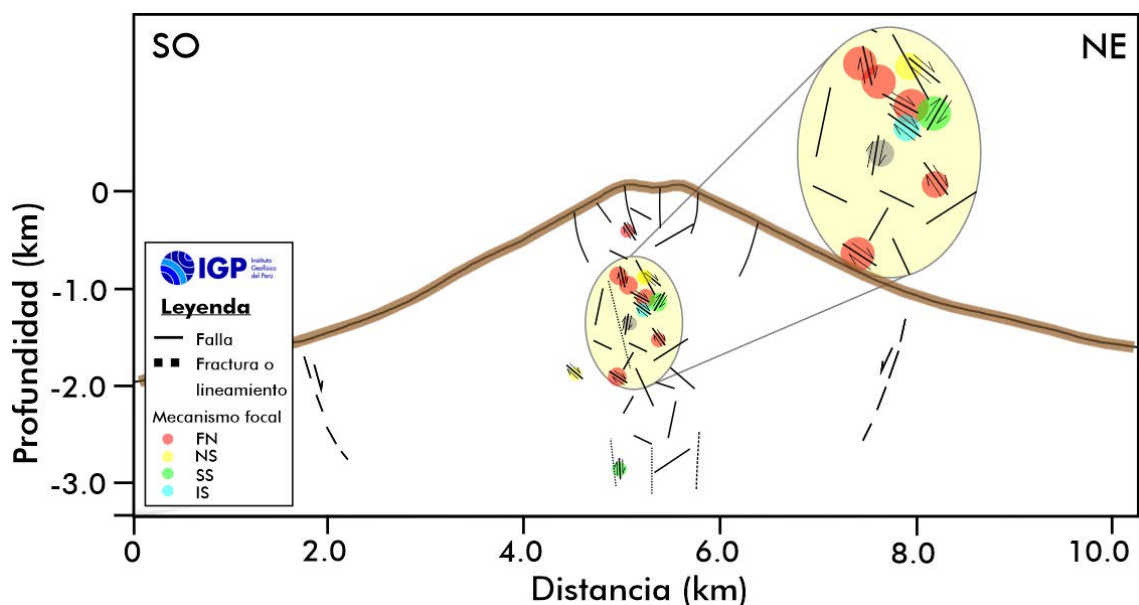


Figura 14.- Mecanismo de ocurrencia de la sismicidad por debajo del cráter del volcán Misti. En el polígono amarillo se muestra diferentes tipos de fallas identificadas a partir de los mecanismos focales. FN= falla normal; FI= falla inversa; SS=Strike-slip (transcurrente); NS=falla normal con componente transcurrente y IS= falla inversa con componente transcurrente

#### 4.4.- Parámetros de fuente

La ley de escalamiento del espectro sísmico o patrón de esfuerzo constante, estimado a partir de los parámetros de fuente (radio de fractura  $R$ , caída de esfuerzo  $\Delta\sigma$ , momento sísmico  $M_0$ ), permite sustentar el origen de estos sismos. En este contexto, para estimar los parámetros de fuente de 54 sismos previamente seleccionados, se utilizaron las ecuaciones propuestas por Brune (1970), Hanks y Kanamori (1979), Eshelby (1957) y Madariaga (1976) y el algoritmo SPEC (Otemöller et al., 2020). En la Figura

15 se presenta dos ejemplos del procesamiento de la señal sísmica a partir de la cual se estimó los parámetros de fuente.

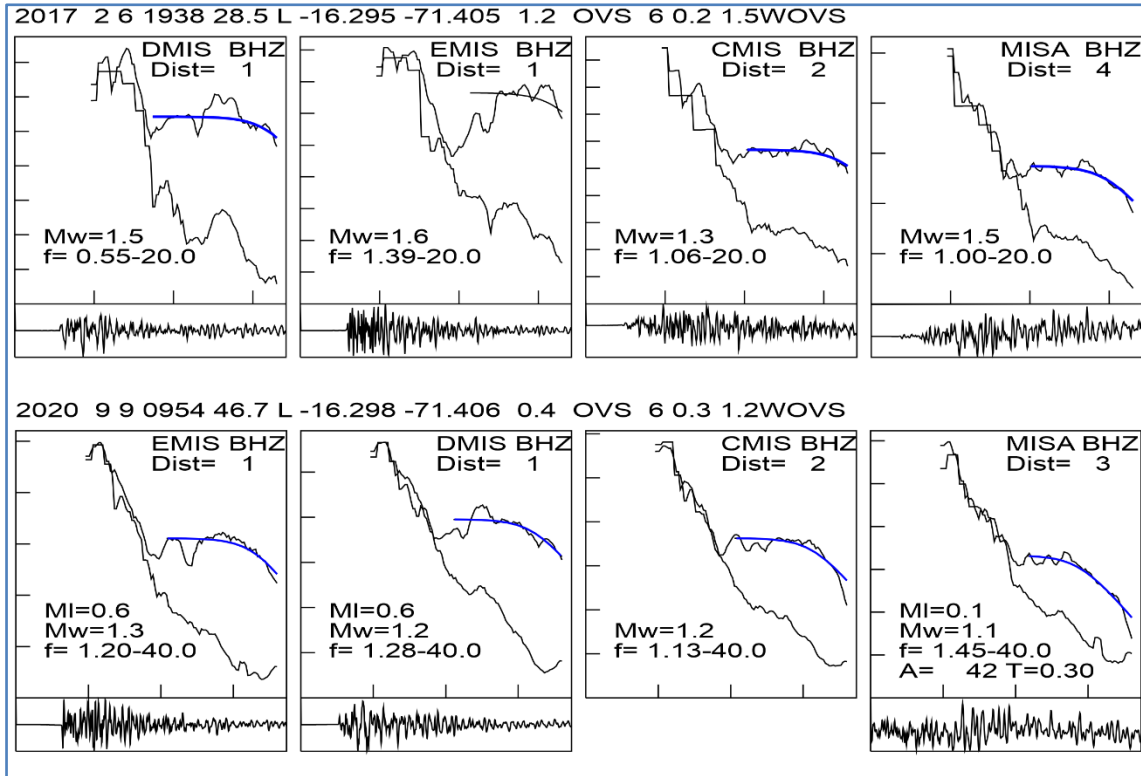


Figura 15.- Ejemplos de la estimación de los parámetros de fuente en la componente vertical de las estaciones sísmicas. En los paneles inferiores se muestran las señales sísmicas analizadas y en los paneles superiores los espectros de desplazamiento de las ondas S, así como la estimación de la parte plana del espectro (azul).

La Figura 16 muestra los resultados obtenidos de la relación entre el momento sísmico ( $M_0$ ) y el radio de fractura ( $R$ ), considerando líneas diagonales de caídas de esfuerzo constantes entre 0.001 y 10 MPa. En general, los valores de  $\Delta\sigma$  son bajos y su distribución no sigue el patrón de caída de esfuerzo constante establecido en la hipótesis inicial. Esta diferencia podría deberse a que el análisis involucra sismos de magnitud pequeña, además de la alta heterogeneidad del medio y de los procesos que se desarrollan en el interior del volcán (presencia de fracturas, circulación de gases, alta temperatura, etc.); a éstos se agregan las dificultades propias de corregir los efectos de atenuación y/o efectos de sitio en estas zonas (Ide et al., 2003).

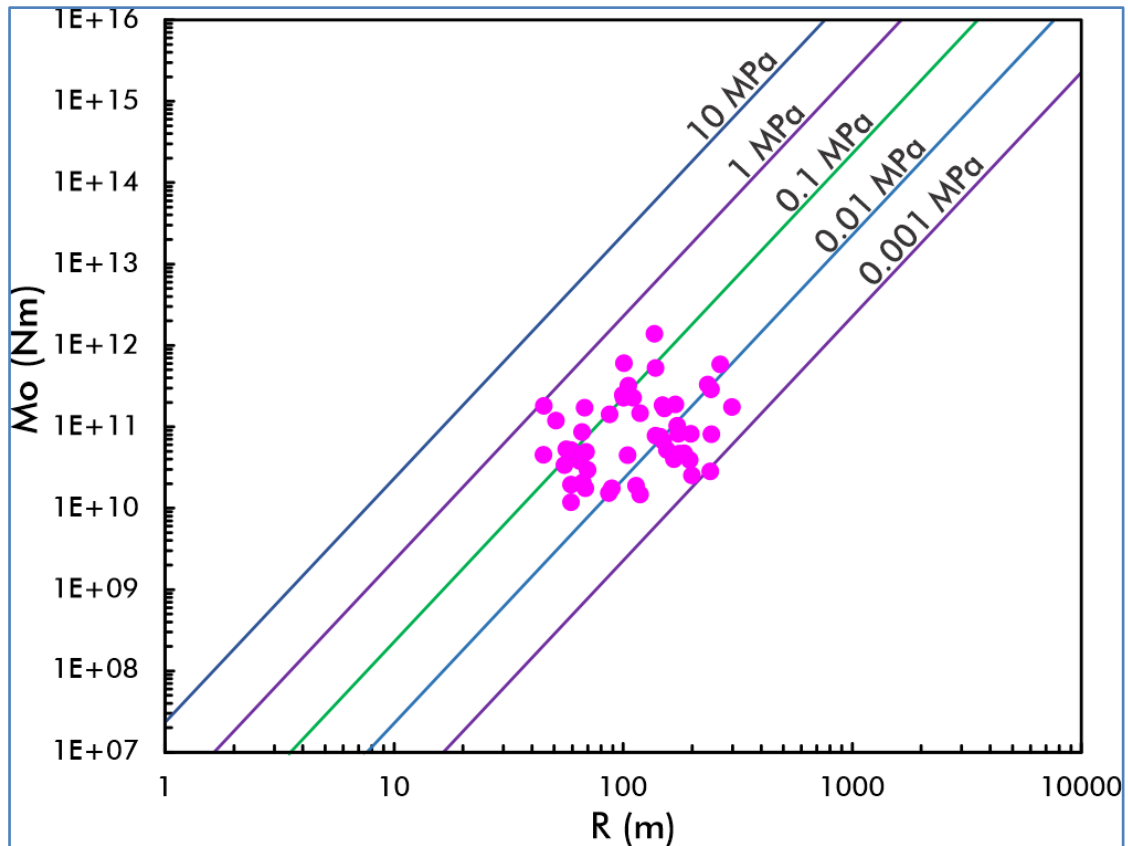


Figura 16.- Dependencia entre el momento sísmico ( $M_0$ ) y el radio de ruptura ( $R$ ). Las líneas diagonales representan la caída de esfuerzo constante.

#### 4.5.- Estimación del valor $b$

Para la evaluación de este parámetro se utilizó la base de datos de los sismos relocalizados (2017-2020), puesto que este análisis está basado en la distribución frecuencia-magnitud acumulada (Gutenberg y Richter, 1994; Wiemer y McNutt, 1997; Zúñiga y Wyss, 1995). Esta relación está representada por:  $\text{Log } N = a - bM$ , donde  $N$  es el número de sismos con magnitudes  $M$ ;  $a$  y  $b$  son constantes, precisamente la constante  $b$  es conocida como valor  $b$ .

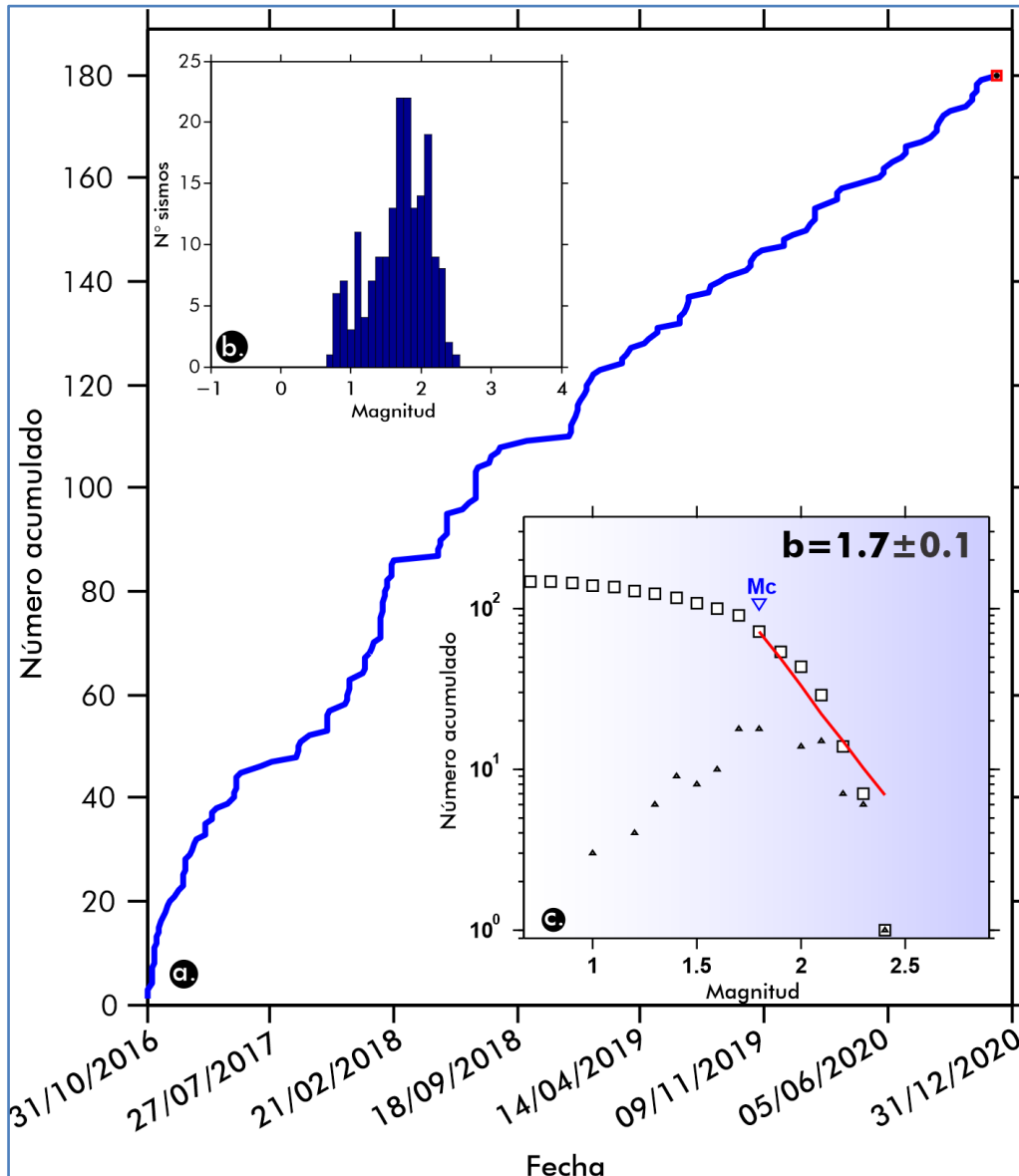


Figura 17.- a) Número acumulado de sismos en función del tiempo, elaborada con la base de datos sísmicos del periodo 2017-2020. b) Histograma del número de sismos en función de la magnitud. c) Valor  $b$  promedio estimado para la zona volcánica del Misti.  $M_c = 1.8$  es la magnitud de completitud.

La estimación del valor  $b$  promedio y, por tanto, la magnitud de completitud ( $M_c$ ), fue realizado con el programa ZMAP (Wyss et al., 2001), aplicando las metodologías de Máxima Verosimilitud (Utsu, 1965) y Mejor Combinación (Wiemer y Wyss, 2002). En la Figura 17a se presenta el número acumulado de sismos en función del tiempo, obtenidos a partir de los 180 sismos relocalizados y seleccionados del volcán Misti. Esta figura muestra un incremento exponencial, característica importante para

considerar una estimación apropiada del valor  $b$ . Esta información también puede ser verificada con el comportamiento unimodal del histograma del número de sismos en función de la magnitud mostrado en la Figura 17b.

La Figura 17c muestra la estimación del valor  $b$  promedio obtenido de  $b=1.7\pm 0.1$ , siendo este relativamente alto comparado con otras zonas volcánicas y geológicamente heterogéneas. Es preciso señalar que los valores anómalos o altos ( $b>1.5$ ) han sido atribuidos a zonas volcánicas, zonas con alto grado de fracturamiento, zonas inestables, zonas con presencia de fuentes geotermales, fallas, entre otros; por lo tanto, el resultado del valor  $b$  promedio sugeriría que dicha sismicidad estaría asociada a movimientos de fluidos calientes (gases volcánicos, vapor de agua) y presencia de fallas de pequeña longitud en el conducto volcánico.

#### **4.6.- Estimación del factor de calidad Q**

Para identificar anomalías de atenuación sísmica en el volcán Misti, se utilizaron los sismos relocalizados, el algoritmo Codaq (Otemöller et al., 2020; Jin y Aki, 1988) y el modelo de retrodispersión simple de Aki y Chouet (1975). Coda Q es estimada para cuatro bandas de frecuencias (2, 4, 8 y 16 Hz), asumiendo que sus valores se incrementan a medida que aumenta la frecuencia (F). La Figura 18 muestra un ejemplo del procesamiento de las señales sísmicas y la obtención del factor de calidad Q para el sismo registrado el 1 de marzo de 2017.

A partir del factor de calidad Q, también se estima la Ley de Atenuación de Aki (1980a), representada por:  $Q = Q_0 f^\eta$ , donde Q es el factor de calidad y  $Q_0$  es Q a la frecuencia de 1 Hz.  $Q_0$  representa el contexto geológico y sismotectónico de la zona de estudio y  $\eta$  la heterogeneidad del medio (grado de fracturamiento, fallas, zonas con presencia de fuentes geotermales, emisión de gases volcánicos, alta temperatura, entre otros). Generalmente, cuando la zona de estudio presenta baja actividad

sismotectónica (“estable”) los valores  $Q_0$  son altos y  $\eta$  bajos, por lo tanto, representa baja atenuación. Mientras tanto, si la actividad sismotectónica de la zona de estudio es alta, los valores de  $Q_0$  son bajos y  $\eta$  altos, lo que representa una alta atenuación.

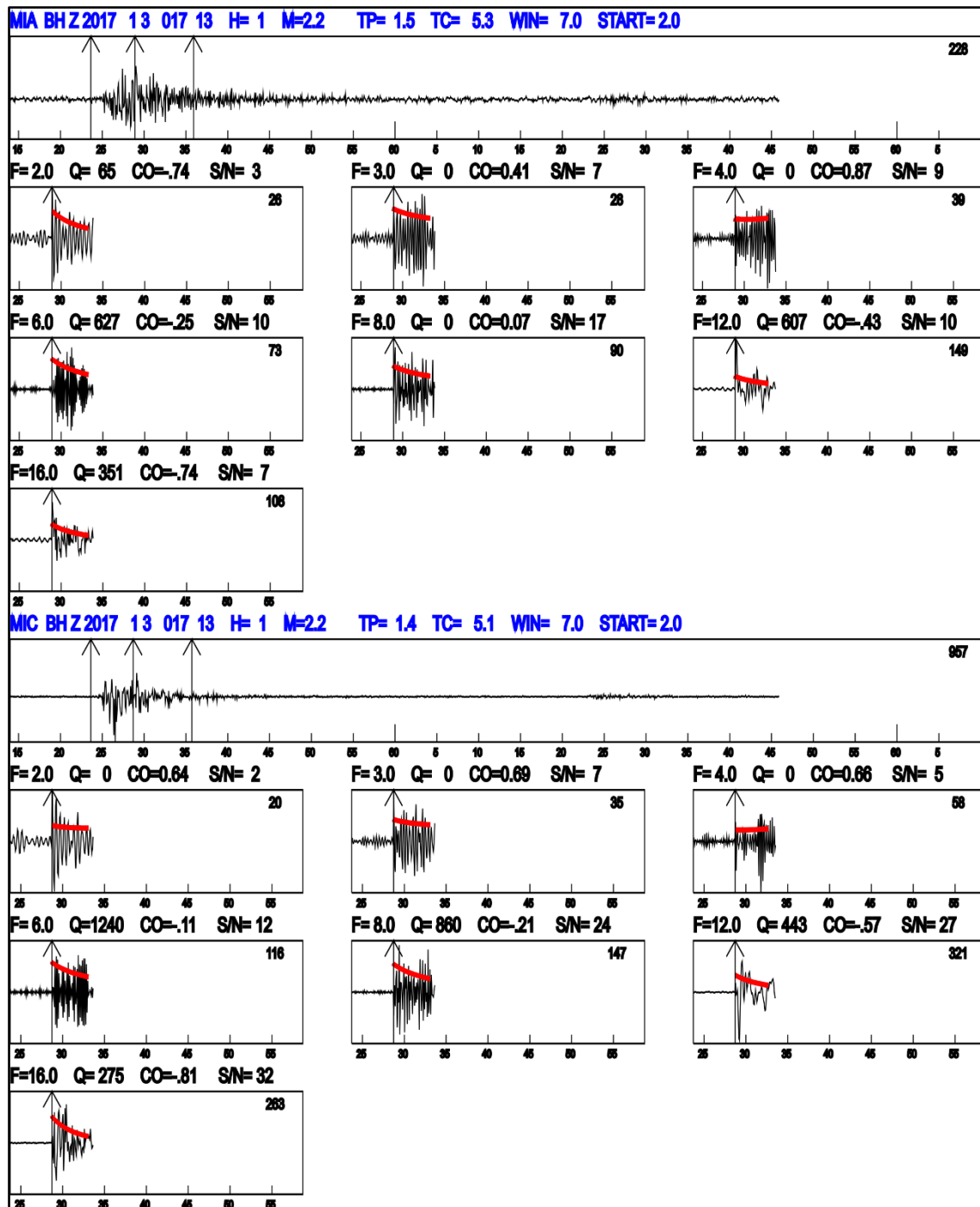


Figura 18.- Ejemplos de la estimación del factor de calidad utilizando las bandas de frecuencias 2, 4, 8 y 16 Hz.

En el volcán Misti, la Ley de Atenuación promedio es de:

$$Q = 53 \pm 19 f^{0.63 \pm 0.22}$$

Este valor se encuentra dentro de los obtenidos en zonas volcánicas y geológicamente heterogéneas (Tabla 3). No obstante, el valor bajo de  $\eta=0.63$  muestra, claramente, la baja actividad sismovolcánica del Misti y de magnitud pequeña, probablemente asociada a fracturas de pequeña longitud.

Tabla 3. Ley de atenuación promedio obtenido para el volcán Misti y otras zonas volcánicas.

Zona Volcánica	$Q_0$	$\eta$	Referencia
Volcán Misti	53	0.63	Este estudio
Volcán Nevado El Ruiz	30	1.03	Londoño (1996)
Volcán Nevado El Ruiz	36	0.72	Vargas et al. (2006)
Volcán Santa Elena	63	0.97	Havskov et al. (1989)

## **5.- INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA**

Durante el monitoreo del volcán Misti se ha identificado el registro de cuatro tipos de señales sísmicas: volcano-tectónicos (VT), Largo Periodo (LP), Tornillos (TO) y Tremores (TR) (Macedo et al., 2012); los primeros asociados a procesos de fracturamiento de rocas que ocurren en el interior del volcán, el segundo y tercero debido a la interacción de fluidos a profundidades superficiales (<5 km).

- En este estudio se ha analizado el origen de 180 sismos VT con magnitudes menores a M3.0.
- Espacialmente y en profundidad, la sismicidad se concentra en la zona del cráter del volcán Misti, en un área aproximada de 2 km<sup>2</sup> y alcanza profundidades del orden de 3.0 km como máximo. Esta distribución corrobora la existencia de una zona sismogénica de magnitud pequeña y poco profunda. Esta sismicidad con tiene relación con la geometría de la falla Chili.
- Los mecanismos focales para un total de 12 sugieren el desarrollo de procesos de deformación de tipo extensional y compresión con variadas orientaciones para los esfuerzos y que podrían estar asociados a la interacción de fluidos (gases magmáticos, vapor de agua, etc.) a profundidades menores a 3.0 km.
- Estos resultados también se sustentan con el comportamiento atípico de la caída de esfuerzos; es decir, los valores bajos y la similitud entre valores de caída de esfuerzo así como su concentración en un determinado sector del patrón de caída de esfuerzo, son característicos de sismos que ocurren en zonas volcánicas que están altamente influenciados por la heterogeneidad del medio,

principalmente, alto grado de fracturamiento, circulación de fluidos y alta temperatura.

- Del mismo modo, los resultados del *valor b* promedio ( $b=1.7\pm 0.1$ ) y la ley de atenuación promedio obtenidos a partir de la atenuación de ondas de coda  $Q = 53\pm 19 f^{0.63\pm 0.22}$  se encuentran dentro de los valores obtenidos en zonas volcánicas y geológicamente heterogéneas; no obstante, el valor bajo de  $\eta=0.63$  es indicativo de la baja actividad sismovolcánica del Misti.

En la Figura 19 se presenta la interpretación sismotectónica del volcán Misti; para ello, en el perfil SO-NE se ha integrado la información sísmica correspondiente al periodo 2017-2020 y la información geológica, estructural y geofísica disponible. Para la representación esquemática se ha tomado como base el modelo de Maussallam et al. (2017) y Caudron et al. (2015). El esquema resume el origen de los sismos VT que ocurren en el volcán Misti; de acuerdo a este modelo, los fluidos magmáticos provenientes de la cámara magmática profunda (>7 km) ascienden a través de diques o conductos elongados hasta llegar a niveles superficiales (profundidades menores a 3 km) donde interactúa con el sistema hidrotermal (Finizola et al., 2004) o quizás con un pequeño reservorio de magma (R2) que, según Tepley et al. (2013) estaría ubicado a ~3 km por debajo del cráter y sería menos caliente y más seco. Este contraste estaría desencadenando sismos VT de magnitud pequeña ( $M<3.0$ ) y profundidades superficiales (<3.0). Estos resultados son consistentes con los obtenidos en los volcanes Kawah Ijen en Indonesia (Caudron et al., 2015), Vesubio en Italia (Ricco et al., 2021) y con la hipótesis planteada por Chouet (1996).

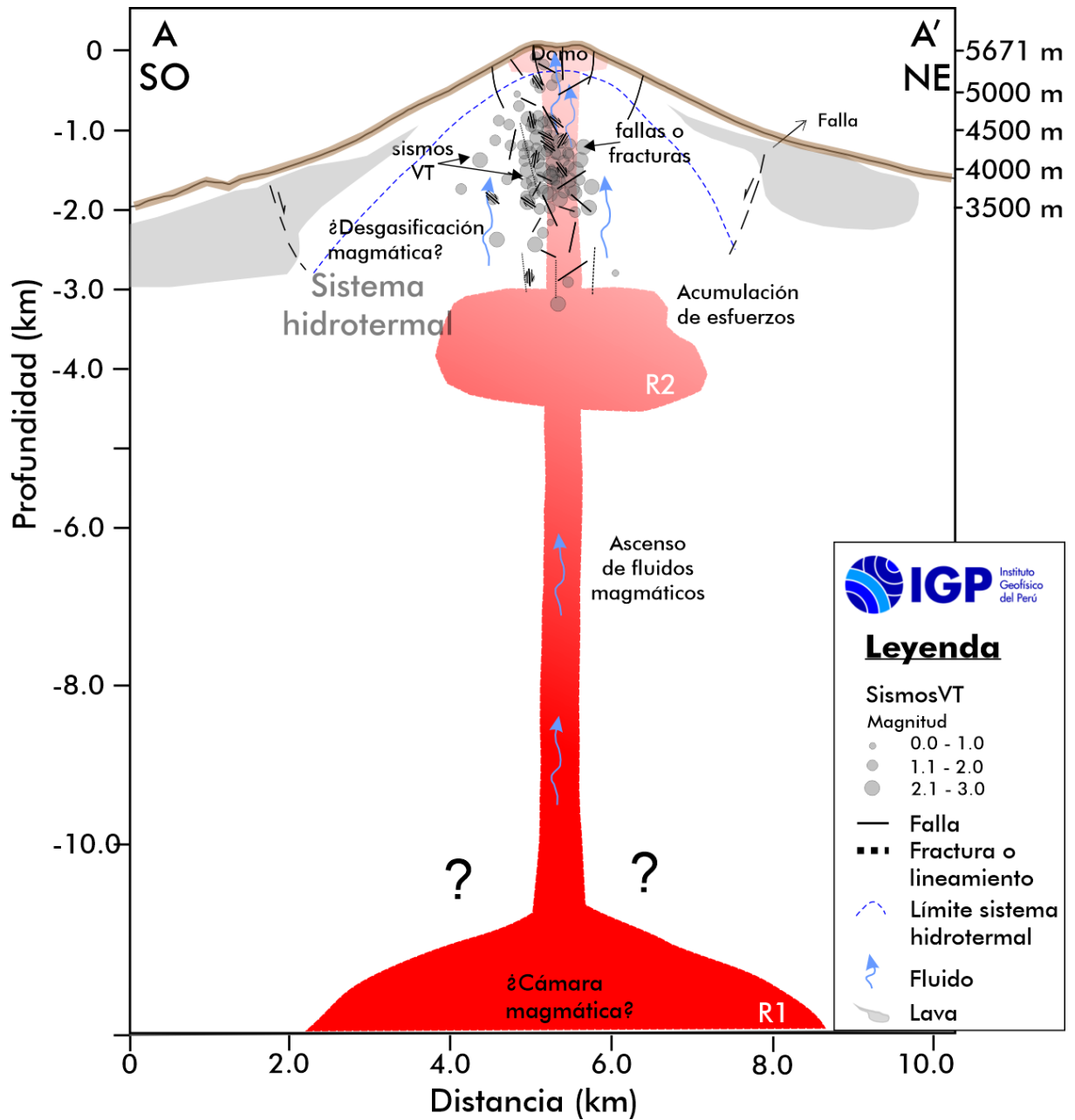


Figura 19.- Representación esquemática de la correlación de la actividad sísmica, resultados de estudios geofísicos, geológicos y estructurales en el perfil A-A' con dirección NO-SE (perpendicular a la falla Chili). Obsérvese la configuración de la estructura interna del volcán Misti. R1: reservorio magmático profundo, R2: reservorio superficial. Modelo modificado de Moussallam et al. (2017) y Caudron et al. (2015).

## **CONCLUSIONES**

El análisis de la sismicidad volcano-tectónica ocurrida en el volcán Misti durante el periodo 2017-2020 ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- La sismicidad volcano-tectónica presentó magnitudes pequeñas entre M0.8 y M2.9 y profundidades superficiales menores a 3.0 km.
- La distribución de los epicentros se limita a la zona del cráter; mientras que, en profundidad se observa que los hipocentros siguen una alineación casi vertical por debajo del cráter hasta profundidades del orden de 3.0 km.
- La ocurrencia y distribución de esta sismicidad VT en profundidad, tendría su origen en esfuerzos generados por la inyección de fluidos magmáticos (principalmente gases) provenientes de un reservorio magmático profundo (R1) hacia otro superficial (R2) y/o a un sistema hidrotermal activo del volcán Misti ubicado por debajo del cráter a profundidades entre 1 y 5 km. Esta interacción estaría generando fallas y/o fracturas en todas las direcciones en el conducto volcánico rocoso y frágil, que, a su vez estaría permitiendo el paso de fluidos magmáticos hacia la superficie. En el volcán Misti el mayor grado de fracturamiento ocurriría entre 1 y 2 km por debajo del cráter.
- Finalmente, durante el periodo de este estudio, en el volcán Misti no se ha observado cambios en el tipo de sismicidad registrada lo cual es indicativo de que el sistema volcánico del Misti se mantiene relativamente estable. Estas observaciones guardan una estrecha correlación con los resultados obtenidos de la composición química de fluidos volcánicos emitidos (Moussallam et al., 2017; Apaza, 2015) y los resultados del monitoreo del Misti. Si este escenario cambia, el IGP encargado del monitoreo de volcanes, brindará la información de manera oportuna.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Aguilar, R. (2014). Evolution géologique du nevado Chachani: un exemple de complexe volcanique pléistocène dans la cordillère occidentale du sud du pérou. Master 1 Recherche, Magma et Volcans, p 6 – 7, 13 - 15.
- Aki, K. y Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Jour. Geophys. Res.*, 80: 3322-3342.
- Ancasi, R. (2016). Análisis de la sismicidad distal del volcán Misti para el period 2011. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Agustín. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Arequipa-Perú, 65 p.
- Apaza, F. (2015). Evaluación de la concentración de dióxido de carbono como indicador de actividad volcánica, en la superficie del volcán Misti, Arequipa. Tesis de Bachiller. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. 158 p.
- Benavente, C., Delgado, F., García-Fernández, B., Aguirre, E. & Audin L. (2017). Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la Región Arequipa. INGEMMET, Boletín serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 64, 370 p., 1 mapa.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997–5009.
- Caudron, C. (2015). Lecocq, T., Syahbana, DK., McCausland, W., Watlet, A., Camelbeeck, T., Bernard, A. y Suroño (2015). Stress and mass changes at a “wet” volcano: Example during the 2011–2012 volcanic unrest at Kawah Ijen volcano (Indonesia). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 5117–5134, doi:10.1002/2014JB011590.10.1002/2014JB011590.
- Centeno, R. (2012). Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti entre octubre 2005 a diciembre 2008 y su dinámica interna actual. Tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, p 123 – 126.
- Centeno, R., Cabrera-Pérez, I., Soubestre, J., D’Auria, L., Rivera, M. & Machacca, R. (2021). Tomografía de ruido sísmico aplicado al volcán Misti utilizando métodos de inversión no-lineal multiescala, XX Congreso Peruano de Geología, Lima-Perú.
- Chouet, B. A. (1996). Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting, *Nature*, 380, 309– 316.

- Chouet, B. A. & Matoza, R. S. (2013). A Multi-Decadal View of Seismic Methods for Detecting Precursors of Magma Movement and Eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 252, 108–175. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013.
- Cuenot, N., Dorbath, C y Dorbath, L. (2008), Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): Implications for the characterization of the geothermal reservoir properties, *Pure Appl. Geophys.*, 165(5), 797–828.
- Del Pezzo E., Bianco, F. y Saccorotti, G. (2004). Seismic source dynamics at Vesuvius volcano, Italy. *Journal of Vol. and Geother. Res.*, 133, 23-39
- De Silva & Francis, P. W. (1990). Potentially active volcanoes of Peru – observations using landsat thematic mapper and space shuttle imagery. *Bulletin of Volcanology*, 52, 286-301.
- Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. R. Soc. London, Ser. A.*, 241(1226), 376–396.
- Finizola, A., Lénat, J-F., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.-C. & Sortino, F. (2004). Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Jour. of Volcan. and Geoth. Res.*, 135(4), 343-360, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009>.
- Frohlich, C. (1992). Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of 889 earthquake focal mechanisms. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75: 193-198.
- Gao, L.S. (1992). Physical Meaning of the coda envelopes. In: *Volcanic Seismology*, P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (Editors) Springer-Verlag, Berlin, Germany, 391-403
- Gutenberg, R. & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 34: 185-188.
- Hanks, T. C. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.* 84, 2348–2350.
- Hantke G. y Parodi, A. (1966). Catalogue of the active volcanoes of the world. Part XIX: Colombia, Ecuador and Peru: Naples, IAVCEI, 73 p.
- Harpel, C.J., de Silva, S. y Salas, G. (2011). The 2 ka eruption of Misti volcano, Southern Peru—the most recent Plinian eruption of Arequipa’s iconic volcano. *Geol Soc Am Spec Pap* 484:1–72 Ide et al. (2003).
- Havskov, J., Peña, J., Ibañez, J., Ottemoller, M., Martínez-Arévalo, L. (2003). Magnitude scales for very local earthquakes: Application for

- Deception Island volcano (Antarctica). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (this issue). doi:10.1016/S0377-0273(03)00250-6
- Ide, S., Beroza, G. C., Prejean, S. G. y Ellsworth, W. L. (2003), Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2271, doi:10.1029/2001JB001617.
- INEI (2018). Directorio Nacional de Centros Poblados, Censo Nacional 2017: XII de Población, 391 VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas. ([https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones\\_digitales/Est/Lib1541/index.htm](https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1541/index.htm)).
- Jin, A. y Aki, K. (1988). Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78: 741-769.
- Klein, F. W. (2003). The HYPOINVERSE2000 earthquake location program. In: *International handbook of earthquake engineering seismology*. Academic press, Amsterdam, International Geophysics Series 81, 1619-1620.
- Legrand, D., Barrientos, S. Bataille, K. & Cembrano, J. J. (2011). The fluid-driven tectonic swarm of Fjordo Aysen, Chile (2007) associated with two earthquakes ( $M_w=6.1$  and  $M_w=6.2$ ) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, submitted to *Continental Shelf Research*, 3, N3-4, 154-161.
- Legros, F. (2001). Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. *Jour. of south Ame. Earth Sciences*, 14, 15-29.
- Lee, W. H. K., Bennet, R. & Meagher, K. (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. *US Geol. Surv. Open-File Rep.* 28 pp.
- Lee, W. H. y Lahr, J. C. (1975). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *US Departamento of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research*.
- Lienert, B. R. & Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett.* 66, 26-36.
- 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.
- Londoño, M. (1996). Temporal change in coda Q at Nevado El Ruiz Volcano, Colombia. *Jour. Vol. Geother. Res.*, 73: 129-139.
- López-Reyes, M. (2018). Tomografía del volcán Misti usando ruido sísmico. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 65 p.

- Macedo, O., Masías, P., Palacios, D., Machacca, R., Centeno, R., Úbeda, J. & Arenas, R. (2012). Aparente influencia de la marea terrestre en la actividad hidrotermal del volcán Misti observada en datos de temperatura". XVI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 639–666.
- Mariño, J., Rivera, M. y Thouret, J-C. (2015). Geología y mapa de peligros del volcán Misti. INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 60, 170 p.
- McNutt, S. R. y Roman, D. C. (2015). Volcanic Seismicity. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, pp.1011–1034. ISBN: 9780123859389.
- Mering, C., Huaman-Rodrigo, D., Chorowicz, J., Deffontaines, B. y Guillaude, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics* 259:153–169.
- Moussallam, Y., Peters, N., Masías, P., Apaza, F., Barnie, T., Lan Schipper, C., Curtis, A., Tamburello, G., Aiuppa, A., Bani, P., Giudece, G., Pieri, D., Davis, A-G. y Oppenheimer, C. (2019). Magmatic gas percolation through the old lava dome of El Misti volcano. *Bull. Volcanol.* (2017) 79: 46, DOI 10.1007/s00445-017-1129-5.
- Mukuhira, Y., Asanuma, H., Niitsuma, H. y Haring, M.O. (2013). Characteristics of large-magnitude microseismic events recorded during and after stimulation of a geothermal reservoir at Basel, Switzerland. *Geothermics*. 45: 1-17.
- Ottemöller, L., Voss, P. & Havskov, J. (2020). SEISAN Earthquake Analysis Software for windows, Solaris, Linux and MacOSx. Retrived date from <http://seisan.info>.
- Paige, C.C. y Saunders, M.A. (1982). LSQR: Sparse linear equations and least squares problems, *ACM Transactions on Mathematical Software* 8/2, 195-209.
- Ramos, D. (2000). Aplicación del método geofísico del potencial espontáneo para el estudio estructural del volcán Misti. Tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, 173 p.
- Ricco, C., Petrosino, S., Aquino, I., Cusano, P. & Madonia, P. (2021). Tracking the recent dynamics of Mt. Vesuvius from joint investigations of ground deformation, seismicity and geofluid circulation. *Nature, Sci. Rep.*, 11: 965. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-79636-w>.

- Rivera, M. (2010). Genése et évolution des magmas andésitiques a thyoacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (sud du Pérou). Tesis Doctoral. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 414 p.
- Rivera, M., Martin, H., Le Pennec J-L., Thouret J-C., Gourgaud, A. y Gerbe M-C (2017). Petrogeochemical constraints on the source and evolution of magmas at El Misti volcano (Peru). *Lithos* 268–271: 240–259. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.11.009.
- Ruprecht, P. y Wörner, G. (2007). Variable régime in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Jour. of Volc. And Geotherm. Res.*, 165, 142-162, doi:10.1016/j.volgeores.2007.06.002.
- Tepley FJ, Silva SD, Salas G, 2013. Magma Dynamics and Petrological Evolution Leading to the VEI 5 2000 BP eruption of El Misti Volcano, Southern Peru. *J Petrol egt040*.
- Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., & Frechen, M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*, 113 (12), 1593-1610. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2).
- Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in a formula  $\log N = a - bM$  showing the magnitude frequency for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, 99–103.
- Villegas, J. C. (2009). Modelos de velocidad unidimensionales para las regiones del Norte, Centro y sur del Perú, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos locales. Tesis de ingeniero, 97 p.
- Wadati, H. (1933). In: Bath. M. (1973), *Introduction of seismology*. Birkhauser Verlag Vasel, 395p
- 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. *Geophys. Res. Lett.*, 24(2): 189-192.
- Wiemer, S. & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, *Adv. Geophys.*, 45: 259-302
- Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K. & Wiemer, S. (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. *Jour. Vol. Geother. Res.*, 106: 23-37.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern

Hayward Fault, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 6. Pág. 1353–1368.

Zobin, V. M. (2012) Introduction to Volcanic Seismology, 2nd edition, Elsevier, ISBN 9780444563750.

Zúñiga, R. y Wyss, M. (1995). Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates. Bull. Seism. Soc. Am., 85,1858-1866.

