

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



“EVALUACIÓN DE LA ACTIVIDAD SISMOVOLCANICA ASOCIADA A LA INTRANQUILIDAD DEL VOLCÁN SABANCAYA, PERIODO ENERO - JULIO 2013”

Tesis presentado por el bachiller

JOSÉ LUIS TORRES AGUILAR

Para optar el título profesional de

INGENIERO GEOFÍSICO

AREQUIPA – PERÚ

2014

*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, Ney, Saúl, German, Abelardo 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.*

AGRADECIMIENTO

Este trabajo fue elaborado en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), a través del Observatorio Volcanológico de Arequipa (OVA).

Deseo expresar mi agradecimiento al IGP-OVA, representado por el Investigador Científico Principal en el área de Volcanología, Dr. Orlando Macedo S.

Agradezco infinitamente a mi asesor Dr. O Macedo por haberme dado la oportunidad de realizar este estudio bajo su asesoría, brindándome todos los recursos necesarios y conocimientos para el desarrollo de este trabajo, por sus exigencias, sus consejos, por su apoyo en todo momento y por su confianza en mí. Gracias.

A todo los integrantes del OVA, Ing. Riqui Centeno, Ing. Jose A. Del Carpio, Ing. Orlando Huancco, Msc. Nino Puma, Ing. Javier, Bach. John I., Comunicador George C. Tec. Victor Montesinos, Tec. Rolando C., Tec. Alfredo, Administradora Nancy L.. Muchas gracias por brindarme conocimiento en el maravilloso mundo de la sismología volcánica y también gracias por su aliento diario.

Al Ing. Roger Machaca y Msc. Yanet Antayhua, gracias por brindarme conocimiento, en la Sismología.

Al equipo de trabajo y docentes de escuela profesional de Ingeniería Geofísica de la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, quienes le abren las puertas al conocimiento, brindando apoyo académico y dando animo en momentos de flaqueza.

INDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
CAPÍTULO I	4
ASPECTOS GENERALES	4
1.1 UBICACIÓN	4
1.2 OBJETIVOS	5
1.3 METODOLOGÍA DEL TRABAJO	6
1.4 TRABAJOS ANTERIORES EN LA ZONA DE ESTUDIO	6
CAPITULO II.....	9
MARCO GEOLÓGICO, GEOTECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO	9
2.1 PROCESO DE SUBDUCCIÓN Y EL VULCANISMO EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ	9
2.2 VOLCANISMO ANDINO CENOZOICO EN EL SUR DEL PERÚ	10
2.2.1 Zonas Volcánicas en Sudamérica	10
2.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN SABANCAYA.....	13
2.3.1 Estratigrafía del Volcán Sabancaya	15
2.3.2 Tectónica en el área del volcán Sabancaya.....	17
2.3.3 Historia de la actividad Eruptiva del Volcán Sabancaya	19
CAPITULO III.....	21
CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS SEÑALES SISMO-VOLCÁNICAS	21
3.1 CLASIFICACIÓN DE SISMOS VOLCÁNICOS.....	22
3.1.1 Sismos de Alta Frecuencia (HF ó high frequency)	22
3.1.2 Sismos de Baja Frecuencia (LF ó low frequency)	26
3.1.3 Sismos Mixtos o Híbridos.....	33
3.1.4 Ruido.....	34
3.3 ANÁLISIS ESPECTRAL DE SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS.....	35
3.3.1 Espectro de Frecuencia	36
3.3.2 Espectrograma (TFCP)	37
3.3.3 Diseño de Filtros	37
3.4 CALCULO DE HIPOCENTROS.....	39
3.5 RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER.....	39
CAPITULO IV	41
PRONOSTICO DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS.....	41
4.1 SIGNOS PRECURSORES DE UNA ERUPCIÓN VOLCÁNICA	41
4.1.1 Señales sismo-volcánicas.....	41
4.1.2 Deformación Volcánica	42
4.1.3 Monitoreo Visual de un Volcán.....	43
4.1.4 Imágenes Interferograma (INSAR).....	45

4.2 PRONOSTICO DE ERUPCIONES EXPLOSIVAS BASADO EN PATRONES SÍSMICOS	46
4.2.1 Sismicidad Precursora.....	46
4.2.2 Patrón general de la progresión sísmica para volcanes andesíticos y dacíticos.....	47
4.2.3 Modelo Geológico que explica la Sismicidad en profundidad	47
4.2.4 Relación del volumen magmático y momento sísmico	48
CAPITULO V.....	50
ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTOS DE DATOS SÍSMICOS	50
5.1 RED SÍSMICA SABANCAYA 2013	50
5.2 INSTRUMENTACIÓN	53
5.2.1 Reftek130.....	53
5.2.3 Guralp CMG-40T.....	54
5.2.4 Guralp CMG-6TD.....	55
5.2.5 Lenartz-3Dlite	57
5.3 SOFTWARE EMPLEADO	58
5.3.1 Sistema Operativo Linux	59
5.3.2 Sistema Operativo Windows.....	62
5.4 MODELO DE VELOCIDADES PARA LA LOCALIZACIÓN DE EVENTOS.....	66
5.5 CALCULO DE MAGNITUD.....	70
CAPITULO VI	71
ANÁLISIS Y RESULTADOS DE DATOS.....	71
6.1 CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS.....	71
6.1.2 Sismos Periodo Largo (LP).....	75
6.1.3 Sismos Híbrido (HIB)	76
6.1.4 Tornillo (TOR).....	77
6.1.5 Tremores (TREM)	77
6.2 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA	78
6.2.1 Estadística General.....	78
6.2.2 Estadística Diaria	79
6.2.3 Estadística diaria según el tipo de Evento.....	80
6.3 LOCALIZACIÓN DE EVENTOS	83
6.3.1 Distribución Epicentral de la Sismicidad Volcano-Tectónica (VT)	84
6.3.2 Determinación de Zonas Sísmicas.	86
6.4 MECANISMOS FOCALES.	88
6.5 VOLUMEN DE LA POSIBLE INTRUSIÓN MAGMÁTICA.....	89
6.6 CÁLCULO DEL VALOR “b” PARA LA ZONA DEL VOLCÁN SABANCAYA ...	90
6.7 MONITOREO VISUAL DEL VOLCÁN SABANCAYA.....	91
CAPITULO VII.....	93
DISCUSIONES E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS	93
7.1 DATOS IMPORTANTES DE TRABAJOS ANTERIORES.....	94

7.2 DISCUSIÓN DE LOS EVENTOS SISMO-VOLCÁNICOS Y DEFORMACIÓN EN SUPERFICIE	96
7.3 DISCUSIÓN DE MECANISMOS DE FALLA EN LA ZONA DEL VOLCÁN SABANCAYA.....	99
7.3.2. Mecanismos focales de tipo normal.....	99
7.3.1 Mecanismos focales de tipo inverso	100
7.4 INTERPRETACIÓN	102
CONCLUSIONES	106
RECOMENDACIONES.....	108
BIBLIOGRAFÍA	109
ANEXOS	118
ANEXO A.....	119
Tabla N° 5, Lista de sismos principales, con sus respectivos parámetros focales.....	119
ANEXO B.....	120
Tabla N° 6, Número de eventos por día, periodo Enero-Julio, 2013.....	120
ANEXO C.....	125
PUBLICACIONES.....	125

INDICE DE FIGURAS

<i>Figura1. 1, Ubicación del Complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Hualca- Hualca.</i>	<i>4</i>
<i>Figura2. 1, Proceso de subducción de la placa Oceánica por debajo de la placa continental Sudamericana.</i>	<i>10</i>
<i>Figura2. 2, Geometría de la subducción y la actividad volcánica en Sudamérica).....</i>	<i>11</i>
<i>Figura2. 3, Volcanes activos en el sur del Perú, pertenecientes a la Zona Volcánica Central (ZVC).....</i>	<i>12</i>
<i>Figura2. 4, Complejo Volcánico Ampato Sabancaya y Hualca-Hualca.</i>	<i>13</i>
<i>Figura2. 5, Mapa geológico del complejo volcánico Ampato Sabancaya</i>	<i>14</i>
<i>Figura2. 6, Columna estratigráfica general del volcán Sabancaya (Juvigné et. al. 2008)....</i>	<i>16</i>
<i>Figura2. 7, Mapa estructural de la región del volcán Sabancaya</i>	<i>18</i>
<i>Figura2. 8, Sismicidad VT histórica del volcán Sabancaya.....</i>	<i>20</i>
<i>Figura3. 1, Ejemplo de un evento Volcano Tectonico registrado en el volcan Sabancaya (04:17:02 UTC, 25/05/2013).</i>	<i>23</i>
<i>Figura3. 2, Ejemplo del contenido espectral de un evento Volcano – Tectonico volcan Ubinas (Moquegua).</i>	<i>24</i>
<i>Figura3. 3, Ejemplo de actividad sismica en forma de “enjambre”.....</i>	<i>25</i>
<i>Figura3. 4, Evento de Largo Periodo LP</i>	<i>26</i>
<i>Figura3. 5, Explosión registrada en el volcán Ubinas</i>	<i>28</i>
<i>Figura3. 6, Ejemplo de un evento tipo Tremor Armonico.....</i>	<i>29</i>
<i>Figura3. 7, Ejemplo de un evento tipo tremor Espasmodico</i>	<i>30</i>
<i>Figura3. 8, Ejemplo de un evento tipo tremor pulsante</i>	<i>31</i>
<i>Figura3. 9, Ejemplo de un evento tipo tornillo registrado.....</i>	<i>33</i>
<i>Figura3. 10, Evento tipo Híbrido, registrado el 18 Febrero 2014 a la 19:00:00 UTC, registrado en el volcán Ubinas.</i>	<i>34</i>
<i>Figura3. 11, Espectrograma de ruido de fondo registrado en una estación en el volvan Mt. Merapi.....</i>	<i>35</i>
<i>Figura3. 12, Representación gráfica de los cuatro tipos de filtros básico; a). Lowpass, b). Highpass, c). Bandpass y d). Bandstop.....</i>	<i>388</i>
<i>Figura3. 13, Relacion G-R ideal.....</i>	<i>39</i>
<i>Figura3. 14, Relación G-R como se presenta normalmente.....</i>	<i>400</i>
<i>Figura4. 1, Evolución de la señales sismo volcánicas mostrada en un sismograma durante un periodo de 5 días, Volcán Agustín, Alaska, según White (2011).</i>	<i>42</i>
<i>Figura4. 2, Deformación del suelo causado por la actividad magmática.</i>	<i>43</i>
<i>Figura4. 3, Vigilancia visual de la actividad eruptiva del volcán Ubinas (04/05/2014).</i>	<i>44</i>
<i>Figura4. 4, Emisión simultanea de gases de color blanco (vapor de agua) y gris (gases magmáticos), observada el 27/02/2013, en el Volcán Sabancaya. (Macedo O. 2013).....</i>	<i>44</i>
<i>Figura4. 5, Ejemplo de la interferometría de radar detecta la elevación de la superficie de la Tierra en dos momentos diferentes. InSar en la región del volcán Sabancaya (RVS) mediante dos imágenes obtenidas en Junio de 1992 y abril del 1996. (Pritchard and Simons, 2002)</i>	<i>45</i>
<i>Figura4. 6, Modelo geológico que explica en gran medida la sismicidad que acompaña a una erupción volcánica (modificado Fournier, 1999).....</i>	<i>48</i>
<i>Figura 4. 7, Relación de momento Sísmico (VTs) con variación de volumen magmática.</i>	<i>49</i>
<i>Figura5. 1, Esquema de funcionamiento de las estaciones de la Red Sabancaya 2013.</i>	<i>51</i>

Figura5. 2, Distribución de las estaciones que compone la Red Sísmica Sabancaya (RESSAB).	52
Figura5. 3, a). Digitalizador REFTEK130 con 6 canales y b). Sensores Guralp CMG-40T.	54
Figura5. 4, Sismómetro digital de tres componentes Guralp CMG-40T	55
Figura5. 5, Sismómetro digital de tres componentes Guralp CMG-6TD.....	56
Figura5. 6, a). Sensor LENARTZ 3D-1S y b). Digitalizador CMG-DM24	57
Figura5. 7, Se muestra la secuencia de programas utilizados.	58
Figura5. 8, se muestra un esquema de conversión de datos originales Reftek y Guralp a formatos SAC de una hora.....	60
Figura5. 9, Se muestra la ventana del programa SAC2000.	61
Figura5. 10, Muestra los formatos de ingreso y salida del programa Hypoellipse.	63
Figura5. 11, Muestra de la pantalla del programa S_ clasificar, desarrollado en le Matlab (GUIDE).	64
Figura5. 12, Esquema general de los programas computacionales que se utiliza, para el análisis de la data sísmica.	66
Figura5. 13, Test de localización de un sismo (1/06/2013 14:20)	69
Figura5. 14, Localización del sismo (1/06/2013 14:20)	70
Figura6. 1, Ejemplo de un evento Volcano-Tectónico proximal (pVT).....	73
Figura6. 2, Ejemplo de un evento Volcano – Tectónico distal (dVT).....	73
Figura6. 3, Tres ejemplos de eventos Volcano-Tectonico (VT) en sus tres componentes (Z, N, y E).....	74
Figura6. 4, Estacion (SABA), registra alta tasa de sismicidad en la zona del volcan Sabancaya.....	75
Figura6. 5, Evento de Largo Periodo LP	76
Figura6. 6, Ejemplo de evento Hibrido	76
Figura6. 7, Evento tipo Tornillo.....	77
Figura6. 8, Evento tipo Tremor	78
Figura6. 9, Histograma de la sismicidad total durante el periodo Febrero-Julio 2013.....	80
Figura6. 10, Histograma de eventos con mayor ocurrencia VT, LP y HIB.	81
Figura6. 11, Histograma de eventos Volcano-Tectónicos periodo Enero-Julio 2013.	82
Figura6. 12, Histograma de eventos de largo periodo (LP) periodo Enero- Julio 2013.....	82
Figura6. 13, Histograma de eventos de Híbridos (HIB) periodo Enero- Julio 2013.....	83
Figura 6. 14, Sismicidad de fractura de magnitud $M_L > 3.5$ ocurrida entre Enero y Julio 2013	84
Figura 6. 15, Distribución de Epicentros (Enero-Julio 2013) de los eventos Volcano-Tectónicos (VT).	85
Figura 6. 16.- Zonas de sismicidad A, B, y C.	87
Figura 6. 17.- Esquema de cálculo de mecanismos focales en los programas HASH y	88
Figura6. 18, Grafica G-R para el caso de sismos de fractura (A).....	90
Figura6. 19, Observaciones visuales de fumarola, en el volcán Sabancaya.	91
Figura6. 20, Mapas de temperatura ASTER- Termal	92
Figura7. 1, Patrón de evolución sísmica en volcanes Explosivos con sistemas cerrados	94
Figura7. 2, Distribución de esfuerzos en la región del volcán.....	95
Figura7. 3, correlación de eventos VTs localizados con las imágenes Interferograma.	98
Figura7. 4, Correlación de los mecanismos focales con el sistema de fallas NO-SE, NE-SO y Interferograma.....	101
Figura7. 5, a) Sismicidad diaria de tipo VT y evolución en el tiempo	103
Figura7. 6, a) Modelo esquemático, a partir de Fournier (1999) y White (2011).....	105

INDICE DE TABLAS

<i>Tabla N° 1, Información general de los equipos RESSAB 2013, desplegadas en la zona del volcán Sabancaya.</i>	<i>53</i>
<i>Tabla N° 2, Modelos de Velocidad evaluados en este estudio. Vp= velocidad de la onda P y Prof.=profundidad del nivel inferior de la capa.</i>	<i>67</i>
<i>Tabla N° 3, Se muestra la estadística general de los datos sísmicos ocurridos en el periodo Enero-Febrero 2013.</i>	<i>79</i>
<i>Tabla N° 4, Eventos Volcano-Tectónico (dVT) principales, registrados en el volcán Sabancaya.</i>	<i>89</i>
<i>Tabla N° 5, Lista de sismos principales, con sus respectivos parámetros focales.</i>	<i>119</i>
<i>Tabla N° 6, Número de eventos por día, periodo Enero-Julio, 2013.</i>	<i>120</i>

RESUMEN

La última erupción del volcán Sabancaya (Perú) ocurrió entre 1990-1998, considerada como una erupción moderada con índice de explosividad volcánica (VEI) 2-3. Luego de 15 años de calma, a partir del 22 de febrero del 2013, el volcán ha dado importantes signos de intranquilidad, manifestándose con un incremento notable de la alta sismicidad y emisiones fumarólicas en sus inmediaciones. Atendiendo a esta nueva situación, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) sede Arequipa instaló una red de 6 estaciones sísmicas digitales portátiles (cinco de banda ancha y una periodo corto), así como 3 estaciones telemétricas equipadas con sensores de banda ancha; el conjunto de estas estaciones se denomina la Red Sísmica Sabancaya (RESSAB). A partir de los datos registrados por esta red, y haciendo uso de programas computacionales y algoritmos, se ha realizado la identificación y clasificación de los eventos. Se clasificaron un total de 15253 eventos sismovolcánicos: el 88.4% corresponden a Volcano- Tectónicos (VT), mientras que el 11.6% corresponden a eventos de Largo Periodo (LP), Híbridos (HIB), Tremor (TREM) y Tornillos (TOR). Por otro lado, mediante el programa HYPOELLIPSE (*Lahr, 1999*), se han localizado 1655 eventos de tipo VT, que han resultado ocurrir a tiempos distintos y en 3 zonas sísmicas (Zona A, Zona B y Zona C), localizadas principalmente a una distancia de entre 6 y 15 km en sectores NO y NE del cráter del volcán, con sismos de magnitudes entre 1.0 y 5.7 ML. Como resultado del análisis e interpretación de los datos, se propone un modelo esquemático para el volcán Sabancaya considerando los modelos generales propuestos por *Fournier (1999)* y *White (2011)*. Asimismo, como parte de los análisis se determinaron mecanismos focales utilizando los programas FOCMEC (*Snoke et al., 2003*) y HASH (*Hardebeck et al. 2008*), de los eventos de mayor magnitud (>1.8 ML) claramente registrados. El modelo esquemático obtenido explica la evolución de la sismicidad hasta ahora observada en donde predomina la sismicidad de fractura lejos del cráter (o dVT , VT distal) y que posteriormente, según el modelo propuesto por *White (2011)*, en los meses siguientes, probablemente sería seguido de un aumento en la sismicidad de baja frecuencia (LP) y eventos Híbridos antes de iniciarse un proceso eruptivo.

INTRODUCCIÓN

El volcanismo y la sismicidad en el borde occidental del Perú, en contextos generales es producto de la geodinámica de subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa continental sudamericana, cuya dirección de convergencia entre ambas placas es N78°E con una velocidad promedio de 7-8 cm/año (*DeMets et al, 1990*). El complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca-Hualcaes parte del grupo de 14 volcanes activos del sur del Perú que pertenece a su vez a la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes ubicada entre el sur del Perú, Bolivia y el norte de Chile. En esta zona se encuentran volcanes con reciente historia explosiva muy importante, como el volcán Huaynaputina que presentó en 1600 una erupción con índice de explosividad (VEI) igual a 6, el volcán Ubinas con erupción actualmente en curso (2013-2014), el volcán Misti con erupción en el siglo XV y que actualmente tiene muy cerca de una ciudad importante (Arequipa),. En esta cadena de volcanes de erupción reciente, el volcán Sabancaya también ha presentado actividad hace tan solo menos de veinte años (1990-1998).

El Volcán Sabancaya está ubicado a 80 Km en dirección NNO de la ciudad de Arequipa este volcán, de tipo estrato volcán Andesítico, es relativamente joven en comparación de los volcanes Ampato Hualca-Hualca que lo escoltan, siendo de edad holocénica reciente, (Francis y Silva 1990). Según la historia el volcán Sabancaya ha presentado erupciones entre los años 1750 y 1785 (*Zamacola y Jáuregui, 1789 y Travada y Córdoba, 1752*). Posteriormente, y luego de unos 200 años de quietud aproximadamente, el volcán volvió a erupcionar entre 1990 y 1998 alcanzando un VEI 2 a 3 (*Rodríguez y Uribe, 1994; Huamán, 1995; Gerbe y Thouret, 2004, Siebert et al, 2010*),

El 22 de febrero de 2013 el volcán Sabancaya inicia nuevamente un estado de intranquilidad, manifestándose con notable incremento de la actividad sísmica y fumarólica. El Observatorio Vulcanológico de Arequipa (OVA) repotencia el monitoreo del volcán, instalando a partir del 23 de febrero una red de 6 estaciones sísmicas portátiles y posteriormente, el 24 de Marzo instala en las cercanías al volcán y al cráter una Red Telemétrica constituida por tres estaciones digitales de banda ancha cuyas señales son enviadas hasta el OVA. Para un monitoreo integral, la información sísmica obtenida ha sido complementada con información visual (fumarolas, gases) imágenes térmicas y de deformación (*colaboración Cornell University, Pritchard, M., 2013*), y observaciones in-situ en la zona de cráter.

En este trabajo describe el estado intranquilidad que actualmente presenta el volcán Sabancaya, mediante el análisis de los datos sismo-volcánicos registrados por la Red Sismica del volcán Sabancaya ó RESSAB que ha constado de 7 capítulos:

(I), primer capítulo, está dedicado a la los aspectos generales , como la ubicación de la zona de estudio, objetivos, así mismo como la metodología aplicada y trabajos anterior desarrollados en la zona del volcán Sabancaya.(II), segundo capítulo trataremos del marco geológico, geotectónico y vulcanológico de la región del volcán Sabancaya.(III), tercer capítulo, presentaremos la clasificación de las señales sismo-volcánicas que se presenta antes y durante el estado eruptivo de un volcán.(IV), cuarto capítulo , se describirá los signos precursores antes de una erupción volcánica.(V), quinto capítulo, trata de la adquisición y procesamiento de los datos sismo-volcánicos registrada por la RESSAB.(VI), sexto capítulo, está relacionado principalmente al análisis de los datos adquiridos por la red sísmica, durante la campaña enero y julio 2013.(VII), séptimo capítulo, se discutirá e interpretara los resultado.

CAPÍTULO I

ASPECTOS GENERALES

1.1 UBICACIÓN

El volcán Sabancaya ($15^{\circ}47' S$ y $71^{\circ}72' O$, 5976 m) está ubicado a 80 km aproximadamente en dirección NNO de la ciudad de Arequipa. Políticamente, se encuentra en la Región de Arequipa, parte sur central de la provincia de Caylloma, localidad de Chivay. El área está ubicada dentro del cuadrángulo de Chivay conformando 3150 km^2 . Los principales poblados cercanos al volcán son: por el oeste se encuentra Huambo a 27 km, por el suroeste Lluta a 33 km, al noreste Maca, Achoma y Yanque a 16, 20 y 24 kilómetros respectivamente. También, en esta última dirección y a 30 km, se encuentra la capital de la provincia de Caylloma (Chivay). El mayor número de centros poblados y habitantes están cercanos al río Colca a 22 km en dirección NE del cráter del volcán, concentrándose 15 mil habitantes aproximadamente.

El acceso más directo, a partir de la ciudad de Arequipa, hacia las cumbres del volcán es mediante la carretera Arequipa-Chivay, tomando el desvío hacia Cajamarcana y la Hacienda Sallalli. Ver Fig. 1.1

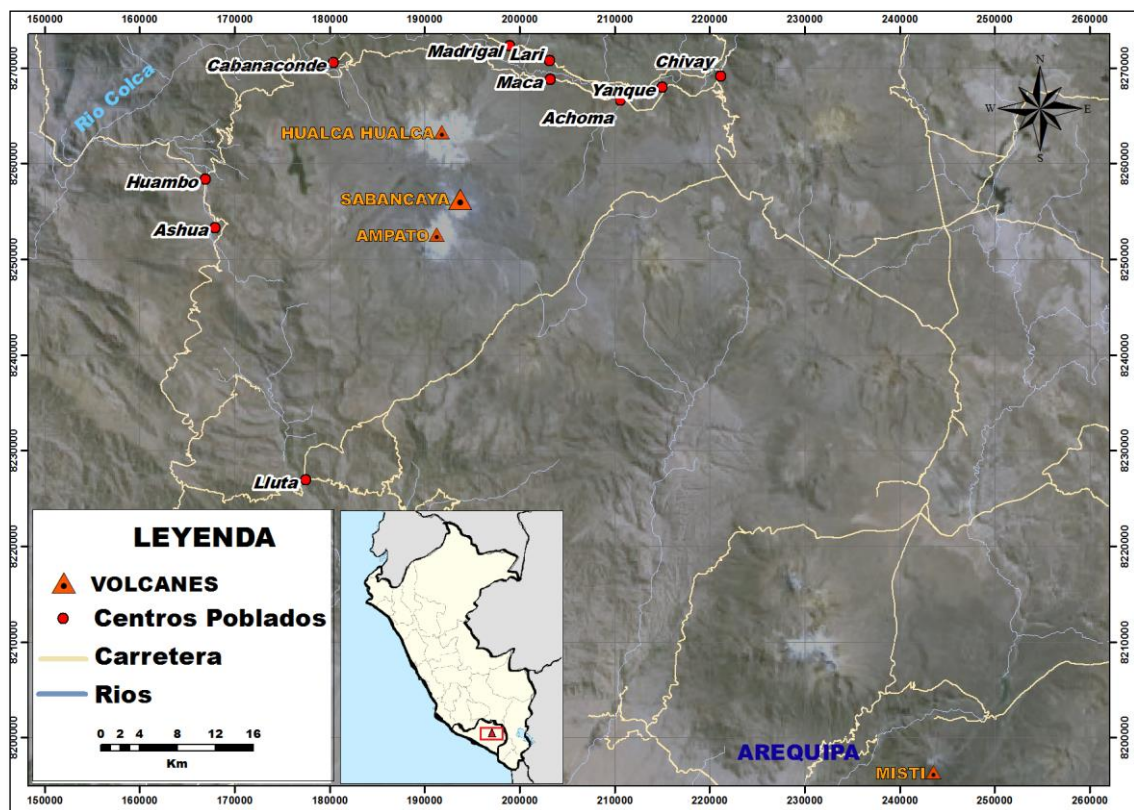


Figura1. 1, Ubicación del Complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Hualca- Hualca.

1.2 OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Evaluar la actividad sismo-volcánica observada en la zona del volcán Sabancaya, en el periodo Enero-Julio 2013.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Determinar las características de los eventos registrados mediante el Análisis Espectral y la forma de onda.
- Localizar la actividad sísmica en el área del volcán mediante uso de la Red de estaciones sísmicas.
- Determinar el mecanismo focal de los principales sismos ocurridos en la zona del Volcán.
- Proponer un Modelo de la dinámica actual en la zona del Volcán Sabancaya.

1.3 METODOLOGÍA DEL TRABAJO

Este trabajo ha sido realizado en base a datos sísmicos cuya adquisición se dio de dos formas: mediante estaciones sísmicas permanentes de la red sísmica-telemétrica del Sabancaya, y mediante la red de estaciones temporales desplegadas entre Febrero-Julio 2013.

El trabajo realizado en el ámbito de la presente tesis consta fundamentalmente de tres fases; (1) aplicación e implementación de programas computacionales; (2) procesamiento y análisis de la data sísmica; (3) interpretación de los resultados y discusión.

La primera fase, aplicar e implementar programas computacionales es importante pues estas herramientas deben ser escogidas cuidadosamente con el fin de facilitar el análisis de la información. Se debe, manejar el formato de adquisición, herramientas de conversión, parámetros de corrección, formatos para la lectura digital. Esta primera etapa se busca y aplica todos estos tipos de programa para agilizar el manejo y posterior análisis de la data en forma eficiente.

La segunda etapa de trabajo ha consistido en preparar los programas computacionales para realizar el tratamiento y análisis de las señales propiamente dichas. Cada uno de estos programas ha sido adecuado para trabajar con la data registrada en el campo: Se ha usado el análisis en dominio frecuencias y en el dominio tiempo y diferentes tipos de herramientas (filtraje de señales, espectros, espectrogramas, etc.). Por otro lado también se ha buscado y usado software y herramientas adecuadas para el cálculo de los mecanismos focales.

La tercera etapa se refiere a la interpretación de los resultados en base al análisis realizado en el paso anterior. Consiste básicamente en reunir todos los resultados obtenidos y encontrar correlaciones que expliquen el comportamiento sísmico del volcán durante el periodo de registro, así como bosquejar modelos que ayuden a comprender el comportamiento sismo-volcánico observado y las perspectivas de su futuro dinamismo.

1.4 TRABAJOS ANTERIORES EN LA ZONA DE ESTUDIO

Rodríguez y Uribe (1994), realizaron la localización y análisis de 131 sismos de fractura registrados durante el periodo 1990-1993. Los resultados mostraron que estos sismos estarían asociados a deformación tectónica local. Estos autores registraron también cientos de eventos sísmicos de tipo “paso de fluidos” pero no pudieron ser localizados .

Gonzáles et al. (1996), analizaron la actividad sísmica registrada en el volcán Sabancaya entre los años 1990 y 1994. En total, localizaron 44 sismos de fractura en los extremos N y NE del volcán Hualca-Hualca y a profundidades menores a 9 km y concluyeron que estarían asociados con la tectónica local.

Huamán (1995), analizando imágenes de satélite Landsat MSS y observaciones de campo identificó importante deformación tectónica regional y local representada, principalmente, por los sistemas de fallas Huanca, Ichupampa y el sistema Huambo-Cabanaconde, todas ubicadas en el extremo NE, SO y Norte del volcán Sabancaya.

Mering et al. (1996) realizaron trabajos complementarios en la región del volcán Sabancaya, utilizando para ello, imágenes satelitales SPOT y Landsat MSS e identifica números lineamientos ubicados al N y NE del volcán Sabancaya.

Bulmer et al. (1998), analizaron la actividad volcánica y tectónica del Sabancaya utilizando imágenes de satélites Radarsat, Landsat TM y las observaciones de campo respectivos. Los resultados iniciales de dichos análisis permitieron conocer la historia geológica del volcán Sabancaya.

Antayhua (2002), analiza la sismicidad de la región del volcán Sabancaya, ocurrida durante el periodo 1991-1993 y los sismos de magnitud moderada: Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (2002). Similar a otros estudios de sismicidad, ésta fue asociada a actividad tectónica local.

Antayhua y Tavera (2002), hace un análisis de las señales sísmicas obtenidas durante la crisis eruptiva del Sabancaya. Indica que durante la crisis se registraron señales de tipo: Tipo-A, Tipo-B, Periodo largo (LP), Explosiones y Tremores según Minakami.

Pitchard (2003), realizó estudios de deformación utilizando la técnica InSAR (junio 1992-abril 1996). El resultado obtenido permite identificar una anomalía de deformación al NE del volcán HualcaHualca, probablemente asociado al proceso eruptivo del volcán Sabancaya.

Claire D. (2007). Realizó un análisis sismo-tectónico del valle del Colca, evidenciando que los mecanismos de ruptura coinciden totalmente con la disposición de los principales sistemas de fallas reconocidas en el valle del Colca.

Gonzáles et al. (2009), utilizando la técnica de InSAR, identificaron 2 anomalías de deformación ubicados al Oeste (O) del volcán HualcaHualca, estas anomalías están delimitadas por las fallas Solarpampa y Solarpampa 1 y podrían estar asociados a la ocurrencia de sismos de magnitud moderada.

Gonzáles et al. (1996), analizaron la actividad sísmica registrada en el volcán Sabancaya entre los años 1990 y 1994. En total, localizaron 44 sismos en los extremos N y NE del volcán Hualca Hualca y a profundidades menores a 9 km y estarían asociados con la tectónica local.

Ramos y Antayhua(2011), instalaron una red sísmica temporal compuesta por 11 estaciones, analizaron 11066 eventos entre señales de muy baja frecuencia, frecuencias centradas y sismos tectónicos, además calcularon de Hipocentros de 150 sismos y adicionalmente realizaron cálculo de energía de la estación SAB04 indican que la sismicidad está por debajo de 1 megajoule(MJ).

Mariño J. (2012), interpreto los posibles ecenarios eruptivos del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca. Estudios de tefro-estratigraficos muestran que el volcán ha presentado varias erupciones explosivas de baja a moderada magnitud (VEI 1-2) durante el Holoceno.

Tavera H. et al. (2013a), analiza cuatro sismos localizados hacia el sureste del volcán Sabancaya, los del 3 sismos del 22 de febrero con magnitudes 4.6 ,5.4 y 5.0 ML y 1 sismo del 23 de febrero con magnitud de 4.5 ML, así mismos obtuvieron su mecanismos focales de tipo inverso, estos sismos son asociados a procesos de ruptura.

Tavera H. et al. (2013b) Analizan los Aspectos Sismológicos del principal sismos ocurridos el 17de Julio del 2013 y sus réplicas, indican que su origen de este sismo fue causado por el sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, obtienen su mecanismo focal de tipo normal con planos nodales en dirección E-O (Geozur). Realizando su análisis espectral indican que el sismo principal y sus réplicas, tendrían la misma fuente de origen y similar proceso de ruptura.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO, GEOTECTÓNICO Y VULCANOLÓGICO

2.1 PROCESO DE SUBDUCCIÓN Y EL VULCANISMO EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ

De los 1500 volcanes catalogados en el mundo, 500 se ubican en el borde Oeste de Sudamérica y solo un 5 % de los mismos se encuentran en actividad (MacDonalds, 1972) (Ver Fig. 2.2). En el borde occidental del Perú, el vulcanismo está íntimamente relacionado con la geometría del proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana:

En la Figura 2.1, se presenta un esquema que muestra el origen de los volcanes en la región Sur de Perú dentro del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. La placa oceánica (Nazca) debido a su menor densidad, subduce bajo la placa continental (Sudamericana) arrastrando con ella los sedimentos hidratados procedentes de la superficie oceánica hasta los 70-100 km de profundidad a inmediaciones de la Astenósfera. La elevada temperatura en el interior de la Tierra y el descenso de las mismas al añadir agua y dióxido de carbono de los sedimentos transportados por la placa oceánica, favorece la fusión de magma, el mismo que debido a su menor densidad asciende hasta la superficie dando origen a los volcanes (Francis y Silva, 1989; Simkin y Siebert, 1981)

Desde el punto de vista volcánico la cordillera occidental, es la más importante, se extiende entre los 15°30' y 27°15' de latitud Sur con longitud aproximada de 1400 Km (Simkin y Siebert, 1994). Los volcanes de la región Sur de Perú, forman parte de la Zona Volcánica Centrales (ZVC) y alberga una cadena de aproximadamente 50 volcanes. De estos volcanes, 14 son volcanes activos, siendo los más importantes el Misti, Sabancaya, Huaynaputina, Ubinas, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri, todos ubicados en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna respectivamente.

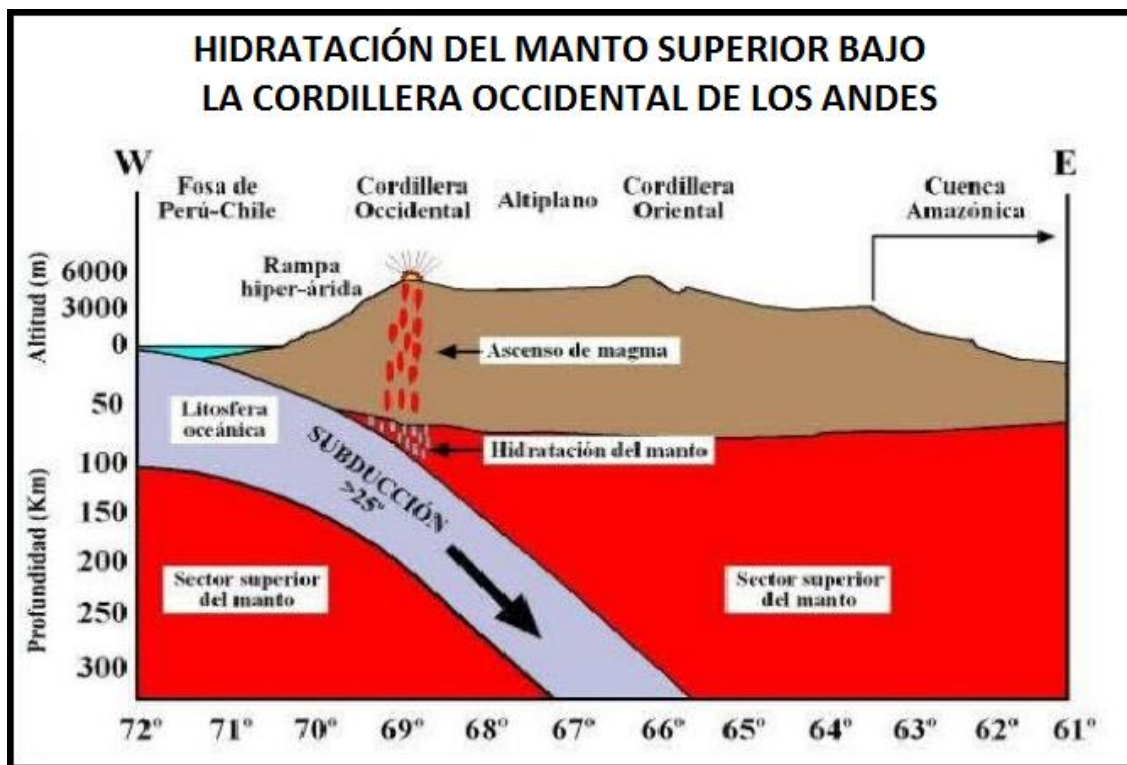


Figura2. 1, Proceso de subducción de la placa Oceánica por debajo de la placa continental Sudamericana.

2.2 VOLCANISMO ANDINO CENOZOICO EN EL SUR DEL PERÚ

Los depósitos volcánicos cenozoicos del sur del Perú muestran variaciones de extensión y volumen según el tiempo. Las explicaciones de tales variaciones se asocian a cambios tanto en la velocidad de convergencia como en la geometría de la subducción (Worner, 1991). Desde el Mioceno medio hasta la actualidad, la actividad volcánica a lo largo de la cadena andina se distribuye en tres zonas descritas a continuación:

2.2.1 Zonas Volcánicas en Sudamérica

El volcanismo en Sudamérica está íntimamente relacionado con el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el mismo que dio origen a la Cordillera Andina y sobre la cual se encuentra una extensa cadena de volcanes que puede ser dividida en 3 zonas (Francis y Silva, 1990): Zona Volcánica del Norte (ZVN), Zona Volcánica Centrales (ZVC) y Zona Volcánica del Sur (ZVS). Ver Fig. 2.2.

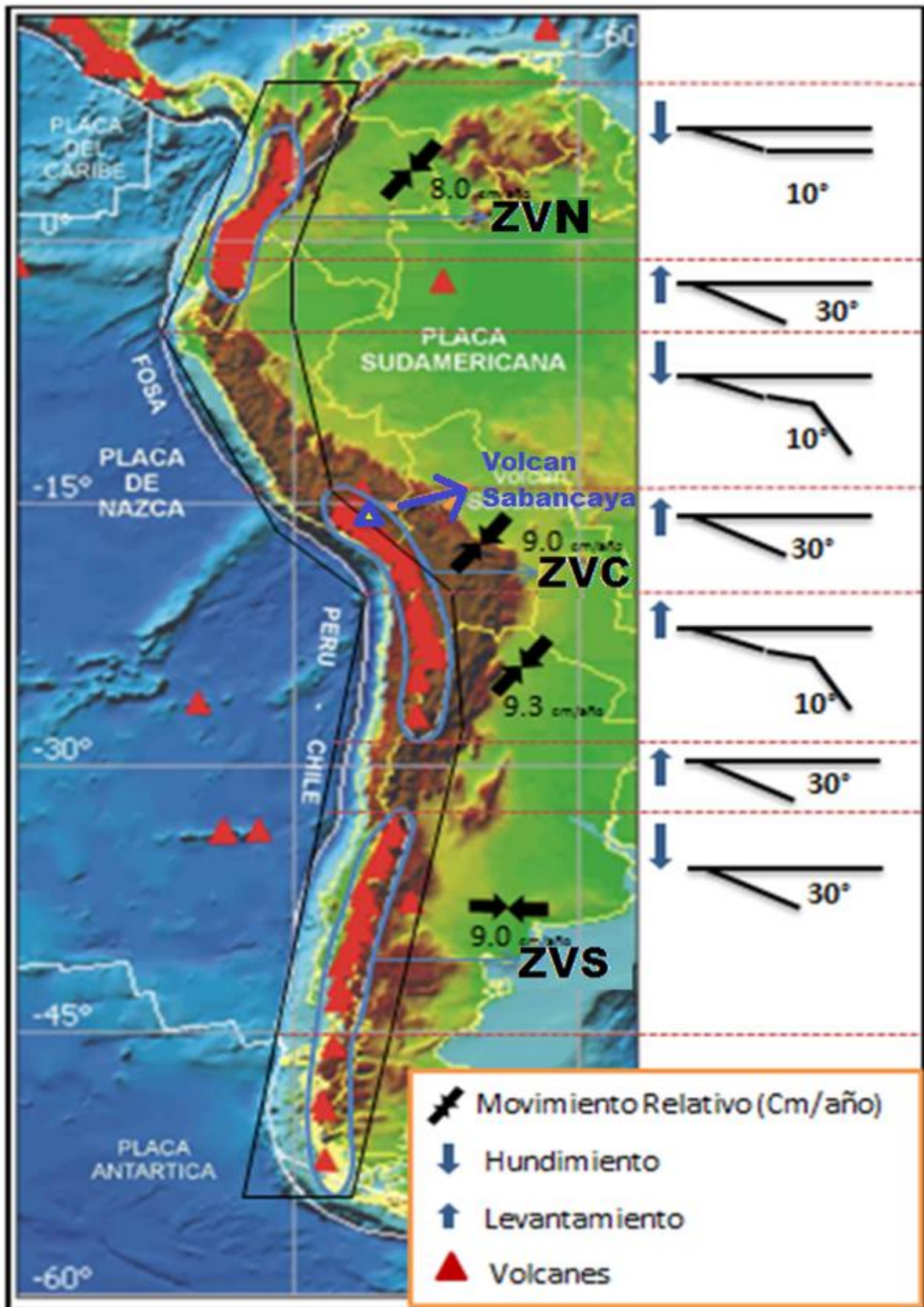


Figura2. 2, Geometría de la subducción y la actividad volcánica en Sudamérica, semicírculos celestes encierra las zonas volcánicas de los andes. Triangulo azul Volcán Sabancaya. (Modificado de Deza E., 1991)

2.2.1.1 Zona Volcánica Central (ZVC)

Esta zona se localiza entre las latitudes 15° a 28° Sur y se extiende desde el Sur de Perú, Oeste de Bolivia, NO (Noroeste) de Argentina y el Norte de Chile. Tiene una longitud aproximada de 1400 km y se caracteriza por presentar una franja de 44 volcanes activos orientados en dirección NO-SE en el Sur de Perú y N-S en el extremo Norte de Chile y con elevaciones del orden de los 5000 a 6000 metros sobre el nivel del mar. En esta zona los volcanes habrían sido emplazados durante el Oligoceno-Mioceno (11 a 24 M.a.) en el Sur de Perú; mientras que, en el límite Perú-Chile corresponderían al Plio Pleistoceno (< 5 M.a.). En el Perú, durante el Holoceno y la época histórica (10 mil años) más de 14 volcanes emplazados durante el Plio-Pleistoceno presentaron actividad fumarólica y explosiva. Dentro de los volcanes más importantes en el sur del Perú, están Ubinas con erupción actual en curso, Misti situado muy cerca de la segunda ciudad del Perú, Huaynaputina que erupciono en 1600 con VEI 6, y Sabancaya que erupciono entre 1990-98 y que actualmente se encuentra en estado de intranquilidad desde el 2013. Ver Fig. 2.3.

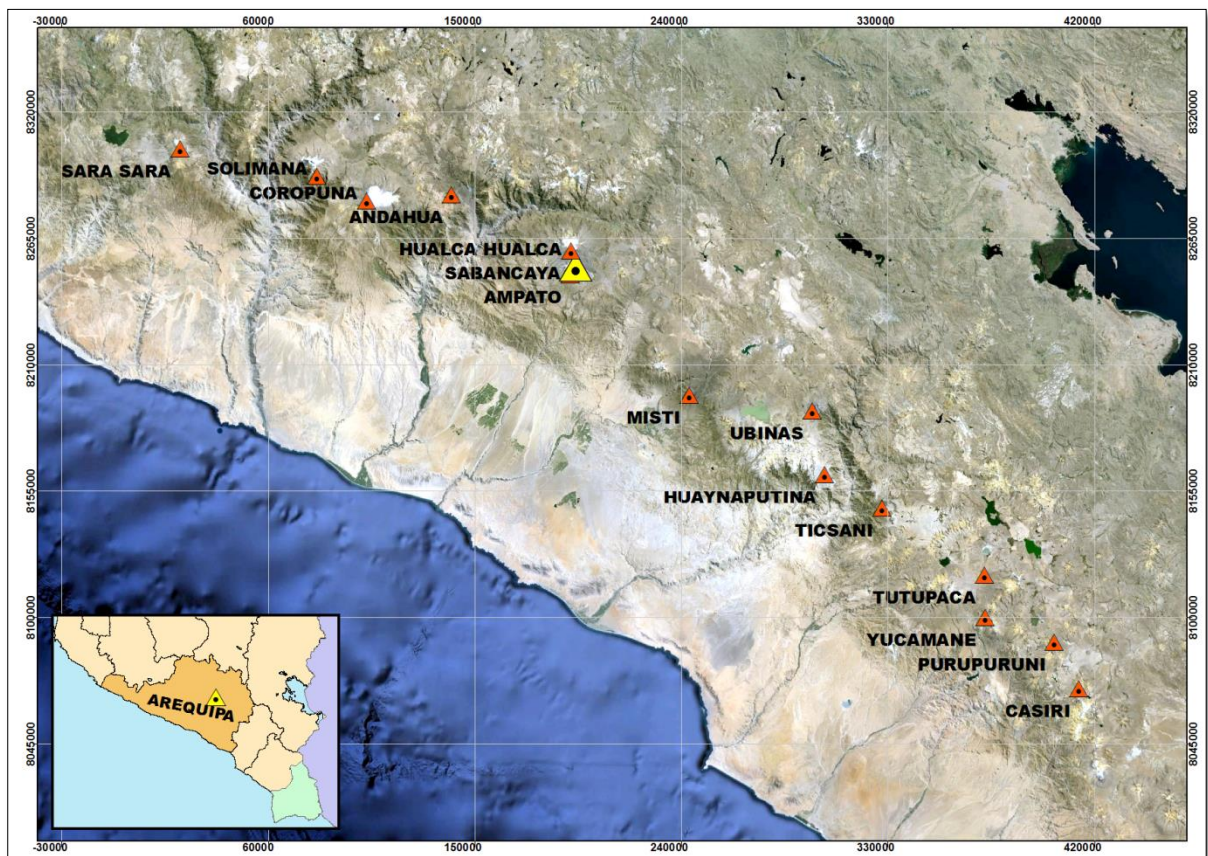


Figura2. 3, Volcanes activos en el sur del Perú, pertenecientes a la Zona Volcánica Central (ZVC).

2.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN SABANCAYA

La región del volcán Sabancaya está formada por afloramientos de rocas de edad Mesozoica y Cenozoica con unidades discontinuas que descansan sobre un basamento precámbrico (Vicente *et al*, 1979). Los afloramientos del Mesozoico se muestran a lo largo de los cañones profundos del río Colca, observándose la presencia de secuencias sedimentarias de origen marino que habrían sido afectadas por fuerzas compresivas durante el Cenozoico Superior. Los afloramientos del Cenozoico ocupan casi el 80% del departamento de Arequipa y están representados principalmente por series volcánicas y volcano-sedimentarias de origen continental. El extremo este de la Cordillera Occidental está compuesto de rocas volcánicas y volcano-clásticas constituidas de capas de ignimbritas pertenecientes al Grupo Tacaza del Mioceno Inferior. Sobreyaciendo a este grupo, se distinguen potentes derrames lávicos de andesitas, dacitas y capas ignimbríticas del grupo Barroso del Plioceno-Cuaternario representado principalmente por el volcán Sabancaya, (Chorowicz *et al.*, 1992). Los productos de erosión actual del volcán Sabancaya, se localizan en los flancos y fondos de los valles de Lari y Chivay constituyendo depósitos de aluviales, coluviales y rellenos lacustres. Ver Fig. 2.5.

Este volcán se caracteriza por ser de típico estrato-volcán andesítico de edad holocénica reciente y forma parte del complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Hualca-Hualca, presenta dos domos importantes Sabancaya 1(SABA I) hacia el Sur y Sabancaya 2(SABA II) hacia el Norte donde se abre el cráter activo (Thouret *et al.*, 1994; Thouret *et al.*, 1995a) ver Figura 2.4.



Figura2. 4, Complejo Volcánico Ampato Sabancaya y Hualca-Hualca en lado Izquierdo; en lado derecho, círculo de color naranja representan los domos y la flecha señala el cráter.

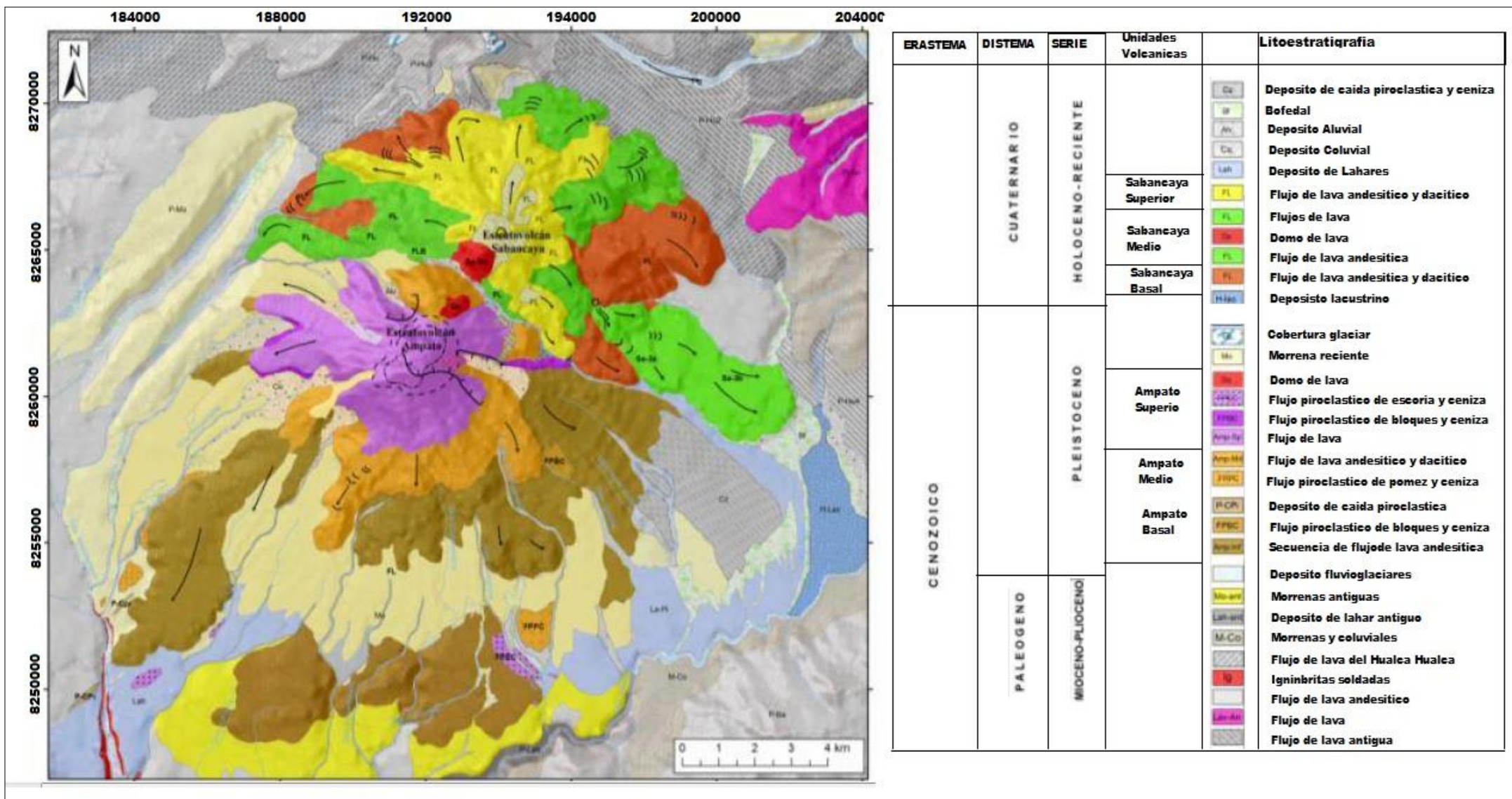


Figura2. 5, Mapa geológico del complejo volcánico Ampato Sabancaya, a escala 1:50,000. (Modificado de Delgado, 2012).

2.3.1 Estratigrafía del Volcán Sabancaya

Según Mariño (2012) la estratigrafía general del volcán Sabancaya presenta cinco unidades principales; I, II, III, IV y V. Sabancaya I (H-Sab1) constituido por flujo de lava en bloques se encuentra en la base del edificio volcánico, estos flujos son los más antiguos que presentan un espesor de 300m aproximadamente, afectadas moderadamente por la erosión e intemperismo. Sabancaya II (H-Sab2); constituido por flujos de lava en bloques, presentan entre 30 a 60 metros de espesor y forman una secuencia estratigráfica hasta los 500m de espesor. Sabancaya III (H-Sab3) constituido por flujos de lava en bloque, aflora en la parte superior del edificio volcánico entre los 5000 y 5800 msnm, los flujos de lava presenta entre 30 a 50 metros de espesor y alcanza una secuencia de 600m, a diferencia de las demás unidades se hallan muy bien conservadas. Sabancaya IV (H-Sab4) que aflora en el flanco sureste a 5000 msnm, son flujos de lava en bloques de 30 a 40 m de espesor cuya secuencia completa tienen 200 m, poseen poco intemperismo son muy bien conservadas. Sabancaya V (H-Sab5) conformada por el cono de ceniza en la parte superior de la cumbre norte sobre los 5700 msnm, este cono de ceniza posee una altura de 250 metros de alto y cerca de 1km de alto Ver Fig. 2.6.

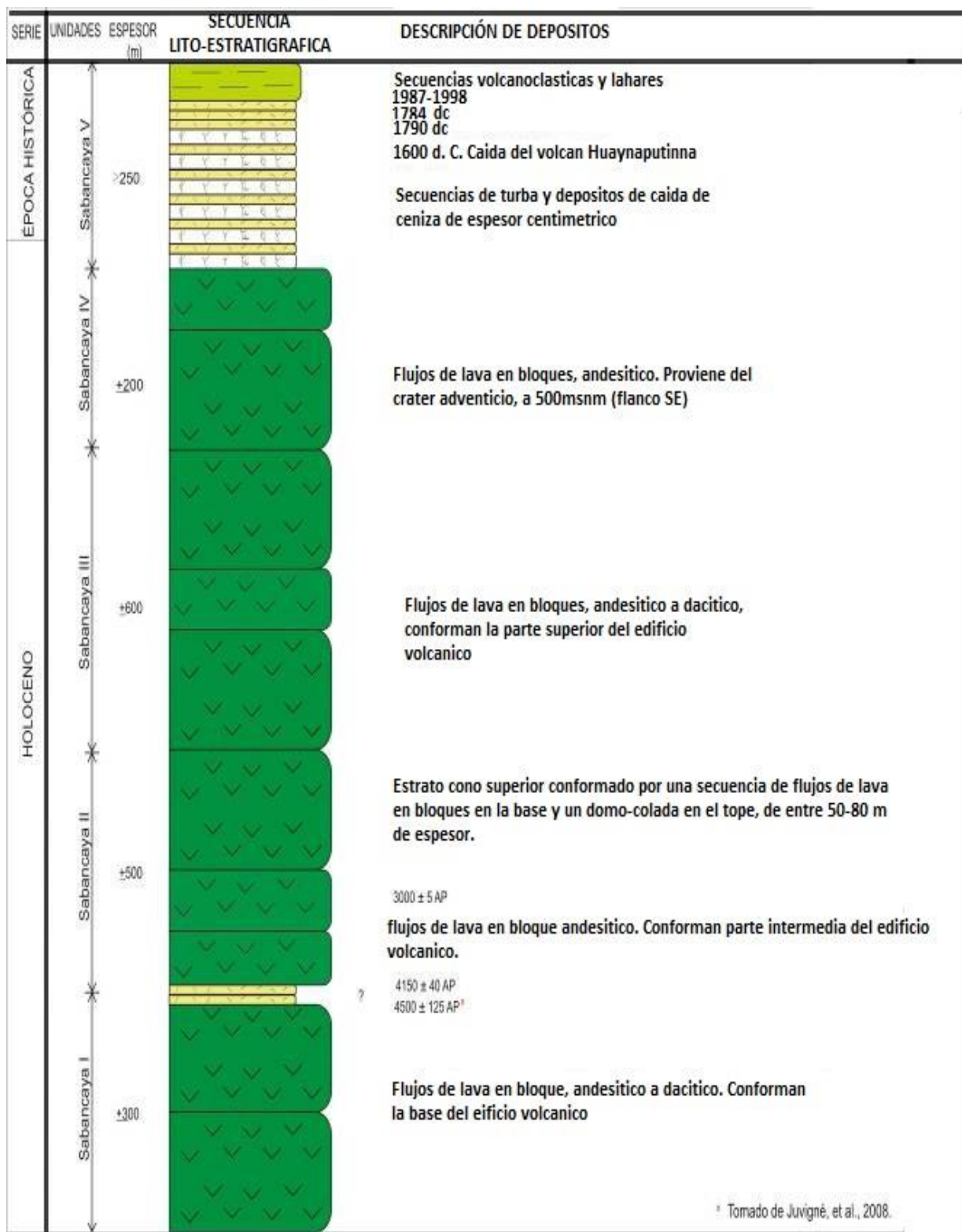


Figura2. 6, Columna estratigráfica general del volcán Sabancaya (Juvigné et. al. 2008).

2.3.2 Tectónica en el área del volcán Sabancaya

La región del volcán Sabancaya (RVS) se encuentra rodeado por una variedad compleja de sistema de fallas y lineamientos. Los primeros estudios del contexto tectónico de la región del volcán Sabancaya fueron realizados por *Huamán (1993)*, *Huamán (1995)*, *Méring et al., (1996)* y *Sébrier et al. (1985)*, mediante el análisis de imágenes satelitales LANSAT y de observaciones en campo. Los resultados de dichos análisis evidenciaron la presencia de importantes sistemas de fallas normales: Huanca, Ichupampa, Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1. Localizadas en dirección NE y NO, además de numerosas fallas y lineamientos como el de Sepina en dirección NE. Ver fig. 2.7.

Estos sistemas de fallas y lineamientos están controlados por la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (*Mariño., 2012*). Otro probable sistema de fallas de dirección NE-SO ha sido observado por imágenes satelitales principalmente al noreste del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, En efecto, *Huaman (1993)* identifica un importante lineamiento, en la zona de la Pampa Sepina. Este sistema posee una longitud aproximada de 35 km y sísmicamente es muy activo, (*Rodríguez y Huamán 1992; Antayhua y Tavera, 2003*).

Falla Ichupampa.- Esta falla se encuentra ubicada en el extremo NE del complejo volcánico Ampato Sabancaya y HualcaHualca, es de tipo normal con rumbo en dirección NO-SE y buzamiento hacia el Este (*Huaman, 1993*). La longitud aproximada de esta falla es de 25 km.

Fallas de Huambo-Cabanaconde.- Este sistema está compuesta por las fallas Trigal y Solarpampa, las mismas que se ubican en el extremo Norte del complejo volcánico Ampato Sabancaya y HualcaHualca entre las localidades de Huambo y Cabanaconde. Estas fallas son de tipo normal con rumbo en dirección E-O y buzamiento hacia el Sur con valores entre 60° y 70° (*Sébrier et al., 1985*). Las fallas Trigal y Solarpampa presentan longitudes del orden de 10 a 12 km aproximadamente.

Falla Huanca.- Esta falla se encuentra ubicada en el extremo SO del complejo volcánico Ampato Sabancaya y HualcaHualca, es de tipo normal y está orientado en dirección NO-SE con buzamiento hacia el SO. A diferencia de las anteriores, esta falla presenta una longitud aproximada de 50 km y prácticamente cruza todo el departamento de Arequipa.

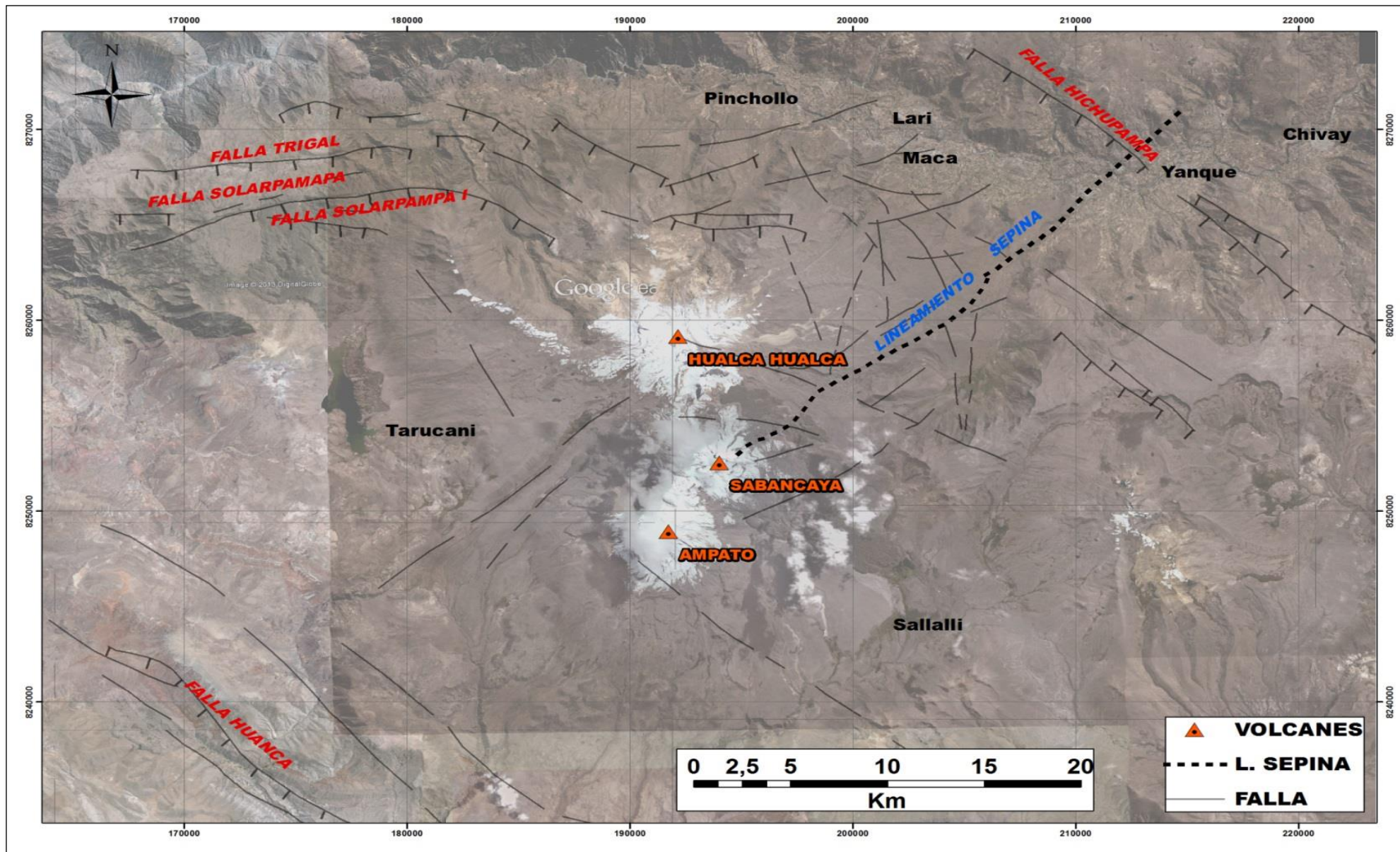


Figura2. 7, Mapa estructural de la región del volcán Sabancaya (RVS), se identificaron fallas y lineamientos E-O, NE-SO y NO-SE (tomado de Antayhua Y. et al, 2013).

2.3.3 Historia de la actividad Eruptiva del Volcán Sabancaya

La historia eruptiva del Sabancaya en el pasado es relativamente poco conocida. Existen relatos desde inicios de la llegada de los españoles (en el siglo XVI) y a mediados del siglo XVIII, como las crónicas de *Travada y Cordoba de 1752*) y recopilaciones como la de *Barriga (1951)* que indican que este volcán, conocido entonces en lengua quechua como "Ambato" , en español significa "Sapo", pasa por dos episodios eruptivos , que se remontan a los años 1750 y 1784-1785. Desde entonces y hasta 1986 no se ha tenido noticia alguna de la actividad del volcán.

Luego de un período de quietud de aproximadamente 200 años, el volcán muestra claros indicios de reactivación a partir de Noviembre de 1986, en donde se distinguen emisiones fumarólicas de gases y vapor de agua que alcanzan alturas entre 3 y 5 km. Finalmente, en mayo de 1990, el volcán entra en una primera fase eruptiva de tipo vulcaniana caracterizada por obstrucción y destaponamiento (explosión) frecuentes y emisión de columnas eruptivas (*Rodríguez y Uribe, 1994*). En Este proceso eruptivo explosivo se observó la expulsión de cenizas, bloques pequeños de rocas y la constante emisión de fumarolas. Las tefras llegaron a cubrir un área de 10 km² (*Huamán, 1995*). A partir de 1993, la actividad eruptiva del volcán Sabancaya decrece paulatinamente pero persiste durante varios años, hasta que, finalmente cesa en 1998. Posteriormente se ha observado únicamente esporádicas emisiones fumarólicas.

Durante el proceso eruptivo 1990-98, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y la Universidad Nacional de San Agustín (UNSA) realizaron diversos estudios de monitoreo sísmico, térmico y visual mediante cortos períodos de observación. Los resultados obtenidos permitieron proponer diversas hipótesis para explicar el proceso evolutivo del volcán desde el punto sísmico (*Rodríguez y Huamán, 1992; Rodríguez y Uribe, 1994; Tavera, 2000; Antayhua, 2002*) .

La actividad eruptiva del volcán Sabancaya (1990-98), presentó registros de una gran variedad de señales sísmicas relacionados al fracturamiento de rocas, la circulación de fluidos y, gases dentro del volcán y emisión de fumarolas, así como caída de pequeños bloques de rocas (*Rodríguez y Uribe, 1994*). La localización de los eventos sísmicos de tipo fractura (conocidos actualmente como volcano-tectónicos ó VT) muestran que la principal actividad sísmica se concentró mayormente al Este y NE del volcán Sabancaya; es decir, próximo al lineamiento de la Pampa Sepina (*Rodríguez y Uribe, 1994; Antayhua, 2001; Antayhua, 2002*). (Ver fig. 2.8)

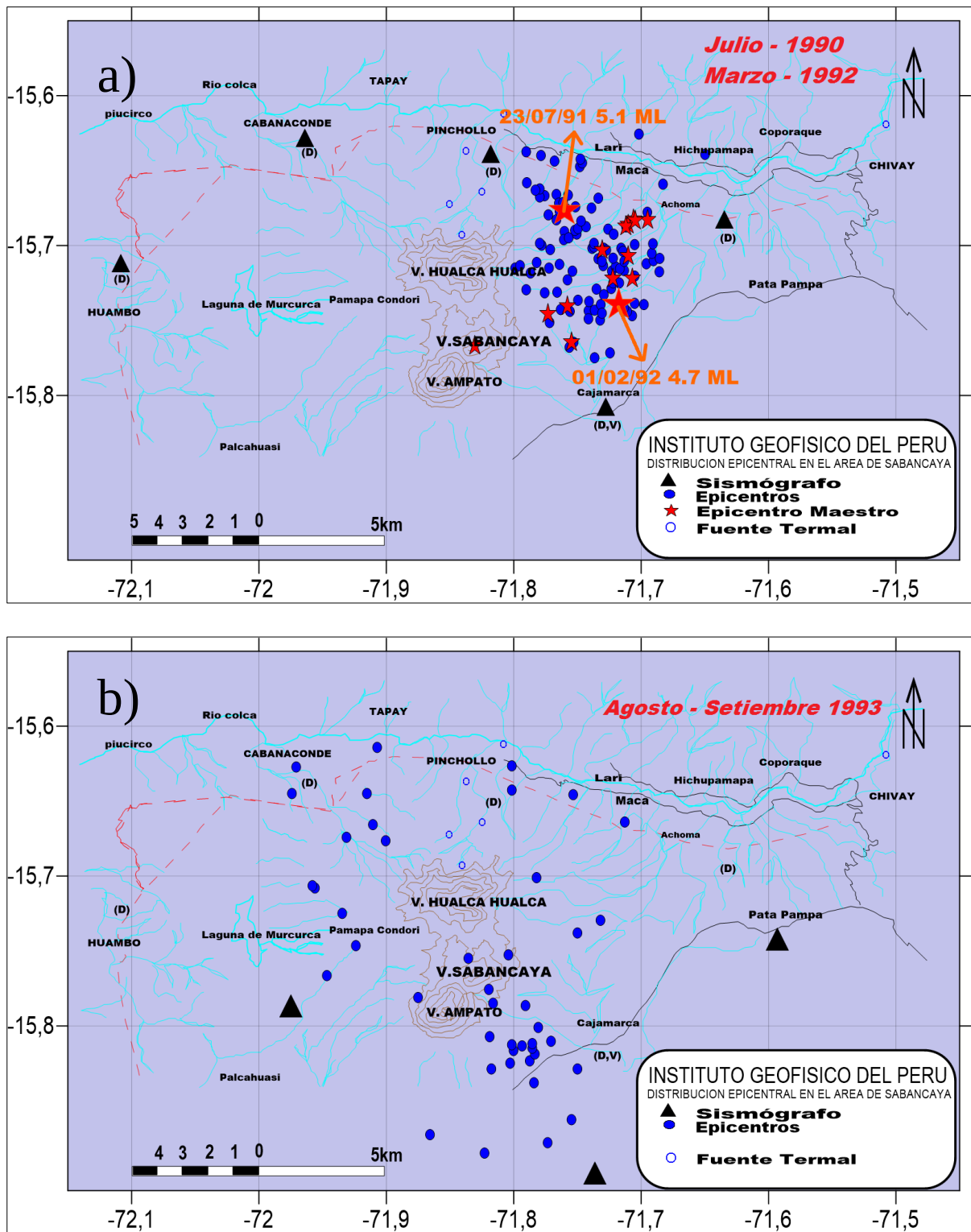


Figura 2. 8, Sismicidad VT histórica del volcán Sabancaya a) sismicidad VT durante los años 90 y 92. b) Sismicidad VT del 93. (Rodríguez y Uribe, 1994).

CAPITULO III

CLASIFICACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS SEÑALES SISMO-VOLCÁNICAS

Las señales sísmicas que se registran en ambientes volcánicos son diversas, y muchas de ellas resultan ser muy diferentes a las que se pueden ser obtenidas en un ambiente puramente tectónico. Los estudios de sismología volcánica permiten conocer diferentes aspectos del sistema volcánico, como son la dinámica, los mecanismos de transporte de fluidos, los efectos o consecuencias derivadas de la dinámica y el posible estado de esfuerzos local y regional (mecanismos de fuente sísmica). Es evidente que la comprensión, desde un punto de vista sísmico de una región volcánica, puede llegar a ser una tarea complicada, por lo cual se debe aprovechar al máximo los datos e instrumentos de los que se dispongan. Estos estudios llevan asociados la aplicación de conceptos y técnicas que en muchos casos no son exclusivas de la Sismología Volcánica, sino que son conceptos y técnicas generales de la Sismología aplicadas a zonas volcánicas. En general las técnicas de análisis y los instrumentos son comunes para cualquier tipo de señal (volcánica o tectónica), sin embargo, las diferencias radican precisamente en el tipo de señal y sobre todo en la fuente que las generan. Así, los terremotos tectónicos, está relacionado acumulación y liberación de esfuerzos en medios sólidos. En las regiones volcánicas activas tienen lugar además otra serie de eventos sísmicos cuyo origen está relacionado con la dinámica de fluidos que está presente en las mismas. En este mismo contexto, la instrumentación sísmica tampoco se diferencia en gran medida entre aplicaciones volcánicas y tectónicas, aunque, como en los casos anteriores hay modificaciones para poder aplicarla al tipo de registro que se desea obtener, sobre todo en la forma de configurarlos (redes sísmicas convencionales o antenas sísmicas).

En los últimos años la sismología volcánica ha ido de la mano con los avances de la tecnología y la par de la sismología general. Hoy en día comúnmente se hace uso de estaciones de registro digital y transmisión satelital mediante radio-Telemetría para su respectivo análisis en tiempo real. Es usual, además tener varias estaciones en un volcán enviando señal hasta un centro de monitoreo y también tener varios volcanes vigilados desde el mismo centro de vigilancia, tal como sucede con los volcanes del sur del Perú vigilados por el Observatorio Vulcanológico de Arequipa (OVA) del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

3.1 CLASIFICACIÓN DE SISMOS VOLCÁNICOS

Un primer paso para estudiar la sismicidad de una región, es la clasificación de los diversos tipos de señales registrados, los cuales posteriormente podrán ser asociados a una determinada fuente.

Por otra parte, la predominancia de los tipos de señales que pueden generarse es influenciada por el estado de actividad del volcán.

Diversas clasificaciones han sido propuestas siguiendo criterios como la forma y longitud de la señal, su contenido espectral, localización de la actividad sísmica (lugar de fuentes), periodo de actividad del volcán (Minakami, 1969; Latter, 1979, 1981; Ntepe & Dorel, 1990; Ibañez, 1997, etc.)

En este trabajo nos basaremos en la clasificación propuestas por dos autores, *Wassermann (2011)* y *White & McCausland (2013)*.

Estos autores se basan principalmente en dos grupos representativos de señales de alta frecuencia (HF) y baja frecuencia (LF) y un mixto:

- a), Eventos de alta frecuencia (HF). Los eventos correspondientes a alta frecuencia, asociados principalmente a procesos de ruptura son denominados sismos volcano-tectónicos (VT).
- b), Eventos de baja frecuencia (LF). Eventos de baja frecuencia asociados a la dinámica de fluidos son subclasificados en eventos LP (o de largo periodo), tremores (TREM), tornillo (TOR).
- c), Finalmente los eventos mixtos descritos como híbridos (HIB).

3.1.1 Sismos de Alta Frecuencia (HF ó high frequency)

Compuesto por aquellas señales cuya fuente involucre proceso de fractura de la roca en respuesta al estrés asociados con los cambios de la actividad magmática (*McCausland W. y White R., 2013*). Por la similitud a eventos tectónicos son también denominados eventos Volcano-Tectónico (VT). En el contexto del proceso magmático, estos eventos ocurren como consecuencia del empuje o presión ocasionado por fluidos magmáticos o hidrotermales causando fracturamiento en el medio sólido (rocas).

La forma de onda de estos eventos presentan una alta frecuencia $>5\text{hz}$ (*Wassermann, 2011*), su energía pico en la banda espectral es de 6-8Hz, seguido por una coda relativamente atenuada y amplia banda de frecuencia con energía hasta 15hz o más.

Los registros de estos eventos están caracterizados por ser una señal de duración variable desde pocos segundos para eventos pequeños hasta algunos minutos para eventos grandes. El comienzo de la señal (llegada de la onda P) es en generalmente impulsivo y es posible identificar la llegada de la onda S, especialmente si se dispone de registros de tres componentes. En la Fig. 3.1 se muestra un evento Volcano–Tectónico (VT), registrado en el volcán Sabancaya en las tres componentes (vertical, N-S y E- W), donde se aprecia la llegada impulsiva de la onda P, la llegada de la onda S en las componentes horizontales, así como la contribución de ondas superficiales y un decaimiento final en forma de exponencial decreciente que es la coda.

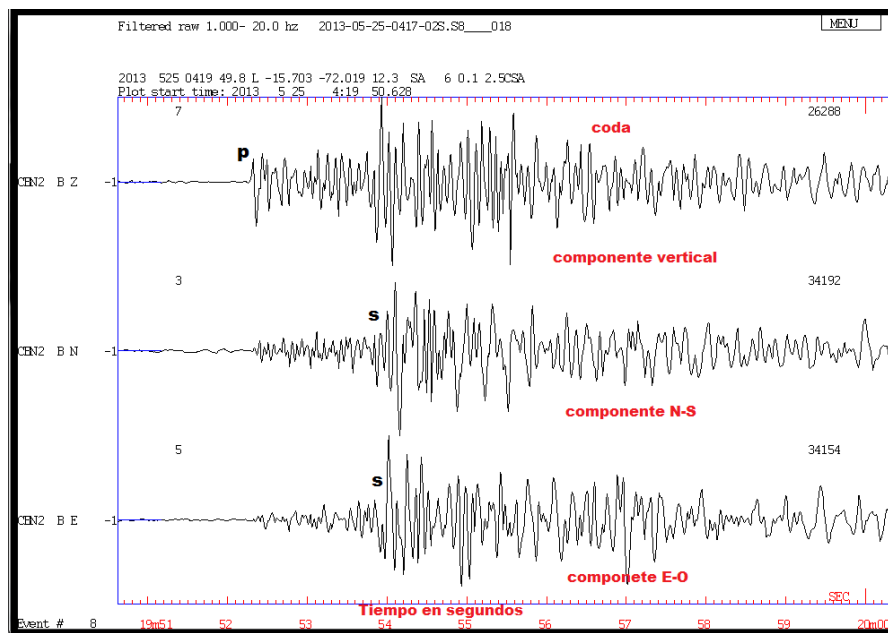


Figura3. 1, Ejemplo de un evento Volcano Tectonico registrado en el volcan Sabancaya (04:17:02 UTC, 25/05/2013).

El contenido espectral es amplio, y es posible observar eventos con espectros de frecuencia superiores a los 15 Hz. En la Figura 3.2 se presenta un ejemplo del contenido de frecuencia de un evento Volcano-Tectónico (VT) en el volcán Ubinas, mediante su representación por su espectro y espectrograma. Estos eventos de fractura que se presentan en ambientes volcánicos suelen ser de menor magnitud de los que se observan en zonas de actividad puramente tectónica. Generalmente no es común registrar eventos mayores a 4.5 ML.

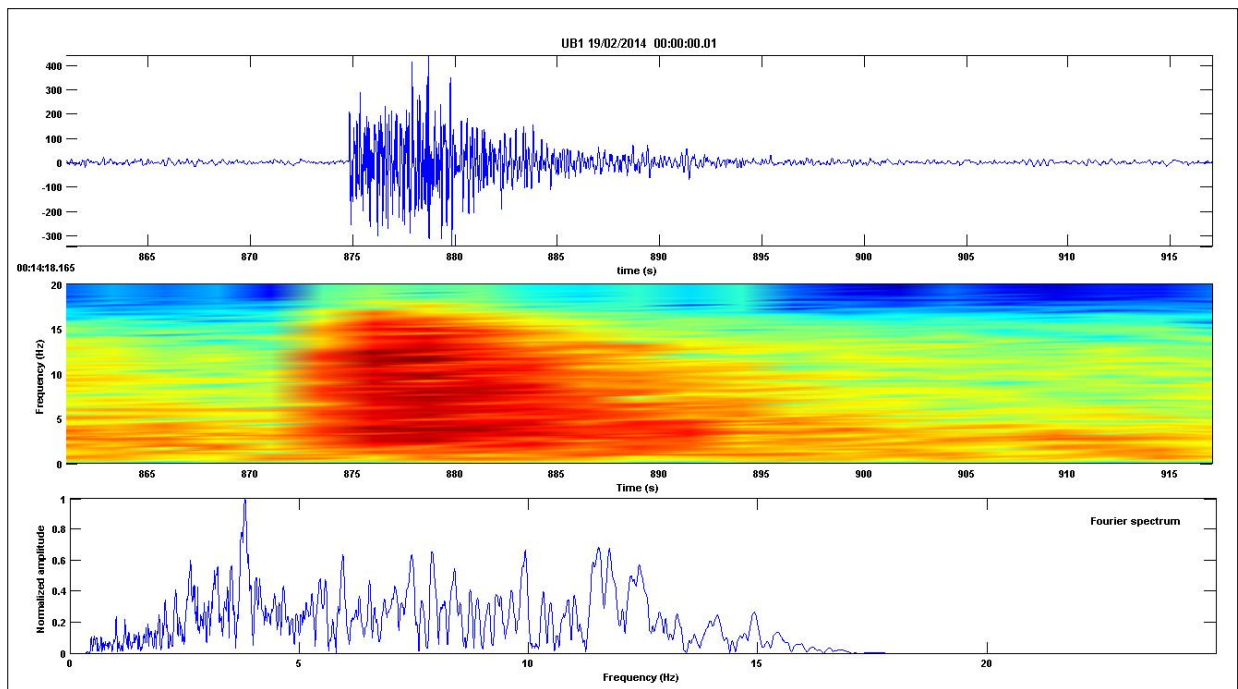


Figura3. 2, Ejemplo del contenido espectral de un evento Volcano – Tectonico volcan Ubinas (Moquegua).

La aparición de los eventos en regiones volcánicas suele darse en forma de “enjambre sísmico”, esto es, una secuencia de numerosos eventos que ocurren en un corto tiempo, estos sismos tienen magnitudes similares y comparten una misma zona epicentral. En la Fig. 3.3 presentamos ejemplo de registro del volcán Sabancaya, donde se aprecia de manera clara agrupamiento de la actividad sísmica en forma de enjambre.

Estos eventos volcano-tectónicos 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.

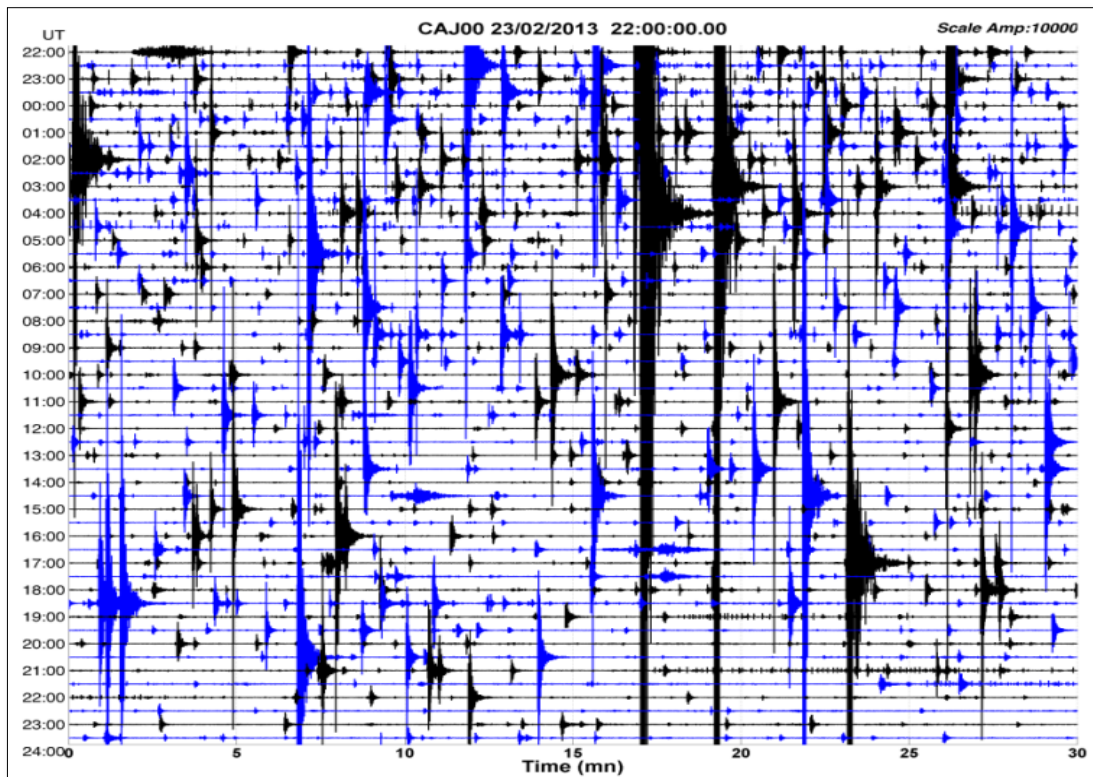


Figura3. 3, Ejemplo de actividad sismica en forma de “enjambre”, registrada por estacion CAJA del volcan Sabancaya, 23/02/2013.

El modelos de fuente de los eventos volcano-tectonicos esta relacionado a acumulacion de esfuerzos en medio elastico hasta que se supera el limite de resistencia (punto de ruptura) del material rocoso de una determinada region liberando la energia en forma de onda sismicas. El origen de la acumulacion de esfuerzos en una zona volcanica puede deberse a (1) transmision de energia elastica como consecuencia de la tectonica regional, y (2) transmision de energia elastica como consecuencia de la dinamica de fluidos asociados al sistema volcanico. Puede haber, tambien, una combinacion de ambos si, por ejemplo, la presion de los fluidos presentes en el sistema magmatico alcanzan zonas adyacentes al volcan con tectonismo importante; y pueden asi favorecer un incremento de la sismicidad.

3.1.2 Sismos de Baja Frecuencia (LF ó low frequency)

En este grupo están aquellos eventos cuya fuente está asociada a la dinámica de fluidos, como generadora de las ondas sísmicas de baja frecuencias. Los eventos LF a su vez son clasificados en eventos de largo periodo (LP), Explosiones, Tremores (TREM) y Tornillos (TOR).

3.1.2.1 Sismos de Largo Periodo (LP)

Son señales típicas de ambientes volcánicos. Están caracterizadas por tener una duración entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto, y con un contenido espectral muy limitado a unas bandas de frecuencia relativamente estrechas ($0.5 < f < 5\text{Hz}$). A menudo es posible encontrar eventos de largo periodo (LP) que aparecen precedidos por llegadas algo menos energéticas, a frecuencias algo mayores ($f > 5\text{ Hz}$), (Ferrazzini y Aki,1992).

Su comienzo suele ser emergente, por lo que resulta muy difícil determinar el momento exacto del comienzo de la señal (onda P). Tampoco presentan llegadas definidas de su forma de onda es similar a un “huso de tejer” como se observa en la Fig. 3.4.

El contenido espectral de estas señales puede variar de volcán a volcán, e incluso dentro del mismo sistema volcánico.

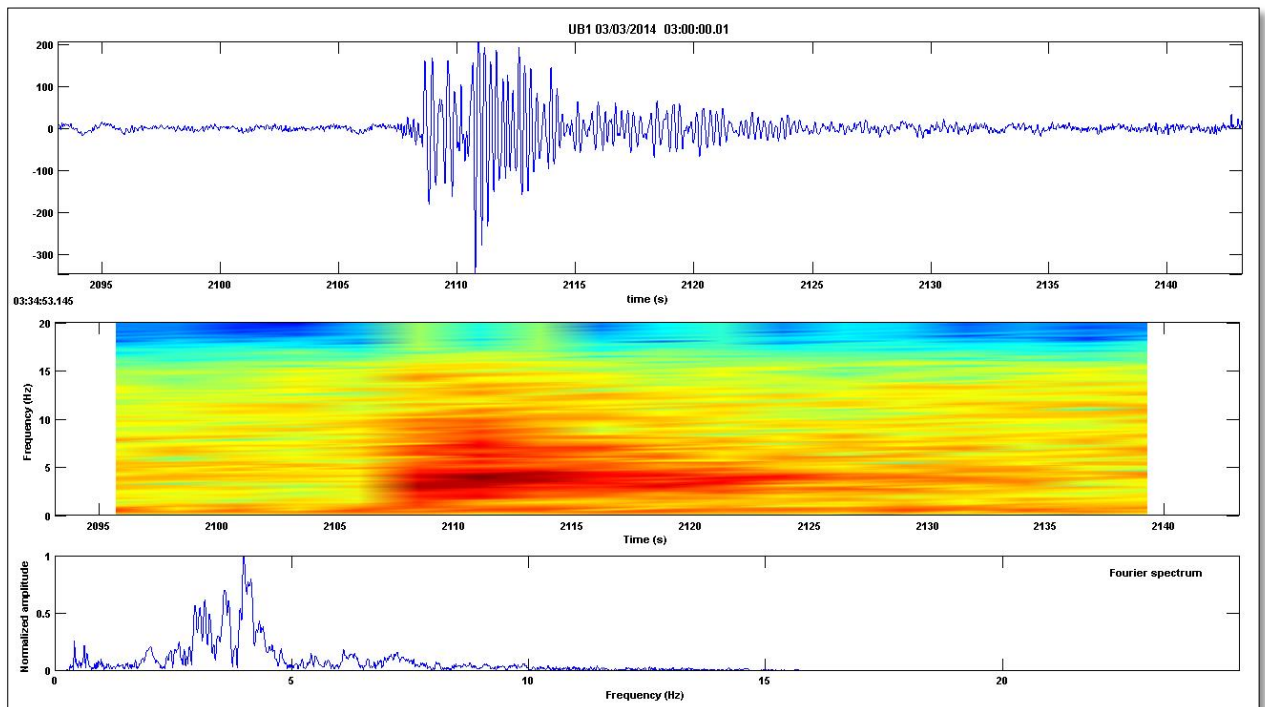


Figura3. 4, Evento de Largo Periodo LP, registrado el 03 de Marzo 2014, 03:00:00 UTC, en la estación UB1 del volcán Ubinas.

Estos eventos, debido a su forma de onda y composición, son bastante difíciles de localizar usando técnicas clásicas. Inza et al (2014), Lahr (1994) estudiando el volcán Ubinas (Perú) y Redoubt (Alaska) respectivamente, han localizado este tipo de eventos delimitados conducto volcánico y en la superficie, a una profundidad inferior a 1km. Sin embargo, también ha sido posible detectar señales parecidas a los LP, a profundidades por debajo de los 20 Km, como ha sido el caso del Volcán Pinatubo (Filipinas) o en volcán Long valley (California) (*Chouet, 1996*).

El modelo de fuente para este tipo de señal, ayuda a entender el contenido espectral del evento y lo relaciona con la dinámica de los fluidos presentes en el volcán. El modelo se llama “modelo de fracturas controladas por fluidos”. En este modelo los eventos LP se generan por resonancia en fracturas cerradas en sus extremos y rellenas de fluidos volcánicos (agua o magma) con un cierto nivel de gas disuelto en ellas, produciéndose una presión momentánea *Chouet (1996)*. Esta presión es el origen de la perturbación que se propaga a lo largo de la fractura transmitiendo energía desde el fluido al entorno solido que lo confina, generando las ondas sísmicas. La frecuencia central del pico espectral de la señal y su anchura, aportan información sobre el tamaño de la fractura que resuena, y del tipo y dinámica del fluido que se rellena (*Nakano et al., 1998; Ibáñez et al., 2000*).

3.1.2.2 Explosiones

Las explosiones son identificadas por el aumento brusco en la amplitud de la señal y un incremento en las frecuencias 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 con una velocidad 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, en el caso del volcán Ubinas, en general, la duración es mayor a 40 s. Estas señales junto con el tremor son las señales más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Las explosiones aparecen superpuestas a una señal de tremor de fondo (*Ibáñez, 2000*). En la Fig. 3.5, se muestra el registro de una explosión registrada en el volcán Ubinas (Julio 2006).

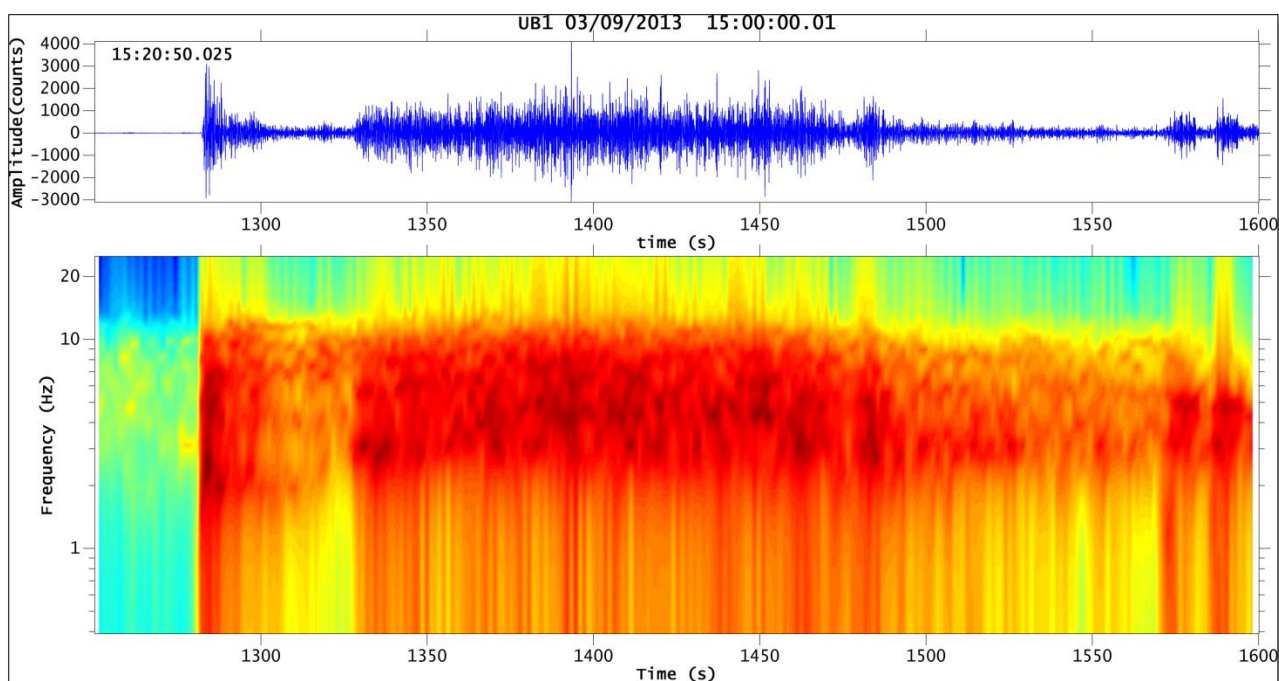


Figura3. 5, Explosión registrada en el volcán Ubinas el 03/09/2013 15:00:00 UTC con frecuencia principal entre 3-5 Hz.

3.1.2.3 Tremor

El tremor volcánico es una señal sísmica caracterizada por mantener la amplitud constante durante un largo periodo de tiempo que puede oscilar entre los varios minutos y las horas, con contenido espectral centrado en las bandas de frecuencia relativamente estrechas (Ibáñez, 2000).

Su espectro presenta picos dominantes y sub dominantes, mostrándose por regla general un pico dominante. Las frecuencias centrales de los picos dominantes son estables por lo general y no suelen estar muy influenciadas por las características de la erupción, muchas señales de tremor vienen precedidas inicialmente por unas llegadas a altas frecuencias similares a las encontradas en algunos eventos de tipo LP. No se puede identificar la presencia de las llegadas de las fases de tipo P o S. Un tremor fuerte no tiene por qué estar relacionado con una fuerte actividad volcánica visual, o una fuerte desgasificación no tiene por qué coincidir con un tremor fuerte. En algunas ocasiones, se observa tremor intenso cuando la actividad eruptiva es rítmica. En cuanto al tipo de material emitido, las amplitudes del tremor están muy bien correlacionadas con las fuerzas de las erupciones de ceniza, vapor o gas, mientras que para erupciones de lava o flujos de lava, las amplitudes del tremor suelen ser más bajas (Ibáñez, 2000).

a) Tremor 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 tremor volcánico en volcanes con lavas de alta viscosidad. En el volcán Semerú (Indonesia) los espectros del tremor volcánico tuvieron más de 12 armónicos. Esto apoya la asunción de un medio resonante, así como también un mecanismo de retroalimentación preciso trabajando (Hellweg *et al*, 1994; Schlindwein *et al.*, 1995) (Ver Fig. 3.6). Observaciones similares se hicieron también en el volcán Galeras (Colombia) donde se contaron hasta 14 armónicos (Gil-Cruz, 1999) y en el volcán Lascar (Chile) donde hasta 30 armónicos pudieron identificarse en las señales sísmicas (Hellweg, 1999). En el caso de mecanismo de retroalimentación, el cuerpo resonador debe consistir de una fase pura de gas, pero la lava en el volcán (Mt. Semerú, Indonesia) es demasiado viscosa como para resonar a las frecuencias observadas.

El segundo mecanismo posible, requiere de un mecanismo cronometrado muy preciso para producir los armónicos altamente estables.

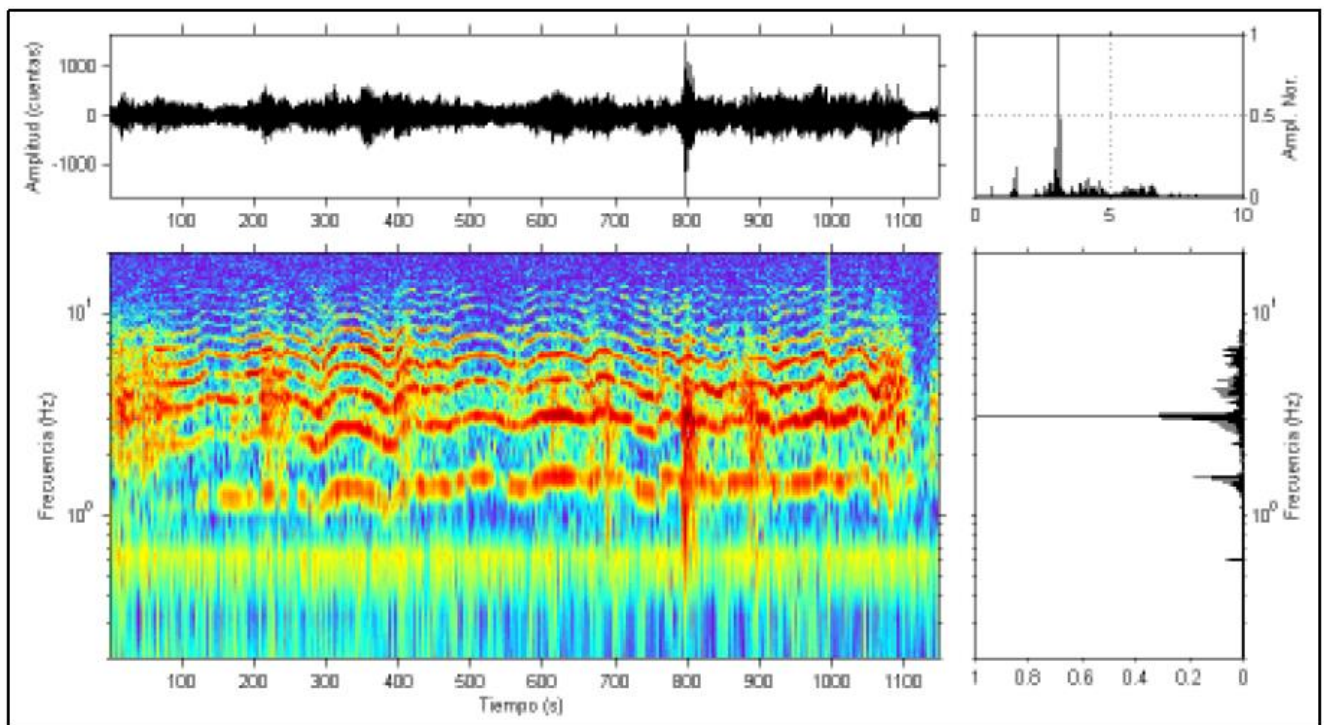


Figura3. 6, Ejemplo de un evento tipo Tremor Armonico registrado el 02/04/2007 09:15:30.62 UTC, en el volcán Ubina. Más de seis armónicos pueden ser reconocidos empezando con un modo fundamental localizado aproximadamente a 1.5 Hz.

b) Tremor Espasmódico

Son señales donde su 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 estos tremores son de carácter espasmódico compuestos de amplitudes distribuidas aleatoriamente sin llegar a establecer envolventes bien determinadas. En el Volcán Etna (Italia), fluctuaciones fuertes de la amplitud del tremor volcánico están asociadas con fuentes de lava que salen de uno de sus cráteres de la cima o después de la apertura de una fisura lateral (Cosentino *et al.*, 1989). (Gottschämmer, 1999) describió un ciclo de tremor en el volcán Bromo (Indonesia), donde la fluctuación de la amplitud del tremor pudiera ser correlacionada con una pesada columna de ceniza (gran amplitud - tremor de erupción) o con episodios de vapor blanco.

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, vapor) sugieren la participación de interacciones de gas/fluido en la generación de tremor volcánico. (Ver Fig. 3.7).

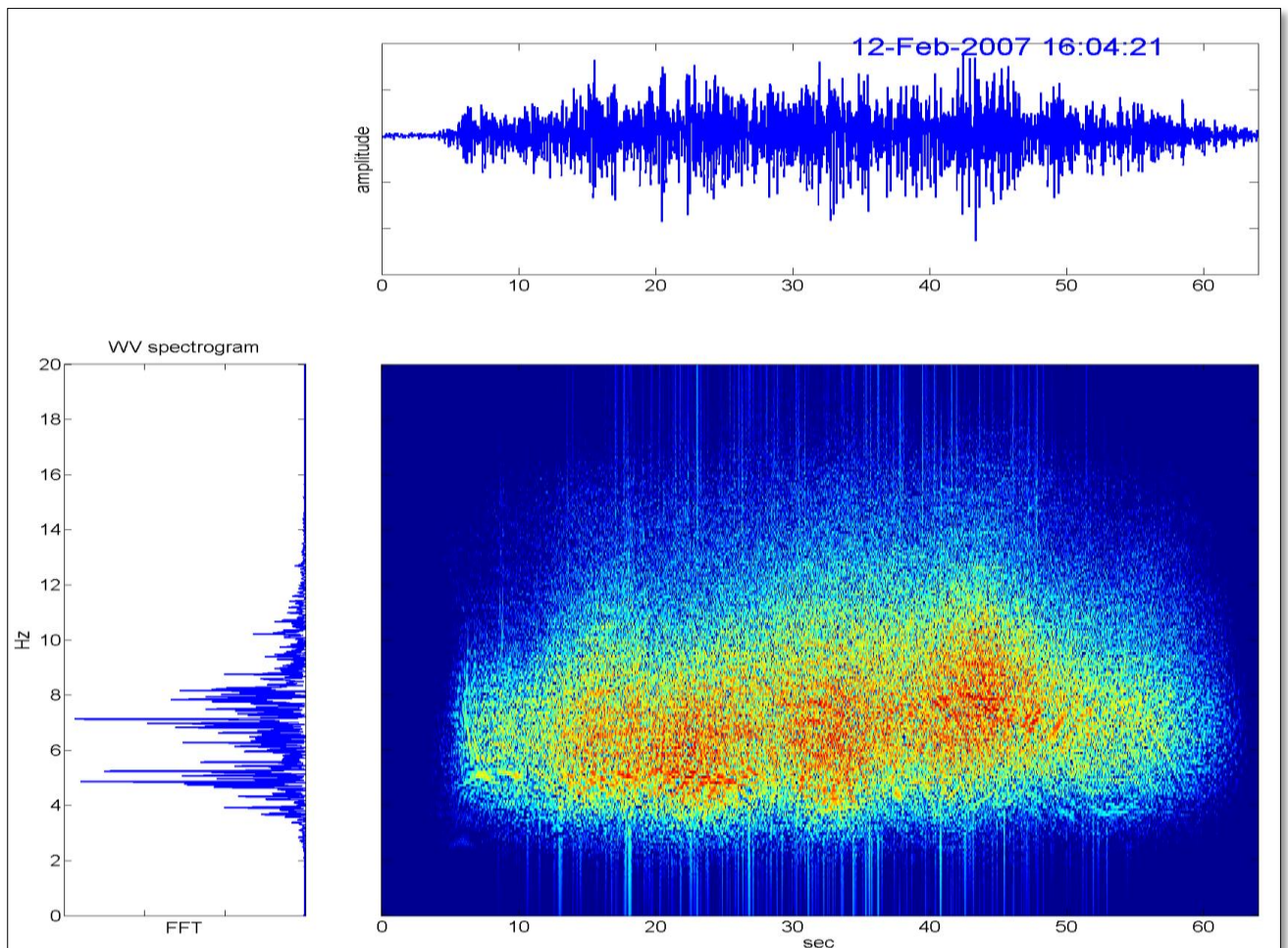


Figura3. 7, Ejemplo de un evento tipo tremor Espasmodico registrado el 12/02/2007 16:04:21 UTC, en el volcan Ubinas.

Las similitudes en la totalidad del contenido espectral de eventos LP y tremor volcánico se reflejan en similitudes del mecanismo de fuente propuesto o de la región fuente (fluido resonante). Se piensa que la inestabilidad de flujo juega un papel importante en la excitación del tremor volcánico en un patrón de flujo de fase múltiple (Seidl *et al.*, 1981; Schick, 1988). Por otro lado, (Chouet, 1986 y 1987) establece que una excitación repetida de un sistema de grietas conectadas, podría causar una señal armónica y de larga duración, donde el fluido sólo está reaccionando pasivamente a las oscilaciones de la grieta.

c) Tremor Pulsante

Esta señal tiene como principal característica la de tener pulsos o eventos discretos muy unidos entre sí (Ver Fig. 3.8), por lo que forma una señal continua, con un espectro parecido al de los espasmódicos.

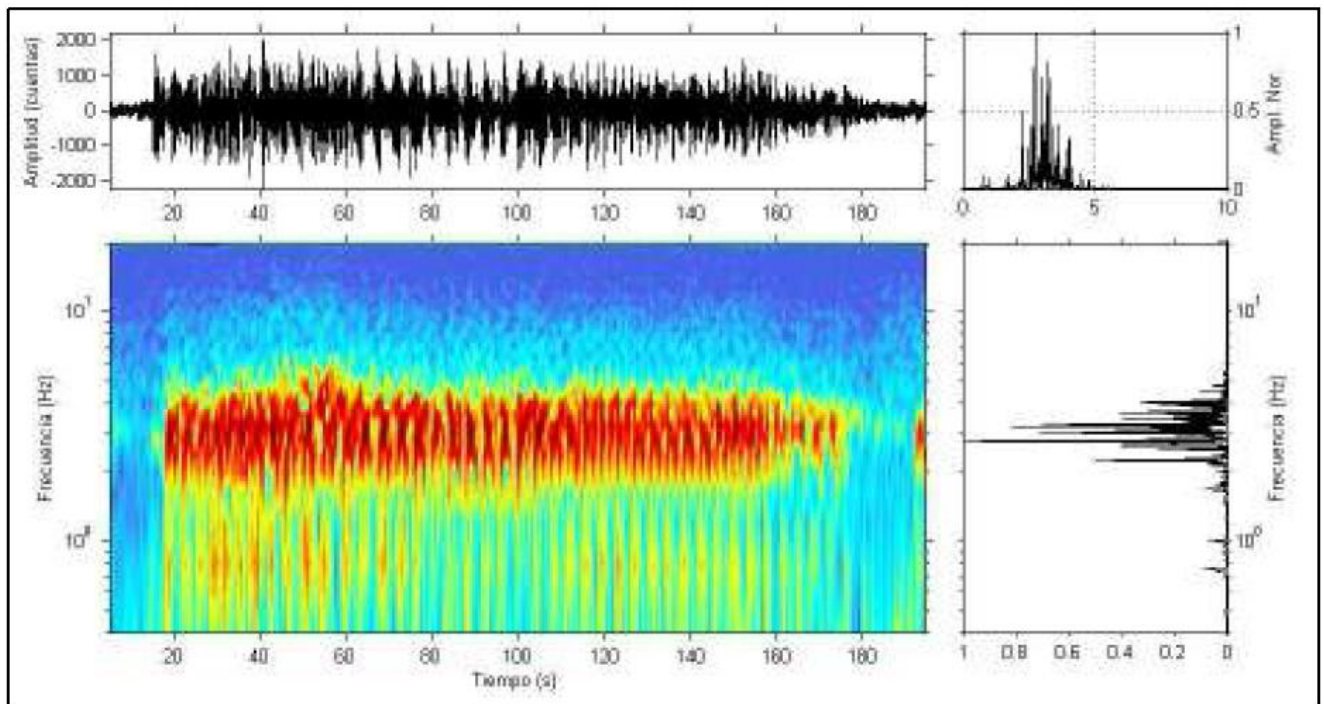


Figura3. 8, Ejemplo de un evento tipo tremor pulsante registrada el 08/20/2006 18:02:01.72 UTC, en el volcán Ubinas.

El tremor volcánico puede ser la señal que más sea registrado en los ambientes volcánicos, y sobre la que probablemente se hayan realizado más modelos, tanto de su fuente como de su campo de onda. Sin embargo la ausencia de fases que permite la localización espacial de la fuente, y su posible evolución han limitado de manera importante estos modelos. Por otro lado su variedad espectral implica la necesidad de múltiples modelos de fuente. Así por ejemplo, el tremor volcánico con contenido de altas frecuencias >6 Hz (TH), puede ser explicado como la señal asociada a avalanchas, caídas de roca desde el frente de lava a fuentes desgasificaciones en algunos cráteres. Por otro lado, el tremor de baja frecuencia (TL) alrededor de los 0.5 Hz o menos, está asociado directamente al transporte de masa

(básicamente magma), a oscilaciones de conjunto de la cámara magmática o incluso a resonancia de tipo “tubo de órgano” de grandes conductos.

El tipo de tremor que más suele registrarse es, es el temer a frecuencia intermedias (TI) se da entre 1 y 6 Hz y sobre el que también existe más modelos y a su vez mayor desconocimiento (*Schick, 1992*). En algunos volcanes el contenido espectral de este tipo de tremores está relacionado con el tipo de actividad. En fases tranquilas el tremor está relacionado a bajas frecuencias ($<1\text{Hz}$). En fases pre-eruptivas las frecuencias varían hasta el orden de los 3 Hz.

3.2.2.4 Tornillos

Este tipo de evento se caracteriza por su espectroarmónico la cual ha sido interpretada como la oscilación de un resorte excitado por la interacción de mezclas de líquido y gases en forma de burbuja a grandes presiones. Este tipo de eventos han sido registrados en diferentes volcanes como el Kilawea (Hawái), Galeras (Colombia), Redoubt (Alaska), Kusatsu-Shirane (Japón) entre otros, (Ver Fig. 3.9). Espectralmente y por el modelo de fuente que se ha atribuido están dentro de los eventos de largo periodo (LP), pero que su forma de onda han recibido un nombre más descriptivo, evento “Tornillo” (*e.g. Gomez y Torres, 1997; Narvaez et al., 1997*), aludiendo a su forma de onda que es muy similar a la de un tornillo.

Los principales rasgos comunes de los tornillos registrados en diferentes volcanes son:

- Forma de onda cuasi-sinusoidales y un decaimiento exponencial relativamente lento de las amplitudes de la señal, que se manifiestan en largas duraciones en comparación con las amplitudes, Ver Fig. 3.9.
- El contenido espectral es cuasi – monocromático resaltándose uno o a lo sumo unos pocos picos espectrales agudos cuyo espectrograma muestra básicamente que el contenido de energía se concentra en una banda de frecuencia estrecha y constante en el tiempo a lo largo de la señal. Generalmente el inicio de las señales tiene una banda espectral más ancha y rica en altas frecuencias.
- Los registros tornillo en estaciones de periodo corto y banda ancha arrojan resultados similares en los dominios del tiempo y la frecuencia de manera que sus rasgos característicos son independientes de la instrumentación usada (*Torres 1997*).
- Las frecuencias dominantes no están afectadas por la distancia epicentral, el acimut o el tiempo de viaje indicando un efecto de la fuente (*Torres 1997*). Las frecuencias pico son, en la mayoría de los casos, muy diferentes entre volcanes (*Gomez y Torres, 1997*).
- Algunos eventos muestran modulación de amplitud y en general, sus inicios son emergentes; de vez en cuando algunos tienen llegadas ligeramente impulsivas.

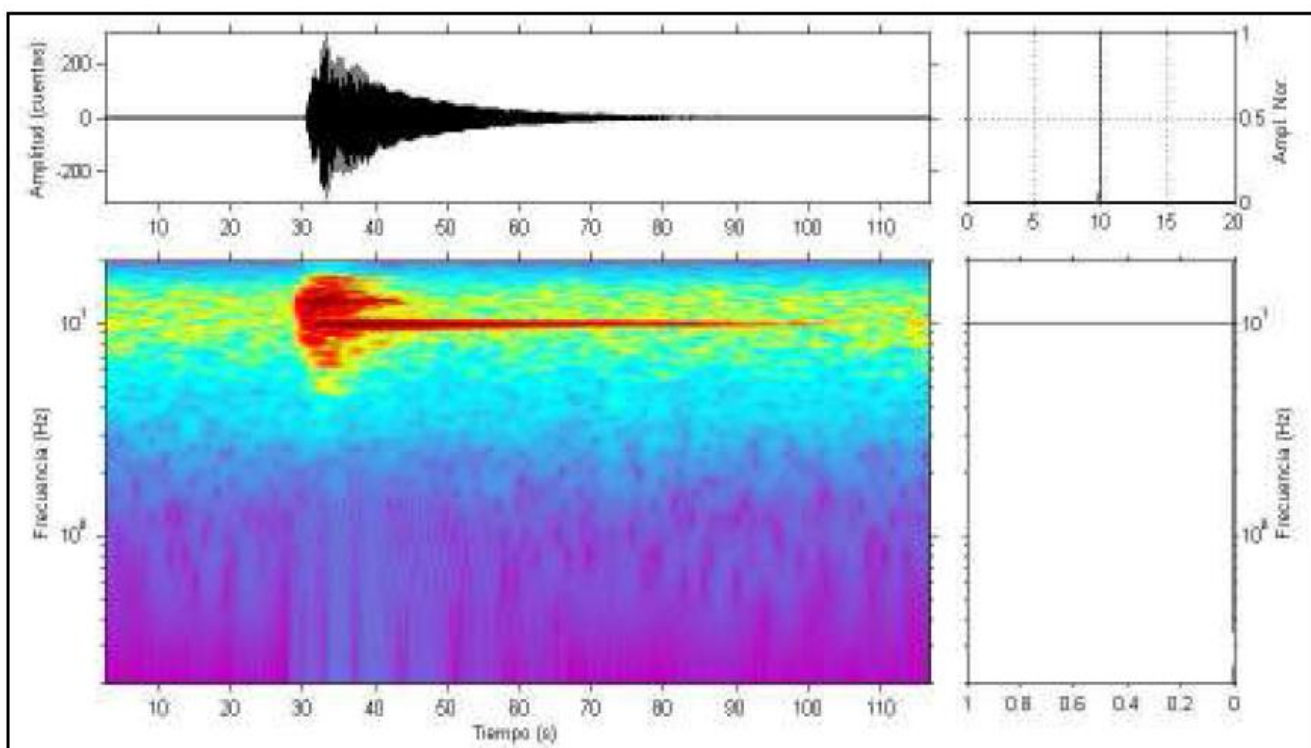


Figura3. 9, Ejemplo de un evento tipo tornillo registrado el 22/09/2010 08:58:03.42 UTC, en el volcán Ubinas. El evento contiene una sola frecuencia dominante, como se muestra en el espectrograma y en el espectro de amplitudes.

3.1.3 Sismos Mixtos o Híbridos

La gran complejidad de un volcán hace que no se pueda tener modelos puros sino que en muchos casos aparezcan eventos que compartan las características de los dos grupos anteriores, como es el caso de los híbridos.

Las señales de estos eventos contienen simultáneamente alta y bajas frecuencia, normalmente en una amplia banda espectral (entre 0.5 y más de 10 Hz), en algunos casos puede identificarse la fase P.

La fuente que genera a este tipo de evento está relacionada básicamente al ascenso de magma o fluidos magmáticos en las últimas decenas o cientos de metros para alcanzar la superficie. Es frecuente observar sismos híbridos cuando el volcán está en la fase eruptiva, *Johnson et al (2008)* ha descrito el crecimiento de domos y explosiones estrombolianas gracias a fotografías tomadas por cámaras automáticas durante la erupción del volcán Santiaguito en 2007. Ellos demostraron que el cuerpo de lava emerge en saltos que ocurre cada pocas decenas de minutos. Esto hace que se origine frecuencias altas, por el proceso de fricción (en algunos casos ruptura) del fluido magmático y al mismo tiempo el ascenso del mismo generando frecuencias bajas. En algunos casos estos eventos son considerados como una mezcla de eventos volcano-tectónicos (VT) y largo periodo (LP) Ver Fig. 3.10.

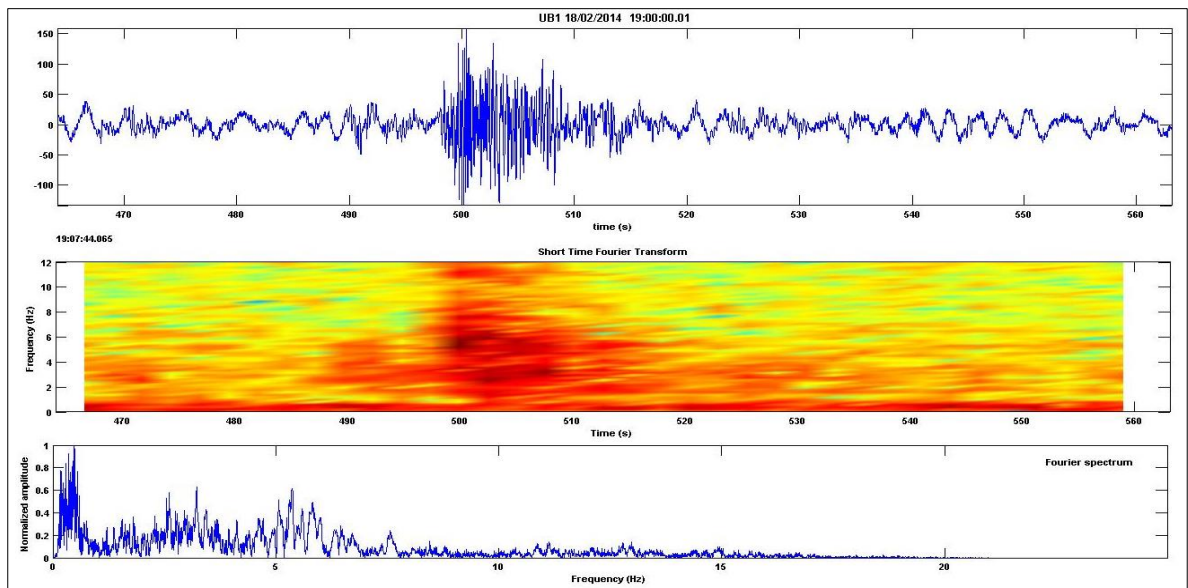


Figura3. 10, Evento tipo Híbrido, registrado el 18 Febrero 2014 a la 19:00:00 UTC, registrado en el volcán Ubinas.

3.1.4 Ruido

Las señales que es registrado por las estaciones en la mayoría son afectados por algún tipo de ruido sísmico, se habla de ruido sísmico a cualquier perturbación presente en el registro provocada por vibraciones del suelo con poca energía, a este ruido se le ha clasificado de acuerdo a su fuente como ruido cultural y natural (Taipe E. 2008).

3.1.4.1 Ruido Cultural

Es provocado por la actividad humana, ya muchos volcanes presentan cerca de ellos población densa la cual implica una actividad humana muy importante. Que usualmente se le suele confundir como tremor volcánico, en algunos casos esta actividad provoca señales que van en un rango de frecuencias 1 a 4 Hz. (Actividad industrial, transporte etc.) un caso tipo para reconocer este tipo de ruido es la actividad diurna – nocturna, se puede identificar en muchos casos la variación de la incidencia del ruido en el día con respecto a la noche (Ver Fig. 3.11).

3.1.4.2 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 1Hz.

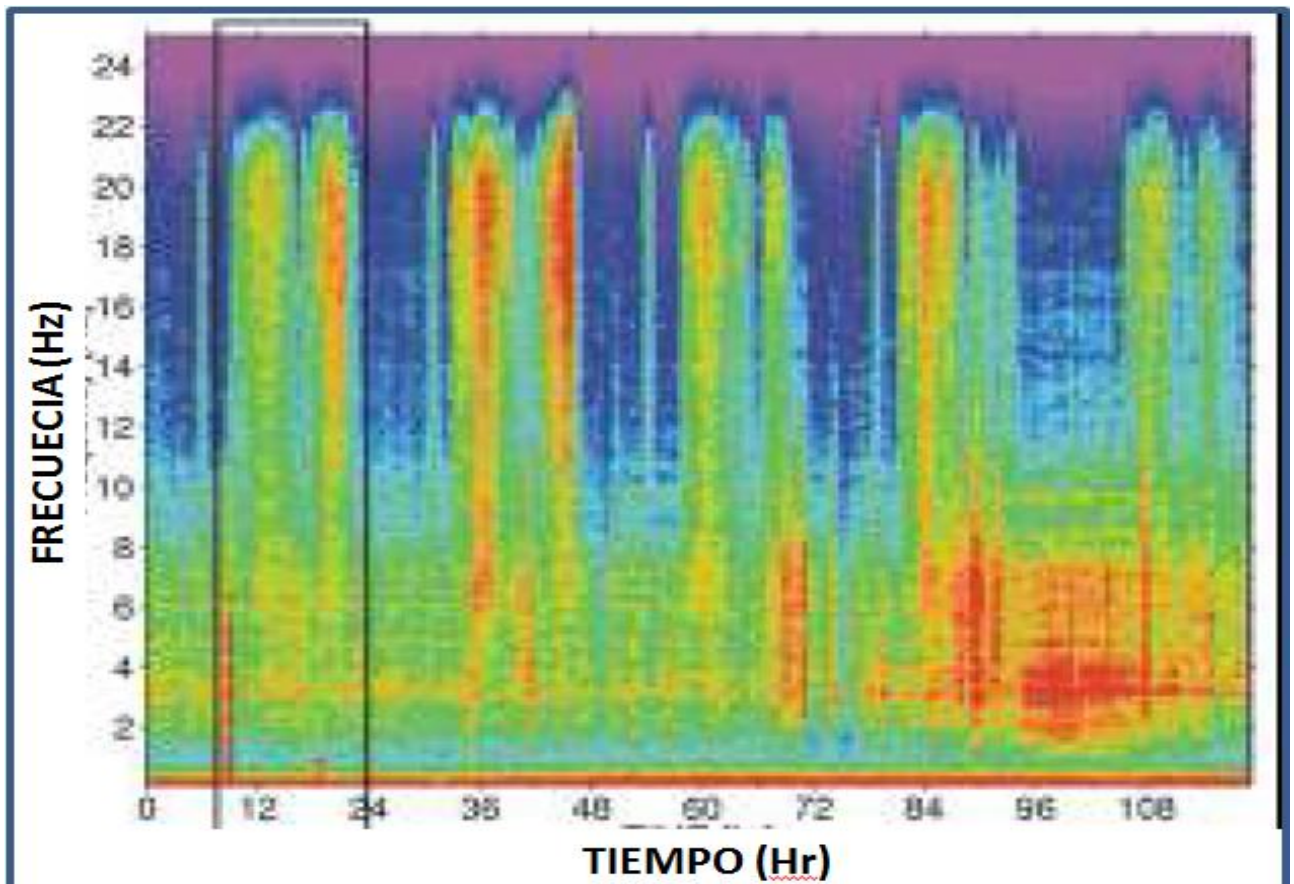


Figura3. 11, Espectrograma de ruido de fondo registrado en una estación en el volvan Mt. Merapi. Debido a que la estación está localizada en un área agrícola, la actividad humana durante la luz del día, reconocida claramente por su periodicidad distintiva de 24 horas. (Wassermann J. 2002).

3.3 ANÁLISIS ESPECTRAL DE SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS

Para clasificar convenientemente las señales sísmicas producidas en un volcán, éstas deben ser analizadas considerando sus formas de onda, a través de diversos análisis realizados en dominio del tiempo, dominio de la frecuencia y así aprovechar la información contenida en el espectro de las señales sísmicas.

Las herramientas que se emplean para el análisis de las señales sísmicas cada vez son más eficientes si se aplican correctamente, sobre todo cuando se encuentra con señales digitales, entonces podemos emplear modelos computacionales para facilitar y optimizar el trabajo de análisis.

Existen dos herramientas de cálculo apropiadas para analizar y representar una señal: el espectro y el espectrograma.

3.3.1 Espectro de Frecuencia

El análisis del espectro de frecuencias es una herramienta muy útil y de uso muy extendido. El ejemplo de la senoide infinita que ve concentrada toda su energía en una sola frecuencia, la frecuencia de la senoide, es muy ilustrativo.

Si consideramos que la señal sísmica, en el dominio de tiempo puede ser expresada como la suma de n señales sinusoidales, cada una conteniendo una amplitud, frecuencia y fase determinada; es entonces posible llegar a diferenciar claramente los registros de señales sísmicas por su contenido espectral. Para este fin, la “Transformada de Fourier” es la principal herramienta disponible, la cual permite transformar una señal expresada en el dominio de tiempo, hacia una expresada en el dominio de frecuencias. Es decir que al aplicar la transformada de Fourier a las señales, será posible ver el contenido espectral que se busca.

Cualquier señal periódica $x(t)$, de periodo T_0 (frecuencia $f_0 = 1/T_0$), puede desarrollarse en serie de Fourier:

$$x(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos 2\pi f_0 t + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin 2\pi f_0 t$$

Donde los coeficientes del desarrollo en serie se calculan como:

$$a_0 = \frac{1}{T_0} \int_0^{T_0} x(t) dt$$

$$a_n = \frac{2}{T_0} \int_0^{T_0} x(t) \cos n\omega_0 t dt$$

$$b_n = \frac{2}{T_0} \int_0^{T_0} x(t) \sin n\omega_0 t dt$$

Donde $\omega_0 = 2\pi f_0$

3.3.2 Espectrograma (TFCP)

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” consigue 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, 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). 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 t determinado.

3.3.3 Diseño de Filtros

Durante el análisis de una señal sísmica, normalmente es necesario aplicar filtros, filtros en el dominio de frecuencias. Estos filtros permiten ver las señales sísmicas de tal forma que contengan o no, un rango de frecuencias establecido previamente, como puede ser eliminado las señales de ruido.

Filtros básicos en dominio de frecuencia:

3.3.3.1 Filtro Lowpass

Un filtro Lowpass ideal, es aquel que deja pasar la señal que contenga todas aquellas frecuencias por debajo del valor frecuencia de corte T_c y suprime aquellas mayores a este valor. Entonces las frecuencias de respuesta (T_r) está dada por: (Ver Fig. 3.12 a).

$$0 < \omega_r \leq \omega_c$$

3.3.3.2 Filtro Highpass

Este filtro es completamente opuesto al primero, con este filtro solo se conservan las señales que contengan frecuencias mayores a las frecuencias de corte T_c y se suprimen aquellas que sean menores. De manera que las frecuencias respuesta se expresan como: (Ver Fig. 3.12 b).

$$\omega_c \leq \omega_r < \infty$$

3.3.3.3 Filtro Bandpass

Este filtro es una combinación de los filtros descritos anteriormente, que consiste en establecer dos frecuencias de corte ($\omega_{ci} > \omega_{cf}$); donde ω_{ci} es la frecuencia de corte de filtro lowpass y ω_{cf} es la frecuencia de corte de filtro highpass de manera que solo puede conservar la señal que contenga frecuencias entre ω_{ci} y ω_{cf} obteniendo una frecuencia respuesta (ω_r) representada: (Ver Fig. 3.12 c).

$$\omega_{ci} \leq \omega_r \leq \omega_{cf}$$

3.3.3.4 Filtro Bandstop

Es lo opuesto al filtro bandpass, las frecuencias de corte ($\omega_{ci} > \omega_{cf}$) ahora se establece en diferente orden; donde ω_{ci} es la frecuencia de corte del filtro highpass y ω_{cf} es la frecuencia de corte del filtro lowpass, de manera que las señales que contengan frecuencias entre ω_{ci} y ω_{cf} se supriman, obteniendo una frecuencia respuesta (ω_r) representada como: (Ver Fig. 3.12 d).

$$0 < \omega_r \leq \omega_{ci} + \omega_{cf} \leq \omega_r \leq \infty$$

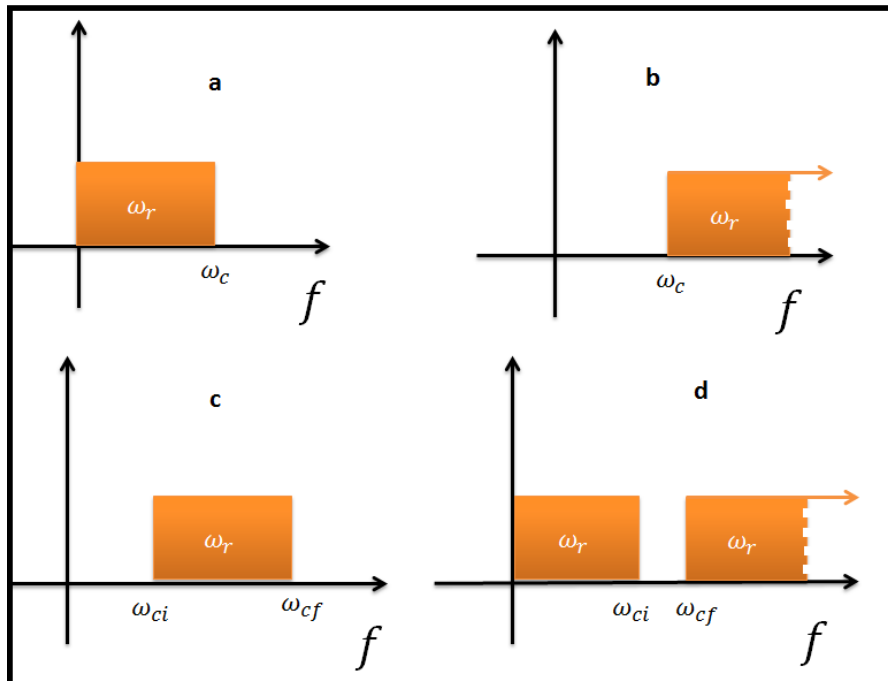


Figura3. 12, Representación gráfica de los cuatro tipos de filtros básico; a). Lowpass, b). Highpass, c). Bandpass y d). Bandstop.

3.4 CALCULO DE HIPOCENTROS

Las modernas redes sísmicas instaladas sobre volcanes activos por lo general cuentan con cuatro o más estaciones distribuidas con diferente azimuth alrededor del volcán. Esta distribución permite localizar los eventos sismo-volcánicos que presenten claras fases de arribo, es decir, inicios de onda impulsivos (como los VT y Explosiones) o ligeramente impulsivos (como los LP). La localización de estos eventos se realiza mediante técnicas de localización estándares en sismología, como los diferentes tiempos de llegada de las ondas P y S cada estación.

Para realizar la localización de estos eventos volcano-tectonicos (VTs), primero se tendrá que seleccionar aquellos que han sido bien registrados y luego realizar las lecturas de los tiempos de llegada en cada estación. Este trabajo se efectúa con programas como el SAC2000, SEISAN entre otros. El cálculo de la localización de la fuente en la mayoría de casos se realiza usando algoritmos como el HYPO71 (*Lee y Lahr, 1972*) o el HIPOELLIPSE (*Lahr, 1999*). Para usar estos algoritmos es necesario conocer diferentes parámetros de la red sísmica del volcán, entre los más importantes tenemos; las coordenadas y altura de las estaciones, su distribución azimuthal, y el modelo de velocidades que se usara para el volcán.

3.5 RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER

La distribución de los sismos queda definido en la relación *Gutenberg-Richter (1944; G-R)* mediante mínimos cuadrados. Esta relación representa a un escalamiento de eventos con respecto a sus magnitudes.

La ecuación lineal G-R está representada en la Figura 3.14:

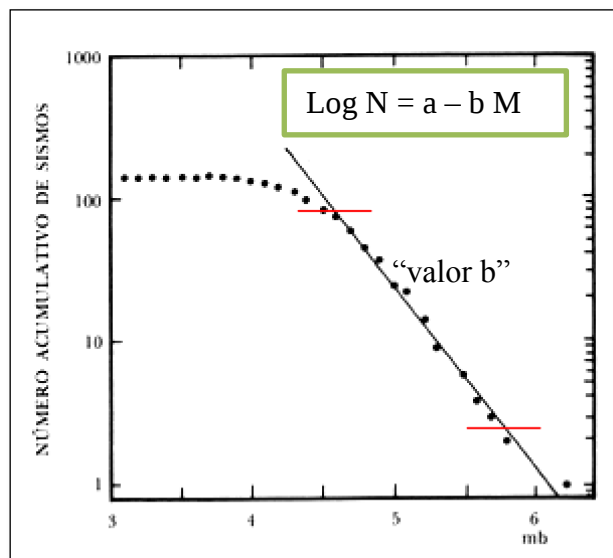


Figura3.13, Cálculo del valor *b* mediante mínimos cuadrados

Dónde:

N; número de eventos.

M; magnitud

b; “valor b”, pendiente de la distribución de sismos

a; nivel de sismicidad o productividad sísmica de una región.

El “valor de b”, tiene una relación directa con el esfuerzo promedio para una región en particular, o puede también verse como una forma de cuantificar el tamaño promedio de las rupturas (Wiemer y Wyss, 2002). Generalmente este valor (b), es cercano a 1 (Zúñiga y Wyss, 2001). Valores de $b > 1$ se relacionan con una concentración de esfuerzos menores (Zúñiga y Wyss, 2001; Wiemer y Wyss 1997) y viceversa.

Pero debido a la falta de datos de sismos pequeños (por ausencia de redes) y por la poca ocurrencia de sismos grandes, la distribución de los sismos pequeños tiende a converger en un punto determinado y los grandes a desestabilizar la parte lineal. Esto es presentado en la figura 3.14.

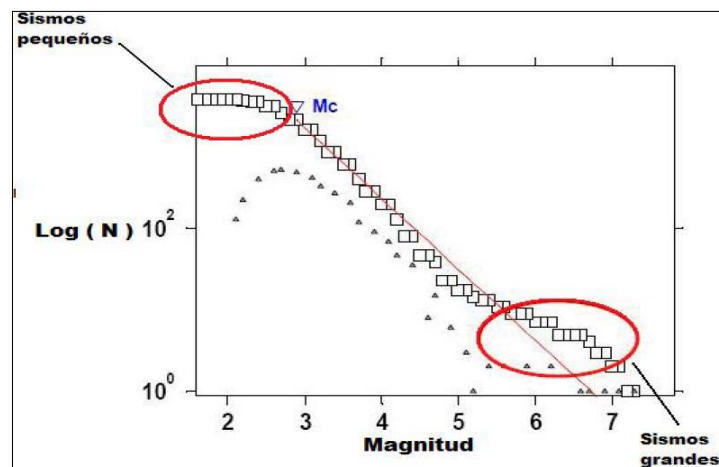


Figura 3.14, Relación G-R como se presenta normalmente.

En la cual se observa un nuevo parámetro; éste es conocido como la magnitud mínima de completitud M_c debido a que es la magnitud a partir de la cual el catálogo se puede considerar completo (incluye todos los eventos ocurridos para esa magnitud y mayores) y a partir de ahí se corta éste para encontrar la parte lineal que satisfaga a la relación G-R. Los sismos que se encuentran encerrados con círculos rojos en la parte inferior derecha y superior izquierda representan los sismos de magnitudes mayores y menores respectivamente, en los cuales se observa que estos eventos desestabilizan la parte lineal.

CAPITULO IV

PRONOSTICO DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS

Una erupción magmática implica la llegada (ascenso) del magma a la superficie. Antes de culminar dicha llegada los fluidos magmáticos en general deben “abrirse camino” en medio del entorno rocoso que comporta como un encajante.

Partiendo de este principio, si somos capaces de reconocer las perturbaciones que este magma ocasiona durante su viaje (si se mueve, si cambian las condiciones a las que está sometido y si ello facilita su salida a la superficie), podremos establecer cuándo y cómo será la futura erupción del volcán. El ascenso del magma está condicionado por su viscosidad, y en general es un proceso lento, incluso los magmas muy fluidos (basálticos) necesitan más de dos días para alcanzar la superficie desde las zonas de almacenamiento situadas en la base de la corteza (*Linares & Ortiz, 2004*). No se conoce ningún volcán que haya pasado de un estado de reposo al de erupción violenta de forma repentina. Aunque en muchos casos, la falta de vigilancia, la ignorancia asumida, o la dejadez ante el evidente incremento de las manifestaciones externas, haya provocado un desastre

4.1 SIGNOS PRECURSORES DE UNA ERUPCIÓN VOLCÁNICA

Los procesos superficiales y fenómenos que ocurren en el interior de un volcán en la mayoría de los casos se correlacionan perfectamente. Por consiguiente, examinar algunos signos de procesos preeruptivo de un volcán nos ayudaría en gran medida predecir una actividad eruptiva. Es por eso, que en las últimas décadas se ha puesto énfasis en el registro e interpretación de los diversos fenómenos físicos, químicos que ocurren en inmediaciones de un volcán activo. Una de las más importantes es la sismicidad volcánica.

4.1.1 Señales sismo-volcánicas

Los eventos sismo volcánicos están directamente relacionados con movimientos de fluidos en el interior o proximidades del volcán, tales como inyección de magma, expansión de gases, etc. La diversidad de estos tipos de señales, nos da indicios de la evolución eruptiva del volcán, es por eso que identificar el tipo de señal, hacer el seguimiento continuo y relacionarla con otras señales puede dar una alerta temprana de una posible erupción del volcán. La sismología ha tenido gran importancia en la vigilancia volcánica, pues gracias a ella se ha podido predecir erupciones, dado que la sismicidad en un área volcánica es una de

las primeras y más directas manifestaciones que reflejan el inicio del ascenso de magma a gran profundidad, las presiones internas próximas a la cámara magmática superficial y sistema hidrotermal, la limpieza de conductos y finalmente la salida del magma a la superficie.

En la Fig. 4.1, corresponde al sismograma del volcán Agustín (Alaska), donde se muestra la evolución completa de la sismicidad antes y durante la fase de erupción del volcán, con fase inicial de erupción freática a la fase final de erupción magmática.

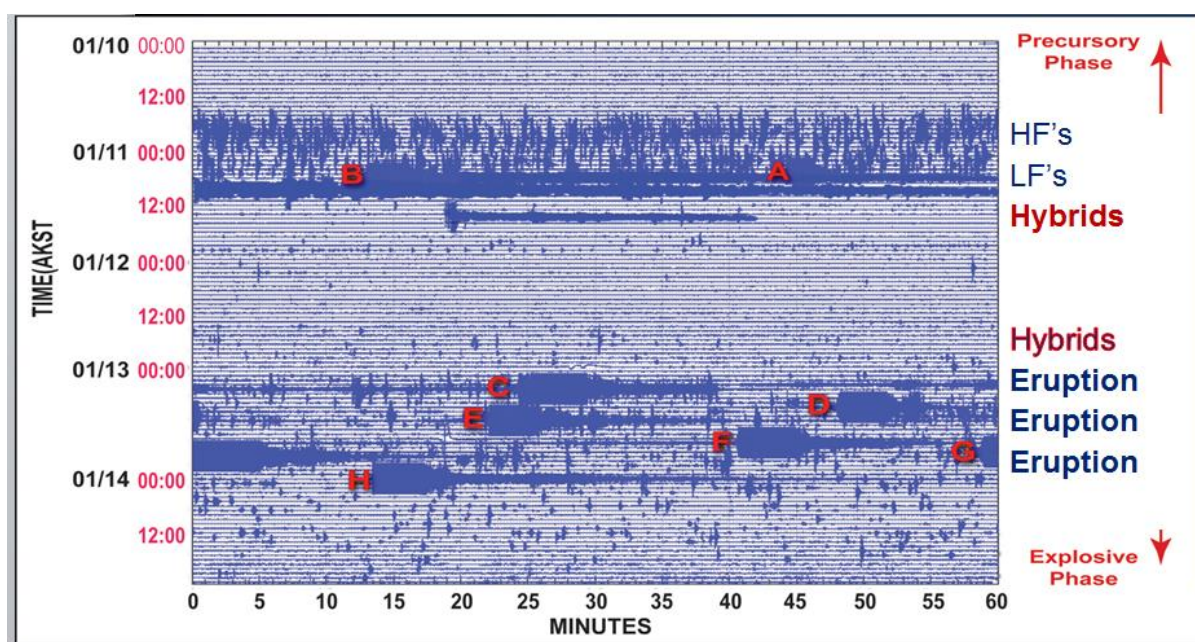


Figura4. 1, Evolución de la señales sismo volcánicas mostrada en un sismograma durante un periodo de 5 días, Volcán Agustín, Alaska, según White (2011).

4.1.2 Deformación Volcánica

La deformación del suelo debido a la intrusión del magma es reconocida como un importante precursor de la erupción de un volcán en actividad. Por lo general antes de que ocurra la erupción la superficie del volcán se expande debido al aumento de la presión dentro de la cámara magmática causada por arribo del magma proveniente de profundidades mayores bajo el volcán (Ver Fig. 4.2). La tendencia expansiva se invierte después de que el magma es liberado de la cámara provocando una deflación de los flancos del volcán. El patrón y la tasa de desplazamiento superficial revelan la profundidad y la relación de incremento de presión dentro de la cámara de magma subterránea (Dvorak & Dzurisin 1997) dando así una importante información acerca del estado del volcán. Como la deformación del suelo tiende a preceder las erupciones por periodos de horas a meses, la vigilancia geodésica es una herramienta eficaz para mitigar los peligros. Hay que tener presente que la deformación varía

con la distancia y sólo muy cerca del centro de emisión alcanza valores importantes. Las técnicas para la medida de la deformación utilizan aparatos como el teodolito, nivel, inclinómetro e imágenes satelitales. El principal problema reside en la dificultad de diferenciar los efectos superficiales producidos por el hielo, agua, viento, vegetación, de los generados por la actividad volcánica a mayor profundidad.

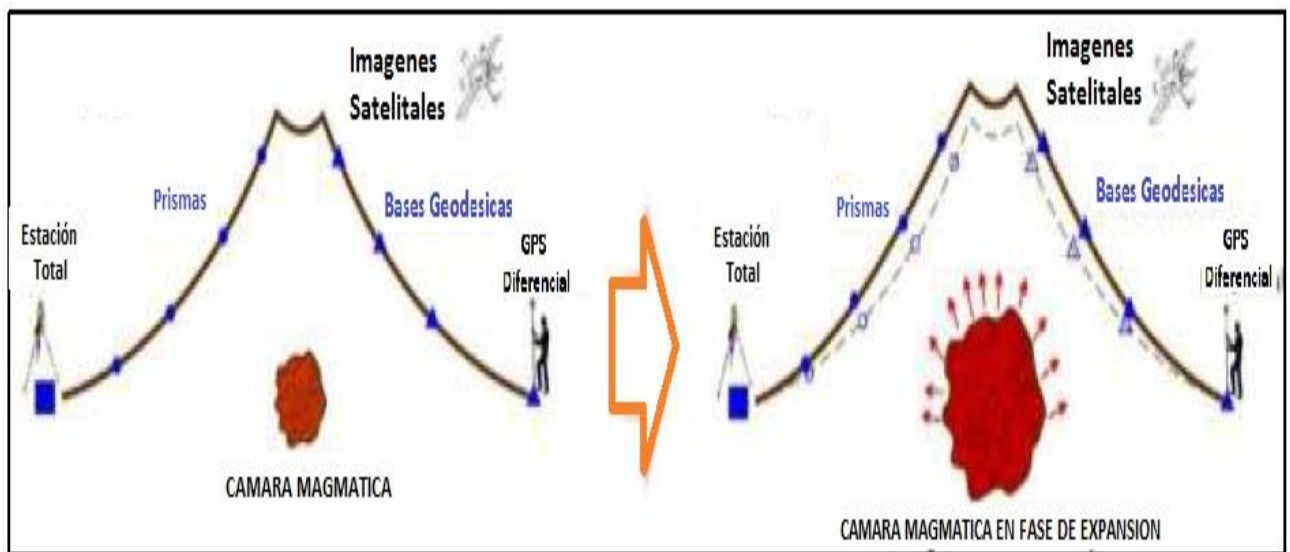


Figura4. 2, Deformación del suelo causado por la actividad magmática.

4.1.3 Monitoreo Visual de un Volcán

Las observaciones visuales de un volcán, utilizando diferentes herramientas de apoyo, ya sea instalaciones de video cámaras alrededor de este, fotografías, imágenes satélites, etc. nos permiten un mejor entendimiento del comportamiento interno de un volcán. Este monitoreo visual permite principalmente el seguimiento de la actividad fumarólica, y los diferentes tipos de materiales que podría estar expulsando un volcán, como se observa en la Figuras 4.3 y 4.4.

Los gases procedentes del magma circulan por el sistema de fracturas, interaccionando con los distintos acuíferos y saliendo a la superficie en forma de fumarolas o de fuentes termales. El SO_2 (dióxido de azufre) y anhídrido carbónico se consideran los componentes más significativos de la presencia de magma.

La combinación en tiempo real de información meteorológica y vulcanológica permite para algunos volcanes con pautas repetitivas, desarrollar sistemas para la alerta automática de la presencia de cenizas en la atmósfera. Igualmente, para volcanes en crisis o aquellos que presentan actividad persistente es importante contar con un sistema de cámaras que permita

la vigilancia visual de forma remota (Ver Fig. 4.3); para poder obtener imágenes nocturnas se está ensayando la utilización de cámaras infrarrojas.

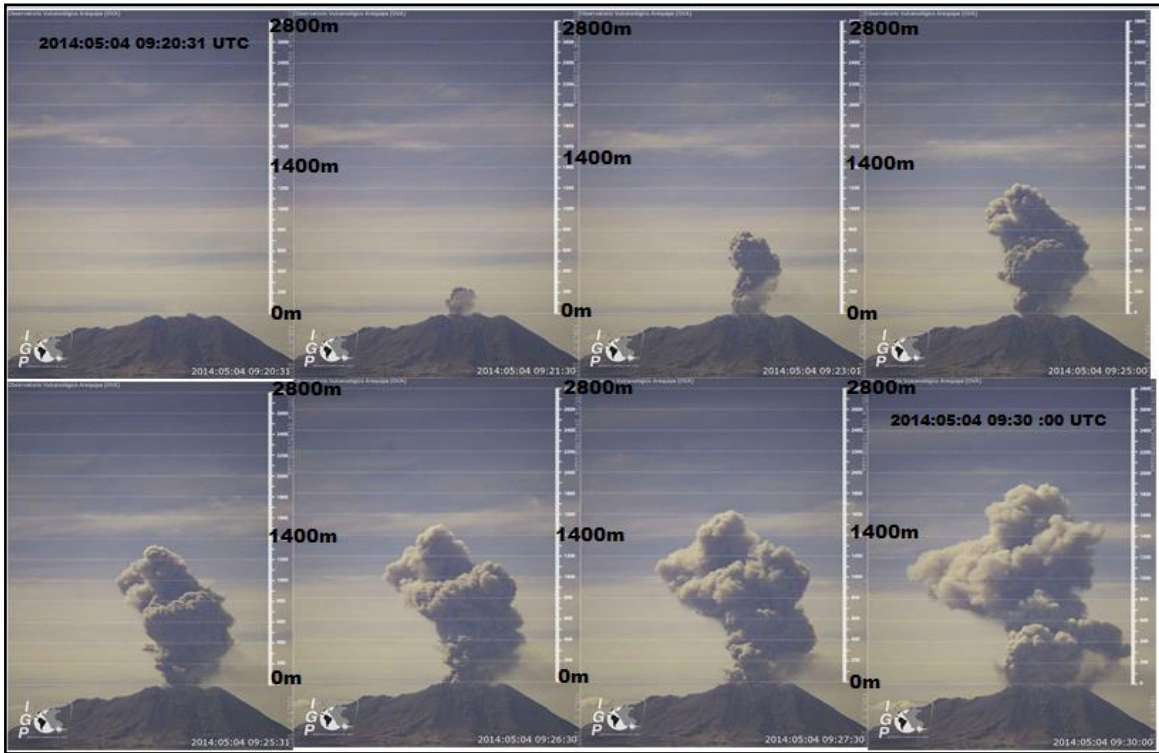


Figura4. 3, Vigilancia visual de la actividad eruptiva del volcán Ubinas (04/05/2014).



Figura4. 4, Emisión simultanea de gases de color blanco (vapor de agua) y gris (gases magmáticos), observada el 27/02/2013, en el Volcán Sabancaya. (Macedo O. 2013)

4.1.4 Imágenes Interferograma (INSAR)

La interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) puede detectar pequeñas diferencias en la distancia entre la posición y la Tierra. La superficie terrestre se mueve, ya sea hacia arriba, abajo o de lado. Las imágenes InSAR muestran los patrones espaciales de la deformación en gran detalle, y en combinación con los sistemas de monitoreo convencionales, los científicos pueden tener una visión más clara y precisa de los fenómenos en estudio. Para detectar la deformación de la superficie de la Tierra mediante InSAR, se requiere de dos imágenes de radar tomadas desde el espacio y del mismo lugar, aproximadamente. Las tomas deben ser de un área específica de la superficie de la Tierra, pero en dos momentos diferentes (Ver Fig. 4.5). La elevación de la superficie del suelo se ha producido entre la primera y la segunda pasada del satélite. Así, la longitud total de la señal de retorno para la segunda toma de imagen, es ligeramente más corta que para la primera toma.

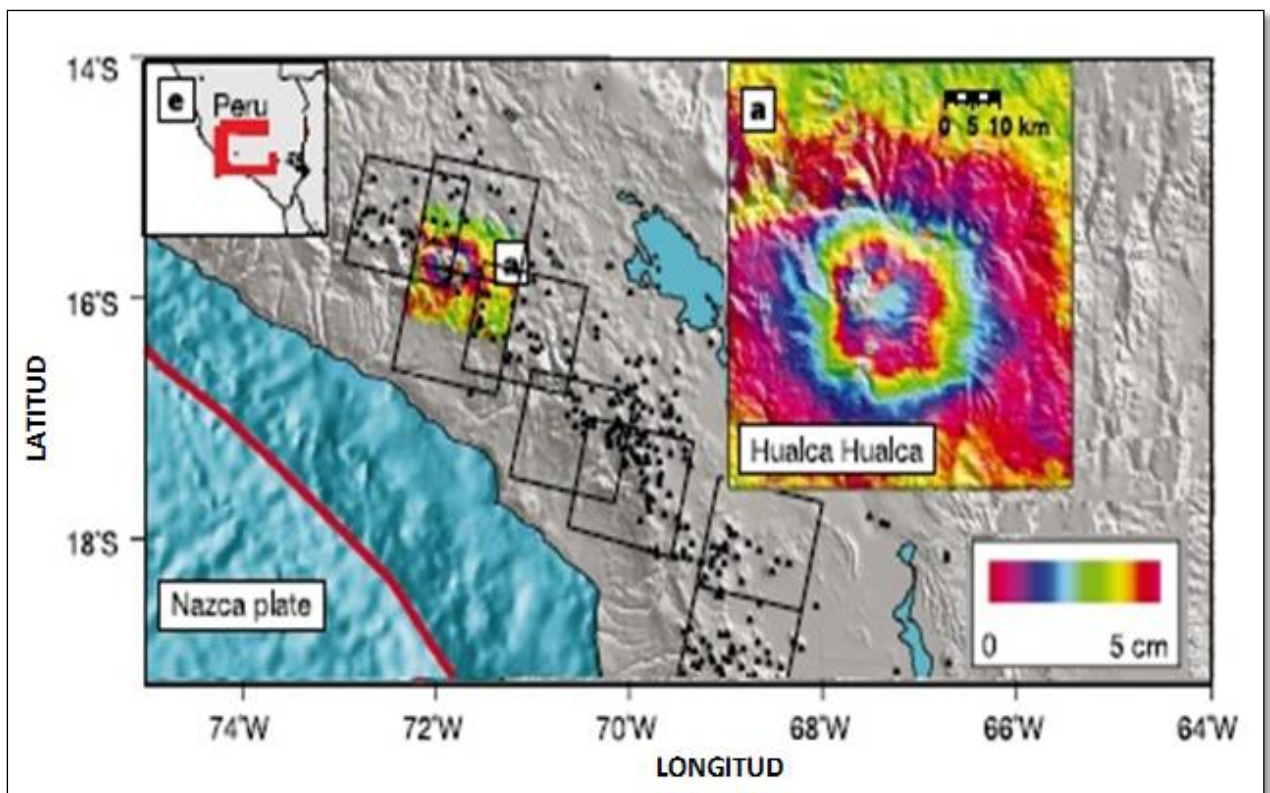


Figura4. 5, Ejemplo de la interferometría de radar detecta la elevación de la superficie de la Tierra en dos momentos diferentes. InSar en la región del volcán Sabancaya (RVS) mediante dos imágenes obtenidas en Junio de 1992 y abril del 1996. (Pritchard and Simons, 2002)

4.2 PRONOSTICO DE ERUPCIONES EXPLOSIVAS BASADO EN PATRONES SÍSMICOS

Desde hace 15 años hasta la actualidad especialistas en sismología y geología del VDAP (Volcano Disaster Assistance Program) pertenecientes al USGS (United States Geological Survey) atienden la crisis de volcanes con signos de sismicidad a nivel mundial. La experiencia acumulada durante estos años ha permitido a los especialistas del VDAP deducir que durante un proceso eruptivo, las señales sísmicas ocurren preferencialmente de tres tipos y secuencialmente (White R, 2013):

- a). Eventos de Alta frecuencia (HF), que constituye una sismicidad precursora, a cierta distancia del cráter.
- b). Eventos de baja frecuencia (LF), que constituye una sismicidad muy próxima al cráter.
- c). Eventos híbridos (HIB), que está asociada al ascenso de material magmático muy cerca de la superficie.

4.2.1 Sismicidad Precursora

La sismicidad precursora se refiere a la sismicidad de tipo alta frecuencia (HF), que se presenta en la primera fase. Esta sismicidad es distal (distancia 20 o 30 km lejos del volcán).

Los principales factores que influyen en la manera como se desarrolla la sismicidad precursora a una erupción son:

- **La edad del volcán:** la sismicidad HF precursora será de menor duración si se trata de un volcán monogénico, en relación al tiempo que se requiere para el caso de un volcán poligénico, que tiene miles de años, y que ha desarrollado edificios de alturas considerables.
- **Tipo de Volcán:** Si es un estrato volcán, volcán escudo, cono de escoria, caldera volcánica, volcanes de tipo mar, etc. tendrán diferentes composiciones en su magma y la expulsión será preferencialmente efusiva, o explosiva.
- **Tiempo transcurrido desde la última erupción magmática:** Este factor será una indicación para estimar si se trata de un sistema más cerrado o más abierto. Normalmente, a mayor tiempo de una actividad, el sistema se comporta como un sistema cerrado.
- **Tamaño de los sistemas hidrotermales:** Es importante conocer si el volcán presenta un sistema hidrotermal desarrollado o está completamente seco. Si el volcán presenta un amplio sistema hidrotermal, la interacción del magma con el agua puede ser prolongada y también puede generar explosiones freatomagmáticas violentas.

- **Tipo de magma:** con respecto a su petrología, temperatura, su viscosidad, su composición (dacítico, andesítico, riolítico, etc.) y el contenido de gas que presenta este magma, son factores que influyen en desarrollo de la actividad sísmica pues favorece o no la apertura del sistema inicialmente cerrado
- **Volumen intrusión magmática:** es un factor que va determinar la magnitud de la erupción volcánica.

4.2.2 Patrón general de la progresión sísmica para volcanes andesíticos y dacíticos

1. Aparición de eventos Volcano-Tectónicos distales (dVT). Estos dVTs se presentan por lo general, en forma de enjambre de sismos de magnitudes similares.
2. Aparición de pequeños eventos Volcano-Tectónicos proximales (pVT), acompañadas con algunos eventos de Largo Periodo (LP).
3. Explosiones freatomagmáticas.
4. Incremento de eventos de baja frecuencia (LF), Tremor.
5. Aparición de Eventos híbridos y LP espaciados y similares en tamaño,
6. Eventos híbridos y decaimiento de eventos LP.

4.2.3 Modelo Geológico que explica la Sismicidad en profundidad

En dicha zona de transición circunda un cuerpo magmático y forma un sello que divide una zona presión hidrostática (arriba) y la zona presión litostática (abajo), este “sello de transición muy solido”, tiene un espesor importante posiblemente de unos 40 m.

Cuando hay una intrusión en la cámara magmática genera presión en el sello. No pudiendo liberarse la presión por la parte superior que se encuentra bloqueado, esta se transmite lateralmente, alcanzando distancias importantes, lo que genera que los sistemas de fallas cercanas al volcán se activen, produciendo sismos Volcano-Tectónico distales (dVT).

Si la intrusión continua, causa la ruptura del sello generando una descompresión y los fluidos magmáticos acumulados justo debajo del sello empiezan a fluir y cambiar de fase (gases magmáticos). En este punto ocurren eventos VT y LP próximos al volcán. Finalmente, ocurre un nuevo sello en la zona de transición (autosello). Dicho sellamiento podría ser en cuestión de minutos (White2013), (Ver Fig. 4.6). Si el magma sigue subiendo los gases que escaparon debajo del sello, comienzan a fluir dentro de la roca fracturada suprayacente y cuando la presión que se ha acumulado es lo suficientemente grande se produce la ruptura del sello superior (sello hidrotermal) lo que propiciaría a sismos de frecuencias bajas es decir Largo Periodo (LP) y Tremor (TRE) y explosiones freáticas.

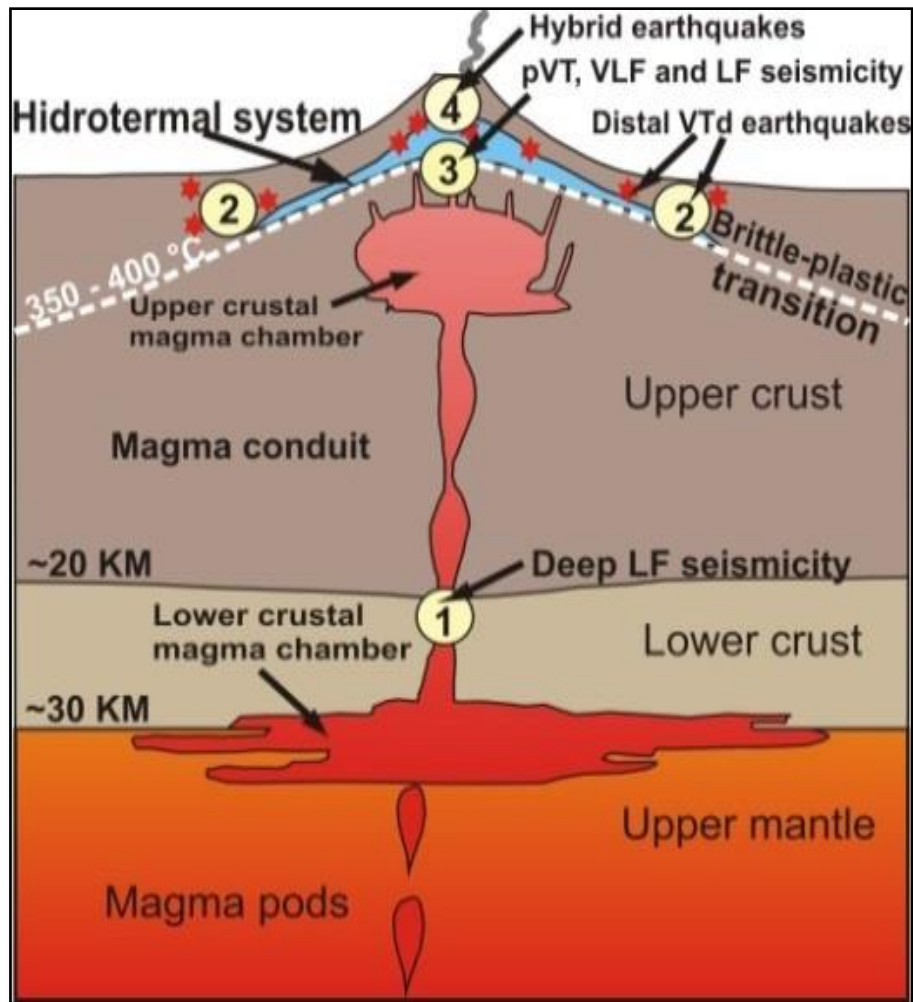


Figura 4. 6, Modelo geológico que explica en gran medida la sismicidad que acompaña a una erupción volcánica (modificado Fournier, 1999).

4.2.4 Relación del volumen magmático y momento sísmico

Según White (2013), la sismicidad distal o sismicidad precursora (eventos de dVT), tendría una relación con el volumen de magma que está siendo intruido. Se podría decir mientras más importante es la magnitud de la sismicidad distal (dVT), en ambientes volcánicos, mayor será el volumen de material magmático en ascenso que estaría comprometiendo a dicho volcán. Así, White (2013) encuentra una expresión empírica que relaciona el volumen magmático con la sismicidad precursora. La expresión está basada principalmente en datos obtenidos en el caso de volcanes que erupcionaron, donde se disponía de información sísmica e información acerca de los materiales expulsados. Esta relación estaría representada por una ecuación simple lineal:

$$\text{Log (dVol)} = 0.77 \text{ Log } (\sum \text{Mo}) - 5.32$$

Donde **dVol** es el volumen intruido, y **Mo** es el momento sísmico

La figura 4.7 muestra una relación lineal basada en el mismo trabajo de White (2013) en donde se usa la magnitud sísmica. En la figura los triángulos rojos representan erupciones de volcanes en el pasado y los cuadrados azules representan a casos de sismicidad provocada al inyectar volúmenes importantes de agua en perforaciones hechas por el hombre.

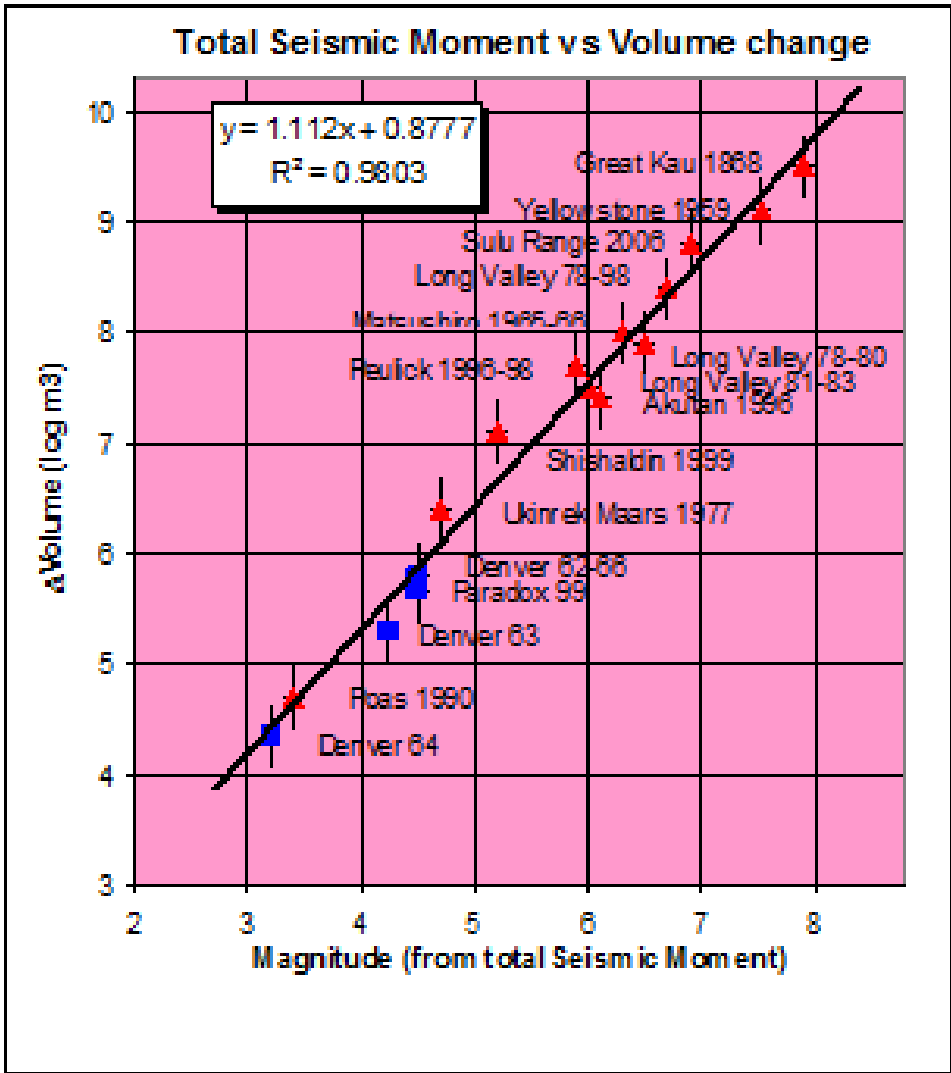


Figura 4. 7, Relación de momento Sísmico (VTs) con variación de volumen magmática.

CAPITULO V

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTOS DE DATOS SÍSMICOS

En este capítulo se describe aspectos de la adquisición, tratamiento y procesamiento de los datos sismo-volcánicos registrados entre los meses de enero y julio 2013. La red sísmica Sabancaya 2013 (RESSAB), puso en evidencia la importante actividad sísmo-volcanica que se presentaba en la zona del volcán.

Es también importante mencionar que herramientas computacionales se utilizaron para el para el respectivo procesamiento de datos. Este trabajo realizado en el marco de la presente tesis ha sido esencialmente de gabinete y por tanto se da énfasis al uso de programas computacionales para el procesamiento de señales digitales. Dentro de los programas más utilizados en este trabajo se tiene al SAC2000 en Linux, SEISAN (Hash y Focmec), Matlab e Hipoellipse en Windows.

5.1 RED SÍSMICA SABANCAYA 2013

Con la finalidad de vigilar la actividad del volcán Sabancaya, al haberse observado signo de intranquilidad a partir del 22 de Febrero del 2013, se ha desplegado una red de estaciones digitales. La red sísmica Sabancaya (RESSAB) instalada entre el 20 de febrero al 22 junio, cuenta con 9 estaciones de tres componentes (vertical, NS y EW), 8 estaciones son de banda ancha y 1 de periodo corto situadas entre 3 a 22 km alrededor y sobre el edificio volcánico. Tres estaciones tienen transmisión telemétrica: SABA (Sabancaya), CAJA (Cajamarca) y PATA (Patapampa) equipadas con sensores CMG-40T (0.033-50 Hz) y digitalizadores RefTek. Las demás son estaciones portátiles: una estación ACHM (Achoma) presenta un sensor Lennartz-3Dlite(1 Hz, 3C) acoplada con un digitalizador CMG-DM24, y 5 estaciones CBN2 (Cabanaconde), TRKN (Tarucani), LMUC (L.Mucurca), OCHN (Ochenca) y SALL (Sallalli) operan con sensor CMG-6TD (0.03-100Hz).

Las SABA, CAJA y PATA empezaron a transmitir por telemetría a partir del 24 de Marzo del 2013 hasta el IGP-Arequipa en Cayma (Arequipa).

Desde la instalación de RESSAB, el funcionamiento de las estaciones ha sido regularmente normal. Sin embargo algunas estaciones (PATA), apenas instalado sufre un desperfecto el equipo, pero más adelante esta son regularizadas.

En la Fig. 5.1 se muestra el cuadro de funcionamiento de las estaciones, teniendo en cuenta que “funcionamiento” significa que la estación estaba almacenando datos y no implica que se haya producido datos utilizables (puesto que hay horas en que el nivel de ruido opaca el registro de las señales).

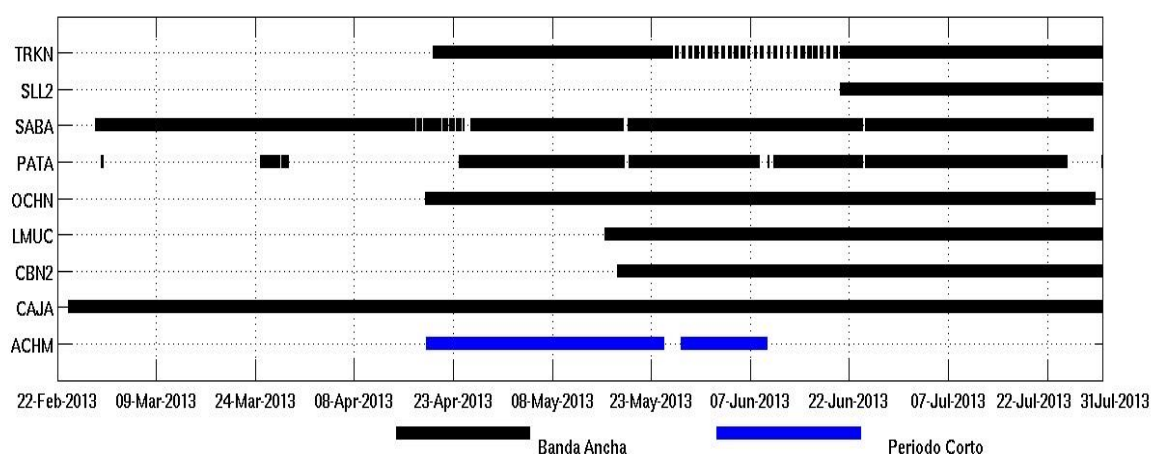


Figura5. 1, Esquema de funcionamiento de las estaciones de la Red Sabancaya 2013. Representadas con barras solidas horizontales.

Esta RESSAB, fue instalada en forma estratégica alrededor de la zona volcánica para cubrir la mayor cantidad posible de información sismo-volcánica. La instalación de la red Sabancaya se realizó en 5 meses en diferentes etapas, los representamos con triángulos azul las 6 estaciones portátiles y con triángulo negro las 3 estaciones Telemétricas, estas últimas registran en tiempo real las señales sísmo-volcanicas, en la figura 5.2 se representa la distribución de la RESSAB 2013.

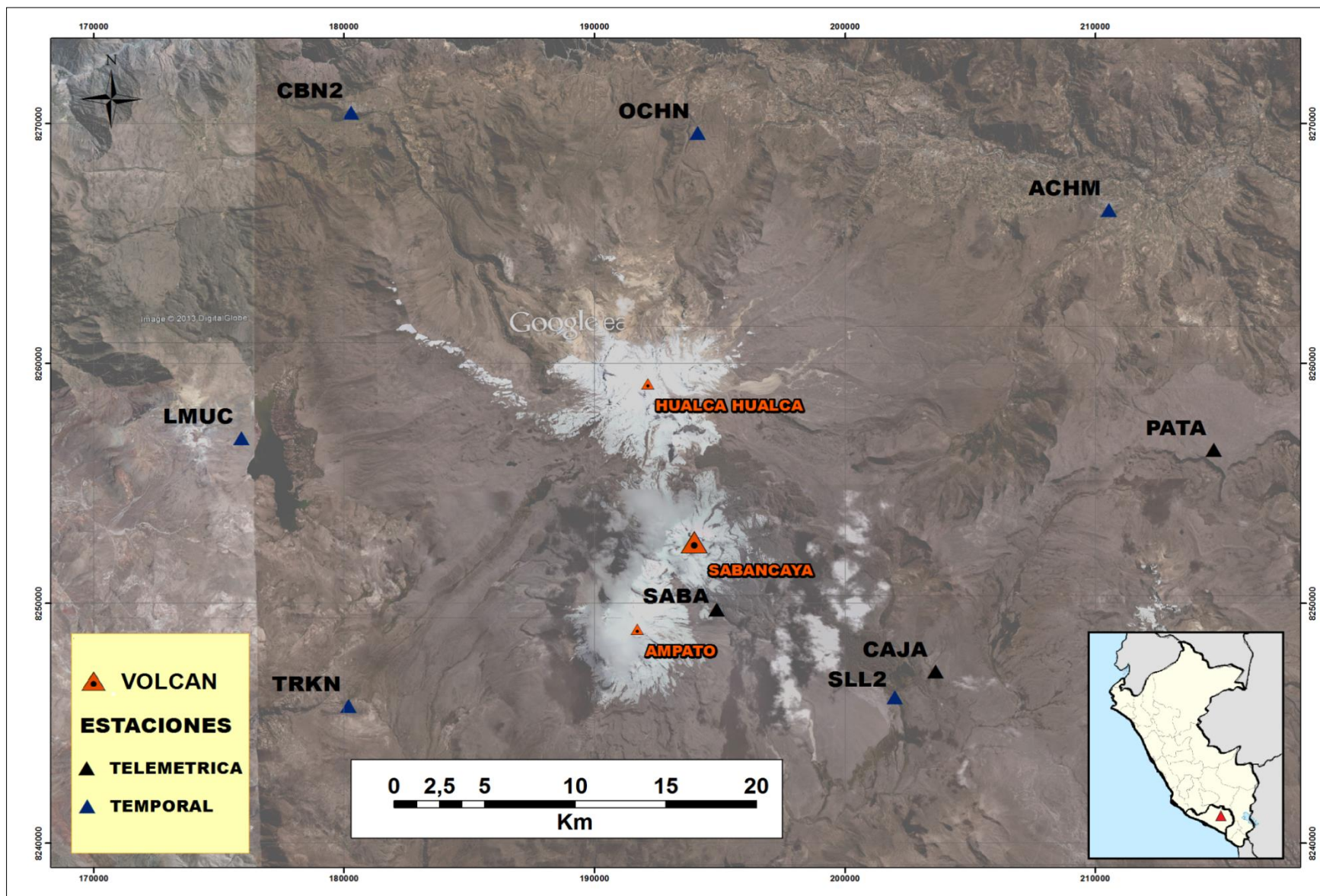


Figura5. 2, Distribución de las estaciones que compone la Red Sísmica Sabancaya (RESSAB). Triangulo de color azul estaciones portatiles y triangulo negro estaciones telemétricas.

En la tabla 01, se muestra el nombre de cada estación, código, coordenadas geográficas, periodo de funcionamiento y el tipo de sismómetro instalado. Estos equipos digitales son ultraligeros y su diseño es robusto, son ideales para su rápida instalación y resistentes a condiciones climáticas extremas. Además estos equipos de banda ancha, son altamente configurable para diferentes tipos de aplicaciones.

Tabla N° 1, Información general de los equipos RESSAB 2013, desplegadas en la zona del volcán Sabancaya.

Nombre	Código	Coordenadas Geográficas			Periodo de Func.(2013)		Sismómetros	Componentes
		Longitud	Latitud	Elevación(m.s.n.m)	Inicio	Final		
SABANCAYA	SABA	-15.81	-71.85	5178	27-feb	27-jul	CMG-40T	BH3
CAJAMARCANA	CAJA	-15.84	-71.77	4471	23-feb	31-jul	CMG-40T	BH3
PATAPAMPA	PATA	-15.75	-71.66	4973	23-mar	25-jul	CMG-40T	BH3
CABANACONDE	CBN2	-15.62	-71.98	3300	17-may	31-jul	CMG-6TD	BH3
TARUCANI	TRKN	-15.85	-71.99	4295	19-abr	31-jul	CMG-6TD	BH3
L. MUCURCA	LMUC	-15.75	-72.02	4390	15-may	31-jul	CMG-6TD	BH3
OCHENCA	OCHN	-15.63	-71.85	3514	18-abr	29-jul	CMG-6TD	BH3
ACHOMA	ACHM	-15.66	-71.7	3510	18-abr	10-jun	Lennartz-3Dlite	SL3
SALLALLI	SLL2	-15.85	-71.47	4460	20-jun	31-jul	CMG-6TD	BH3

5.2 INSTRUMENTACIÓN

5.2.1 Reftek130

Los digitalizadores Reftek130 son utilizados para las estaciones Sabancaya (SABA), Patapampa (PATA) y Cajamarca (CAJA). El RT130 es un datalogger, de 3 ó 6 canales de alta resolución. Es de baja potencia y altamente configurable para una amplia gama de aplicaciones. Está alojado en un plástico plegable de estilo envolvente que es casi impermeable y el almacenamiento de datos interno está en forma de dos tarjetas compact flash (CF). El RT130 al mismo tiempo puede grabar en la tarjeta CF como en la transmisión de datos casi en tiempo real usando ya sea internet o telemetría basada en serie. Se ha incorporado en los controles del sensor, con masa recentrado y funciones de calibración. El RT130 se programa con un programa llamado PalmOS PFC-130 a través del puerto serie.

CARACTERÍSTICAS

- ▲ 3 o 6 canales, 24 bits ADC
- ▲ Física tamaño: 13,5 "x 5,3" x 7,3 "
- ▲ Fuente de alimentación: 10-16V, 1.0W ~
- ▲ Frecuencia de muestreo: 1 a 1000 sps
- ▲ Capacidad de almacenamiento: tarjeta CF dependiente, hasta 8 GB.

Estos Digitalizadores a su vez van conectados a un sensor CMG-40T. (Ver Fig. 5.3)



Figura 5. 3, a). Digitalizador REFTEK130 con 6 canales y b). Sensores Guralp CMG-40T, las estaciones de Sabancaya (SABA), Patapampa (PATA) y Cajamarca (CAJA) presenta este sistema.

5.2.3 Guralp CMG-40T

El CMG-40T es un sismómetro ultra-ligero que consta de tres sensores en una caja sellada, que puede medir el norte/sur, este/oeste y vertical componentes del movimiento del suelo al mismo tiempo el rango de frecuencia varía entre 0.033-50Hz.

El CMG-40T tiene un diseño robusto, resistente al agua de acero inoxidable para facilitar la instalación. Los elementos sensores de peso ligero están diseñados de manera que no es requerida la sujeción mecánica. Debido a esto, el 40T está lista para grabar los movimientos del terreno tan pronto que se le proporcione energía. Además, el sensor no tiene que estar nivelado o centrado, siempre y cuando la base está dentro de 3 ° de la horizontal. Para el mejor resultados, sin embargo, debería ser posible instalar en una superficie dura, casi horizontal bien acoplado a la roca madre.

Cada sismómetro se entrega con una hoja de calibración detallada que muestra su número de serie, la respuesta de frecuencia, los niveles de calibración del sensor de corriente continua, y la función de transferencia en polos/ceros notación.



Figura5. 4, Sismómetro digital de tres componentes Guralp CMG-40T

5.2.4 Guralp CMG-6TD

La mayoría de las estaciones de la RESSAB (CBN2, TRKN, LMUC, OCHN y SLL2) están equipadas con sensores Guralp-CMG-6TD. Es un sismómetro de banda ancha de tres componentes, el rango de su frecuencia varía entre 0.033-100hz.

El Guralp CMG-6TD es un sismómetro ultra-ligero digital de tres componentes ideal para una rápida instalación en sitios de ruido medio. Una verdadera banda ancha, con fuerza de retroalimentación. Las tres componentes están orientado fiel a los ejes sensibles con una precisión de 0,1 °. Ligero y resistente al agua, adecuado para instalación en una amplia gama de ambientes. Los equipos 6TD se han probado hasta -50 ° C. (Ver Fig. 5.5).

Características

- ⤴ Rápido y fácil instalación por una sola persona
- ⤴ Alta sensibilidad y rango dinámico
- ⤴ A bordo de 24-bit digitalizador con salida configurable
- ⤴ Potencia ultra baja ($<0,9$ W a 100 muestras / s)
- ⤴ Hasta 16 GB de memoria interna flash
- ⤴ Datos en tiempo real rápida y sencilla descarga a través de Firewire
- ⤴ Internet y Wi-Fi opciones disponibles
- ⤴ Disponible para controlar múltiples instrumentos
- ⤴ Sensibilidad de la temperatura: $<0,6$ V por cada 10°C .
- ⤴ Precisión termómetro interno: $\pm 0,33^{\circ}\text{C}$ (30°C), $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ (10°C a 50°C), $\pm 1,0^{\circ}\text{C}$ (-10°C a 85°C).
- ⤴ Peso: 2,7 kg (todo el sistema de $<4,1$ kg).

El 40T también está disponible como un instrumento analógico para utilizar con su propio sistema de grabación.



Figura5. 5, Sismómetro digital de tres componentes Guralp CMG-6TD

5.2.5 Lenartz-3Dlite

La estación Achoma (ACHM), presenta un sensores Lenartz (1Hz, 3C), su diseño es robusto y ligeros fáciles de transportar (Ver Fig. 5.6). Este equipo esta acoplado con un digitalizador CMG-DM24.

Especificación

- ⤴ Digitalizador: ninguno
- ⤴ Masas: Tres masas ortogonales (X, Y, Z), No cierre masivo.
- ⤴ Frecuencia propia: 1Hz, 80Hz
- ⤴ Salida constante: 400 V / m / s
- ⤴ Amortiguación: 0,707
- ⤴ Fuente de alimentación: 9 V a +16 V
- ⤴ Consumo de energía: 8 mA a 12 V DC (típico)
- ⤴ Diámetro: 95 mm
- ⤴ Altura: -15 ° C a 60 ° C
- ⤴ Peso: 1,8 kg

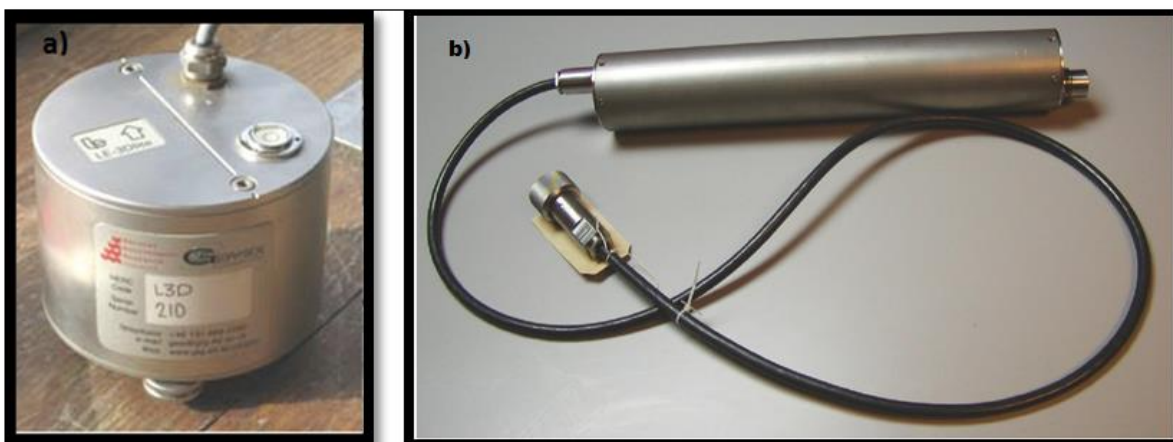


Figura5. 6, a). Sensor LENARTZ 3D-1S y b). Digitalizador CMG-DM24

5.3 SOFTWARE EMPLEADO

En este trabajo se aplicaron dos importantes sistemas operativos (Linux y Windows), para el respectivo análisis y procesamiento de las señales sismo-volcánicas. Para el análisis de sismogramas digitales se utilizó el sistema operativo Linux, en este sistema se instalaron los programas SAC2000 y Passcal. Así mismo para la etapa de clasificación y localización de las señales sismo-volcánicas se utilizó el sistema operativo Windows, en la cual se ha corrido el Matlab, SEISAN, Hypoellipse, además de otras aplicaciones menores y el uso de lenguaje de programación como herramientas de ayuda.

Estos programas se aplicaron según un orden de requerimiento durante el proceso de análisis y algunos casos simultáneamente como se muestra en la Fig. 5.6. En este esquema se muestra de manera general el orden lógico de análisis. Inicialmente se emplea el S.O. Linux con la conversión de formatos y análisis, luego se aplica el S.O. Windows para un análisis final.

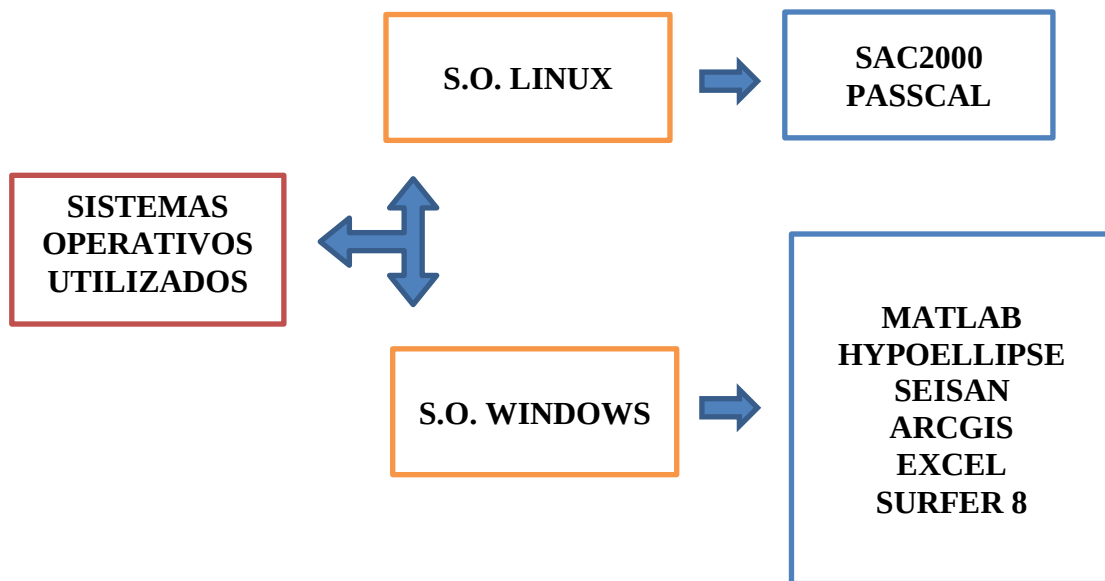


Figura5. 7, Se muestra la secuencia de programas utilizados.

5.3.1 Sistema Operativo Linux

El trabajo de análisis de las señales sísmicas se inicia en Linux, con la conversión de datos originales a un formato computacional más adecuado (SAC). Los programas más importantes que se aplicaron en este sistema operativo son: PASSCAL y SAC2000.

Para un mejor manejo de la data y facilitar el trabajo, se aplicaron programas menores y no por ello menos importantes: En lenguaje de programación como son los Shells son básicamente pequeños programas que se diseñan en un editor de texto (gedit de Linux) y se ejecutan en modo consola. Estas herramientas se emplearon también para revisar nomenclaturas de los archivos SAC y hacer correcciones, ya que durante la conversión de los archivos desde el formato original a SAC, principalmente los datos Guralp se cambian el encabezado y no se puede visualizar en una forma adecuada en el SEISAN.

5.3.1.1 Passcal

Este programa presenta un conjunto de aplicaciones que se corren en Linux en modo consola, con la finalidad de trabajar datos sísmicos de quipos Reftek. Presenta varios tipos de comandos que forman el paquete Passcal y los más utilizados en este trabajo son 2 básicamente; ref2segy y segy2sac. La utilización de Passcal es principalmente para convertir los datos sísmicos desde el formato original de los equipos Reftek(archivo binario) a formato SAC, realizando las correcciones respectivas.

El modo de registro de la red de estaciones del Sabancaya en este trabajo ha sido en forma continua las 24 horas del día.

Se diseñó dos procedimientos para la conversión de archivos, y se describe a continuación:

Archivos Reftek; consiste en convertir los datos Reftek o archivos “*.rf” de las estaciones permanentes (SABA, PATA, CAJA). En primer lugar se hace la conversión desde el formato reftek “*.rf” al formato segy usando el comando “ref2segy”. El resultado de esta conversión son archivos de una hora de duración con la forma de onda de todo el registro. Además se obtienen archivos “*.log” los cuales nos permitirá generar ficheros de corrección “*.pcf” a partir de los archivos “*.log”. Finalmente estos archivos de una hora se proceden a la conversión de formato segy al formato SAC usando el comando “segy2sac”. Ver Fig. 5.7.

Archivos Guralp; los datos Guralp o archivos "*.gcf", de las estaciones temporales (CBN2, TRKN, LMUC, OCHN y ACHM), serán convertidos en archivos SAC de una hora, mediante un aplicativo simple "gcf2sac". Como se muestra en la Fig. 5.7.

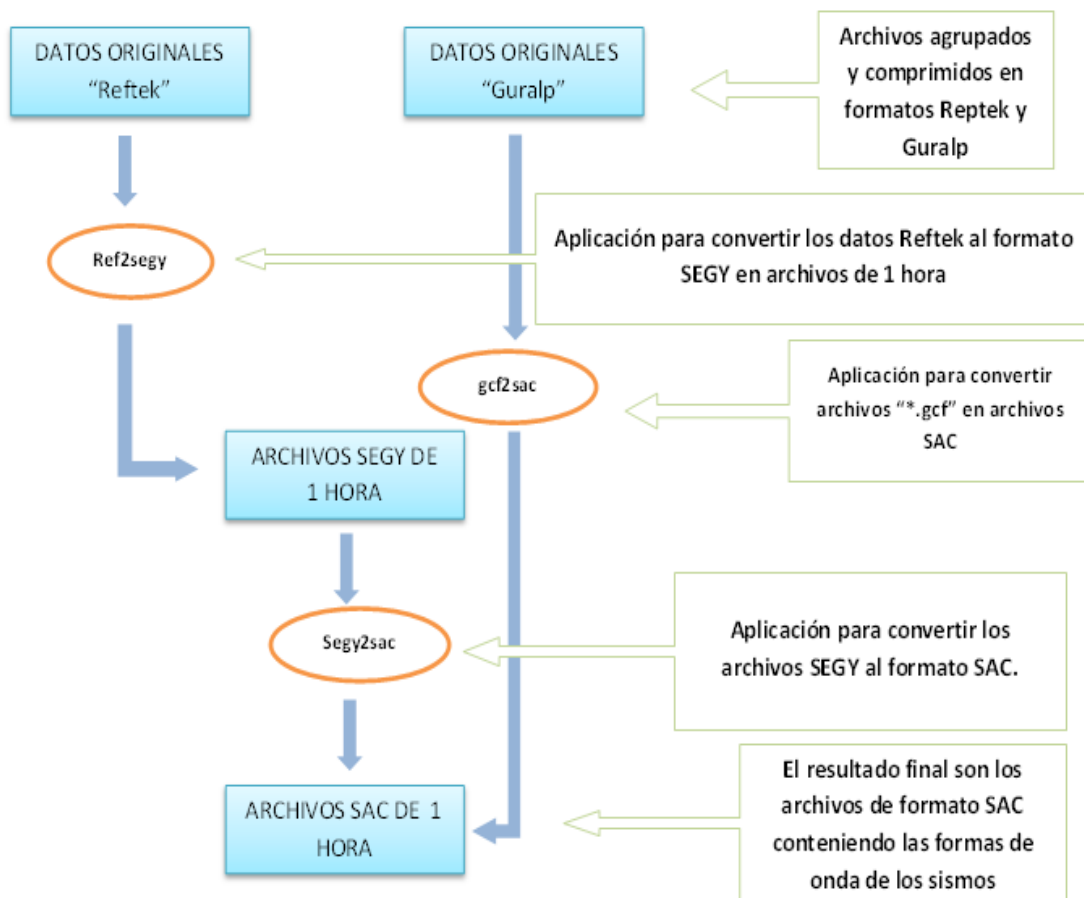


Figura5. 8, se muestra un esquema de conversión de datos originales Reftek y Guralp a formatos SAC de una hora.

5.3.1.2 SAC2000

Este paquete SAC (Seismic Analysis Code), fue desarrollado por la Universidad de California. El cual se diseñó con la finalidad de ayudar a los sismólogos en la investigación y estudio de los eventos sísmicos. Actualmente se ha intensificado su uso, sobre todo para quienes trabajan en Linux y están familiarizados con el uso de este sistema en modo consola.

En la Fig. 5.8 se presenta un ejemplo de una ventana de SAC2000 con el sismograma de un evento sísmico de tres componentes. Las tareas específicas que efectúa este programa en el presente trabajo es:

- Visualizar las señales sísmicas en diferentes casos (por estaciones, por componentes, modo de registro, tipo de instrumento, etc.). esto con la finalidad de identificar cada tipo de señal según el estudio que se está realizando y evitar confundirlas con algún tipo de ruido no deseado.
- Aplicar diferentes tipos de filtro, especialmente en las estaciones de banda ancha, con la finalidad de discriminar cualquier tipo de ruido o perturbación externa que afecte a la señal y finalmente picar fases P o S.

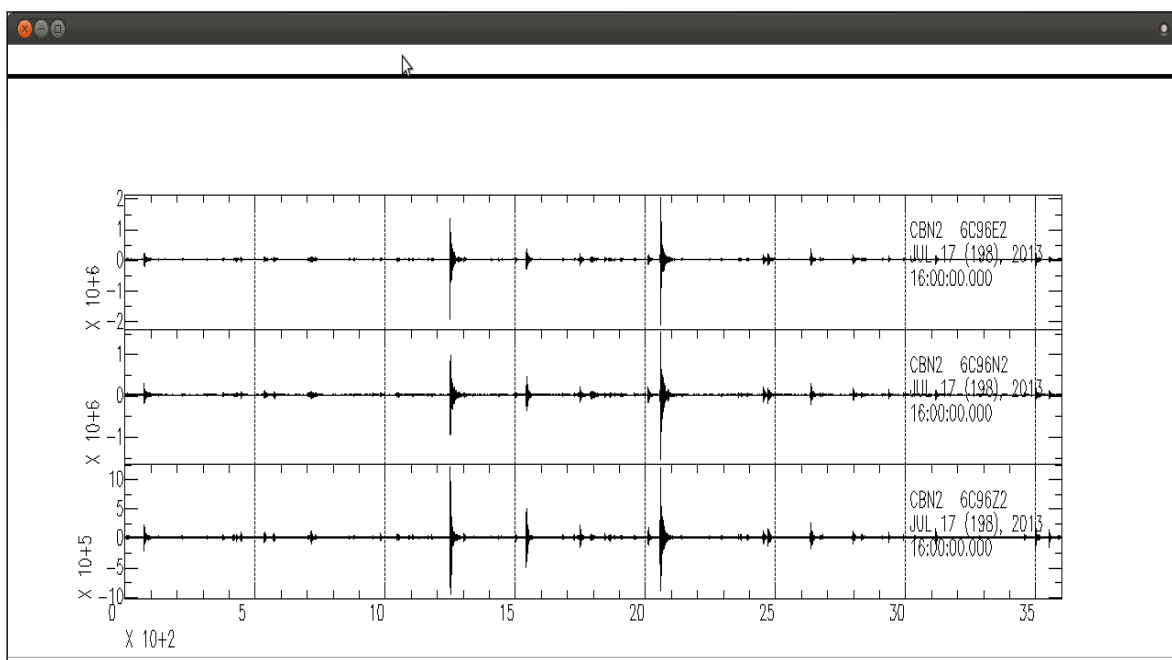


Figura5. 9, Se muestra la ventana del programa SAC2000.

5.3.2 Sistema Operativo Windows

En el sistema operativo Windows se realizaron los trabajos finales del análisis de las señales sísmicas. Las tareas más importantes se efectuaron con los programas especializados Hypoellipse, Matlab y SEISAN. También se utilizaron otros programas para ayudar con las tareas menores como por ejemplo:

El Excel es conocido cuando se trata de trabajar con hojas de cálculo y para crear gráficos. En nuestro trabajo se usó precisamente para presentar estadísticas, histogramas, gráficos y cuadros debido a su fácil manejo.

El Arcgis, este programa especializado para crear mapas georeferenciados entre otras aplicaciones geológicas. En el presente trabajo se utilizó para plotear eventos sísmicos localizados, mecanismos focales, fallas, lineamientos, y otras aplicaciones menores que hacen un mejor manejo y análisis de la data.

5.3.2.1 Hypoellipse

Este programa localiza los hipocentros de los eventos sísmicos, mediante el método de hipoelepsis, usando los tiempos de arribo de las fases P y S. Esta aplicación fue desarrollada por *John C. Lahr (1999)* basado en lenguaje de programación Fortran, lo que permite trabajar tanto en Linux como en Windows. En este trabajo se usó en Windows con la finalidad de aprovechar las herramientas de otros programas de este sistema e interactuar los resultados obtenidos en Arcgis, Excel y Matlab.

Para usar este programa es necesario saber la información de la localización de las estaciones sísmicas, modelo de velocidades y tiempos de arribo de las fases P y S para los eventos sísmicos.

La información es ingresada al programa mediante archivos de texto ASCII, en total son 8 archivos, que lo llamaremos “Sabancaya”:

Sabancaya.pha: Es donde se ingresan las lecturas de tiempo de arribo de las fases P y S para cada estación, esta se puede ingresar como un set de varios eventos o de manera individual.

Sabancaya.sta: En este archivo se ingresan los datos de estaciones, específicamente coordenadas geográficas de ubicación y con sus cotas respectivas.

Cristal.prm: en este archivo se ingresa el modelo de velocidades con el que se va trabajar en el volcán.

Headopts.prm y headopts.vol: Estos archivos contiene los parámetros que usa el hypoellipse para calcular los hipocentros. Parámetros como los límites permisibles para los resultados, límites de profundidad, elevación, azimut y distancia entre los más importantes.

Caldata.prm, hypo.in e hypo.ctl: son archivos de complemento. Caldata.prm se puede obviar porque el archivo hypo.ctl contiene la secuencia de comandos que se tiene que ejecutar para realizar el cálculo.

Los resultados que se obtienen al hacer correr Hypoellipse, también están escritos en archivos de texto ASCII con extensiones; SAB01.log, SAB01.sum, SAB01.out, SAB01.lst, siendo los más útiles en nuestro caso los archivos de extensión SAB01.log y SAB01.sum. El archivo SAB01.log contiene el resultado y el proceso del cálculo de los hipocentros para cada evento. El archivo SAB01.sum es un resumen de los resultados.

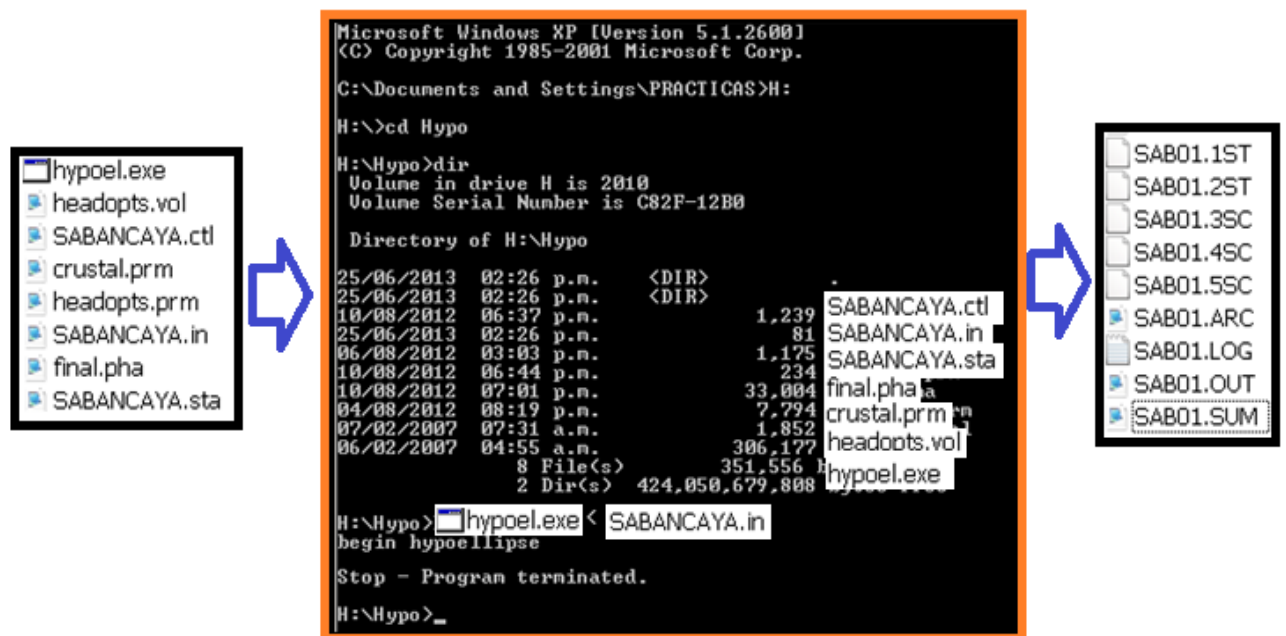


Figura5. 10, Muestra los formatos de ingreso y salida del programa Hypoellipse.

5.3.2.2 Matlab

El Matlab (*Matrix Laboratory*) es al mismo tiempo un entorno y un lenguaje de programación. Uno de sus puntos más fuertes es el hecho que el lenguaje del Matlab nos permite construir nuestras propias herramientas reusables. Podemos fácilmente crear nuestras funciones y programas especiales (conocidos como scripts) o incluso programar en un entorno gráfico, todo esto en código Matlab, que a su vez su código nativo es compatible con C/C++ y java.

En este trabajo el Matlab se utilizó para la fase de identificación y análisis de las señales sísmicas. Se usó un scripts (Guide) interactivo llamado “S_ Clasificar”, que es una herramienta de apoyo es desarrollado por el IGP en el lenguaje Matlab. Esto nos permite visualizar la señal, forma de onda, contenido espectral, espectrograma, identificar el inicio y final de la señal, etc.; cabe mencionar que al inicio del código es necesario especificar la ubicación de los archivos SAC. Ver Fig. 5.10.

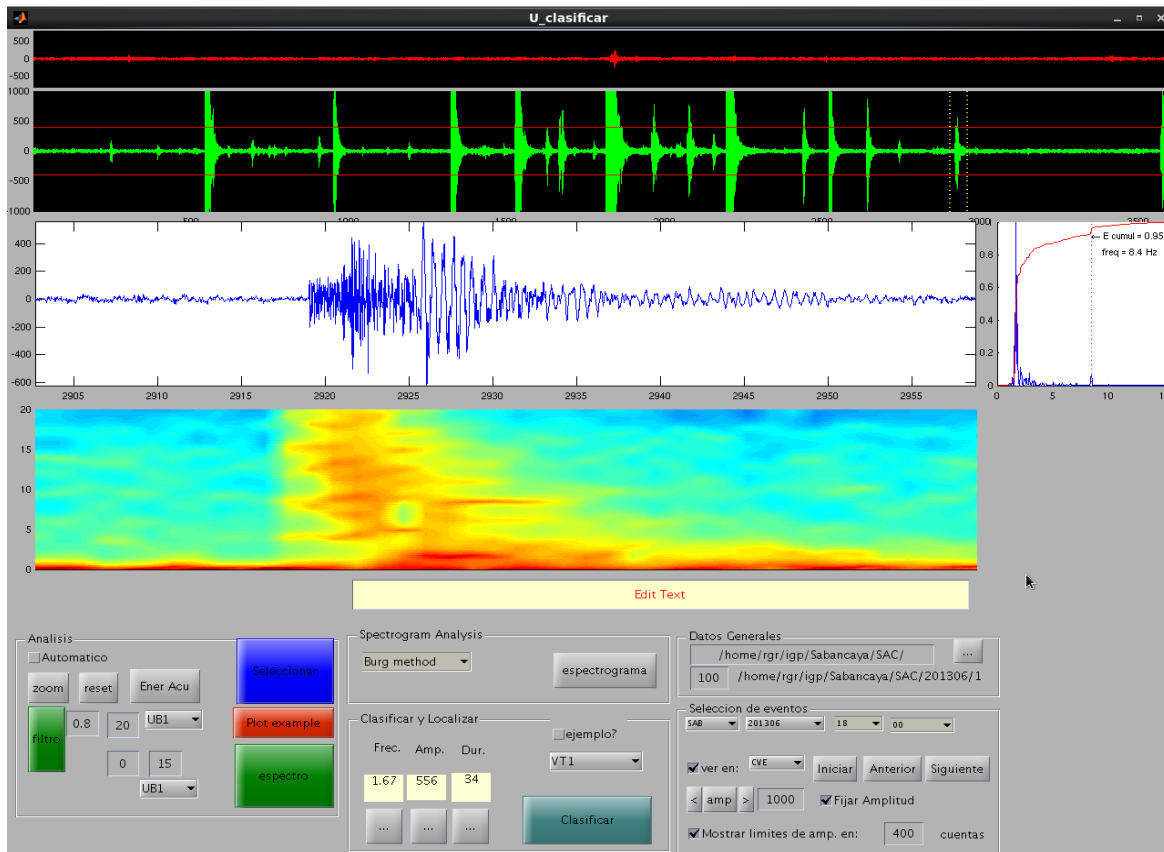


Figura5. 11, Muestra de la pantalla del programa S_ clasificar, desarrollado en le Matlab (GUIDE).

5.3.2.3 Seisan

Desarrollado por *Lars Ottemöller* y *JensHavskov* , diseñado netamente para la sismología, la compilación y programación de las herramientas que están incluidos en el SEISAN, empezó en los años 80, actualmente este programa se corre en los sistemas operativos como Linux, Unix y Windows.

Con el SEISAN, primordialmente podemos importar, exportar y almacenar en una base de datos. Dentro de las rutinas sismológicas el SEISAN se utiliza para el análisis de la señales sismo volcánicas, En el presente trabajo utilizamos este programa básicamente para el cálculo de mecanismos focales utilizando sus sub programas HASH (*Hardebeck and Shearer, 2002*) y FOCMEC (*Snoke et al., 1984*).

FOCMEC: En este programa para el cálculo de mecanismos focales se utiliza la polaridad del evento sísmico (UP y DOW) de las componentes verticales. Para tener un cálculo aceptado en este trabajo se utilizaron aquellos eventos sismo-volcánicos que han sido registrados por más de seis estaciones, llamados sismos principales. Sin embargo mientras más estaciones se tengan los resultados serán mejores.

HASH: Este programa para el cálculo de mecanismos focales solo necesita una estación, este evento registrado tiene que estar bien visualizado y claros arribos de las fases P y S. Lo primero que se realiza es calcular la amplitud de la componente vertical y la amplitud de la componente horizontal, esta rotada tangencialmente en software SEISAN. Los resultados son parecidos en ambos programas tanto en el Focmec y Hash.

En resumen mediante un esquema (Ver Fig. 5.11), se muestra la utilización de los archivos SAC de una hora, por los diferentes programas utilizados en este presente trabajo.

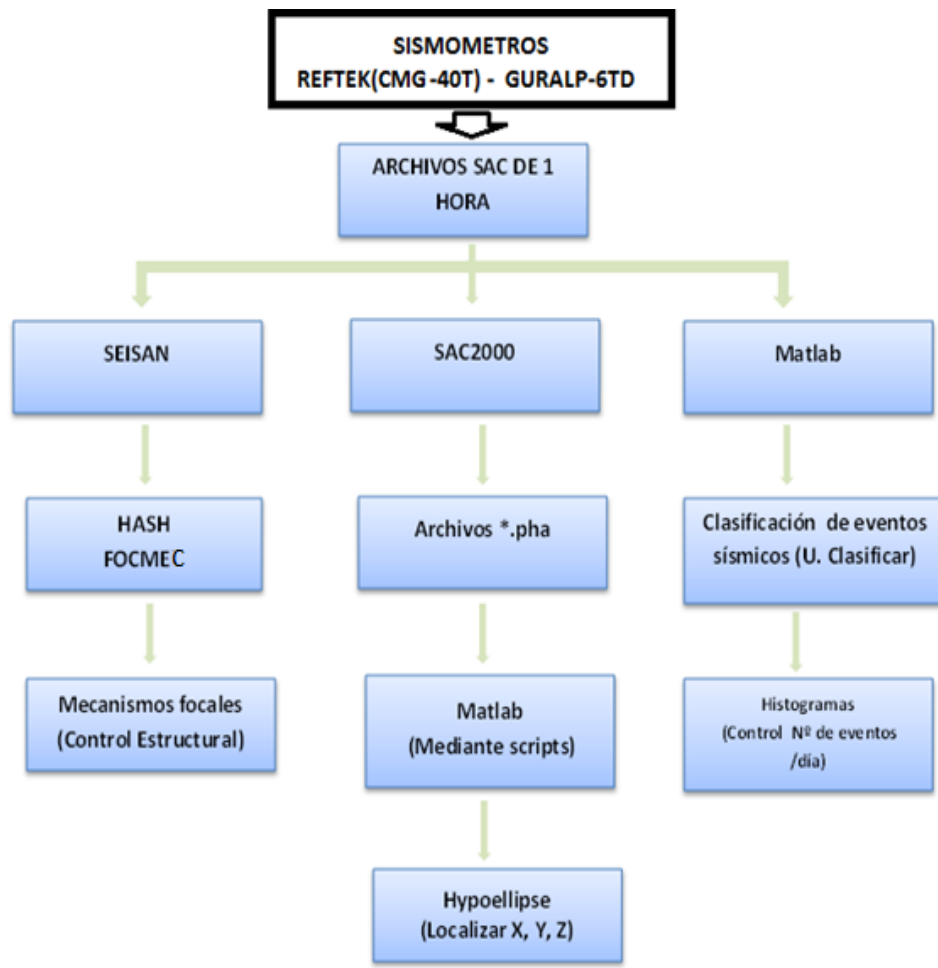


Figura5. 12, Esquema general de los programas computacionales que se utiliza, para el análisis de la data sísmica.

5.4 MODELO DE VELOCIDADES PARA LA LOCALIZACIÓN DE EVENTOS

En la actualidad no existen modelos reales que permitan conocer la distribución de la velocidad de las ondas en el interior de la corteza en la región del volcán Sabancaya (RVS), de ahí que se ha optado por evaluar modelos regionales a fin de seleccionar aquel que resuelva mejor los parámetros hipocentrales de los sismos y por lo tanto escoger aquel que presente errores mínimos en la estimación de estos parámetros. Para la región Sur de Perú, solo se cuenta con modelos de velocidad a escala regional como el propuesto por *Ocola y Meyer (1973)* a partir de estudios de refracción sísmica y *Grange (1983)* desde tomografía

sísmica. A escala local no existen modelos de velocidad, es por eso que muchos autores adopten el criterio de evaluar los resultados que se podrían obtener en el cálculo hipocentral utilizando diversos modelos a fin de realizar ligeras modificaciones o escoger el modelo que permita obtener errores mínimos en los valores que definen los parámetros hipocentrales del sismo.

Para la localización de sismos ocurridos en la zona del volcán Sabancaya, se evaluaron tres modelos, el primero propuesto por James (1971) fue determinado a partir de las características físicas de la dispersión de las ondas *Rayleigh* y *Love*, luego el modelo propuesto por *Grange (1983)* fue obtenido a partir de estudios de tomografía sísmica, fue aplicado en el estudio de la sismicidad registrada por una red local en la región Sur de Perú y finalmente el modelo propuesto por *Dorbath et al. (1991)* realiza algunas modificaciones en el modelo de velocidad propuesto por *Grange (1983)* a fin de dar mayor peso a las capas superficiales presentes en la cuenca del Mantaro de la región central de Perú. Para tal fin, el autor incrementa el espesor de la primera en 15 km y mantiene una velocidad constante de 5.2 km/s menor a la propuesta por *Grange (1983)*. Este modelo de velocidad fue utilizado en el estudio de la microsismicidad registrada por una red local.

Tabla N° 2, Modelos de Velocidad evaluados en este estudio. Vp= velocidad de la onda P y Prof.=profundidad del nivel inferior de la capa.

MODELO 1		MODELO 2		MODELO 3	
<i>James (1971)</i>		<i>Grange (1984)</i>		<i>Dorbath(1991)</i>	
Vp (Km/s)	Prof.(Km)	Vp(km/s)	Prof(Km)	Vp(km/s)	Prof(km)
5.5	0.0	5.5	0.0	5.2	0.0
6.0	5.0	6.0	5.0	6.2	15.0
6.6	25.0	6.8	30.0	6.8	30.0
7.9	60.0	8.0	50.0	8.0	50.0
8.0	100.0				

Se realizó evaluaciones de estos 3 modelos de velocidad, para comparar y seleccionar el modelo que mejor resuelva los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en la región del volcán Sabancaya, esto nos permitió discriminar algunos modelos que presentan mayor error de localización. Como se muestra en la Fig. 5.13.

Se realizó un test de localización utilizando los tres modelos de velocidad. El evento sismo-volcánico de prueba que se ha utilizado ha ocurrido el 01/06/13, hora UTC 14:20:25. Utilizando el software SEISAN, se ha realizado la localización del evento prueba. El modelo 1 y 3 localiza el evento con un mayor rango de error ($\text{rms}=0.17$), como se muestra en la figura 5.13. Sin embargo el modelo 3 localiza el evento con menor rango de error ($\text{rms}=0.06$). Ver fig. 5.13.

Como resultado observamos que el tercer modelo de *Dorbath et. al.(1991)*, se adapta mejor para la zona del volcán Sabancaya, utilizando este modelo se localizaron 1655 eventos volcano-sísmicos, los parámetros hipocentrales de estos sismos fueron encontrados utilizando dos programas el primero fue el HYPOELLIPSE y HYPOCENTER para eventos principales sentido en más de 6 estaciones por la red Sabancaya. Ver Fig. 5.12.

C:\Windows\system32\cmd.exe - eev 201306 sab01										MODELO 1		James (1971)	
date	hrmn	sec	lat	long	depth	no	n	rms	damp	erln	erlt	erdp	
13 6 1	1420	25.53	1544.33S	71 50.0W	14.4	12	3	0.17	0.000	1.1	1.2	2.8	
stn	dist	azm	ain	w	phas	calcphs	hrmn	tsec	t-obs	t-cal	res	wt	di
SAB	8	190.7139.0	0	S		SG	1420	29.0	3.52	3.50	0.03	1.00	21
SAB	8	190.7	0	S			1420	29.1	3.5				
SAB	8	190.7139.0	0	P		C PG	1420	27.4	1.88	2.12	-0.24	1.00	4
OCHN	12	350.1123.8	0	S		SG	1420	29.4	3.89	3.92	-0.03	1.00	14
OCHN	12	350.1	0	S			1420	29.5	3.9				
OCHN	12	350.1123.8	0	P		C PG	1420	27.6	2.12	2.38	-0.25	1.00	3
PAT	18	95.5117.0	2	S	2	SG	1420	31.4	5.84	5.70	0.15	0.50	3
PAT	18	95.5117.0	0	S		SG	1420	31.4	5.90	5.70	0.21	1.00	12
PAT	18	95.5117.0	0	P		D PG	1420	28.9	3.32	3.45	-0.13	1.00	5
LMUC	20	267.8113.3	2	S	2	SG	1420	31.9	6.34	6.11	0.23	0.50	3
LMUC	20	267.8	2	S	2		1420	31.9	6.4				
LMUC	20	267.8113.3	0	P		C PG	1420	29.3	3.74	3.71	0.04	1.00	7
CBN2	20	309.9110.7	0	S		SG	1420	31.8	6.26	6.01	0.26	1.00	8
CBN2	20	309.9	0	S			1420	31.8	6.3				
CBN2	20	309.9110.7	0	P		C PG	1420	29.1	3.57	3.64	-0.07	1.00	5
SAL	97	132.4	95.2	0	P	D PG	1420	41.9	16.40	16.31	0.09	1.00	15
2013 6 1 1420 25.5 L -15.739 -71.834 14.4 SA 6 0.2													
OLD: 6 1 1420 24.7 L -15.737 -71.828 13.5 SA 6 0.2 0.9LSA 2.7CSA													
# 3 1 Jun 2013 14:20 24 L -15.737 -71.828 13.5 0.2 0.9LSA 6 ?													
C:\Windows\system32\cmd.exe - eev 201306 sab01										MODELO 2		Grange (1984)	
date	hrmn	sec	lat	long	depth	no	n	rms	damp	erln	erlt	erdp	
13 6 1	1420	25.53	1544.33S	71 50.0W	14.4	12	3	0.17	0.000	1.1	1.2	2.8	
stn	dist	azm	ain	w	phas	calcphs	hrmn	tsec	t-obs	t-cal	res	wt	di
SAB	8	190.7139.0	0	S		SG	1420	29.0	3.52	3.50	0.03	1.00	21
SAB	8	190.7	0	S			1420	29.1	3.5				
SAB	8	190.7139.0	0	P		C PG	1420	27.4	1.88	2.12	-0.24	1.00	4
OCHN	12	350.1123.7	0	S		SG	1420	29.4	3.89	3.92	-0.03	1.00	14
OCHN	12	350.1	0	S			1420	29.5	3.9				
OCHN	12	350.1123.7	0	P		C PG	1420	27.6	2.12	2.38	-0.26	1.00	3
PAT	18	95.5116.9	2	S	2	SG	1420	31.4	5.84	5.70	0.15	0.50	3
PAT	18	95.5116.9	0	S		SG	1420	31.4	5.90	5.70	0.21	1.00	12
PAT	18	95.5116.9	0	P		D PG	1420	28.9	3.32	3.45	-0.13	1.00	5
LMUC	20	267.8113.3	2	S	2	SG	1420	31.9	6.34	6.11	0.23	0.50	3
LMUC	20	267.8	2	S	2		1420	31.9	6.4				
LMUC	20	267.8113.3	0	P		C PG	1420	29.3	3.74	3.71	0.04	1.00	7
CBN2	20	309.9110.7	0	S		SG	1420	31.8	6.26	6.01	0.26	1.00	8
CBN2	20	309.9	0	S			1420	31.8	6.3				
CBN2	20	309.9110.7	0	P		C PG	1420	29.1	3.57	3.64	-0.07	1.00	5
SAL	97	132.4	95.2	0	P	D PG	1420	41.9	16.40	16.31	0.09	1.00	15
2013 6 1 1420 25.5 L -15.739 -71.834 14.4 SA 6 0.2													
OLD: 6 1 1420 24.7 L -15.737 -71.828 13.5 SA 6 0.2 0.9LSA 2.7CSA													
# 3 1 Jun 2013 14:20 24 L -15.737 -71.828 13.5 0.2 0.9LSA 6 ?													
C:\Windows\system32\cmd.exe - eev 201306 sab01										MODELO 3		Dorbath(1991)	
date	hrmn	sec	lat	long	depth	no	n	rms	damp	erln	erlt	erdp	
13 6 1	1420	25.00	1544.10S	71 49.9W	13.8	12	3	0.06	0.000	0.6	0.6	1.0	
stn	dist	azm	ain	w	phas	calcphs	hrmn	tsec	t-obs	t-cal	res	wt	di
SAB	9	191.2135.8	0	S		SG	1420	29.0	4.05	3.99	0.06	0.99	18
SAB	9	191.2	0	S			1420	29.1	4.1				
SAB	9	191.2135.8	0	P		C PG	1420	27.4	2.41	2.42	-0.01	1.00	5
OCHN	11	348.9122.6	0	S		SG	1420	29.4	4.42	4.33	0.09	0.98	12
OCHN	11	348.9	0	S			1420	29.5	4.5				
OCHN	11	348.9122.6	0	P		C PG	1420	27.6	2.65	2.62	0.03	1.00	3
PAT	18	96.9115.6	2	S	2	SG	1420	31.4	6.37	6.46	-0.09	0.49	3
PAT	18	96.9115.6	0	S		SG	1420	31.4	6.43	6.46	-0.03	1.00	12
PAT	18	96.9115.6	0	P		D PG	1420	28.9	3.85	3.91	-0.07	0.99	4
CBN2	20	308.7109.4	0	S		SG	1420	31.8	6.79	6.83	-0.04	1.00	8
CBN2	20	308.7	0	S			1420	31.8	6.8				
CBN2	20	308.7109.4	0	P		C PG	1420	29.1	4.10	4.14	-0.04	1.00	4
LMUC	21	266.7111.8	2	S	2	SG	1420	31.9	6.07	7.04	-0.17	0.47	3
LMUC	21	266.7	2	S	2		1420	31.9	6.9				
LMUC	21	266.7111.8	0	P		C PG	1420	29.3	4.27	4.27	0.00	1.00	5
SAL	98	132.7	57.0	0	P	D PN2	1420	41.9	16.93	16.86	0.07	0.99	23
2013 6 1 1420 25.0 L -15.735 -71.832 13.8 SA 6 0.1													
OLD: 6 1 1420 24.7 L -15.737 -71.828 13.5 SA 6 0.2 0.9LSA 2.7CSA													
# 3 1 Jun 2013 14:20 24 L -15.737 -71.828 13.5 0.2 0.9LSA 6 ?													

Figura5. 13, Test de localización de un sismo (1/06/2013 14:20), modelo1 y modelo2 (James, 1971 y Grange, 1984) los valores de RMS promedio es 0.17, modelo3(Dorbath, 1991) valor RMS es 0.09.



Figura5. 14, Localización del sismo (1/06/2013 14:20) según su rango de error, el círculo rojo corresponde al modelo3 (Dorbath, 1991) y círculo naranja corresponde a los modelo1 (James, 1971) y modelo2 (Grange, 1984.)

5.5 CALCULO DE MAGNITUD

Para saber la magnitud de los eventos Volcano-Tectónicos (VT), en este trabajo se utilizó la duración total de la señal del sismo leído en cada una de las tres componentes y la distancia Epicentral (Llerena P., 2005).

$$ML = 2.94 \log D + 0.07/d - 2.26$$

ML= Magnitud local

D =duración de la señal en segundos

d =Distancia Epicentral.

CAPITULO VI

ANÁLISIS Y RESULTADOS DE DATOS

En este capítulo se analizará el registro de señales sismo-volcánicas adquiridas por la Red Sísmica Sabancaya (RESSAB), durante el periodo enero-julio 2013. Se han podido diferenciar tres estadios sísmicos importantes, diferenciados como eventos de alta frecuencia (HF), baja frecuencia (LF) y mixtos (HIB). En total se clasificaron 15253 eventos, y son agrupados como sismos de tipo VT, LP, HIB, TREM y TOR.

En primer lugar se analizará las características del espectro y forma de onda de los eventos sismo-volcánicos, y así poder agruparlos.

En segundo lugar se representará gráficos estadísticos, para cada uno de los grupos de eventos. Esto nos permitirá observar eventos de mayor predominancia y menor ocurrencia en el tiempo. Los eventos más predominantes en esta zona son denominados eventos volcánico-tectónicos (VT), seguidos de eventos de largo periodo (LP).

Finalmente se presentan resultados del proceso de localización de sismos VT, perfiles hacia profundidad, y su respectivo mecanismo focal de los eventos de mayor magnitud (> 1.8 ML) y mejores registrados.

Adicionalmente a este trabajo se describe los resultados de la vigilancia visual, de las emisiones fumarólicas (vapor de agua y gases magmáticos), métodos de deformación (InSAR) en superficie contemporánea y observaciones de temperatura del cráter, mediante imágenes de satélite ASTER –Thermal (*Cornell University*).

6.1 CARACTERIZACIÓN DE LOS EVENTOS

Las características principales de los eventos encontrados durante el periodo enero a julio 2013, se diferenciaron mediante el análisis espectral, espectrograma y forma de onda, identificándose así aspectos comunes de los diferentes eventos clasificados.

De acuerdo con esa premisa se han logrado clasificar 5 diferentes tipos de eventos en este trabajo; Volcánico-Tectónicos (VT), Largo Periodo (LP), Híbridos (HIB), Tornillo (TOR) y

Tremores (TREM). Estos eventos estarían asociados a diferentes procesos físico-tectónicos típicos en volcanes en actividad.

6.1.1 Sismos Volcano -Tectónico (VT)

Representan la mayor cantidad de eventos clasificados (88.4 % del total), en su mayoría se llega a observar claros arribos de las fases P y S. Además presentan decaimiento rápido de la coda, la fase P impulsiva, contienen amplia banda espectral (>5 Hz) y predominan las altas frecuencias. Estas principales características se han observado durante la clasificación.

Para respectiva clasificación de un evento VT es suficiente observar su forma de onda en algunos casos. Sin embargo también es importante calcular la diferencia de tiempo S-P, para descartar, si es un evento tectónico ajeno al volcán. Los eventos VT clasificados en este volcán, presenta una duración promedio de 21 segundos, la máxima es de hasta 200 segundos (VT distal) y la mínima es de 12 segundos.

En la Fig. 6.1, se muestra la forma de onda, espectro y espectrograma de un sismo VT proximal (pVT), registrada por estación SABA muy próximo al cráter del volcán. Su cercanía a la estación permite observar una ancha banda espectral entre 3 a 20 Hz, y además con varios picos dominantes. La Figura 6.2 muestra un evento VT distales (dVT) presenta contenido espectral más bajos (<7 Hz), debido a la atenuación de las altas frecuencias por el mayor recorrido de la onda. La banda espectral es amplia, dominada por bajas frecuencias menores a los 7 Hz.

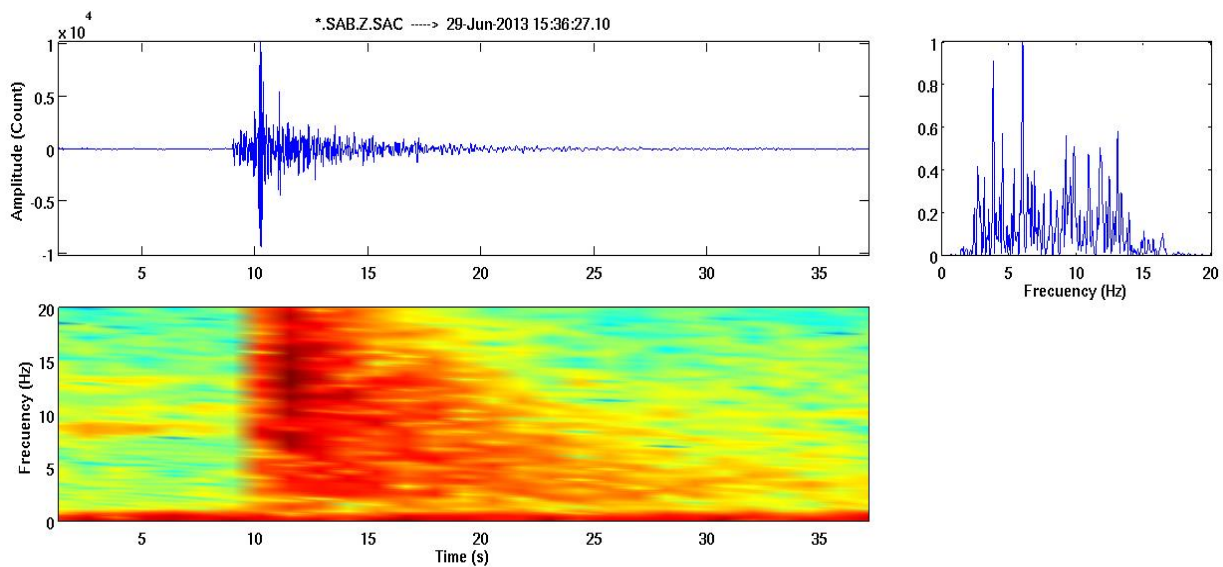


Figura6. 1, Ejemplo de un evento Volcano-Tectónico proximal (pVT), registrado cerca del cráter del volcán por la estación SABA (20/06/2013 15:36:27 UTM).

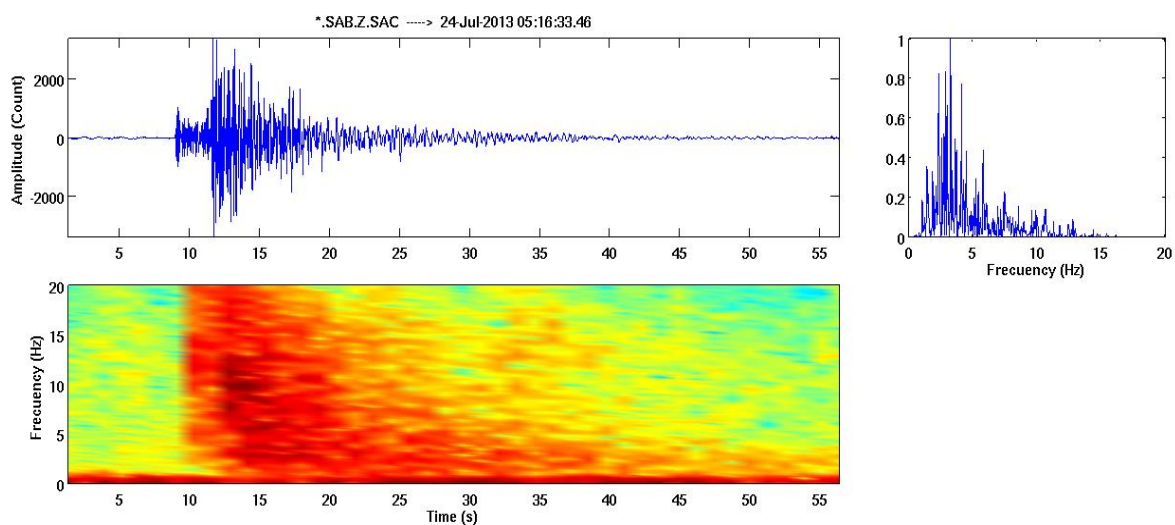


Figura6. 2, Ejemplo de un evento Volcano – Tectónico distal (dVT), registrado por la estación SABA (24/07/2013 05:16:33 UTM).

Otra característica muy importante, es poder diferenciar las fases P y S en los eventos VT. Esto permite localizarlos fácilmente en la zona de trabajo

En la Fig. 6.3 presentamos un evento VT clásico, registrada por tres estaciones, la onda inicialmente llega a la estación Cabanaconde (CBN2) con S-P de 1.4s , luego a la estación Laguna Mucurca (LMUC) con S-P de 1.5s y finalmente a la estación Sabancaya (SABA) con S-P de 2.7s.

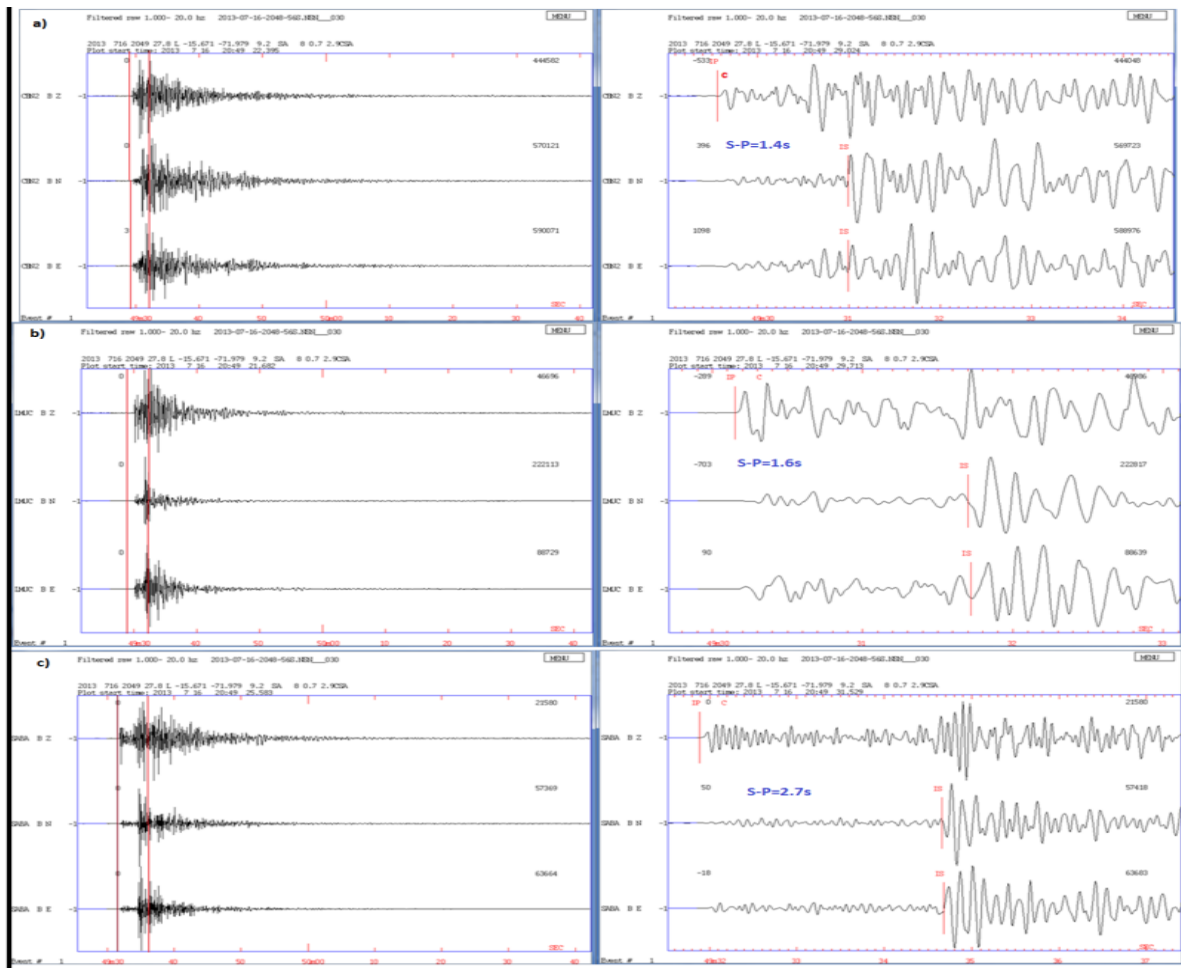


Figura6. 3, Tres ejemplos de eventos Volcano-Tectónico (VT) en sus tres componentes (Z, N, y E), registrados en las estaciones a) CAB2, b) LMUC y c) SABA, presentan forma diferente de onda y fases de P y S.

Durante el tiempo de registró (febrero y julio 2013), esto eventos VT se presentaron en forma de swarm “enjambre” principalmente durante los meses de alta actividad sísmica. Estos registros se dan durante y después de los eventos principales de 22 de Febrero y 17 de

Julio del 2013. (Ver Fig. 6.4). Durante el tiempo que dura este trabajo, en total se clasificaron 13485 VTs.

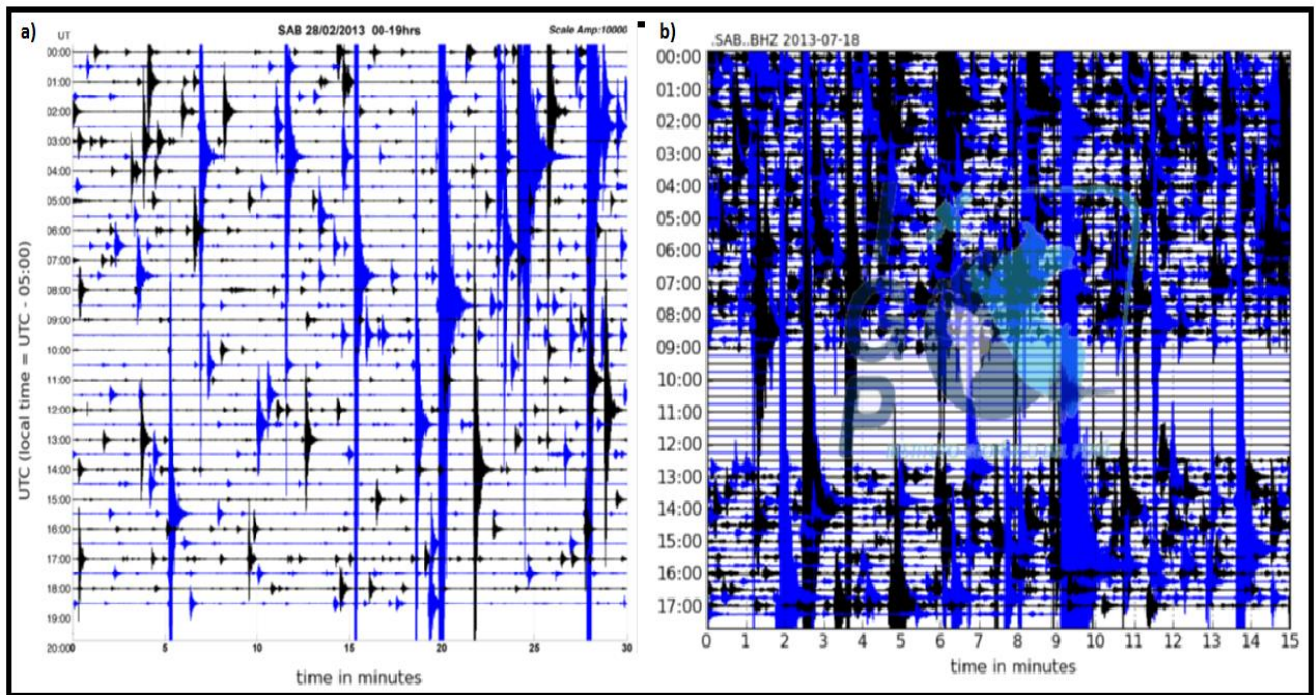


Figura6. 4, Estacion (SABA), registra alta tasa de sismicidad en la zona del volcan Sabancaya a) registro Febrero y b) registro Julio.

6.1.2 Sismos Periodo Largo (LP)

Los eventos de largo periodo (paso de fluido) se presentan con arribos emergentes de la onda P, sin fases S distinguibles. El contenido espectral es muy angosto y de baja frecuencias menores a 5 Hz y un pico de frecuencia dominante clara. Estos tipos de eventos solo se han registrado en la estación SABA (Sabancaya) próximo al cráter del volcán, y rara vez observado en la estación CAJA (Cajamarca), debido a que es un evento proximal.

A diferencia de los eventos VTs, estos eventos LP presenta mayor coda, llegan a superar el minuto en algunos casos, y presentan lento decaimiento de la coda como se puede observar en el espectrograma de la Fig. 6.5.

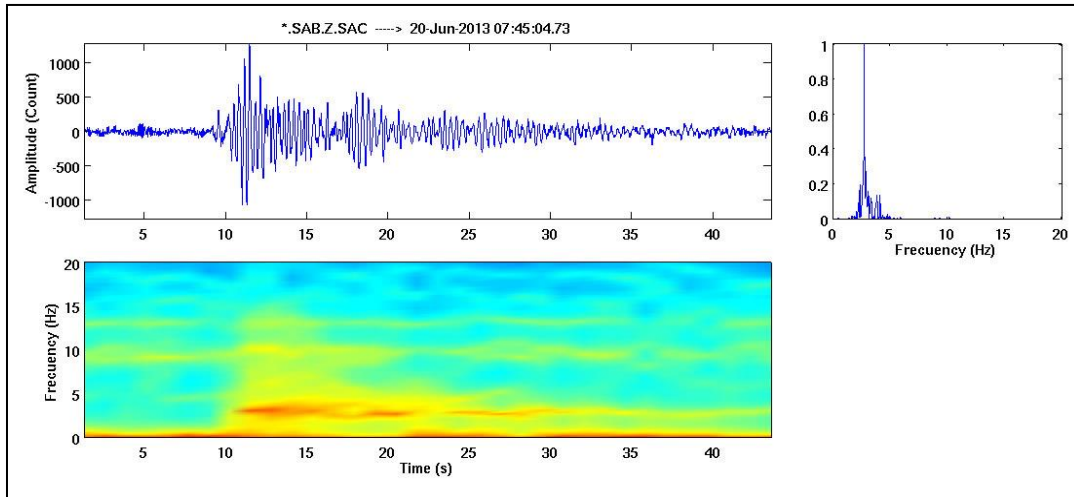


Figura6. 5, Evento de Largo Periodo LP, registrado el 20 de Junio 2013 a la 07:45:05 UTC en la estación SAB.

6.1.3 Sismos Hibrido (HIB)

Los eventos de tipo Hibrido en el volcán Sabancaya, se caracterizan por presentar altas frecuencias en los primeros segundos como un enveto de tipo VT y bajas frecuencias al final de la señal, similar a un LP. Estos presentan simultáneamente altas y bajas frecuencias, y el contenido espectral predomina las bajas frecuencias menores a 5Hz. La duración promedio de estos eventos es 11 segundos, similar al de los LP llegando a superar el minuto en algunos casos, como se muestra en la Fig. 6.6. Normalmente estos eventos presentan una frecuencia principal de 3.0 Hz y una amplitud promedio de 4766 (cuentas).

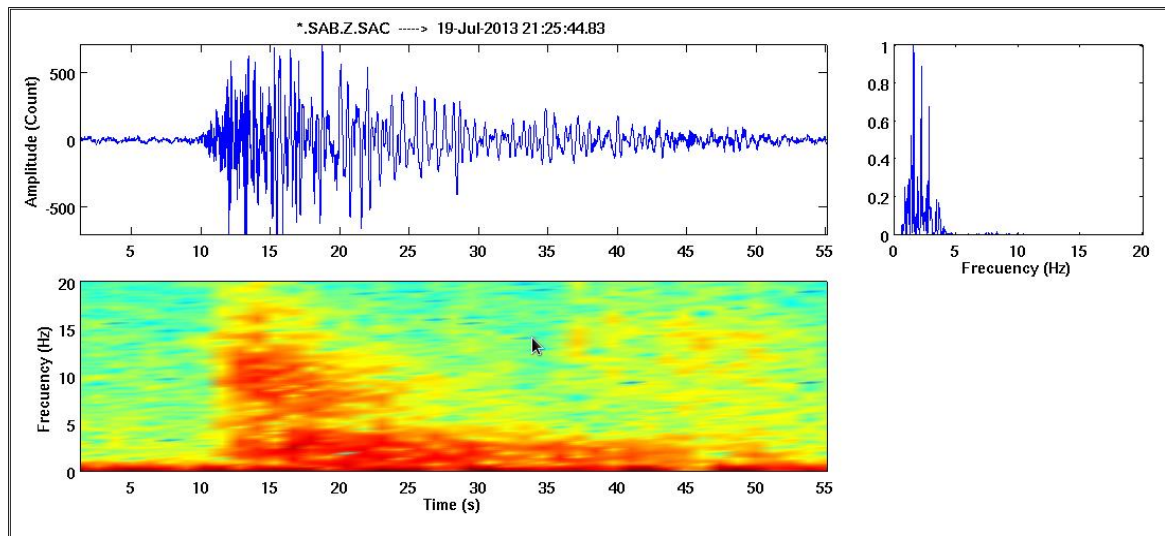


Figura6. 6, Ejemplo de evento Hibrido, registrado el 19 de Julio 2013 a la 21:25:25 UTC en la estación SABA.

6.1.4 Tornillo (TOR)

Este tipo de eventos, denominado tornillo, es una variedad de evento de baja frecuencia (LF) registrado en el volcán Sabancaya. Se caracteriza por que la forma de la señal es monocromática, resaltando uno o a lo sumo unos pocos picos espectrales dominantes.

Este tipo particular de evento, se presentó en los registros con larga duración, con un decaimiento exponencial relativamente lento de las amplitudes de las señales.

En la Figura 6.7, se muestra un evento de tipo Tornillo, con un solo pico dominante de 4 Hz, además presenta algunos armónicos, ligeramente visibles, en los 5 y 8 Hz. Estos eventos raramente fueron registrados por la estación SABA.

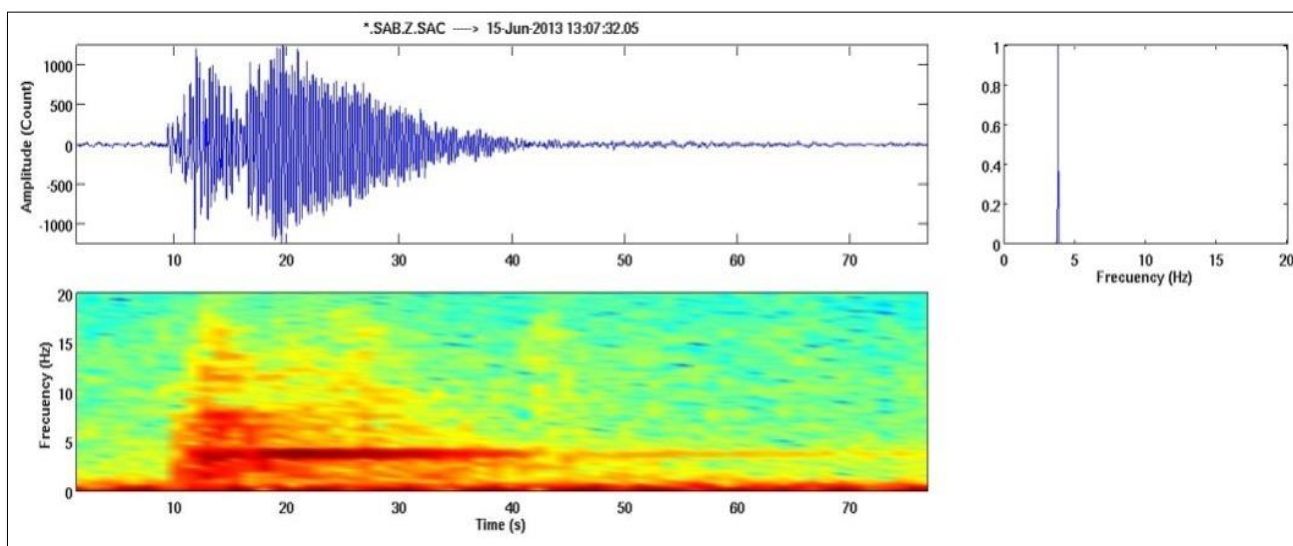


Figura 6. 7, Evento tipo Tornillo, registrado el 15 de Junio 2013 a la 13:07:32 UTC en la estación SABA.

6.1.5 Tremores (TREM)

Estos eventos de tipo tremor, solamente se registró una variedad, el de tipo espasmódico. Presenta múltiples frecuencias dominantes y una ancha banda espectral y saturada. Por lo general duran más de un minuto (promedio 74 segundos) y solo se ha observado en la estación SABA, lo que nos indica que es un evento muy proximal al volcán. Ver Fig. 6.8.

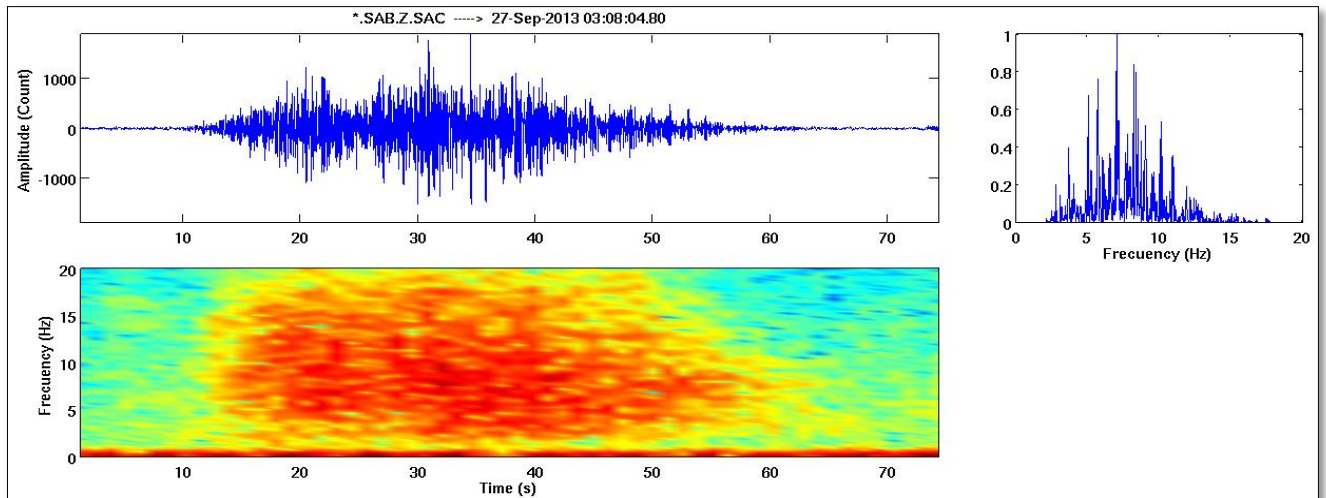


Figura 6. 8, Evento tipo Tremor, registrado el 27 de Junio 2013 a la 03:08:04 UTC en la estación SABA.

6.2 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA

Entre los meses enero y julio del 2013, la clasificación e identificación de las señales, se realizó principalmente utilizando la estación SABA (Sabancaya), situada cerca del cráter del volcán. El control de ocurrencia diaria y mensual de los eventos durante el tiempo que duro este trabajo, se realizó mediante cuadros estadísticos y histogramas de ocurrencia en el tiempo.

6.2.1 Estadística General

Durante este periodo de registro sismo-volcánicos, se clasificaron 15253 eventos, con periodo de ocurrencia de 73 eventos por día. En total se diferenciaron 5 tipos de eventos entre VT, LP, HIB, TREM y TOR.

El primer grupo de eventos de mayor ocurrencia en el tiempo son de tipo VT, en total se clasificaron 13485, representando 88.4% del total. La tasa de ocurrencia promedio es de 64 VT/día. El segundo grupo son los eventos de Largo Periodo (LP), en total se registraron 1328 eventos, representan el 8.7% del total, con una tasa promedio de 6 LP/día. Finalmente el último grupo son los eventos TREM, TOR y HIB, son raramente encontrados, representan del total el 2.9 %, tan solo 440 eventos, con promedio de ocurrencia de 2 eventos por día. (Ver Tabla N°03).

Tabla N° 3, Se muestra la estadística general de los datos sísmicos ocurridos en el periodo Enero-Febrero 2013.

TIPO DE EVENTO	N° DE EVENTOS	% OCURRENCIA	PROMEDIO DE OCURRENCIA POR DIA
VT	13485	88.4%	64
LP	1328	8.7%	6
TRE, TOR y HIB	440	2.9%	2
TOTAL	15253	100.0%	73

6.2.2 Estadística Diaria

Representamos la totalidad de eventos registrados entre los meses de febrero y Julio del 2013. Claramente se nota la variación y evolución diaria de las actividades sísmicas durante los 6 meses de registro. En la Fig. 6.9, se observa el histograma de ocurrencia sísmica por día, esta sismicidad se presentó en forma de enjambre (“swarm”), a raíz de los sismos principales ocurridos en dos ocasiones, el del 22 y 23 de Febrero (Localidad de Maca) y el del 17 de Julio (Cabanaconde). Estos dos procesos de incremento sísmico, fueron del 22 al 26 de febrero llegando a un pico máximo de 519 eventos en un día y del 15 al 21 de Julio con pico máximo de 1570 eventos en un día. En esta evolución de la actividad sísmica se encuentra que el mínimo de eventos registrados ocurrió el día 23 de abril tan solo 8 y el máximo de eventos registrados en un día ocurre el 18 de julio con 1570.

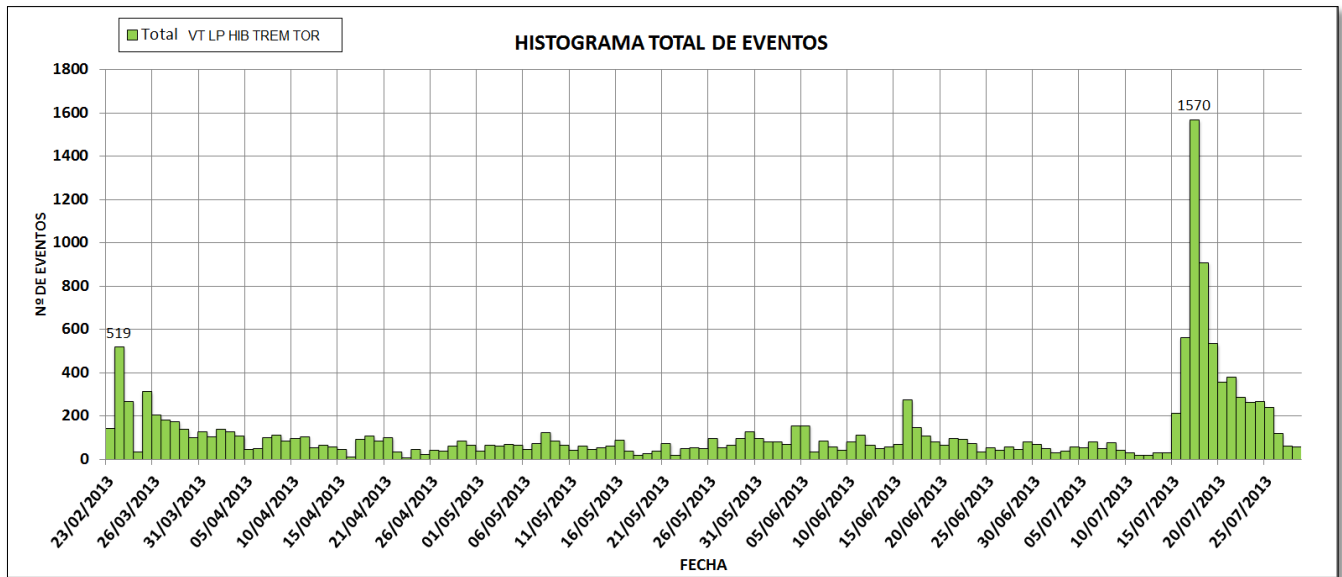


Figura6. 9, Histograma de la sismicidad total durante el periodo Febrero-Julio 2013.

6.2.3 Estadística diaria según el tipo de Evento.

Durante este periodo de trabajo se ha observado predominancia de sismicidad tipo VT (sismos asociados a fractura). Las estadísticas (Ver Fig. 6.10) dan una tasa promedio de diario de 100 sismos VT/día, pero estos se incrementaron de manera notoria en los meses de febrero y julio 2013.

Los sismos LP (asociado a fluidos en general) han tenido una tasa promedio de 11 LP/día. Del mismo modo, entre los meses de febrero y julio tuvieron un incremento notorio, los días 25 de febrero y 4 de marzo, alcanzaron una tasa promedio de 29 LP/día y los días 16 a 18 de julio, presentaron una tasa promedio de 11 LP/día. Con respecto a los eventos de tipo híbrido (asociados a ascenso de material magmático) estos se mantienen muy escasos y son pocas veces registrados (Figura 6).

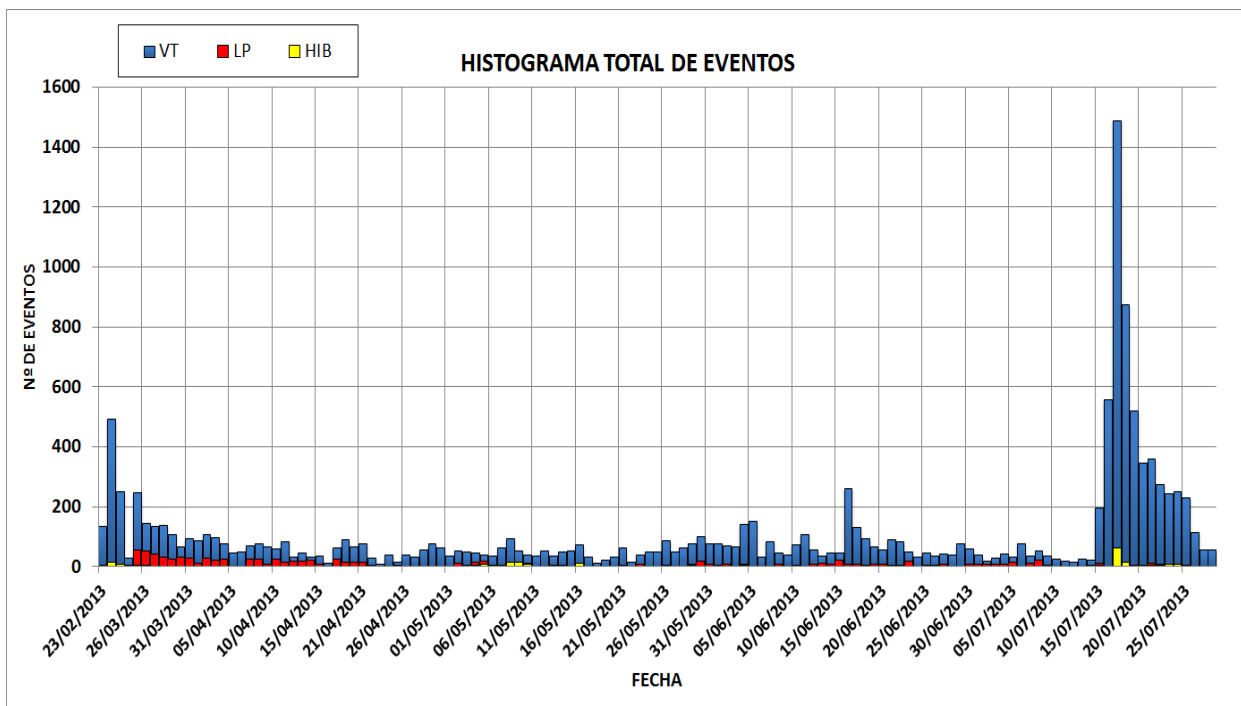


Figura6. 10, Histograma de eventos con mayor ocurrencia VT, LP y HIB.

El histograma de eventos volcano-tectónico (VT) durante el periodo de enero y julio (Ver Fig. 6.11), se da muy variable y en tres etapas. Entre los días 23 de Febrero e inicios de Marzo la sismicidad empieza con incrementarse hasta 493 eventos VT en un día. Luego durante los inicios de Marzo hasta el 15 de Julio la sismicidad VT se regulariza llegando a registrar como promedio 50 eventos diarios. Finalmente a partir del 16 de Julio hasta el 31 de Julio esta sismicidad se incrementa hasta llegar a un pico máximo de 1490 eventos VT en día.

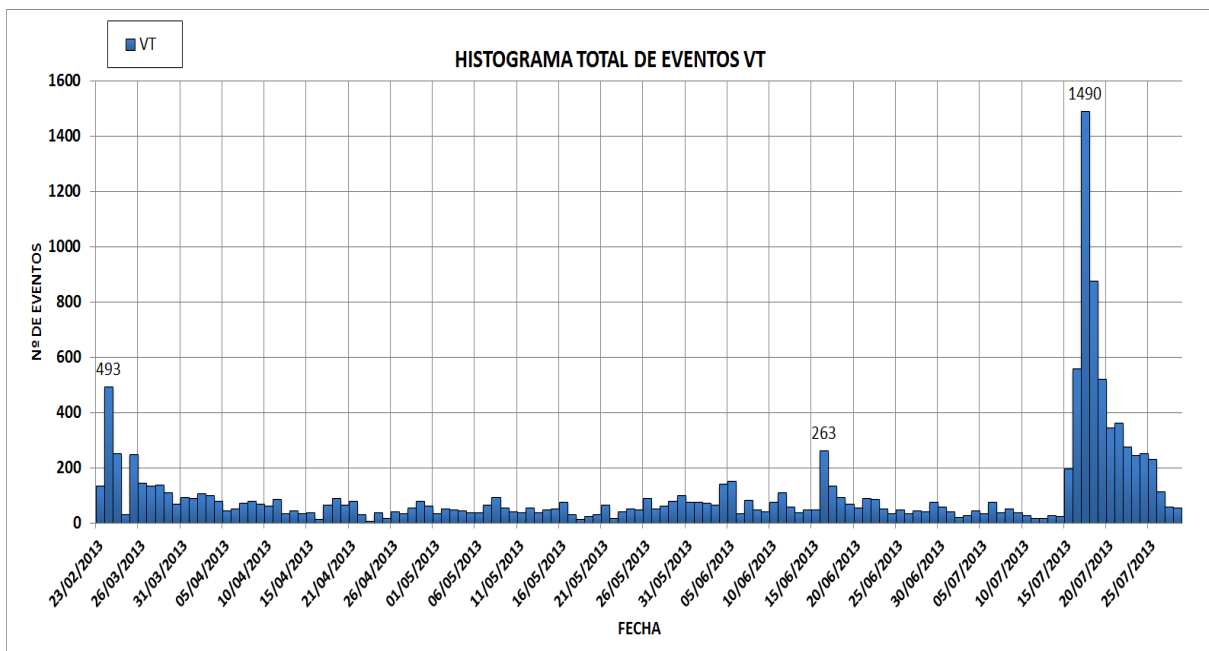


Figura6. 11, Histograma de eventos Volcano-Tectónicos periodo Enero-Julio 2013.

La sismicidad de Largo Periodo (LP), durante los meses de febrero a julio, presenta un pico máximo de 56 eventos registrados en día el 26 de Marzo. Seguidamente desde este nivel máximo la sismicidad decae lentamente hasta julio llegando a localizar 2 eventos LP en un día. Ver Fig. 6.12.

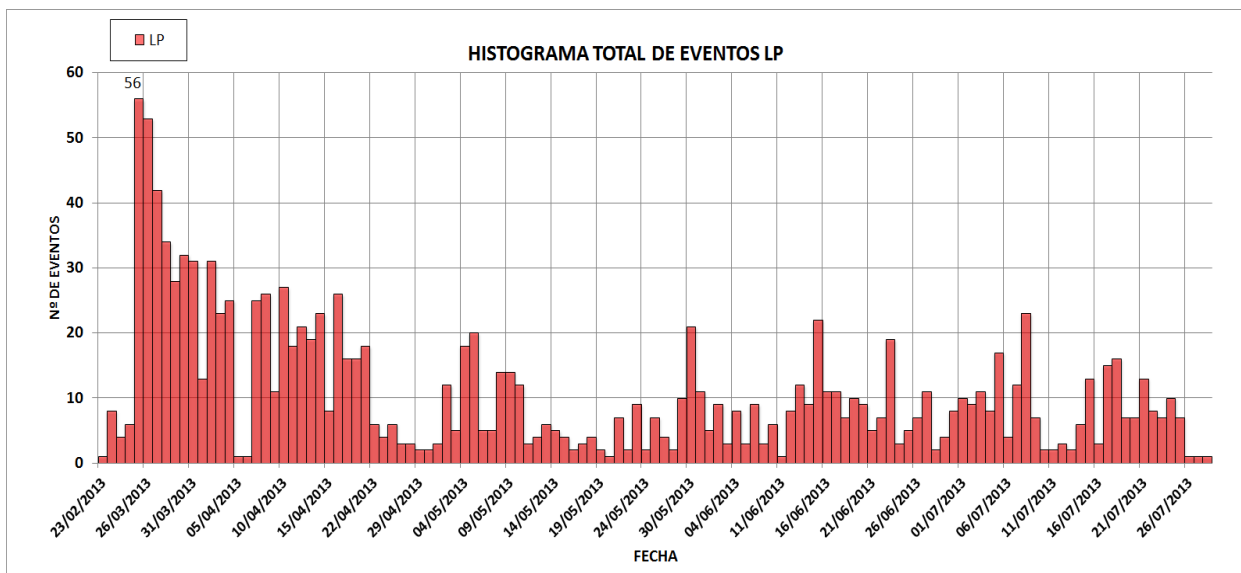


Figura6. 12, Histograma de eventos de largo periodo (LP) periodo Enero- Julio 2013

Entre los eventos VT, LP y HIB, los eventos Híbridos (HIB) representan la sismicidad poco registrada durante este periodo de trabajo. En los meses de enero a julio, la cantidad máxima de eventos HIB que se ha registrado es de 65 HIB/día, esto ocurre el 17 de julio (Ver Fig. 6.13).

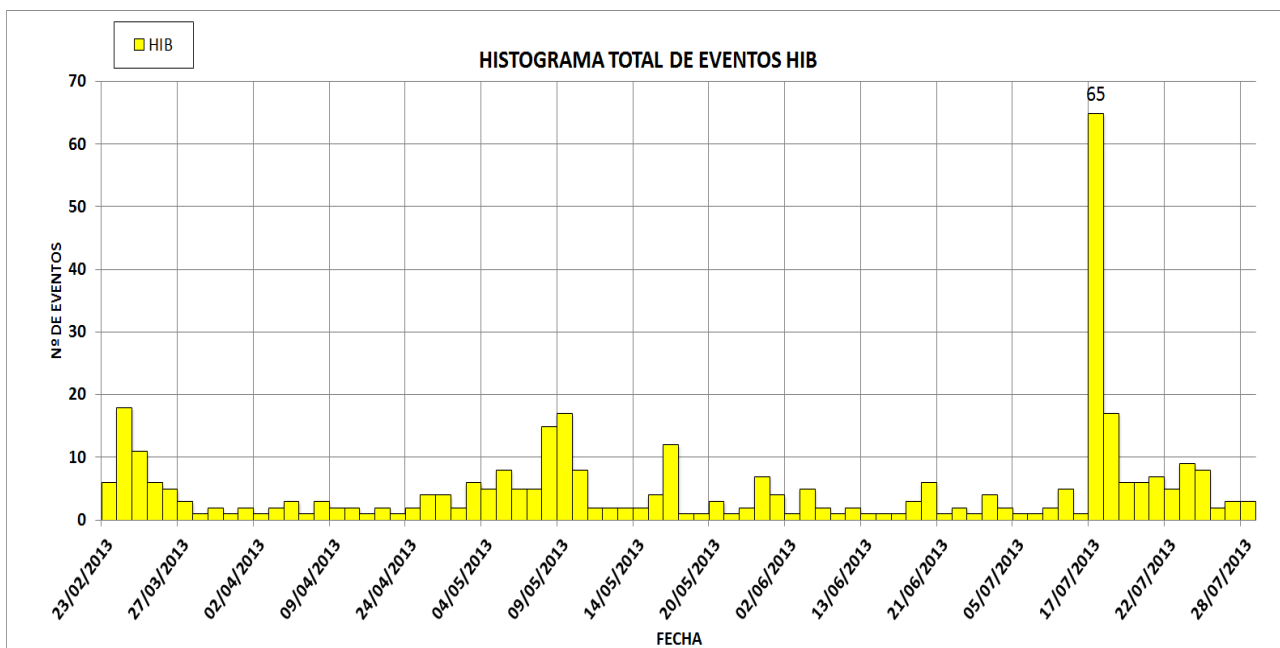


Figura6. 13, Histograma de eventos de Híbridos (HIB) periodo Enero- Julio 2013.

6.3 LOCALIZACIÓN DE EVENTOS

Para la respectiva localización de eventos de tipo VT para este periodo de trabajo, deben presentar ciertas condiciones. Estas condiciones las hemos sintetizado en dos parámetros; el número de estaciones que registra el evento y la forma de onda de la señal para lectura de fases (P y S). También se consideraron otros aspectos como la calidad (A, B, C y D) de los resultados de localización, el rango de error (horizontal y vertical) de ubicación del epicentro, profundidad.

Este programa HYPOELLIPSE (Lahr 1999), requiere de datos como: Localizaciones de las estaciones sísmicas (coordenadas geográfica), un modelo de velocidades para el edificio volcánico y las lecturas de las fases del evento sísmico que se registra en las estaciones que compone la RESSAB.

6.3.1 Distribución Epicentral de la Sismicidad Volcano-Tectónica (VT)

La distribución de eventos volcano-tectónicos en la región del volcán Sabancaya (RVS), corresponde al periodo enero-julio del 2013, y estos en su mayoría localizado en dos sectores importantes NO y SE del cráter.

Se ha logrado localizaron 1655 eventos, 28 son considerados como eventos mejores registrados (principales), con magnitudes superiores a 1.8 ML, además estos fueron registrados por más de 6 estaciones.

Los eventos localizados toman importancia a partir de febrero hasta julio del 2013, debido a la rara ocurrencia de estos a principios de año. Sin embargo se ha localizado un evento profundo aislado en la segunda quincena del mes de enero (15/01/13 20:29:00 UTC 4,2 ML prof. 50 Km), (Ver. Fig. 6.14).

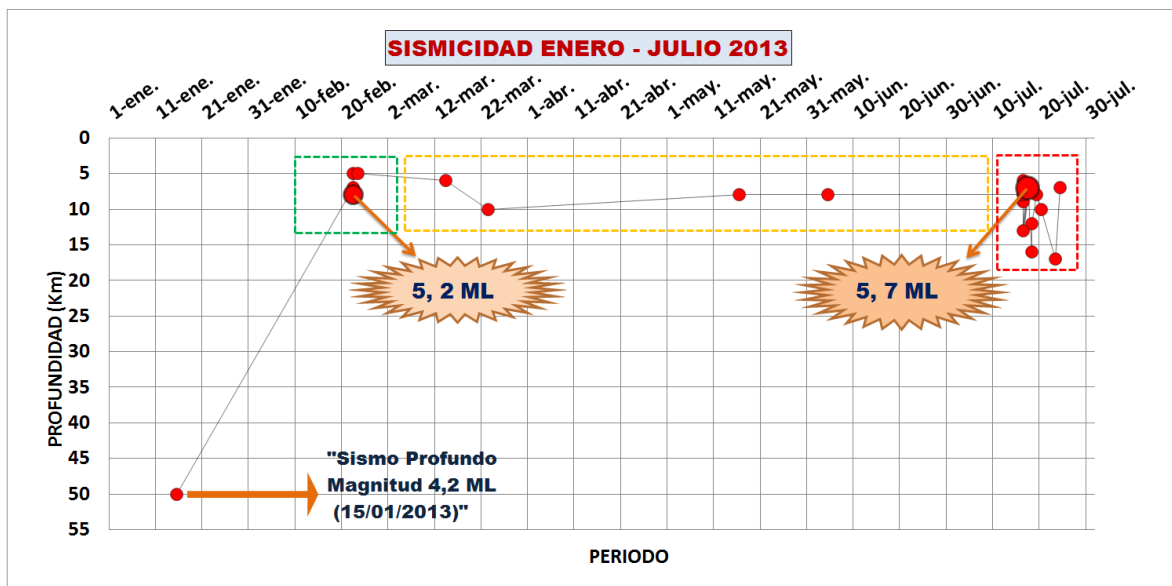


Figura 6. 14, Sismicidad de fractura de magnitud $ML > 3.5$ ocurrida entre Enero y Julio 2013 en la zona del volcán Sabancaya.

En la figura 6.15, se muestra la distribución de eventos VTs de magnitudes entre 1.0 a 5.7 ML. Las estrellas rojas corresponden a eventos principales ($ML > 1.8$). La distribución de los eventos principales presenta una dirección NE-SO y NO-SE fuera del edificio volcánico. La mayoría de eventos fueron localizados preferencialmente en dos sectores, NE y NO a distancias entre 7 a 15 km.

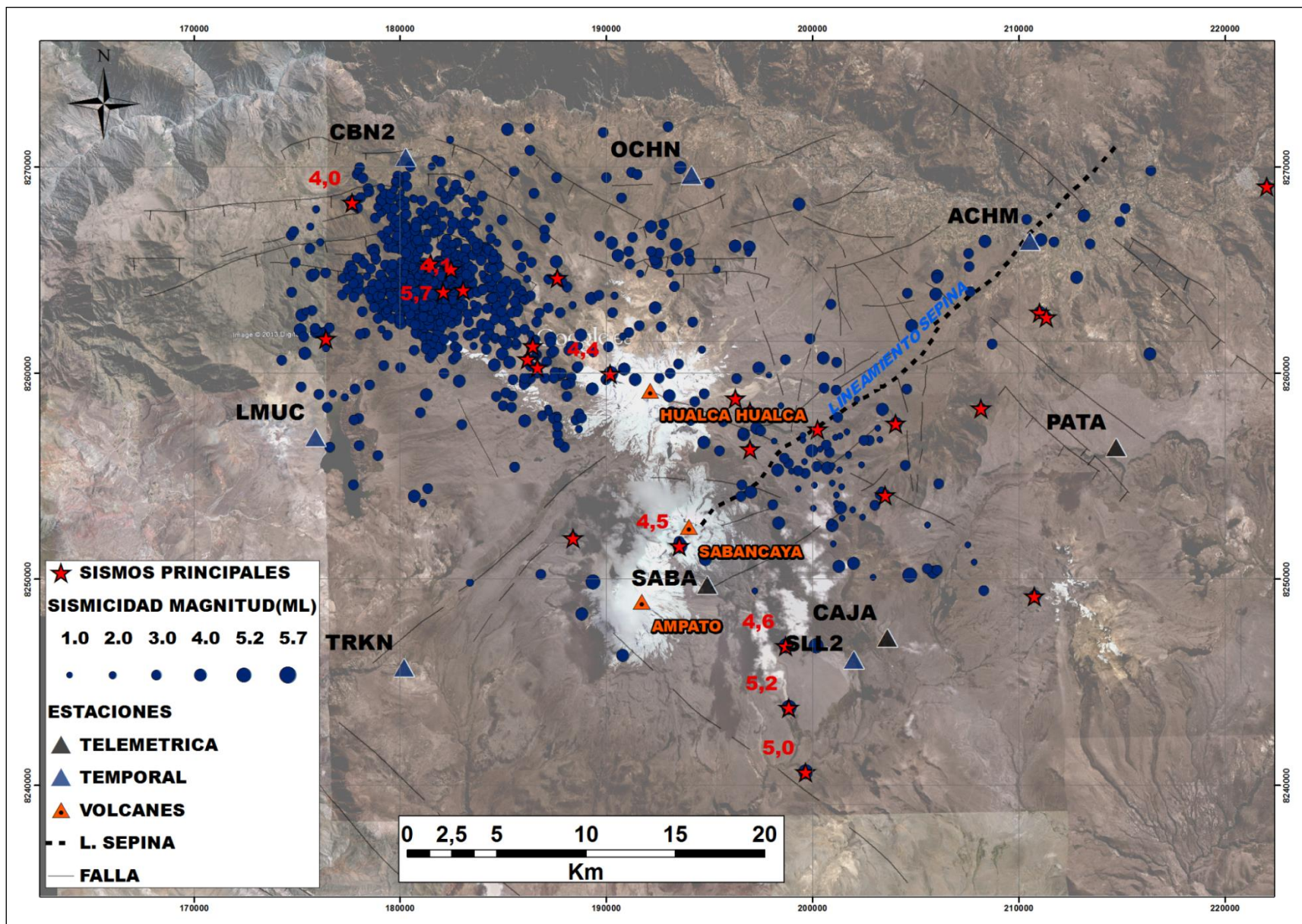


Figura 6. 15, Distribución de Epicentros (Enero-Julio 2013) de los eventos Volcano-Tectónicos (VT).

6.3.2 Determinación de Zonas Sísmicas.

Durante el periodo enero-julio, la actividad sísmica se presentó en tres zonas de mayor ocurrencia sísmica. Estas las denominadas Zona A, Zona B y Zona C, distribuidas de acuerdo a su ocurrencia en el tiempo. La Zonas A y C presentan un alineamiento NO a SE, se encuentra entre los 15 a 6 km, y la Zona2 está ubicada en dirección NE a 20 km aproximadamente del cráter del volcán. Como se muestra en la Fig. 6.16.

- **Zona A.-** La ocurrencia de esta zona se da entre Febrero-Marzo (Fig. 6.15, color verde). Esta zona se caracteriza por presentar 4 sismos principales ocurridos el 22 y 23 de febrero en dirección SE del cráter del volcán con magnitudes de 4,6, 5,2, 5,0 y 4,5 ML, con profundidad hipocentral menores a 10 km. Luego de estos eventos principales se presentaron réplicas distribuidas en dirección NE del cráter del volcán. Al mismo tiempo, se observó al nivel del cráter, un incremento de emisiones fumarolicas de vapor de agua y gases magmáticos.
- **Zona B.-** la sismicidad en esta zona se presentó el mes de Marzo-Julio. Esta ubicada en dirección NE a 20 km del cráter del volcán, muy cerca al centro poblado de Achoma, sobre el lineamiento Sepina (Fig. 6.15, color amarillo). En esta zona ocurrieron 2 eventos principales de 3,1 ML (26/05/2013) y 2,8 ML (01/06/2013) a profundidad de 16 y 17 km aproximadamente.
- **Zona C.-** la sismicidad en esta zona ocurrió durante el mes de Julio. Los focos están ubicados aproximadamente a 15 km al NO de cráter del volcán Sabancaya (Fig. 6.15, color rojo), y al sur del centro poblado de Cabanaconde, sobre el sistema de fallas Huambo-Cabanaconde. Se caracteriza por constituir la mayor sismicidad distal (dVT) observada en este estudio. El evento principal de 5,7 ML (17/07/2013) a profundidad menor a 9 km.

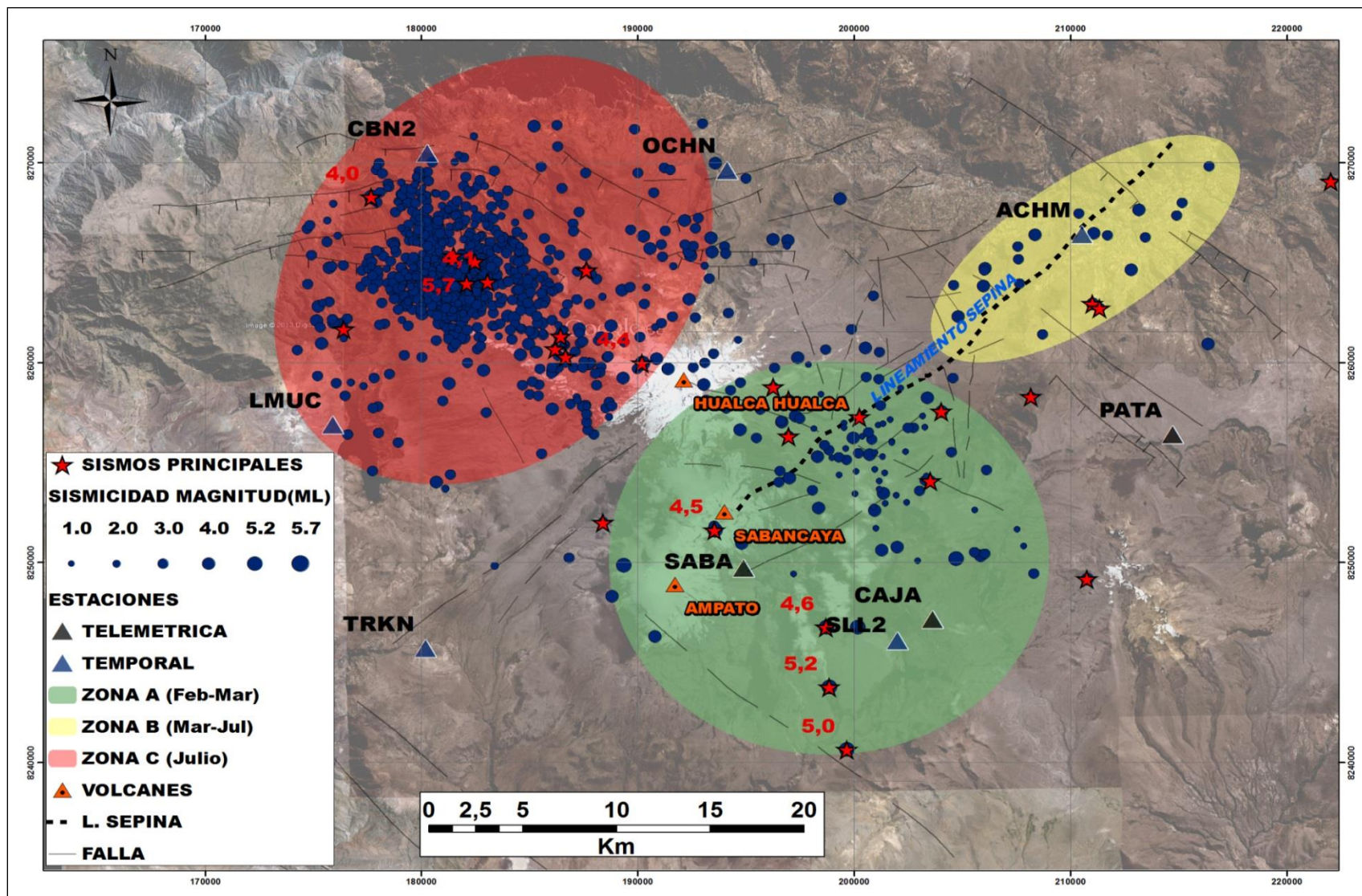


Figura 6. 16.- Zonas de sismicidad A, B, y C. Zona A de color verde (ocurrida durante Febrero- Marzo 2013; Zona B de color amarillo (Marzo-Julio) y Zona B color rojo (Julio).

6.4 MECANISMOS FOCALES.

En el presente trabajo se ha realizado el cálculo de los mecanismos focales, de aquellos eventos mejor registrados en la zona del volcán Sabancaya (ZVS). El resultado de estos cálculos nos da mecanismos focales de tipo normal e inverso con ligera transcurrancia. Esto nos permitirá asociar la orientación de la fuente (fallas geológicas), que origina la sismicidad de tipo fracturamiento (VT).

La orientación de la fuente que origina la sismicidad importante ($>1,8$ ML), en la región del volcán Sabancaya, se ha calculado utilizando subprogramas FOCMEC y HASH del software SEISAN.

El programa HASH (*Hardebeck and Shearer, 2002*), calcula el mecanismo focal, utilizando solamente una estación, para lo cual se ha medido la amplitud de la componente vertical y la amplitud de la componente horizontal habiendo sido, esta última, previamente rotada tangencialmente. Por otro lado, el programa FOCMEC (*Snoke et al., 1984*) calcula el mecanismo focal utilizando la polaridad de la onda P ya sea de compresión (up) o dilatación (down). Ver Fig. 6.17.

Para que el mecanismo focal presente menor error de cálculo, es necesario que un evento sismo-volcánico haya sido registrado en al menos 6 estaciones sísmicas. En el presente trabajo la información sísmica fue obtenida de 8 a 9 estaciones de nuestra red. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 01, ver Anexo A.

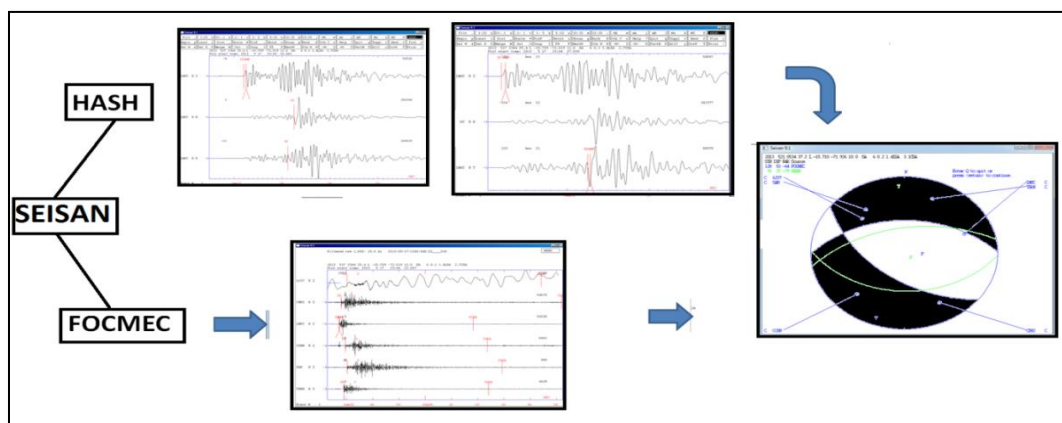


Figura 6. 17.- Esquema de cálculo de mecanismos focales en los programas HASH y

6.5 VOLUMEN DE LA POSIBLE INTRUSIÓN MAGMÁTICA.

Durante los 7 meses de registro de datos sismo-volcánicos en la ZVS, ocurrieron 7 eventos (VT) principales con magnitudes que varían entre 4.5 a 5.7ML (Ver tabla N°04). Asumiendo que estas magnitudes ML no son muy diferentes a las magnitudes Mw de los mismos sismos, se ha estimado el posible volumen de magma intruido durante el tiempo que ocurrieron dichos eventos sísmicos, en base a la relación $\text{Log (dVol)} = 0.77 * \text{Log } (\sum Mo) - 5.32$. A través de estos eventos convertidos en magnitud momento (Mw), se puede estimar el volumen (m3) aproximado de material magmático en proceso de ascenso.

Para poder calcular el posible volumen magmático, aplicaremos el modelo propuesto por White, (2013) (Ver Fig. 4.7). Este modelo antes mencionado, indica que el promedio de la magnitud momento (Mw), se correlacionaría con la posible variación del volumen magmático (m3) en ascenso.

Para el caso del volcán Sabancaya, el promedio de la magnitud momento, de los eventos más resaltantes ha sido de 4.9 Mw. Esta magnitud promedio de 4.9 Mw se ha correlacionado a un volumen magmático aproximado entre “5-6 millones de m3”.

Tabla N° 4, Eventos Volcano-Tectónico (dVT) principales, registrados en el volcán Sabancaya.

N°	SISMOS	Hora(HH:MM)	LAT.(Grados)	LONG.(Grados)	PROF.(Km)	MAGNITUDES	
						ML	MW
1	22/02/2013	20:15:21	-15.83	-71.81	5	4.6	4.5
2	22/02/2013	21:50:45	-15.89	-71.8	7	5.0	5.0
3	22/02/2013	21:01:46	-15.86	-71.81	8	5.2	5.2
4	23/02/2013	20:08:00	-15.83	-71.79	9	4.5	4.4
5	17/07/2013	02:37:44	-15.76	-72.03	9	5.7	5.9
6	16/07/2013	09:27:37	-15.67	-71.91	20	4.9	4.9
7	25/07/2013	02:07:20	-15.75	-72.01	7	4.5	4.4

6.6 CÁLCULO DEL VALOR “b” PARA LA ZONA DEL VOLCÁN SABANCAYA

Se ha realizado el cálculo del valor b, relación Gutenberg-Richter, para la zona del volcán Sabancaya, con la intención de entender la influencia del sistema magmático y tectónico sobre el volcán. El catalogo sismo-volcánico utilizado corresponde a eventos que ocurrieron en el periodo febrero-julio 2013, tanto para eventos VT y LP, con magnitudes ML (magnitud local). El número de eventos utilizado para eventos VT es de 894 y para eventos LP es de 1326.

El método utilizado para el cálculo del valor de b, es de ajuste de mínimos cuadrados (Ver Fig. 3.13). Esta relación nos permitió tener un control visual de pequeños ajustes, de la relación de frecuencia de eventos sismo-volcánicos.

El resultado del valor de b para los eventos VT ocurridos en la RVS de febrero-julio 2013 es de 0.88 (ver figura 6.18-A). Este valor relativamente bajo corresponde a zonas donde prevalecen esfuerzos en ambiente tectónico. Sin embargo, se ha registrado también numerosos eventos de tipo LP que han sido registrados únicamente en estaciones sísmica más próxima a la zona de crater (estación SABA); al efectuar el cálculo del valor b correspondiente, se tiene un resultado de 1.33 (ver figura 6.18-B); este alto valor es compatible con ambientes volcánicos

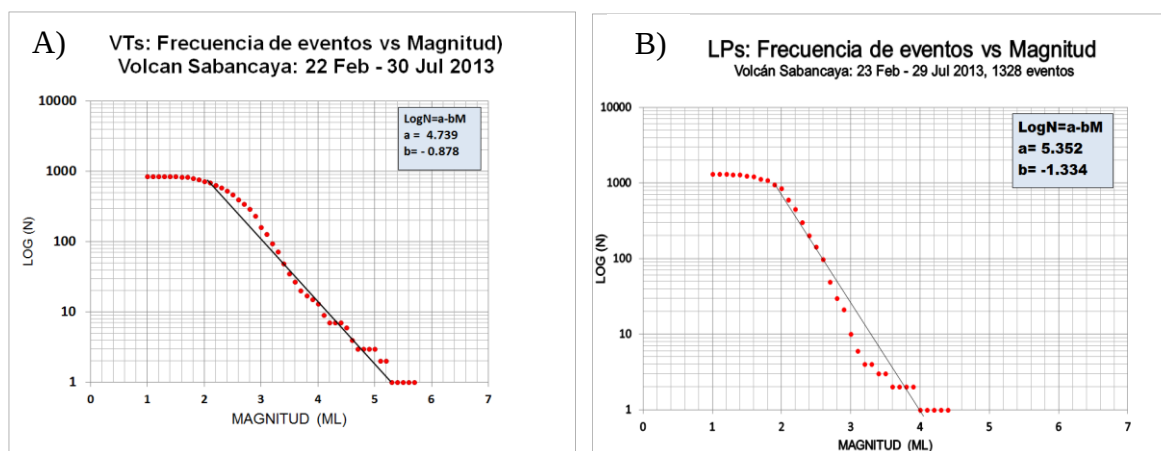


Figura 6. 18, Grafica G-R para el caso de sismos de fractura (A), y para el caso de sismos asociados al paso de fluidos (B), con los correspondientes valores del parámetro “b” en cada caso.

6.7 MONITOREO VISUAL DEL VOLCÁN SABANCAYA

El 22 de febrero, el volcán Sabancaya inicia una etapa de crisis sísmica y fumarólica. Presto a este problema el IGP-OVA sede Arequipa, realiza observaciones visuales en las inmediaciones de este macizo durante las numerosas visitas de campo que se efectuaron por la zona, tanto con motivo de la instalación de equipos geofísicos, como para observaciones de los efectos de los sismos y de la actividad del volcán.

La emisión de fumarolas durante los meses de monitoreo (febrero y marzo) ha sido variada. Se ha observado que los gases expulsados corresponden, en su mayoría, a vapor de agua. Estas columnas fueron relativamente de densidad media en los distintos días de este periodo.

Por otra parte los gases expulsados fueron de coloración blanquecina a grisáceo (vapor de agua), principalmente. La emisión de gases de coloración azulina (gases magmáticos) se visualizó en el mes de marzo, alcanzando alturas próximas a los 500m.

La altura máxima alcanzada en el mes de marzo por las fumarolas de vapor de agua fue próxima a los 500 metros sobre la base del cráter. Por su parte, los gases de coloración azulina se elevaron hasta una altura máxima de 500 metros (visualizada el 14 de marzo).

Ver Fig. 6.19.

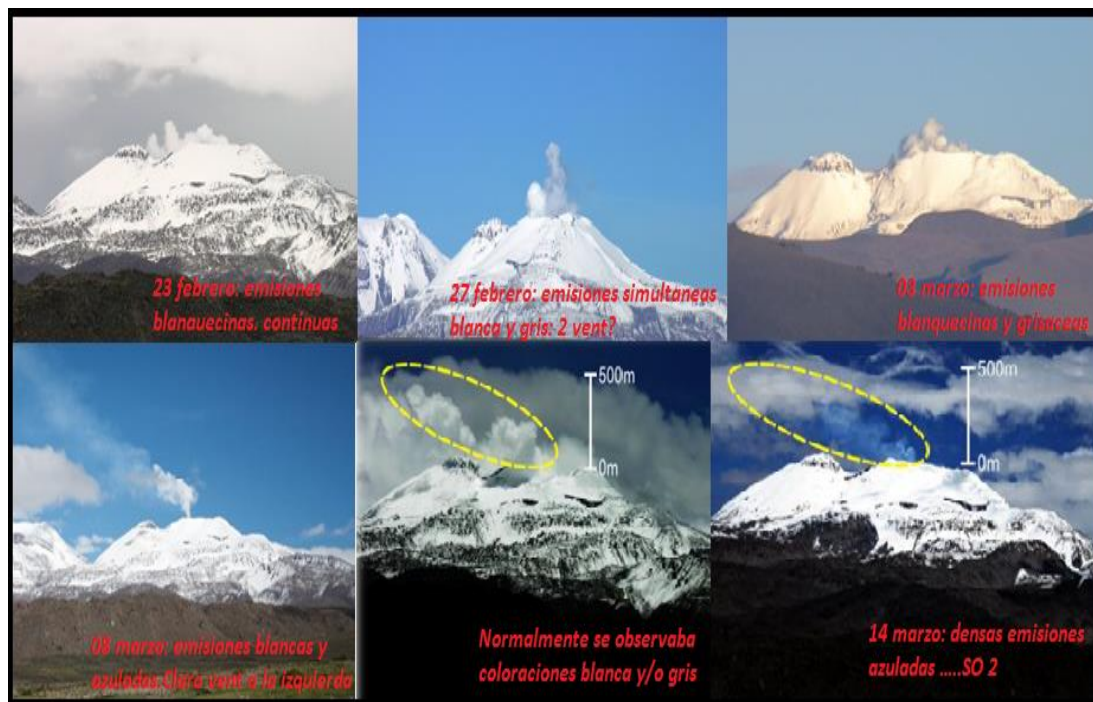


Figura6. 19, Observaciones visuales de fumarola, en el volcán Sabancaya.

Por otra parte gracias a la cooperación de entidades extranjeras (DEAS, Cornell University), se ha dispuesto de algunas imágenes satelitales (ASTER – termal infrarrojo), con información acerca de la temperatura en inmediaciones del cráter. Estas imágenes muestran que ha ocurrido incremento moderado de temperatura en zonas próximas al cráter durante los últimos años (2010-2013) como se observa en la Figura 6.20, donde se observa que en general, la temperatura en la zona del cráter se ha incrementado pasando de 12°C en Junio 2010, 24°C en Junio 2012, hasta alcanzar 31°C en Abril 2013.

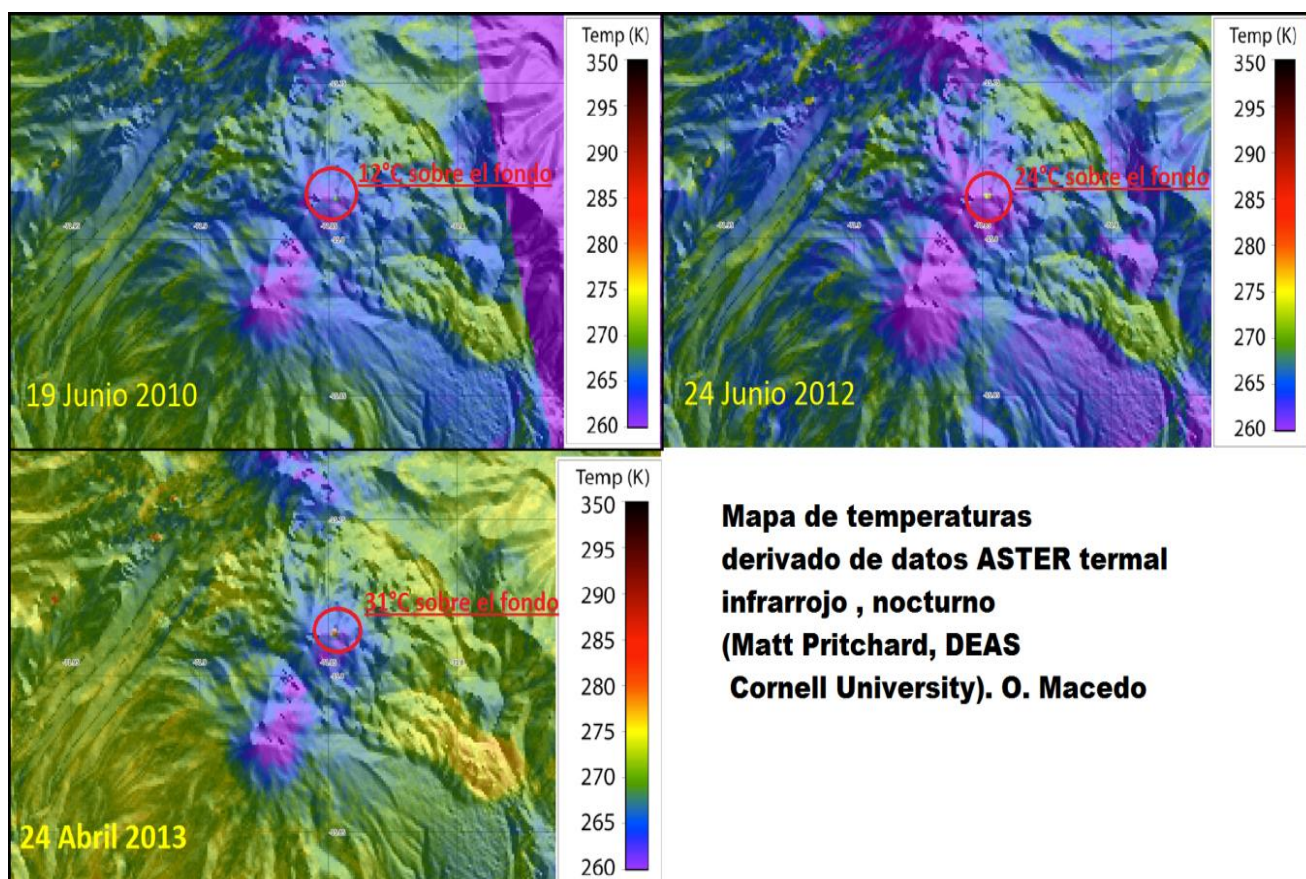


Figura6. 20, Mapas de temperatura ASTER- Termal, en los últimos tres años del volcán Sabancaya, En general, la temperatura en la zona del cráter se ha incrementado de 12°C en Junio 2010 a 31°C en Abril 2013

CAPITULO VII

DISCUSIONES E INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

En este capítulo se discute e interpreta los resultados descritos en el capítulo anterior, correlacionando la sismicidad precursora de alta frecuencia (VT), dinámica de la fuente (mecanismos focales) y la información proporcionada por las imágenes de deformación InSar. Finalmente se propone una interpretación basada principalmente en el modelo propuesto por White and McCausland (2014) y Fournier (1999).

En primer lugar, citaremos estudios anteriores que se acoplen mejor a la actual evolución de la actividad sísmica que presenta este volcán. De estudios sismológicos y geológicos principales, realizados podemos mencionar:

“Estimating intrusive volumes and forecasting eruptions using distal volcano-tectonic earthquakes” (White & McCausland, 2014); “Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde(1998) en la región del volcán Sabancaya” (Antayhua, 2002); “Reactivación del volcán Sabancaya 1990-1998” (Rodriguez y Uribe, 2004) y finalmente estudios geológicos basados en Mering et al (1996), Rodriguez & Huaman (1992) y Sebrier and Soler (1991). Estos estudios caracterizan muy bien la problemática actual del volcán Sabancaya.

En segundo lugar se discutirá los procesos físico-tectónicos que originan la intensa actividad sísmica de fractura (o VT) mediante la distribución espacial de los epicentros e hipocentros, correlación con imágenes de deformación (InSar), y observaciones visuales. Se ha calculado además los mecanismos focales de los eventos de mayor magnitud (>1.8 ML) y mejor registrados.

Finalmente se hace la interpretación teniendo en consideración el reciente modelo de sismicidad asociada al proceso de erupción en volcanes activos (White, 2013; Fournier, 1999). Se explica la evolución de la sismicidad VT y deformaciones observadas en el tiempo y espacio, así como la influencia del tectonismo de los Andes donde los esfuerzos extensivos NE-SO son predominantes (Sebrier M. and Soler P., 1991).

7.1 DATOS IMPORTANTES DE TRABAJOS ANTERIORES

Según White (2013), la actividad sismo-volcánica asociada a un proceso eruptivo, sigue el patrón que se muestra en la figura 7.1.

Inicialmente se presenta el incremento de eventos sísmicos de fractura que ocurren distantes de la zona de cráter; son los denominados eventos volcano-tectónicos distales (dVT) caracterizados por ser de alta frecuencia (HF). Estos eventos se presentan en forma de enjambre. Luego, esta sismicidad HF distal desaparece y es seguida de la aparición de eventos VT cercanos al cráter (eventos VT proximales, o pVT). Posteriormente se presenta eventos de tipo tremores (TREM) y de largo periodo (LP), al mismo tiempo que el volcán presenta una actividad freática explosiva o también freatomagmática. Finalmente la sismicidad característica está marcada por la aparición de eventos híbridos (HIB) asociado principalmente al ascenso del magma, y acompañado con eventos de tipo LP y TREM.

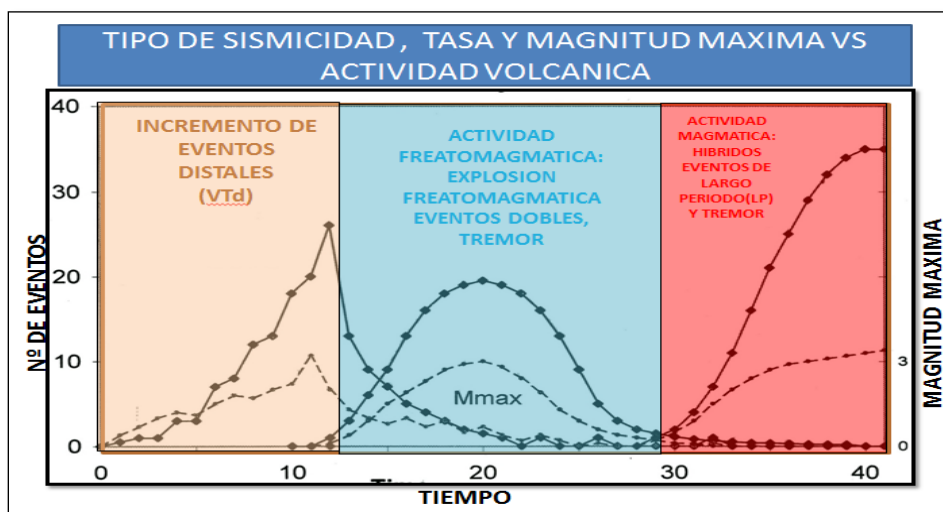
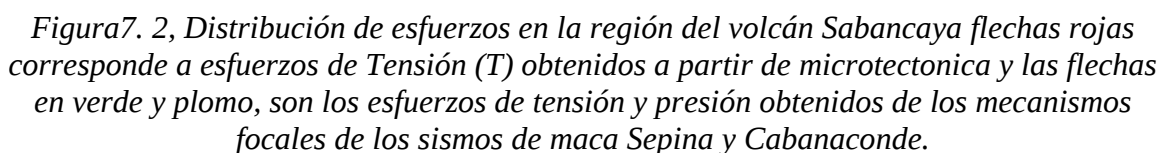


Figura 7. 1, Patrón de evolución sísmica en volcanes Explosivos con sistemas cerrados (White, 2013).

Antayhua, 2002 & Rodríguez y Uribe 1994, analizan la sismicidad en la región del volcán Sabancaya (RVS), y los sismos de magnitud moderada de tres eventos principales 5.4 mb (23/07/91), 5.0 mb (01/02/92) y 5.2 mb (12/04/98), ocurridos en la zona de Maca, Sepina y Cabanaconde, en dirección N y S del volcán. Estos eventos fueron asociados a la tectónica local, los mecanismos focales de los sismos de Maca y Sepina corresponden a fallas inversas con una gran componente de desgarre y ejes de tensión (T) y presión (P)

Por otro lado la sismicidad (julio1990-setiembre1993), fue localizada principalmente en dos flancos al NE y hacia el NO entre los 5 y 15 km del volcán Sabancaya (Ver Fig. 2.8), siempre lejanos al volcán Sabancaya antes de la erupción (VEI 2-3, de 1990-98). Del mismo modo en este trabajo, el monitoreo del volcán Sabancaya de enero a julio del 2013, se repite la sismicidad en zonas distales. Se ha localizado sismicidad en tres flancos principales a 5 y 20 km en dirección NE, también a 15 km hacia el NO del cráter del volcán Sabancaya.



En la parte tectónica y estructural, *Rodríguez & Huaman (1992)* y *Sebrier and Soler P.(1991)*, identifican sistemas de fallas y lineamientos, Localizados en la parte N y NE del volcán. Las fallas denominadas Trigal y Solarpamapa están orientadas en dirección aproximada E-W. Este sistema de fallas se presenta en forma paralela y tiene una longitud aproximada de 10 Km con escarpas de 10 a 20m de altura. Estas fallas son de tipo normales con rumbo general E-W y buzamiento aproximado de 75° hacia el Sur, el autor menciona que este sistema de fallas entre Huambo y Cabanaconde es activo.

7.2 DISCUSIÓN DE LOS EVENTOS SISMO-VOLCÁNICOS Y DEFORMACIÓN EN SUPERFICIE

La gran parte de eventos registrados durante el periodo febrero y Julio 2013, son de tipo VT (88.4%), principalmente asociado a fractura de roca, estos localizados preferencialmente hacia los sectores NE y NO, a distancias entre 7 a 15 Km del cráter del nevado Sabancaya. Sin embargo también notar que en el sector SE, la sismicidad es notablemente menor. (Ver Fig. 7.3). Esta sismicidad VT está claramente distribuida en dirección NO a SE y NE a SO respectivamente.

Por otro lado la distribución de sismicidad (VT) en dirección NE-SO, desde el caserío Tarukani hasta pueblo de Achoma, estaría controlado por el sistema de fallas en dirección NE-SO, reconocida principalmente al NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya específicamente en el lugar de Pampa Sepina (*Rodríguez y Huamán 1992*). Esto hace suponer que estas fallas estarían activas principalmente más hacia el NE (Pampa Sepina). (Ver Fig. 7.3).

Por otra parte, mediante la cooperación de entidades extranjeras (Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University), se ha usado el método InSar para determinar deformación en superficie, contemporánea a la sismicidad observada. Así, en la Figura 7.3 se observa interferograma (InSar) de los periodos Enero 2012 – Mayo 2013 y Mayo –Julio 2013, lo cual cubre las fechas en que se registraron los dos más fuertes sismos en la región, ocurridos el 22/02/2013 (5.2 ML) a 6 km al NE del cráter, y el 17/07/2013 (5.7 ML) a 15 km al NO del cráter.

En Febrero del 2013 este método de InSar (monitoreo satélite TerraSAR-X), muestra una región de subsidencia de 6cm en la zona donde ocurre justamente el enjambre sísmico, a 7 km hacia el NE del volcán Sabancaya. Del mismo modo en julio del 2013, nos muestra una zona amplia de subsidencia de 16cm y una zona de inflación de 6cm hacia el flanco NO a 15 km del volcán Sabancaya. (Ver Fig. 7.4).

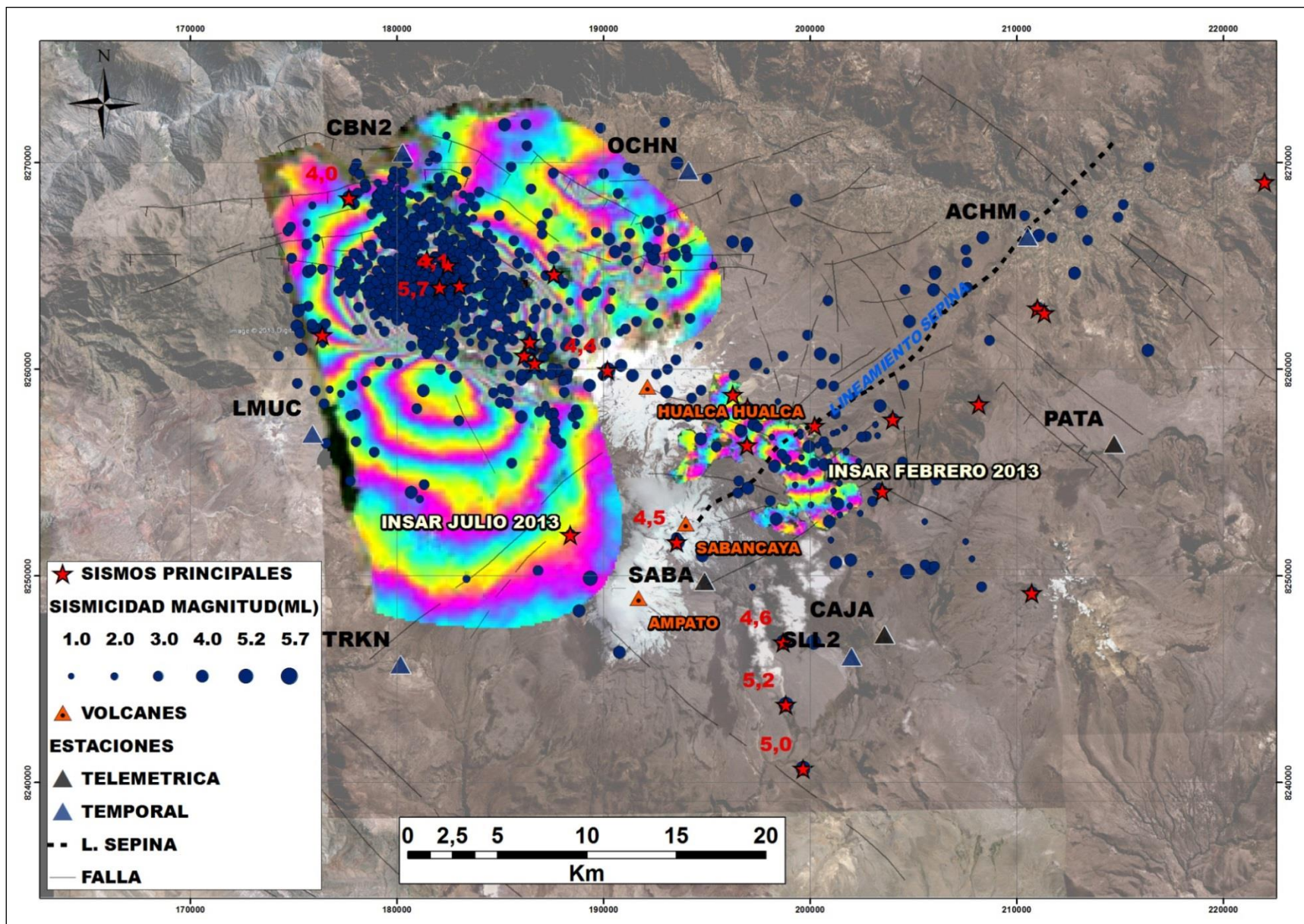


Figura7. 3, correlación de eventos VTs localizados con las imágenes Interferograma.

7.3 DISCUSIÓN DE MECANISMOS DE FALLA EN LA ZONA DEL VOLCÁN SABANCAYA

Como se mencionó en el anterior capítulo se obtuvieron mecanismos focales de los eventos de mayor magnitud ($> 1.8\text{ML}$) y mejores registrados. En la Figura 7.4, se muestra mecanismos focales de tipo Normal (extensión) e Inverso (compresión) ligeramente transcurrentes.

7.3.2. Mecanismos focales de tipo normal.

Los eventos principales (Ver Tabla N°05, Anexo A y Fig. 7.4) que están asociados a mecanismos focales de tipo normal con ligera transcurencia, en su mayoría están ubicados en el sector occidental, grosso modo distribuidos siguiendo alineamiento NO-SE.

En esta zona de NO a SE (Ver Fig. 7.4), se presentan numerosos planos de falla con rumbo $N120^\circ$, es decir en correspondencia con el sistema de fallas tectónicas regionales de la región del Colca. Las fallas de este sistema presentan escarpas visibles en superficie, con movimiento recientes de tipo normal (Sebrier and Soler, 1991).

El evento principal (5.7 ML, 17/07/2013) en el sector occidente, localizado en el centro poblado de Cabanaconde en dirección NO del cráter del volcán Sabancaya, generó una deformación importante. En superficie se visualiza hundimiento y levantamiento en la zona de aproximadamente 16 y 6 cm (InSar Julio). El mecanismo focal de esta fuente es de tipo normal y nos indica que presenta dirección de plano de falla NO-SE, buzando en dirección NE. Correlacionando con el interferograma de Julio (Ver Fig. 7.4), en la actualidad esto posiblemente nos demostraría que el sistema de fallas E-O da un giro aproximado de 45 grados en dirección SE.

Esto nos daría a entender que la intensa sismicidad (VT), en dirección NO del volcán estaría ocasionada por la ruptura del sistema de fallas de tipo normal en el sector occidental (Falla Trigal y Solarpamapa I y II). Ocasionada posiblemente por la desestabilización influenciada por el sistema magmático.

7.3.1 Mecanismos focales de tipo inverso

Los sismos con mecanismos focales de tipo inverso, y ligera componente de desgarre, están situados preferencialmente en el sector oriental (NE, E y SE del crater), resaltando aquellos localizados en dirección NE-SO, próximos al “lineamiento Sepina” (Fig. 7.4 y Tabla N°5 Anexo A). Este lineamiento se extiende por más de 30 km (Rodríguez, 1994; Antayhua y Tavera, 2003). Los planos nodales se presentan orientados en una dirección aproximada N-S, el eje de presión (P) orientado en dirección Este. Sin embargo, no existe una clara evidencia en superficie que permita discriminar el plano de falla entre los planos sugeridos por los mecanismos focales de dichos eventos. En la zona, solo existen algunos lineamientos (ver Fig 7.4) con esta dirección NS aproximada, sobre todo aquellos que aparecen a 15 km al NE del cráter del volcán Sabancaya.

En general, entonces, la sismicidad en el sector situado al NE, E y SE del cráter, estaria originado por fallas de tipo inverso, en especial en la zona del lineamiento de Sepina (de dirección NE-SO) donde se ha observado sismicidad importante tanto en época de intranquilidad antes de 1990 y erupción 1990-98 (Rodriguez & Uribe, 1994) así como en la actualidad.

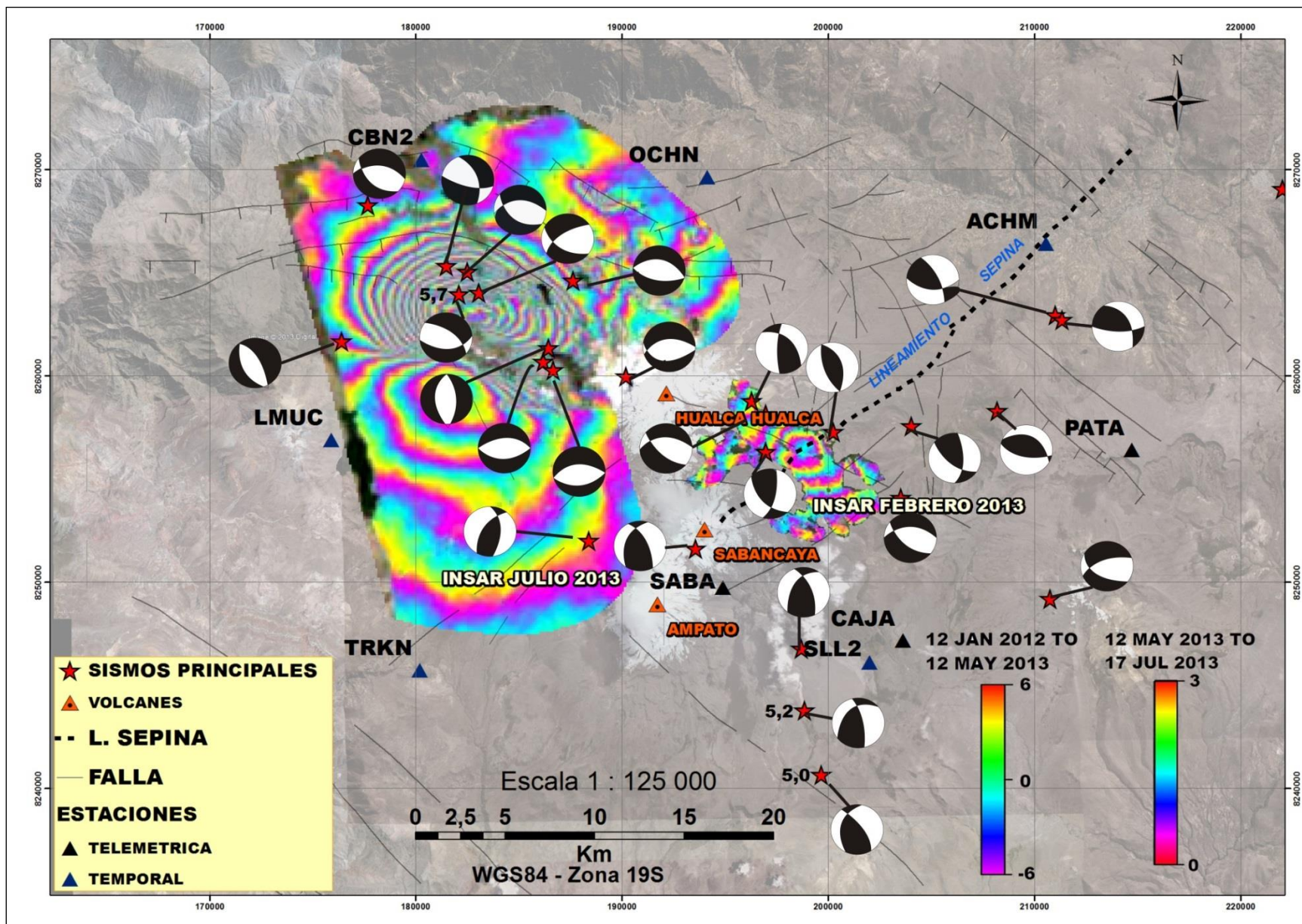


Figura7. 4, Correlación de los mecanismos focales con el sistema de fallas NO-SE, NE-SO y Interferograma.

7.4 INTERPRETACIÓN

La intensa actividad sísmica (VT) ocurrida entre los meses febrero y julio del 2013, con magnitudes que varían entre 1.0 y 5.7 ML a profundidad < 10 km, observada entre 5 a 20 km en dirección E y NO en la ZVS, estaría asociado probablemente al desequilibrio originado por una intrusión magmática a proximidades del volcán Sabancaya. Siendo la zona al sur del valle del Colca un área de gran actividad tectónica, la intrusión habría generado la reactivación del sistema de fallas de la zona, muchas de las cuales pueden ser observadas en superficie (dirección EO, SE-NO, y SO-NE). Esta alta sismicidad ha ocurrido de forma migrante involucrando principalmente los sectores situados al NO, N, NE E y SE del crater, a distancias entre 3 y 20 km y durante todo el tiempo del actual estudio.

Una particularidad es que se ha registrado también eventos de LP (asociados a movimiento de fluidos) pero solo en la estación SABA situada a 3 km al sur del cráter.

La sismicidad VT migrante ha ocupado principalmente tres zonas, identificadas como A, B y C (figura 7.5b) con sismicidad ocurrida durante Febrero-Marzo, Marzo-Julio, y Julio, respectivamente. Una característica notable es que los eventos ocurridos al inicio de la intranquilidad (22-23 Febrero) han sido del tipo “swam” (enjambre), característico en ambientes volcánicos y no de tipo “mainshock – aftershock” (White, 2011; White and McCausland, 2013). En efecto, el 22 y 23 febrero 2013 la actividad sísmica, ha ocurrido en forma de enjambre, 4 sismos de 4.6, 5.2, 5.0 y 4.5 ML en el lapso de 24 horas (máximo número de eventos, 493 VT/día). Un comportamiento similar se observó también el 16-17 de julio con la ocurrencia de 3 sismos VT de 4.9, 4.2 y 5.7 ML en el lapso de 17 horas (máximo número de eventos, 1490/día).

Los trabajos de White (2011) y White & McCausland (2013) han mostrado que la ocurrencia de sismicidad en enjambre que ocurren en zonas próximas a volcanes activos es un importante signo de inminente actividad eruptiva. Asimismo, estos autores han mostrado que, frecuentemente, al inicio de la intranquilidad volcánica ocurre sismicidad de alta frecuencia o VT, que se sitúa lejos del cráter, a algunos kilómetros de distancia pudiendo llegar hasta los 30 km. En el origen o base de tal fenómeno estaría el ascenso del material magmático que induce la transmisión de presión de fluidos hasta distancias considerables.

Los datos presentados en este trabajo, registro de señales sismo-volcánicas, así como las observaciones in-situ que indican incremento de la actividad fumarólica (gases de coloración blanquecinas asociado a vapor de agua y azulinas asociado a gases magmáticos) y temperatura del cráter (21°C en el 2010 y 31°C en el 2013 temperatura in-situ sobre el cráter) nos muestran que el volcán Sabancaya está siguiendo patrones de actividad acordes con el patrón observado por White (2013) y White & McCausland (2013).

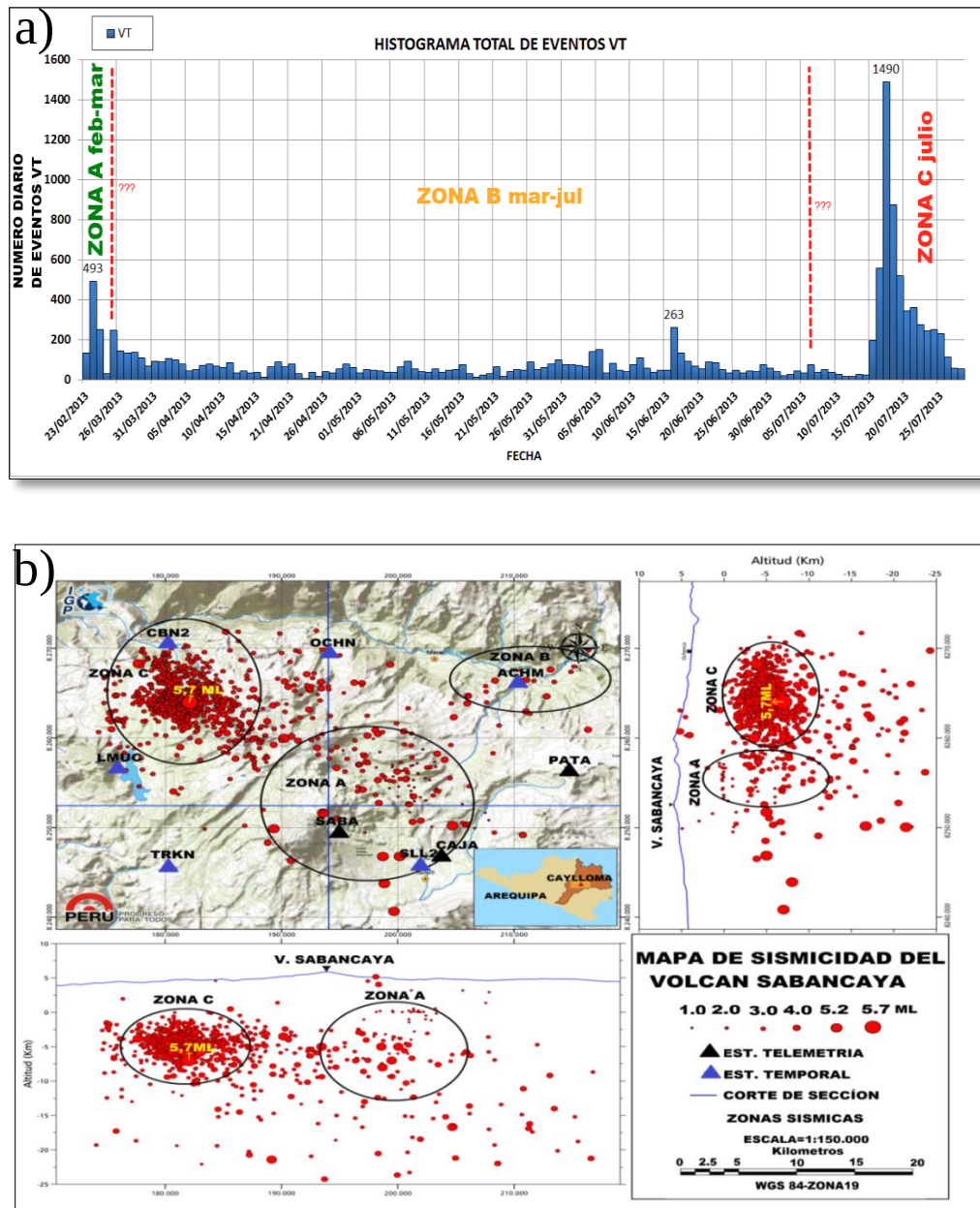


Figura7. 5, a) Sismicidad diaria de tipo VT y evolución en el tiempo. b) Distribución epicentral y hipocentral en la zona del volcán Sabancaya. (Centeno R. 2013) IGP-OVA

Para explicar la evolución de la sismicidad VT y deformaciones observadas en el tiempo y el espacio presentamos a continuación un modelo esquemático (Fig.7.6a) basado en las consideraciones ya expuestas por White, (2013) y Fournier, (1999).

Zona A; La primera intrusión magmática ha iniciado su manifestación en superficie, entre los meses febrero –marzo 2013. Considerando los 4 sismos consecutivos de magnitud 4.6, 5.2, 5.0 y 4.5 ML es posible que la intrusión haya sido relativamente rápida, pero de poco volumen. Esta masa intrusiva posiblemente causo presión de fluidos lateralmente, sobre el sistema hidrotermal y acelero el proceso de ruptura del sistema de fallas existentes en dirección NE. A causa de este probable cuerpo ascendente (magma), se incrementa los eventos distales (VT localizado a 6 a 10 km en dirección NE del crater). En superficie además se observó deformación (hundimiento de hasta 7cm) en dirección NE (Ver Fig. 7.6b).

Zona B; De Marzo-Julio, la intrusión magmática se mantiene muy moderada y solo genere sismicidad leve y dispersa, sin generar deformación en superficie. (Ver Fig. 7.6c).

ZONA C; Posteriormente, en Julio, ocurre un nuevo ascenso de magma que va ocasionar la amplia y enérgica sismicidad con epicentros en dirección NO a 15 km del cráter, causando fuerte deformación (hundimiento 16 cm y levantamiento de 6cm), tras el evento principal de 5.7 ML. En este sector (NO) se encuentran fallas tectónicas muy activas, las que muy posiblemente se reactivaron inmediatamente al recibir presiones provenientes de fluidos con origen magmatico (Ver Fig. 7.6d).

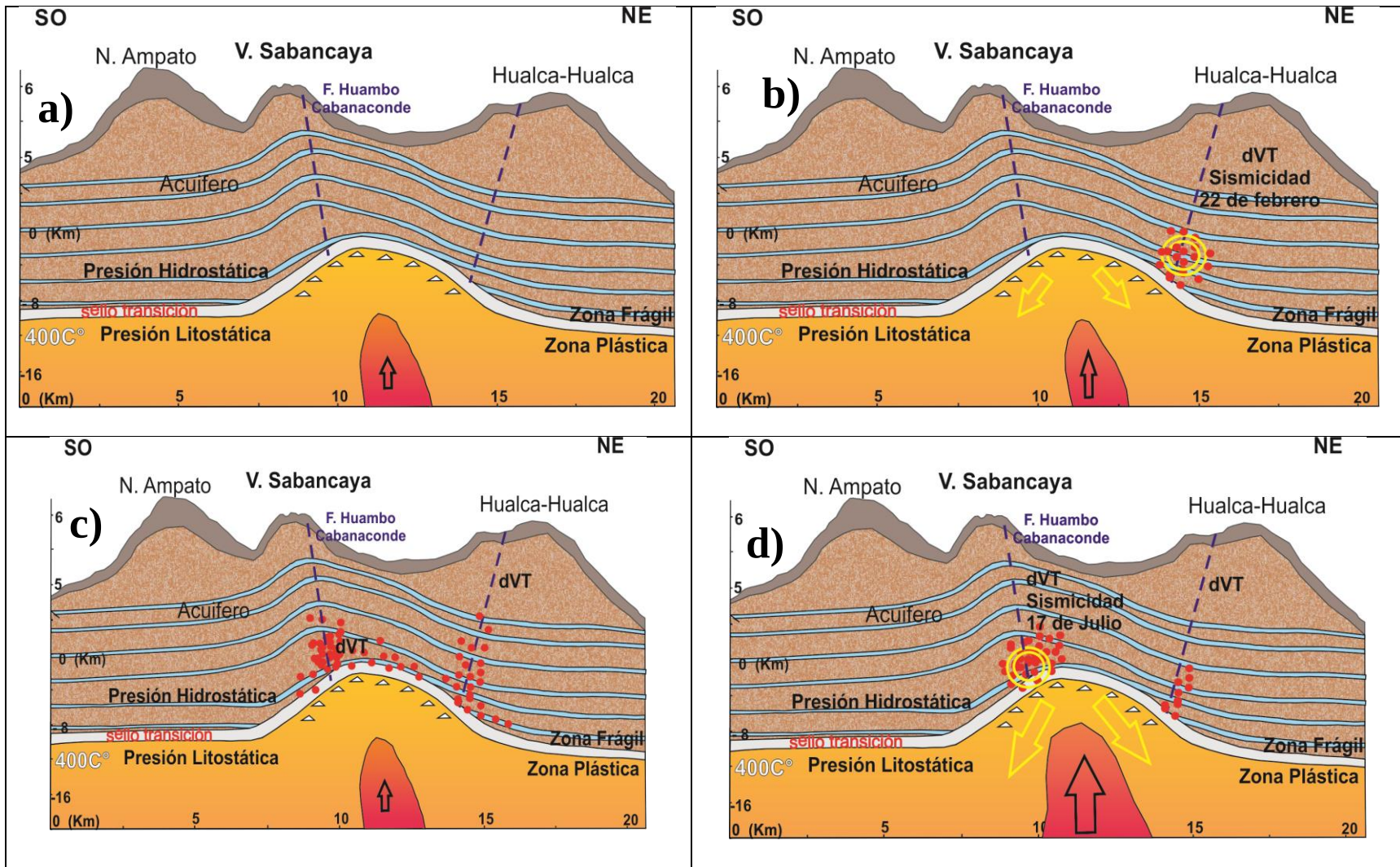


Figura 7.6. a) Modelo esquemático, a partir de Fournier (1999) y White (2011), que ilustra la evolución de la sismicidad VT en la ZVS, entre febrero y julio 2013. b) Etapa de intrusión magmática relativamente rápida y sismicidad al NE. c) Intrusión y sismicidad limitada. d) Etapa de intrusión magmática y actividad sísmica mayores. Epicentros a 15 km al NO del cráter. La sismicidad VT está principalmente asociada a la transmisión de presiones de fluidos.

CONCLUSIONES

1. El monitoreo de la Actividad Sísmica del Volcán Sabancaya durante el periodo enero – julio 2013 se realizó con 9 estaciones sismológicas (8 estaciones de banda ancha y una de periodo corto), realizada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) a través del Observatorio Vulcanológico de Arequipa(OVA).
2. El análisis y clasificación de la información sismo-volcánica registrada por la Red Sísmica Sabancaya (RESSAB), nos ha permitido identificar 15253 eventos sismo volcánicos, diferenciando 5 tipo de señales denominadas, Volcano–Tectónicos (VT), Periodo Largo (LP),Tremor (TREM), Tornillo (TOR) y Híbrido (HIB). El 90 % de estos eventos clasificados corresponden a señales de tipo VT (sismos asociados a fractura de roca) y el 10% representan a señales (LP, HIB, TREM y TOR).
3. Se logró localizar 1655 eventos Volcano-Tectónicos (VT), esto nos permitió visualizar la sismicidad distal, variable y migrante, distribuida en el tiempo en tres Zonas sísmicas:
 - Zona A (Febrero-Marzo) en dirección NE a 7 km del Cráter del Volcán Sabancaya.
 - Zona B (Marzo-Julio) en dirección NE a 20 km del Cráter.
 - Zona C (Julio) en dirección NO a 15 km del cráter del volcán Sabancaya.
4. Como resultado de este trabajo, se propone la ocurrencia de una “intrusión magmática” en la zona del Sabancaya, que genera amplia sismicidad y se produce en tres etapas:
 - Zona A ocurre Febrero –Marzo, se caracteriza por una intrusión magmática de poco volumen; ella habría inducido la transmisión de fluidos ocasionando reactivación de las fallas situadas hacia el NE entre 6-7km del cráter.

- Zona B ocurre de Marzo a Julio la intrusión magmática es moderada y solo genera sismicidad leve, sin generar deformación en superficie.
 - Zona C se produce en Julio caracterizada por un intrusión importante, ocasiona amplia y energética sismicidad, además fuerte deformación en superficie, y reactivación de las fallas hacia el NO a 15 del cráter.
5. Los mecanismos focales de los sismos y la interferometría SAR del área de estudio muestran que los sismos corresponden esencialmente a fallamientos normales (sector NO), acorde con la tectónica observada sobre los Andes. Existe, sin embargo, una zona situada al E y NE donde se observa fallamiento inverso (zona Sepina).
 6. En base a los datos sísmicos y de interferometría, así como de observaciones de las emisiones fumarólicas, se propone un modelo esquemático que explica la evolución de la sismicidad hasta ahora observada, y donde se ha considerado que el volcán Sabancaya presenta intranquilidad, con amplia sismicidad VT lejos del cráter, y que debería conducir a un proceso eruptivo en los meses siguientes. La siguiente etapa sería la aparición de sismicidad de baja frecuencia (LPs) e híbridos en tasas importantes, así como de explosiones freáticas.
 7. Finalmente de acuerdo al modelo propuesto por White R. (2013), el volcán Sabancaya se encuentra en la primera etapa, sismicidad distal precursora de alta frecuencia (HF) lejos del cráter del volcán y mínima ocurrencia en esta etapa de eventos de baja frecuencia.

RECOMENDACIONES

1. Recomendamos continuar el presente trabajo a más detalle con los eventos de baja frecuencia (LF), como también un estudio geológico exhaustivo, principalmente en el ámbito tectónico local de zona del Sabancaya.
2. También se recomienda un sistema de vigilancia visual de las fumarolas (gases magmático) y Temperatura del volcán en forma continúa.
3. Debido a la buena correlación que presenta la sismicidad con las imágenes de Interferograma, se recomienda amplias mediciones Geodésicas (GPS + interferometria) en la zona volcánica del Sabancaya, para estudiar detalles de las deformaciones en superficie.

BIBLIOGRAFÍA

- ALCARA, J. (2007).- LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO (PERÚ). Tesis, Diplm. De Est. Avan. 86p.
- ANTAYHUA, Y. & TAVERA H. (2001).- Análisis de la actividad sísmica en la región del volcán Sabancaya. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V92 P. 79-88.
- ANTAYHUA, Y. et al (2002).- Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Región del volcán Sabancaya, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V93, P. 63-72.
- BULMER M., JOHNSON A., ENGLE F. (1998). Analysis of Sabancaya volcano, Southern Perú using Radarsat and Landsat TM data.Center for Earth Planetary, Studies.National Air and Space Museum, Smithsonian Institution. Report, p. 10.
- CHOROWICZ J., DEFFONTAINES B., HUAMAN R., GUILLANDE R., LEGUERN F. & THOURET J-C. (1992). - Spot satellite monitoring of the eruption de NevadoSabancaya Volcano (Southern Peru). Remote Sens Environ. 42:43-49.
- CHOROWICZ, DEFFONTAINES, B., HUAMAN, R., GUILLANDE, R., LEGUERN, F Y THOURET, J-C.(1992). SPOT Satellite monitoring of the eruption de NevadoSabancaya Volcano (Southern Peru).Remote Sens. Environ. 42: 43-49.
- CHOUET, B. A.; (1996).- Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting, Nature, 380: 309-316.
- CHOUET, B.; 1987.- Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications forthe source of long-period events and harmonic tremor, J. Geophys. Res., 93, 4375-4400.
- CHOUET, B.; 1986.- Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the Finite difference Method, J. Geophys.Res., 91, 13,967-13,992.
- CLAIRE, D. (2007).- COMPORTENT ACTUAL DE L'AVANT-ARC ET DE L'ARC DU COUDE DE ARICA DANS L'OROGENESE DES ANDES CENTRALES. Tesis Dr. Cien.Univ. De Chile, Fac. Mat. 291p.
- COSENTINO, M., LOMBARDO, G. AND PRIVITERA, E., 1989.A model for internal dynamical processes on Mt. Etna, Geophys.J. Int., 97, 367-379.
- CRAVOISIER, V. & MAURE, V. (2002).- Monitoreo y análisis preliminar de la actividad sísmica del volcán Sabancaya (Arequipa) durante el periodo comprendido entre el 1-15 de Julio del 2002. IGP-CNDG, V.4 (2003) p. 65-74.

- CRONIN, V. (2010).- A Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. Artículo 14p.
- DE SILVA, V. & FRANCIS, P. (1991).-Volcanoes of the Central Andes. Sprienger, Berlin, 216p.
- DELGADO R. (2012). Estudio Geológico Petrográfico y Geoquímico del Complejo Volcánico Ampato – Sabancaya. Universidad Nacional de San Agustín, Tesis de Ingeniero, p. 140.
- DeMets, C., GORDON, R., ARGUS, D., Y STEM S. (1990). Current Plate Motions.Jour. Geophys. Res. Into.**101**, 425-478.
- DORBATH, L., DORBATH, C., JIMENEZ, E., Y RIVERA, L. (1991). Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru.Jour. Of South american Earth Sciecies., **4**, 13-24.
- DVORAK, J. and DZURISIN, D. (1997).- Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, Rev. Geophys., 35, p. 343-384.
- FERRAZZINI, V.; K. AKI; (1992). Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs. En Vocanic Seismology (IAVCEI Procceding in Volcanology 3), Aki K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed), Springer-Verlag: 168-189.
- 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.
- FRANCIS P. & SILVA S. (1990). - Aplication of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes: a new satellite, technique, Nature, 338: 144-146.
- GERBE M. & THOURET J. (2004).- Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990-98 explosive activity of NevadoSabancaya, southern Peru. Bull Volcanol 66: 541-561.
- GIL-CRUZ Y CHOUET (1999). Observations of two spacial kinds of tremor at Galeras volcano Colombia (1989-1991).Annali di Geofisica, **43**,3,437-449.
- GÓMEZ, D.M.; TORRES, R.A.; (1997).Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes, J. Volcanol. Geotherm. Res., 77: 173-193.

- GONZÁLES E., KOSAKA M., MINAYA A. (1996). Sismicidad del volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.
- GONZALES K., FROGER J. L., AUDIN L., MACEDO O. (2009). Ejemplos de Deformación producto de la Tectónica extensiva en las zonas de Huambo-Cabanaconde en Arequipa y Calacoa- Huaytire en Moquegua de los Andes Centrales vistos por Interferometría Radar – InSAR. Bol. Soc. Geol. Perú 103, p. 109-124.
- GONZALES, E.; KOSAKA, M.; MINAYA, A. (1996). Sismicidad del volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.
- GOTTSCHÄMMER, E., 1999. Volcanic tremor associated with eruptive activity at Bromo volcano, Ann. Geofis., 43, 465-481.
- GRANGE F., HATZFELD D., CUNNINGHAM P., MOLNAR P., ROECKER S., SUAREZ G., RODRIGUES A., AND OCOLA L., (1984) .- Tectonic implication of the micro earthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. J. Geophysical, v. 89 p. 6139-6152.
- GRANGE, F. (1983). Etude sismo tectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse pour docteur 3e cycle Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble. 400p.
- HARDEBECK, J. (2008). - HASH: A FORTRAN program for Computing Earthquake First-Motion Focal Mechanisms V1.2. US Geological Survey and Institution of Oceanography. P. 1-17.
- HELLWEG, M., (1999). Listening carefully: unique observations of harmonic tremor at Lascar volcano, Chile, Ann. Geofisica, 42, 451-464.
- HELLWEG, M., SEIDL, D., KIRBANI, S.B., AND BRÜSTLE, W., (1994). Team investigates activity at Mt. Semeru, Java, volcano, EOS, 75, 313-317.
- HUAMÁN D. (1995). Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica. El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, p.138
- HUAMAN, R. CHOROWICZ J. GUILLARNDER R. ANTALLACA A. CACERES R. and AGUILAR A. (1993). - Remote Sensing Contribution on Seismo tectonic hazard in a volcanic active area (Nevado Sabancaya Southern Peru). Second ISAG, Oxford (UK). Pp. 373-376.
- IBAÑEZ, J. (1997).- Apuntes de Sismología Volcanica. Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcanica, Lanzarote, 89p.

- IBAÑEZ, J.M., DEL PEZZO, E., ALMENDROS, J., LA ROCCA, M., ALGUACIL, G., ORTIZ, R. AND GARCÍA, A. (2000). Seismo-Volcanic Signals at Deception Island Volcano (Antartica): Wavefield Analysis and source modeling. *Jour. Geophys. Res.* 105, 13905-13931.
- IMBO, G., 1954. Sismicita del parossismovesuviano del marzo 1944, *Annali del Oss. Vesuviano, SestaSerie*, 1, 1-211.
- JAMES, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure: *Jour. Geoph. Res.*, v. **76**, 14, 3246-3271.
- JOHNSON, J. B.; LEES, J. M.; GERST, A.; SAHAGIAN, D. & VARLEY, N., (2008).- Long-period earthquakes and co-eruptive dome inflation seen with particle image velocimetry, *Nature*, 456 (7429), 377-381.
- JUVIGNE, E.; THOURET, J.C.; LOUTSCH, I.; LAMADON, S.; FRECHEN, M.; FONTUGNE, M.; RIVERA, M.; DAVILA, J.; MARINO, J. (2008) – Retombees volcaniques dans destourbieres et lacs autour du massif des Nevados Ampato et Sabancaya (Perou Meridional, Andes Centrales). *Quaternaire*, 19 (2): 157 – 173.
- KANAMORI, H. & ANDERSON, D., (1977).-Theoretical basic of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- LAHR, J. (1999). - Hypoellipse user guide, U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23, On-Line Edition.
- LAHR, J.; CHOUET, B.A.; TEPHENS, C.; POWER J.; PAGE, R.; (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, in the 1989-1990 eruptions of Redoubt volcano, Alaska, edited by T. Miller, and B.A. Chouet, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62: 137-151
- LATTER, J.H. (1979).-Volcanological observations at Tongariro National Park, 2 types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978. *N. Z. Dep. Sci. Ind. Res., Geophys. Div., Wellington Rep.* 150, p. 60.
- LATTER, J.H. (1981).- Volcanic earthquakes and their relationship to Eruption at Ruapehu and Ngauruhoe Volcanoes. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 9, 293-309.
- LEE, W Y LAHR, J. (1972).HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes: U.S. Geological Survey Open-file Report 75-31.
- LEE, W. and STEWART, S. (1981).-Priniples and Applications of Microearthquake Networks. *Dep. Of Geology and Geophysics, Vale University.* 307p.

- LIENERT, B. (1994). - A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally. Hawaii Institute of Geophysics & Planetology. p. 1-74.
- LLERENA, P. (2005).- Características de la sismicidad observada en Octubre 2001 en el volcán Misti (Sur del Peru). Tesis - UNSA p150.
- MACHACCA, R. (2012).- Evaluación de Eventos Sísmicos de Largo Periodo (LP), como Precursores en la Explosión del Volcán Ubinas. Tesis, Titulo de Ing. Univ. De Aqp. Perú. Fac. De GL. GF y MI 134p.
- MARIÑO J. (2012).- Escenarios eruptivos y mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Mag. SGT 87p.
- MATA, S. (2011).- Analisis Sismológico del sismo del 12 de Setiembre del 2009, en costa Centro-Occidental Venezolana. Tesis Mag. Univ. De los Andes Venezuela, 77p.
- MATHEW, E. PRICHARD AND MARK S. (2002). - A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. Nature (418), 167-171.
- MACDONALS, G. (1972). Volcanoes, Prentice-Hall. Ing, Englewood Cliffs, New Jersey, 510p.
- MERCIER, J. (1984).- La deformation des continents au voisinage des marges convergentes. France, p. 551 – 566.
- MERCIER, J.L., SEBRIER M., LAVENU A., CABRERA J., BELLIER O., DUMONT J.F. & MACHARE J. (1992).- Changes in the Tectonic Regime Above a Subduction Zone of Andean Type: The Andes of Peru and Bolivia During the Pliocene-Pleistocene. J. Geophys. Res. 97 (B8), 11945-11982.
- MERING C., HUAMAN-RODRIGO D., CROROWICZ J., DEFFONTAINES B., GUILLANDE R. (1996). - New data on the Geodynamics of Southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1., Tectonophysics 259, 153-160.
- 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.
- NAKANO, M.; KUMAGAI, H.; KUMAZAWA, M.; YAMAOKA, K.; CHOUET, B.A.; (1998). The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: An approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system, J. Geophys. Res., 103: 10031-10046.
- NARVAEZ, L.; TORRES, R.A.; GÓMEZ, D.M.; CORTÉS, G.P.; CEPEDA, H.; STIX, J.; (1997). “Tornillo”-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia 1992-1993, J. Volcanol. Geotherm. Res., 77: 159-171.

- NORABUENA, E.; DIXON, T.; STEIN, S.; HARRISON, C.G.A. (1999) -Decelerating Nazca–South America and Nazca–Pacific motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405–3408.
- NTEPE, N. & DOREL, J. (1990).- Observations of seismic volcanic signals at Stromboli volcano (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, 235-251.
- OCOLA, L. Y MEYER, R. (1973).Crustal structure from the pacific Basin to the Brazilian shield between 12° and 30° south latitude. 32p.
- OMORI, F., 1911. The Usu-san eruption, earthquake and elevation, phenomena, *Bull. Imp. Earthq. Invest. Comm.*, 5, 1-38.
- OTTEMOLLER, L.; VOSS, P.; HAVSKOV, J. (2012).- SEISAN EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE V9.1. Department of Earth Science and Geological Survey of Denmark and Greenland.P. 1-379.
- PRITCHARD, M. E., & SIMONS, M. (2002). A satellite geodetic survey of large-scale deformations of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418(6894), 167-71.
- RAMOS, D. & ANTAYHUA, Y. (2011).- Sismicidad de la región del volcán Sabancaya Arequipa (Periodo 2009-2010). INGEMMET, Informe Técnico N° A6567, 49p.
- RIVERA, M. (1997).- El Volcán Ubinas (Sur del Peru): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales, Tesis profesional, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 123p.
- RODRÍGUEZ A. & URIBE M. (1994). Participación del Instituto Geofísico del Perú en relación con la reactivación del Volcán Sabancaya, provincia de Caylloma, región de Arequipa. Informe interno IGP Oficina de Arequipa, p. 28.
- RODRIGUEZ, A. Y HUAMAN, D. (1992) - Actividad de los Volcanes Ubinas y Sabancaya: Inf.Int. IGP. 12p.
- SASSA, K., 1936. Micro-seismometric study on eruptions of the volcano Aso, *Mem.Coll. Sci.Kyoto Imp. Univ.*, Ser. A 19, 11-56.
- SCHICK, R. (1992). Volcanic tremor: seismic signals of (almost) unknown origin, in *Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3)*, Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 157-167.
- SCHICK, R., 1988. Volcanic tremor - source mechanisms and correlation with eruptive activity, *Natural Hazards*, 1, no. 2, 125-144.
- SCHLINDWEIN, V.; WASSERMANN, J.; and SCHERBAUM, F. (1995).- Spectral Analysis of Harmonic Tremor Signals at Mt. Semeru Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1685-1688.

- SEBRIER M., MERCIER J., MEGARD F., LAUBACHER G., (1985).- Quaternary normal and reverse faulting and the State of Stress in the Central Andes of South Peru. *Tectonics*, vol. 4 p 739-780.
- SEBRIER, M & SOLER, P. (1991).- Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late orogenic Oligocene time to present. In: R.S. Harmon and C.W. Rapela Eds, *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 265, 259-278.
- SEBRIER, M. (1978).- Informe preliminar sobre las fallas recientes de la zona de Huambo-Cabanaconde., 5p.
- SEIDL, D., SCHICK, R., AND RIUSCETTI, M., 1981. Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin, *Bull. Volcanol.*, 44, 43-56.
- SIEBERT, L., SIMKIN, T., & KIMBERLY, P., (2010).- *Volcanoes of the world*. Smithsonian Institution. University of California Press, Washington, D.C. 551p.
- SIMKIN, T. y SIEBERT, L. (1981). *Volcanoes of the world*. Smithsonian Institution, 212pp. Hutchinson Ross Publ. Smithsonian Institution (1991a), Sabancaya Global Volcanism Network, 16 (50): 16-17 Arequipa.
- SHIMOZURU, D. (1972).- A seismological approach to the prediction of volcanic eruptions. In: *The surveillance and predictions of volcanic activity*. UNESCO Earth Sci. Monograph, 8, p. 19-45.
- SNOKE, J. (2003).- FOCMEC: Focal Mechanism Determinations. Virginia Tech, Blacksburg, VA, USA. Art. p. 1-25.
- TAIPE, E. (2008).- Analisis de la actividad sísmica del volcán Ubinas para el periodo Marzo-Abril de 1998. Tesis Tesis, Título de Ing. Univ. De Aqp. Perú. Fac. De GL. GF y MI p.157.
- TAVERA, H., ANTAYHUA, Y. (2000).- Señales sísmicas de volcanes activos: Ejemplos de volcán Sabancaya, Arequipa (Peru). *Bol. Soc. Geol. Peru*, v. 90: p. 107-119.
- TAVERA, H.; GUARDIA, P.; CONDORI, C.; FERNANDEZ, E.; ARRENDONDO, L. (2013a).- ASPECTOS SISMOLOGICOS, Sismos de la Región del Volcán Sabancaya del 22 y 23 de Febrero del 2013. IGP, Informe Técnico (Lima-Perú) N° 01-2013, 29p.
- TAVERA, H.; MARTINEZ, J.; FERNANDEZ, E.; ARREDONDO, L.; FLORES, C. MILLONES, J. (2013b).- ASPECTOS SISMOLOGICOS, Sismo de Huambo-Cabanaconde (Arequipa) del 17 de Julio, 2013 (5,7ML). IGP, Informe Técnico (Lima-Perú), N° 02-2013, 30p.

- THOURET J-C., GOURGAUDA A., GUILLANDE R. & SALAS G. (1995 a).- La actividad eruptiva del volcán nevado Sabancaya (Sur de Perú): geología, sensores remotos, evaluación y mapeo de zonas de riesgo. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litósfera en los Andes peruanos y sus márgenes. Programa PICG, 188 Lima-Perú.
- THOURET, J. GOURGAUD A. SALAS G. HUAMAN D. & GUILLANDE R. (1993). The 1990-92 Eruptive Activity of the NevadoSabancayaStratovolcano (Shout de Perú). Second ISAG, Oxoford(UK). Pp. 457-459.
- THOURET, J.-C.; GUILLANDE, R.; HUAMAN, D.; GOURGAUD, A.; SALAS, G.; CHOROWICZ, J.(1994) - L'activiteactuelle du NevadoSabancaya (SudPerou): reconnaissancegeologique et satellitaire, evaluation et cartographie des menaces volcaniques. Bulletin de la Société Géologique de France, 1, 165, 49-63.
- TORRES, R., GOMEZ, D., & NARVÁEZ, M. (1996).- Unusual seismic signals asociated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. Annali di Geofísica, Vol., XXXIX, 2, 299-310.
- TRAVADA & CORDOBA (1752).-El Suelo de Arequipa convertido en cielo (Historia general de Arequipa). Primer fesitval de libros Areuipenos, 1958, 15p.
- URIBE, M. (1995). Evaluación de la actividad sísmica en relación con el proceso eruptivo del volcán Sabancaya y el valle del Colca. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litosfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG 288. Lima Perú.
- VICENTE J., SEQUEIROS F., VALDIVIA A. & ZAVALA J. (1979).- Sobre el escurrimiento Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. Bol. Soc. Geol. Perú, T. 61 pp. 67-99.
- VICENTE J., SEQUEIROS F., VALDIVIA A., ZAVALA J., (1979). Sobre el escurrimiento Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. Bol. Soc. Geol. Perú, T.61 pp, p.67-99.
- WASSERMANN, J. (2011).- VolcanoSeismology. Geophysikalischesobservatorium der ludwing, Germany.Manual, Chaper 13, 77p.
- WHITE, R., (2011).- “Monitoring volcanoes and forecasting eruptions”. Volcano Observatory Best practices Workshop: eruptions forecasting, 11-15 September 2011, Erice, Italy.
- WHITE, R. & McCAUSLAND, W. (2013).- Curso de sismología Arequipa. “Pronostico de Erupciones Explosivas basado en patrones sísmicos USGS “ p. 1-86.
- WHITE AND McCAUSLAND (2014).- Estimating intrusive volumes and forecasting eruptions using distal volcano-tectonic earthquakes, submitted JVGR.

WORNER G. (1991). Le volcanisme Andin. La Recherche, N° 228 volume 22, Paris, p. 35-38.

ZAMÁCOLA & JAÚREGUI J. (1804).- Apuntes para la historia de Arequipa, 1804.

ANEXOS

ANEXO A; *Lista de sismos principales, con sus respectivos parámetros focales.*

ANEXO B; *Número de eventos por día, periodo Enero-Julio, 2013.*

ANEXO C; *Publicaciones.*

ANEXO A

Tabla N° 5, Lista de sismos principales, con sus respectivos parámetros focales.

LISTA DE EVENTOS PRINCIPALES CON MECANISMO DE FALLA										
NUMERO	FECHA	HORA	LONG.	LAT.	PROF.	MAG.(ML)	STRIKE	DIP	RAKE	FUENTE
1	25/05/2013	04:19	-72.02	-15.7	12.3	2.5	328	60	-89	IGP-OVA
2	20/05/2013	20:06	-71.97	-15.67	12.1	1.6	19	44	60	IGP-OVA
3	27/05/2013	07:09	-71.96	-15.67	10.4	3.2	268.6	46.8	-116	IGP-OVA
4	02/06/2013	16:27	-71.93	-15.71	10.8	2.2	357.6	50	-90	IGP-OVA
5	21/05/2013	05:34	-71.93	-15.71	14.5	3.1	269	60	-89	IGP-OVA
6	21/05/2013	08:57	-71.92	-15.72	12.1	2.8	90	45	-86	IGP-OVA
7	15/06/2013	15:41	-71.91	-15.68	11.4	2.8	99.8	52.9	-115.5	IGP-OVA
8	01/06/2013	14:20	-71.83	-15.74	13.7	2.7	314.8	35.5	-54	IGP-OVA
9	20/05/2013	05:04	-71.77	-15.77	11.9	2.8	128	53	-64	IGP-OVA
10	05/06/2013	07:13	-71.7	-15.82	11.1	3.4	250.9	55	-90	IGP-OVA
11	17/07/2013	02:37	-15.67	-72.05	7	5.7	.	.	.	USGS
12	16/07/2013	08:49	-15.67	-71.98	5.9	4.1	119	48	-38	IGP-OVA
13	20/07/2013	10:16	-15.71	-71.91	3.5	4.4	180	55	-89	IGP-OVA
14	15/01/2013	20:29	-15.85	-71.91	50	4.2	.	.	.	IGP-LIMA
15	22/02/2013	20:15	-15.84	-71.81	5	4.6	.	.	.	IGP-LIMA
16	22/02/2013	21:50	-15.9	-71.8	7	5	.	.	.	IGP-LIMA
17	23/02/2013	20:08	-15.8	-71.86	5	4.5	.	.	.	IGP-LIMA
18	22/02/2013	21:01	-15.87	-71.81	8	5.2	.	.	.	IGP-LIMA
19	06/06/2013	20:06	-71.91	-15.79	11.4	2.8	342.5	80.2	28.5	IGP-OVA
20	02/06/2013	02:58	-71.83	-15.75	16.7	2.5	134	47.8	39.3	IGP-OVA
21	07/06/2013	20:23	-71.8	-15.75	11.2	1.4	158	50	90	IGP-OVA
22	12/06/2013	15:37	-71.76	-15.74	15.2	3.1	119.8	60.5	42.4	IGP-OVA
23	07/06/2013	02:09	-71.72	-15.74	19.3	2.9	164.7	60	35.3	IGP-OVA
24	04/06/2013	23:37	-71.72	-15.84	15.9	3.2	296.3	90	50	IGP-OVA
25	26/05/2013	02:12	-71.7	-15.7	16.9	3.1	99	90	50	IGP-OVA
26	01/06/2013	02:30	-71.69	-15.7	17.4	2.8	98.8	90	50	IGP-OVA
27	20/05/2013	13:44	-71.59	-15.64	29.4	3	105	90	60	IGP-OVA
28	22/06/2013	06:53	-71.76	-15.72	5.7	2.9	311	35	42	IGP-OVA

ANEXO B

Tabla N° 6, Número de eventos por día, periodo Enero-Julio, 2013.

Nº DE EVENTOS /DIA						
FECHA	HIB	LP	TOR	TRE	VT	TOTAL
23/02/2013	6	1			136	143
24/02/2013	18	8			493	519
25/02/2013	11	4			253	268
24/03/2013		6			30	36
25/03/2013	6	56	1		250	313
26/03/2013	5	53			146	204
27/03/2013	3	42			136	181
28/03/2013	1	34			138	173
29/03/2013	2	28			110	140
30/03/2013		32			68	100
31/03/2013	1	31			95	127
01/04/2013	2	13			89	104
02/04/2013	1	31			108	140
03/04/2013	2	23		1	100	126
04/04/2013	3	25			79	107
05/04/2013		1			46	47
06/04/2013		1			51	52
07/04/2013	1	25		5	71	102
08/04/2013	3	26		5	78	112
09/04/2013	2	11		2	69	84
10/04/2013	2	27		6	61	96
11/04/2013		18		1	85	104
12/04/2013	1	21			34	56
13/04/2013		19		2	46	67
14/04/2013		23		2	33	58

FECHA	HIB	LP	TOR	TRE	VT	TOTAL
15/04/2013		8			38	46
16/04/2013					13	13
18/04/2013	2	26			65	93
19/04/2013	1	16			90	107
20/04/2013		16	2		66	84
21/04/2013		18	1	4	78	101
22/04/2013		6			30	36
23/04/2013					8	8
24/04/2013	2	4			39	45
25/04/2013		6			18	24
26/04/2013		3			40	43
27/04/2013		3	1		35	39
28/04/2013	4				56	60
29/04/2013	4	2			79	85
30/04/2013		2		1	63	66
01/05/2013		3		1	36	40
02/05/2013	2	12			53	67
03/05/2013	6	5	1		50	62
04/05/2013	5	18			46	69
05/05/2013	8	20			39	67
06/05/2013	5	5			37	47
07/05/2013	5	5			65	75
08/05/2013	15	14		1	95	125
09/05/2013	17	14	1		54	86
10/05/2013	8	12		2	42	64
11/05/2013	2	3			37	42
12/05/2013	2	4		1	55	62
13/05/2013	2	6			38	46

FECHA	HIB	LP	TOR	TRE	VT	TOTAL
15/05/2013	4	4			53	61
16/05/2013	12	2		1	76	91
17/05/2013	1	3		1	32	37
18/05/2013	1	4		1	14	20
19/05/2013		2			25	27
20/05/2013	3	1		3	32	39
21/05/2013	1	7			65	73
22/05/2013		2			16	18
23/05/2013		9			42	51
24/05/2013		2		1	51	54
25/05/2013					50	50
26/05/2013	2	7			89	98
27/05/2013		4			51	55
28/05/2013		2			63	65
29/05/2013	7	10			79	96
30/05/2013	4	21		3	101	129
31/05/2013		11		7	77	95
01/06/2013		5			77	82
02/06/2013	1	9		1	71	82
03/06/2013		3		1	66	70
04/06/2013	5	8			142	155
05/06/2013	2	3			152	157
06/06/2013	1				35	36
07/06/2013					84	84
08/06/2013		9		1	48	58
09/06/2013		3			41	44
10/06/2013		6			75	81
11/06/2013	2	1			109	112
12/06/2013		8			59	67

FECHA	HIB	LP	TOR	TRE	VT	TOTAL
13/06/2013	1	12			37	50
14/06/2013	1	9			48	58
15/06/2013		22	1		48	71
16/06/2013	1	11			263	275
17/06/2013	3	11			134	148
18/06/2013	6	7			94	107
19/06/2013		10	1		69	80
20/06/2013		9			57	66
21/06/2013	1	5			91	97
22/06/2013	2	7			85	94
23/06/2013	1	19	1		52	73
24/06/2013		3			33	36
25/06/2013		5			48	53
26/06/2013		7			36	43
27/06/2013		11		2	45	58
28/06/2013	4	2			41	47
29/06/2013		4			77	81
30/06/2013		8		1	60	69
01/07/2013		10			41	51
02/07/2013		9			21	30
03/07/2013		11			29	40
04/07/2013	2	8		2	45	57
05/07/2013	1	17			35	53
06/07/2013		4			77	81
07/07/2013	1	12			37	50
08/07/2013	2	23			53	78
09/07/2013		7			37	44
10/07/2013		2			27	29
11/07/2013		2			19	21

FECHA	HIB	LP	TOR	TRE	VT	TOTAL
12/07/2013		3			17	20
13/07/2013		2			27	29
14/07/2013		6			24	30
15/07/2013	5	13			196	214
16/07/2013	1	3			559	563
17/07/2013	65	15			1490	1570
18/07/2013	17	16			877	910
19/07/2013	6	7			521	534
20/07/2013	6	7			346	359
21/07/2013	7	13			361	381
22/07/2013	5	8			276	289
23/07/2013	9	7			246	262
24/07/2013	8	10			251	269
25/07/2013	2	7			231	240
26/07/2013	3	1			115	119
28/07/2013	3	1			58	62
29/07/2013		1			57	58
TOTAL	371	1328	10	59	13485	15253

ANEXO C

PUBLICACIONES.

ACTIVIDAD SISMOVOLCÁNICA ASOCIADA A LA INTRANQUILIDAD DEL VOLCÁN SABANCAYA OBSERVADA ENTRE FEBRERO – JULIO 2013

Nino Puma ¹, José Luis Torres ¹, Jennifer Jay ², Francisco Delgado ², Matthew Pritchard ², Orlando Macedo ¹

¹ Observatorio Vulcanológico de Arequipa, Instituto Geofísico del Perú OVA-IGP (Perú) npuma@igp.gob.pe

² Cornell University, Ithaca, NY (USA)

INTRODUCCION

El volcán Sabancaya está ubicado a 80 Km en dirección NNO de la ciudad de Arequipa (15°47' S; 71°72'W; 5976 msnm) en el sur del Perú. Es un estrato volcán andesítico de edad Holocénica reciente y forma parte del complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Hualca-Hualca. Según los registros históricos, el Sabancaya erupcionó en 1750 y 1784-1785; recientemente, entre 1990-1998, presentó una última erupción que alcanzo un VEI 2. Luego de 15 años de tranquilidad, a partir del 22 de febrero de 2013 este volcán está mostrando nuevos signos de actividad, con alta sismicidad y emisiones fumarólicas de colores blanquecinos y azulinos al nivel del cráter, muchas veces intensas y densas, que se elevan a alturas de hasta 3 km.

Atendiendo a esta situación, inmediatamente el OVA-IGP ha instalado una red de 6 estaciones portátiles (5 de GURALP-6TD, banda ancha y 1 Lennartz 3DLite, periodo corto con digitalizador CMG-DM24). Adicionalmente, a partir del 24 de Marzo 2013 entro en operación la Red Telemétrica Sabancaya (RESSAB) que consta de 3 estaciones: SABA, CAJA y PATA, equipadas con sensores de banda ancha GURALP 40T y digitalizadores Reftek130 (ver figura 1).

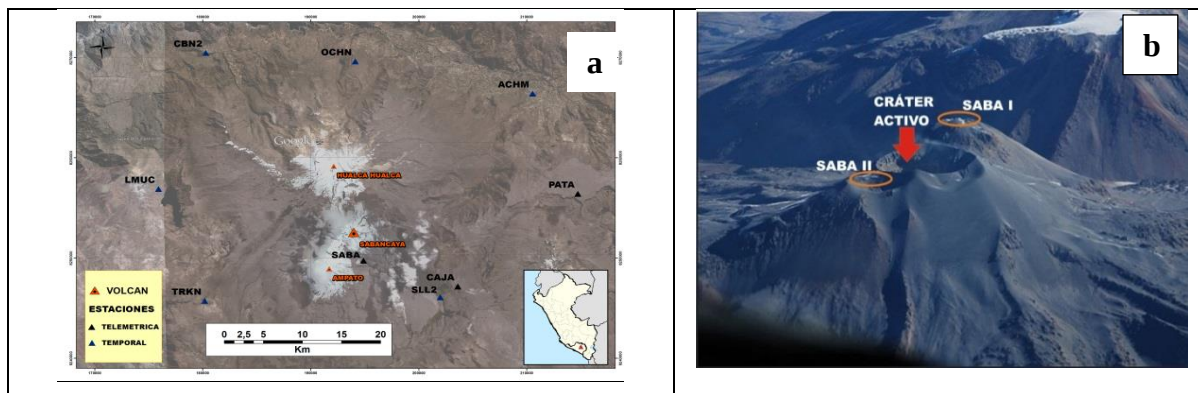


Figura 1.- Mapa de la región del volcán Sabancaya y las estaciones sísmicas (a), y vista fotográfica aérea del volcán donde se observa el cráter activo actual, y dos notables domos en la zona de cumbre (b).

EVENTOS SISMO-VOLCANICOS Y DEFORMACION EN SUPERFICIE

Entre Febrero a Julio se han registrado y clasificado un total de 15253 sismos. De ellos, 13485 (88.4%) son eventos volcano-tectónicos (VT) y 1328 (8.7%) son eventos de periodo largo (LP); se registraron también 440 eventos de tipo Híbrido (HIB), Tremores (TREM) y Tornillos (TOR) los que representan solo el 2.9% del total. De estos eventos, se ha logrado localizar 1655 eventos VT con magnitudes entre 1.0 a 5.7 ML. Estos sismos están preferencialmente distribuidos hacia los sectores NE y NO, a distancias entre 7 a 15km del cráter del volcán (Figs. 2 y 4).

Se ha calculado también los mecanismos focales de los eventos de mayor magnitud (>1.8 ML) y mejor registrados. En la figura 2 se observa que los mecanismos de fallamiento normal se encuentran en el sector occidental, grosso modo distribuidos siguiendo alineamiento NO-SE, y donde numerosos planos de falla presentan rumbo $N120^\circ$, es decir en correspondencia con el sistema de fallas tectónicas regionales de la región del Colca. Las fallas de este sistema presentan escarpa visible en superficie, con movimientos recientes de tipo normal (Sebrier and Soler, 1991). En la misma figura 2 se observa también sismos con mecanismo de falla inverso que están situados preferencialmente hacia el sector oriental. Notar que el “lineamiento de Sepina” se ubica hacia el NE del cráter extendiéndose por más de 30 km (Fig.2). Por otra parte, se ha usado el método InSAR para determinar deformaciones en superficie contemporáneas a la sismicidad observada. Así, en la figura 2 se observa interferogramas de los periodos Enero 2012 – Mayo 2013, y Mayo 2013 – Julio 2013, los cuales cubren las fechas en que se registraron los dos más fuertes sismos en la región, ocurridos el 22/02/2013 (5.2 ML) a 6 km al NE del cráter, y el 17/07/2013 (5.7 ML) a 15 km al NO del cráter. Estos dos sismos, que tuvieron focos a menos de 6 km de profundidad, provocaron movimientos de tipo normal en fallas de rumbo $N130^\circ$ con buzamiento al SO (subsistencia de 6 cm) y $N100^\circ$ con buzamiento al NE (subsistencia de 17 cm), respectivamente, y deformaciones visibles en el terreno. Cabe notar también que los interferogramas no muestran deformaciones importantes en el sector oriental, sector donde se ha observado mecanismos focales de fallamiento inverso.

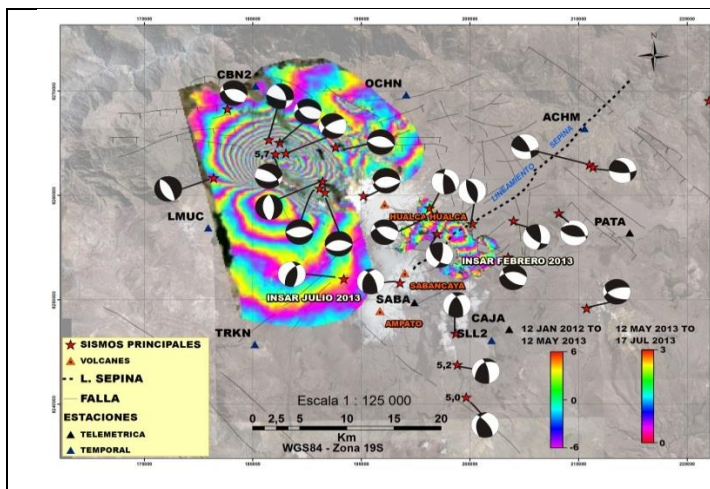


Figura 2.

Mapa tectónico, sobre el cual se ha dibujado los mecanismos focales de los principales sismos observados durante el estudio.

Adicionalmente se superpone la deformación del terreno evidenciada por InSAR

MIGRACION DE EVENTOS VOLCANO-TECTONICOS EN EL TIEMPO Y EL ESPACIO

Durante el tiempo de estudio, se ha observado que la sismicidad VT ha migrado tanto en el tiempo como en el espacio. La figura 3 muestra la ubicación de tres zonas principales de focos sísmicos. Las zonas A, B y C corresponden a sismicidad ocurrida en Febrero-Marzo, en Marzo-Julio, y en Julio, respectivamente. La figura 4 muestra un histograma donde se observa la ocurrencia de tal sismicidad en el tiempo; desafortunadamente se ha tenido un lapso de falta de registro durante varios días en marzo (sismicidad Zona A), que no nos han permitido hacer el seguimiento preciso de la sismicidad, aunque se ha podido observar que lo esencial de la sismicidad ocurrió al ENE del cráter a distancias entre 6 y 12 km (ver figura 3), lo cual coincide con las deformaciones evidenciadas por InSAR (Fig 3). En cuanto a la sismicidad en la Zona B, que está también situada al NE pero alejada del cráter, ella ha ocurrido sobre todo durante el mes de Junio, y no tiene asociada deformación alguna. Finalmente, en la Zona C situada a unos 15 km al NO del cráter la intensa sismicidad ha deformado ampliamente el área (Fig. 2). Una característica notable es que los eventos ocurridos al inicio de la intranquilidad (22-23 Febrero 2013) han sido del tipo “swarm” (enjambre) y no del tipo “mainshock- aftershock”. En efecto, el 22 y 23 Feb 2013 han ocurrido en enjambre (4 sismos de 4.6, 5.2, 5.0 y 4.5 ML en el lapso de 24 horas). Un comportamiento similar se observó también el 16-17 de Julio con la ocurrencia de 3 sismos de 4.9, 4.2 y 5.7 ML en el lapso de 17 horas). White R. (2011) ha mostrado que la ocurrencia de sismicidad en “swarm” en ambientes volcánicos es un importante signo de la inminencia de actividad eruptiva. Asimismo, este mismo autor ha mostrado que frecuentemente al inicio de la intranquilidad volcánica ocurre sismicidad de fractura (VT) que se sitúa lejos del cráter, a algunos kilómetros de distancia pudiendo llegar hasta los 30 km, y estando en la base de tal fenómeno el ascenso del material magmático que induce la transmisión de presión de fluidos hasta distancias considerables. Los datos presentados en este trabajo, así como las observaciones de actividad fumarólica al nivel del cráter nos muestran que en el volcán Sabancaya se está observando el patrón indicado por White (2011).

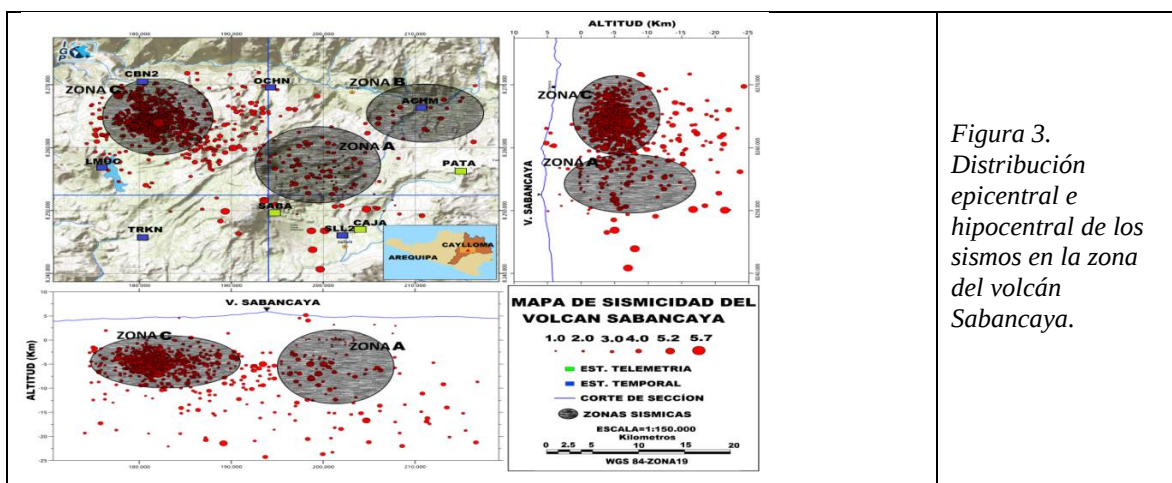
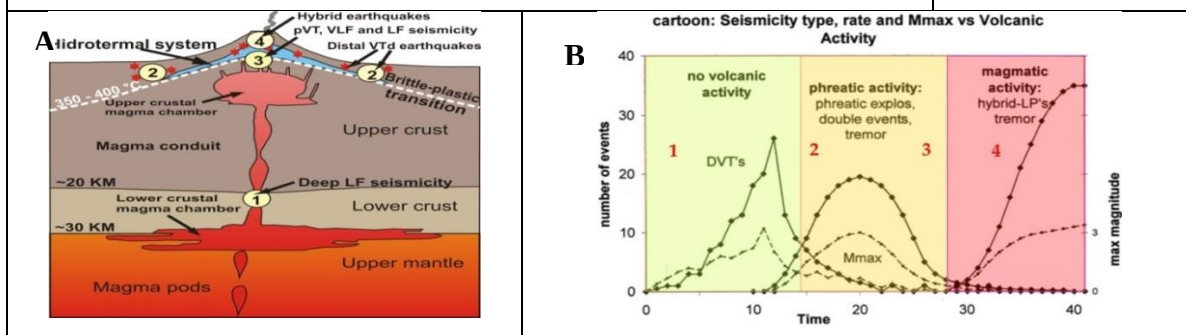
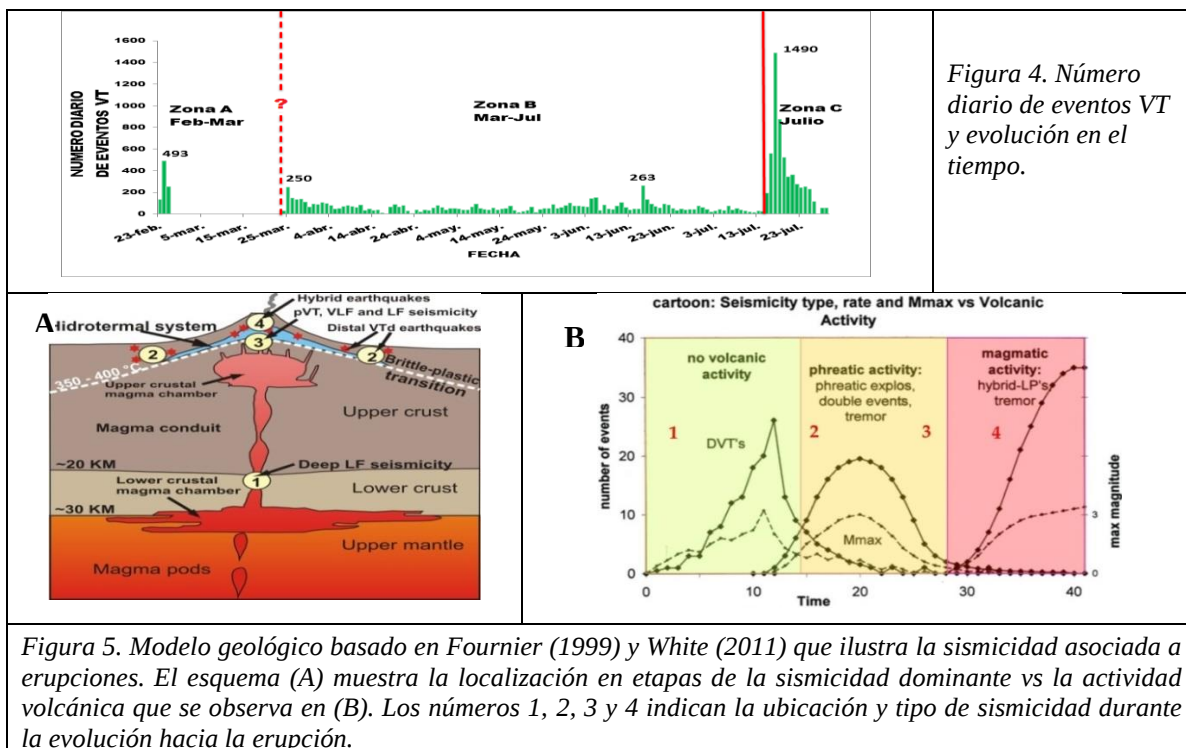


Figura 3.
Distribución
epicentral e
hipocentral de los
sismos en la zona
del volcán
Sabancaya.



MODELO DE LA EVOLUCION DE LA SISMICIDAD DEL VOLCAN SABANCAYA.

Se ha realizado un modelo esquemático (Fig. 6) para explicar la evolución de la sismicidad VT y deformaciones observadas en el tiempo y el espacio. Aun cuando en el esquema se ha considerado el modelo de White (2011) y Fournier (1999) (ver figura 5), pensamos que se debe tener en cuenta el importante tectonismo que afecta permanentemente a esta parte de los Andes donde los esfuerzos extensivos NE-SO son predominantes (Sébrier M. and Soler P. (1991).

Una intrusión magmática ha iniciado su manifestación en superficie y ha causado actividad en la Zona A (Febrero-Marzo). Considerando los 4 sismos consecutivos de magnitudes 4.6, 5.2, 5.0 y 4.5 ML es posible que la intrusión haya sido rápida pero de poco volumen; ella habría inducido la transmisión de la presión de fluidos lateralmente ocasionando reactivación de fallas situadas hacia el NE durante Febrero-Marzo, y causado deformación en superficie. De Marzo a Julio, la intrusión se mantiene muy moderada y solo genera sismicidad leve, sin generar deformación en superficie (Zona B, así como sismos dispersos). Posteriormente, en Julio ocurre un nuevo ascenso de magma que va ocasionar la amplia y enérgica sismicidad con epicentros al NO del cráter, causando fuerte deformación en superficie (Zona C). En este sector se encuentran fallas tectónicas muy activas, las que muy posiblemente se reactivaron inmediatamente al recibir presiones provenientes de fluidos con origen magmático.

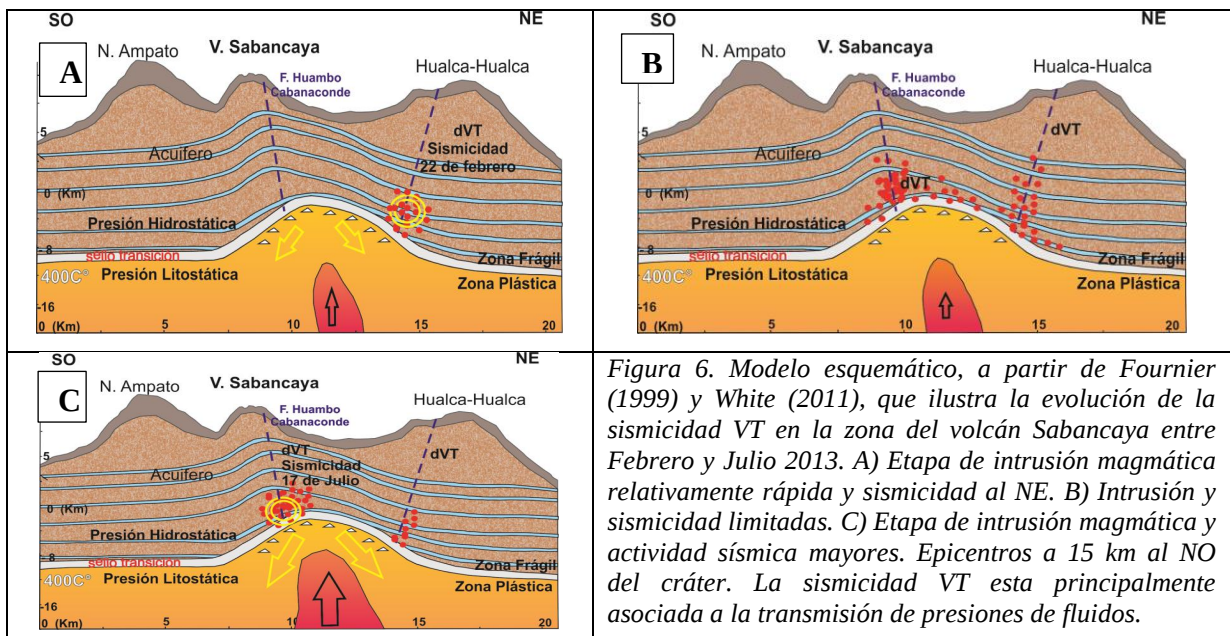


Figura 6. Modelo esquemático, a partir de Fournier (1999) y White (2011), que ilustra la evolución de la sismicidad VT en la zona del volcán Sabancaya entre Febrero y Julio 2013. A) Etapa de intrusión magmática relativamente rápida y sismicidad al NE. B) Intrusión y sismicidad limitadas. C) Etapa de intrusión magmática y actividad sísmica mayores. Epicentros a 15 km al NO del cráter. La sismicidad VT está principalmente asociada a la transmisión de presiones de fluidos.

CONCLUSIONES.

- Se identificaron 15253 eventos sismo-volcánicos, de los cuales casi el 90%, se clasificaron como señales VT (volcano-tectónicos). De estos, 1655 eventos fueron localizados, observándose que se agrupan en 3 zonas (Zona A, Zona B y Zona C) pero en tiempos y lugares diferentes, es decir se trata de sismicidad migrante que se ubica entre 6 y 15 km del cráter. En esta sismicidad resaltan dos enjambres energéticos: (a) los 4 sismos del 22-23 de Febrero con magnitudes entre 4.5 y 5.2 ML, y (b) los 3 sismos del 16-17 de Julio con magnitudes entre 4.2 y 5.7 ML.
- Los mecanismos focales de los sismos y la interferometría SAR del área de estudio muestran que los sismos corresponden esencialmente a fallamientos normales, acorde con la tectónica observada sobre los Andes. Existe, sin embargo, una zona situada al E y NE donde se observa fallamiento inverso (zona Sepina).
- Todas estas características observadas en la ocurrencia y distribución de la sismicidad están acorde con el modelo propuesto por White (2011) que describe los patrones de sismicidad en ambientes volcánicos con inminente erupción.
- En base a los datos sísmicos y de interferometría, así como de observaciones de las emisiones fumarólicas, se propone un modelo esquemático que explica la evolución de la sismicidad hasta ahora observada, y donde se ha considerado que el volcán Sabancaya presenta intranquilidad, con amplia sismicidad VT lejos del cráter, y que debería conducir a un proceso eruptivo en los meses siguientes. La siguiente etapa sería la aparición de sismicidad de baja frecuencia (LPs) e híbridos en tasas importantes, así como de explosiones freáticas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. Fournier, R., (1999).- Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into Brittle rock in the Magmatic-Epithermal environment. Bulletin Society of Economic Geologists, p. 1205-1208.
2. White R. (2011).- “Monitoring volcanoes and forecasting eruptions”. Volcano Observatory Best Practices Workshop: Eruption Forecasting, 11-15 September 2011, Erice, Italy.
3. Sébrier M. and Soler P. (1991).- Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the Present. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 265, 259-278.

DEFORMATION AND SEISMICITY NEAR SABANCAYA VOLCANO, SOUTHERN PERU FROM 2002-2014

Jennifer A. Jay^{*1,2}, Francisco J. Delgado¹, Matthew E. Pritchard¹, Orlando Macedo³, José Luis Torres³, Victor Aguilar⁴

¹ Cornell University, Ithaca, NY, USA

² Smithsonian Institution, Washington, DC, USA

³ Observatorio Vulcanológico de Arequipa, Instituto Geofísico del Perú (OVA-IGP), Perú

⁴ Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, Perú

*Corresponding author:

J.A. Jay

Smithsonian Institution

Mineral Sciences, NHB119

10th & Constitution Ave NW

Washington, DC 20560, USA

jayj@si.edu

Key Points

Deformation produced by seismicity at Sabancaya volcano is modeled using InSAR
Most earthquakes are tectonic in nature but some could be related to magmatic system
Seismicity has dramatically increased since June 2014 and continues to be monitored

Abstract

We use InSAR and local seismic data to study earthquake sequences near Sabancaya volcano in the Andean Central Volcanic Zone of southern Peru in late 2002, February 2013, and July 2013. InSAR modeling shows that faulting from the observed seismic moment can account for nearly all of the observed deformation, while seismic data since 2013 indicates the involvement of both tectonic and volcanic systems. The majority of the seismicity is an expression of the regional tectonic system, which is characterized by E-W trending extensional faults, but some earthquakes have compressional focal mechanisms and are likely associated with the volcanic system. The M_w 5.9 earthquake on 17 July 2013 occurred on a previously unmapped normal fault that continues to deform post-seismically. Post-seismic deformation is also seen across the Solarpampa fault. Volcano-tectonic, long period, and hybrid seismicity has increased significantly beginning in June 2014, with hypocenters migrating toward the summit crater.

Index Terms and Keywords

Sabancaya volcano, volcano seismicity, InSAR deformation

1. Introduction and Background

Volcano-tectonic (VT) seismicity is a common occurrence at active volcanoes and generally indicates shear failure in response to the local magmatic stress regime (e.g., Lahr et al., 1994; Roman and Cashman, 2006). The magnitudes of VT earthquakes are generally small and very rarely exceed M_w 4.5 (Zobin, 2001), making it difficult to detect these earthquakes without a local seismic network at the volcano. Sabancaya volcano in southern Peru is an example where multiple teleseismically-recorded shallow swarms with $M_w > 4.5$ have occurred between 2002 and 2013. Though these swarms were not obviously related to the volcanic system and were larger in magnitude than most typical VT earthquakes, their proximity to Sabancaya (within 25 km of the summit) begs the question of whether the seismicity was magmatically driven or purely tectonic in nature.

Sabancaya volcano (-71.85°W , -15.78°S) is a dacite to andesite stratovolcano located in the Andean Central Volcanic Zone of southern Peru (Figure 1). The most recent eruption of Sabancaya spanned 1990-1998, following about 200 years of dormancy (Gerbe and Thouret, 2004). Sabancaya is the youngest of three edifices in a volcanic complex that includes Hualca Hualca to the north and Ampato to the south. Sabancaya is surrounded by an extensive system of active faults and lineaments (Figure 1c) – the Huambo-Cabanaconde Fault Zone to the northwest, which is comprised of the Trigal and Solarpampa normal faults and minor subparallel faults; the Ichupampa normal fault to the northeast; the Pampa Sepina fault zone and Sepina lineament to the east; and the Huanca normal fault to the southwest (Sebrier et al., 1985; Mering et al., 1986; Huaman et al., 1993; Machare et al., 2003).

InSAR studies show that between 1992 and 1997, a circular region ~ 50 km in diameter centered near Hualca Hualca experienced uplift of about 2 cm/yr in the center of deformation (Pritchard and Simons, 2002; Pritchard and Simons, 2004; green dashed circle in Figure 1b). Shallow crustal earthquakes in the region around Sabancaya are historically infrequent in global catalogs, however, since early 2013 seismicity has greatly increased – the USGS catalog reports 9 earthquakes in 2013 within 50 km of Sabancaya and with depths less than 30 km, while only 7 earthquakes total were reported between 1973 and 2012 (Figure 2). Several $M_w > 5$ earthquakes in the 1990s may have been related to the 1986-1995 eruption of Sabancaya (Rodríguez and Uribe, 1994; Antayhua et al., 2001; Antayhua et al., 2002).

In this paper, we use InSAR (interferometric synthetic aperture radar) along with local and global earthquake catalogs to investigate the origin of these earthquake swarms and determine whether they were related to magmatic activity at Sabancaya.

2. Methods

2.1 InSAR

We use all available SAR data from the European Space Agency's (ESA) ERS-1, ERS-2, and Envisat C-band (5.6 cm wavelength) satellites from 1995 to 2010. Due to the recent earthquake activity at Sabancaya, we also requested data acquisitions from the German Aerospace Center's (DLR) TerraSAR-X X-band (3.1 cm wavelength) satellite between January 2012 and January 2014 to image deformation that spans the time period of heightened seismicity. We process data from the satellite tracks displayed in Figure 1 and listed in Supplemental Table 1 using the ROI_PAC software (Rosen et al., 2004). Deformation is modeled by slip on a fault plane embedded in a homogeneous elastic half-space (Okada, 1992), and best-fit parameters are inferred using a Neighborhood Algorithm (Sambridge, 1999) after interferogram downsampling (Lohman and Simons, 2005).

2.2 Seismicity

Three strong shallow earthquakes (depth <8 km) with magnitudes 4.6, 5.2 and 5.0 ML occurred on February 22, 2013 at distances between 2 and 12 km to the south and SE of Sabancaya volcano (see Section 3.2). A few hours later, the OVA-IGP set up a network of 9 temporary seismic stations around the volcano at distances between 3 and 22 km away from the crater (Figure 1c). Three stations (SABA, CAJA and PATA) were equipped with CMG40T sensors (0.033-50 Hz) and RefTek recorders, one station (ACHM) had a Lennartz-3Dlite sensor (1 Hz, 3C) coupled with a Guralp CMG-DM24 digitizer, and the remaining five sites (CBN2, TRKN, LMUC, OCHN and SLL2) operated with Guralp CMG-6TD broadband compact stations (0.033-100 Hz). Between 23 February and 29 July 2013, 1,328 long period (LP) or low frequency earthquakes were registered, as well as 13,485 volcano-tectonic (VT) or high frequency earthquakes. Of the VT events, 894 were clearly recorded by at least seven stations and were located using the HYPOELLIPSE computer program (Lahr, 1999). Furthermore, using the FOCMEC (Snoke et al., 1984) and HASH (Hardebeck and Shearer, 2002) programs, the focal mechanisms of 22 VT events with clear P-wave arrivals were determined, five of which are represented in Figure 5.

3. Results and modeling

3.1 December 2002

An Envisat interferogram spanning 6 December 2002 to 12 September 2003 shows a region of subsidence located about 20 km NW of the summit of Sabancaya with a maximum displacement of about 5 cm in the satellite line-of-sight (LOS) (Figure 3a). This lobe of subsidence is located just south of the Solarpampa fault, an east striking normal fault 14 km in length with a dip of 65° (Macharé et al., 2003) and a principal fault of the Huambo-Cabanaconde system (Figure 1c). The deformation is likely related to a swarm of earthquakes that occurred on and near this fault on 13 December 2002, the largest of which was M_w 5.3.

InSAR modeling results give a cumulative moment magnitude of 5.8 and a depth of 12.2 km for this earthquake swarm (Figure 4). The focal mechanism and depth derived from InSAR are similar to that of the Global CMT catalog, but the dip from InSAR of 68° is significantly steeper than the dip from Global CMT of 46° . The dip from InSAR modeling more closely agrees with field measurements of the Solarpampa fault, which indicate a dip of 65° (Macharé et al., 2003). The magnitude from InSAR modeling (M_w 5.8) is larger than the CMT magnitude (M_w 5.3); this can partially be reconciled by the fact that there were three additional $M_w > 4$ earthquakes that occurred on 13 December 2002 in the same region with reported depths of 33 km (USGS catalog). However, the scalar sum of the seismic moments from all catalogued earthquakes in the swarm does not add up to M_w 5.8. Based on evidence of post-seismic deformation between 2002-2007 (Figure 3b), we suggest that additional slip may have occurred aseismically on the same fault during the 9 months spanned by the co-seismic interferogram. The earthquake was similar in location and focal mechanism to the 1998 M_L 5.2 Cabanaconde earthquake, which was thought to be purely a result of regional extension and unrelated to the Sabancaya volcanic system (Antayhua et al., 2002).

3.2 February 2013

An earthquake swarm occurred near Sabancaya on 22-23 February 2013, with the magnitudes of the largest four earthquakes ranging from M_w 4.6 to 5.2. These four earthquakes were all shallow, with depths < 8 km. A TerraSAR-X interferogram that spans 14 January 2012 to 12 May 2013 shows a region of subsidence of 6 cm maximum LOS in the region of the swarm (Figure 3c), about 5 km NE of the summit of Sabancaya. Modeling of this interferogram gives a cumulative moment magnitude of M_w 5.5 and a depth of 4.1 km on a SE-striking normal fault dipping 69° to the SW (Figure 4). Focal mechanisms derived from the InSAR modeling are similar to both the Global CMT focal mechanism and focal mechanisms derived from the local Peruvian seismic network (Figure 5).

From 22 February to 16 June 2013, the seismicity was predominantly located to the NE and SE of Sabancaya (Figure 1, green region). Focal mechanisms for earthquakes during this time period (including the February swarm) show that the earthquakes mainly occurred on N-S striking thrust faults. From 17 to 30 June 2013, the earthquakes were situated more toward the NE, in a zone known as the Sepina lineament zone (Figure 1, yellow region). The focal mechanisms of these earthquakes also show reverse faulting but with predominantly NW-SE orientations.

The February 2013 seismic swarm bears similarities to the 1991 M_L 5.4 Maca and 1992 M_L 5.0 Sepina earthquakes – all occurred within the Pampa Sepina zone and their focal mechanisms show reverse faulting with a strike-slip component (Antayhua et al., 2002; Tavera et al., 2013). The 1991 Maca and 1992 Sepina earthquakes may have played a role in the reactivation of the Sabancaya volcanic system (Rodriguez and Uribe, 1994; Antayhua et al., 2001; Antayhua et al., 2002; Tavera et al., 2013); however, Sabancaya was already actively erupting at the time these earthquakes occurred.

3.3 July to November 2013

On 17 July 2013, a M_w 5.9 earthquake occurred at 7 km depth about 15 km NW of Sabancaya. A TerraSAR-X interferogram spanning 12 May 2013 to 17 July 2013 shows a maximum of subsidence of 16 cm in the LOS and 6 cm of uplift in the LOS (Figure 3d). Modeling of the 12 May to 17 July 2013 interferogram gives a moment magnitude of M_w 5.8 and a depth of 3.5 km (Figure 5) on a W-striking normal fault dipping 62° to the north. In this case, the InSAR focal mechanism is consistent with the focal mechanism calculated from the local seismic network (Figure 5). In addition to the deformation from the large 17 July earthquake, the interferogram also contains a smaller deformation signal located ~ 10 km NNW of Hualca Hualca (Figure 3d) with a subsidence lobe of 6 cm. We believe that this signal is related to an earthquake that occurred in the Huambo-Cabanaconde zone on a nearby mapped normal fault, which displays the appropriate strike to have produced the observed deformation.

An interferogram spanning 17 July 2013 to 15 November 2013 shows at least two distinct pulses of deformation in the same region as the 17 July 2013 earthquake, presumably related to aftershock activity and post-seismic deformation (Figure 3e). A simple distributed slip model with a uniform rake of -90° was considered to model the EW normal fault earthquake of 25 July which was recorded by the Global CMT catalog (supplementary material). The slip model yields a moment magnitude of 5.0, slightly larger than the M_w 4.8 reported by the Global CMT catalog (Figures 4 and 5).

During July 2013, seismicity migrated toward the NW (Figure 1, red region), and focal mechanisms show normal faulting with approximately E-W orientations. The 17 July 2013 earthquake and aftershocks occurred on previously unmapped faults, south of the Huambo-Cabanaconde system. The focal mechanisms are consistent with the N-S extension that is characteristic of the Huambo-Cabanaconde system, but the faults differ in that they dip to the north rather than to the south.

3.4 November 2013 to May 2014

A TerraSAR-X interferogram spanning 15 November 2013 to 10 May 2014 shows motion across the western part of the same fault that ruptured during the 17 July 2013 earthquake (Figure 3f). We interpret this aseismic motion to be post-seismic deformation caused by afterslip, or continued creep on the fault. This idea is supported by the fact that the sense of motion is the same as the 17 July earthquake – subsidence of the hanging wall to the north and uplift of the footwall to the south. The small number of TerraSAR-X acquisitions does not allow us to determine whether the rate of post-seismic deformation decays with time.

3.5 June 2014

Data from the local seismic network shows that rates of VT, LP, and hybrid seismicity have increased significantly since 3 June 2014, and locations have migrated toward the summit crater. LP and hybrid seismicity is only recorded on the station closest to the crater, SABA, indicating a very localized source. The rate of LP seismicity reached a maximum of 216 events per day on 21 June 2014, and the rate of VT seismicity averages 30 events per day. Hybrid seismicity had not been observed prior to 6 June 2014, but since then dozens of

hybrid events have been detected. The Observatorio Vulcanológico de Arequipa of the Instituto Geofísico del Perú continue to closely monitor the situation.

4. Discussion and Conclusions

InSAR modeling shows that deformation in late 2002, February 2013, and July 2013 can be fully accounted for by faulting; in other words, no volcanic sources (i.e., Mogi, dyke, sill) are required in the modeling. While direct involvement of magma is not apparent in the surface deformation, the seismicity suggests the possibility of a feedback relationship between the magmatic and tectonic systems. In general, we can classify the VT earthquakes into two main groups: those which occurred along a NW-SE trend (particularly in the Huambo-Cabanaconde zone) with extensional focal mechanisms, and those which occurred to the east of Sabancaya in the Sepina lineament zone with compressional focal mechanisms. The majority of earthquakes, including the Mw 5.9 on 17 July 2013, belong to this first group. The locations and extensional nature of these events strongly suggest that they are associated with the regional tectonics. The local seismic catalog of VT earthquakes from 22 February to 30 July 2013 has a b-value of 0.95 (supplementary material), a typical value for tectonic areas but lower than in many volcanic areas where fluids are involved (McNutt, 2005). Normal faulting and extension is common at high elevations such as the Andes and is often caused by gravitational and buoyancy forces exerted by high topography and thick crustal roots (Dalmayrac and Molnar, 1981). Such forces may contribute to the development of the extensive system of faults in the Sabancaya region (Figure 1c). The second group includes the swarm events of February 2013 and other events that occurred in June 2013. Given their locations and compressive nature, these events are more likely to be related to the volcanic system of Sabancaya.

On the other hand, LP and hybrid seismicity has increased significantly since June 2014. Such events are generally indicative of fluid movement and, in some cases, imminent eruption (Chouet, 1996; McNutt, 2005). Additionally, the b-value for all LP events is 1.36, higher than the b-value calculated for all VT events. We conclude that the recent LP and hybrid seismicity is related to magma or hydrothermal activity beneath Sabancaya.

The proximity of the faults involved in the 2013 earthquakes begs the question of whether the later earthquakes were triggered by earlier ones. Static Coulomb stress models suggest that the 22 February earthquake swarm did not trigger the 17 July earthquake, as the magnitude of stress change at the epicenter of the 17 July earthquake was insignificant. Likewise, an increase in the Coulomb stress imposed by the 17 July earthquake could not have triggered the 25 July earthquake (supplementary material). Though earthquakes do not appear to trigger other earthquakes, we cannot rule out the involvement of the magmatic system in destabilizing the zone and generating seismicity. If magmatic activity is at play, it is not apparent in the surface deformation observations within the detection limits of our InSAR data.

Though large earthquakes are rare in volcanic settings, such events have occurred at several volcanoes. Ticsani volcano in Peru (175 km SE of Sabancaya) experienced an earthquake swarm but no subsequent eruptive activity (Holtkamp et al., 2011; Jay, 2014). Between 25 July and 20 October 2005, 31 earthquakes occurred within 50 km of Ticsani with depths less than 50 km and magnitudes ranging from M_w 4.0 to 5.3 (Jay, 2014). In addition, Table 2 of McNutt (1996) lists 26 other large $M_{max} > 4.5$ earthquakes near

volcanoes. Of these, only three occurred at arc volcanoes without clear relation to eruptive activity – Asama, Aso, and Miyakejima volcanoes in Japan. In all three cases, earthquake swarms lasting several days were followed by eruption 3 to 10 months later (Abe, 1979; Kubotera and Mitsunami, 1980; Siebert and Simkin, 2002-). The Ticsani and Japan cases demonstrate that, though rare, large teleseismically-recorded earthquakes can occur near volcanoes, and such events do not necessarily indicate that the volcano will erupt in the immediate future.

In the case of Sabancaya, data from InSAR indicates that deformation is tectonic in nature, resulting predominantly from fault slip on extensional structures. This conclusion is consistent with field studies that show that recent and active deformation in the region results from normal faulting on several faults whose kinematics show N-S extension. Seismicity and focal mechanisms argue that the magmatic system also plays a role in the 2013-2014 activity. The large earthquake swarms of February and July 2013 indicate both volcanic and tectonic activity, and increased LP and hybrid seismicity near the crater since June 2014 indicates a potential reawakening of the volcano. Continued seismic and deformation monitoring of Sabancaya is crucial to assess the eruptive hazard posed by this renewed activity.

Acknowledgements

Partial support from NASA Earth Science program grant NNX12AM24G. The French Institut de recherche pour le développement (IRD) supplied 5 Guralp seismic stations which helped with the success of the seismic monitoring. The seismic study was financed by the PPR 068 “Generación de mapas de actividad sismovolcánica” of the Instituto Geofísico del Perú (IGP) Área de Vulcanología. We thank R. Machacca, R. Chijcheapaza, and A. Ramos for their help in the field. We also thank Scott Henderson for assistance with InSAR data processing.

Figure Captions

Figure 1: a) Overview map of the Andean Central Volcanic Zone (CVZ) of Peru, Bolivia, Chile, and Argentina. Black rectangle indicates region depicted in (b). b) Map of southern Peru showing the location of Sabancaya volcano. Blue rectangles indicate satellite tracks. Green circle indicates the extent of the region that experienced uplift between 1992 and 1997. Red triangles show the locations of Holocene volcanoes from the Smithsonian database (Simkin and Siebert, 2002-). c) Zoom-in map of the Sabancaya region. VT seismicity between 22 February and 30 July 2013 is shown as blue circles. Colored regions indicate temporal migration of seismicity from the south (green) to the northeast (yellow) to the northwest (red). ¹Faults and lineaments from Antayhua et al. (2002); ²Faults that ruptured in July 2013 based on InSAR deformation (this study).

Figure 2: All earthquakes in the USGS PDE Catalog located within 50 km of Sabancaya volcano with depths less than 30 km. (Top) Plot showing earthquake magnitude vs. time, with the color of the circle corresponding to the earthquake depth. (Bottom) Histogram of the number of earthquakes per year. Seismicity in the 1990s was likely related to eruptive activity at Sabancaya. Note the dramatic increase in seismicity in 2013.

Figure 3: Interferograms showing line-of-sight deformation (cm) at Sabancaya volcano between 2002 and 2013. a) Unwrapped ERS interferogram from track 454 showing subsidence related to the M_w 5.3 earthquake on 13 December 2002; b) unwrapped Envisat interferogram from track 225 beam 2 showing possible creep across the Solarpampa fault; c) unwrapped TerraSAR-X interferogram showing deformation related to the earthquake swarm in late February 2013; d) wrapped TerraSAR-X interferogram showing deformation related to the M_w 5.9 earthquake on 17 July 2013 and inset showing deformation related to another earthquake of smaller magnitude; e) wrapped TerraSAR-X interferogram showing deformation related to aftershock activity following the 17 July earthquake; f) TerraSAR-X interferogram showing post-seismic deformation. © DLR 2013, 2014.

Figure 4: Sabancaya earthquake modeling results for (top to bottom): the M_w 5.3 13 December 2002 earthquake, the February 2013 earthquake swarm, the M_w 5.9 17 July 2013 earthquake, and the 25 July 2013 earthquake.

Figure 5: Comparison of depths, magnitudes, and focal mechanisms for the four Sabancaya earthquake sequences calculated by InSAR modeling, the Global CMT, and local seismic networks. InSAR modeling for the February swarm calculates one solution for all swarm events since the interferogram spans the duration of the swarm.

References

- Abe, K. (1979). Magnitudes of major volcanic earthquakes of Japan 1901 to 1925. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, VI(1), 201–212.
- Antayhua, Y., Tavera, H., & Bernal, I. (2001). Analisis de la actividad sismica en la region del volcán Sabancaya (Arequipa). *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú*, 92, 79–88.
- Antayhua, Y., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H., & Aguilar, V. (2002). Localizacion hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998), Región del Volcán Sabancaya (Arequipa). *Boletín de La Sociedad Geológica Del Perú*, 93, 63–72.
- Dalmayrac, B., & Molnar, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473–481.
- Gerbe, M.-C., & Thouret, J.-C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990?98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6), 541–561. doi:10.1007/s00445-004-0340-3
- Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M. (2002). A new method for determining firstmotion focal mechanisms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92:2264-2276.
- Holtkamp, S. G., Pritchard, M. E., & Lohman, R. B. (2011). Earthquake swarms in South America. *Geophysical Journal International*, 187(1), 128–146. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05137.x
- Huamán-Rodrigo D., Chorowicz J., Deffontaines B., Guillande R., and Rudant J-P. (1993). Cadre structural et risques geologiques etudies a l'aide de l'imagerie spatiale: la région du Colca (Andes du sud Perou). *Bull Soc. geol. France*, t.164, n° 6, pp. 807-818.
- Jay, J. A. (2014). *A geophysical survey of active volcanism in the central and southern Andes*. Cornell University.
- Kubotera, A., & Mitsunami, T. (1980). An earthquake swarm in the northern part of the Aso caldera and migration of their foci. *Tectonophysics*, 70, 223–236. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0040195180902802>
- Lahr, J., Chouet, B., Stephens, C., Power, J., & Page, R. (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, 137–151.
- Lahr J.C. (1999). HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-motion Pattern. U. S. Geological Survey Open-File Report 99-23

- Lohman, R. B., & Simons, M. (2005). Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: Noise structure and data downsampling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(1). doi:10.1029/2004GC000841
- Macharé, J., Fenton, C. H., Machette, M. N., Lavenue, A., Costa, C., & Dart, R. L. (2003). Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Perú and its Offshore Region. *USGS Open-File Report 03-451*.
- McNutt, S. R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*.
- McNutt, S. R. (2005). Volcanic Seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 461–491. doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122459
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018–1040.
- Pritchard, M. E., & Simons, M. (2002). A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418(6894), 167–71. doi:10.1038/nature00872
- Pritchard, M. E., & Simons, M. (2004). An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(2), 1–42. doi:10.1029/2003GC000610
- Rodríguez, A. and Uribe, M. (1994). Participación del Instituto Geofísico del Perú en relación con la reactivación del volcán Sabancaya, Provincia de Caylloma, Región Arequipa. Informe División de Sismología y Gravimetría, IGP-Arequipa, mayo 1994, 14 p.
- Roman, D. C., & Cashman, K. V. (2006). The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, 34(6), 457. doi:10.1130/G22269.1
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138(2), 479–494. doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x
- Sebrier, M., Mercier, J. L., Megard, F., Laubacher, G., & Carey-Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru. *Tectonics*, 4(7), 739–780.
- Siebert L, Simkin T (2002-). Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, (<http://www.volcano.si.edu/world/>).
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., & Bollinger, G. A. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake notes*, 55(3), 15.
- Tavera, H., Guardia, P., Condori, C., Fernandez, E., & Arredondo, L. (2013). *Sismos de la Región del volcán Sabancaya del 22 y 23 de Febrero del 2013: Aspectos Sismológicos. Informe Técnico No. 01-2013* (pp. 1–29). Lima, Perú: Instituto Geofísico del Perú, Dirección de Sismología.
- Zobin, V. M. (2001). Seismic hazard of volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112, 1–14. doi:10.1016/S0377-0273(01)00230-X.