

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN
FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**ANÁLISIS DE MÉTODOS GEOFÍSICOS EN LA EVALUACIÓN
DEL VOLCÁN ACTIVO MISTI (REGIÓN SUR DEL PERÚ)**

Tesis presentada por:
LILIANA ROSARIO TORRES VELARDE
Para optar el Título Profesional de:
INGENIERO GEOFÍSICO

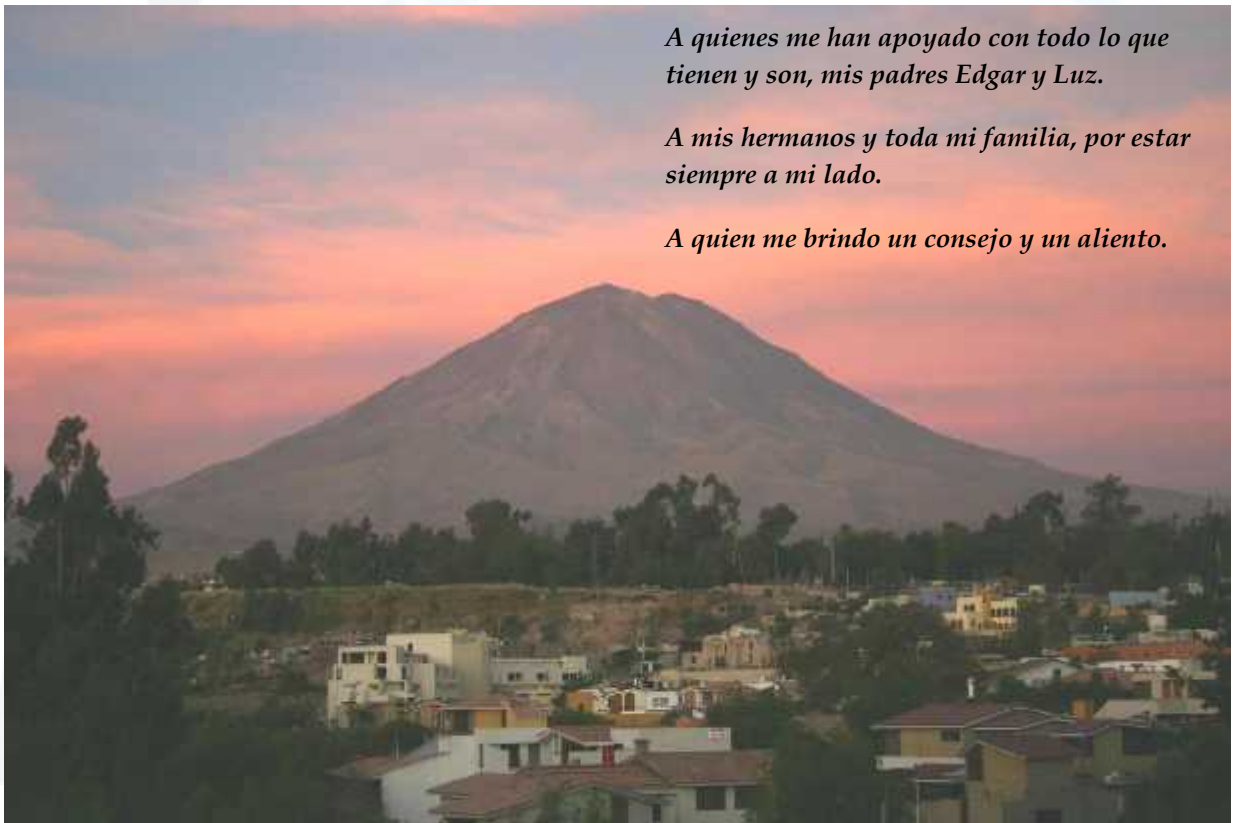
AREQUIPA – PERÚ

2013

A quienes me han apoyado con todo lo que tienen y son, mis padres Edgar y Luz.

A mis hermanos y toda mi familia, por estar siempre a mi lado.

A quien me brindo un consejo y un aliento.



AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado en el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y en el Aso Volcanological Laboratory (AVL), Graduate School of Science, Kyoto University – Japón, gracias al apoyo de la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA).

Deseo expresar mi especial agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, representado por su Presidente Ejecutivo, Dr. Ronald Woodman Pollit y su Director Técnico, Dr. José Macharé Ordoñez, por permitirme crecer profesionalmente en el IGP.

Agradezco al Dr. Hernando Tavera, Investigador Científico Superior, Director del área de Sismología del IGP, por sus enseñanzas, su incansable apoyo, sus consejos y aliento para superarme y crecer día con día. Al Dr. Tsuneomi Kagiya y a todo el staff de AVL, por su predisposición de enseñar y compartir sus conocimientos. Al Dr. Orlando Macedo, Investigador Científico, Director del área de Vulcanología del IGP, por permitirme iniciar las prácticas pre-profesionales bajo su dirección y siempre estar predispuesto a apoyarme en mi formación profesional. A mis compañeros y amigos del IGP de las direcciones de sismología y vulcanología, por su apoyo incondicional y sus valiosos consejos.

A mis padres, hermanos y toda mi familia que siempre confiaron en mí, por la fortaleza y unidad que siempre han demostrado. A mis amigos por sus palabras de aliento.

A los docentes de la Facultad de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA), quienes han contribuido en mi formación profesional.

A todos Uds. “muchas gracias”.

ÍNDICE

<i>Dedicatoria</i>	<i>I</i>
<i>Agradecimientos</i>	<i>II</i>
<i>Lista de figuras</i>	<i>VII</i>
<i>Lista de tablas</i>	<i>XII</i>
RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN GENERAL	2
INTERES DEL ESTUDIO	4
TRABAJO PREVIOS	4
OBJETIVOS	6
I. CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES	8
I.1 Ubicación del área de estudio	9
I.1.1 Ubicación del Volcán Misti.....	10
II. CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO Y GEODINÁMICO	13
II.1 Contexto geodinámico.....	13
II.1.1 Convergencia de placas: Subducción y Colisión continental	14
II.1.1.1. Subducción.....	14
II.1.1.2. Colisión continental	16
II.2 Contexto Geodinámico del Volcán Misti.....	18
II.2.1 Tectónica y Sismotectónica de América del Sur	18
II.2.2 Esquema Tectónico de los Andes Centrales de América del Sur	20
II.2.3 Tectonismo en la Región Sur del Perú	23
II.3 Contexto Geológico del Volcán Misti	27
II.3.1 Geología de la Región sur del Perú	27

II.3.2 Geología y petrología del Volcán Misti	31
II.3.2.1. Introducción	31
II.3.2.2. Evolución del Volcán Misti.....	32
II.4 Actividad eruptiva del Volcán Misti	36
II.4.1 Volcanismo después del Cenozoico	36
II.4.2 Historia eruptiva del Volcán Misti durante el Holoceno (2300 años BP)	36
II.4.3 Actividad histórica y reciente del Misti	37
 CAPÍTULO III: ESTUDIO DE VOLCANES ACTIVOS A TRAVÉS DE MÉTODOS GEOFÍSICOS	39
 III. MÉTODOS DE OBSERVACIÓN	39
III.1 Métodos sísmicos.....	39
III.1.1 ¿Qué es un sismograma?	40
III.1.2 Clasificación de los registros sísmicos	40
III.1.3 Otras clasificaciones.....	46
III.2 Deformación en suelo volcánico (métodos geodésicos).....	48
III.2.1 ¿Por qué podrían ser medidas las deformaciones del suelo?	48
III.2.2 Estudios basados en GPS (Sistema de Posicionamiento Global)	50
III.3 Métodos eléctricos.....	51
III.3.1 Estudios de Potencial Espontáneo (SP)	51
III.3.1.1. El SP en la actividad geotermal	54
III.3.1.2. Anomalía de SP observada en regiones volcánicas	62
III.3.1.3. Principales mecanismos de Potencial Espontáneo en los volcanes.....	63
III.4 Estudios de resistividad.....	64
III.5 Observaciones geotérmicas	66
III.5.1 Mediciones de la temperatura superficial por imágenes Infrarrojas “IR”	67
III.5.2 Mediciones de geo-temperatura.....	67
 CAPÍTULO IV: APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS DEL VOLCÁN MISTI	69
 IV. MÉTODOS DE OBSERVACIÓN EN EL VOLCÁN MISTI	69
IV.1 Monitoreo sísmico	69
IV.1.1 Tipos de señales sísmicas.....	69

IV.2 Estudios de Potencial Espontáneo (SP)	71
IV.2.1 Relación entre SP y Altitud	72
IV.2.2 Distribución de Potencial Espontáneo	73
IV.2.3 Interpretación de las anomalías de Potencial Espontáneo	76
IV.2.3.1. Efecto topográfico sobre el cono central	79
IV.2.4 Modelo de Potencial Espontáneo en el volcán Misti (perfiles 1 y 6)	83
IV.2.4.1. Sección transversal SP	83
IV.2.4.2. Resultado de la sección transversal SP	85
IV.3 Análisis geotérmico	87
IV.3.1 Tiempo de Variación de Geo-temperatura	87
CAPÍTULO V: RESULTADOS OBTENIDOS DE LA APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS: VOLCÁN MISTI	92
V. RESULTADOS	92
V.1 Por métodos sísmicos	92
V.2 Por métodos eléctricos y magnetotelúricos	94
V.3 Por análisis de temperatura	96
V.3.1 Relación entre la temperatura del suelo vs. la elevación topográfica	96
VI. CAPÍTULO VI: INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES	98
VI.1 Discusión de la observación de SP en el Volcán Misti	98
VI.1.1 Fuentes que controlarían a los fluidos hidrotermales en el Volcán Misti	98
VI.2 Discusión de la observación de geotemperatura en el volcán Misti	99
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	100
REFERENCIAS	102
ANEXOS	108
Anexo 1: Corrección del efecto topográfico a los perfiles radiales del volcán Misti	109
Anexo 2: Data de Potencial Espontáneo corregida, para los perfiles radiales 1 y 6	114

Anexo 3: Datos calculados para la localización de las fuentes generadoras de los flujos de fluidos de Potencial Espontáneo, para los perfiles radiales 1 y 6	117
Anexo 4: Trabajos Publicados.....	124



Lista de figuras

Figura 1.1: Esquema del Cinturón de Fuego del Pacífico y distribución de los volcanes activos más importantes. La flecha naranja indica la ubicación del volcán Misti objeto de estudio. Imagen modificada de Wikipedia (http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Pacific_Ring_of_Fire.png).....	9
Figura 1.2: (A) Mapa geológico de Sudamérica y ubicación de la ZVC de los Andes y (B) Ubicación geográfica del volcán Misti en el departamento de Arequipa, región sur de Perú.....	10
Figura 1.3: Ubicación geográfica del Volcán Misti. (a) Departamento de Arequipa en la región sur de Perú. (b) Un primer plano de la cadena volcánica de los Andes en la VCZ (se observan los volcanes Chachani, Misti y Picchu Picchu). (c) Topografía del volcán Misti. Las líneas discontinuas indican la presencia de quebradas en las faldas del volcán, próximos a la ciudad de Arequipa (área gris inferior izquierda).....	11
Figura 2.1: Se muestra el proceso de subducción entre dos placas, en este caso la placa oceánica subduce a la placa continental.....	14
Figura 2.2: Esquema que muestra la convergencia de la corteza oceánica – corteza oceánica.....	15
Figura 2.3: Se observa la convergencia de corteza oceánica versus corteza continental	15
Figura 2.4: Diagrama que ilustra las capas de las que está conformada la Tierra.....	16
Figura 2.5: Se observa la colisión de la Corteza Continental – Corteza Continental	16
Figura 2.6: Ubicación geográfica del volcán Misti (región sur del Perú). Vista del flanco sur del volcán Misti desde la ciudad de Arequipa.	17
Figura 2.7: Las placas tectónicas del sistema de arco sudamericano. (a) Marco de las placas tectónicas. (b) Continente sudamericano. (c) Límites de la placa del sistema de placas que interactúan en Sudamérica. La principal causante de la formación Cordillera de los Andes es la placa de Nazca.	19
Figura 2.8: Creación de diferentes regiones tectónicas producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Las letras de A a G indican los segmentos estudiados en los cuales está dividida la Cordillera de los Andes.	21
Figura 2.9: Diagrama de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana. a) Subducción sub-horizontal en el Centro y Norte del Perú. b) Subducción normal en el Sur de Perú, Sur y Norte de Chile (Mattauer, 1989).	24
Figura 2.10: a) Distribución de las zonas volcánicas del Cenozoico al reciente en la Cordillera de los Andes b) Zona Volcánica Central revelando la cadena volcánica activa y su relación con la fosa de subducción Perú-Chile. (De Silva & Francis, 1991, modificado).	25
Figura 2.11: Actividad magmática presente en el sur del Perú desde el Plioceno tardío hasta el Cuaternario: 1) Rocas calco-alcalinas (triángulos rojos = volcanes activos recientes); 2) Rocas shoshoníticas. (Sévrier & Soler, 1991, modificado).	26
Figura 2.12: Vista desde la parte sur de la ciudad de Arequipa: el Volcán Misti tiene una altura de 5822 m.sn.m. y la ciudad de Arequipa de 2300 m.s.n.m.	32
Figura 2.13: (A) Localización del Volcán Misti en la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes. (B) Imagen Landsat que muestra la presencia de dos fallas activas sobre tefras del Holoceno que atraviesan	

arte del edificio del volcán Misti (imagen extraída de Finizola et al., 2004 y modificada de Llerena, 2005)	33
Figura 2.14: Mapa geológico superpuesto sobre una DEM (Modelo digital de elevación) las etapas eruptivas reconocidas en el Volcán Misti, solo los grupos estratigráficos más representativos han sido asignados, a pesar del anillo piroclásticos está compuesto por varios grupos aislados, caída de depósitos de tetras, son cubiertos del grupo 1 – 4 (Modificado de Thouret et al., 2001).....	34
Figura 2.15: Esquema de una sección estratigráfica del Volcán Misti desde la época del Mioceno, indicando los grupos pre-Misti, Misti 1, 2, 3 y 4 (extraído de Thouret et al., 2001)	37
Figura 3.1: Sismograma indicando las fases P y S y el inicio de las ondas superficiales	40
Figura 3.2: Ejemplo de sismo volcano-tectónico registrado en la Isla Decepción Antártica (modificado de Ibáñez & Carmona, 2000)	41
Figura 3.3: Ejemplo del registro en sus tres componentes de un sismo volcano-tectónico registrado en el volcán Misti, en el año 2001, en sus tres componentes. (a) Formas de onda, (b) Espectrograma (Extraído de Llerena, 2004)	41
Figura 3.4: Ejemplo de sismo de periodo largo registrado en la Isla Decepción (Antártida), (modificado de Ibáñez & Carmona, 2000).....	42
Figura 3.5: Ejemplo de registros en sus tres componentes de un sismo de periodo largo registrado en el Volcán Misti, en el año 2001 (a) Formas de onda, (b) Espectrograma (Extraído de Llerena, 2003)	43
Figura 3.6: Ejemplo de sismo híbrido, registrado en la Isla Decepción, Antártida (Ibáñez & Carmona 2000)	43
Figura 3.7: Ejemplo de tremor del volcán Arenal, Costa Rica (Ibáñez & Carmona, 2000).	44
Figura 3.8: Ejemplo de tremor registrado en 1991 en el volcán Sabancaya, Perú (1991). Base de datos del IGP-Arequipa.	45
Figura 3.9: a) Ejemplo de explosión registrado en el volcán Stromboli (Italia). b) Ejemplo de explosión registrado en el volcán Etna (Italia), aparece superpuesta al tremor de fondo. (Ibáñez & Carmona, 2000).....	45
Figura 3.10: Ejemplo de una explosión registrado en 1991 en el volcán Sabancaya, Perú (1991). Base de datos del IGP-Arequipa.	45
Figura 3.11: Ejemplo de sismo tornillo registrado en el Galeras (INGEOMINAS) el 4 de junio de 1993. (a) sismograma, (b) espectro (amplitud normalizada), (c)espectrograma (tiempo - frecuencia).....	47
Figura 3.12: Ejemplo de sismo tornillo registrado en el volcán Redoubt, Alaska (Wassermann, 2001).	47
Figura 3.13: Ejemplo de sismo tornillo registrado el 22/11/2002 en el volcán Ubinas, Perú, (base de datos del IGP-Arequipa).....	47
Figura 3.14: Actividad volcánica y deformaciones del suelo volcánico Los movimientos subterráneos del magma causan la expansión y contracción de las distancias del suelo, y el solevantamiento y la subsidencia del suelo. Para las observaciones de estos cambios, los subyacentes movimientos del magma del subsuelo pueden ser estimados	49
Figura 3.15: a) Estación GPS instalada en el volcán Misti. Implementación de una red geodésica en el volcán Misti, en el año 2008 por el INGEMMET, con la construcción de estaciones-bases de control e instalaciones de prismas. Actualmente está red consta de 31 estaciones de monitoreo distribuidas en el flanco sur, oeste, noroeste y este del volcán. Los receptores GPS se establecen en estos puntos para medir o no la deformación que ocurre y para monitorear la deformación de eventos precursores que podría anunciar una erupción. El IGP tiene puntos de monitoreo GPS en el volcán Ubinas. b) La deformación horizontal del suelo medida con GPS en el volcán Pitón de la Fournaise desde Enero 2008 hasta Mayo 2009. Cada esquema representa un periodo eruptivo del volcán, durante cada inflación pre-eruptiva se observa el porcentaje de desplazamiento de amplitud de cada estación. (Gauss Laborde Réunion)	51
Figura 3.16: La técnica para la medición del potencial espontáneo es muy sencilla. Consiste en colocar un electrodo fijo como referencia (E0) y desplazar el segundo (E1) a lo largo de una ruta. Se mide la diferencia de voltaje entre ambos electrodos usando un voltímetro (M) en cada intervalo. El alambre de cobre esmaltado C se utiliza para el soporte de la conexión con el electrodo de referencia.	52

Figura 3.17: (Izquierda) Esquema superior muestra el Modelo de doble capa de Gouy – Chapman. (Derecha) Modelo de la capa iónica y potencial $Z(\zeta)$.	53
Figura 3.18: Modelos de Gouy – Chapman con capa de Stern.	54
Figura 3.19: Modelos esférico de generación de potencial termoeléctrico	55
Figura 3.20: Diagrama de la distribución de carga en la interfaz mineral/fluido y el potencial zeta ζ que cruza el plano de cizallamiento, S . ψ_0 es el potencial superficial. En este caso ζ es negativo, la capa Gouy .difuso esta enriquecido en iones positivos, y el resultado de una anomalía SP positiva.	58
Figura 3.21: Modelos esférico de generación de potencial electrocinético.	58
Figura 3.22: Esquema de flujo de corriente causado por un gradiente de presión aplicado a un sistema con carga en las paredes. Este proceso se usa para “conversiones de energía electrocinética” en nanocanales o nano-poros.	59
Figura 3.23: Esquema de flujo de potencial causado por un gradiente de presión aplicado a un sistema cerrado con carga en las paredes. El potencial surge para contrarrestar el flujo neto causado por la presión mecánica.	60
Figura 3.24: Esquema de la izquierda, es la electrofiltración “por permeabilidad”. La gráfica de la derecha, es el Efecto topográfico probablemente debido a potencial de electrofiltración	61
Figura 3.25: Modelo de un sistema hidrotermal en volcanes activos (Modificado de Hochstein et al., 2000).	62
Figura 3.26: Perfil de SP del volcán Miyakejima presentando la típica W que se registra en volcanes activos	64
Figura 3.27: El aparato volcánico debiendo ser considerarlo desde el punto de vista de la termometría formado por un foco térmico que puede ser una cámara magmática somera, un conducto magmático o restos de las últimas erupciones y que todavía permanecen calientes M . Un sistema de fracturas G que de formas más o menos directas nos conecta el foco térmico con el exterior o con niveles superiores. Además existen acuíferos que tanto pueden abarcar toda la zona A1 o estar limitados A2 . Estos acuíferos pueden estar confinados y sellados con fluidos a alta presión. En superficie aparecerán fumarolas F cuando el flujo de gases es elevado y sólo suelos calientes podrían ser diluidos con el aire T . Siendo S el suelo.	66
Figura 4.1: Ejemplo del registro de evento sísmico del Volcán Misti 2006. En la parte superior se muestra el registro sísmico filtrado y su espectro; mientras que, en la parte inferior el mapa de la distribución espacial de los sismos VT del volcán Misti, octubre 2001 (Extraído de Llerena, 2004)	70
Figura 4.2: Muestra el registro sísmico filtrado y su espectro de los eventos tipo del volcán Misti (a) Tremor, (b) Volcánico Tectónico y (c) Periodo Largo, componente Z (Extraído del informe trimestral 2011-I del área de vulcanología del IGP).	71
Figura 4.3: Mapa topográfico del volcán Misti y los perfiles radiales de estudio de SP	73
Figura 4.4: Esquema geológico de una sección transversal del flanco Noreste al Suroeste del volcán Misti (Modificado de Thouret et al., 2001)	73
Figura 4.5: Mapa de contornos de la distribución de SP calculado para los 10 perfiles radiales	74
Figura 4.6: Mapa de contornos de la distribución de SP en el flanco norte del volcán Misti	75
Figura 4.7: Ploteo de los 10 perfiles radiales de SP en función de su elevación en el Volcán Misti.	75
Figura 4.8: Perfiles 1 y 6 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia.	76
Figura 4.9: Perfiles 2 y 7 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia.	77
Figura 4.10: Perfiles 3 y 8 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia	78
Figura 4.11: Perfiles 4 - 9 y 5-10 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia	79
Figura 4.12: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 1 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -2.38 \text{ mV/m}$), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 1 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 1, ΔSP_{TE} vs. Elevación	81

Figura 4.13: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 6 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -3.36 \text{ mV/m}$), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 6 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 6, ΔSP_{TE} vs. Elevación.	82
Figura 4.14: (a) Anomalías SP en el volcán Misti a lo largo de las secciones transversales de 1-6 (ONO-ESE). La curva sólida representa el perfil topográfico, (b) el efecto topográfico, (c) la anomalía de SP positiva asociada a la surgencia hidrotermal. Esta data fue obtenida tomando la diferencia entre los datos observados de SP (a) y el perfil estimado de efecto topográfico (b). Cada uno de los datos SP representan el valor relativo de un punto de referencia.	84
Figura 4.15: (a) Distribución de las fuentes de corrientes equivalentes a la sección transversal a lo largo de los perfiles 1 y 6 (ONO-ESE). Dos fuentes positivas principales se sitúan por debajo de la parte central del volcán, indicando la existencia de surgencias hidrotermales. (b) Comparación entre la anomalía positiva observada en la Figura 4.7 (c) y SP calculado en base a las fuentes equivalentes definidas en (a).	86
Figura 4.16: Ubicación de los puntos de observación de la temperatura del suelo en el flanco noroeste del volcán Misti; a 4870m, 5400m y 5750m. El período de observación fue Julio 2004 a Noviembre 2005.	87
Figura 4.17: Vista de la represa Aguda Blanca, el volcán Misti y la ciudad de Arequipa.	88
Figura 4.18: Temperaturas Máxima y Mínimas diarias a 30 cm de profundidad en el volcán Misti. (a), (b) y (c) corresponden con la elevación de las estaciones a 4870m, 5400m y 5750 m, respectivamente.	89
Figura 4.19: Variación de la temperatura anual en Arequipa (Estación meteorológica "Aguada Blanca" localizada a 4300m de altura en la ciudad de Arequipa).	90
Figura 4.20: Variación de la temperatura media diaria y anual calculada a 30cm de profundidad en el volcán Misti, (a), (b) y (c) es correspondiente con la elevación de las estaciones a 4870m, 5400m y 5750 m, respectivamente.	91
Figura 5.1: Ejemplo de sismo VT registrado en sus 3 componentes en la estación temporal instalada en la cumbre del volcán Misti el 11/10/2001, 13:13 hrs. (a) Forma de onda, (b) Espectrograma, y (c) Espectro (Llerena, 2004).	93
Figura 5.2: Localización hipocentral de los eventos VT para el periodo del 2005-2006, volcán Misti. Fuente IGP sede Arequipa – área de volcanología.	94
Figura 5.3: Comparación entre la ubicación de los hipocentros de los eventos VT de la sección transversal EO y distribución espacial de las fuentes de corriente equivalentes de la sección transversal ONO-ESE a lo largo de los perfiles, 1 y 6 de SP.	95
Figura 5.4: (a) vista oblicua del primer cráter del Nakadake, es un lago del cráter, desde el flanco sur oeste del Volcán Aso. (b) vista del volcán Aso, es una enorme caldera.	95
Figura 5.5: Variación de la temperatura del suelo de los volcanes Kirishima y Fuji a 1 m de profundidad; mientras que, en el volcán Misti es a 30 cm de profundidad.	97
Anexos	
Figura 1: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 2 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -4.86 \text{ mV/m}$), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 2 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 2, ΔSP_{TE} vs. Elevación.	110
Figura 2: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 7 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -2.48 \text{ mV/m}$), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 7 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 7, ΔSP_{TE} vs. Elevación.	110
Figura 3: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 3 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -3.71 \text{ mV/m}$), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 3 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 3, ΔSP_{TE} vs. Elevación.	111
Figura 4: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 8 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -1.62 \text{ mV/m}$), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 8 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 8, ΔSP_{TE} vs. Elevación.	111

Figura 5: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 4 la relación entre SP vs. Elevación (TE = - 2.24 mV/m), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 4 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 4, ΔSP_{TE} vs. Elevación.	112
Figura 6: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 4 la relación entre SP vs. Elevación (TE = - 1.43 mV/m), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 4 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 4, ΔSP_{TE} vs. Elevación	112
Figura 7: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 5 la relación entre SP vs. Elevación (TE = - 3.01 mV/m), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 5 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 5, ΔSP_{TE} vs. Elevación	113
Figura 8: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 10 la relación entre SP vs. Elevación (TE = - 1.69 mV/m), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 10 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 10, ΔSP_{TE} vs. Elevación	113



Lista de tablas

Tabla 2.1.- Actividad volcánica del Misti en los últimos 10,000 años	35
---	----

Tabla 4.1: Variación de la data “Media diaria” del Volcán Misti	90
--	----

Anexos

Tabla 1: Parámetros corregidos de Potencial Espontáneo obtenido en el Perfil 1 para el flanco ONO del volcán Misti.....	115
--	-----

Tabla 2: Parámetros corregidos de Potencial Espontáneo obtenido en el Perfil 6 para en el flanco ESE del volcán Misti.....	116
---	-----

Tabla 3: Archivo de salida de la localización espacial: distancia (#x) y profundidad (z); y los datos de potencial espontáneo calculado (SP) causados por las fuentes generadoras de los flujos de corrientes.	118
--	-----

Tabla 4: Tabla de parámetros de la fuente, caso de una fuente esférica, indica la ubicación espacial y la intensidad de la fuente, dos fuentes positivas de 225A y 50 A (amperios) son las de mayor intensidad, localizadas bajo la parte central del cono volcánico	119
---	-----

Tabla 5: Tabla de los resultados de SP observado y SP calculado, sobre la sección transversal (perfiles radiales 1 y 6). Los datos observados son los datos recopilados en campo; mientras que, los datos calculados son aquellos que se obtuvieron del modelo de inversión 2D en los perfiles 1 y 6.	119
---	-----

Tabla 6: Tabla de localización de fuentes generadoras de los flujos de fluidos de potencial espontáneo con el proceso de inversión 2-D en el volcán Misti; localizando 14 fuentes, entre fuentes positivas y negativas, un total de 6 fuentes negativas y el resto positivas, para ello debemos de tomar la forma que se correlacione mejor con el dato SP Observado. Las fuentes “source 0” y “source 1” influyen en mayor grado sobre el sistema hidrotermal del volcán.....	121
---	-----

RESUMEN

En el presente estudio se realiza el análisis del comportamiento del Volcán Misti a partir de la aplicación de técnicas y métodos geofísicos. El Volcán Misti (8196.371.7 S, 243543.3 E, 5822 msnm) se localiza a 17 km en línea recta, al Noreste de la ciudad de Arequipa en el sur de Perú. La historia eruptiva del volcán representa un alto peligro para la ciudad de Arequipa. Los mapas de peligros del volcán usando evidencia geológica y los hechos históricos confirman el grado de daños que alcanzaría una futura erupción del volcán. Considerando la circulación de fluidos hidrotermales en un volcán, es posible esquematizar las variaciones esperadas por la presurización de la cámara magmática; es decir la presencia de fumarolas, incremento en la temperatura y en el volumen de las descargas de vapor, el incremento de calor que produciría el ascenso de un volumen mayor de gases magmáticos, al igual que el cambio de composición química. Estos resultados sustentan la importancia de monitorear las fuentes que estarían controlando la circulación de los fluidos en el sistema hidrotermal del volcán Misti. Mediante observaciones electromagnéticas y geotermales se identificó la ubicación espacial de las fuentes que controlarían el flujo de los fluidos hidrotermales en el volcán Misti. Con el método de Potencial Espontáneo (SP) se generó un modelo 2D para visualizar localizar la ubicación espacial de estas fuentes. Finalmente, la observación geotermal permitió identificar la presencia de anomalías geotérmicas mayores a 1 watt/m^2 .

INTRODUCCIÓN GENERAL

Hoy en día el estudio multidisciplinario es aplicado en diferentes campos de la investigación y en el caso del monitoreo de volcanes activos, se realiza a través de estudios geoquímicos, geofísicos y geológicos. En el presente estudio se analiza la actividad geofísica en un volcán activo por medio de observaciones electromagnéticas y geotérmicas, correlacionados con la geología y su composición química. La aplicación de métodos electromagnéticos en el seguimiento de la actividad volcánica, ha alcanzado un gran desarrollo en estos últimos años, aunque su implementación se limita a un número escaso de volcanes. Las técnicas empleadas para este estudio ha sido el análisis del potencial espontáneo y la resistividad. Por otro lado, el análisis de temperaturas en una zona volcánica activa presenta múltiples aspectos, que abarcan desde espectaculares medidas de la temperatura de una lava incandescente hasta la humilde, pero no sencilla, medida de la temperatura de un lago o de una roca. Un aspecto importante que no debe olvidarse cuando se está trabajando en el estudio de las anomalías térmicas en un área volcánica activa, es que la temperatura que se mide representa la manifestación de un complejo mecanismo de transmisión de calor, que muchas veces se hace presente a través de aguas termales teniendo una relación directa con el sistema hidrotermal de los volcanes activos.

El volcán Misti se encuentra ubicado en la región sur de Perú. Y sus características como su localización, forma y actividad resulta bastante interesante de investigar. La región donde se desarrolla este volcán tiene como principales elementos geodinámicos a la subducción de la placa de Nazca (placa oceánica) bajo la placa sudamericana (placa continental) en un límite de placas convergente. El volcán Misti, es uno de los doce volcanes activos del sur del Perú, localizado en la Zona Volcánica de los Andes Centrales, es parte de la Cordillera Andina, emplazándose en el borde oeste de la Cordillera Occidental.

La morfología del Volcán Misti presenta, tanto una elevada pendiente como una gran altitud y una permanente emisión de fumarolas. Acorde con la información emitida por el Instituto Geofísico del Perú, la actividad fumarólica y su incremento notable después del sismo de magnitud 8.2 Mw ocurrido el 23 de Junio del 2001. La pluma fumarólica alcanzó 1 km de altura en Agosto de 2001, es decir, 30 veces más que su estado normal. Cambios significantes en el flujo y la temperatura de las aguas termales fueron también observados. Además la temperatura en las fumarolas cerca del domo, se incrementó de 220°C en 1998 a un máximo de 430°C al 11 de Setiembre de 2001, según el monitoreo de temperatura que realizó el IGP periódicamente. Las erupciones Plinianas y Subplinianas son típicas del Volcán Misti.

Las evidencias detalladas indican que las observaciones geotermales y electromagnéticas son adecuadas para el monitoreo de volcanes activos, en razón que ambos dependen de los

cambios que se desarrollan en el sistema hidrotermal que controlan su dinamismo y son finalmente registrados en superficie.

Este estudio analiza y evalúa los resultados y la data obtenida de la aplicación de los métodos de observación geotérmica y electromagnética en el Volcán Misti. A fin de identificar la efectividad de estos métodos que sean aplicados a otros volcanes activos presentes en el Perú.



INTERES DEL ESTUDIO

El presente estudio tiene por finalidad analizar y evaluar la importancia del monitoreo de volcanes activos, a pesar que muchos de ellos no suelen tener una actividad geofísica permanente visible. No puede decirse que unas u otras tipologías eruptivas causen un daño mayor o menor en el entorno, pero sí que sus efectos alcancen un mayor o menor radio de acción. Por ejemplo, las erupciones efusivas tendrán como máximo peligro la emisión de fuentes y coladas fluidas de lava que afectarán a la vegetación de forma puntual, bien por el paso directo de la lava sobre ella, o por los incendios forestales derivados de las altas temperaturas que se irradian con los flujos lávicos. Salvo en tasas muy altas de emisión de lava, las coladas afectan a extensiones de terreno de unos centenares de metros de anchura y algunos miles de longitud. En erupciones explosivas, la emisión de flujos piroclásticos, el desencadenamiento de avalanchas y la caída de tefras van a ser los eventos que causan mayor daño en la cobertura vegetal. Erupciones en las que se emiten columnas de cenizas y gases de varios kilómetros de altura, pueden permitir formación de aerosoles que podrían dar lugar a la presencia de lluvia ácida que afecta a territorios más amplios, comúnmente de carácter regional o en grandes erupciones de carácter global. La dispersión de la ceniza por los vientos dominantes, va a ser un factor crucial a la hora de delimitar áreas de impacto, y también de evaluarlo zonalmente. De una forma o de otra, los efectos de las erupciones van a depender tanto de su dinámica, como de las características y morfología del área a ser afectada, así como de circunstancias locales que pueden disminuir o acrecentar dichos efectos.

Estos factores locales van a influir de forma determinante en la regeneración y recuperación de las áreas afectadas por los fenómenos eruptivos.

TRABAJOS PREVIOS

Es posible encontrar estudios de geología, geoquímica y geofísica realizados en el volcán Misti, siendo los más importantes los que a continuación se detallan:

Ballón (1900) autor del texto: “El Misti”, en donde trata de incidir en la geografía física (conocida en un tiempo como fisiografía, termino ahora escasamente usado) del volcán. Este estudio fue plasmado en el primer catálogo de los volcanes activos del mundo de la “Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra” (IAVCEI).

En el año de 1969 Guevara realizó la Geología del Cuadrángulo de Characato, donde describe la presencia de los diferentes elementos volcánicos a los cuales les asignó nombres a fin de ser correlacionados con otros. Así, la andesita se presenta en el Volcán Misti, es del grupo Barroso.

Ballón (1972) en su tesis, “Paleomagnetismo de las rocas volcánica de Arequipa”, describe la geología general de la zona donde incluye al Volcán Misti.

Birnie, R. & Hall, H. (1974), realizan el análisis geoquímico a las fumarolas emitidas por el volcán Misti. Según su mineralogía, las fumarolas están esencialmente compuestas por sulfuros, anhídrita y cal, y ralstonite minerales precipitados con vapores ácidos desde 100°C hasta 125°C.

Según el análisis que realizaron, es posible que la concentración de cationes fueron derivados por una lixiviación de la pared de la roca debido a vapores ascendentes. Es posible que esta data se haya mezclado con agua de mar subterránea a profundidad por fuentes juveniles.

Laharier (1975), estudia las distintas secuencias volcánicas presentes en Perú y confirmaron que la actividad volcánica se ha desarrollado en el Sur del Perú fuera de las zonas y de las épocas de plegamientos; es decir, en alternancia con las fases de compresión. En el pleistoceno, el volcanismo ha cambiado de carácter, la construcción de grandes estrato-volcanes esencialmente andesíticas ha dado lugar a la actual fisionomía de la Cordillera Occidental.

De Silva & Francis (1991) en su estudio "Los volcanes de los Andes Centrales", interpretan imágenes de satélite Landsat Thematic Mapper (TM), llegando a desarrollar los productos volcánicos presentes en el Volcán Misti así como sus posibles peligros.

Macedo (1994) efectúa estudios de estratigrafía en la parte baja del volcán Misti, próximo a la ciudad de Arequipa, a fin de construir las cartas preliminares de prevención y mitigación de desastres.

Thouret et al. (1995), realizan el análisis a los productos volcánicos del Misti, llegando a obtener una columna estratigráfica que indica la alternancia de dinamismo pliniano y peleano con episodios de crecimiento y destrucción de domos producidos por flujos piroclásticos.

Juvigné et al. (1997) observó la presencia de diferentes capas de ceniza de color oscuro en el Volcán Misti depositado en el último cuarto de siglo XV. una serie de productos piroclásticos al sur del flanco meridional del Misti, a parte cuatro secuencias plinianas se identificaron en el borde occidental de la laguna Salinas, que dan fe de las erupciones paroxísmicas del Misti tuvieron lugar entre el máximo glacial (18 000 BP) y cerca de 15 000 BP.

Legros (1998), realiza un amplio estudio tefroestratigráfico en el volcán Misti, llegando a reconocer sus principales erupciones en los últimos diez mil años.

Suni (1999) y Thouret et al. (1999 a y b) realizaron estudios sobre las amenazas volcánicas en el área de la ciudad de Arequipa en base a la historia eruptiva del volcán Misti en los pasados 100,000 años. Navarro (2000) realiza la evaluación de las amenazas volcánicas del Misti respecto a la ciudad de Arequipa y publican el mapa geológico a escala 1/50 000.

Thouret et al. (2001) en su estudio detallado de geología y tefroestratigrafía del volcán Misti y alrededores, consigue obtener secciones estratigráficas y mapas de peligro volcánico en relación a las erupciones de 2300-2050 AC y 1440-1470 DC.

Ramos (2000) y Finizola et al. (2004), gracias a estudios de Potencial Espontáneo, obtuvieron información de la estructura interna del Misti, al igual que del sistema hidrotermal.

Cruz (2004), realiza el monitoreo geoquímico de la fuente termal Charcani V entre 1998 y 2002 mostraron como resultados la variación de los parámetros fisicoquímicos (T°, pH, concentración de iones cloruro y sulfato). También observa que luego del terremoto del 23 de Junio del 2001, se produce la una variación de esta fuente termal Charcani V.

Llerena (2004), en su estudio resalta que la mayor sismicidad ocurre dentro del área que tiene relación con la zona hidrotermal observada en por Ramos (2000) y Finizola et al. (2004). Observó mayor predominancia de eventos VT.

Masías (2007), realizó estudios geoquímicos en las fuentes termales asociadas al volcán Misti, donde las temperaturas variaban del orden de 15° a 40°C. Se distingue tres tipos de aguas: Sulfato clorurado alcalino terreas, cloruro sulfato alcalina y bicarbonatadas alcalina terreas. Tratándose de una mezcla de aguas juveniles con aguas vadosas y freáticas.

Palacios et al. (2009), a partir de los resultados obtenidos de las variaciones de temperatura supone que, la distribución del permafrost en las montañas que rodean la ciudad de Arequipa se inicia a una altitud de 5450 m por razones climáticas. En las zonas periglaciares, la actividad máxima tiene una altitud entre 4900 y 5400 m, pero en el Misti por el calor geotérmico que no actúa de forma localizada, esto se da a mayor medida en la cumbre del cráter.

Vargas-Franco et al. (2010), realizaron una cartografía y evaluación de los riesgos por origen volcánicos o por inundación, teniendo mayor énfasis en los lahares. En el caso de una erupción el lecho del río Chili favorece a la ocurrencia de un lahar, por ser una fuente permanente de agua con una pendiente considerable, y ya que la ocurrencia de los lahares no se produce únicamente al tiempo de un erupción, sino que puede generarse por una fuerte tormenta u otros factores, se obtuvo un mapa de peligros por lahares.

OBJETIVOS

El presente estudio tiene como principales objetivos los siguientes:

- Determinar la dinámica hidrotermal presente en el volcán Misti.
- Estimar la ubicación espacial de las fuentes que controlan el sistema hidrotermal en el volcán Misti, que serían responsables de las perturbaciones eléctricas en un volcán activo.
- Demostrar la eficiencia del método de Potencial Espontáneo para monitorear volcanes activos.
- Detectar las anomalías geotérmicas ($>1 \text{ watt/m}^2$) en el volcán Misti.
- Demostrar la eficiencia de las observaciones geotérmicas para el monitoreo de volcanes activos.

Los temas que se abarcaran en esta investigación serán divididos en seis capítulos cuyo contenido se describe a continuación:

La primera parte incluye el Capítulo I, se consideraran los aspectos generales del estudio, la importancia del análisis y evaluación que se debe realizar en volcanes activos, además se indican los objetivos propuestos para el estudio del volcán activo Misti a través de los métodos eléctricos y del análisis de temperatura del suelo, se muestra la ubicación del área de estudio y un resumen de los últimos episodios eruptivos del volcán.

En el Capítulo II, se presenta el contexto geodinámico, geográfico y geológico de la zona volcánica central de los Andes, la principal actividad geodinámica es el proceso de subducción normal presente en la región sur del Perú, la cual genera la existencia de arcos volcánicos en este caso de tipo andesítico emplazados en la Cordillera Occidental de los Andes. Se muestra el marco geológico del volcán Misti y su actividad eruptiva después del cenozoico y durante el Holoceno.

En el Capítulo III, describe los métodos geofísicos con los cuales se puede estudiar y monitorear los volcanes activos, como son los métodos sísmicos que detecta la ruptura de medios sólidos, los movimientos de los fluidos, métodos geodésicos donde se observa la deformación del suelo volcánico. Los métodos eléctricos a través de estudios de potencial espontáneo, donde se mide la corriente natural del suelo y por último las observaciones geotérmicas con la medición de la temperatura superficial por imágenes infrarrojas y la medición de geotemperaturas a diferentes niveles de profundidad.

En el Capítulo IV, considera la aplicación de los métodos geofísicos para el estudio del volcán Misti, se ha correlacionado datos sísmicos, eléctricos y observaciones geotérmicas, para estimar la ubicación espacial de las fuentes que controlan el sistema hidrotermal del volcán Misti, a través de una inversión 2D de los perfiles radiales de potencial espontáneo (ONO - ESE) se localiza dos fuentes positivas bajo el cráter en la parte central del volcán.

En el Capítulo V, se presentan los resultados de la aplicación de métodos geofísicos en el Volcán Misti, donde existe una coherencia entre los métodos sísmicos y eléctricos de potencial espontáneo, también se desarrolla la relación entre la temperatura del suelo vs. la elevación en el volcán Misti.

En el Capítulo VI, se realiza la interpretación de las observaciones de potencial espontáneo y de geotemperaturas medidas en el volcán Misti. Finalmente, se presentan las conclusiones a las cuales se ha llegado en el presente estudio.

CAPÍTULO I

ASPECTOS GENERALES

Los diferentes fenómenos que ocurren en el interior de la Tierra y que tienen manifestación en su superficie como la sismicidad, el volcanismo, la formación de montañas entre otros, pueden ser explicados por la teoría de la tectónica de placas. Gran parte de la actividad sísmica y volcánica se presenta sobre el Cinturón de Fuego del Pacífico, abarcando las costas de Chile, Perú, Ecuador, Colombia, Panamá, Costa Rica, Nicaragua, Honduras, El Salvador, Guatemala, México, los Estados Unidos y Canadá, luego dobla a la altura de las Islas Aleutianas y baja por las costas e islas de Rusia, China, Japón, Taiwán, Filipinas, Indonesia y Nueva Zelanda.

El principal proceso geodinámico que se desarrolla en el Cinturón de Fuego del Pacífico es el de la subducción; es decir, proceso mediante el cual, la litósfera oceánica, debido a su peso, comienza a hundirse por debajo de la continental, hacia la astenósfera, en donde las altas temperaturas destruyen el material para reiniciar el proceso. La placa oceánica penetra en el interior de la astenósfera con una inclinación media de 30° , hasta profundidades variables entre 120 – 350 km. El rozamiento que ocurre entre la placa oceánica y la continental genera fuertes sismos, cuyos hipocentros se sitúan a lo largo de una superficie denominada zona de Benioff. Por tener a esta zona se dan las condiciones para crearse el volcanismo debido a que asciende parte de los fundidos provenientes de la litósfera oceánica subducida, menos densa que los materiales de la astenósfera.

Algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo y que dan origen al volcanismo están concentradas en el Cinturón de Fuego del Pacífico: como es el caso de Perú donde la Placa oceánica de Nazca (~ 7.55 cm/año) está subduciendo bajo la Placa continental Sudamericana (~ 1.45 cm/año). Este proceso produce la acumulación de enormes tensiones que

son liberadas en forma de sismos; además de la concentración de importante actividad volcánica. El volcán Misti, parte de este estudio, pertenece al Cinturón de Fuego del Pacífico, alineado en el borde de la interacción de las placas tectónicas, tal como se observa en la *Figura 1.1*.



Figura 1.1: Esquema del Cinturón de Fuego del Pacífico y distribución de los volcanes activos más importantes.

La flecha naranja indica la ubicación del volcán Misti objeto de estudio.

Imagen modificada de Wikipedia (http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Pacific_Ring_of_Fire.png)

1.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El Cinturón de Fuego del Pacífico alberga las fosas oceánicas y arcos de islas volcánicas que se derivan del movimiento de las placas tectónicas, separándose para dar forma a un límite de placas divergentes. La mayoría de los límites de placas divergentes están bajo el océano (Islandia es una excepción), y las montañas submarinas forman estructuras llamadas dorsales de expansión oceánica. Tanto los volcanes como los terremotos a lo largo de las dorsales (zona de divergencia) no son tan violentos como lo son en los límites de placas convergentes, formándose así arcos volcánicos continentales y grandes fosas oceánicas, paralelos a la zona, este tipo de fronteras convergentes es el que se da en la costa pacífica de América del Sur, tal como es el caso de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana que da origen a los Andes (*Figura 1.1*), los materiales ubicados en la parte superior de la placa subducida son arrastrados en una trayectoria oblicua hacia el interior de la Tierra, hasta que alcanza una profundidad en la que se funde y se forma el magma. Posteriormente el magma asciende por fisuras y es expulsada hacia la superficie. Este es el caso de los volcanes de la región sur de Perú.

1.1.1. UBICACIÓN DEL VOLCÁN MISTI

El volcán Misti se enmarca en el Cinturón de Fuego del Pacífico, y está estrechamente relacionado con el proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el continente Sudamericano. En el sur de Perú, la presencia de varias secuencias de lava andesítica con origen antes del Triásico-Liásico (Vicente et al., 1982; Jaillard et al., 1990), indican que el proceso de subducción en esta región se produce desde hace 200-220 millones de años en la conformidad con la orogénesis andina (Audebaud et al., 1973; Dalmayrac et al., 1977).

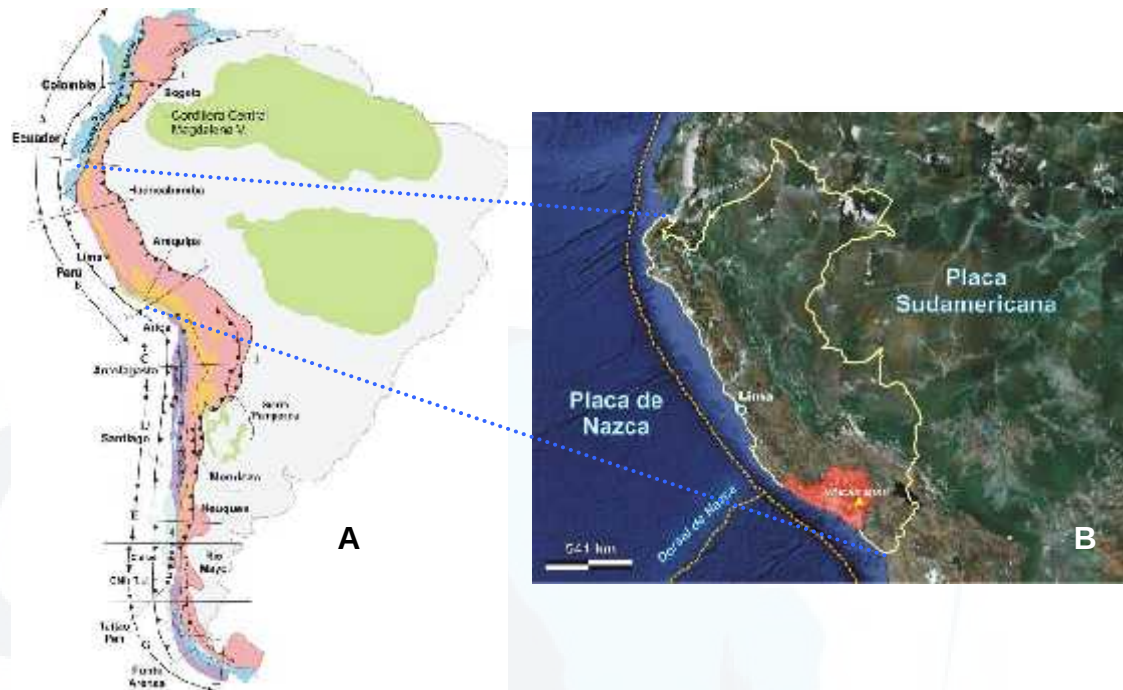


Figura 1.2: (A) Mapa geológico de Sudamérica y ubicación de la ZVC de los Andes y (B) Ubicación geográfica del volcán Misti en el departamento de Arequipa, región sur de Perú.

El volcán Misti ($16^{\circ}17'40''\text{S}$, $71^{\circ}24'32''\text{W}$, 5822 msnm), es un volcán activo emplazado en la Zona Volcánica Central de la Cordillera de los Andes (CVZ en la *Figura 1.2*), y situado en la región sur del Perú, a 17 km al noreste de la ciudad de Arequipa (2300 msnm); por lo tanto, representa un riesgo importante por el crecimiento desordenado de la población que invade la ladera del volcán. El Misti es uno de los doce volcanes potencialmente activos de la Región sur de Perú (Bullard, 1962; De Silva & Francis, 1990), con una altura de por encima de 3,5 km sobre la ciudad de Arequipa.

En la *Figura 1.3* se indica la ubicación del volcán Misti, además de su topografía y de sus principales quebradas entorno a su área.

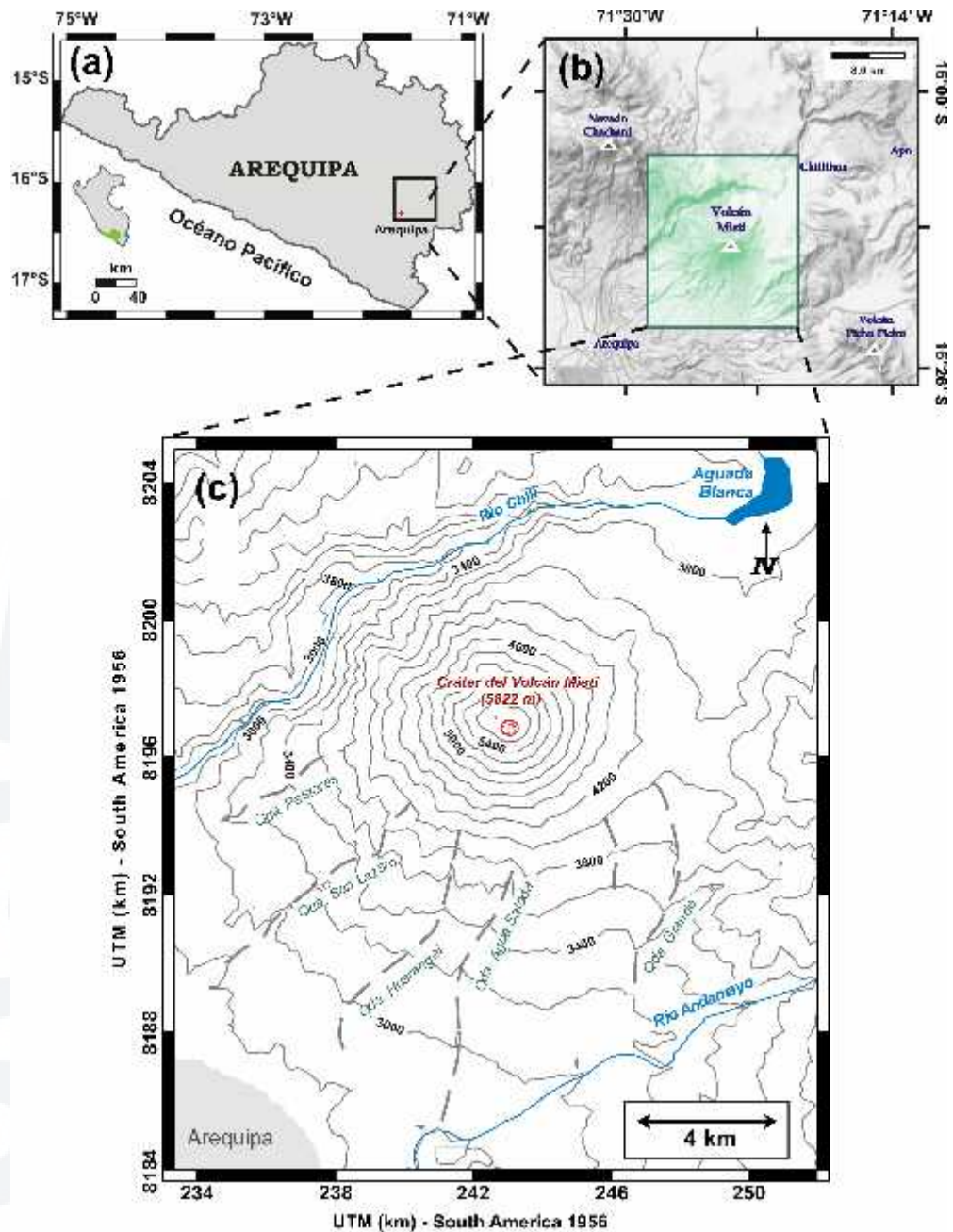


Figura 1.3: Ubicación geográfica del Volcán Misti. (a) Departamento de Arequipa en la región sur de Perú. (b) Un primer plano de la cadena volcánica de los Andes en la VCZ (se observan los volcanes Chachani, Misti y Picchu Picchu). (c) Topografía del volcán Misti. Las líneas discontinuas indican la presencia de quebradas en las faldas del volcán, próximos a la ciudad de Arequipa (área gris inferior izquierda).

Thouret et al (2001), señala que el último episodio subpliniano del volcán Misti (IEV: > 3) ocurrió entre los 2300 a 2050 años AC según dataciones de ^{14}C . Los depósitos de flujo y caída de pómez producto de esa erupción se extendieron a lo largo de 25 km al suroeste en dirección de la ciudad de Arequipa, movilizándose por las quebradas Agua Salada y San Lázaro. El grosor de este depósito es 30 cm aproximadamente.

En el volcán Misti también se ha registrado actividad explosiva moderada ($IEV = 2$), la cual generó flujos ricos en ceniza. Estos depósitos se encuentran emplazados en el flanco sureste del volcán Misti formando dos frentes prominentes entre los ~3800 y 3400 msnm. El espesor de este depósito es de 4 m y se extiende 9 km hacia el sur de la quebrada Honda (3200 msnm). Según dataciones de ^{14}C , este depósito muestra edades de 1300 años AC (Thouret et al., 2001). Una capa negra de ceniza procedente ubicada bajo la ceniza de la erupción del volcán Huaynaputina de 1600 DC (Thouret et al., 1999a, 1999b, 2001), registra el evento eruptivo de 1440 – 1470 DC. Este episodio habría sido contemporáneo al gobierno del Inca Pachacutec, (Chávez, 1992).



CAPÍTULO II

CONTEXTO GEODINÁMICO, GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

II.1 CONTEXTO GEODINÁMICO

Según la teoría de tectónica de placas, la subducción es un proceso en el cual una placa litosférica se hunde bajo otra, proceso solo presente en un límite de placas convergentes. Generalmente, es la litosfera oceánica, de mayor peso específico, la que subduce bajo la litosfera continental, de menor peso específico, debido a su mayor grosor cortical. Un ejemplo muy estudiado es la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

El lento movimiento, de la placa oceánica hacia las capas más profundas de la Tierra, provoca el aumento lento de las temperaturas en las rocas del antiguo fondo del mar, hasta más de 1 000 grados Celsius y a una profundidad de 100 kilómetros aproximadamente, donde las rocas de la placa oceánica se funden parcialmente. Durante la subducción se observa además, el aumento relativamente rápido de la presión y temperatura, lo que permite que la corteza terrestre se derrita y ascienda nuevamente hacia la superficie para formar los volcanes e islas.

La subducción ocurre principalmente en la costa oeste de América del Sur (Chile, Perú, Ecuador, Colombia), otro caso se da en Japón, Islas Aleutianas, Java y partes del Mar Mediterráneo, todas reconocidas como regiones de alto potencial sísmico, además de albergar al mayor número de volcanes activos en el mundo.

II.1.1. CONVERGENCIA DE PLACAS: SUBDUCCIÓN Y COLISIÓN CONTINENTAL

II.1.1.1. La Subducción

Se entiende por subducción (*Figura 2.1*) al proceso mediante el cual una placa litosférica descienda por debajo de otra debido a la diferencia de densidades y esfuerzos. Dentro del proceso de subducción, a mayor profundidad, la temperatura y la presión se incrementan y una parte de los materiales de la placa en subducción son liberados (en especial el agua), lo que conlleva a la fusión del manto, que a su vez, asciende a través de la corteza terrestre continental creando en la superficie a los volcanes. Las zonas de subducción constituyen una parte muy importante dentro de la dinámica de los materiales terrestres, debido a que los materiales subducidos cambian sus propiedades en el interior del manto, facilitando la formación de corrientes de la convección. Sismológicamente, las zonas de subducción son caracterizadas por las zonas de Benioff; es decir, distribución lineal de la sismicidad a lo largo de la superficie de fricción de placas.

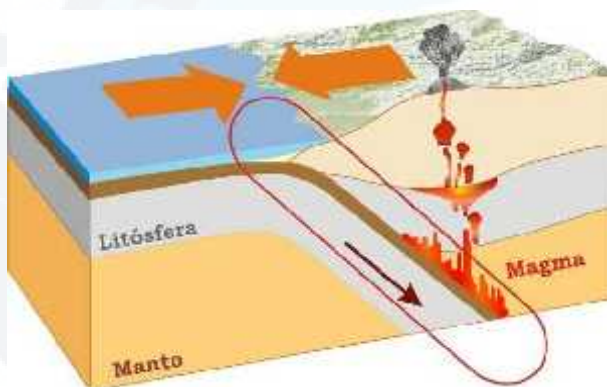


Figura 2.1: Se muestra el proceso de subducción entre dos placas, en este caso la placa oceánica subduce a la placa continental

- **Corteza oceánica - Corteza oceánica.**

En este proceso se origina la formación de arcos de islas volcánicas. Esta modalidad de convergencia se produce, por ejemplo, a lo largo de todo el límite occidental de la placa del Pacífico, configurando la aparición de numerosos arcos de islas, que dominan toda esa costa (Aleutianas, Filipinas, Japón, etc.). A veces se originan pequeñas dorsales tras los arcos de isla (**extensión tras arco**), véase la *Figura 2.2*.

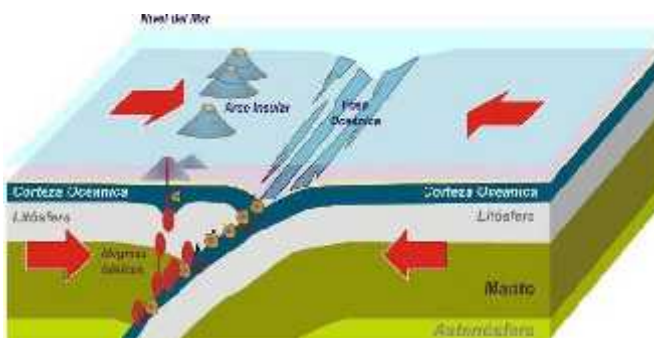


Figura 2.2: Esquema que muestra la convergencia de la corteza oceánica – corteza oceánica

- **Corteza continental - Corteza oceánica.**

En este proceso la corteza oceánica se introduce bajo la corteza continental siguiendo una pendiente mucho más pronunciada puesto que es más profunda. De este proceso, en la placa continental se origina toda una cordillera paralela al límite (orógeno de subducción) donde las máximas alturas coinciden, por lo general, con edificios volcánicos. Una zona de este tipo es el límite de la placa Pacífica con la Sudamericana, véase la *Figura 2.3*.



Figura 2.3: Se observa la convergencia de corteza oceánica versus corteza continental

¿Hasta dónde subduce la Litósfera?

Hasta hace unos años se suponía que la subducción tenía como límite los 670 km de profundidad, debidos a la presencia de terremotos en la frontera del Manto superior e inferior. Actualmente, se piensa que la subducción llega en forma de cascada hasta el contacto con el Núcleo externo formando el nivel D" en el Manto, como parte del proceso de convección que se desarrolla en el interior de la Tierra. Este nivel D" es el origen de las plumas del Manto y el final de los restos de Litósfera que subducen. La mejor explicación de esta heterogeneidad es suponerla causada por la subducción profunda: las cascadas subductivas deprimen la interfase manto-núcleo, y que llevan hasta ella residuos refractarios y fríos de la litósfera, que forman el nivel D (Jeanloz & Lay, 1993) La *Figura 2.4*, muestra las capas internas que constituyen a la Tierra.

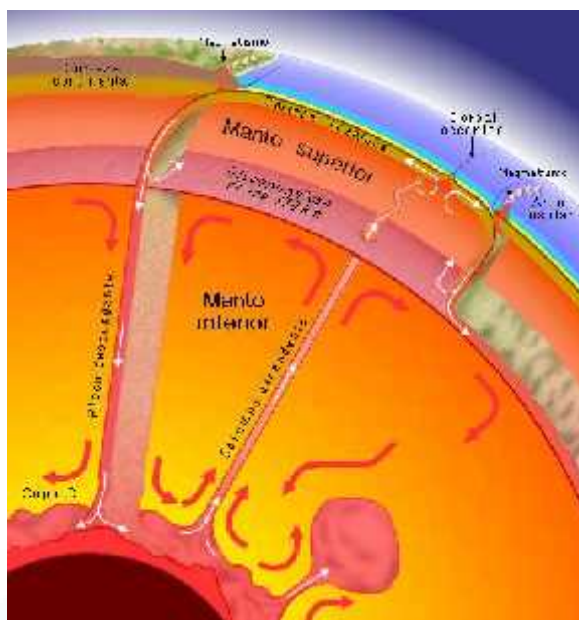


Figura 2.4: Diagrama que ilustra las capas de las que esta conformada la Tierra

II.1.1.2. La colisión continental:

Esta etapa se produciría al final del proceso de subducción debido a que se produce la completa desaparición de la litósfera oceánica que separaba dos masas continentales, dando lugar a su colisión y a que una cabalque sobre la otra, puesto que la corteza continental es poco densa para subducir. Una colisión de este tipo origina grandes cordilleras (orógenos de colisión) como los Alpes o el Himalaya, véase la *Figura 2.5*.



Figura 2.5: Se observa la colisión de la Corteza Continental – Corteza Continental

El volcán Misti (Perú) se ha formado debido a procesos de subducción, debido a que la placa Nazca esta subduciendo debajo de la placa Sudamericana (*Figura 2.6*).



Figura 2.6: Ubicación geográfica del volcán Misti (región sur del Perú).
Vista del flanco sur del volcán Misti desde la ciudad de Arequipa.

II.2 CONTEXTO GEODINÁMICO DEL VOLCÁN MISTI

II.2.1. TECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA DE AMÉRICA DEL SUR

El borde occidental de América Centro y Sur, es uno de los de mayor actividad sísmica en el mundo, siendo frecuentes los terremotos de magnitudes moderadas a grandes que producen cuantiosas pérdidas de vidas humanas y daños materiales.

La región Andina, desde Colombia hasta la Tierra del Fuego, es sacudida periódicamente por grandes terremotos y contribuye aproximadamente con el 15% del total de la energía sísmica disipada en todo el mundo en cada siglo. Los terremotos son de foco superficial ($h < 60$ km) en la zona costera y ellos aumentan su profundidad hacia el interior del continente por debajo de la cordillera (≈ 300 km). Los epicentros de sismos con focos a mayor profundidad, entre 500 y 650 kilómetros, se encuentran en la región limítrofe del Perú con Colombia, Bolivia y Brasil. En la parte norte, en Colombia y Ecuador, los terremotos de mayor magnitud se producen en la costa o muy cerca de ella. Destacan los terremotos de Ambato, Ecuador en 1949 y el de Popayán en Colombia en 1983. Frecuentemente, Perú ha sido afectado en muchas ocasiones por grandes terremotos, la mayoría ocurren en la mitad sur de la zona costera. Son importantes los terremotos de 1940, 1942, 1966, 1970, 1974, 1996, 2001 y 2007 que produjeron daños en los departamentos de Ancash, Lima, Ica y Arequipa. Posteriormente, la región Nororiental fue sacudida por los terremotos de 1990 y 1991, afectando a las localidades de Moyobamba y Rioja

Chile es una región continuamente asolada por grandes terremotos que en muchos casos van acompañados de tsunamis y actividad volcánica. La actividad sísmica es más intensa en la parte sur, por lo cual la ciudad de Concepción fue afectada repetidas veces, por ejemplo en 1853 y 1939. En 1960, todo Chile fue sacudido por una serie de terremotos, cuya duración se extendió a más de un año. El terremoto principal fue de magnitud 9,5 Mw y estuvo acompañado de actividad volcánica y un importante tsunami. El área cubierta por la actividad sísmica tuvo una longitud de unos mil kilómetros a lo largo de la costa. En Argentina, la región más afectada por los terremotos se encuentra en el interior del continente, básicamente en la provincia de la Rioja afectando a las ciudades de San Juan y Mendoza.

El estudio de la distribución espacial de los terremotos ha sido uno de los factores más importantes en el establecimiento de la teoría de la tectónica de placas. En la región de América Centro y Sur, la situación tectónica se puede explicar por la interacción de 6 placas principales como son las de América, a veces dividida en tres, Norteamérica, Centroamérica y Sudamérica, además Nazca, Pacífico y Antártica, a las que se añade las placas de Cocos y el Caribe. Cuando se visualiza espacialmente la sismicidad, está

coincide con el borde de las placas tectónicas, y cuya interacción fue y es responsable de la orogenia y volcanismo presente en estos continentes (Molnar & Sykes, 1969; Barazangi & Isacks, 1976, 1979; Ladd, 1976; Chael & Sttewart, 1982; Cabré, 1983; Chinn & Sykes, 1986; Burbach et al., 1984; Araujo & Suárez, 1994; Tavera & Bufo, 1998; Bernal, 2002).

En la Cordillera de los Andes no se presentan fuertes cabalgamientos de sedimentos, y ello se debe a que el proceso de subducción de la placa oceánica ha ido formando a lo largo del tiempo una serie de arcos volcánicos en el interior de la placa continental. Estos arcos están situados cada vez más al interior, formados por la ascensión del magma desde la placa subducida. Consecuencia de esta ascensión de magma es el progresivo engrosamiento de la corteza que llega a espesores de hasta 70 km con el plegamiento de los sedimentos depositados en la superficie. El resultado final es una ancha franja de cadenas montañosas con volcanismo activo muy intenso paralelo al margen de subducción con un enorme engrosamiento de la corteza. La subducción llega en este margen a grandes profundidades hasta 150 km y a distancias de hasta 750 km hacia el interior. La geometría de la placa de subducción varía a lo largo de la zona de Norte a Sur y sus características fueron ampliamente descritas por Tavera & Bufo (1998), Bernal & Tavera (2002). La *Figura 2.7*, se observa el esquema de las placas tectónicas que colisionan con la placa Sudamericana.



Figura 2.7: Las placas tectónicas del sistema de arco sudamericano. **(a)** Marco de las placas tectónicas. **(b)** Continente sudamericano. **(c)** Límites de la placa del sistema de placas que interactúan en Sudamérica. La principal causante de la formación Cordillera de los Andes es la placa de Nazca.

Los Andes forman una cadena de montañas de aproximadamente 4000 km de ancho paralelo a la fosa de Perú-Chile, donde se mantienen en continua interacción la placa de Nazca y el borde oeste de la placa de Sudamérica. La actividad volcánica esta limitada a las regiones donde las zonas sísmicas, presentan importante sismicidad intermedia a profundidades no mayores a 120 km por debajo de toda la Cordillera Andina. En general existen zonas volcánicas al Norte del continente, desde la parte sur de Colombia a la zona norte de Ecuador, una Zona Volcánica Central desde la parte sur de Perú hasta la zona norte de Chile, y una Zona Volcánica Sur en la parte sur de Chile (Thorpe et al., 1982).

II.2.2. ESQUEMA TECTÓNICO DE LOS ANDES CENTRALES DE AMÉRICA DEL SUR

La cordillera de los Andes representa un orógeno característico producto de un proceso de subducción: el de la Placa oceánica de Nazca por debajo de la Placa continental Sudamericana. Esta cordillera corresponde a un extenso sistema montañoso de más de 7000 km de longitud en América del Sur, desde el mar del Caribe (norte de Venezuela) hasta la Tierra del Fuego (sur de Chile) bordeando el Océano Pacífico, y construido lentamente desde el Triásico hasta nuestros días (Vicente et al., 1982; Jaillard et al., 1990). El proceso de subducción, es asimismo, el responsable de importante actividad sísmica y volcánica que ha colocado al borde occidental andino como parte del denominado “Círculo de Fuego del Pacífico”, denominado así por asociación con las frecuentes y altamente erupciones volcánicas explosivas que ocurren en esta larga y angosta banda que bordea el Océano Pacífico.

En contraposición a los Andes del Norte (Ecuador, Colombia y Venezuela) que se formaron por colisión y acreción de terrenos de origen oceánico, los Andes Centrales (Sur de Perú, Norte y Centro de Chile) parecen haber sido exclusivamente formados como consecuencia de la subducción de la litosfera oceánica. Su edificación estaría asociada tanto a procesos de acortamiento de corteza continental durante fases compresivas, como al ascenso y acreción de magma del manto bajo la corteza (Mégard, 1987).

La historia andina de los Andes Centrales se inicia en el Triásico, y se extiende hasta nuestros días (Audebaud et al., 1973; Jaillard et al., 1990), pudiendo ser dividida en dos grandes periodos: pre-orogénico y orogénico, este último se inicia con la fase compresiva del Cretáceo superior (Mégard, 1973). Los estudios efectuados sobre el tectonismo, entre el Oligoceno y el Actual (Sébrier & Soler, 1991), muestran que hubo un periodo de calma en la actividad magmática durante el Oligoceno, coincidente con una disminución de la velocidad de convergencia, y que entre el Oligoceno superior y el Actual ocurrieron hasta 5 fases compresivas mayores, intercalados con periodos de calma. Los Andes se habrían levantado paulatinamente en todo este periodo compresivo como el producto de un

aumento en la velocidad de convergencia de placas e incremento del volcanismo; mientras que, durante los periodos de calma dominaba una tectónica de extensión en el Altiplano y Cordillera Occidental (Ahlfeld & Branisa, 1960; Sébrier et al., 1988).

Tal como sugiere Moores & Twiss, (1995), los Andes pueden ser divididos en siete segmentos alineados de N-S (zonas A-G), cada uno con características geológicas diferentes. Se entiende que la zona de transición entre estos ambientes, es en general, una llanura y la razón para separarlos, es teniendo en cuenta la compleja evolución de los Andes. En los siguientes párrafos se resume cada uno de estos segmentos, describiendo sus características más importantes. Las secciones transversales asociadas se muestran en la *Figura 2.8*; lo cual proporcionará un marco de referencia: sur de Perú – zona central de Chile (segmentos B-D), que representan una importante y bien estudiada parte de los Andes con algunas características excepcionales como las elevaciones más altas (grandes mesetas con una elevación promedio alrededor de 3.5 – 4 km), la mayor anchura, el encorvamiento cerca de los 18°S, entre otros.



Figura 2.8: Creación de diferentes regiones tectónicas producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Las letras de A a G indican los segmentos estudiados en los cuales esta dividida la Cordillera de los Andes.

Segmento A

En una primera aproximación este segmento se puede subdividir en tres zonas. El lado occidental está formado por una acumulación de bloques oceánicos colisionados, sobre todo máficos y ultramáficos arcos de islas de acreción formados durante la era del Cretácico y principios del Terciario hasta la formación de la Cordillera Occidental. La sección media o la Cordillera Central, esta caracterizada por la intrusión de rocas del Mesozoico en un basamento del Precámbrico y la actividad volcánica Cenozoica. Hacia el Este, un buen desarrollo del Paleozoico al Cenozoico con el plegamiento y empuje cortical hasta formar la Cordillera Oriental.

Segmento B

En el borde oriental, las rocas del batolito formados durante el Pérmico y el Mesozoico tienen una intrusión en la unidad del Precámbrico llamada Macizo de Arequipa, que a su vez empuja hacia el Este sobre las rocas marginales del Mesozoico. Se cree, que el macizo de Arequipa ha sido parte del Escudo de América del Sur, al menos desde el Paleozoico. Esto corresponde a las secciones en donde la sismicidad muestra la presencia de una subducción horizontal para la Placa de Nazca.

Segmento C

La característica más destacada de esta sección es el batolito costanero, que es cortado por más de 1000 km a lo largo de la falla transcurrente de Atacama. Aquí, la Cordillera Occidental se caracteriza por presentar actividad volcánica, estando separada de la Cordillera Oriental por la meseta del Altiplano de origen controversial. Resultado de estos procesos, se inicia un profundo plegamiento y empuje de la zona Oriental de la cordillera sobre el Escudo cratónico de América del Sur.

Segmento D

Segmento ubicado en la parte central de Chile y considera parte del batolito que se observa en la sección previa y que dio origen a la Cordillera de la Costa. En esta región se define el Valle Central que separa la Cordillera Central y que a su vez, da lugar a la elevación del extremo oeste a una Precordillera y finalmente, a la Cordillera Pampeana con una serie de levantamientos del basamento. Esta sección contiene la zona de transición donde la placa de Nazca cambia su geometría dentro del proceso de subducción, desde un buzamiento normal (ángulo $\sim 30^\circ$) a una configuración subhorizontal caracterizada por la falta de actividad volcánica.

Segmento E

En este segmento, la Cordillera Costanera esta caracterizada por presentar un complejo prisma de acreción previamente del Paleozoico Tardío y que se encuentra encajándose en los plutones del Paleozoico. La Cordillera Central, actualmente corresponde al arco volcánico que produjo la elevación de la zona oriental del plegamiento

y cinturón de empuje. Más al este, se tiene la presencia de un afloramiento tipo retroarco basáltico que es considerado como una anomalía, puesto que ninguna extensión significativa de la cordillera se ha registrado hasta ahora.

Segmento F

Este segmento esta compuesto esencialmente por una intrusión acresional del Paleozoico Tardío y por plutones del Jurásico-Cretácico, ambos bisectados por la falla transversal de Liquiñe-Ofqui que define la frontera a lo largo del borde occidental del actual arco volcánico, sin una deformación significativa al día de hoy.

Segmento G (tendencia de las secciones transversales de suroeste a noreste)

Segmento que considera el extremo sur de Chile, en donde el batolito costanero esta desmoronándose por la presencia de rocas volcánicas del Cretácico. Más al norte se observa la presencia de una faja que muestra el levantamiento de una ofiolita del Cretácico, que a la vez esta desmoronando a la unidad metamórfica a un cinturón de plegamiento y empuje, proceso que se desarrollo durante el Cretácico Tardío y principios de la era del Terciario.

II.2.3. TECTONISMO EN LA REGIÓN SUR DEL PERÚ

El estudio de los depósitos volcánicos cenozoicos que afloran en la región sur del Perú indican que estos han variado en el tiempo, asociados a cambios, tanto en la velocidad de convergencia como en la geometría de la subducción, tal como lo indican Isacks (1988), Worner (1991), Tavera & Bufo (1998) y otros autores. En efecto, para que se produzca volcanismo en un margen de subducción, es necesario que la placa oceánica ingrese con “subducción normal” (ángulo de inclinación de 25°-30°), lo que permite que, en la zona de contacto entre la placa oceánica, y la placa continental (*Figura 2.9-b*), una “parte” de la astenósfera se intercale entre ambas placas para permitir la formación de una célula de convección que favorece el desarrollo de un episodio de volcanismo. Si por el contrario la placa oceánica ingresa en “subducción sub-horizontal” (ángulo cercano a 10°), ambas placas estarían en contacto directo y no habría espacio para que exista relación con la astenósfera, *Figura 2.9-a*. En el Perú, el primer caso se presenta en la región sur, donde existe volcanismo holocénico; mientras que, el segundo caso ocurre en la región centro y norte, donde no hay volcanismo holocénico (Mégard, 1987; Barazangui & Isacks, 1976; Hasegawa & Isacks, 1981; Grange et al., 1984; Deza, 1991; Tavera & Bufo, 1998; Bernal, 2002).

El volcanismo explosivo presente en los márgenes de subducción, ocurre así debido a que los sedimentos marinos hidratados, que son arrastrados por la placa oceánica que subduce, liberan agua y otros fluidos al llegar a grandes profundidades (cerca de los

100 km) debido al incremento de presión y temperatura. Estos fluidos, que al parecer están cargados de sílice y otros elementos, pasan a la astenósfera que se encuentra justo encima, y donde provocan fusión parcial de las peridotitas del manto. Es así como se crea una “burbuja” líquida dentro de un medio sólido que asciende hasta la corteza, para aflorar a regiones que son afectadas por procesos de diferenciación magmática, formar reservorios y finalmente, ser expulsados en las erupciones volcánicas.

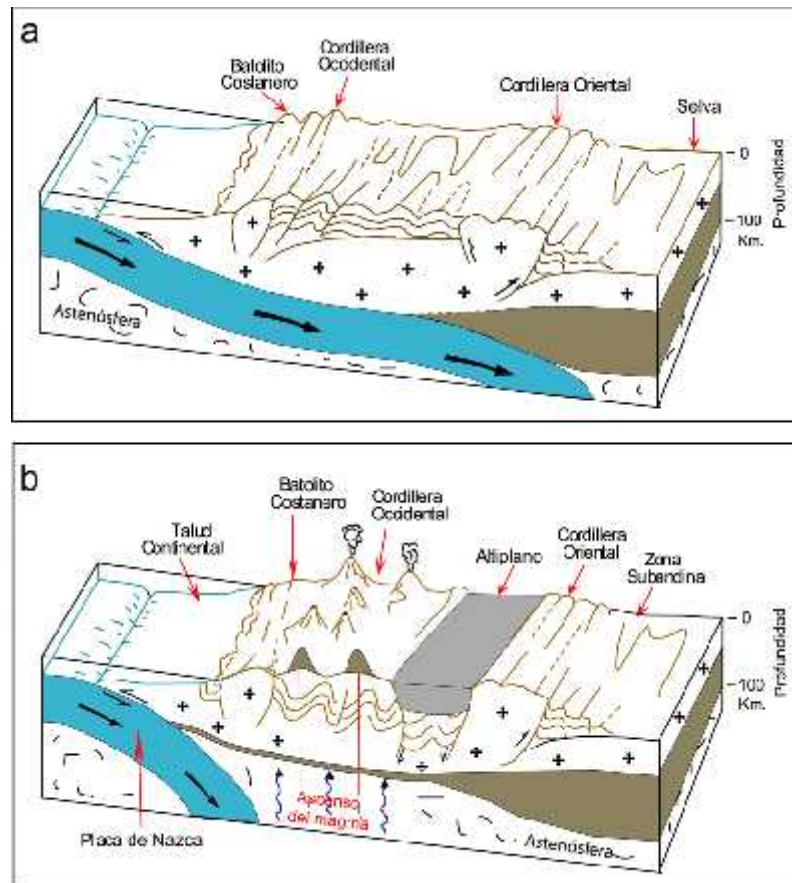


Figura 2.9: Diagrama de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana. a) Subducción sub-horizontal en el Centro y Norte del Perú. b) Subducción normal en el Sur de Perú, Sur y Norte de Chile (Mattauer, 1989).

El volcanismo del Pleistoceno y Holoceno está distribuido en tres segmentos o zonas que bordean el margen oeste de América del Sur: la zona volcánica norte (NVZ), la zona volcánica central (CVZ) y la zona volcánica sur (SVZ) (De Silva & Francis, 1991). Estas tres zonas coinciden o están asociadas a planos de “subducción normal”; mientras que, en los segmentos que los separan están asociados a “subducción sub-horizontal” y no se observan manifestaciones de actividad volcánica (Figura 2.10) (Barazangui & Isacks, 1976, 1979; Grange et al., 1984; Sebrier & Soler, 1991; Deza, 1991; Tavera & Buforn, 1998; Bernal, 2002).

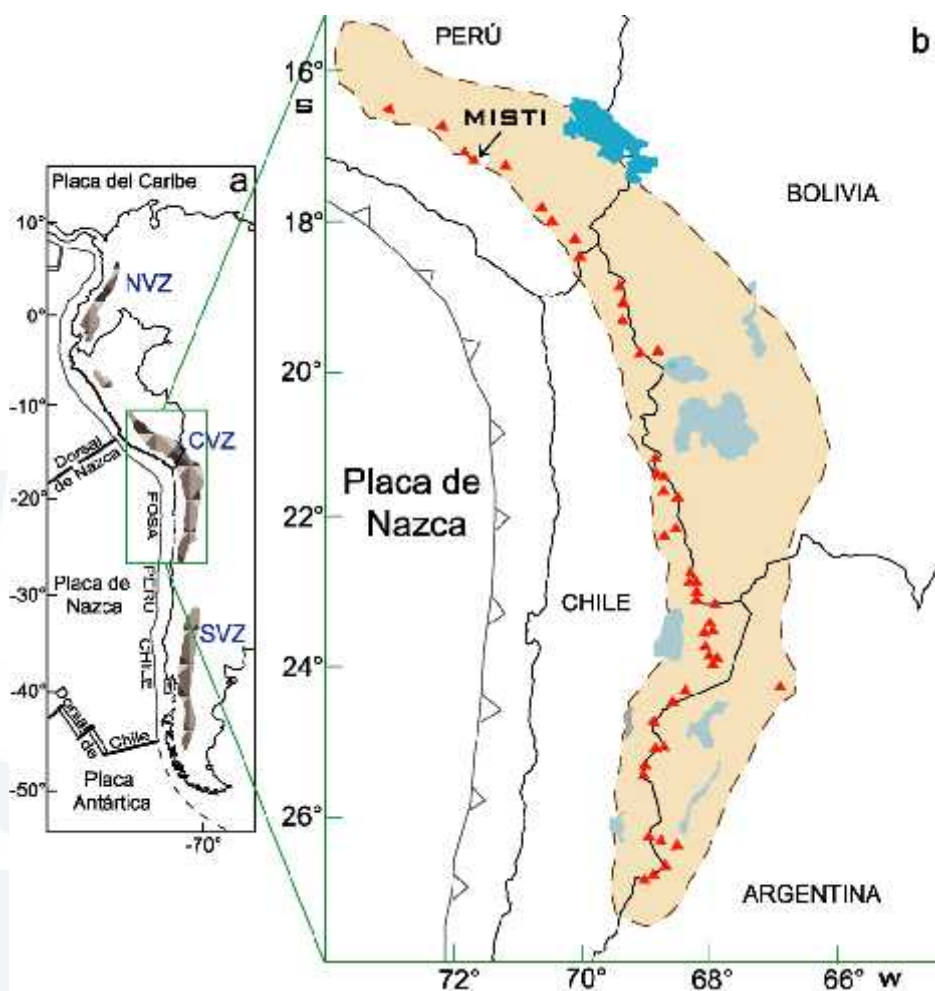


Figura 2.10: a) Distribución de las zonas volcánicas del Cenozoico al reciente en la Cordillera de los Andes
 b) Zona Volcánica Central revelando la cadena volcánica activa y su relación con la fosa de subducción Perú-Chile.
 (De Silva & Francis, 1991, modificado).

En la CVZ la actividad volcánica actual está delimitada entre los 14° (sur de Perú) y 28° (frontera Chile-Argentina) de latitud sur y emplazada en la Cordillera Occidental. En los Andes peruanos, dicha actividad se ubica a lo largo de dos franjas:

Al oeste, se presenta un ancho arco volcánico calco-alcalino, en cuyo sector más occidental (banda de 50 km) se localizan los volcanes actualmente activos, entre ellos el Misti; y hacia el sector oriental (banda de 100 km) se encuentran edificios volcánicos calco-alcalinos de edad pliocena.

Al este, se presenta un estrecho y discontinuo arco shoshonítico (Sébrier & Soler, 1991), *Figura 2.11*.

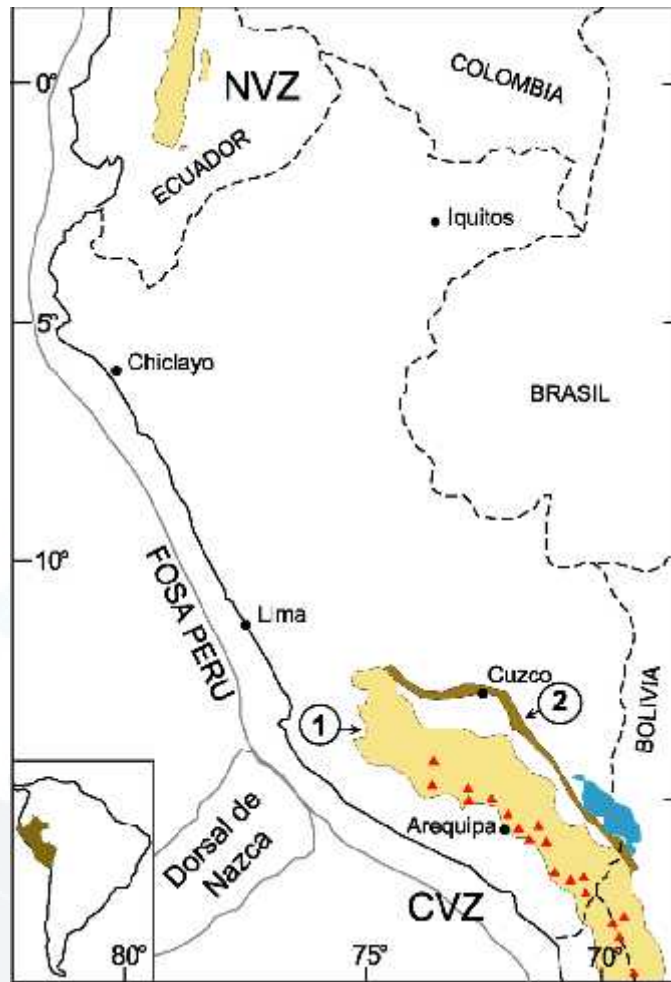


Figura 2.11: Actividad magmática presente en el sur del Perú desde el Plioceno tardío hasta el Cuaternario:

- 1) Rocas calco-alcalinas (triángulos rojos = volcanes activos recientes);
- 2) Rocas shoshoníticas. (Sébrier & Soler, 1991, modificado).

Es importante destacar la presencia del volcanismo explosivo ocurrido durante el Plioceno y que dio origen a los potentes depósitos de ignimbrítas riolíticas a riodacíticas presentes en áreas próximas al emplazamiento del volcán Misti (sillar de Arequipa).

II.3 CONTEXTO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN MISTI

II.3.1. GEOLOGÍA DE LA REGIÓN SUR DEL PERÚ

Entre las unidades volcánicas inferiores se describe una serie vulcanodetrítica compuesta de tobas, ignimbritas, lavas y aglomerados volcánicos. Esto caracteriza a la Formación Pichu, que se encuentra debajo de las vulcanitas datadas y asignadas al Mioceno, por lo cual se le considera del Oligo-Mioceno.

Grupo Tacaza

Sobre la serie inferior del Grupo Tacaza se depositaron gruesas acumulaciones de vulcanitas que en algunos casos exceden los 3,000 m. de espesor y que fueron llamadas por Newell (1949), con el nombre de Grupo Tacaza, para comprender lavas andesíticas, tobas dacíticas, ignimbritas, conglomerados tobáceos y una secuencia lacustrina (Dávila, 1988).

El Grupo Tacaza se extiende considerablemente hacia el Este, al ámbito de la Cordillera Oriental, y llega al lago Titicaca y Cusco. Hacia el Oeste llega a Arequipa (Vargas, 1970). En el cuadrángulo de Cailloma el grupo Tacaza ha sido dividido en las Formaciones Orcopampa e Ichocollo (Dávila, 1988).

La Formación Quellaveco, miembro inferior del volcánico Tacaza en la región de Toquepala, tiene una edad entre los 36,5 y 33,9 M.A. (Laharie, 1975). Rocas de la parte superior del Grupo, según este mismo autor, dan de 19 a 20 M.A. en la localidad de Andahua (Prov. de Castilla-Arequipa). Otras dataciones geocronométricas realizadas sobre el Grupo Tacaza, o sobre equivalentes laterales en las regiones de Arequipa y Ayacucho, datadas por el método K/Ar, dan edades entre $21,6 \pm 0,8$ M.A. (Noble et al, 1974). Bellón & Lefevre (1977), reportan una edad KAr de $15,85 \pm 0,3$ M.A., sugiriendo un rango cronoestratigráfico comprendido entre el Eoceno a Mioceno inferior.

Formación Huaylillas

Esta unidad piroclástica se encuentra distribuida mayormente en la vertiente pacífica de la Cordillera Occidental (Departamentos de Moquegua y Tacna), prolongándose hasta el territorio chileno (Formación Oxaya). Se incluyen en esta unidad las tobas del Grupo Nazca, la Formación Pócoto y la parte superior de la Formación Castrovirreyna (Ica y Huancavelica).

La formación Huaylillas constituida principalmente por tobas riolíticas y riodacíticas de colores claros (blanco, crema a rojizo), compuesta de feldespatos fragmentados, cantidades variables de granos de cuarzo, vidrio, biotita, (matriz: 60% de la roca). Dentro de la matriz se encuentran litoclastos de andesita y basaltos. El carácter petroquímico del vulcanismo Huaylillas y equivalentes presentan una tendencia calcoalcalina, rico en K.

En los departamentos de Moquegua y Tacna la Formación Huaylillas descansa en discordancia angular sobre el Grupo Tacaza; con edades de 16,8 y 14,8 M.A obtenido con método K/Ar. (Laharie R.,1975). En la región de Moquegua, han obtenido una isocrona Rb/Sr de 12,5 M.A. para tres muestras. Por lo tanto se le asigna una edad Mioceno medio. En Nazca se han determinado edades entre 22 y 18 millones de años (Noble et al., 1979 a y b).

Grupo Maure

La sección típica del Grupo Maure se halla a orillas del río Mauri (Bolivia), de donde se prolonga al área Maure-Antajave (Perú). En la Cordillera Oriental se tienen las ignimbritas de Macusani, como un evento sincrónico a la sedimentación del Grupo Maure.

La litología de la Formación Maure es variable y consiste en intercalaciones de brechas, conglomerados, areniscas, tobas y limolitas. Las brechas son de naturaleza volcánica y de color oscuro. Los conglomerados son volcánicos con elementos redondeados a subangulosos. Las areniscas y areniscas tobáceas son de grano grueso a fino de color blanco a gris verdoso. Las tobas tienen una coloración blanquecina, amarillenta o salmón. Las limolitas y arcillitas de color marrón se hallan en capas delgadas. Las capas de tobas retrabajadas contienen gran cantidad de fragmentos de lapilli y pómez, los últimos de tamaños mayores a 10 cm.

De modo general se puede decir que en el Grupo Maure hay una gran proporción de materiales volcánicos, que se encuentran en mayor volumen y aún llegan a predominar hacia la parte superior. La naturaleza y característica de las capas que integran este grupo indican que los materiales han sido acarreados y depositados por torrentes en un ambiente lacustre.

Por las relaciones entre las edades geocronométricas máximas y mínimas de las unidades infrayacentes y sobreyacentes (Formación Huaylillas-Formación Sencca), al Grupo Maure se le asigna una edad comprendida entre 14,2 M.A. y 6,5 M.A. Tosdal et. al. (1981), sugieren una edad del Mioceno medio a superior.

Formación Sencca

La Formación Sencca, definida por Mendivil (1965), en la frontera Perú-Chile, es una secuencia piroclástica que no pasa de 100 m. de grosor. Reposa en discordancia angular sobre los depósitos lacustres de la Formación Maure o bien directamente sobre las vulcanitas del Grupo Tacaza. Su extensión geográfica es considerable y forma un buen horizonte guía para la cartografía de las unidades del Cenozoico de la Cordillera Occidental del Sur del Perú; pero bajo este nombre se han cartografiado a veces otros volcánicos, más antiguos o más recientes.

El volcánico Sencca está constituido por tobas de naturaleza riolítica, dellenítica y riodacítica. Las tobas se componen de elementos vítreos, cristalinos y líticos de un color predominante blanco a blanco grisáceo, encontrándose también tobas rojizas en la parte inferior.

Tosdal et al. (1981), reporta una edad K/Ar de $6,5 \pm 0,3$ M.A. para la Formación Sencca en el área del Cerro Huailao (Moquegua). Hacia el NO del Altiplano boliviano, el equivalente de la Formación Sencca es la toba Pérez (Ahlfeld & Branisa, 1960). Estas dos unidades son litológicamente idénticas y están en continuidad con afloramientos a uno y otro lado de la frontera. En Bolivia la unidad ha sido datada en 2,5 M.A. por Everden et al, (1966). En base a estas edades geocronométricas a la Formación Sencca se le atribuye una edad Plioceno inferior a superior, pudiendo ubicársele coetáneo con el episodio Barroso.

Formación Capillune

La Formación Capillune, definida por Mendivil (1965) en el río Viluta (cuadrángulo de Maure), se extiende en el Altiplano peruano hasta sus márgenes occidentales. Su espesor máximo observado es de 195 m. variando hasta alcanzar unos cuantos metros.

Esta secuencia lacustrina está formada por conglomerados, areniscas, limolitas, argilitas y algunos niveles piroclásticos. Sus tonalidades van del blanquecino al gris amarillento a verdoso.

Las edades geocronométricas de la Formación Capillune son muy ambiguas. Tosdal et al. (1981), reporta edades K/Ar de $7,0 \pm 0,4$ M.A. y $3,3 \pm 0,1$ M.A. datadas en plagioclasa/total de roca, equivalentes al Mioceno superior Plioceno. Mendivil (1965), por las relaciones de campo le asigna a la Formación Capillune una edad Plioceno superior.

Formación Barroso

El Grupo Barroso fue definido por Mendivil (1965), en una cadena de conos volcánicos ubicados en la cordillera del Barroso, estando los más antiguos completamente erosionados y no muestran morfología alguna de volcanes. Otros como el Arco del Barroso, Arco de Pichu Pichu, Chachani, etc., son menos erosionados pero muestran trazas profundas de erosión glaciaria.

Los volcanes más recientes se alinean sobre un eje NO-SE, a lo largo de 500 Km. de longitud (Audebaud et al, 1973). En general su morfología está intacta y algunos muestran cráteres enormes de más de 1 Km. de diámetro: Ubinas, Misti, Tutupaca; y de menor diámetro: Yucamane, Condorpico, Chila, etc. Otros volcanes tienen su parte somital destruida por explosiones recientes como el del Huaynaputina (aprox. 70 Km. al SE de Arequipa), cuya actividad en el año 1600 fue catastrófica para el Sur del Perú.

El Grupo Barroso está formado por una alternancia de derrames y piroclastos. Los mantos de lavas son andesitas a traquiandesitas con espesores que varían de 20 a 30 m. Las andesitas, especialmente las de grano fino, ofrecen una estructura subesquistosa bien marcada cuando se encuentran en estratos horizontales o con muy poca inclinación.

Las brechas de flujo en estratos delgados se intercalan entre derrames de lavas. Los elementos de las brechas son andesíticos, subangulares, de tamaños variables entre 5 a 10 cm. de diámetro, en una matriz andesítica de grano fino a medio.

Mendívil (1965), en base a las relaciones de campo, al encontrar al volcánico Barroso sobre la superficie Capillune y al estar afectado por la glaciación pleistocena, le asigna una edad Plio-Pleistocénica.

La mayor edad geocronométrica reportada para el Grupo Barroso fue realizada en una traquita, dando una edad W/R de $9,5 \pm 0,6$ M.A. (Proyecto Integrado del Sur, INGEMMET, 1991). Se señala además que en el cuadrángulo de Chivay la parte basal del Grupo Barroso es equivalente al Grupo Maure.

Kaneoka & Guevara (1984) reportan una edad K/Ar en roca/total de $7,2 \pm 0,2$ M.A. en el área de Juli-Puno. Otra datación realizada en plagioclasa de una andesita en el nevado Arundane dio una edad de $5,3 \pm 0,3$ M.A. (Tosdal et al., 1981). Una dacita datada en biotita dio una edad de $0,7 \pm 2$ M.A. (Tosdal et al., 1981), esta datación fue realizada en una muestra correspondiente a un estrato del volcán Tutupaca.

De acuerdo a estas edades (7,2 a 0,7 M.A.) y sus relaciones en campo, al volcánico Barroso antiguo se le asigna un rango del Mioceno superior a Pleistoceno.

Kaneoka (1982), reporta diversas edades datadas en andesitas de Arequipa, Chivay, Cailloma y Orcopampa entre 0.5 ± 0.07 a 0.078 ± 0.035 M.A. Esta actividad volcánica reciente que podría tratarse de acontecimientos históricos; tal vez sea sincrónica con la del volcán Quimsachata en el valle del Vilcanota (Cusco), y con el volcánico Paucarani en el cuadrángulo de Maure (Puno); por lo que se consideran a estas rocas como resultante de un evento Barroso reciente, en el cual se incluyen los grupos Colca, Ampato y Andagua.

Los trabajos de Lefevre (1973) señalan que el vulcanismo plio-cuaternalio del Sur del Perú corresponde a dos series distintas:

1. Serie calcoalcalina, representada por las rocas más próximas a la fosa: Flanco Pacífico de los Andes, Cordillera Occidental.
2. Serie shoshonítica, que forma las rocas más alejadas de la costa: Altiplano, límite Altiplano-Cordillera Oriental. Más al norte, en la región de Ayacucho, señalan basaltos y andesitas pliocénicas de composición shoshonítica.

Tanto los elementos mayores, como los elementos trazas (Dupuy & Lefevre, 1974, James et al., 1976), señalan una variación de las características químicas según la distancia a la fosa Peruana-Chilena.

Los denominados **elementos traza** son los que presentan concentraciones de elementos químicos inferiores al 0.1%, expresándose en partes por millón (ppm) y, más raramente en partes por billón (ppb, 1 billón = 10^9). Resulta interesante mencionar que algunos elementos se comportan como elementos mayores en algunos grupos de roca y como elementos traza en otros grupos. Los llamados **elementos mayores** son aquellos elementos químicos que predominan en cualquier tipo de roca como el Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K y P; además sus concentraciones pueden expresarse como tanto por ciento (%)

en peso del óxido correspondiente. Por lo general, las determinaciones analíticas de los elementos mayores sólo se hacen sobre los cationes.

a) Elementos Mayores

- En la serie calcoalcalina, el tenor de SiO_2 aumenta conforme se alejan de la fosa (de 55,5% a 76,5%), en cambio, las rocas más básicas se encuentran en la serie shoshonítica (50,5% a 63,9%).
- Se nota un enriquecimiento de potasio conforme se alejan de la fosa, así como una correlación evidente entre K_2O y SiO_2 . Las lavas más cercanas a la fosa (220 a 270 Km), tienen tenores de K_2O típicos de las series calcoalcalinas: para $\text{SiO}_2=60\%$, K_2O es cercana a 2,5%. Las lavas situadas de 270 Km. a 320 Km. de la fosa son más potásicas: $\text{K}_2\text{O}=3\%$. Más allá de 320 Km de la fosa se ingresa en el ámbito de las shoshonitas, con $\text{K}_2\text{O}=3,75\%$.

b) Elementos Traza

1. Los elementos traza muestran en la serie calcoalcalina las siguientes cantidades:
 - El tenor en Rb, así como las proporciones K/Ba y Rb/Sr aumentan con la distancia a la fosa. El tenor en Sr y las proporciones K/Rb y Ba/Rb varían en sentido inverso con la distancia a la fosa. La serie shoshonítica es más rica en Sr y Ba que la serie calcoalcalina.
2. La cantidad de uranio, por el método traza de fisión, indica que el tenor de este elemento:
 - Aumenta con el tenor de SiO_2 de la roca. Es intermedio en las shoshonitas, entre las andesitas más cercanas y las andesitas más alejadas de la fosa. Frecuentemente es más elevado que el tenor medio de la corteza.
3. La proporción $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de las lavas plio-cuaternarias del sur del Perú (Regiones de Arequipa y Barroso), es elevada: 0,7054 a 0,7079.

II.3.2. GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DEL VOLCÁN MISTI

II.3.2.1. Introducción

El volcán Misti se enmarca en el Cinturón de Fuego del Pacífico y está estrechamente relacionado con el proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el continente sudamericano. En la región sur de Perú, la presencia de secuencias de lava andesítica del Triásico-Liásico (Vicente et al., 1982; Jaillard et al., 1990), indican que el proceso de la subducción se produjo aproximadamente hace 200-220 millones de años durante la conformidad con la orogénesis andina (Audebaud et al., 1973; Dalmayrac et al., 1977). El Volcán Misti (8196.371.7 S, 243543.3 E, 5822msnm) es uno de los volcanes activos más importantes de la Zona Volcánica Central de la Cordillera de los Andes (CVZ en la *Figura. 2,18*), está situado a 17 km al noreste de Arequipa (2300msnm) (*Figura 2.12*); por lo tanto, representa un peligro

importante para la segunda ciudad más grande del Perú. El Misti es uno de los doce volcanes activos del sur del Perú (Bullard, 1962; De Silva & Francis, 1990) además del Sara Sara, Coropuna, Sabancaya, Ampato, Chachani en Arequipa, Ubinas, Huaynaputina y Ticsani en Moquegua, y Tutupaca, Yucumane, Purupuruni y Casirí en Tacna. El volcán Misti llamado así desde la Colonia, nombre que corresponde a la voz mestiza que significa “Gran Señor”.

La cadena volcánica del sur de Perú tiene aproximadamente 50 km de ancho y está constituida de estrato volcanes, domos de lava, campos de lava, depósitos de caídas piroclásticas e ignimbritas. El vulcanismo se encuentra situado a una distancia media de 250 km al este de la fosa peruano-chilena y se origina debido al proceso de subducción (Rivera, 2000). Los principales peligros volcánicos son por caídas de ceniza, pómez y escoria, flujos de lodo (lahares), flujos piroclásticos, avalanchas de escombros y flujos de lava.

Así mismo se tiene en el Perú, volcanes potencialmente activos emplazados durante el Plio-cuaternario, entre los que se distinguen el volcán Coropuna, Solimana, Casiri, Ampato, Purupuruni, Sara Sara y Chachani (De Silva & Francis, 1991, Simkin & Siebert, 1994).

También se distinguen una serie de conos monogenéticos dentro de los valles de Andahua, Huambo y Sora, emplazados durante el Pleistoceno y Holoceno. Todos estos volcanes forman parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales.

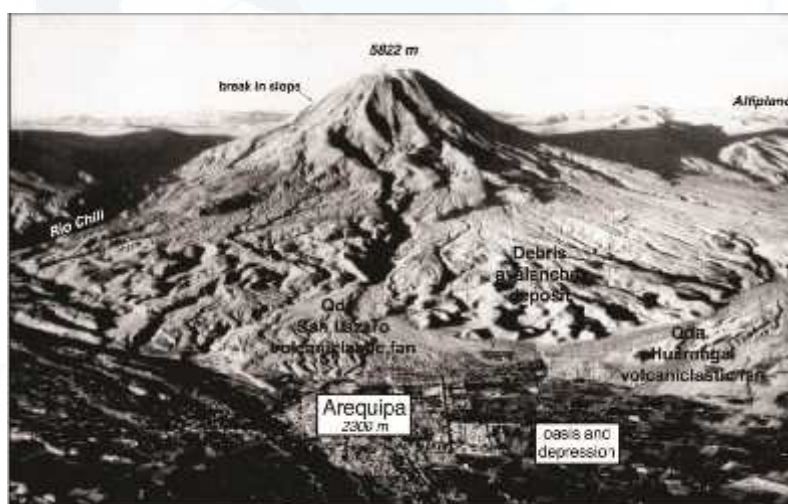


Figura 2.12: Vista desde la parte sur de la ciudad de Arequipa:

el Volcán Misti tiene una altura de 5822 m.s.n.m. y la ciudad de Arequipa de 2300 m.s.n.m.

II.3.2.2. Evolución del Volcán Misti

El crecimiento del volcán Misti ha pasado por cuatro etapas (Figura 2.13), tal como indica Thouret et al. (2001). El Misti es un edificio mixto que comprende un estratovolcán erosionado llamado Misti 1, parcialmente superpuesto por dos estrato-conos llamados Misti 2 y 3, y un cono en la cumbre, Misti 4. Misti 1 (833 a 112 mil años) consiste esencialmente

de flujos de lava y los depósitos de avalanchas de escombros. Misti 2 (112 a 40 mil años) se caracteriza por estar compuesto por flujos de lava y depósitos de colapso de domo. Al final de la etapa 2, hace 50 a 40 mil años, la erupción de ignimbritas sin soldar (nonwelded) de 3 - 5 km³ en volumen están posiblemente relacionadas con la formación de una caldera creciente de 6 x 5 km. La etapa Misti 3 (40 a 11 mil años) se basa principalmente por la construcción de los flujos de lava, bloques y cenizas, y los depósitos de cenizas. Misti 3 también termina con la formación de la cumbre de la caldera de 2 x 1.5 km, a la que estaban relacionados los flujos piroclásticos y caídas de depósitos. Desde 11 mil años al presente, la etapa de Misti 4 corresponde al crecimiento de un cono de cenizas en la cumbre y la formación de dos cráteres concéntricos en la cumbre. Los flujos piroclásticos, la caída, y los depósitos de avalancha de escombros están asociados a esta etapa eruptiva (Thouret et al., 2001).



Figura 2.13: (A) Localización del Volcán Misti en la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes.
(B) Imagen Landsat que muestra la presencia de dos fallas activas sobre tefras del Holoceno que atraviesan parte del edificio del volcán Misti (imagen extraída de Finizola et al., 2004 y modificada de Llerena, 2005)

El cráter más grande, de 950 m de ancho, podría haberse formado durante la erupción ocurrida hace 2300-2050 años con caída de piedra pómez y flujos. El cráter interior, con 550 m de ancho y 200 m de profundidad, cortando domos históricos. Contiene de 130 m de anchura y 15 m de alto plug andesíticas (Thouret et al., 2001).

Durante los últimos 50 mil años, el volcán Misti produjo cerca de 10 flujos de piroclásticos y 20 caídas de tefras, debido a las erupciones plinianas, sub-plinianas y vulcanianas experimentadas durante su historia eruptiva. La erupción sub-pliniana más reciente habría ocurrido hace 2050 años, llegando a expulsar a los depósitos de flujos piroclásticos con un volumen de $0,7 \text{ km}^3$ (Thouret et al., 2001). Según Chávez (1992), la última erupción las cenizas llegaron incluso $6 \times 10^6 \text{ m}^3$ de volumen y se produjo a mediados del siglo XV con una baja a moderada magnitud. Geomorfológicamente, el río Chili pasa entre los volcanes Misti y Chachani (cause del río Chili) y después cruza la ciudad de Arequipa, sobre los emplazamientos de varios lahares generados en los años 1035, 520, 340, 330 AP (Delaite et al., 2005), tal como se muestra la *Figura 2.14*.

Según Travada & Córdova (1752), Zamácola & Jáuregui (1823), Chávez (1993), el Volcán Misti habría tenido hasta 12 erupciones ocurridas desde el siglo XV a la fecha, siendo los más intensos los producidos en los años 1454, 1677, 1784 y 1787. En la Tabla 2.1 se muestra un resumen de estos sucesos eruptivos.

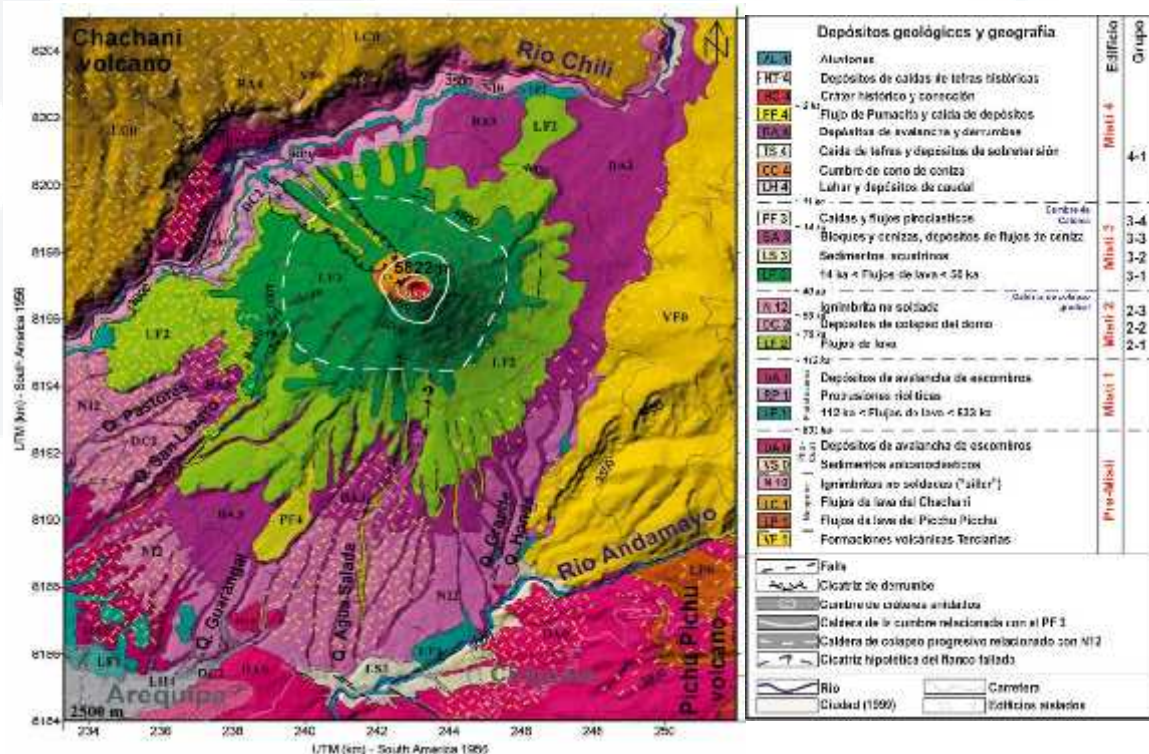


Figura 2.14: Mapa geológico superpuesto sobre una DEM (Modelo digital de elevación) las etapas eruptivas reconocidas en el Volcán Misti, solo los grupos estratigráficos más representativos han sido asignados, a pesar del anillo piroclásticos está compuesto por varios grupos aislados, caída de depósitos de tefras, son cubiertos del grupo 1 – 4

(Modificado de Thouret et al., 2001)

Tabla 2.1.- Actividad volcánica del Misti en los últimos 10,000 años

TIEMPO DE INICIO	TIPO DE ACTIVIDAD		
7190 BC ± 150 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo(s) Piroclástico(s)		
5390 BC ± 75 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo(s) Piroclástico(s)		
4020 BC ± 200 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo(s) Piroclástico(s)		
3510 BC ± 150 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo(s) Piroclástico(s)		
2230 BC ± 200 años	Erupción central, Erupción explosiva		
310 BC ± 100 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo Piroclástico(s)		
80 BC ± 75 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo Piroclástico(s), Flujo(s) de lodo (lahares), Flujo(s) de escombros		
90 AD ± 300 años	Erupción central, Erupción explosiva		
760 AD ± 100 años	Erupción central, Erupción explosiva		
1350 ± 16 años	Erupción central, Erupción explosiva, Flujo(s) Piroclástico(s)		
TIEMPO DE INICIO	VEI (Índice de Explosividad Volcánica)	TIPO DE ACTIVIDAD	OBSERVACIONES
1454	2	Erupción central Erupción explosiva	Alcance de cenizas de 23 km alrededor, dañando campos, propiedades, etc.
1542	1	Erupción central Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	Caída de cenizas probablemente alrededor del cráter.
1599	1	Erupción central, Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	
1677	2	Erupción central Erupción explosiva(s)	Caída de cenizas alrededor del cráter.
1784	2	Erupción central Explosiones freáticas(s)	Caída de cenizas alrededor del cráter.
1787	1	Erupción central Explosiones freáticas(s)	Caída de cenizas alrededor del cráter.
1826	1	Erupción central Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	
1830	1	Erupción central Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	
1831	1	Erupción central Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	Caída de cenizas alrededor del cráter.
1869	1	Erupción central Erupción explosiva Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	Fumarolas
1870	1	Erupción central Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica	Columna Fumarólica y posible caída de cenizas cerca al cráter.
1948	1	Erupción explosiva	Alarma en la ciudad de Arequipa por emisión de cenizas.
1985	1	Erupción central Erupción explosiva Explosiones freáticas(s) Actividad fumarólica intensa	Columna fumarólica de 1 km de altura
1997	1	Actividad fumarólica	Incremento de las fumarolas y de la temperatura en la fuente de Charcani V
2001		Incremento de la actividad geotermal	Después del terremoto de Junio

II.4 ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN MISTI

Los datos históricos muestran que el Misti ha presentado 15 eventos con incremento de actividad volcánica desde el siglo XV hasta la actualidad. La actividad más importante se registró durante los años 1454, 1677, 1784 y 1787 (Ballón, 1900).

II.4.1. VOLCANISMO DESPUÉS DEL CENOZOICO

La historia del Misti se ha desarrollado en dos etapas desde su origen (más de 4 millones de años), ambas desarrolladas por un conducto o chimenea que ha atravesado formaciones rocosas volcánicas preexistentes de tipo ignimbrítico del periodo Sencca, perteneciente al Plioceno, con más de 5 millones de años de antigüedad.

II.4.2. HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN MISTI: DURANTE EL HOLOCENO (2300 AÑOS BP)

La actividad explosiva del Volcán Misti en los pasados 2300 – 2050 años B.P., se caracterizó por los flujos de pumita y los depósitos de caída durante su último gran episodio Sub-Pliniano. Cuya edad se ha determinado con el método de ^{14}C corresponde a 2300 años. Estos flujos fueron depositados en la Quebrada Agua Salada y en la Quebrada San Lázaro (Thouret, et al., 2001). El depósito de caída de pumita se extendió ≥ 25 km al suroeste hacia la ciudad de Arequipa e incluyen tres capas, una con un espesor de 30 cm, con mayor cantidad de pumita en las capas inferiores de lapilli, el volumen de la los depósitos de pumita estimado es alrededor de $\sim 0.1 \text{ km}^3$ (Thouret, 2001) y una altura de la columna sub-Pliniana de 10-13 km sobre la ventana. Estos eventos de caída de pumita intercalados con 4 o 6 unidades de flujos que sugieren una erupción columnar colapsada en el flanco sur durante la caída de tefras. Además, productos líticos, flujos de pumitas y flujos piroclásticos con 30 m de espesor. A los 2050 años B.P. depósitos de lahares y depósitos de flujos piroclásticos intercalados con lahares ricos en pumita. Los episodios explosivos pueden haber estado desestabilizando el flanco occidental y noroccidental, como ha sido observado en los deslizamientos y los depósitos de lahares ricos en bloques de escoria y material oxidado.

En la columna estratigráfica de la *Figura 2.15* se esquematiza los eventos ocurridos durante la formación del volcán Misti, en sus cinco fases: Pre-Misti, Misti 1, Misti 2, Misti 3 y Misti 4. En todas ellas se observa una intercalación de flujos de lava y flujos piroclásticos, depósitos de pumita, caída de ceniza e ignimbritas entre otros materiales.

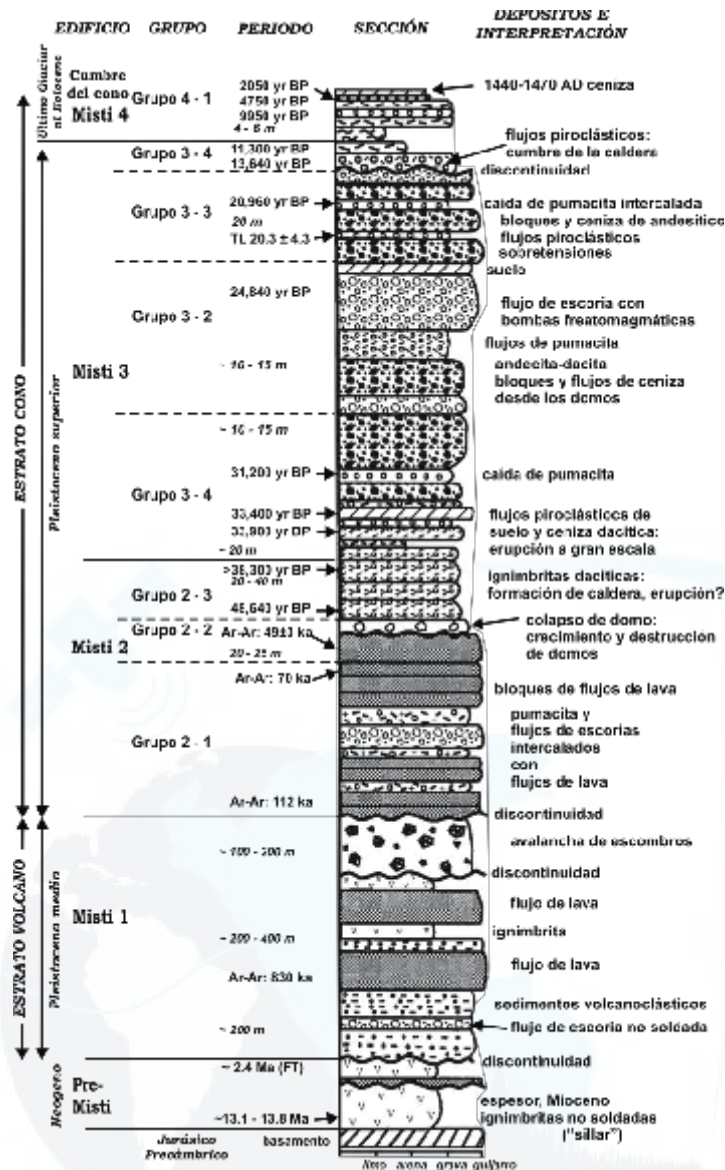


Figura 2.15: Esquema de una sección estratigráfica del Volcán Misti desde la época del Mioceno, indicando los grupos pre-Misti, Misti 1, 2, 3 y 4 (extraído de Thouret et al., 2001)

II.4.3. ACTIVIDAD HISTÓRICA Y RECIENTE DEL MISTI

Diversas recopilaciones efectuadas por Zamácola & Jauregui (1804), Chávez (1992), Simkin & Siebert (1994), entre otros, han descrito la actividad histórica del volcán Misti, desde las erupciones ocurridas en los años 655 D.C., 1304 D.C. y el Siglo XV, posterior a estos episodios se ha recopilado información de otros eventos importantes a partir de la segunda mitad del siglo XV.

La erupción ocurrida entre 1440 y 1470, aparentemente ha dejado una importante evidencia material consistente en una pequeña capa de ceniza de color (Ceniza "Pachacutec") con un espesor superior a 3 cm. Esta información fue recopilada por Martín de Murúa, (Rivera, 1996).

Un probable evento ocurrido entre 1542 a 1599, está relacionado con el sismo de Arequipa ocurrido el 22 de enero de 1582 (Barriga, 1951). Esta actividad volcánica afectó a

zonas de Mollendo e Islay a 82 Km de Arequipa aproximadamente, producto de esta actividad hubo perdida de ganado y terrenos de cultivo por la contaminación de las aguas.

Otra erupción ocurrió en el año 1677, de Marzo a Mayo, con la presencia de fumarolas en el volcán, según Travada & Córdova (1752). Los habitantes anteriormente habían vivido la erupción de 1600 del volcán Huaytaputina. En la erupción del volcán Misti hubo actividad fumarólica y emanación de cenizas alrededor del cráter y un fuerte olor a azufre.

El historiador Domingo de Zamácola relata que en el año 1784 (9 de Julio) ocurre un temblor a las 8:39 horas de la mañana y por la noche a las 12:30 se oyó un estruendo como si hubiese disparado un cañonazo por el aire, y se observa que *“desciende por el lado del volcán, un globo ígneo con centellas alumbrando y se hizo invisible por la parte de la sierra...”*

La erupción de 1787, según Barriga (1941), el volcán empieza a humear en forma alarmante a partir del día 28 de Julio y los relatos indican la presencia de fumarolas, penachos, nubes de ceniza, explosiones y grandes emanaciones de gases. Aparentemente con estos relatos no se podría precisar si se trata de una erupción volcánica. Al parecer, después del periodo Barroso, la actividad del Misti continúa con emanaciones de gases hasta la actualidad.

Smikin & Siebert (1994), indica que en Agosto de 1830 y 1831, en Setiembre de 1869 y Marzo de 1870, ocurrió algún tipo de actividad, pero no se puede corroborar con otra información histórica. Otros probables eventos del volcán Misti ocurrieron en el siglo XIX y han podido ser datados. Por ejemplo el ocurrido en Mayo de 1971, donde 7 andinistas llegaron al borde del cráter para observar una desgasificación del volcán acrecentada por el vapor de agua producida por el hielo y nieve que se derretía. La nieve se derritió y filtro en el domo, y las altas temperaturas causaron que se convierta en vapor de agua y resurjan violentamente junto a los gases.

Mientras que, en el siglo XX se ha observado actividad fumarólica en el domo que existe dentro del cráter interno. Algunos andinistas indicaron que el domo ha crecido (se ha *“inflado”*) en los últimos 50 años, con una constante emanación de gases del borde y del cráter interno. Una creciente actividad fumarólica ocurridas en 1948-49 y 1984-85 que causaron alarma en la población.

La última actividad volcánica presentada por el Misti ocurrió en el año 1985 y de acuerdo a testigos, se da cuenta que se produjeron columnas altas (1 km) que contenían cenizas finas, además el domo del cráter aparentemente creció. Resumiendo, la actividad en el último siglo se caracteriza por presentar crisis fumarólica con actividad freática y presencia de gases más cenizas en la mayoría de los casos, muchos de estos eventos estuvieron acompañados de ruido y sismos.

La última erupción explosiva de gran magnitud presentada por el Misti ocurrió alrededor de 2000 años B.P. (Thouret et al., 2001).

CAPÍTULO III

ESTUDIO DE VOLCANES ACTIVOS A TRAVÉS DE MÉTODOS GEOFÍSICOS

III. MÉTODOS DE OBSERVACIÓN

III.1 Métodos sísmicos

Gracias al desarrollo de la sismología es posible estudiar el comportamiento interno de un volcán; es decir, conocer la dinámica interna de los fluidos, sus mecanismos de transporte y el posible estado de esfuerzos locales a partir de la sismicidad generada producto de la actividad volcánica.

La actividad volcánica genera una gran variedad de señales sísmicas “*Sismos Volcánicos*”, producto de la presencia de fallas, fisuras; movimiento de fluidos a menores temperaturas. Cada tipo de señal puede corresponder a diferentes procesos de la fuente, tales como: ruptura en un medio sólido, y mecanismos de movimiento de material en medios total o parcialmente fluido. Existen diferentes clasificaciones propuestas para identificar los tipos de eventos sísmicos y muchos de ellos suelen ser válidos a un pequeño grupo de volcanes debido a la gran heterogeneidad de los procesos que les da origen.

III.1.1. ¿Qué es un sismograma?

Un sismograma representa el registro del movimiento del suelo llevado a cabo por un sismógrafo. Esto puede ser debido a fuentes naturales como son los sismos (terremotos), o de fuentes artificiales como son los explosivos (sismos inducidos). El sismógrafo está compuesto por un sensor (altamente sensible al movimiento), un galvanómetro (dispositivos eléctricos y filtros) y un registrador (representando los sismogramas).

Dado que la onda P se propaga a mayor velocidad que otro tipo de ondas, son las primeras en ser registradas en un sismograma, después llegan las ondas S y posteriormente, las superficiales (ondas Rayleigh y ondas Love) (Figura 3.1).

En el pasado, los sismogramas eran obtenidos de tambores que registraban en papeles rotativos (carretes de papel común, y otros papeles fotosensibles expuestos a rayos de luz). Actualmente, todos los sismógrafos registran la información de forma digital, de esta forma se puede hacer un análisis automático de la información con mayor precisión y facilidad.

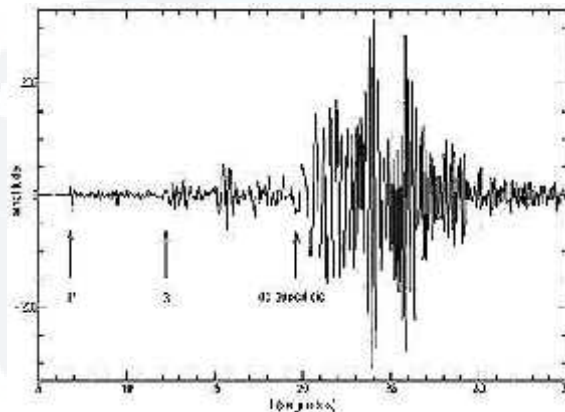


Figura 3.1: Sismograma indicando las fases P y S y el inicio de las ondas superficiales

III.1.2. Clasificación de los registros sísmicos

A pesar que existen varias clasificaciones (Minakami, 1969; Latter, 1979, 1981) la propuesta por Ibáñez (1997) permite clasificar a las señales sísmicas anómalas a volcanes de acuerdo a las características de la envolvente y el contenido espectral (rango de frecuencias).

III.1.2.1. Sismos volcano-tectónicos (VT)

El comienzo de esta señal sísmica suele ser impulsiva, con una clara llegada de la fase P, siendo posible identificar la llegada de la onda S; por lo cual, es favorable

obtener registros para sus 3 componentes. Su contenido espectral es amplio, y algunas veces superior a 10 Hz (Figura: 3.2, 3.3) y en otros casos hasta 30 Hz.

En profundidad, estos eventos suelen ocurrir desde decenas de kilómetros hasta la misma superficie del edificio volcánico. La proyección en superficie de estos eventos, presenta una distribución muy variada entorno a un posible conducto, y también a lo ancho de todo el sistema volcánico.

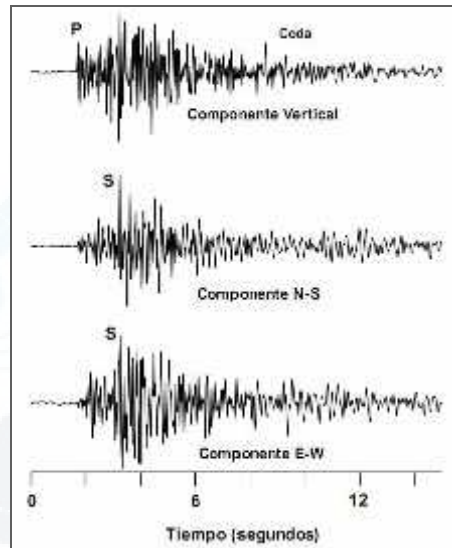


Figura 3.2: Ejemplo de sismo volcano-tectónico registrado en la Isla Decepción Antártica (modificado de Ibáñez & Carmona, 2000)

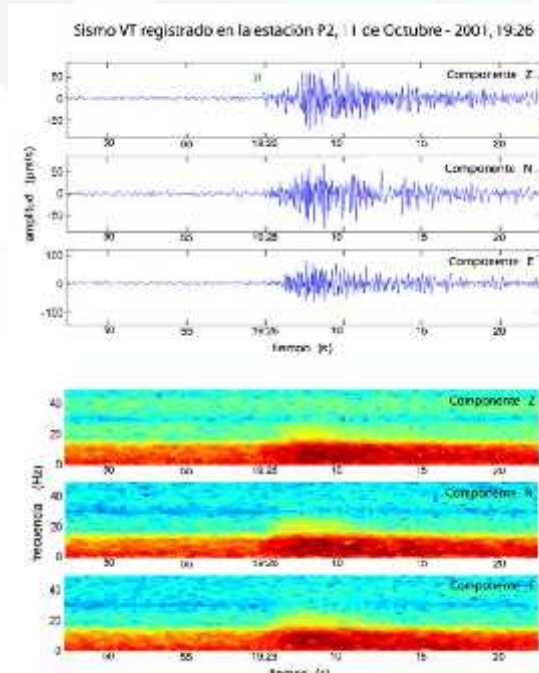


Figura 3.3: Ejemplo del registro en sus tres componentes de un sismo volcano-tectónico registrado en el volcán Misti, en el año 2001, en sus tres componentes. (a) Formas de onda, (b) Espectrograma (Extraído de Llerena, 2004)

Por otro lado, hay que señalar también que si bien son frecuentes los casos de erupciones que fueron precedidas por el brusco aumento de actividad sísmica tectónica, existen otros que no se llegó a registrar este tipo de eventos (Beniot & McNutt, 1996).

III.1.2.2. Sismos de periodo largo (LP)

Los sismos de periodo largo (LP) o de baja frecuencia, carecen de fases iniciales bien definidas (presentan fases emergentes), por lo que resulta difícil determinar el momento exacto del inicio de la señal. Estas señales son típicas de ambientes volcánicos activos y se caracterizan por presentar un contenido espectral muy limitado, alrededor de 0.5 a 5 Hz (Figuras: 3.4, 3.5). La duración de estos eventos suele variar entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto.

Algunos autores como Ferrazzini & Aki (1992) señalan que a menudo es posible encontrar eventos de periodo largo que vienen precedidos en su inicio por una señal energéticamente mas débil, pero cuyo contenido espectral contiene frecuencias más altas (>5 Hz).

La ocurrencia temporal de los sismos LP suele ser en forma de enjambres sísmicos, que representan ser una de las fuentes de información más útiles en la evaluación del comportamiento eruptivo futuro de un volcán, como fue el caso del volcán Pinatubo, donde se encontró enjambres como elementos precursores a la erupción (Chouet, 1996).

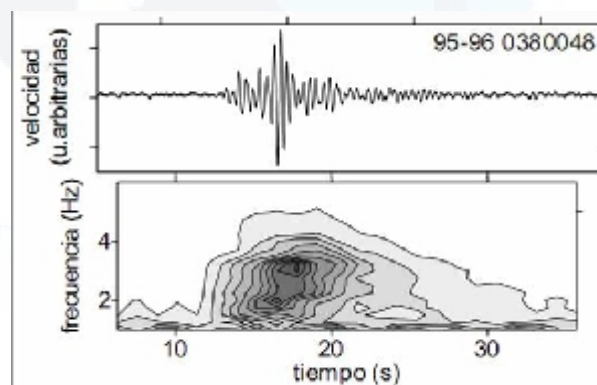


Figura 3.4: Ejemplo de sismo de periodo largo registrado en la Isla Decepción (Antártida), (modificado de Ibáñez & Carmona, 2000)

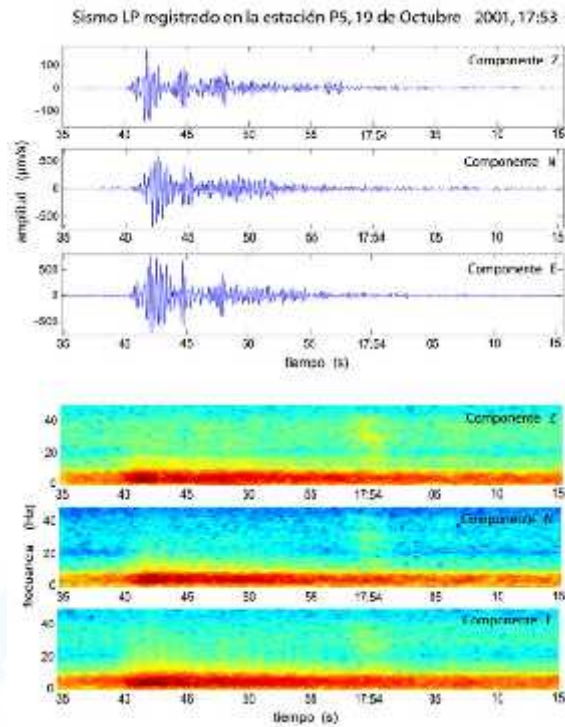


Figura 3.5: Ejemplo de registros en sus tres componentes de un sismo de periodo largo registrado en el Volcán Misti, en el año 2001 (a) Formas de onda, (b) Espectrograma (Extraído de Llerena, 2003)

III.1.2.3. Sismos híbridos

Estos sismos, *Figura 3.6*, se caracterizan por presentar en su inicio, señales de altas frecuencias > 10 Hz, causados posiblemente por una ruptura inicial, y seguidas por una señal parecida (en forma de onda, duración y contenido espectral) a la de los sismos de período largo. En la señal de altas frecuencias se puede identificar a las fases P y S; por lo que, normalmente se les asocia con sismos pequeños.

La ocurrencia espacial y temporal de los sismos híbridos es muy similar a de los sismos de largo período; por tanto, parecen estar asociados a episodios pre-eruptivos inminentes (Ibáñez & Carmona, 2000).

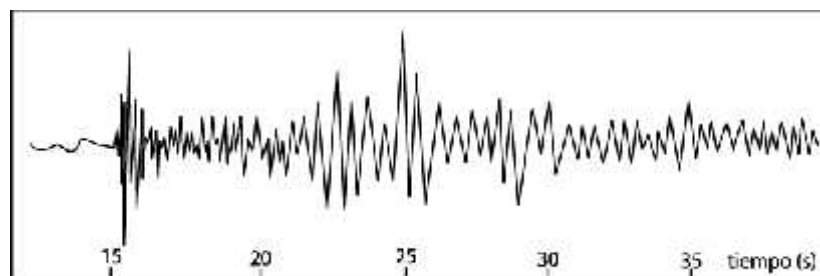


Figura 3.6: Ejemplo de sismo híbrido, registrado en la Isla Decepción, Antártida (Ibáñez & Carmona 2000)

III.1.2.4. Tremor volcánico

Es un tipo de evento sísmico que se caracteriza por producir señales que conservan una amplitud constante por un largo periodo de tiempo, desde varios minutos hasta horas (*Figuras 3.7 y 3.8*). Las características comunes de estos eventos son:

- Su contenido espectral se centra en bandas de frecuencias relativamente estrechas con un pico dominante y otros subdominantes. Las frecuencias de los picos dominantes son particularmente estables y no suelen estar influenciadas por las características de la erupción, ni por la situación de las estaciones sísmicas.
- Por regla general, parece no existir correlación entre la actividad volcánica visual y la envolvente del tremor. Un tremor fuerte no tiene porque estar relacionado con una fuerte actividad volcánica visual. En algunas ocasiones, se observa tremores intensos cuando la actividad eruptiva es rítmica. En cuanto a la relación entre el tipo de material volcánico emitido y los tipos de tremores que se generan, las amplitudes del tremor están muy bien correlacionadas con la fuerza 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. En los tremores no se ha observado un desplazamiento en frecuencia de los picos espectrales durante los procesos eruptivos, afectando simplemente a la amplitud de la señal, por lo que parece derivarse que la amplitud de la señal al estar más relacionada con la fuerza de la erupción que con el tamaño de la fuente (Ibáñez & Carmona, 2000).
- No se puede identificar las llegadas de las fases de tipo P y S; por esta razón, la localización espacial de estos eventos es complicada.
- La ocurrencia temporal del tremor es continua en cualquier fase ya sea esta pre-eruptiva o post-eruptiva.

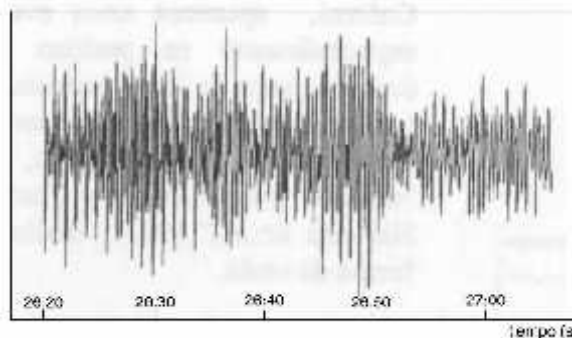


Figura 3.7: Ejemplo de tremor del volcán Arenal, Costa Rica (Ibáñez & Carmona, 2000).

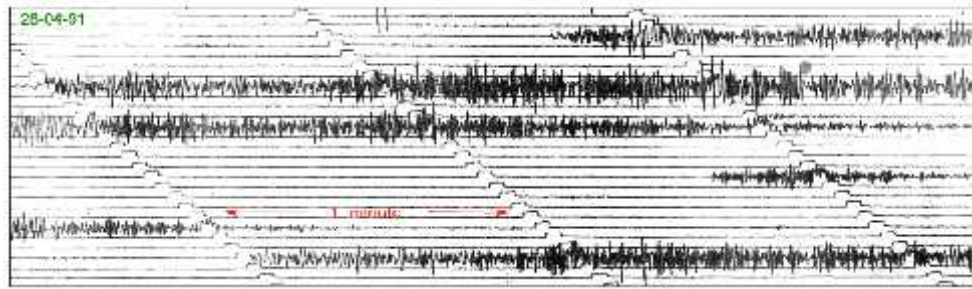


Figura 3.8: Ejemplo de tremor registrado en 1991 en el volcán Sabancaya, Perú (1991).
Base de datos del IGP-Arequipa.

III.1.2.5. Explosiones volcánicas

Estos eventos sísmicos generan dos tipos de ondas: la primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas sonoras y ondas de choque, que se propagan con una velocidad de 340 m/s (*Figuras 3.9 y 3.10*).

La ocurrencia de eventos sísmicos producidos por explosiones volcánicas junto a los tremores, corresponden probablemente a las señales más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Por ello, algunos eventos de explosión se presentan en los registros superpuestos a una señal de tremor (*Figura 3.9-b*).

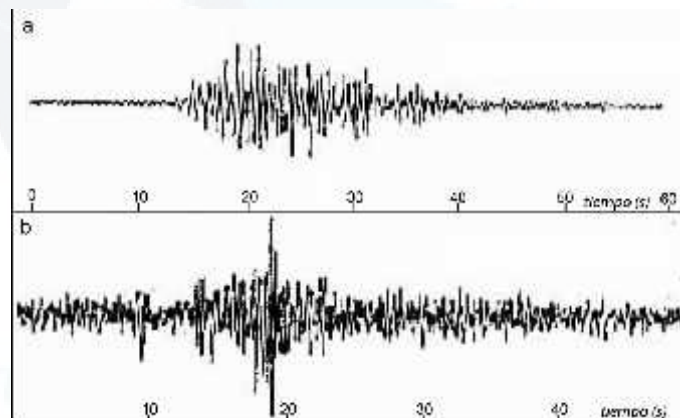


Figura 3.9: a) Ejemplo de explosión registrado en el volcán Stromboli (Italia). b) Ejemplo de explosión registrado en el volcán Etna (Italia), aparece superpuesta al tremor de fondo. (Ibáñez & Carmona, 2000).

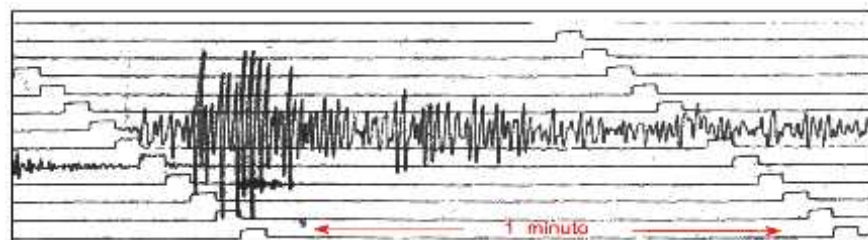


Figura 3.10: Ejemplo de una explosión registrado en 1991 en el volcán Sabancaya, Perú (1991).
Base de datos del IGP-Arequipa.

III.1.3. Otras clasificaciones

En algunas zonas, como el volcán Galeras, aparecen eventos que espectralmente podrían ser clasificados como de período largo, pero algunos autores, entre ellos Gómez & Torres (1997) y Narváez et al. (1997), aludiendo a su forma de onda, creen que estos eventos merecen su propia clasificación. Estos eventos han recibido el nombre de sismos “tornillo”.

III.1.3.1. Sismos Tornillo

Los denominados sismos tornillo son un tipo particular de eventos sísmicos de periodo largo registrado en volcanes andesíticos, como es el caso del volcán Galeras y tal como indican Torres et al. (2002), estos eventos han precedido la mayoría de erupciones y emisiones de gas del volcán Galeras, desde julio de 1992 hasta enero de 1995.

Los eventos tornillos han aparecido durante diferentes fases de actividad volcánica, como precursores a corto plazo en erupciones de tipo Vulcaniano o de grandes emisiones de gas (volcán Galeras, Colombia, 1992-1993; volcán Asama, Japón, 1983), después de erupciones (volcán Tokachi, Japón, 1989), durante enjambres sísmicos (volcán Meakan, Japón, 1982); y durante estados de reposo (volcán Puracé, Colombia, 1994-1995; volcán Tarumi, Japón, 1970-1971, 1975; volcanes Ubinas y Misti, Perú, 1998, 2000) (Torres et al., 1996; Gómez & Torres, 1997; Metaxian, 1998; Llerena, 2003). En general, estos eventos se han presentado individualmente y como enjambres.

A continuación, se describen las principales características de los sismos tornillo, registrados en diferentes volcanes (Torres et al., 2002):

- La forma de onda es cuasi-sinusoidal, con un decaimiento exponencial relativamente lento de las amplitudes de la señal. Se presenta en los registros con largas duraciones en comparación con las amplitudes (*Figuras 3.11 y 3.12*).
- El contenido espectral de esta señal es cuasi-monocromático resaltando uno o pocos picos espectrales. El espectrograma muestra básicamente que el contenido de energía se concentra en una banda de frecuencias estrecha y constante en el tiempo a lo largo de la señal.
- Las frecuencias dominantes no son afectadas por la distancia epicentral o por el acimut, lo que indica un efecto de fuente. Los picos frecuenciales son, en la mayoría de los casos, diferentes entre volcanes, (Gómez & Torres, 1997).

- Algunos eventos muestran modulación de la amplitud. Normalmente, sus inicios son emergentes, y de vez en cuando algunos eventos tienen llegadas de fases ligeramente impulsivas, (Figuras 3.11, 3.12 y 3.13).

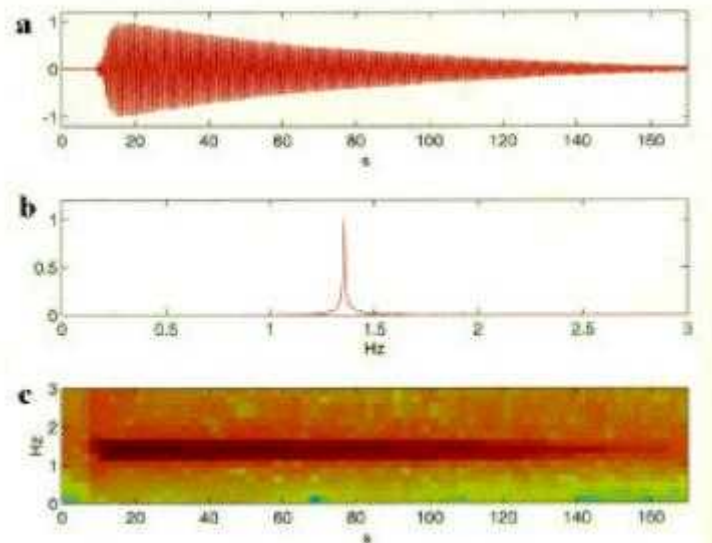


Figura 3.11: Ejemplo de sismo tornillo registrado en el Galeras (INGEOMINAS) el 4 de junio de 1993. (a)sismograma, (b) espectro (amplitud normalizada), (c)espectrograma (tiempo - frecuencia)

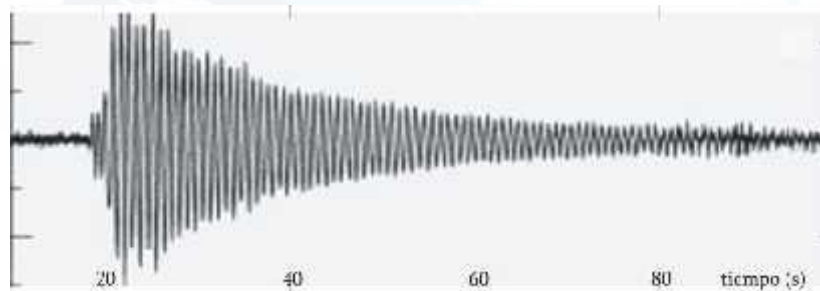


Figura 3.12: Ejemplo de sismo tornillo registrado en el volcán Redoubt, Alaska (Wassermann, 2001).

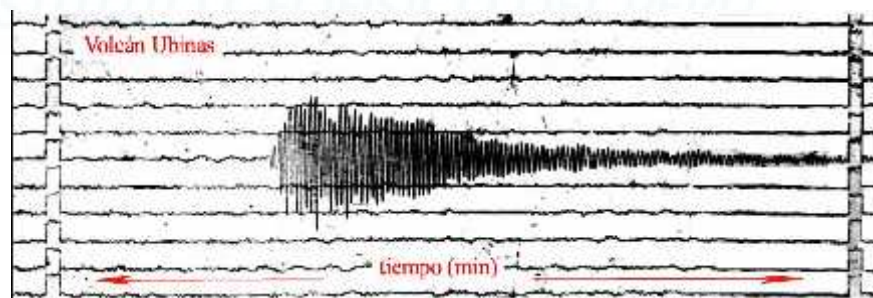


Figura 3.13: Ejemplo de sismo tornillo registrado el 22/11/2002 en el volcán Ubinas, Perú, (base de datos del IGP-Arequipa).

III.2 Deformación en suelo volcánico (Métodos geodésicos)

Los fenómenos volcánicos son extremadamente diversos y para poder investigarlos, el avance de la tecnología hoy en día ha mejorado, pudiendo depurar los datos geofísicos, geológicos y geoquímicos que pueden ser utilizados y correlacionados para obtener mayor información sobre los diversos procesos que se originan y se producen en los volcanes.

Un método de observación muy eficaz consiste en utilizar las imágenes satelitales. En Japón, las observaciones de deformación en suelos volcánicos se realiza a través del uso de un sistema satelital denominado “Global Positioning System” (GPS) provistos de 1,200 puntos localizados sobre su territorio, y ellos miden con precisión la deformación del suelo causada por la actividad volcánica, y las deformaciones producidas por las deformaciones del conjunto de las Islas Japonesas. Adicionalmente, la tecnología permite capturar las deformaciones volcánicas en dos-dimensiones (2D), en áreas amplias a través de satélites que orbitan de forma periódica a la Tierra y los radares de los aviones, ahora también, proporcionan datos interesantes sobre la actividad volcánica. La nueva tecnología de observación provee importante información que ayuda a entender los mecanismos de la actividad volcánica, como es el caso del Mt. Iwate, el cual tuvo actividad en 1998, y el Mt. Usu y las Islas de Miyake, los cuales erupcionaron uno después del otro en el 2000. Además, después de la erupción hubo un lapso mayor a 10 años, donde fueron capturados datos desde un punto cercano a través de GPS.

III.2.1. ¿Por qué podrían ser medidas las deformaciones del suelo?

Debido al magma y otras sustancias subterráneas, ocurren varios cambios en la superficie del suelo y responden al movimiento de elementos subterráneos, a los cambios de esfuerzos y al estado de la interacción de elementos en profundidad por debajo de los volcanes. Para este tipo de observaciones, la tecnología convencional como la triangulación y la nivelación tienen que ser utilizadas previamente, siendo el método del GPS satelitales, el de mayor recolección del suelo al hacer uso de radares de apertura sintéticos (SAR) ubicados en satélites o en aeronaves. Además, el rendimiento en tiempo real ha mejorado drásticamente para que el resultado se pueda obtener inmediatamente después de haberse hecho las observaciones.

Los movimientos del magma relativos a la actividad volcánica pueden ser aprendidos de las deformaciones del suelo volcánico, medidas a partir de estas observaciones. Como se muestra en la *Figura 3.14*, el magma subterráneo se mueve porque 1) el magma se pone en grietas laminares (llamado diques de grietas verticales y umbrales de grietas horizontales), y 2) el magma está acumulado en agujeros esféricos en el subsuelo (reservorios de magma), o por ambos factores combinados. La observación de las

deformaciones del suelo alrededor de muchos volcanes activos en un orden determinado para obtener la siguiente información:

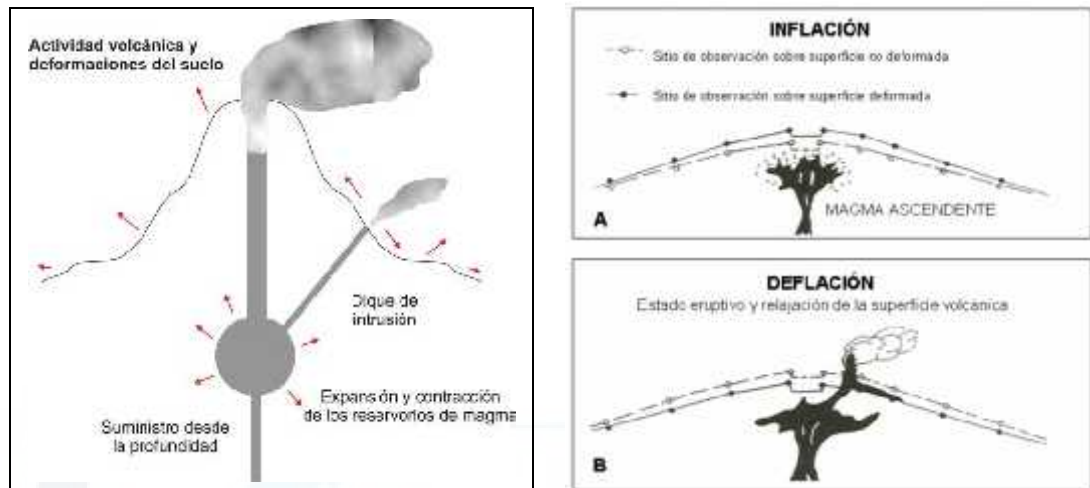


Figura 3.14: Actividad volcánica y deformaciones del suelo volcánico

Los movimientos subterráneos del magma causan la expansión (A) y contracción (B) de las distancias del suelo, y el sollevamiento y la subsidencia del suelo. Para las observaciones de estos cambios, los subyacentes movimientos del magma del subsuelo pueden ser estimados.

1. La profundidad de los reservorios del magma y los tipos de magma suministrados desde las zonas más profundas.
2. La existencia de movimientos de magma y las cantidades de magma.
3. Formación, localizaciones, profundidades y espesores de diques y umbrales.

De esta información, los mecanismos actuales de la actividad volcánica pueden ser entendidos y la data utilizada para la predicción y la evolución de la actividad volcánica obtenida. No obstante, hay límites en la observación de las deformaciones del suelo volcánico. Cuando la corteza no se mueve, nada puede ser detectado. Por instancia, incluso si hay un enorme reservorio de magma sentado tranquilamente en el subsuelo, sus movimientos no pueden ser observados a menos que su forma o volumen cambien. En muchos casos, la causa de las erupciones a gran escala pueden ser los movimientos del magma, gases u otros fluidos, con una deformación el suelo volcánico antes de la erupción.

La erupción de un volcán puede ser conocido a partir del análisis de las deformaciones del suelo volcánico y en muchos casos presentan las siguientes características:

1. Cuando el magma se ha acumulado considerablemente en los volcanes, la realidad del sistema de suministro de magma del volcán y la velocidad de acumulación del magma podría ser comprendido. Cuando la información sobre la cantidad de magma emitido de un evento pasado esta disponible, aproximadamente el estado actual podría ser evaluado desde un punto de vista a largo periodo.

2. Cuando la actividad volcánica ha comenzado y los diques están empezando a formarse, o el magma o los fluidos están moviéndose, estas ubicaciones y profundidades podrían ser estimadas. Cuando la información es plenamente conocida, el momento de ocurrencia de una erupción podría ser predecible.

Por otro lado, esto es importante mejorar la fiabilidad de las predicciones a partir de un modelo completo combinado con otras observaciones, tal como sísmica y geomagnética. Por supuesto, el orden de predecir la erupción de un volcán, conociendo su proceso y así comprender su comportamiento previo a la erupción.

III.2.2. ESTUDIOS BASADOS EN GPS (SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL)

III.2.2.1. El GPS está basado en continuas observaciones de las deformaciones del suelo volcánico

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS) es aquella tecnología que recibe ondas eléctricas desde los satélites llamados NAVSTAR/GPS a través de receptores localizados en el suelo, y localiza antenas receptoras con precisión. GPS es una tecnología espacial que es ampliamente utilizada en nuestra vida diaria tal como los navegadores de los vehículos. Pero la tecnología para medir las deformaciones del suelo volcánico con mayor precisión, al orden de los milímetros, es necesario utilizar ondas eléctricas, metodología que va mejorando día a día. Un ejemplo se presenta en la *Figura 3.15*.

La observación continua con GPS está caracterizada por su capacidad de medir de la deformación del suelo volcánico, tanto horizontal como vertical, de forma continua y simultánea. Incluso si los movimientos se desarrollan rápidamente, como la deformación del suelo seguida por las actividades volcánicas, es posible medir la deformación del suelo volcánico momentáneamente en respuesta a los movimientos del magma y a la actividad volcánica comprendida en tiempo real. Además, la deformación del suelo volcánico expansivo, el cual está considerado que ocurre durante el proceso de acumulación del magma, ha sido observado mediante el análisis de datos a largo plazo en volcanes típicos, tal como la Isla de Izuoshima, la Isla de Miyake (antes de la erupción de 2000), y la Isla de Sakura. Estos datos son extremadamente importantes para entender los sistemas de magma de volcanes.

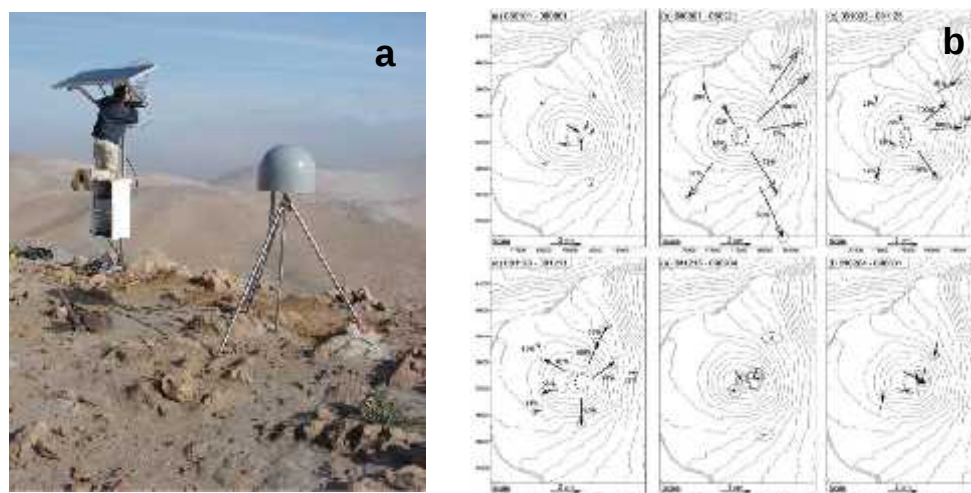


Figura 3.15: a) Estación GPS instalada en el volcán Misti. Implementación de una red geodésica en el volcán Misti, en el año 2008 por el INGEMMET, con la construcción de estaciones-bases de control e instalaciones de prismas. Actualmente esta red consta de 31 estaciones de monitoreo distribuidas en el flanco sur, oeste, noroeste y este del volcán. Los receptores GPS se establecen en estos puntos para medir o no la deformación que ocurre y para monitorear la deformación de eventos precursoros que podría anunciar una erupción. El IGP tiene puntos de monitoreo GPS en el volcán Ubinas.

b) La deformación horizontal del suelo medida con GPS en el volcán Pitón de la Fournaise desde Enero 2008 hasta Mayo 2009. Cada esquema representa un periodo eruptivo del volcán, durante cada inflación pre-eruptiva se observa el porcentaje de desplazamiento de amplitud de cada estación. (Gauss Laborde Réunion)

La exactitud de la observación con GPS es alrededor de un centímetro para la componente horizontal, y dos o tres centímetros para la componente vertical. Sin embargo, ahora es posible detectar movimientos (componentes horizontales) alrededor del orden de varios milímetros cuando las condiciones mejoren. En el presente, la frecuencia de los cálculos es aproximadamente de una vez cada tres horas a la mayor brevedad, pero la resolución temporal puede ser mejorada en el futuro. Esto no dificulta el hacer observaciones propias a través de GPS, una vez cada segundo, lo cual permite realizar observaciones en tiempo real y tener una mejor comprensión de los procesos volcánicos a profundidad.

III.3 Métodos eléctricos

III.3.1. Estudios de Potencial Espontáneo (SP)

El estudio de medición de Potencial Espontáneo es un método geofísico que permite identificar anomalías termales relacionadas a los sistemas de reservorio de un volcán, pudiendo reconocer áreas que no presentan manifestaciones termales en superficie. El método de Potencial Espontáneo no es sólo una herramienta poderosa para realizar el mapeo de las zonas de mayor temperatura en el caso de volcanes activos, sino también para poder demostrar la dinámica de los sistemas geotermales.

En general, los estudios de Potencial Espontáneo permiten conocer la constante natural del campo eléctrico que existe sobre el terreno, detectando metales y actividad geotérmica en diferentes partes del mundo, conocidos como SP “Self Potential” y que refiere al flujo de agua subterránea. Este fenómeno fue descubierto por Robert W. Fox en 1830 durante sus experimentos en los yacimientos metálicos de Cornouailles (Gran Bretaña). Aquí identificó el potencial de doble difusión existente entre dos electrodos continuos con placas de cobre fijas en el suelo y junto a un galvanómetro por un cable. En 1822 el físico Carl Barus probó el experimento de Fox en las minas de Comstock Lode y Eureka, en Nevada (EE.UU.) y desde entonces, este método no solo ha sido aplicado para el estudio de prospecciones eléctricas en minería, sino también para el estudio de actividad geotérmica.

Después el método SP llegó a ser utilizado en estudios volcánicos, debido a que los volcanes activos mantienen sistemas de fluidos hidrotermales en su edificio volcánico (Zohdy et al., 1973; Corwin & Hoover, 1979; Fitterman, 1976, 1978; Zablocki, 1976; Aubert & Baubron, 1988, etc.).

El flujo de potencial es causado por aguas subterráneas, siendo un solvente de los electrolitos y otros minerales. El potencial natural de la superficie de la Tierra consiste de dos componentes, uno es constante y el otro varía en el tiempo. La componente constante es causada por los procesos electroquímicos, y por los componentes que cambian debido a las variaciones de la diferencia del potencial de corrientes alterna inducida, como las tormentas eléctricas y la variación del campo magnético de la Tierra. Los componentes del SP son llamados, potencial del mineral (anomalía) y potencial de fondo.

En la *Figura 3.16* se muestra un esquema del procedimiento seguido para la toma de datos durante las mediciones de SP.

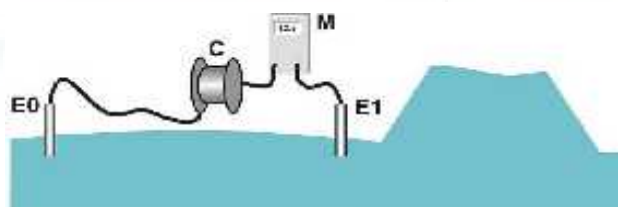


Figura 3.16: La técnica para la medición del potencial espontáneo es muy sencilla. Consiste en colocar un electrodo fijo como referencia (E0) y desplazar el segundo (E1) a lo largo de una ruta. Se mide la diferencia de voltaje entre ambos electrodos usando un voltímetro (M) en cada intervalo. El alambre de cobre esmaltado C se utiliza para el soporte de la conexión con el electrodo de referencia.

Doble capa eléctrica: La existencia de anomalías de SP puede explicarse por los procesos termodinámicos irreversibles en medios no homogéneos. Si dos fases de diferente constitución química se encuentran en contacto, se desarrollará un potencial eléctrico entre ambas fases, llevando a la formación de una doble capa eléctrica.

En el caso de una fase sólida y otra como solución electrolítica, es aceptable el **modelo de Stern** de la doble capa eléctrica. Si la superficie del sólido está cargada negativamente y la solución electrolítica se caracteriza por una carga positiva, la interfaz es eléctricamente neutra, es decir $\sigma_s = -\sigma_l$ donde σ_s y $-\sigma_l$ son respectivamente, las densidades de carga en el sólido y en la solución. De acuerdo con el modelo de Stern, una parte de las cargas en la solución están pegadas al sólido; mientras que, otra parte se reparte difusamente en la solución. La parte difusa de la doble capa eléctrica es llamada **capa de Gouy** y corresponde a los iones que se hallan bajo fuerzas eléctricas ordenadoras y fuerzas termales productoras de desorden. Cuando existe un movimiento entre el sólido y el electrolito se genera un plano de deslizamiento entre la parte más difusiva de la doble capa eléctrica y aquella más consistente. El potencial en el plano de deslizamiento (shear plane) o de cizalla es llamado potencial ζ (zeta) (Muñoz, 1984), tal como se observa en la *Figura 3.17*.

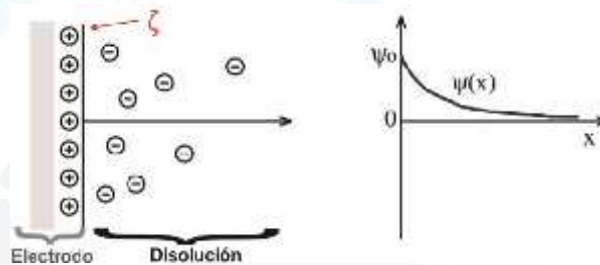


Figura 3.17: (Izquierda) Esquema superior muestra el Modelo de doble capa de Gouy – Chapman.
(Derecha) Modelo de la capa iónica y potencial Z (ζ).

Los modelos más precisos de Gouy – Chapman supone que la constante dieléctrica del medio es la del solvente; en realidad dicho parámetro varía con la concentración de electrolitos. Según Stern existe una capa fija de iones absorbidos de espesor x_1 . En la mayoría de los casos el espesor de la capa de Stern es mucho más pequeño que el espesor de la capa difusa, debe considerarse el cambio de potencial dentro de la capa de Stern. El potencial al límite entre la capa Stern y la capa difusa es entonces ψ_1 y no el potencial ψ_0 . En la *Figura 3.18* se ilustra los casos posibles de los modelos de Gouy - Chapman.

Se da el nombre de potencial ζ , a la diferencia de potencial eléctrico existente entre el plano de cizallamiento y el seno de la solución. Se trata de un potencial electrocinético, por oposición al potencial termodinámico E , diferencia de potencial entre la superficie de la partícula y el seno de la solución, calculable por la fórmula de Nernst. El potencial ζ depende del potencial E y del espesor de la capa difusa. Su valor determina la magnitud de las fuerzas electrostáticas de repulsión entre las partículas.

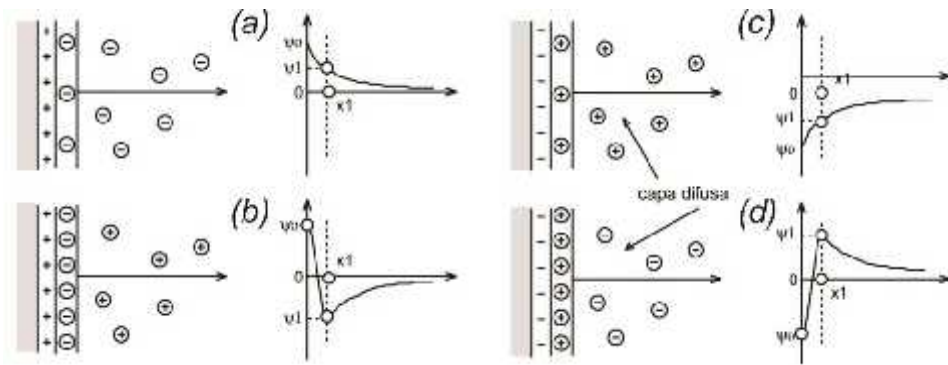


Figura 3.18: Modelos de Gouy – Chapman con capa de Stern

El caso (a) corresponde a una interfase sólida cargada positivamente, con una capa absorbida de Stern cargada negativamente, pero de carga insuficiente para asegurar la electroneutralidad. En consecuencia la capa difusa posee la carga negativa complementaria.

El caso (b) la carga negativa de la capa de Stern excede la carga positiva de la interfase sólida. En tal caso la capa difusa posee una carga neta positiva.

El caso (c) (el más común) y el caso (d) ilustran los fenómenos correspondientes con una interfase sólida cargada negativamente.

El exceso o defecto de carga de la capa de Stern respecto a la interfase sólida depende de las fuerzas que determinan la adsorción de los iones y del estado de carga superficial respecto al punto de carga cero.

Los estudios de potencial espontáneo se han desarrollado en diferentes campos, como la minería, zonas de actividad geotermal y también ha sido aplicado al estudio de volcanes activos.

III.3.1.1. El SP en la actividad geotermal

Anomalías de SP entre 50 mV y 2 V y una polaridad variable han sido observadas en un número considerable de áreas geotermales, con profundidades del orden de los 100 m a 10 km, que parecen explicarse por acoplamiento de procesos termodinámicos (cupla termodinámica) y electrocinéticos (cupla electrocinética).

Cupla Termoeléctrica:

Si a través de una muestra de roca se mantiene un gradiente de temperatura, simultáneamente aparecerá un correspondiente gradiente de potencial. Este fenómeno es conocido como **cupla termoeléctrica** y el cociente, $\Delta V/\Delta T$, denominado “*coeficiente de la cupla termoeléctrica*”.

Un gradiente de temperatura cruza una muestra de roca produciendo un potencial eléctrico de la roca, esto es llamado “Efecto Termoeléctrico”. Las fuerzas conductoras

responsables del flujo de calor J_T ($J m^{-2} s^{-1}$) y la densidad de la corriente eléctrica I_T ($A m^{-2}$) son el gradiente de temperatura ΔT ($K m^{-1}$) y el gradiente de potencial eléctrico ΔV ($V m^{-1}$), respectivamente. La ecuación para J_T e I_T son:

$$J_T = -\sigma\pi\Delta V - \lambda\Delta T$$

$$I_T = -\sigma\Delta V - \theta\Delta T$$

Donde σ y λ son la conductividad eléctrica ($S m^{-1}$) y la conductividad térmica ($m kg s^{-3}$) respectivamente y π y θ son el coeficiente de Peltier ($Kg m^2 s^{-3} A^{-1}$) y coeficiente termoeléctrico ($A m^{-1} K^{-1}$), respectivamente (Zlotnicki & Nishida, 2003).

Nourbehecht (1963) propone un modelo que relaciona el SP en superficie con una esfera uniforme de elevada temperatura, localizada a una profundidad igual a su diámetro e interceptada a través de su centro por un borde horizontal que separa una capa superior de conductividad σ_1 de una capa inferior de espesor infinito y conductividad $3\sigma_1$. Para este caso el potencial superficial máximo sería, expresado en milivoltios (mV):

$$\Delta V_{max} = 0.15(C_1 - C_2)\Delta t$$

Donde, C_1 y C_2 son los coeficientes de las cuplas termoeléctricas, en $mV/^\circ C$, de las capas superior e inferior, respectivamente; mientras que, Δt es la diferencia de temperatura entre la esfera y su entorno. La polaridad de la anomalía puede ser positiva o negativa, ya que depende del signo de $(C_1 - C_2)$. El esquema del modelo representado en la Figura 3.19.

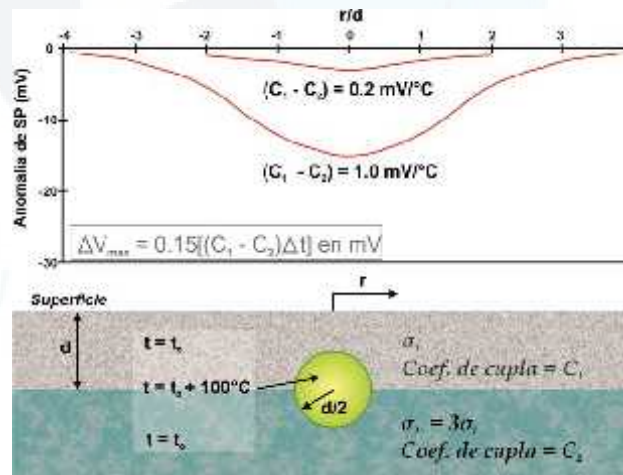


Figura 3.19: Modelos esférico de generación de potencial termoeléctrico

Al comparar las anomalías observadas en áreas geotermales, de gran longitud de onda (algunos km) y amplitud superior a los 50 mV, las anomalías generadas por este modelo son de pequeña amplitud; por lo tanto, serían difíciles de distinguir sobre el ruido de fondo típico, por lo que si las anomalías en áreas geotermales son generadas por cuplas termoeléctricas; o las diferencias entre coeficientes de las cuplas termoeléctricas in situ son mayores que las medidas en laboratorio, o las fuentes son

de diferente geometría que el modelo esférico considerado. No obstante, zonas con mayor concentración de altas temperaturas a poca profundidad, tales como fluidos termales en una zona de falla, generan anomalías de corta longitud de onda y gran amplitud, fácilmente detectables.

Efecto Electroquímico

Un potencial eléctrico puede también ser generado por una difusión química de iones entre celdas de concentración química. En este caso las fuerzas conductoras son el gradiente de concentración ΔC ($\text{m}^{-4} \text{mol}$) y el gradiente de potencial eléctrico ΔV (Vm^{-1}). El flujo químico $J_{C, m}$ ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) y la densidad de corriente eléctrica I_C (A m^{-2}) expresado como:

$$J_{C, m} = -(D_m Z_m C_m F / RT) \Delta V - D_m \Delta C_m$$

$$I_C = -F \{ \sum (D_m Z_m^2 C_m F / RT) \Delta V + D_m Z_m \Delta C_m \}$$

Donde D_m , Z_m y C_m son: el coeficientes de difusión ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), el número de carga y el ión de concentración m^{th} ($\text{m}^{-3} \text{mol}$), respectivamente. F , R y T son la constante de Faraday (A s mol^{-1}), la constante de los gases ($\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$), y la temperatura absoluta (K), respectivamente (Zlotnicki & Nishida, 2003). Nourbehecht (1963) estimó que el potencial creado por los efectos electroquímicos no podría exceder de 20 mV cuando uso un modelo experimental, esto fue obtenido los valores de coeficientes de acoplamiento electroquímico por varias muestras de rocas.

Reacción Óxido-Reducción

El contenido de gases volcánicos H_2S , SO_2 y CO_2 que interactúa con el agua subterránea que puede generar una anomalía negativa de SP a través de reacciones químicas que produce SO_4^- , HCO_3^- y CO_3^- iones (Zlotnicki & Nishida, 2003). Sin embargo, esto muestra que la amplitud de la anomalía de SP, producida a través de la reacción común oxidación-reducción esto no es muy representativo en las anomalías observadas en volcanes (Zlotnicki & Nishida, 2003).

Cupla Electrocinética:

El desplazamiento de un fluido a través de un medio poroso, causado por un gradiente hidráulico ΔP (dado por la ley de Darcy para fluidos viscosos), genera un gradiente de potencial eléctrico (potencial de electrofiltración) debido a la interacción del movimiento del fluido en los poros con la doble capa de Helmholtz de las paredes porales. Proceso conocido como “cupla electrocinética” (MacInnes, 1961) y dada por:

$$\frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\rho \epsilon \zeta}{4\pi \eta}$$

Donde, ρ , ϵ y η son, la resistividad eléctrica, la constante dieléctrica y la viscosidad del fluido poroso, respectivamente, y ζ (el potencial zeta) el potencial entre el punto donde se unen la capa de Stern y la capa difusa respecto de la zona de equilibrio (fuera de la capa difusa). Como ζ puede ser positivo o negativo, la anomalía electrocinética también puede ser positiva o negativa.

Cuando un fluido viene en contacto con ciertos minerales en la doble capa eléctrica está formada a lo largo de la superficie del mineral. La doble capa eléctrica contiene una capa exterior difusa – Gouy y una capa interior de Stern. El mineral tiene una carga negativa; mientras que, la capa difusa exterior tiene una carga positiva. Una vez que el gradiente de presión se establece el flujo de fluido inducido por cizalla de la capa difusa exterior a lo largo de un plano de cizallamiento (Figura 3.20). El potencial eléctrico cruza el plano de cizallamiento llamado potencial zeta ζ y el rol electrocinético o corriente de potencial, como la magnitud de ζ controla la diferencia de la carga que se desarrolla a través del plano de cizallamiento. El flujo del fluido J_E (m s^{-1}) y la densidad de la corriente eléctrica I_E (A m^{-2}) son inducidas por el gradiente de potencial eléctrico ΔV (V m^{-1}) y el gradiente de presión ΔP (Pa m^{-1}), respectivamente. Las ecuaciones para el flujo de fluido J_E y la densidad de corriente I_E se presentan, como sigue:

$$\begin{aligned} J_E &= L \Delta V - (k / \eta) (\Delta P - \rho g) \\ I_E &= -\sigma \Delta V - L (\Delta P - \rho g) \\ C &= (\Delta V / \Delta P)_{I_E=0} = -L / \sigma = -\epsilon \zeta / \sigma \eta \end{aligned}$$

Donde C es el coeficiente de acoplamiento electrocinético (V Pa^{-1}), L ($\text{m}^2 \text{V}^{-1} \text{s}^{-1}$) representa a ambos, al coeficiente de acoplamiento electrocinético y al coeficiente de acoplamiento electroosmótico, k es el medio de la permeabilidad (m^2), ρ es la densidad de la masa del fluido (kg m^{-3}), σ es la conductividad eléctrica (S m^{-1}), ϵ es la constante dieléctrica (F m^{-1}), η es la dinámica del esfuerzo de la viscosidad del fluido (Pa s^{-1}), y ζ es el potencial zeta (V).

Esto muestra que ζ es negativo en rocas y minerales con pH alrededor de dos pero comienza a ser positivo para pH bajo dos (Hase et al., 2003). Según la última ecuación, muestra que un ζ negativo produciría una anomalía de SP positiva; mientras que, un ζ positivo produciría una anomalía SP negativa.

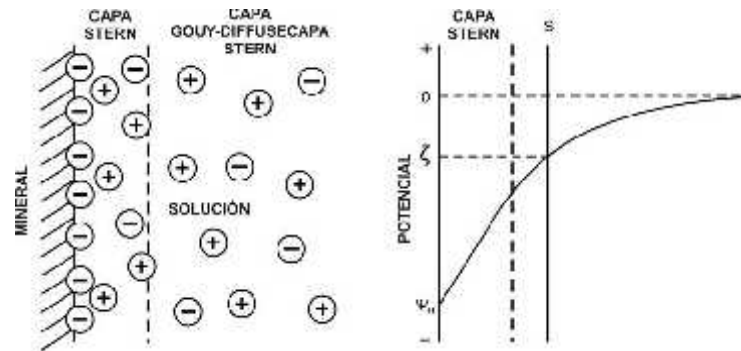


Figura 3.20: Diagrama de la distribución de carga en la interfaz mineral/fluido y el potencial zeta ζ que cruza el plano de cizallamiento, S. ψ_0 es el potencial superficial. En este caso ζ es negativo, la capa Gouy .difuso esta enriquecida en iones positivos, y el resultado de una anomalía SP positiva.

Nourbehecht (1963), describe el modelo (Figura 3.21) de una fuente de presión esférica enterrada en un medio de capas horizontales con la misma geometría y distribución de conductividades utilizadas para el caso termoelectrónico. Entonces, el máximo potencial superficial sobre el centro de la esfera es próximo a:

$$\Delta V_{max} = 0.6(C'_1 - C'_2)\Delta P$$

Donde, C'_1 y C'_2 son los coeficientes de la cupla electrocinética, en mV/atm, de las capas superior e inferior, respectivamente; mientras que, ΔP es la diferencia de presión a través del bucle de la esfera. Como en el punto anterior la polaridad dependerá del signo de $(C'_1 - C'_2)$ y de la dirección del gradiente de presión, por lo tanto las anomalías pueden ser de cualquier polaridad.

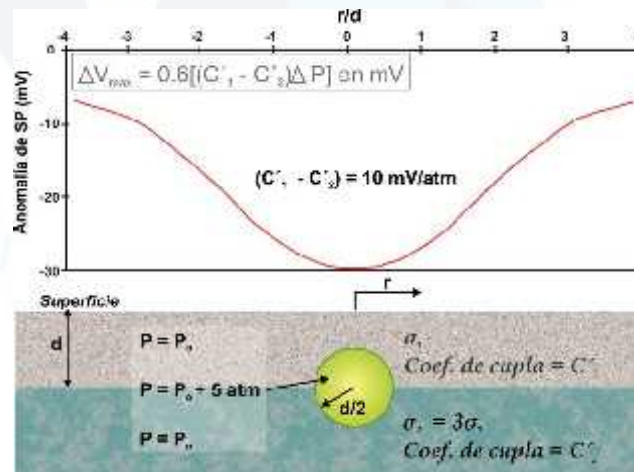


Figura 3.21: Modelos esférico de generación de potencial electrocinético

Si bien una fuente esférica no es representativa del desplazamiento de fluidos, el modelo es instructivo para comparar los potenciales superficiales generados por ambos tipos de acoplamiento (termoelectrónico y electrocinético), las anomalías de Potencial Espontáneo generados por acoplamiento electrocinético serían superiores en amplitud que aquellas generadas por acoplamiento termoelectrónico.

Un importante punto en esta cuestión es que la magnitud y polaridad de las anomalías de SP generadas por acoplamiento termoelectrico y electrocinético dependen no sólo de la geometría y parámetros de las fuentes, tales como temperatura y presión, sino también de las magnitudes y diferencias de los coeficientes del acoplamiento. O sea, pueden existir sustanciales gradientes de presión y temperatura en el suelo sin que generen una anomalía mensurable de SP, a no ser que los coeficientes de acoplamiento y sus diferencias a través de sus bordes sean suficientemente grandes. Es más, aun cuando la conjunción de ambas fuerzas (temperatura y presión) esté presente, la contribución de cada una al total de la anomalía depende de la magnitud relativa de los coeficientes de acoplamiento y de sus diferencias. Magnitudes que pueden variar no solo de una fuente geotermal a otra, sino también punto a punto en una misma área.

Por lo tanto, es necesario el conocimiento in-situ de los coeficientes de acoplamiento antes que pueda ser hecha una comparación cuantitativa entre contribuciones termoelectrica y electrocinética a una anomalía de SP, cuyo estudio debe ser más cuidadoso que los de relativamente menor escala de la exploración de minerales semiconductores.

Flujo de energía, este flujo genera una “corriente de energía”, porque el flujo lleva consigo algunas de las cargas del sistema. Cuando se aplica una gradiente de presión ($G = \Delta P \sim \Delta P / L$) a un sistema con cargas en las paredes, hay una corriente que es proporcional al gradiente de presión. La corriente de energía puede ser “almacenada” por una reacción redox en electrodos o membranas al final del canal (*Figura 3.22*). La corriente de energía ocurrirá solo si las cargas están fluyendo hacia algún lugar. Si este sistema se cierra, sin flujo neto de fluido dentro o fuera, entonces, el resultado del estado estacionario es un campo que generara un flujo inverso para equilibrar el flujo generado por el gradiente de presión. Este campo es proporcional al “potencial de flujo” en el sistema.

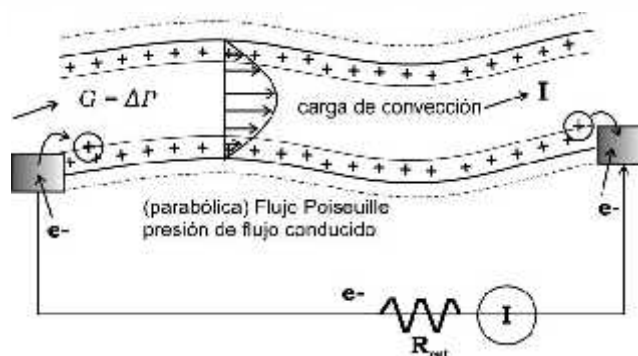


Figura 3.22: Esquema de flujo de corriente causado por un gradiente de presión aplicado a un sistema con carga en las paredes. Este proceso se usa para “conversiones de energía electrocinética” en nanocanales o nano-poros.

Flujo de potencial, ocurre como resultado del gradiente de presión aplicada en un sistema donde la corriente no fluye porque no hay fuente de iones. Un campo eléctrico ($\Delta V / L = E$) se desarrolla para conducir el flujo electroosmótico que se opone o cancela a la presión de flujo aplicada.

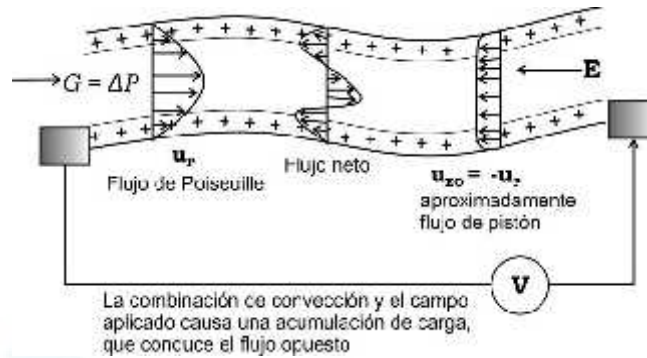


Figura 3.23: Esquema de flujo de potencial causado por un gradiente de presión aplicado a un sistema cerrado con carga en las paredes. El potencial surge para contrarrestar el flujo neto causado por la presión mecánica.

Potencial de electrofiltración

Por otra parte, cuando se realiza una prospección geotermal, debe considerarse que los potenciales generados por el flujo de agua subterránea no termal pueden constituir una fuente de ruido importante y formar la mayor causa de las variaciones relacionadas con los efectos topográficos.

Un ejemplo extremo es el de un estudio de Adak Island (Alaska) orientado a evaluar el potencial geotermal alrededor del volcán Adagdak de 645m. (Corwing & Hoover, 1979). La fuerte correlación entre el perfil de SP y la altura topográfica se observa en la *Figura 3.24*. El SP medido sobre el pico del volcán fue de 2639 mV negativos con respecto a la referencia ubicada a 15 m sobre el nivel del mar.

La gran precipitación de Adak proporciona una explicación razonable para la correlación observada entre el SP y la altura. Adagdak está normalmente cubierto de nubes a partir de los 300 m, con campos de nieve aun presentes en agosto, cuando fue realizado el trabajo, que constituyen una abundante reserva disponible de agua. Asumiendo que el referido desconocimiento detallado de la superficie hidrológica y de los coeficientes de la cupla electrocinética in-situ, hacen difícil la corrección cuantitativa de este elevado potencial, que oculta completamente cualquier posible anomalía causada por actividad geotérmica.

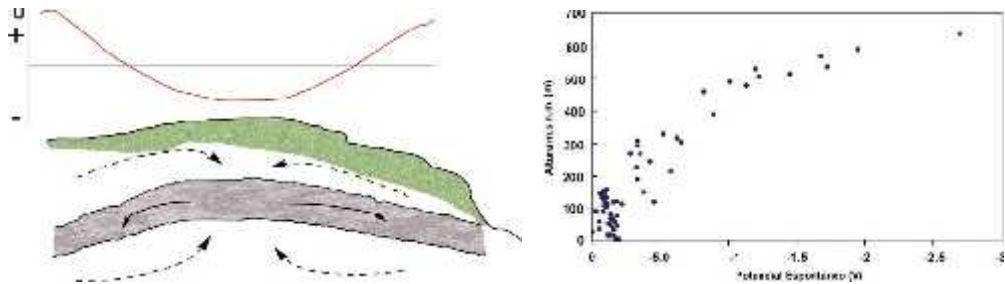


Figura 3.24: Esquema de la izquierda, es la electrofiltración “por permeabilidad”. La gráfica de la derecha, es el Efecto topográfico probablemente debido a potencial de electrofiltración

¿Que son y que ocasionan las “Corrientes telúricas”?

Las corrientes telúricas son generadas por variaciones temporales del campo magnético terrestre y sus gradientes de potencial pueden ser, como mucho, de algunos cientos de mV/km sobre terreno resistivo (Keller & Friscknecht, 1966). Mucha de esta actividad está entre 10 y 40 segundos de período, pero hay también considerable energía de período más largo. Variaciones con periodos mayores que un minuto, son mucho más difíciles de reconocer durante una típica medición de periodo menor a un minuto, y pueden ser erróneamente asumidas como una variación espacial. Una estimación del nivel de actividad telúrica de largo periodo se puede obtener registrando sus variaciones con un dipolo estacionario en el área de investigación.

Por lo general las variaciones telúricas no son un problema serio en valles relativamente conductivos como sí lo son en áreas montañosas, donde la resistividad es habitualmente elevada; además, pronunciadas variaciones laterales de la resistividad pueden alterar considerablemente la dirección de tales corrientes.

Aun bajo condiciones geológicas ideales, las mediciones de SP realizadas durante tormentas magnéticas pueden presentar niveles de ruido muy elevados.

Interrupción rápida de los fluidos (RFD – rapid fluid disruption)

Recientemente Johnston et al. (2001) propuso la ocurrencia de una interrupción rápida de los fluidos (RFD) como un mecanismo para la generación de anomalías de SP en los volcanes. RDF sería el proceso por el cual ocurre una separación de carga debido a una vaporización rápida de fluidos y se propone explicar una gran amplitud de la anomalía SP observada en los volcanes en zonas alejadas de aguas subterráneas. A través de RFD se observa la generación de anomalías de SP en algunas áreas, siendo estas significativas.

III.3.1.2. Anomalía de SP observada en regiones volcánicas

Considerando que existen fuentes geotérmicas en el suelo, el movimiento de sus aguas subterráneas se ven modificados por el tamaño de la fuente. Una parte de las aguas meteóricas que se infiltran en el suelo y se evaporan a cierta profundidad (por estar muy cerca de la fuente de calor) creándose una célula de convección hidrotermal que algunas veces llegan a la superficie, considerados como fumarolas; mientras que, otros mayormente no llegan a la superficie, pero a la distancia se convierten en líquidos (Figura 3.25).

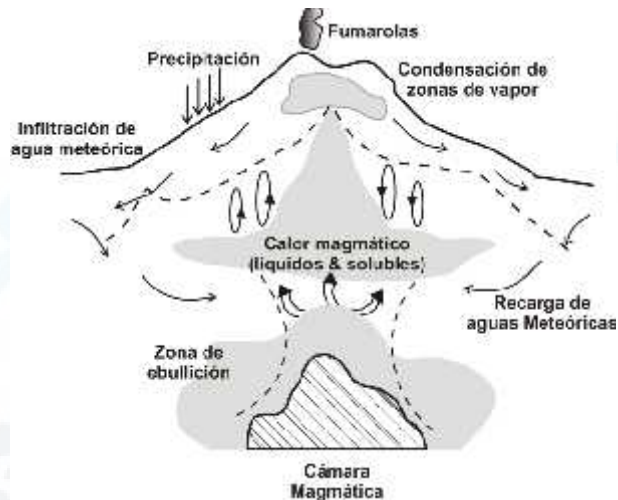


Figura 3.25: Modelo de un sistema hidrotermal en volcanes activos
(Modificado de Hochstein et al., 2000).

Acerca de las anomalías de SP observadas en zonas geotérmicas, se considera que el efecto electrocinético es la razón más importante (Corwin & Hoover, 1979), debido a que están asociadas a la transferencia de agua y a la ascendencia térmica, que crea las anomalías SP. Por otro lado, en la parte superior de los volcanes, la presencia de gradientes positivos de SP/altitud serían generados por las corrientes ascendentes de fluidos hidrotermales; mientras que, los gradientes negativos estarían asociados con las infiltraciones por gravedad en la parte inferior del volcán. Se debe considerar que la generación y la amplitud de la señal SP varían en función de las características de los sólidos y líquidos (composición química, granulometría, permeabilidad, porosidad, solubilidad y viscosidad, pH, conductividad eléctrica, etc., de los líquidos), del caudal y la temperatura (Morgan et al., 1989).

Estudios de SP en volcanes activos pueden ponerse en tres categorías básicamente: los focos que sólo tendrán una variación espacial, aquellos que se concentran sólo en la variación temporal y aquellos que incluyen la variación espacial y temporal. Los estudios de variación espacial están generalmente orientados hacia la descripción de estructuras del sistema hidrotermal o volcanes activos (Kanda & Mori, 2002; Finizola et al., 2004), también se demostró la correlación con el flujo de los gases. El continuo estudio de SP en la variación temporal en algunos volcanes como el Unzen,

el Merapi y el Piton de la Fournaise han permitido desarrollar un monitoreo a través de este método.

Variación espacial, el estudio de SP espacial se han desarrollado en varios volcanes con múltiples resultados. Es estudio espacial se completa utilizando una grilla como se realizó en los volcanes de Kilauea (Dzurisin, 1980), Misti (Finizola et al., 2004), Satsuma-iwojima (Kanda & Mori, 2002), Unzen (Hashimoto & Tanaka, 1995) entre otros. Todos muestran altos valores de SP en la parte central del volcán en la parte del cráter donde han presentado reciente actividad y zonas fracturadas y los valores bajos de SP se presentan en los flancos del volcán.

Variación temporal, el estudio periódico de SP registra los cambios en el sistema hidrotermal debido a la actividad volcánica, siendo estos resultados variables. Los repetidos estudios realizados en Kilauea y Piton de La Fournaise revelaron un incremento de SP durante el tiempo de acuerdo al incremento de la actividad volcánica. Un estudio periódico realizado en el Monte Fuji (Aizawa, 2004) muestra un decrecimiento de SP de 350 mV alrededor del mismo tiempo que aparece un nuevo grupo de fumarolas.

III.3.1.3. Principales Mecanismos de Potencial Espontáneo en los volcanes

* Efecto topográfico

En general, el gradiente negativo de SP/altitud observado en la parte inferior de un volcán es llamado “efecto topográfico” y según Nagata (1937), una de sus posibles causas sean las corrientes potenciales generadas debido al flujo de agua subterránea.

Debe tenerse en cuenta que parte de las precipitaciones de agua se infiltran en el suelo y otra parte del flujo está contenido en la superficie topográfica, siendo transportado por gravedad y que en muchos casos genera un potencial de vapor. Así, el valor de SP comienza desde una elevada hacia una baja altitud y de acuerdo a las observaciones hechas en volcanes, la relación es casi lineal, tendencia que fue teóricamente confirmada a través de algunos experimentos numéricos. En muchos casos, el valor del coeficiente de proporcionalidad del efecto topográfico toma unos - mV/m (negativos) (Hase, et al., 2003). Por ejemplo, algunos valores en volcanes son: volcán Kirishima: -1.4 mV/m (Hashimoto et al., 1994), en Miyake-Jima: -1.07 mV/m (Sasai et al., 1997). La magnitud del efecto topográfico depende del coeficiente de acoplamiento electrocinético.

* Efecto de las surgencias hidrotermales

Además del efecto topográfico, en la región volcánica se han observado que las anomalías de SP son positivas especialmente en la cumbre, con amplitudes hasta varios cientos de mV. Por ejemplo, en el volcán Piton de la Fournaise, la amplitud de la

anomalía de SP en el área de la cumbre fue de 1800mV (Zlotnicki et al., 1994), en el volcán Kilanuea en Hawai, fue de 1600mV (Zablocki, 1976), en la isla volcánica Miyake-jima, de 800mV (Zlotnick et al., 1994) en el volcán Vulcano, 400mV (Di Maio, et al., 1994), y en el volcán Usu, llego hasta valores de 400mV (Nishida & Tomiya, 1987).

La causa de estas anomalías positivas es atribuida a la surgencia de aguas subterráneas por convección térmica. Este flujo ascendente genera el potencial de vapor y la consecuente anomalía positiva de SP.

Ambos mecanismos se considera que son característicos del perfil de SP típico de un volcán activo y su estudio se viene realizando en muchos volcanes activos. En el volcán Miyakejima (Japón), una vez realizadas las medidas de SP, se propuso un modelo para mostrar explicar que las anomalías negativas de SP (aprox. -600 mV) se presentan en la parte baja del volcán, en contraste con el perfil de SP de las partes altas, que son valores positivos (cerca de los 200 mV), ver *Figura 3.26*.

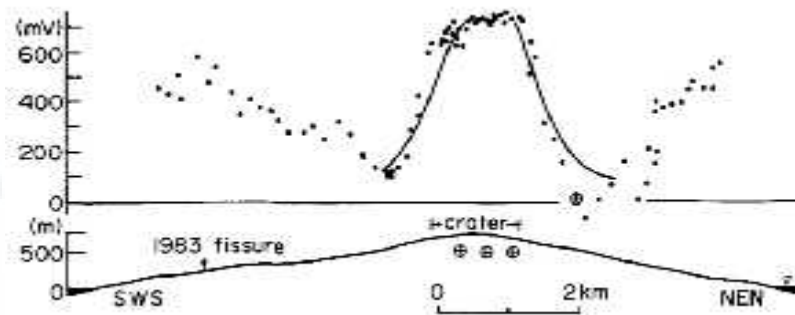


Figura 3.26: Perfil de SP del volcán Miyakejima presentando la típica W que se registra en volcanes activos

III.4 Estudios de resistividad

¿Qué es la resistividad?... es la resistividad eléctrica específica de un material. Se designa por la letra griega rho minúscula (ρ) y se mide en ohmio por metro ($\Omega \cdot m$). Su valor describe el comportamiento de un material frente al paso de corriente eléctrica, por lo que da una idea de lo buen o mal conductor. Un valor alto de resistividad indica que el material es mal conductor; mientras que, uno bajo indicará que es un buen conductor. En el caso de las rocas por su composición mineral serían aislantes en la mayor parte de los casos; sin embargo, en un ambiente volcánico las rocas están afectadas por el sistema hidrotermal generado por un volcán.

La investigación de la resistividad eléctrica en un volcán y su variación con el tiempo, es uno de los métodos más útiles para examinar los procesos térmicos que tienen lugar dentro de este, debido a que la resistencia eléctrica de la roca es altamente dependiente de la temperatura (Nagata, 1937, Keller & Frischknecht, 1966; Parkhomenko, 1967; Yukutake et al., 1990). Cuando la temperatura aumenta, la resistividad de la roca está sujeta a la fusión, y por

lo tanto, la disminución de la resistividad es más drástica; aunque también depende del contenido de líquidos en la roca, los cuales son generalmente ionizados y su resistividad disminuye. Si los líquidos llenan las grietas existentes en la roca, la mayor parte de su resistividad tiende a valores bajos. Por otra parte, la resistividad de los líquidos también depende de la temperatura, ya que disminuye con el aumento de los valores de este parámetro; es decir, la calefacción de una roca facilita la reducción de su resistencia y contrariamente, si la roca se calienta más allá del punto de ebullición del fluido contenido, la resistividad aumenta, siendo extremadamente alta en contraste con su estado líquido (Yukutake et al., 1990).

La **resistividad aparente** puede relacionarse con la resistividad verdadera en el subsuelo. Si el subsuelo es homogéneo, la resistividad aparente medida es igual a la resistividad verdadera; y la resistividad aparente es una combinación de los efectos de las mediciones y un promedio de las resistividades. La resistividad aparente resulta ser la resistividad de un semi-espacio homogéneo que arrojaría el mismo valor de impedancia $Z = E_y / H_x$ que el modelo real en consideración a una frecuencia angular ω en particular, donde Z es la impedancia de la formación (E es la medición del campo eléctrico horizontal y H es la medición del campo magnético).

Los **métodos electromagnéticos** permiten detectar zonas con diferentes propiedades eléctricas a través de un largo rango de frecuencias. Por otro lado, permite medir las propiedades eléctricas de las rocas a una profundidad considerable. En el estudio de volcanes y sistemas hidrotermales, el método magnetotelúrico ha sido ampliamente utilizado considerando las propiedades eléctricas diferentes de estas estructuras, debido a los fluidos hidrotermales, gases o fluidos diluidos en contraste con las rocas circundantes (Díaz et al., 2008).

Este método utiliza la electricidad y los componentes magnéticos de las rocas se cruzan perpendicularmente entre sí. La resistividad aparente y el ángulo de fase pueden ser obtenidos de los campos eléctricos y magnéticos observados (Nishitani, 1998) utilizando la siguiente relación:

$$\rho = 0.2 \times \frac{1}{f} \left(\frac{E}{H} \right)^2$$

donde ρ , f , H y E son la resistividad aparente ("ohmio por metro", $\Omega \cdot m$), la frecuencia de los campos electromagnéticos ("Hertz", Hz), la amplitud del campo magnético ("nanotesla", nT) y la amplitud del campo eléctrico ("micro voltios por metro", $\mu V/m$), respectivamente.

La profundidad de la banda de sonido depende de la frecuencia de los campos electromagnéticos de muy baja frecuencia ("Very Low Frequency", VLF) (1 kHz-100 kHz) para rocas ubicadas a poca profundidad (varias decenas de cientos de metros es el alcance). Para frecuencias extremadamente bajas ("Extremely Low Frequency", ELF), banda (1 Hz – 1 kHz) de profundidad media y ("Ultra Low Frequency", ULF) banda (> 1 Hz) de gran profundidad, como

de varios kilómetros o más.

El método VLF magnetotelúrico (MT) que utiliza señales electromagnéticas artificiales se ha aplicado ampliamente en muchos campos de la exploración geofísica, tal como la minería y geotérmica. A veces esta técnica se ha utilizado en la investigación de volcanes (Zablocki, 1978; Utada et al., 1984) y fallas activas (Utada, 1990). En general, este método es muy simple, ya que requiere de pocos minutos para la adquisición de la data por cada punto, por el contrario de otros métodos que requiere de varias horas o días como son para es el caso de ELF y ULF-MT.

III.5 Observaciones geotérmicas

Los volcanes tienen características diferentes para los procesos de descarga de energía térmica; por lo tanto, se requieren de diferentes tipos de métodos de observación que permitan estudiar la emisión de fumarolas, vapores expuestos, zonas anómalas conductoras, aguas termales, etc. Por ejemplo, en este estudio se ha utilizado los métodos de Geotermia e Infrarrojo.

GEOTERMÍA

La medida de la variación de temperaturas en un volcán es una de las técnicas más antiguas empleadas para su estudio; sin embargo, ella no es sencilla, ya que frecuentemente se debe obtener las medidas en ambientes muy agresivos, lo cual no facilita realizar mediciones optimas con los métodos tradicionales. Las medidas de temperaturas en una zona volcánica activa presentan múltiples aspectos y abarca desde medir la temperatura de una lava incandescente hasta la humilde, pero no sencilla, medida en un lago y/o roca. Ambos aspectos son importantes, cuando los estudios involucran conocer las anomalías térmicas presentes en un volcán. Un esquema de la actividad termal se observa en la *Figura 3.27*.

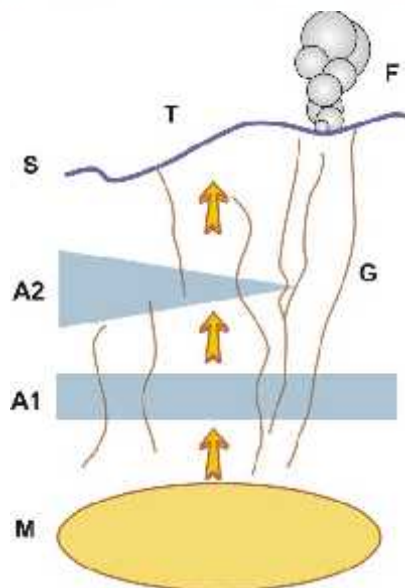


Figura 3.27: El aparato volcánico debiendo ser considerarlo desde el punto de vista de la termometría formado por un foco térmico que puede ser una cámara magmática somera, un conducto magmático o restos de las últimas erupciones y que todavía permanecen calientes **M**. Un sistema de fracturas **G** que de formas más o menos directas nos conecta el foco térmico con el exterior o con niveles superiores. Además existen acuíferos que tanto pueden abarcar toda la zona **A1** o estar limitados **A2**. Estos acuíferos pueden estar confinados y sellados con fluidos a alta presión. En superficie aparecerán fumarolas **F** cuando el flujo de gases es elevado y sólo suelos calientes podrían ser diluidos con el aire **T**. Siendo **S** el suelo.

III.5.1. Medición de la temperatura superficial por imágenes Infrarrojas “IR”

Para las mediciones remotas de la temperatura en columnas y campos geotérmicos se han utilizado equipos de infrarrojo, debido a que ellos permiten medir la temperatura superficial en un corto tiempo y a la vez detectar anomalías térmicas superiores a 100 watt/m^2 . Este método de análisis infrarrojo (IR) es adecuado para detectar las anomalías geotérmicas provenientes de las exhalaciones de la tierra y estimar el flujo de calor; de ahí su aplicación a muchos volcanes. Por otra parte, las observaciones de IR no son tan adecuadas en zonas de intensas fumarolas, debido a que la distribución de temperatura superficial es frecuentemente cubierta por el humo de las fumarolas; sin embargo, en los últimos años, se han desarrollado cámaras que permiten obtener 30 imágenes infrarrojo por segundo, información que permite ver y analizar el movimiento de la actividad térmica en superficie.

El análisis de los datos de imágenes consideran en primer lugar determinar un histograma de la temperatura normal (T_0) y desviación estándar (σ_T) (Kagiyama & Kagiyara, 1980), luego para conocer la anomalía térmica es necesario conocer los píxeles superiores a la temperatura promedio (T_A) mediante la siguiente relación:

$$T_A = T_0 + 3 \sigma_T \quad (3.1)$$

En segundo lugar, la anomalía de la temperatura (ΔT) puede ser determinada por la siguiente fórmula:

$$\Delta T = T - T_0 \quad (3.2)$$

En tercer lugar, se puede examinar el número de píxeles vs ΔT y la temperatura máxima restada de la temperatura normal ($T_{\max} - T_0$), constituyéndose como un parámetro eficaz el análisis de las imágenes infrarrojas para el monitoreo de la actividad geotérmica.

III.5.2. Medición de geotemperatura

Para supervisar una menor anomalía de flujo de calor geotérmico, es recomendable la medición de la temperatura del suelo alrededor de 1 m de profundidad, lo cual permitió detectar anomalías térmicas superiores a 1 watt/m^2 . La profundidad de 1 metro es válida para omitir las condiciones climáticas, como la radiación solar, temperatura del aire, la lluvia, etc.

Se debe tener en cuenta que la temperatura del suelo a 1 m de profundidad disminuye con la altura a razón de 3 ó 5 °C/km; sin embargo, cuando se tiene una amplia gama de niveles de altura, los datos de temperatura deben ser corregidos con la altura de acuerdo a las contribuciones de cada región.

En general, la diferencia de la conductividad del calor fluctuante entre dos puntos adyacentes, ΔQ_c (cal/cm² seg.) está relacionada con la diferencia de gradiente de temperatura como:

$$\Delta Q_c = k \left(\left(\frac{dT}{dz} \right)_i - \left(\frac{dT}{dz} \right)_0 \right) \quad (3.3)$$

Aquí, k es la constante de proporcionalidad llamada “conductividad térmica”, dT / dz es el gradiente de temperatura en 0,75 m de profundidad calculada como promedio para un rango de profundidad entre 0,5 y 1 m, y el sufijo i y 0 representan el punto térmicamente activo (i) y el punto térmico inactivo (0), respectivamente. Fukitomi (1962) presentó la siguiente relación lineal a partir de consideraciones teóricas y observaciones de campo, obteniendo la siguiente relación que ayudara a determinar el valor de la temperatura del suelo,

$$\left(\frac{dT}{dz} \right)_i - \left(\frac{dT}{dz} \right)_0 = R (T_i - T_0) \quad (3.4)$$

donde, T es la temperatura a 1 m de profundidad y R (cm⁻¹) es la constantes con la cual se define empíricamente en cada campo. Según observaciones, en el volcán Kirishima, R toma valores de 0,0097 cm⁻¹. De la combinación de las fórmulas 3.3 y 3.4 se obtiene:

$$\Delta Q_c = k R (T_i - T_0) \quad (3.5)$$

Cuando las constantes, k y R son desconocidas, se les asigna valores de 2×10^{-3} (cal /cm seg °C) y 0.91×10^{-2} (cm⁻¹), respectivamente. Finalmente, la fórmula (3.5) es reducida a:

$$\Delta Q_c = 0.76 \Delta T \quad (3.6)$$

Donde ΔQ_c (watt/m²) y ΔT (°C) son la fluctuación del calor y la anomalía de la temperatura, respectivamente.

CAPÍTULO IV

APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS EN EL VOLCÁN MISTI

IV. MÉTODOS DE OBSERVACIÓN EN EL VOLCÁN MISTI

IV.1 Monitoreo sísmico

El Volcán Misti es un volcán activo pero con una menor liberación de energía. Los restos orgánicos vegetales contenidos en los depósitos volcánicos del Misti prueban la ocurrencia de dos erupciones importantes, una entre 1292-1412 D.C., y otra entre 1440-1470 D.C. (Thouret et al., 1999a, 1999b). Actualmente, se observa la presencia de pequeñas fumarolas y una considerable disminución de las capas de nieve y hielo.

Para poder monitorear la ocurrencia de sismos asociados al fracturamiento de la estructura volcánica y movimiento de magma dentro de la cámara magmática, se mantiene operativa una red sísmica telemétrica compuesta de 5 estaciones permanentes instaladas entorno al cráter.

IV.1.1 Tipos de señales sísmica

El análisis de los registros sísmicos continuos de la red sísmica telemétrica del Volcán Misti comprendido al periodo del 01 al 20 de Setiembre del 2006, permite observar en sus registros eventos VT, LP, Tornillo entre otros. El monitoreo se realiza a fin de identificar eventos patrón que permita evidenciar una posible erupción volcánica. Un ejemplo de estos eventos registrados en el volcán Misti se muestra en la *Figura 4.1*.

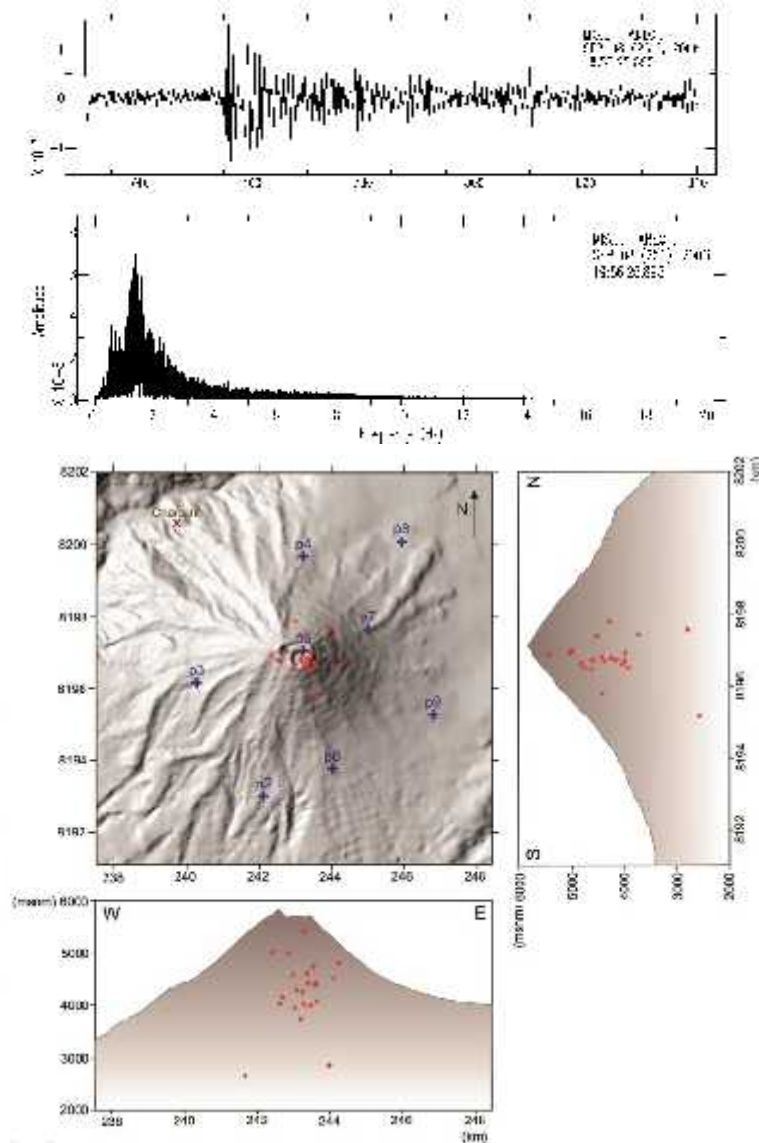


Figura 4.1: Ejemplo del registro de evento sísmico del Volcán Misti 2006. En la parte superior se muestra el registro sísmico filtrado y su espectro; mientras que, en la parte inferior el mapa de la distribución espacial de los sismos VT del volcán Misti, octubre 2001 (Extraído de Llerena, 2004)

La distribución espacial de los hipocentros de los sismos ocurridos en el volcán Misti revela la presencia de un sistema hidrotermal que facilita el movimiento de fluidos en su interior. En este caso, los distintos eventos sismo-volcánicos de tipo LP y Tornillo ocurren en una región donde se tiene dominio de vapor (Chouet, 1996). Este tipo de procesos pueden ser analizados a partir de estudios de tomografía sísmica ya que ellos detectarían la presencia de zonas fuertemente alteradas por la actividad hidrotermal a partir de la identificación de zonas con caída de la velocidad de las ondas P (Power et al., 1998).

Otros estudios muestran que los eventos de periodo largo (LP) y los tremores volcánicos son el resultado de los efectos de resonancia a la fuente y donde se concentra la energía irradiada, pero en el volcán Misti la mayor cantidad de eventos son los Volcano-Tectónicos.

Los sismos LP, son registrados en promedio de tres eventos diarios; mientras que, los sismos VT ocurren en promedio de cinco eventos diarios esta tasa puede elevarse ligeramente, en algunos meses pueden registrarse eventos tornillos y posteriormente no registrarse estos eventos, información extraída de los informes trimestrales (2010-IV y 2011-I) del área de vulcanología del Instituto Geofísico del Perú.

La actividad sismo volcánica en el Misti está asociada fundamentalmente a la actividad hidrotermal y es muy reducida, por ejemplo la localización hipocentral de los eventos VT del volcán Misti (*Figura 4.1*) están localizados bajo el cráter en la parte central del volcán. La *Figura 4.2* presenta un ejemplo de acuerdo a la tipología de los eventos registrados en el volcán Misti.

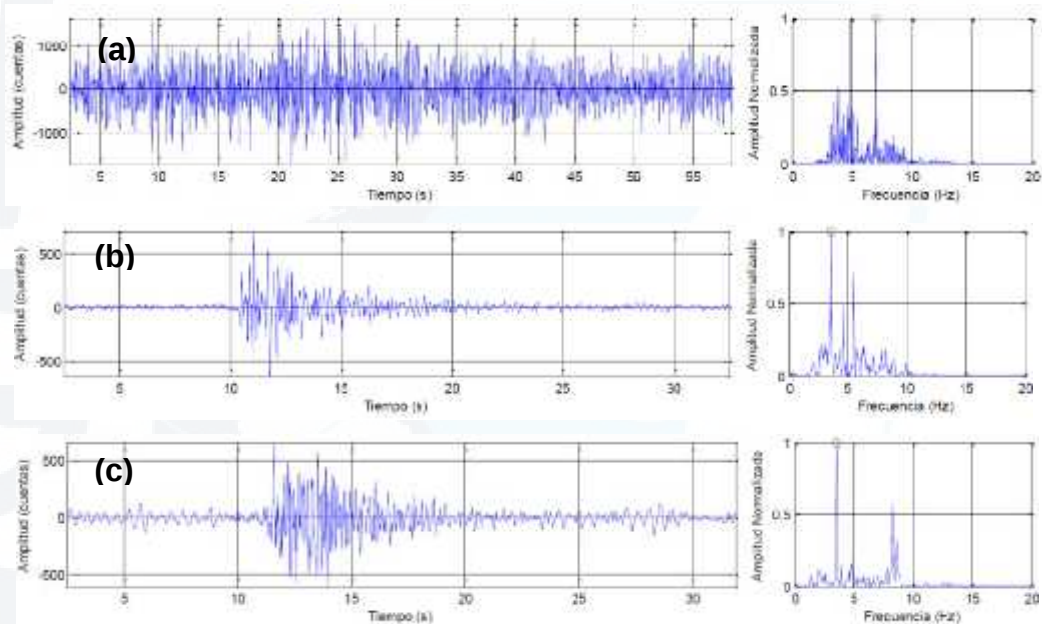


Figura 4.2: Muestra el registro sísmico filtrado y su espectro de los eventos tipo del volcán Misti (a) Tremor, (b) Volcánico Tectónico y (c) Periodo Largo, componente Z (Extraído del informe trimestral 2011-I del área de vulcanología del IGP)

IV.2 Estudios de Potencial Espontáneo (SP)

El flujo de agua en un material poroso es responsable del campo eléctrico que existe y fácilmente medible llamado "corriente o flujo de potencial", siendo este positivo en la dirección del flujo. Esta información pueden ser cartografiada usando electrodos impolarizables colocados en contacto con el suelo (Petiau, 2000).

Los estudios de Potencial Espontáneo (SP) realizadas sobre el Misti, muestran anomalías positivas, de unos pocos cientos a miles de milivoltios de amplitud, asociadas a las zonas hidrotermales o activas (Finizola, 2004). Estos campos eléctricos de superficie reflejan algunos de los mecanismos de polarización que se producen a diversos niveles de profundidad, siendo estas anomalías de dos tipos: acoplamiento electrocinético y termoeléctrico (Corwin & Hoover,

1979). El acoplamiento electrocinético (o corrientes de potencial) resulta de un gradiente de presión del fluido; mientras que, el termoeléctrico es debido a un gradiente de temperatura. Las consideraciones teóricas demuestran que los potenciales electrocinéticos, son significativamente mayores que los termoeléctricos (Corwin & Hoover, 1979), siendo ambos la principal fuente de señales de SP en volcanes. En rocas naturales, las capas eléctricas con diferentes densidades de carga eléctrica forman la interfase de agua/minerales.

Ramos et al., (2000) mostraron la relación de estructura interna y circulación de fluidos sobre el estrato-volcán Misti con estudios de SP y análisis de la concentración de CO₂ de los gases del suelo, la toma de 10 perfiles radiales cubrieron todo el edificio volcánico, identificando una anomalía SP negativa de gran amplitud (-4150 mV). El límite de la anomalía A1, con un diámetro de 5 – 6 Km, relacionada a un límite estructural correspondiente a una antigua caldera y la anomalía A2, situada en el sector E y ENE entre 5000 – 5700 metros de altitud, asociada a un antiguo cráter o límite de un pequeño colapso lateral.

IV.2.1 Relación entre SP y Altitud

Las mediciones de SP en el volcán Misti se realizaron en febrero de 1997 y marzo de 1999, todas ellas en la cumbre del cráter a una altura de 5822m hacia la parte inferior del flanco del edificio (~3000 m altura) con un intervalo de 100 metros, sumando un total de 786 puntos que fueron medidos en diez perfiles radiales sobre el volcán, que significa 78.6km en distancia de mediciones. Los datos de SP han sido obtenidos del estudio seguido por Ramos (2000) ("Aplicación del método geofísico de potencial espontáneo para el estudio estructural del volcán Misti"). El mismo que se basa en la cartografía de SP, de 10 perfiles radiales que se extiende desde la cumbre hasta el flanco inferior del volcán Misti (*Figura 4.3*).

La presencia de actividad geotérmica como fumarolas y aguas termales, en zonas aledañas al volcán Misti, sugiere la existencia de una circulación intensa de napas de agua caliente dentro del edificio formando secuencias de ignimbritas riolíticas y dacíticas intercaladas con depósitos pluviales reelaborados, y así formar 5 unidades (*Figura 4.4*) (Suní, 1999). En la base, la primera unidad de "ignimbritas soldadas y desvitrificadas" de color gris oscuro, la segunda comprende a "ignimbrita re-cristalizada" alterada y ligeramente compactada, la tercera es una "ignimbrita falsa con columnas" con color gris claro a blanquecino, poco alterado; la cuarta unidad es una "ignimbrita de refrigeración con columnas" de color gris claro a blanquecino, y por último, en la parte superior de la secuencia, la quinta unidad comprende a una "ignimbrita rosada" dispuestas en bancos sub-horizontales, sin soldadura.

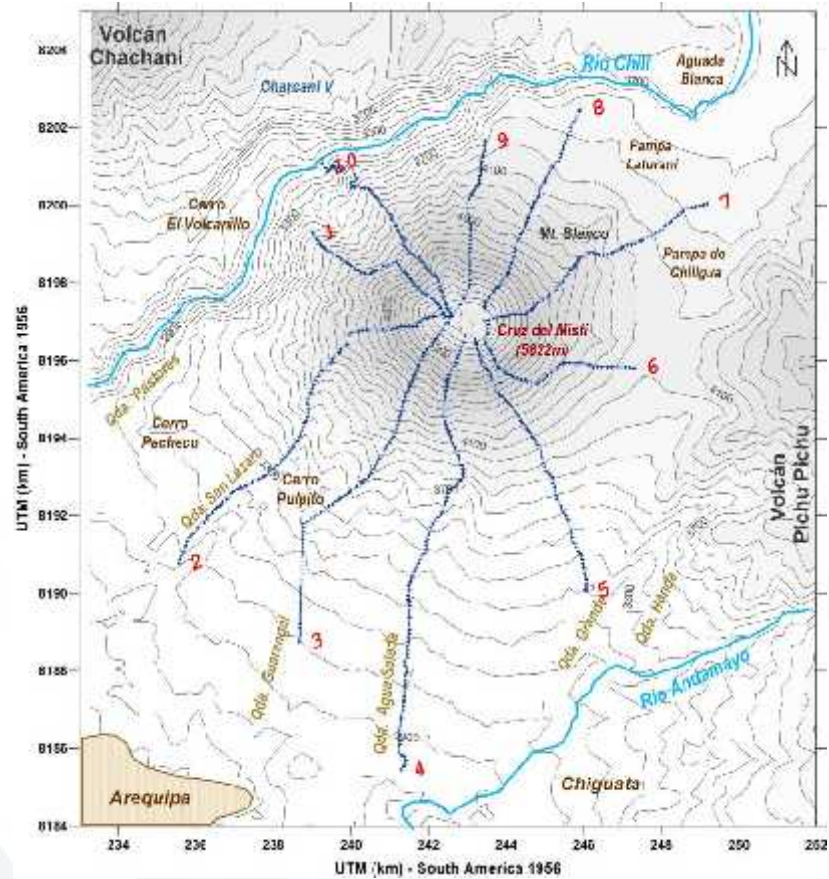


Figura 4.3: Mapa topográfico del volcán Misti y los perfiles radiales de estudio de SP

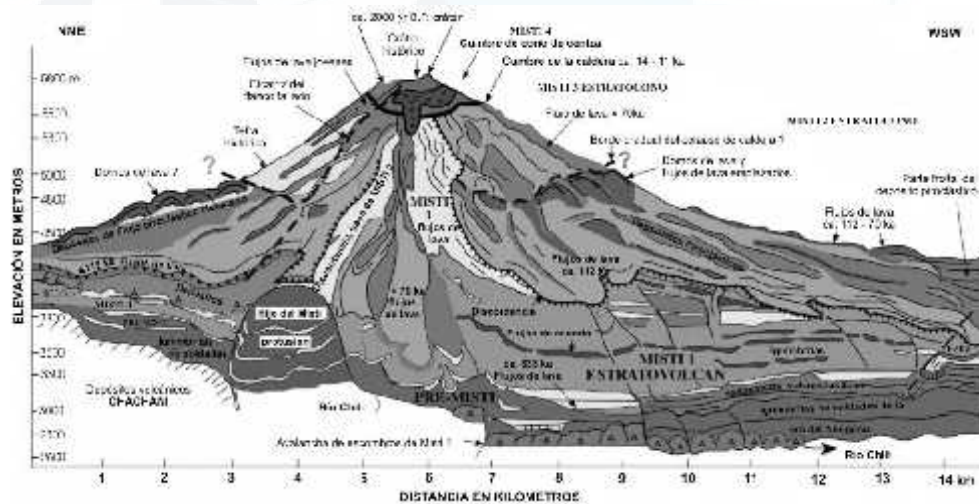


Figura 4.4: Esquema geológico de una sección transversal del flanco Noreste al Suroeste del volcán Misti (Modificado de Thouret et al., 2001)

IV.2.2 Distribución de Potencial Espontáneo

El análisis de la Figura 4.5 muestra un compilado de la distribución de SP. La principal característica de este mapa de contornos es la variación de SP presente en tres grandes anomalías SP negativas, localizadas en la pendiente sur, suroccidental y suroriental del

volcán, con valores de amplitudes extremadamente grandes que superan los -3V. Estas anomalías definen la presencia de zonas en las cuales existen flujos inusuales de aguas subterráneas o la existencia de una antigua estructura de colapso. Este patrón también se ha observado en los otros volcanes como el Miyakejima (Nishida et al., 1996).

Por otra parte, en la región noroeste-noreste se puede observar la presencia de círculos concéntricos para la distribución de SP, especialmente centrados en la cumbre (Figura 4.6) y que debe ser asumido con la distribución básica de SP y anomalías locales negativas se solapan con este, esto podría deberse a una antigua formación de caldera, como se dijo anteriormente.

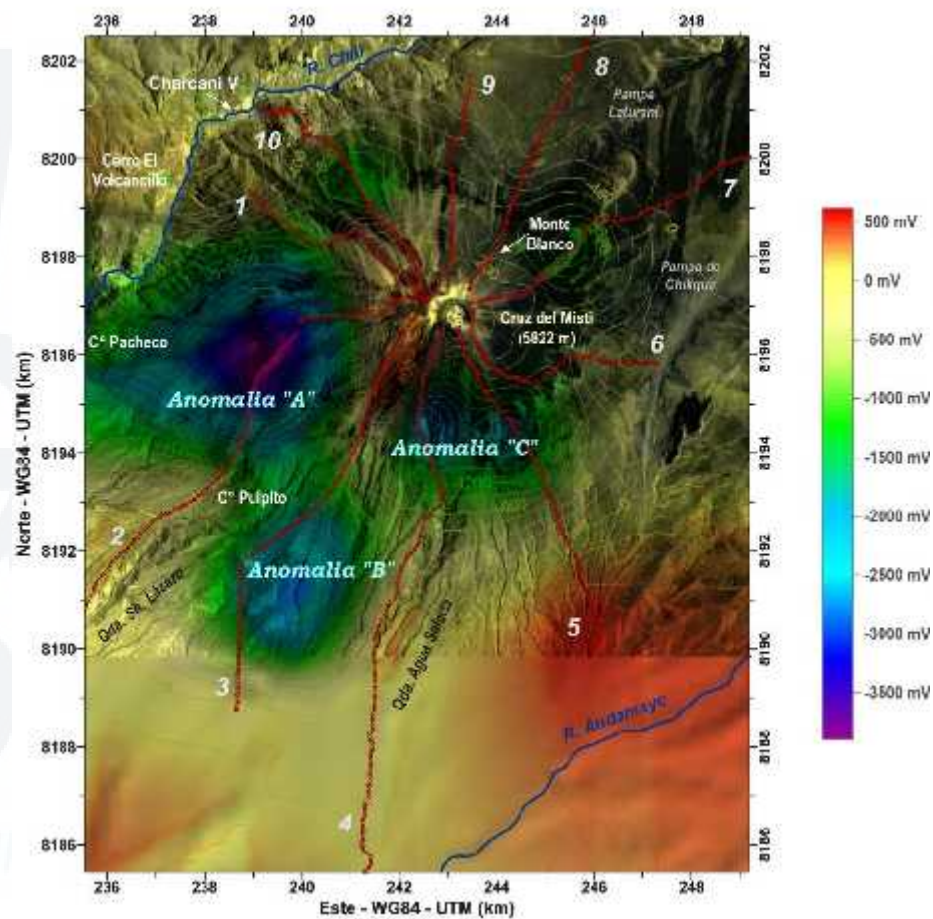


Figura 4.5: Mapa de contornos de la distribución de SP calculado para los 10 perfiles radiales

En la Figura 4.5 se observa a los perfiles 1 y 6 atravesando el volcán Misti de noroeste a sureste y corresponden a un sistema de flujo subterráneo que generaría esta distribución básica de SP y que tiene que ser descrita posteriormente.

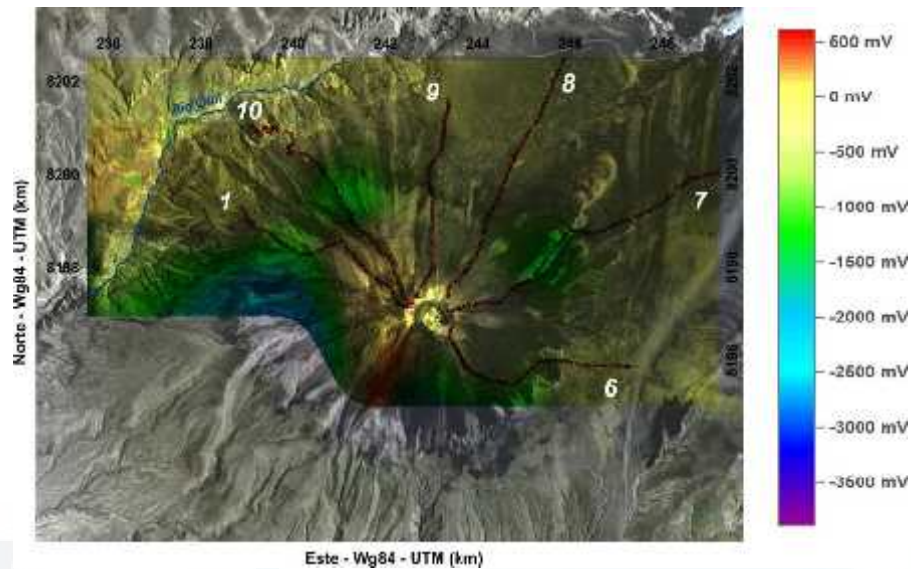


Figura 4.6: Mapa de contornos de la distribución de SP en el flanco norte del volcán Misti

En la *Figura 4.7* se muestra los perfil de SP de todas las líneas de estudio (línea 1 - 10) y en ella se observa que la amplitud mínima varía, en gran medida, en los 10 perfiles radiales de -3840 mV en el perfil 2 a cerca de -800 mV en el perfil de 8 y 9. El valor de la pendiente de la modificación SP (ΔSP) v.s. variación de elevación (Δh) también varía entre -2.38 mV/m y -3,36 mV/m, lo cual define la presencia de los campos de ONO a ESE del volcán, respectivamente. Debe tomarse en cuenta que en la vertiente sur y suroccidental del Misti (Perfil 2, 3, 4), la amplitud mínima de SP y el valor pendiente de $\Delta SP/\Delta h$ se hace más grande que en los demás perfiles, esto puede deberse a una presencia de una excesiva cantidad de agua almacenada por precipitaciones que ocurrieron en la zona de estudio, otra razón podría ser la existencia de un colapso histórico de caldera.

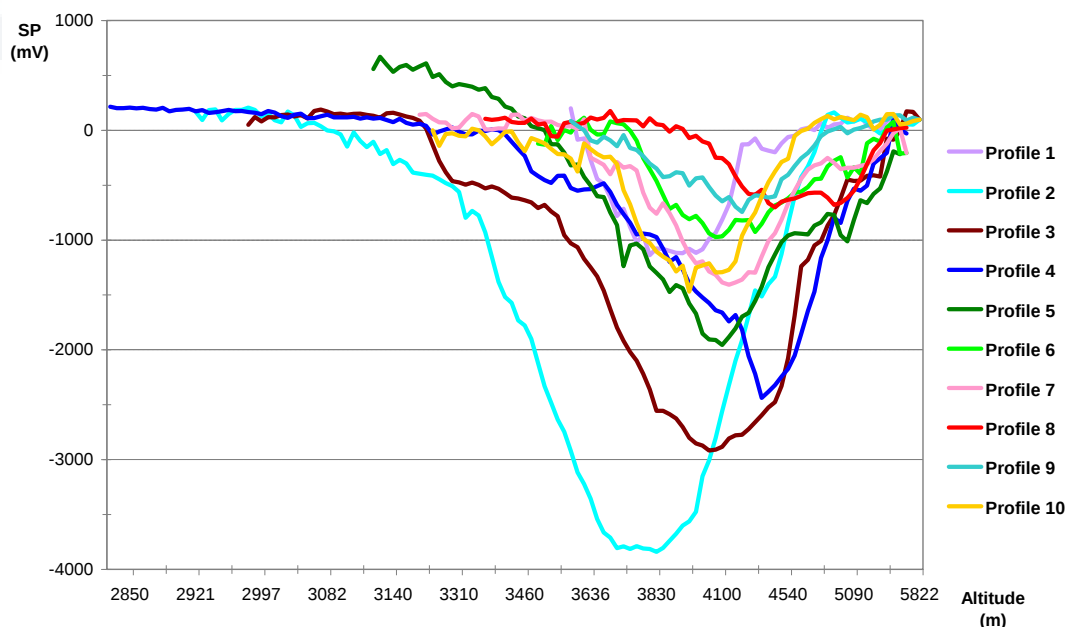


Figura 4.7: Ploteo de los 10 perfiles radiales de SP en función de su elevación en el Volcán Misti

IV.2.3 Interpretación de las anomalías de Potencial Espontáneo

Al analizar por separado los 10 perfiles radiales realizados sobre el volcán, se buscaba encontrar aquellos perfiles que no se vean perturbados por las tres grandes anomalías encontradas desde el flanco sur, suroccidental y occidental del volcán Misti (*Figura 4.5*); es decir, el perfil 2 cruza la “anomalía A” (*Figura 4.5*) que presenta valores superiores a los -3.0 voltios (valores bastante elevados en relación a los encontrados en otros volcanes activos), el perfil 3 pasa por la “anomalía B” en la parte baja del volcán en el lado suroeste del volcán con valores en el orden de -2.5 a -3.0 voltios y los perfiles 4 y 5 atraviesa la “anomalía C” más pequeña con valores en el orden de los -2.0 a -2.5 voltios, estas anomalías como se dijo en punto anterior podrían ser causadas por flujos inusuales de agua subterránea o la presencia de colapsos históricos, pero por verse afectados estos perfiles no sería factible utilizar secciones transversales sobre estos perfiles.

Al observar los perfiles que conformarían las secciones transversales, se debe considerar que los datos de SP estén dentro de un rango de análisis similar para poder ser estudiados, y sin estar alterados estos datos por las grandes anomalías negativas SP presentes en la parte sur del volcán, tal como se observa en los perfiles 2, 3, 4 y 5. Los perfiles 1 y 6 que cruzan el volcán del oeste-noroeste hacia este-sureste (*Figura 4.5*), el rango de los valores obtenidos en los perfiles 1 y 6 comprenden desde -1500 a 500 milivoltios (*Figura 4.8*), estos perfiles no se ven directamente afectados por las anomalías negativas SP descritas anteriormente.

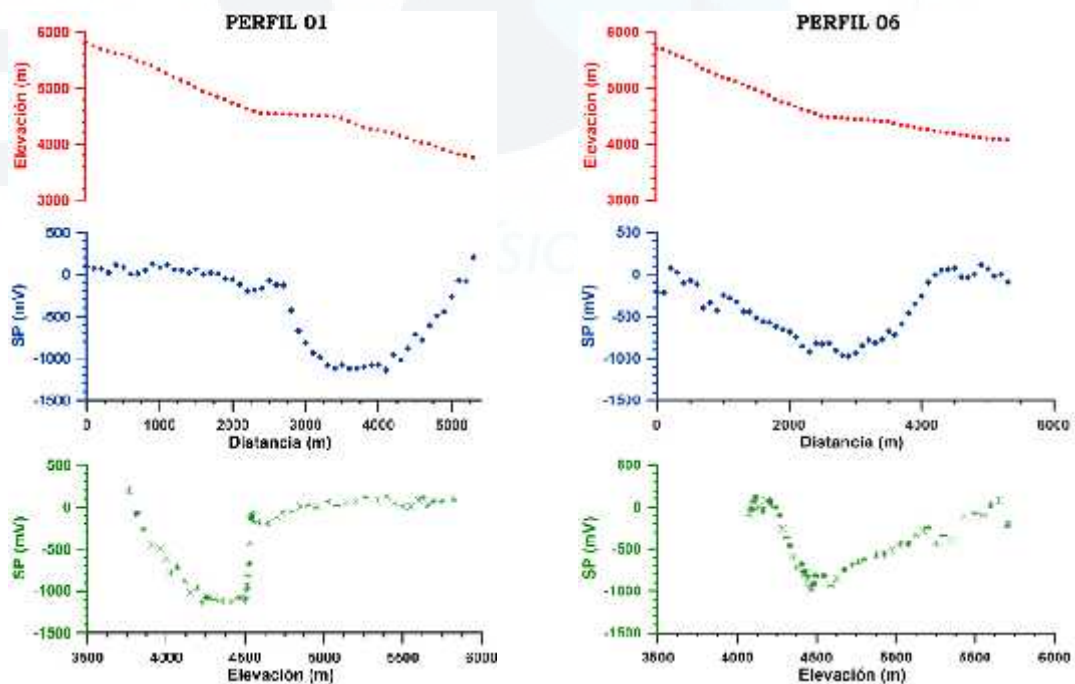


Figura 4.8: Perfiles 1 y 6 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia.

Los perfiles 2 y 7 que cruzan el volcán de suroeste a noreste (*Figura 4.5*), muestran por ejemplo la primera parte de esta sección transversal (perfil 2) que pasa por la anomalía negativa SP, “Anomalía A”, al ser correlacionada con el esquema geológico, de NNE a OSO, de la *Figura 4.4* se observa un posible límite de colapso o la formación de una caldera en el lado OSO del volcán. Los datos de SP indican que la estructura de colapso podría afectar en la localización de las fuentes que estarían controlando el sistema hidrotermal del volcán Misti. El perfil 2 le corresponden valores SP desde 200 hasta -4000 milivoltios; mientras que, el perfil 7 los valores SP 200 van desde 200 hasta -1500 milivoltios (*Figura 4.9*); lo cual sugiere, existe un diferencial de -1.5 voltios, respecto de los valores de SP del perfil 2 al perfil 7.

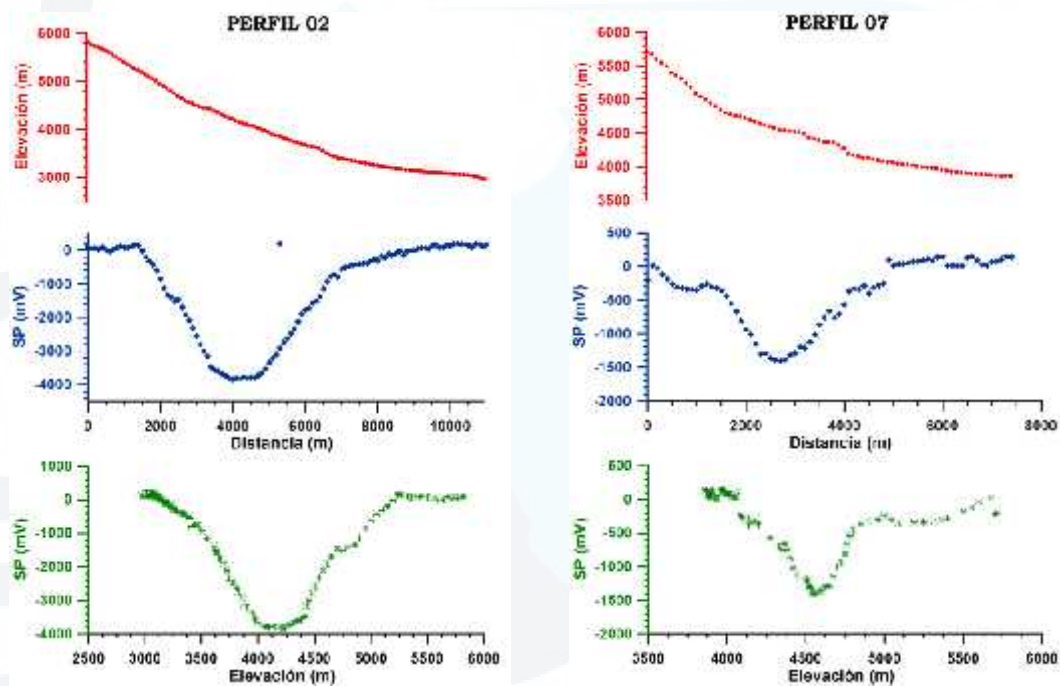


Figura 4.9: Perfiles 2 y 7 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia.

Los perfiles 3 y 8 conformarían otra sección transversal que cruza el Volcán Misti de sur-suroeste a nor-noreste (*Figura 4.5*), similar a la anterior sección transversal. El perfil 3 pasa por una anomalía negativa SP, “Anomalía B”, y de acuerdo al mapa geológico del volcán Misti (*Figura 2.14*) en esta Anomalía existen bloques, ceniza y depósitos de flujo de ceniza, [BA3] en tonos fucsia, y como corresponde a un terreno menos consolidado, en la zona pudo haberse presentado flujos inusuales de agua subterránea, tal como se evidenció que en la parte superior del perfil 3 que sugiere la presenta flujos de lava, [LF2 y LF3] en tonos verdes, material más consolidado, y que no permitiendo que se presenten en gran cantidad flujos inusuales de agua subterránea. Existe un diferencial de 2.0 voltios, respecto de los valores de SP del perfil 3 al perfil 8. El perfil 3 le corresponden valores SP en el rango de 200 hasta -3000 milivoltios; mientras que, el perfil 8 los valores SP están en el

rango de 200 a -700 milivoltios (*Figura 4.10*).

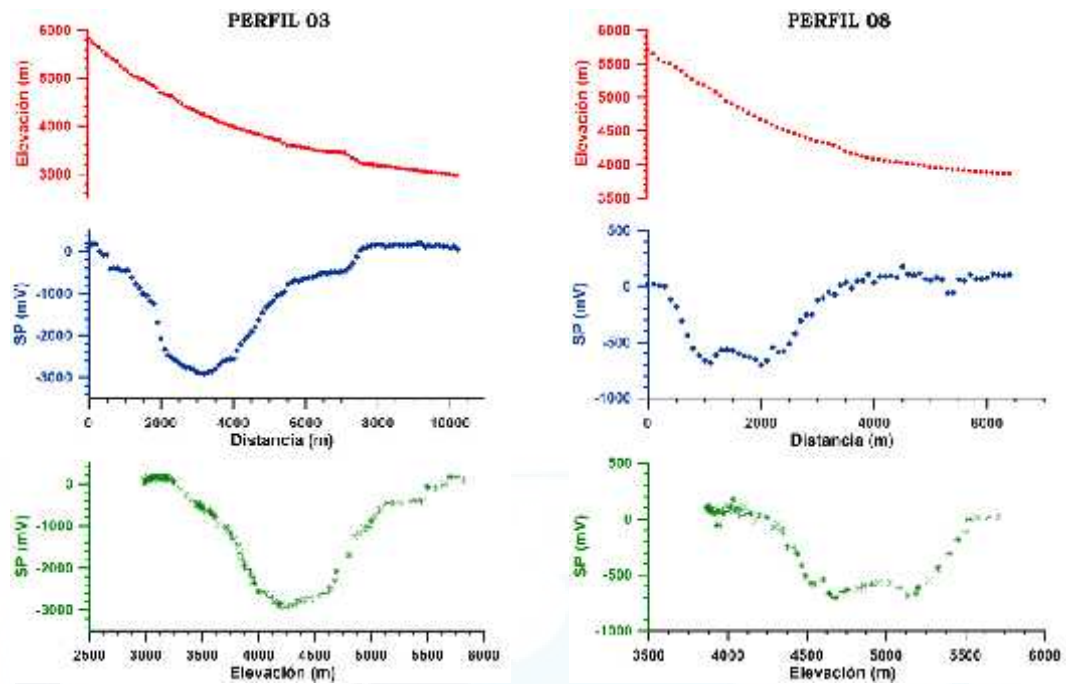


Figura 4.10: Perfiles 3 y 8 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia.

Los perfiles 4 y 9 conforman otra sección transversal que cruza el Volcán Misti de sur a norte, y al igual que los perfiles 5 y 10, forman la última sección transversal de sureste a noroeste (*Figura 4.5*). Para la primera sección transversal, perfiles 4 y 5 se encuentran sobre la anomalía negativa de SP “Anomalía C”, y de acuerdo al mapa geológico del volcán Misti (*Figura 2.14*), se tiene la presencia de bloques, ceniza y depósitos de flujo de ceniza denominado [BA3] el cual pertenece a Misti 3 expresado en tono rosado oscuro en la *Figura 2.14*, en el flanco sur del volcán, y también existe ignimbritas no soldadas [N12] que conforman a Misti 2 en tono rosado claro. Entre estas dos etapas o formación de edificios habría existido un gradual colapso de caldera (*Figura 2.14*) y por ser un terreno menos consolidado, pudo haberse presentado flujos inusuales de agua subterránea. Una parte de esta zona está cubierta por depósitos más recientes como flujos de lava [LF2 y LF3] en tonos verdes (*Figura 2.14*), y material más consolidado. Entre los perfiles 4 y 9 la diferencia de los datos SP es de -2000 milivoltios; mientras que, para los perfiles 5 y 10 la diferencia de los datos SP es de -1300 milivoltios aproximadamente (*Figura 4.11*).

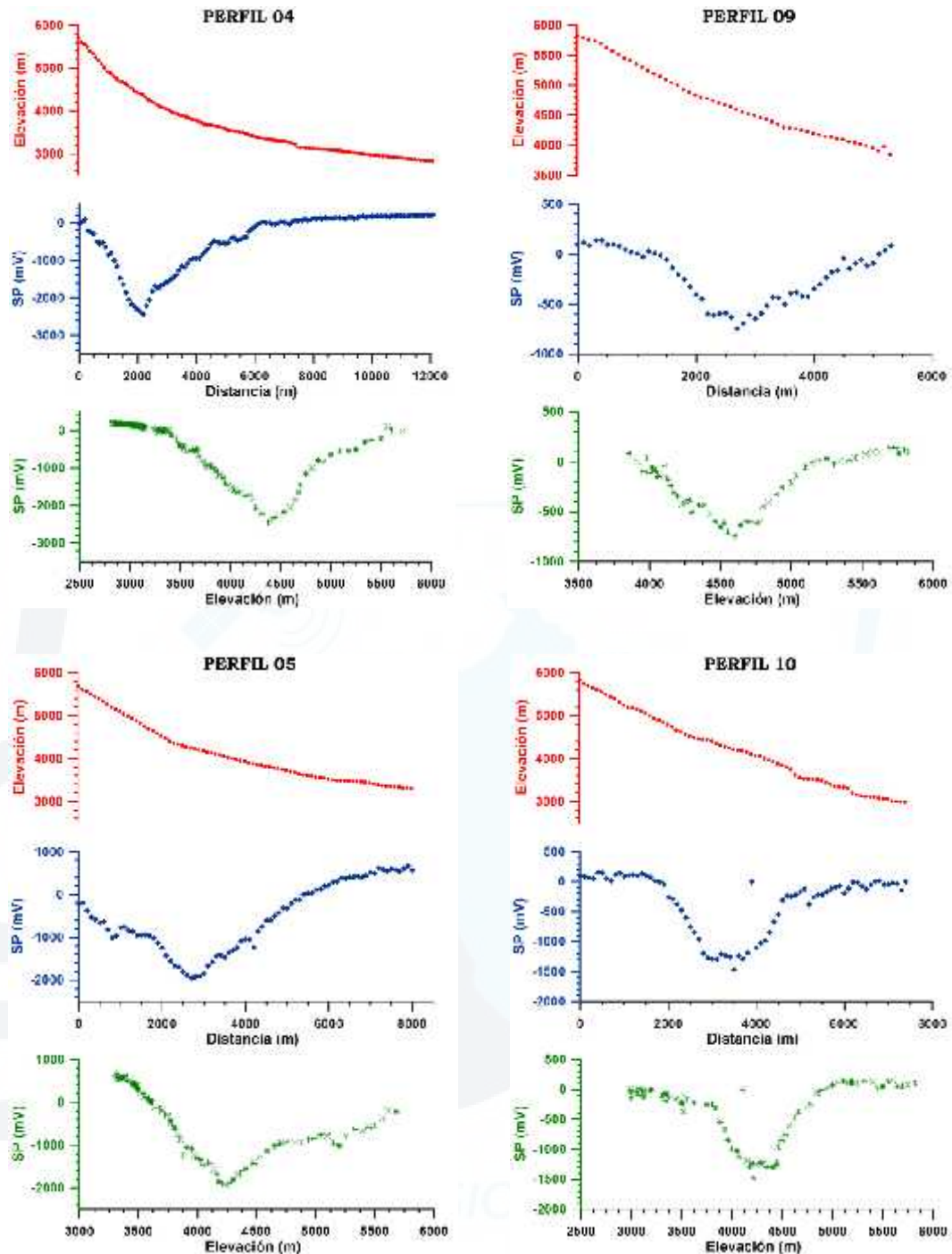


Figura 4.11: Perfiles 4 - 9 y 5-10 indicando la relación entre SP vs. Distancia, elevación y la representación de los puntos de Elevación vs. Distancia.

IV.2.3.1 Efecto topográfico sobre el cono central

Es preferible remover el efecto topográfico y hacer un estudio cuantitativo del sistema hidrotermal subterráneo. El efecto topográfico de SP es causado por efecto de la gravedad en el subsuelo sobre el flujo de los fluidos. Si una fuente de calor se coloca en este estado de equilibrio de flujo por gravedad, generaría el desarrollo de convecciones termales. En caso que la fuente de calor este encerrada en el subsuelo,

estos dos efectos interfieren uno con el otro, y así, el sistema muestra un complejo proceso de evolución.

Sin embargo, si la fuente de calor es lejana desde la superficie del terreno y los dos efectos no se interfirieren, esto es prácticamente posible, se debe tratar que el flujo del fluido se encuentre cerca de la superficie, independiente de la convección hidrotermal que se produce a profundidad. En este caso se asume que el efecto topográfico es independiente de los otros efectos generados por el efecto hidrotermal y se acepta una relación lineal.

La razón de delta de potencial espontáneo por delta de elevación es equivalente al "TE" (Efecto Topográfico), este valor fue obtenido para cada uno de los diez perfiles radiales realizados sobre el volcán Misti, expresados en milivoltios por metros (mV/m). La relación de ΔSP vs. $\Delta Elevación$ de los perfiles tienen la forma de "V" por lo tanto las secciones transversales tomaran la forma de "W", perfil típicamente hallado en volcanes activos.

El perfil topográfico del volcán Misti muestra un cambio de pendientes muy notorio, la primera pendiente en la parte baja del volcán presenta un ángulo de inclinación menor, entre 11° y 17° aproximadamente; mientras que, la segunda pendiente presente en la parte superior del volcán, tiene un ángulo de inclinación mayor, entre 30° y 35° , ver *Figura 4.3*. La altura promedio donde existe el cambio de pendiente se presenta entre los 4000 y 4500 m.s.n.m. Puesto que el valor en el efecto topográfico de SP se inicia de elevada a baja altitud, el gradiente negativo de SP/altitud se encuentra en la parte inferior de un volcán; por lo tanto, el análisis de los datos de SP vs. Elevación fueron realizadas en la parte inferior del volcán, antes que ocurra el cambio de pendiente, analizando por separado, cada perfil radial tomado sobre el volcán.

La razón de $\Delta SP / \Delta Elevación$ del Perfil 1 (*Figura 4.12*), muestra un valor de -2.38mV/m y muestra únicamente una tendencia trazada con la línea roja. Para el Perfil 6 (*Figura 4.13*) se presentaban tres casos donde se obtendrán diferentes valores para Efecto Topográfico (TE): siendo los siguientes -1.53 mV/m, -3.36 mV/m y 0.71 mV/m, variaciones debidos a la influencia de la topografía del volcán sobre el potencial espontáneo. De estos tres valores, se ha considerado el valor igual a -3.36 mV/m (línea color celeste en la *Figura 4.13*) con mayor cantidad de datos de SP contenidos en el perfil, datos que muestran la tendencia de la línea de color celeste en la *Figura 4.12*. Por otro lado, no se consideró el valor igual a -1.53 mV/m (línea color roja) porque esta no presenta la tendencia real de los datos analizados (aproximadamente abarca ~130m de altura) simplemente, se estaría obteniendo como resultado, el máximo y el mínimo valor. Por último, la tercera tendencia igual a 0.71 mV/m (línea de color verde en la *Figura*

4.13) no se ha considerado porque presenta un valor positivo que no se ha presentado en otros volcanes, como los mencionados en el capítulo III.

El siguiente paso normalizan los valores del potencial espontáneo y elevación, la razón de ellos $\Delta SP / \Delta E$ representa al efecto topográfico, este valor se expresa en mV/m, como:

$$TE = \Delta SP / \Delta Elevación$$

Por ejemplo, para el “Perfil 1” el valor del efecto topográfico es:

$$TE = [200 - (-1099)] \text{ mV} / [3760 - 4305] \text{ m} = -2.38 \text{ mV/m}$$

El valor TE obtenido servirá para hallar la *corrección por Efecto Topográfico*, luego de ΔSP debe sustraerse el producto de TE con la elevación normalizada (ΔE) y finalmente, se obtiene el valor de la *corrección del efecto topográfico* ΔSP_{TE} , expresado en milivoltios (mV)

$$\Delta SP_{TE} = \Delta SP - (TE \times \Delta E)$$

Por último, esta corrección deberá realizarse para cada punto del “Perfil 1”, considerando que TE = -2.38 mV/m es el valor de corrección para el primer punto del “Perfil 1”:

$$\Delta SP_{TE} = \Delta SP - (TE \times \Delta E) = -104 \text{ mV} - (-2.38 \text{ mV/m} \times 2062 \text{ m}) = 4810.75 \text{ mV}$$

A cada punto del Perfil 1 se realizará la corrección del efecto topográfico (ΔSP_{TE}), se observará un decreciendo de los valores corregidos hasta llegar a cero, porque ΔE y ΔSP en la parte más baja del perfil, presenta un valor igual a cero.

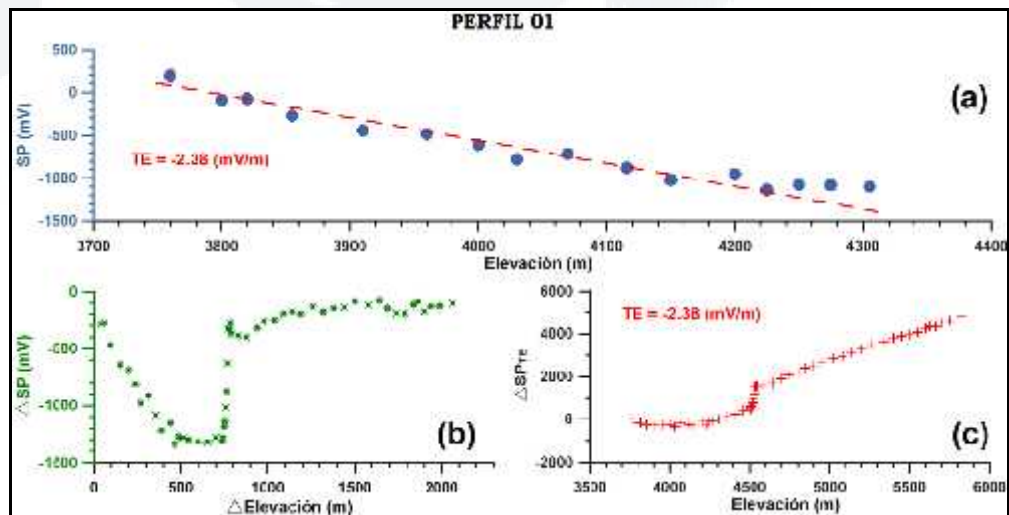


Figura 4.12: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 1 la relación entre SP vs. Elevación (TE = -2.38 mV/m), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 1 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 1, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

Por otro lado, para el Perfil 6, de los tres valores de TE (-1.53, -3.36, -0.71 mV/m), se consideró solamente al valor de TE = -3.36 mV/m, para realizar la corrección del efecto topográfico. Así ΔSP_{TE} para el primer punto del Perfil 6 es igual a:

$$\Delta SP_{TE} = \Delta SP - (TE \times \Delta E) = -86 \text{ mV} - (-3.36 \text{ mV/m} \times 1665 \text{ m}) = 5505.75 \text{ mV}$$

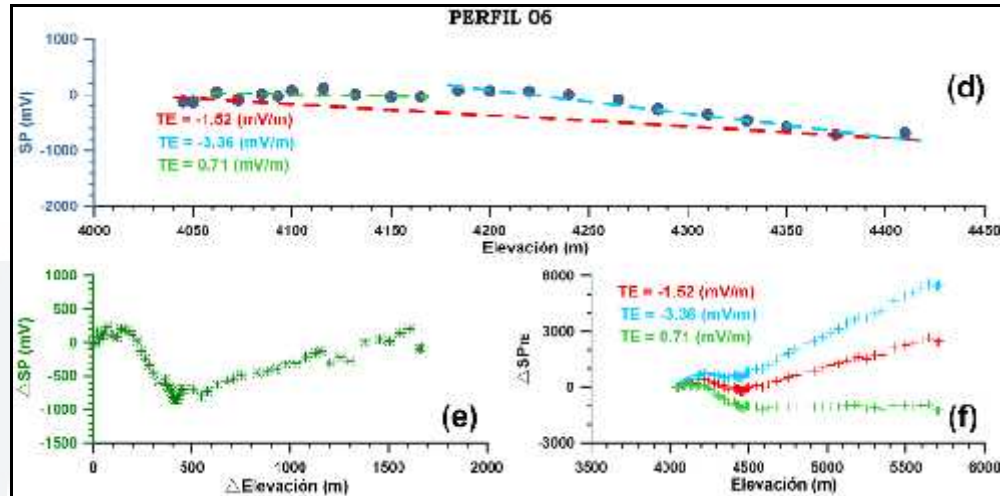


Figura 4.13: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 6 la relación entre SP vs. Elevación (TE = -3.36 mV/m), (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 6 y (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 6, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

Para el resto de los perfiles (2, 3, 4, 5, 7, 8, 9 y 10), se realizó un análisis similar, considerando la tendencia que se presentaba en cada alineación de puntos y posteriormente se obtuvo el valor de TE y luego el ΔSP_{TE} , que representa la corrección del efecto topográfico. Como el caso del Perfil 6, los demás perfiles presentaron 3 tendencias diferentes para TE, valor que se utilizó para realizar la corrección del efecto topográfico ΔSP_{TE} para cada punto que constituye a los perfiles. En el Anexo 1 se presenta las gráficas para el resto de los 8 perfiles radiales trazados sobre el volcán Misti.

Asimismo, en el Anexo 2, representa el total para los datos corregidos de los perfiles radiales 1 y 6 con los parámetros corregidos de Potencial Espontáneo de la Tabla 1 para el Perfil 1 y la Tabla 2 para el Perfil 6.

IV.2.4 Modelo de Potencial Espontáneo (SP) para los perfiles 1 y 6

IV.2.4.1 Sección transversal SP

En los perfiles de SP 1 y 6 (*Figura 4.14*), se puede observar que la distribución de sus valores muestra el típico patrón "W" que se observa en otros volcanes activos y que es interpretado como una superposición de los potenciales de transmisión de dos fuerzas diferentes: surgencias hidrotermales bajo la superficie por debajo del centro del volcán y el flujo de potencial como el caso del efecto topográfico. En este caso, los valores de SP presentan amplitudes máximas de aprox. 200 mV, lo cual es demasiado alto para volcanes de tipo andesítico, y con una actividad volcánica moderada.

En este estudio ha sido importante separar los efectos de la surgencia hidrotermal y el efecto topográfico. En primer lugar, debe tenerse en cuenta que los datos de SP correspondientes a bajas altitudes, se encuentran enmascarados de la *Figura 4.14 (a)*; por lo tanto, fue necesario estimar el valor de la pendiente del volcán para evaluar el efecto topográfico asumiendo la relación lineal entre ΔSP y ΔE , entre -2.38 y -3.36 mV/m. Como resultado, el valor de la pendiente obtenida fue de -3,36 mV/m, valor que es asumido como uniforme en todo el volcán y en este caso, el efecto topográfico estaría actuando de la misma forma para todo el volcán. Bajo este supuesto, el perfil de SP causado por el efecto topográfico puede estimarse multiplicando el valor de la pendiente obtenida (-3.36 mV/m) por el cambio de la elevación ΔE , tal como se muestra en la *Figura 4.14 (b)* y los resultados calculados se encuentran en el Anexo 2. Estos datos representan el valor relativo a una referencia provisional a niveles de 0 mV/m y en este caso, la amplitud mínima obtenida de la forma "V" en el perfil de la *Figura 4.14 (b)* es de -5590 mV, especialmente en la cumbre alrededor del cráter.

Considerando como referencia la diferencia de valores de SP mostrados en las *Figuras 4.14 (a) y (b)*, se obtiene el perfil correspondiente al efecto del sistema hidrotermal, *Figura 4.14 (c)*, que en la zona del cráter alcanza amplitudes del orden de 5580 mV.

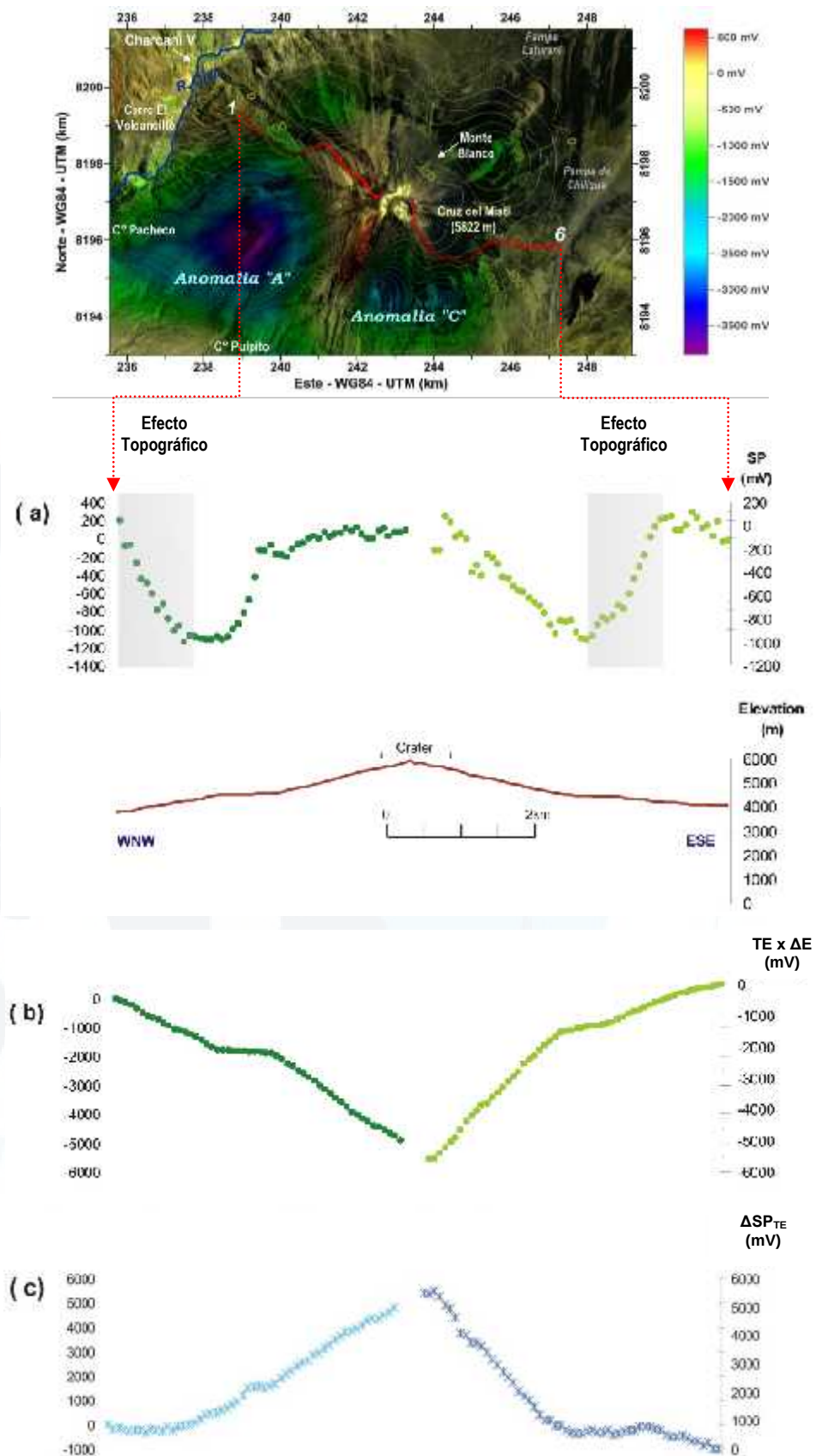


Figura 4.14: (a) Anomalías SP en el volcán Misti a lo largo de las secciones transversales de 1-6 (ONO-ESE). La curva sólida representa el perfil topográfico, (b) la curva correspondiente al efecto topográfico, (c) la anomalía de SP positiva asociada a la surgencia hidrotermal. Esta data fue obtenida tomando la diferencia entre los datos observados de SP (a) y el perfil estimado para el efecto topográfico (b). Cada uno de los datos SP representan el valor relativo de un punto de referencia.

IV.2.4.2 Resultados de la sección transversal SP

Una anomalía SP es producto de las corrientes de potencial que generan el flujo del fluido en un medio poroso, observado incluso en escala microscópica, el movimiento relativo del fluido a través de la fase sólida y el interfaz de la parte sólida – líquida de la doble capa eléctrica (EDL) juega un rol fundamental en la generación de las corrientes de potencial, el cual es proporcional al potencial ζ que caracteriza el EDL y como se vio en el capítulo III ζ puede ser positivo o negativo; por lo tanto, la anomalía también puede ser positiva o negativa. Por este motivo se busca encontrar las fuentes que estarían generando estas anomalías y los flujos de fluidos.

Utilizando la data del perfil SP de la *Figura 4.14 (c)*, se procedió a realizar la inversión 2-D a fin de obtener la ubicación e intensidad de la fuente que define la corriente presente en el sistema hidrotermal del volcán. Aunque estas fuentes equivalentes no definen el mecanismo de generación de la anomalía, pueden ser utilizadas para obtener información sobre el flujo del agua subterránea o el sistema hidrotermal del subsuelo. El total de los datos utilizados en este proceso dentro se presentan en el Anexo 3 - Tabla 4. La *Figura 4.15* muestra la ubicación e intensidad de las fuentes equivalentes obtenidas y que explicarían los datos de la *Figura 4.14 (c)*. En este caso, bajo la parte central del volcán Misti, dos fuentes principales han sido identificadas positivas (*Figura 4.15*), la primera se sitúa cerca de 4500 m de altura y la segunda, a 5200 m de altura, respectivamente. La intensidad de la corriente en cada fuente es de 225A y 50A, y en este caso, la resistividad del terreno se estima en 1 K Ω ·m. Además de estas dos fuentes, otras positivas y negativas se distribuyen en todo el flanco del volcán, lo cual sugiere la ubicación del flujo gravitacional las aguas subterráneas.

El archivo de salida producto de la inversión 2-D, muestra en el Anexo 3 (Tabla 3) la localización espacial (distancia “#x” y profundidad “z”) y los datos de potencial espontáneo calculado (SP) producto por las fuentes generadoras de los flujos de corrientes. Estos datos son originados de los datos de potencial espontáneo observados de las Tablas 1 y 2 del Anexo 2.

En el Anexo 3 (Tabla 4), se indica los parámetros de la fuente, como son la profundidad e intensidad del flujo de portadores de carga eléctrica a través del medio. El cual es debido a la diferencia de potencial creada por un productor de corriente. En este caso, corresponde a las fuentes generadoras de los flujos de corriente del volcán. En la Tabla 5 del Anexo 3, se muestra los resultados obtenidos para el potencial espontáneo, es decir, el SP observado y el SP calculado considerando la sección transversal de los Perfiles radiales 1 y 6.

En la Tabla 6 del Anexo 3, se muestra los archivos de salida finales del proceso de inversión 2-D, se obtuvo como resultado la localización espacial de catorce fuentes generadoras de los flujos de corriente, entre positivas y negativas, pero solamente dos fuentes positivas principales y ubicadas en la parte central del volcán, controlarían la generación de las corrientes de potencial y las anomalías SP.

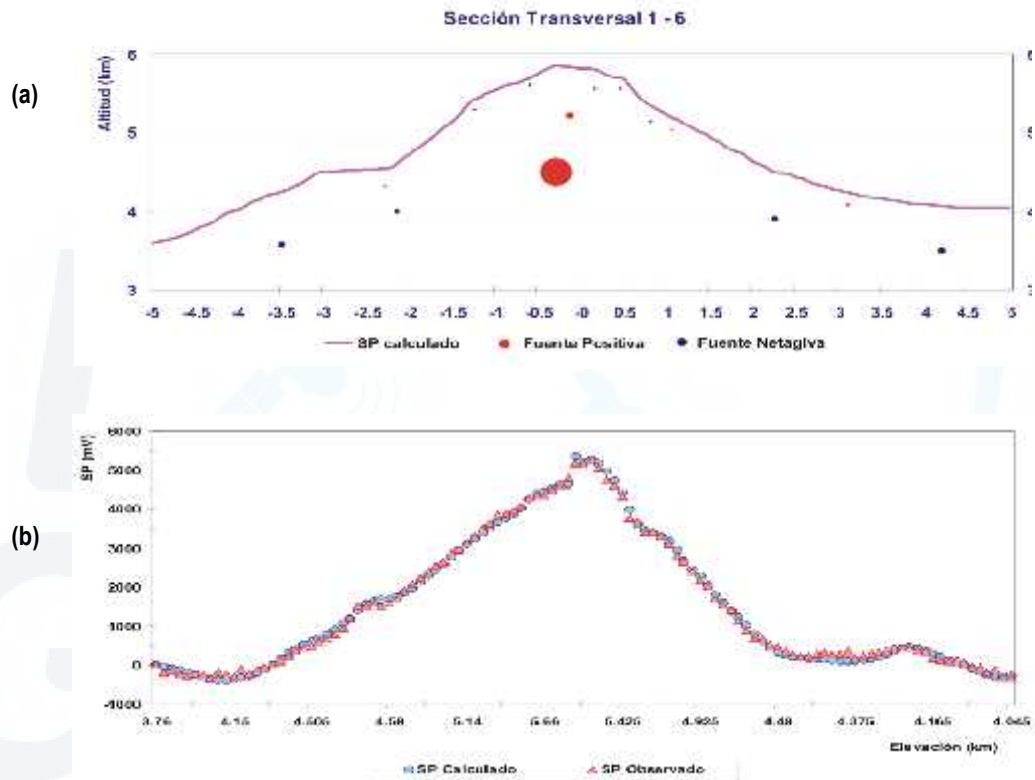


Figura 4.15: (a) Distribución de las fuentes de corrientes equivalentes a la sección transversal a lo largo de los perfiles 1 y 6 (ONO-ESE). Dos fuentes positivas principales se sitúan por debajo de la parte central del volcán Misti, indicando la existencia de surgencias hidrotermales. **(b)** Comparación entre la anomalía positiva observada en la Figura 4.7 (c) y SP calculado en base a las fuentes equivalentes definidas en (a).

IV.3 Análisis Geotérmico

Dentro del proyecto "Water Resources and Hydrovolcanic Risk Prevention in Active Tropical Stratovolcanoes" dirigido por el Dr. David Palacios (Universidad Complutense de Madrid), se instalaron termómetros en tres puntos del flanco noroeste del volcán Misti para controlar la temperatura del suelo, tal como se muestra en la *Figura 4.16*. Los datos medidos se han almacenado en los data-logger ("Universal de temperatura Logger UTL-1") y corresponden al periodo Julio de 2004 a Diciembre de 2005 con las siguientes características:

1. La temperatura fueron medidas cada 90 minutos.
2. Cada punto tiene un par de termómetros: un termómetro en la superficie del suelo y otro a 30 cm de profundidad.

En este estudio se hace uso de los datos obtenidos a partir del 12 Agosto de 2004 hasta el 7 de Noviembre de 2005.



Figura 4.16: Ubicación de los puntos de observación de la temperatura del suelo en el flanco noroeste del volcán Misti; a 4870M, 5400m y 5750m. El período de observación fue Julio 2004 a Noviembre 2005.

IV.3.1. Tiempo de variación de geotemperatura

En la *Figura 4.17* se muestra la variación diaria de máximas y mínimas de la temperatura a 30cm de profundidad, así como la variación anual de la temperatura del aire en la estación meteorológica "Aguada Blanca" situada en el flanco noroeste del volcán Misti, a una altura de 4300msnm y a 30km de la ciudad Arequipa (*Figura 4.17*).

Tal como se muestra en la *Figura 4.18*, la disminución anormal de la temperatura en el Volcán Misti es identificada a finales de Agosto, mediados de Diciembre de 2004, mediados de Enero 2005, finales de Febrero 2005, finales de Julio 2005 y finales de Septiembre de 2005. Según la información publicada en la página del SENAMHI (Sistema Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú), para los años 2004 y 2005 las heladas o nevadas, ráfagas de viento, precipitaciones sólidas y lluvias torrenciales las alertas emitidas fueron de la siguiente manera en la estación meteorológica de Aguada Blanca (*Figura 4.19*):



Figura 4.17: Vista de la represa Aguda Blanca, volcán Misti y de la ciudad de Arequipa

30 de agosto de 2004: LLUVIAS Y RÁFAGAS DE VIENTOS EN LA SIERRA NORTE Y NEVADAS EN SIERRA SUR. Lluvia y ráfagas de vientos entre 35 a 50 km/h en la sierra norte. En tanto que en la sierra sur, se esperaba precipitaciones líquidas y sólidas (granizo y nieve) en zonas por encima de los 4000 msnm. Así mismo, se presentaron ráfagas de viento de 30 a 40 Km/h.

17 de diciembre de 2004: PRECIPITACIONES EN SIERRA CENTRO-SUR Y SELVA. En la Selva se presentan lluvias aisladas de moderada a fuerte intensidad con tormentas eléctricas. En sierra centro-norte y porciones de la sierra sur, se presentaron lluvias aisladas de moderada intensidad y ráfagas de viento hasta de 35 Km/h en la vertiente occidental de los Andes y dispersas en zonas cordilleranas con probabilidad de granizo en localidades ubicadas sobre los 3800 msnm.

10 de enero de 2005: LLUVIAS EN SIERRA SUR. Lluvias de moderada intensidad acompañada de tormentas eléctricas y ocurrencia de granizo en forma aislada en localidades ubicadas sobre los 3200 msnm.

21 de febrero de 2005: LLUVIAS Y PRECIPITACIONES SÓLIDAS EN LA SIERRA SUR Y CENTRO. En sierra central: hubo lluvias moderadas, tormentas localizadas y en

zonas por encima de los 4200 msnm, se produjo precipitaciones sólidas aisladas. En la sierra sur: se presentaron lluvias persistentes y en zonas ubicadas sobre los 4000 msnm precipitaciones sólidas (granizo y nieve) con ráfagas de vientos superiores a 40 km/h.

15 de septiembre de 2005: PRECIPITACIONES DE AGUA-NIEVE Y TURBULENCIA.

En la sierra central, sur y altiplano peruano-boliviano, se presentó precipitaciones dispersas de agua-nieve y nieve en localidades ubicadas sobre los 3,000 msnm. Así mismo, en regiones del sur del País, ráfagas de viento máximos de 50 km/h a 70 km/h. En la costa sur: condiciones de cielo cubierto con ocurrencia de lloviznas y ligeras ráfagas de viento hasta 40 km/h sobre Ica. Así como la ocurrencia de lluvias ligeras esporádicas sobre Tacna.

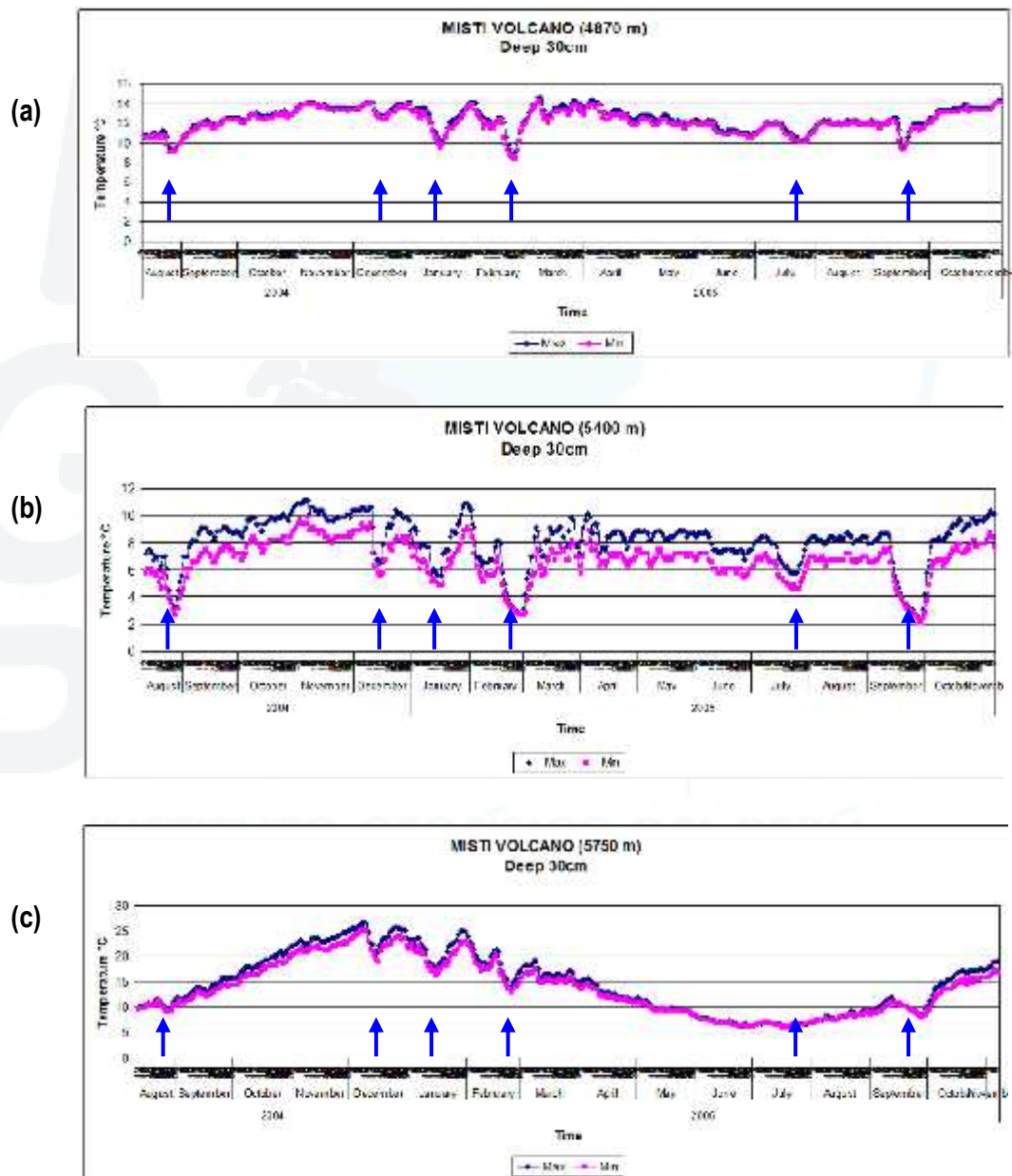


Figura 4.18: Temperaturas Máxima y Mínimas diarias a 30 cm de profundidad en el volcán Misti. (a), (b) y (c) corresponden con la elevación de las estaciones a 4870M, 5400m y 5750 m, respectivamente

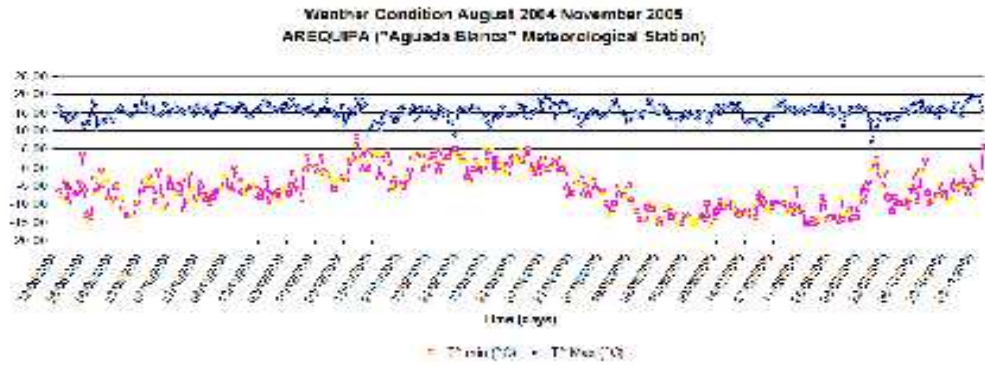


Figura 4.19: Variación de la temperatura anual en Arequipa
(Estación meteorológica "Aguada Blanca" localizada a 4300m de altura en la ciudad de Arequipa)

En la *Figura 4.20* se muestra la variación de la "Media diaria" de la temperatura del suelo a 30cm de profundidad. Este valor es calculado por $(T_{max} + T_{min}) / 2$ observados en los tres puntos (4870, 5400 y 5750 metros) ubicados en el volcán. Se asume, que la variación anual armónica, que se fórmula a continuación, define las propiedades térmicas existentes por la dinámica del sistema hidrotermal.

$$T = A_x \sin \left(\frac{t - t_x}{365} \times 2\pi \right) + T_{xAV}$$

Aquí, A es una amplitud de la variación de la temperatura anual, t_x es una fase de selección y T_{xav} es la temperatura media anual, respectivamente. Para este estudio se eligió información para el período comprendido entre el 1 de Setiembre de 2004 al 31 de Agosto de 2005 (365 días), y los resultados se muestran en la Tabla 4.1 y *Figura 4.20*.

Tabla 4.1: Variación de la data "Media diaria" del Volcán Misti

Elevación de los puntos de observación m (x)	A_x °C	t_x días	T_{av} °C
4870m (1)	1	31	12.4
5400m (2)	1	40	8.0
5750m (3)	9	45	14.7

Estos resultados indican la variación de la temperatura del suelo, principalmente controlado por la variación anual, salvo la disminución anormal de la temperatura como producto de los cambios climáticos y meteorológicos presentes en la zona de estudio

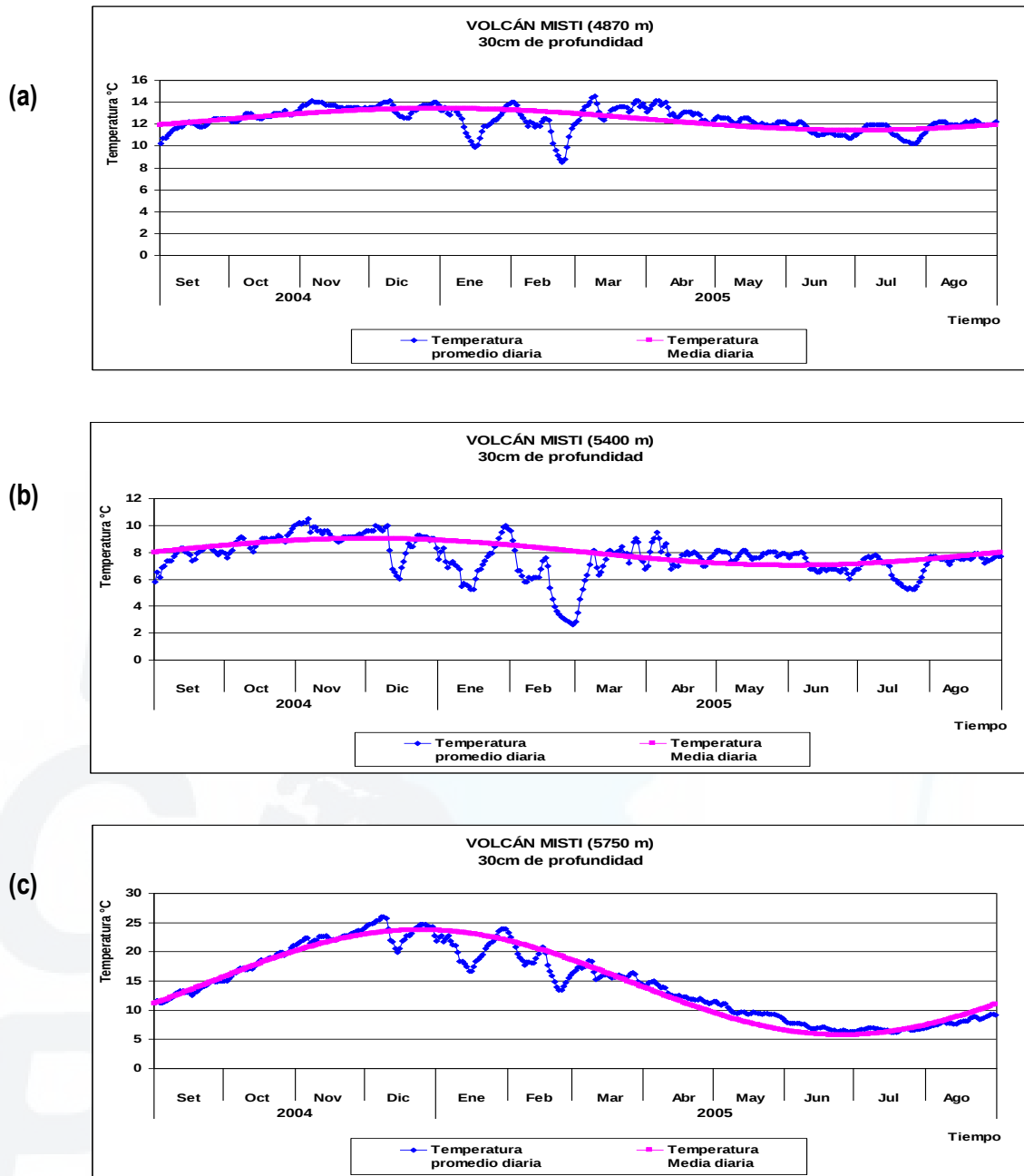


Figura 4.20: Variación de la temperatura media diaria y anual calculada a 30cm de profundidad en el volcán Misti, (a), (b) y (c) es correspondiente con la elevación de las estaciones a 4870M, 5400m y 5750 m, respectivamente.

CAPÍTULO V

RESULTADOS OBTENIDOS DE LA APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS: VOLCÁN MISTI

V. RESULTADOS

V.1 Por métodos sísmicos

En el caso del volcán Misti, la data analizada demuestra la predominancia de eventos Volcano-Tectónicos (VT) dentro de un rango de frecuencias dominantes mayores a 5Hz, tal como se muestra en la *Figura 5.1* y que corresponde al evento registrado en la estación P5 el 11 de Octubre de 2001. Los espectrogramas y espectros de la señal confirman lo indicado en estos resultados.

Los sismos VT, fueron localizados en la zona comprendida entre niveles de 3,8 y 4,7 km de altitud respecto al nivel del mar; es decir, próximos a la zona hidrotermal, lo que pone de manifiesto que dicha sismicidad puede ser causante de la presencia del flujo hidrotermal existente en el volcán Misti. Esta actividad podría considerarse como normal para un volcán que emite fumarolas regularmente, como es el caso del volcán Misti. En la *Figura 5.2* se muestra los resultados obtenidos por el grupo de vulcanología de la sede de Arequipa del Instituto Geofísico del Perú.

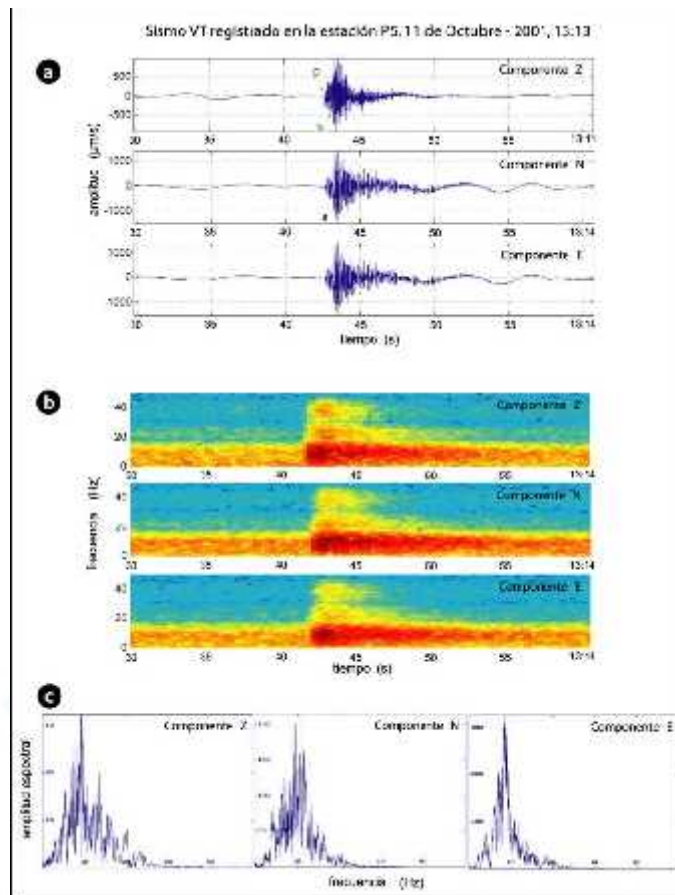


Figura 5.1: Ejemplo de sismo VT registrado en sus 3 componentes en la estación temporal instalada en la cumbre del volcán Misti el 11/10/2001, 13:13 hrs. (a) Forma de onda, (b) Espectrograma, y (c) Espectro (Llerena, 2004)

Actualmente, en el volcán Misti existe una red sísmica de vigilancia continua, constituida de cinco estaciones sísmicas instaladas sobre el edificio volcánico, a cargo del Instituto Geofísico del Perú. El análisis de la información permite identificar la existencia de eventos volcano tectónicos (VT) para el período comprendido entre 2005 y 2006, y cuyos epicentros se distribuyen especialmente entorno al cráter a niveles de profundidad del orden de ~ 1800 m por debajo de la cumbre del cráter, tal como se muestra en la *Figura 5.2*. Esta sismicidad es producto de la actividad del sistema hidrotermal del volcán.

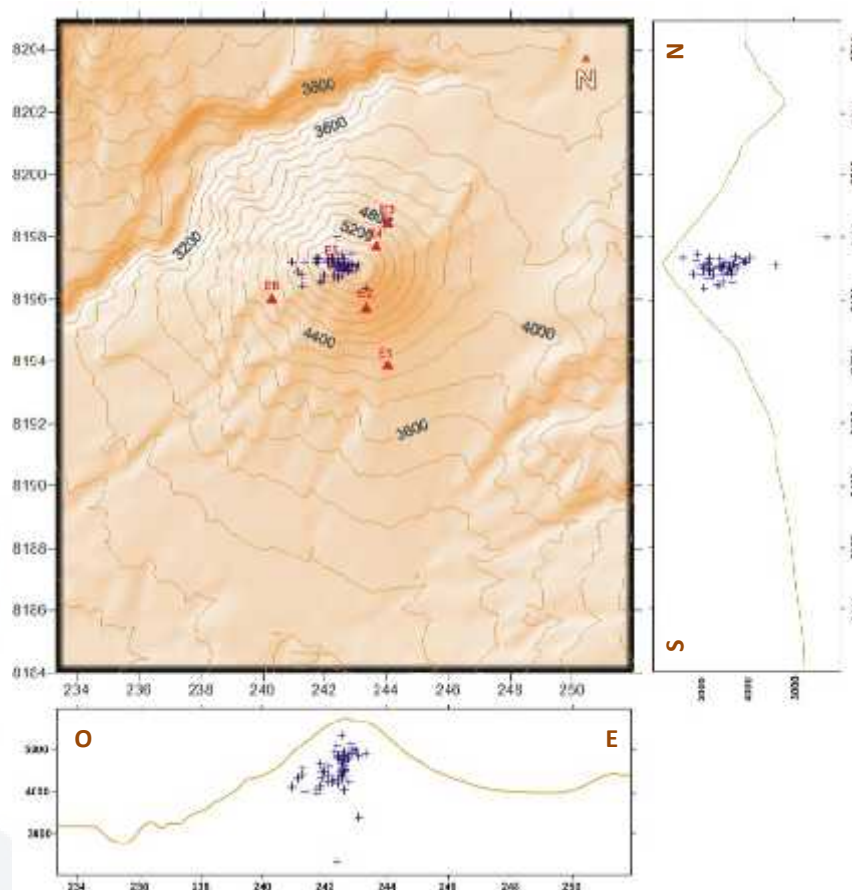


Figura 5.2: Localización hipocentral de los eventos VT para el periodo del 2005-2006, volcán Misti.

Fuente IGP sede Arequipa – área de vulcanología

V.2 Por métodos eléctricos y magnetotelúricos

De los estudios de Potencial Espontáneo realizados en el volcán Misti y analizando la sección transversal contenida en la dirección Este - Oeste de los eventos VT (*Figura 5.2*) y la sección transversal en dirección ONO-ESE para la distribución de fuentes SP (*Figura 4.14*), se observa claramente que la ubicación en profundidad y espacio de los hipocentros VT coinciden con las áreas definidas para la ubicación de las fuentes principales de SP positivas (*Figura 5.3*). Considerando que los métodos sísmicos son de observación principal y los eléctricos y magnetotelúricos secundarios, al existir coherencia al cruce de información, se estaría corroborando la eficiencia de los métodos eléctricos para la observación y monitoreo en volcanes activos.

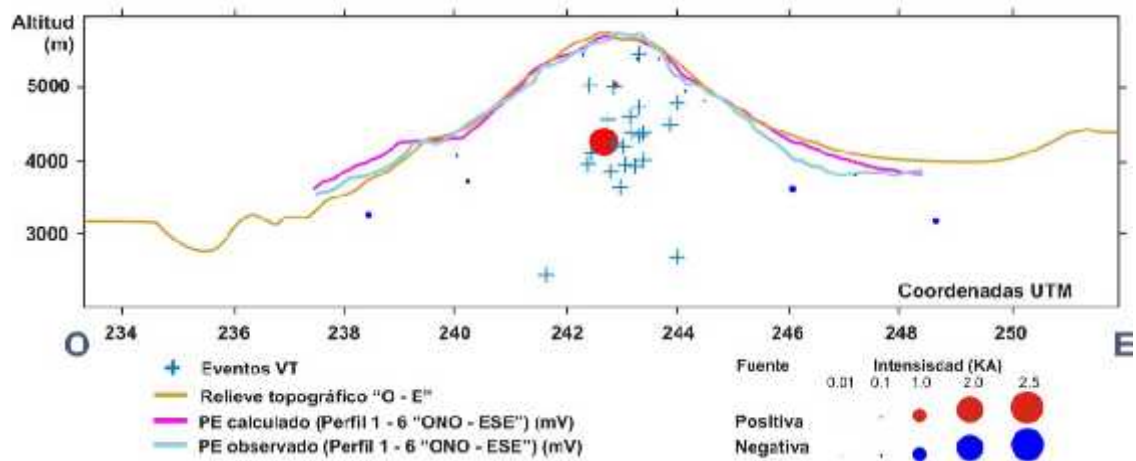


Figura 5.3: Comparación entre la ubicación de los hipocentros de los eventos VT de la sección transversal E-O y distribución espacial de las fuentes de corriente equivalentes de la sección transversal ONO-ESE a lo largo de los perfiles de SP, 1 y 6

En el caso del volcán japonés Aso, los estudios magneto-telúricos demostraron que las aguas hidrotermales subterráneas dentro del llamado 1er cráter, reactivan las zonas próximas al cráter, y el efecto depende de la densidad de flujo hidrotermal en profundidad. Como resultado se obtuvo una zona conductiva en los alrededores del volcán Aso (*Figura 5.4*) siendo posible identificar la influencia del 1er cráter activo del Nakadake en su entorno y fuera de la visible presencia del lago en el cráter caracterizado por la constante actividad fumarólica.



Figura 5.4: (a) vista oblicua del primer cráter del Nakadake, es un lago del cráter, desde el flanco sur oeste del Volcán Aso. (b) vista del volcán Aso, es una enorme caldera.

En resumen, el método VLF-MT (Very Low Frequency – Magneto Telluric) es adecuado para realizar mediciones repetidas rápidas y así detectar zonas afectadas por fluidos hidrotermales y si estas mediciones, se realizan periódicamente, se puede cartografiar las zonas que estarían recibiendo mayor influencia de la actividad de los fluidos hidrotermales, pudiendo identificar la dinámica del sistema hidrotermal en la línea del tiempo. Estas mediciones, de preferencia, deberían realizarse sobre los puntos de medida inicial, para así, conservar una relación en el espacio.

Por lo tanto, siendo ambos métodos eléctricos SP y VLF-MT, tienen la propiedad de identificar zonas de mayor o menor flujo de corriente, que son generadas por fuentes que controlarían a los fluidos hidrotermales en el volcán Misti.

V.3 Por el análisis de temperatura

V.3.1. Relación entre la temperatura del suelo vs. la elevación en el Volcán Misti

En volcanes, la temperatura del suelo decrece de acuerdo con su elevación, entre 3 ó 5°C/km. Por ejemplo, en el volcán Kirishima, la tasa fue definida como 5,8°C/km y en el volcán Fuji de 4,0°C/km. En el caso del volcán Misti, los 3 valores de temperaturas promedio anuales no son coherentes en su totalidad, 2 de ellas fueron tomadas a 4870m y 5400m (a las cuales se denominan T1 y T2, respectivamente) y ambos son consistentes con los resultados obtenidos para otros volcanes como los del Japón. A diferencia de los últimos volcanes, la temperatura tomada en su cima es bastante alta (*Figura 5.5*), lo cual sugiere que en la cumbre existe una anomalía geotérmica. Asumiendo, que las dos estaciones de la parte inferior no presentan anomalías de temperatura y la tasa de decrecimiento sigue un comportamiento similar a los volcanes Kirishima y Fuji de Japón. La temperatura anómala (temperatura a 5750m= T3), ΔT estaría definida en la *Figura 5.4*. Al realizar hacer una proyección de T3 sobre las líneas paralelas de los volcanes Kirishima y Fuji, se observa que $\Delta T3$ tomaría los valores de 6,8°C para un $\Delta T3$ mínimo y 7,9°C para un $\Delta T3$ máximo.

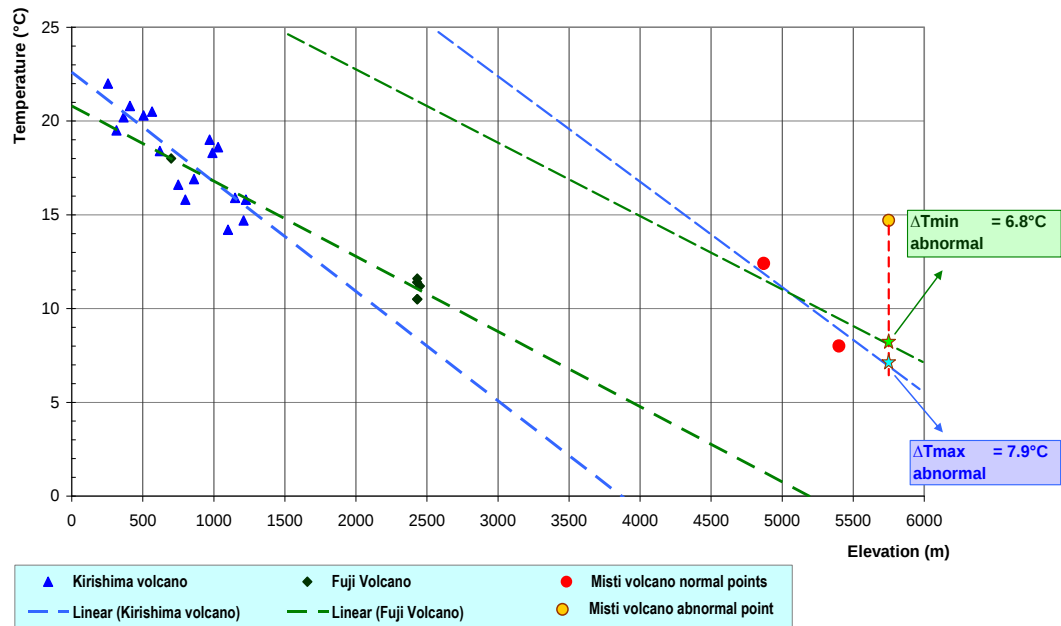


Figura 5.5: Variación de la temperatura del suelo de los volcanes Kirishima y Fuji a 1 m de profundidad; mientras que, en el volcán Misti es a 30 cm de profundidad.

Utilizando la fórmula (3,6), el flujo de calor conductivo cerca de la cumbre para el volcán Misti es estimado en:

$$\begin{aligned} \Delta T_{\min} \text{ anormal} & \quad \Delta Q_c = 5.168 \text{ watt / m}^2 \\ \Delta T_{\max} \text{ anormal} & \quad \Delta Q_c = 6.004 \text{ watt / m}^2 \end{aligned}$$

En el caso del volcán Misti, este resultado es muy importante, porque frecuentemente las erupciones volcánicas están asociadas con precursores termales, lo cual involucra incrementar las observaciones geotermales. Se debe indicar que no siempre, las erupciones volcánicas muestran esta concordancia.

Por ejemplo, en el volcán Miyakejima después que ocurrió su erupción del 3 de octubre de 1938, se observó un incremento gradual de la actividad termal en los siguientes 10 días. También pudo notarse un cambio en la composición magmática y en el incremento de emisión de gases, lo cual correspondería a un cambio en la actividad termal. En este caso, no se presentó actividad termal precursora anómala previa a la erupción volcánica. En el caso del volcán Misti, la data es aún insuficiente; por lo tanto, es necesario realizar más observaciones en el futuro, aunque todo indicaría que es posible tener precursores.

CAPÍTULO VI

VI. INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

VI.1 DISCUSIÓN DE LA OBSERVACIÓN DE SP EN EL VOLCÁN MISTI

En el capítulo IV, se ha definido la ubicación espacial de dos fuentes positivas en la parte central del volcán Misti, y en el capítulo V se discutió la variación de los flujos que controlarían los fluidos hidrotermales del volcán Misti.

VI.1.1. FUENTES QUE CONTROLARÍAN LOS FLUIDOS HIDROTERMALES EN EL VOLCÁN MISTI

Las corrientes de potencial asociadas con las surgencias hidrotermales que existirían bajo el cráter, estarían asociadas con la presencia de fuentes de corriente de anomalías SP positivas. Para poder determinar la ubicación espacial de las fuentes se calculó un perfil de SP causado por una fuente de corriente. Equivalente de las fuentes que explicarían la distribución de la anomalía SP positiva en la parte central del volcán Misti. A partir del resultado de este análisis, se aclaró que, el sistema hidrotermal del volcán Misti está controlado por dos fuentes principales positiva y varias fuentes de menor importancia, positivos y negativos. Una de las principales fuentes se localiza a la profundidad de 1.3 kilómetros, y la otra a profundidad de 0.6 kilómetros de la superficie, encontrándose ambas en la parte central del volcán Misti. La localización de estas fuentes principales positivas son consistentes con la correspondiente a los hipocentros de los eventos VT que se produjeron en el período 2005-2006. Cuando el agua subterránea se aproxima a la fuente de calor, ingresa a un proceso de vaporización y aumento de presión. Que causa la ruptura

de las rocas circundantes y se producen los sismos volcánicos, VT.

Además la intensidad de corriente de las fuentes en el modelo es estimado en 225 A y 50 A para las dos fuentes positivas ubicadas en la parte central del volcán, ellas controlarían el flujo de corriente de potencial asociadas al sistema hidrotermal. Entonces las corrientes de potencial que están circulando bajo la parte central del volcán, son las que generarían las anomalías de SP. Una fuente de corriente positiva aparece ante las zonas de transición líquido – vapor porque el Efecto Electrocinético termina en la fase de vapor, la cual forma la anomalía de SP. A partir de este estudio, se nota la clara coherencia entre las principales fuentes de SP y la actividad sísmica analizada, lo cual demuestra que la aplicación del método de SP en un volcán activo es adecuado para el monitoreo de los procesos volcánicos.

Por otro lado, se removió el Efecto Topográfico de la sección transversal analizada usando el coeficiente del efecto topográfico (-3.36 mV/m), el mismo que muestra una correlación lineal negativa, lo cual es una tendencia normal para el estado de un volcán activo.

VI.2 DISCUSIÓN DE LA OBSERVACIÓN DE GEOTEMPERATURAS EN EL VOLCÁN MISTI

En los volcanes activos, todos los datos sobre geotemperaturas muestran una variación anual. Comparando la temperatura media diaria y la temperatura promedio diaria, se puede observar claramente la variación anual presente en el volcán Misti (*Figura 4.19*), siendo esta más notoria en los datos obtenidos a una altitud de 5750 m (próximo al cráter del volcán Misti).

Del análisis de los datos de temperatura obtenidos en el suelo para los dos puntos ubicados en la ladera del volcán Misti, se observa una disminución normal de la temperatura de acuerdo a la altitud, es decir, a mayor altura, menor temperatura. Por otro lado, la geotemperatura medida en la cumbre del Volcán Misti indica la presencia de una anomalía significativa de 5-6 watt/m², lo cual se debe a la cercanía al cráter activo del volcán Misti, y que podría estar influyendo en las lecturas almacenadas en los data logger.

Los resultados obtenidos en este estudio son muy importantes, pero los datos no son suficientes. Se requiere de observaciones adicionales, en el futuro, para poder correlacionar estos resultados con datos obtenidos de forma periódica, y comprobar si persiste en el tiempo esta anomalía sobre la cumbre del volcán o posiblemente fue un error instrumental de la presunta anomalía encontrada a los 5750 m.s.n.m.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El análisis de los datos de potencial espontáneo y temperatura del suelo en el volcán Misti han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- Se ha determinado la ubicación espacial de las posibles fuentes generadoras los flujos de corriente que estarían controlando el flujo de los fluidos hidrotermales, resta aún definir su morfología.
- El sistema subterráneo genera la distribución básica de SP en el volcán Misti, siendo positiva en la parte central del volcán bajo la cumbre, negativa en la ladera del volcán y vuelve a ser positiva en su parte baja. Esta distribución es observada en el mapa de contornos de volcanes activos.
- Los resultados obtenidos en el método de SP han permitido demostrar que el volcán Misti podría ser controlado por dos fuentes SP positivas localizadas a 1.3 y 0.6 km de profundidad desde la cumbre del cráter, siendo coherentes con la ubicación de los hipocentros de eventos VT.
- La intensidad de corriente de las dos fuentes SP positivas localizadas en la parte central, bajo la cumbre del volcán, que controlan el flujo de fluidos hidrotermales es de 225 A (Amperios) para la mayor fuente y de 50 A para la menor fuente y más somera.
- Las fuentes positivas de SP que causan el flujo hidrotermal en la parte central del volcán bajo el cráter del volcán, pueden estar conectados por conductos, debido a que algunos eventos VT están alineados verticalmente por debajo de la cumbre del volcán.
- El potencial zeta está influenciado por la temperatura y la concentración de fluidos. La temperatura del suelo a 30 cm de profundidad, para este estudio, varía entre los 8°C y 14°C, para las estaciones ubicadas en el flanco noroeste del volcán Misti.
- La correlación y la coherencia entre la observación de SP y Sísmica indica que ambos métodos son eficaces para la búsqueda de fuentes asociadas con los diversos procesos volcánicos y/o propiedades de volcanes activos.
- Los datos de temperatura del suelo en el volcán indican que ellas decrecen normalmente de acuerdo con la elevación; mientras que, en el cráter se identifica una anomalía significativa del orden de $5 - 6 \text{ watt/m}^2$, contradiciendo la relación entre la temperatura del suelo vs. la elevación en el Volcán Misti.

- Los resultados obtenidos para la temperatura del suelo en el volcán Misti, son muy importantes, pero se requiere de mayor información. En volcanes, los cambios de la actividad termal, como el incremento gradual de la temperatura, pueden presentarse o no previos a una erupción volcánica. En el caso del volcán Misti, esto todavía no puede ser confirmado, pero es importante continuar con el monitoreo de estos registros.
- El análisis del total de la data de temperatura del suelo obtenida para el volcán Misti muestra variación anual, siendo más notoria con los datos obtenidos en la estación ubicada en la cumbre del volcán Misti (5750 m.s.n.m.).
- Se ha demostrado que el acoplamiento de las observaciones geotérmicas y electromagnéticas son efectivas para la adquisición de señales complementarias y para una mejor comprensión de los volcanes activos en Perú. Estos métodos son rápidos en su adquisición y análisis, sobre todo que no son de bajo costo. Los métodos pueden aplicarse en volcanes que actualmente no están siendo monitoreados a través de métodos sísmicos y geodésicos.
- Para la mejor recolección de datos de temperatura del suelo del volcán, los data logger deben ser instalados con una profundidad mínima de 1m en lugar de 30cm, a fin de evitar el impacto de los cambios climáticos y meteorológicos.
- Las observaciones electromagnéticas y geotérmicas en volcanes activos son efectivas para la adquisición de información a ser correlacionada con métodos sísmicos y geodésicos para una mejor comprensión de sus procesos internos.

REFERENCIAS

Fuentes bibliográficas

- Ahlfeld, F. & L. Branisa, 1960. Geología de Bolivia. *Instituto Boliviano del Petróleo*, Editorial Don Bosco, La Paz.
- Aizawa, K., 2004. A large self-potential anomaly and its changes on the quiet Mt. Fuji, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2004GL019462
- Araujo, M. & Suárez, G., 1994. Geometry and state of stress of the subducted Nazca plate beneath central Chile and Argentina: Evidence from teleseismic data. *Geophys. J. Int.*, **116**, 283-303.
- Aubert, M., & Baubron, J.C., 1988. Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **35**, 217-225.
- Audebaud, E., Capdevilla, R., Dalmayrac, B., Debelmans, J., Laubacher, G., Lefèvre, C., Marocco, R., Martinez, C., Mattauer, M., Megard, F., Paredes, J. & Tomasi, P., 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Pérou, Bolivie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, XV, 73-113.
- Ballón T., 1900, El Misti, Primer Festival del Libro Arequipeño.
- Ballón T., 1972, Paleomagnetismo de las Rocas volcánicas de Arequipa. Tesis de grado UNSA.
- Barazangi M. & Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**: 686-692.
- Barazangi, M. & Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **57**: 537-555.
- Barriga, V., 1941. Memorias para la historia de Arequipa 1786-1791, Documentos de los Archivos de Sevilla y Arequipa. Tomo I. Editorial La Colmena, S.A., Arequipa.
- Barriga, V., 1951. Los terremotos en Arequipa: 1582-1868. *La Colmena S.A. Arequipa*. 332 p.
- Bellon, H. & Lefèvre, C., 1977. Spectre d'âges radiométriques du volcanisme Cénozoïque du Pérou (Région de Castrovirreyna-Ayacucho-Nazca) 5e Reun. Annu. *Sci. Terre*. 58.
- Beniot, J. & McNutt, R., 1996. Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Annali di Geofisica*, vol XXXIX, n2: 221-230.
- Bernal, I., 2002. Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. *Tesis de Ingeniería UNSA*, 170 p.
- Bernal, I. & Tavera, H., 2002. Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú. *Monografía, IGP, Lima-Perú*, 63 pp.
- Birnie, R. W. & Halla, J.H., 1974. The Geochemistry of El Misti Volcano, Peru Fumaroles. *Bulletin Volcanologique, Italia*, **v.38** (N°1), 1-15.
- Bullard, F.M., 1962. Volcanoes of southern Peru. *Bull. Volcanol.* **24**, 443– 453.
- Burbach, G.V., Froelich, C., Pennington, W.D. & Matumoto, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, **89**, 7.719-7.735.
- Cabré, R., 1983. Geodynamics of the Eastern Pacific region, Caribbean and Scotia arcs. *American Geophysical Union. Geodynamics Series*, **9**, 170 p.
- Chael, E. & Stewart, G., 1982. Recent large earthquakes along the middle America trench and their implications for the subduction process, *J. Geophys. Res.* (impreso).
- Chávez, J., 1992. La erupción del volcán Misti. *Ed. Univ. Católica Santa María*, 171 p.
- Chávez, J., 1993. La erupción del Volcán Misti. *Impresiones ZENIT*, Arequipa.
- Chinn, D.S. & Sykes, B.L., 1983. Accurate source depth and focal mechanism of shallow earthquakes in western South America and the New Hebride Island arc. *Tectonics*, **2**, 529-563.
- Chouet, B., 1996. Long period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature*, **380**: 309-316.

- Corwin, R.F. & Hoover, D.B., 1979. The Self-Potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, **44-2**, 226-245.
- Cruz, V., Finizola, A., Macedo, O. & Sortino, F., 2004. Disruptions in the hydrothermal water geochemistry inside Misti volcano in coincidence with 8.4 Mw earthquake 01 June 23rd, 2001, in southern Peru. *Poster: International association of volcanology and chemistry of the earth's interior, Second Circular, Pucón – Chile, IAVCEI*.
- Dalmayrac, B., Lancelot, J. & Leyreloup, A., 1977. Two-Billion-Year Granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern peruvian coast. *Science*, v. 198, p. 49-51.
- Davila, D., 1988. Geología del cuadrángulo de Caylloma. *Bol. Carta Geol. Nac. Perú N°40*, 93p.
- Deza, E., 1991. Regional disasters manning in the American research. *Centre foresmel developing, Nagoya, Japan* p. 19-36.
- De Silva, S.L. & Francis, P.W., 1990. Active and potentially active volcanoes of southern Peru : observations using Landsat Thematic Mapper and space shuttle imagery. *Bull. Volcanol.* **52**, 286-301.
- De Silva, S.L. & Francis, P.W., 1991. Volcanoes of the Central Andes: *Springer*, 216 p.
- Di Maio, R. & Patella, D., 1994. Self-potential anomaly generation in volcanic areas. The Mt. Etna case-history. *Acta Vulcanol.*, **4**, 119-124.
- Delaite, G., Thouret, J.-C., Sheridan, M., Labazuy, Ph., Stinton, A., Souriot, T., and Van Westen, C., 2005. Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars, *Z. Geomorphol.*, N. F., **140**, 209-231.
- Díaz, D., Brändlein, D. & Brasse, H., 2008. Magnetotelluric study of the Parinacota and Lascar volcanoes. *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts*: 188-190.
- Dupuy, C. & Lefevre, C., 1974. Fractionnement des elements en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les series andésitiques et shoshonitiques de Pérou. Comparaison avec d'autres zones orogéniques. *Contr. Mineral. and Petrol.* **46**, 147-157.
- Dzurisin, D., 1980, Influence of fortnightly earth tides at Kilauea volcano, Hawaii. *Geophysical Research Letters*, v. 7, N°. **11**, p. 925-928.
- Evernden, J.F. Kriz, S.J. & Cherroni, C., 1966. Correlaciones de las formaciones terciarias de la Cuenca Altiplanica a base de edades absolutas determinadas por el método K/Ar. *Ser. Geol., Bolivia*, hoja informe 1.
- Ferrazzini, V. & Aki, K., 1992. Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs. *En Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3)*. 168-189.
- Finizola, A., Le'nat, J., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J. & Sortino, F., 2004. Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **135**, 343–360.
- Fitterman, D. V., 1976, Calculation of self-potential anomalies generated by Eh potential gradients. U.S. Dept. of the Interior. *Geological Survey*, Open-file report no. **76-98**, 32 p.
- Fitterman, D. V., 1978, Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5923-5928.
- Fukitomi, T., 1962. Some notes on the ground temperature at a depth of 1m. *Geophy. Bull. Hokkaido Univ.*, **9**, 45-53 (in Japanese)
- Grange, F.; Hatzfeld, D.; Cunningham, P.; Molnar, P.; Roecker, S.; Suarez, G.; Rodríguez, A. & Ocola, L., 1984. Tectonic implications of the micro earthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophys Res.*, **89** (B7), 6139-6152.
- Gómez, D. & Torres, R., 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
- Guevara C., 1969, Geología del Cuadrángulo de Characato. Boletín del Servicio de Geología y Minería, Bol. 23 Lima.
- Hase, H., Hashimoto, T., Sakanaka, S., Kanda, W. & Tanaka, Y., 2003. Hydrothermal system beneath Aso volcano as inferred from self-potential mapping and resistivity structure. *Volcanol. Geotherm. Res.*
- Hasegawa, A. & Isacks, I., 1981. Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.*, B, **86**, 4971-4980.
- Hashimoto, T., Kagiya, T. & Masutani, F., 1994. Self-potential measurements on Shinmoedake, Kirishima Volcano Group., *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **69**, 177-188.

- Hashimoto, T. & Tanaka, Y., 1995. A large self-potential anomaly on Unzen volcano, Shimabara peninsula, Kyushu Island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **22**(3), 191 – 194.
- Ibáñez, J., 1997. Apuntes de Sismología Volcánica. *En: Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Lanzarote, 89 p.
- Ibáñez, J. & Carmona, E., 2000. Sismicidad Volcánica. *Serie: Casa de los volcanes n° 7*. Editores: Astiz M. Y García A. 269-282.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* **93**, 3211-3231.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. & Mourier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and Central Andes during early to middle mesozoic times. A Tethyan model. *J. Geol. Soc. London*, **147**, 1009-1022.
- James, D.E., Brooks, C. & Cuyubamba, A., 1976. Andean Cenozoic volcanism, magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. *Geol. Soc. Am., Bull.* **84-4**, 592-600.
- Jeanloz, R. & Lay, T., 1993. Donde el núcleo limita con el manto. *Inv. Y Ciencia*, **202** (Julio), 14-21.
- Johnston, M. J. S., Byerlee, J. D. & Lockner, D., 2001. Rapid fluid disruption: A source for self-potential anomalies on volcanoes, *J. Geophys. Res.*, **106**, 4327-4335.
- Juvigné, E., Thouret, J.C., Gilot, E., Gourgaud, A., Graf, K., Leclercq, L., Legros, F. & Uribe, M., 1997. Étude téphrostratigraphique et bio-climatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, **2**, 221-233.
- Kagiya, T. & Hagiwara, M., 1980. Geothermal survey in and around O-ana crater and Jodo-daira flat, the volcanoes Azuma. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **55**, 681-703.
- Kanda, W. & Mori, S., 2002. Self-potential anomaly of Satsuma-Iwojima volcano. *Earth Planets Space*, **54**, 231-237.
- Kaneoka, I. 1982. K-Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary andean volcanic rocks, southern Peru. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **9**, 111-116.
- Kaneoka, I. & Guevara, C., 1984. K/Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journ.* **18**, 233-239.
- Keller, G. V., & Frischknecht, F. C., 1966. Electrical Methods in Geophysical Prospecting. *Pergamon Press, Oxford*, pp. 1-517.
- Ladd, J.W., 1976. Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 969-976.
- Laharier, R., 1975. Tectogénesis, Orogénesis y Volcanismo en los Andes del Sur del Perú. *Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos*. Tomo IV, N° **3-4**, p 173 -198.
- Latter, J., 1979. Volcanological observations at Tongariro National Park, report n° 150 of Geophysics Division, *Department of Scientific and Industrial Research Wellington, New Zealand*, p 1-60.
- Latter, J., 1981. Volcanic Earthquakes and their Relation-Ship to Eruptions at Ruapehu and Ngauruhoe Volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **9**, 293-309.
- Lefevre, C., 1973. Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le Sud du Pérou. *Contr. Mineral. and Petrol.* **41**, 258-272.
- Legros, F. 1998. Tephrostatigraphie du volcan Misti (Pérou) et Modelisation des écoulements pyroclastiques. Thèse de Docteur d' Université, *Blaise Pascal, Clermont-Fd*, 155 p
- Llerena, P., 2004. Características de la actividad sísmica del volcán Misti (Arequipa). *Tesis profesional Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa*, Facultad Geología, Geofísica y Minas, Arequipa, 165 p.
- Llerena, P., 2003. Análisis de la señales sísmicas obtenidas durante el monitoreo del 21 al 30 de Abril del 2000. Informe interno, IGP-Arequipa, 29p.
- Macedo, L., 1994. Peligro volcánico potencial del Misti. Convenio DHA/UNDROUNAS. *Tesis profesional Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa*.
- MacInnes, D.A. , 1961. The principles of electrochemistry. Dover, New York, p. 423.
- Masías, P. 2007. Estudios geoquímicos de las fuentes termales y frías asociadas al volcán Misti. *Tesis profesional Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa*, Facultad de Ciencias Naturales y Formales, 85p.
- Mattauer, P., 1989. Monts et merveilles; beautés et richesses de la géologie. Hermann en Paris. [Escrito en Frances.](#)

- Mégard, F., 1973. Estudio geológico de los Andes Centrales de Perú. INGEMMET, boletín N°8, serie D, Estudios Especiales, Lima 1979.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran and marginal Andes: a review of Andean geology, north of the Arica elbow (18°S). In: Monger J.W., Francheteau, J., Eds., Circum-Pacific orogenic belts and the evolution of the Pacific ocean basin. AGU Geodyn. Ser., **18**, 71-95.
- Mendivil, S., 1965. Geología de los Cuadrángulos de Maure y Antajave. *Bol. N°10, Serie A. INGEMMET.* Lima-Perú.
- Metaxian, J., Ramos, D., Macedo, O., Finizola, A. & Inza, A., 1998. Reporte a la misión del sur del Perú. Informe interno, IGP-Arequipa, 30 p.
- Minakami, 1969. Fundamental research for predicting volcanic eruptions. *Bulletin of Earthquake Res. Inst.*, **38**, 497-544.
- Molnar, P. & Sykes, L., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**: 1639-1684.
- Morgan, F.D., Williams, E.R., Madden, T.R., 1989. Streaming potential properties of Westerly granite with applications. *J. Geophys. Res.*, **94**, 12,449-12461.
- Moore, E. M., & Twiss, R.J., 1995. Tectonics. *Freeman and Co.*, New York. ISBN 0-7167-2437-5
- Muñoz, M., 1984. Estudios preliminares de potencial espontáneo en zonas de los volcanes Villarrica y Llaima. *Departamento de Geofísica, Univ. Chile, Trilka*, Vol. **2**, N° 3, 295-306.
- Nagata, T., 1937. Some physical properties of the lava of volcanoes Asama and Mihara. I. Electric conductivity and its temperature-coefficients. *Bull. Earth. Res. Inst.*, **15**, 663-673
- Narváez, 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.
- Navarro, P. 2000. Cartografía geológica, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas del estrato volcán Misti. *Tesis profesional: Ing. Geólogo. Univ. Nac. San Agustín de Arequipa*. 185 p.
- Newell, N.D., Chronic, J. & Roberts, T.G., 1949. Upper Paleozoic of Peru – *Univ. Serv. Bureau Col. Univ.* pp. 1-126.
- Nishida, Y., Matsushima, N., Goto, A., Nakayama, Y., Oyamada, A., Utsugi, M. & Oshima, M., 1996. Self-potential studies in volcanic areas (3) – Miyakejima, Esan and Usu-. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7*, **10**, pp.63-77
- Nishida, Y. & Tomiya, H., 1987. Self-potential studies in volcanic areas – Usu volcano. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII Geophysics*, **8-2**, 173-190.
- Nishitani T., 1998. Investigation of underground resistivity structure using VLF-MT method. *Akita University Engineering Resources Faculty of Material Resources System Research Facility Reporting* **63**, 73–80**
Resúmenes y leyendas en japonés e inglés.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Farrar, E. & Petersen, U., 1974. Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth Planet Sci. Lett.*, N°21.
- Noble, D.C., McKee, E. & Mégard, F., 1979a. Early Tertiary "Incaic" Tectonism uplift and volcanic activity. Andes of Central Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90-1**, 903-907
- Noble, D.C., Farrar, E. & Cobbing, E.J., 1979b. The Nazca group of south-central Peru age, source and regional volcanic and tectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 80-86.
- Nourberhecht, B., 1963. Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their application in certain geoelectric problems [Ph.D. thesis]: United State (USA), Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, United State (USA).
- Palacios, D. Andrés, N., Úbeda, J. & Alcalá, J., 2009. Permafrost and Periglacial Activity Distribution and Geothermal Anomalies in the Chachani and El Misti Volcanoes (Southern Peru). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. **11**, EGU2009-8014-2, EGU General Assembly 2009.
- Parkhomenko, E. I., 1967. Electrical Properties of Rocks. *Plenum Press, New York*, pp. 1-314 (English Translation).
- Petiau, G., 2000. Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 357-382.
- Power, J., Villaseñor, A., Benz, H., 1998. Seismic image of the Mount Spurr magmatic system. *Bull. Volcanol.*, **60**, 27-37

- Ramos, D., 2000. Aplicación del Método geofísico de potencial espontáneo, para el estudio estructural del volcán Misti. *Tesis profesional Universidad Nacional de San Agustín*, Facultad Geología, Geofísica y Minas, Arequipa, 173 p.
- Rivera, E., 1996. Imagen y Leyenda de Arequipa. Antología 1590-1990. Fundación M.J. Bustamante de la Fuente, Lima.
- Rivera, P.M., 2000. Genèse et evolution de magma emit au cours de la historie éruptive récent du volcán Ubinas (sud du Pérou), mémoire de DEA, *Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, France, 56p.
- Sasai, Y., Zlotnicki, Nishida, Y., Yvetot, P., Morat, P., Murakami, H., Tanaka, Y., Ishikawa, Y., Koyama, S. & Sekiguchi, W., 1997. Electromagnetic monitoring of Miyakejima volcano, Izu-Bonin arc, Japan: A preliminary report. *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 1293-1316.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M. & Soulas, J. P., 1988. Tectonics y uplift in Central Andes (Peru, Bolivia y northern Chile) from Eocene to present *Géodynamique*, **3**, 1 Y 2, 139-161.
- Sébrier, M. & Soler, P., 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene to the Present. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Special Paper **265**, 259-278.
- Simkin, T. & Siebert, L., 1994. Volcanoes of the World, 2nd edition. *Geoscience Press, Tucson*, 349p.
- Suni, J., 1999. Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores: *Tesis Universidad Nacional San Agustín*, Facultad Geología, Geofísica y Minas, Arequipa, 179 p.
- Tavera, H., & Bufo, E., 1998. Sismicidad y sismotectónica de Perú. En: A. Udias y E. Bufo (eds). Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. *Física de la Tierra UCM*, N°10, 187-219.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammil, B. & Baker, M.C.W., 1982. The Andes, in *Thorpe R.S., ed., Andesites: Orogenic Andesites and related rocks: New York, John Wiley and Sons*, 187-206.
- Thouret, J.C., Legros, F., Gournaud, A., Salas, G., Juvigné, E., Gilot, E., Uribe, M. & Rodríguez, A. (1995). Un exemple de prévision des risques volcaniques au Pérou meridional (region d' Arequipa), fondé sur l' étude de l' activité éruptive récente du strato-volcán El Misti.
- Thouret J.C., Suni, J., Eissen, J.P. & Navarro, P., 1999a. Assesment of volcanic hazards in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti volcano, Southern Peru. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.* **114**. Berlin, p. 89-112.
- Thouret, J.C., Finizola, A., Suni, J. & Eissen, J.P., 1999b. Evaluación de las amenazas volcánicas en el área de la ciudad de Arequipa (7000,000 habitantes), en base a la historia eruptiva del volcán Misti, sur del Perú. *Vol Jub. "75 aniversario Sociedad Geológica del Perú"*. Lima, **5**, 119-140.
- Thouret, J.C., Fornari, M., Legeley, A., Suni, J. & Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*, December 2001. Vol **113**, n° 12, 1593-1610.
- Torres, R., Gómez, D. & Narváez, L., 1996. Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofísica*, 299-310.
- Torres, C., Gómez, M., Ortega, E. & Seidl, D., 2002. Señales sísmicas tipo tornillo en Galeras y otros volcanes activos. INGEOMINAS – Centro Operativo Regional Pasto. *Primer Simposio Colombiano de Sismología*. 13 p.
- Tosdal, R. M., Farrar, E., Clark, A., H., 1981. K-Ar Geochronology of the Late Cenozoic Volcanic Rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research* N° 10 ; p. 157-173.
- Travada & Córdova, V., 1752. El suelo de Arequipa convertido en cielo (Historia General de Arequipa).- *Primer festival del libro Arequipeño, edición 1958*, 15p.
- Utada, H., Sasai, Y., Nakagawa, I., Koyama, S., Ishikawa, Y. & Hamano, Y., 1984. Changes in the electrical resistivity associated with the 1983 eruption of Miyakejima volcano. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **29**, 113-124.
- Utada, H. & Shimomura, T., 1990. "Resistivity Structure of Izu-Oshima Volcano Revealed by the ELF-VLF Magnetotelluric Method". *J. Geomag. Geoelectr.*, **42**, 169-194
- Vargas, L., 1970. *Geología del Cuadrángulo de Arequipa*. Bol. N°24. Serie A. INGEMMET. Lima-Perú
- Vargas-Franco, R., Thouret, J.-C., Delaite, G., van Westen, C., Sheridan, M. F., Siebe, C., Marino, J., Souriot, T., and Stinton, A., 2010. Mapping and Assessing Volcanic Hazards and Risks in the city of Arequipa, Peru, based on GIS techniques, in: Stratigraphy and Geology of volcanic areas. Edited by: Groppelli, G. and Viereck-Goette, L., *Geol. Soc., Am. Special Publication SPE* **464**, 265-280.

- Vicente, J.C., Beaudoin, B., Chávez, A. & León, L., 1982. La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. In: Quinto Congreso *Latinoamericano de Geología*, Bs. As. Argentina. Actas, I, 121-153.
- Worner, G., 1991. Le volcanisme Andin. *La Recherche*, N° 228 volume 22, Paris, p. 35-38
- Yukutake, T., Yoshino, T., Utada, H., Watanabe, H., Hamano, Y. & Shimomura, T., 1990. Change in the electrical resistivity of the central cone, Mihara-yama, of Oshima volcano observed by a direct current method. *J. Geomag. Geoelectr.*, **42**, 151-168.
- Zablocki, C.J., 1976. Mapping thermal anomalies on an active volcano by the self-potential method, Kilauea, Hawaii. *Proceedings, 2nd U.N. Symposium of the development and use of geothermal resources, San Francisco, California, May 1975*, **2**, 1299-1309.
- Zablocki, C. J., 1978. Application of the VLF induction method for studying some volcanic processes of Kilauea Volcanoes, Hawaii. *J. Volcanol. Geothermal Res.*, **3**, 155-195.
- Zamácola & Jáuregui, 1823: In Barriga, V. M., 1951. Los terremotos en Arequipa: 1582-1868. *Edición La Colmena*, 332 p.
- Zlotnicki, J., Feuillard, M. & Hammouya, G., 1994. Water circulation on La Soufrière volcano inferred by self-potential surveys (Guadeloupe, Lesser Antilles). Renew of volcanic activity? *J. Geomag. Geoelectr.*, **46**, 797-813.
- Zlotnicki, J. & Nishida, Y., 2003. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes: Surveys in Geophysics, **24**, 291-338
- Zohdy, A.A.R., Anderson, L.A. & Muffler, L.J.P., 1973. Resistivity, self-potential, and induced-polarization surveys of a vapor-dominated geothermal system. *Geophysics*, **38**, 6, 1130-1144.

Fuentes electrónicas

Instituto Geofísico del Perú, Vulcanología "Informe trimestral 2010-IV"

http://www.igp.gob.pe/web_page/images/documents/103/informestrimestrales/vulcanologia201004.pdf

Instituto Geofísico del Perú, Vulcanología "Informe trimestral 2011-I"

http://www.igp.gob.pe/web_page/images/documents/103/informestrimestrales/vulcanologia201101.pdf



ANEXO 1

CORRECCIÓN DEL EFECTO TOPOGRÁFICO A LOS PERFILES RADIALES DEL VOLCÁN MISTI

En el Capítulo IV se realizó la corrección del Efecto Topográfico (TE) a dos de los 10 perfiles radiales realizados sobre el volcán, ahora se realizará la corrección para los ocho perfiles restantes, cuatro de los cuales pasan por las anomalías negativas de potencial espontáneo en el flanco sur del volcán. La relación de Potencial Espontáneo y Elevación calcula el Efecto Topográfico y es expresado en milivoltios por metro (mV/m):

$$TE = \Delta SP / \Delta \text{Elevación}$$

La sección transversal ONO – ESE conformada por los perfiles radiales 1 y 6 al no estar sus datos perturbados por la presencia de las anomalías de potencial espontáneo A, B y C; se puede realizar la inversión 2D, para localizar las fuentes que controlarían los flujos de los fluidos hidrotermales del volcán. En el caso de los perfiles 2, 3, 4 y 5 que cruzan por las anomalías de SP observadas en el mapa de contornos (*Figura 4.5*) el rango de valores de los datos de SP mantienen una diferencia de 500 a 3000 mV en cada perfil. Por esta diferencia de valores las secciones transversales conformadas por los perfiles radiales 2-7, 3-8, 4-9 y 5-10 no fueron utilizadas para la inversión 2D de potencial espontáneo. El valor del Efecto Topográfico en la mayoría de las secciones transversales varía en más de 2 mV/m; mientras que, para los perfil 1 y 6 el valor es menor a 1mV/m.

A continuación se presentan las gráficas correspondientes a la corrección del Efecto Topográfico de las secciones transversales 2-7, 3-8, 4-9 y 5-10.

Corrección del Efecto Topográfico en los perfiles radiales 2 y 7 del Volcán Misti

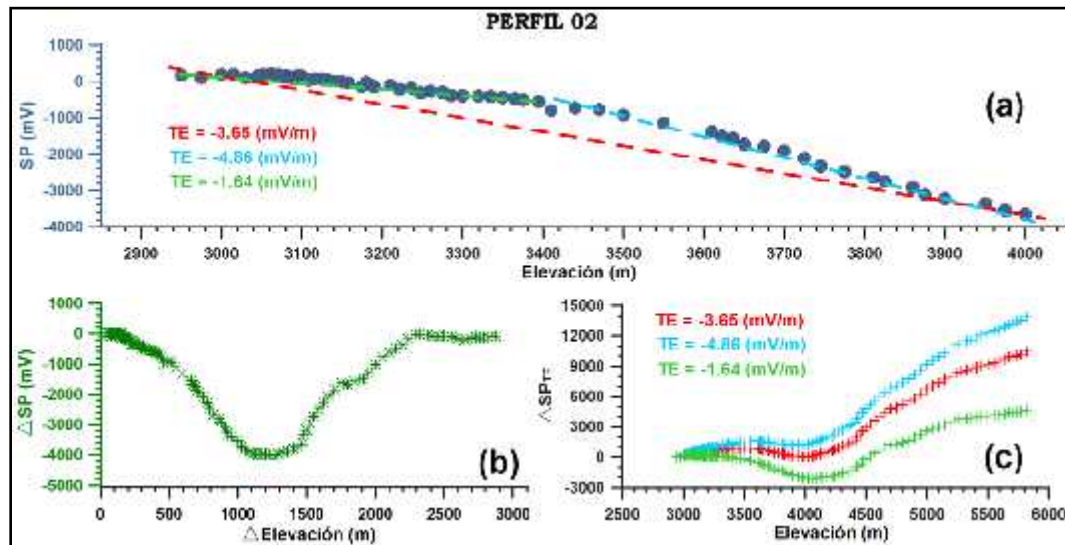


Figura 1: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 2 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -4.86$ mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 2 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 2, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

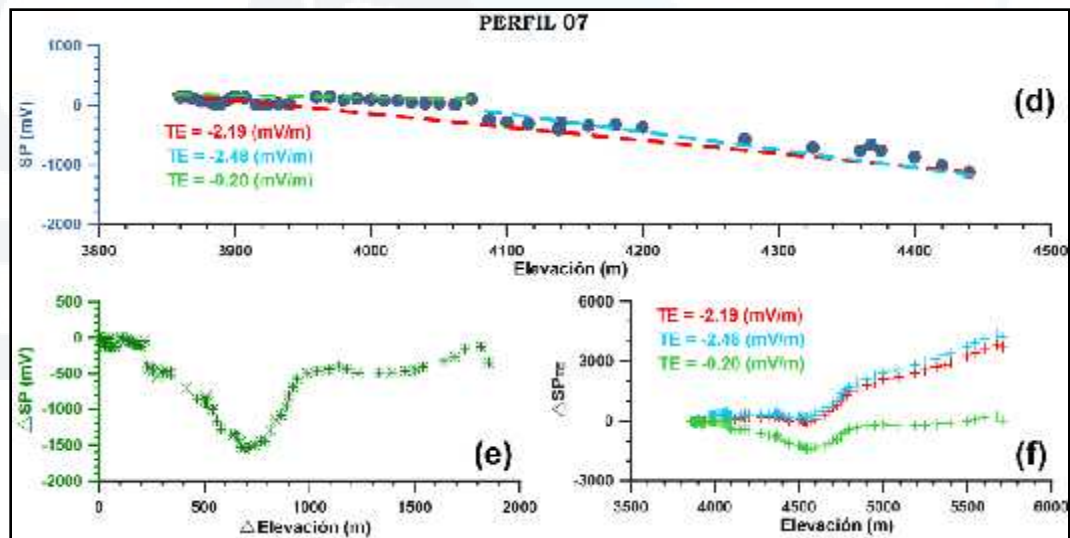


Figura 2: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 7 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -2.48$ mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 7 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 7, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

Corrección del Efecto Topográfico en los perfiles radiales 3 y 8 del Volcán Misti

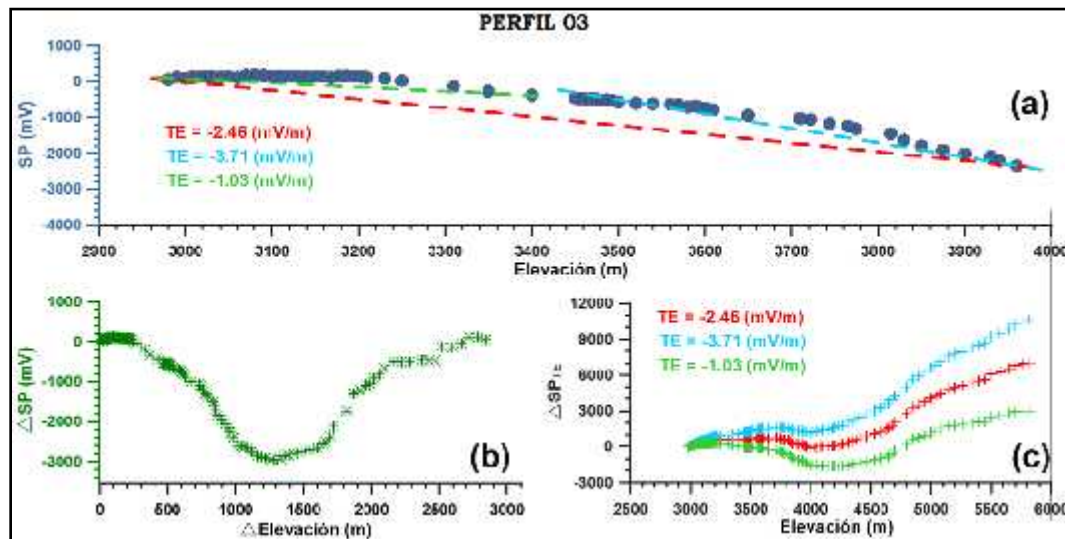


Figura 3: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 3 la relación entre SP vs. Elevación (TE = -3.71 mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 3 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 3, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

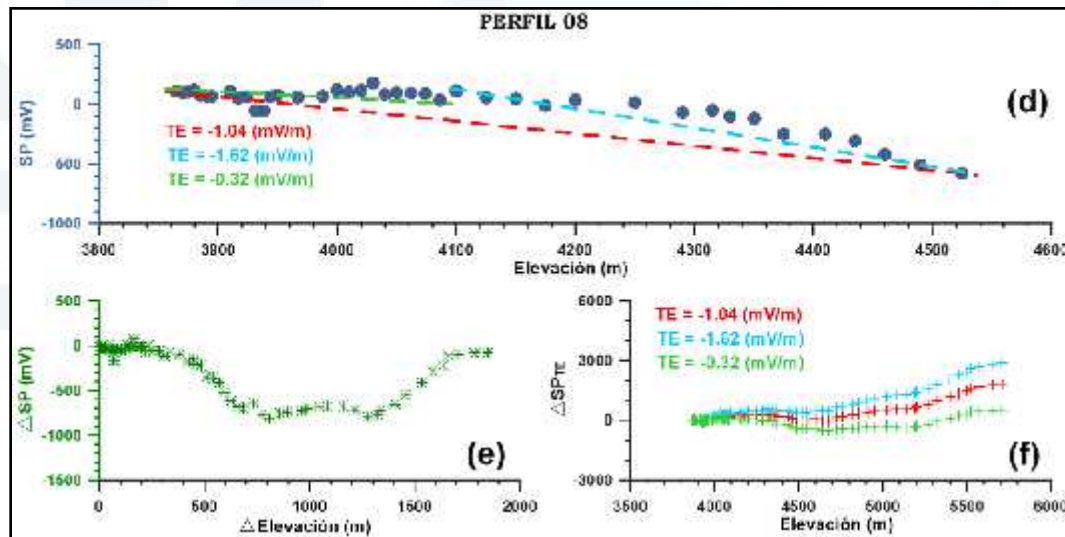


Figura 4: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 8 la relación entre SP vs. Elevación (TE = -1.62 mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 8 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 8, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

Corrección del Efecto Topográfico en los perfiles radiales 4 y 9 del Volcán Misti

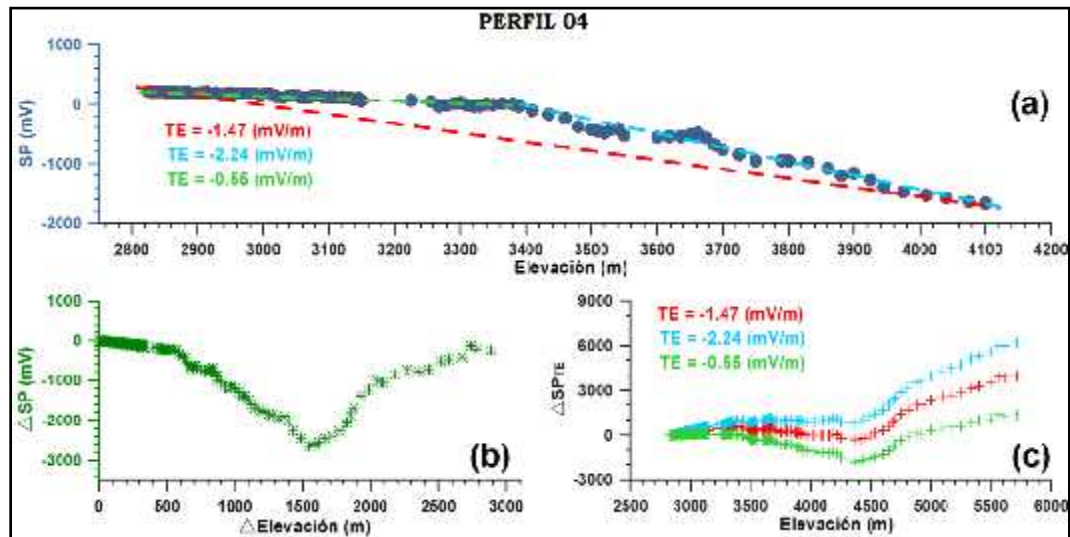


Figura 5: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 4 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -2.24$ mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 4 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 4, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

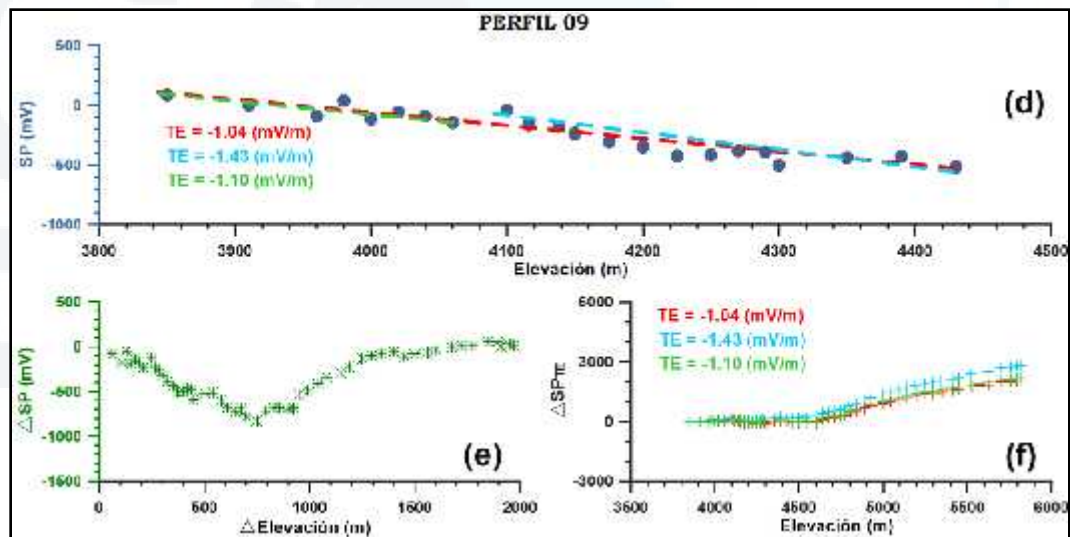


Figura 6: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 4 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -1.43$ mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 4 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 4, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

Corrección del Efecto Topograficos en los perfiles radiales 5 y 10 del Volcán Misti

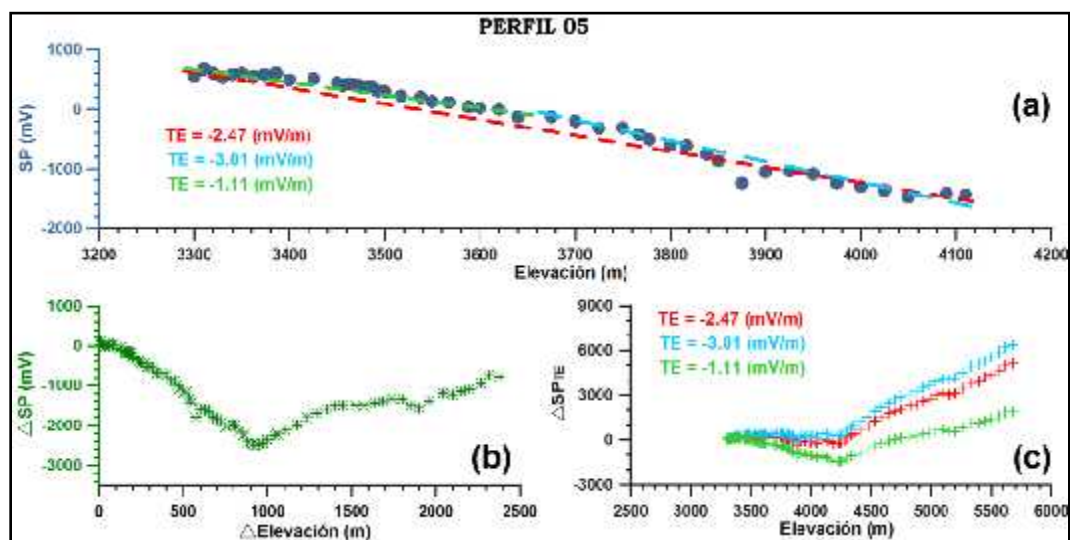


Figura 7: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 5 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -3.01$ mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 5 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 5, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

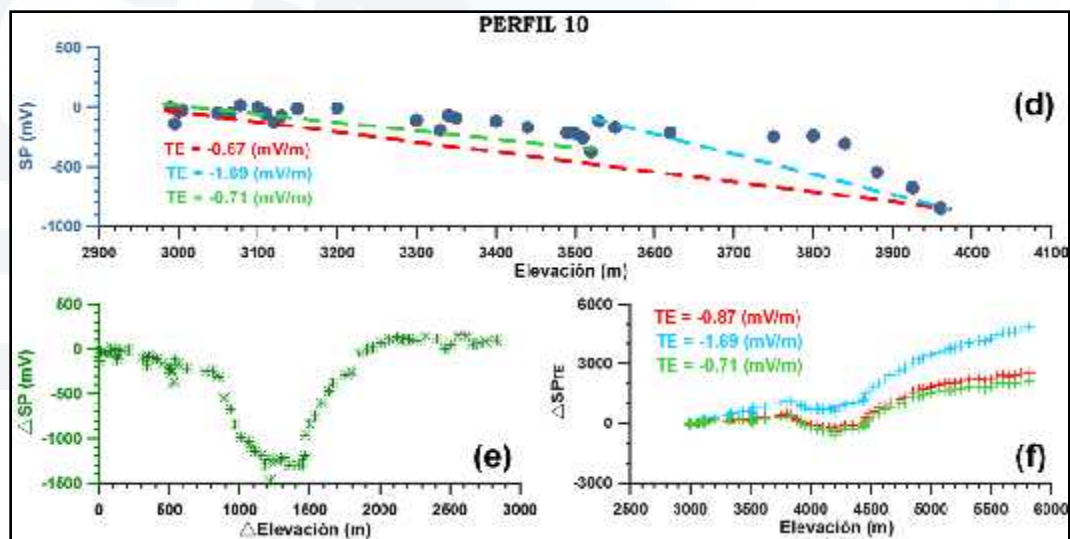


Figura 8: (a) Gráfica de corrección del Efecto Topográfico del Perfil 10 la relación entre SP vs. Elevación ($TE = -1.69$ mV/m),
 (b) Gráfica normalizando los datos de ΔSP y ΔE para el Perfil 10 y
 (c) Gráfica los puntos corregidos del Perfil 10, ΔSP_{TE} vs. Elevación.

ANEXO 2

DATA DE POTENCIAL ESPONTÁNEO CORREGIDA, PARA LOS PERFILES RADIALES 1 Y 6

La Tabla 1 y 2 presentan la corrección de los datos observados de potencial espontáneo para los perfiles radiales 1 y 6, a cada dato observado se hace una corrección por el Efecto Topográfico y se obtiene el valor de la corrección del efecto topográfico “ ΔSP_{TE} ” para cada dato de cada perfil. Una vez realizada la corrección, se puede hacer la inversión 2D para la localización espacial de las fuentes generadoras de los flujos de fluidos de las corrientes de potencial.

El valor de la corrección del Efecto Topográfico a los datos observados de Potencial Espontáneo se halla con la siguiente fórmula y el valor es expresado en milivoltios (mV):

$$\Delta SP_{TE} = \Delta SP - (TE \times \Delta E)$$

Tabla 1: Parámetros corregidos de Potencial Espontáneo obtenido en el **Perfil 1** para el flanco ONO del volcán Misti.

"PERFIL 1"									
Formación	Longitud UTM Este	Latitud UTM Norte	Distancia (m)	Elevación (m)	SP (mV)	Delta Elevación (ΔE)	Delta SP (ΔSP)	TE x ΔE TE = 2.38 (mV/m)	ΔSP_{TE} (mV)
UCz4	242.60	8197.13	0	5822	96	2062	-104	-4914.75	4810.75
UCz4	242.51	8197.13	100	5750	73	1990	-127	-4743.14	4616.14
UCz4	242.44	8197.15	200	5700	70	1940	-130	-4623.96	4493.96
UCz3-UCz4	242.36	8197.20	300	5660	25	1900	-175	-4528.62	4353.62
UCz2-UCz3	242.34	8197.27	400	5625	113	1865	-87	-4445.20	4358.20
UCz2	242.30	8197.35	500	5600	83	1840	-117	-4385.61	4268.61
UCz1-UCz2	242.25	8197.44	600	5550	5	1790	-195	-4266.44	4071.44
UCz1	242.20	8197.50	700	5500	10	1740	-190	-4147.27	3957.27
UCz1	242.15	8197.55	800	5450	52	1690	-148	-4028.09	3880.09
LCz5-UCz1	242.10	8197.61	900	5400	124	1640	-76	-3908.92	3832.92
LCz5	242.04	8197.65	1000	5340	81	1580	-119	-3765.91	3646.91
LCz5	241.95	8197.71	1100	5260	115	1500	-85	-3575.23	3490.23
LCz5	241.88	8197.75	1200	5200	59	1440	-141	-3432.22	3291.22
LCz5	241.80	8197.80	1300	5140	53	1380	-147	-3289.21	3142.21
LCz5	241.74	8197.87	1400	5080	20	1320	-180	-3146.20	2966.20
LCz5	241.66	8197.93	1500	5020	66	1260	-134	-3003.19	2869.19
LCz5	241.60	8198.00	1600	4950	2	1190	-198	-2836.35	2638.35
LCz5	241.55	8198.05	1700	4900	22	1140	-178	-2717.17	2539.17
LCz5	241.51	8198.12	1800	4850	8	1090	-192	-2598.00	2406.00
LCz5	241.46	8198.17	1900	4800	-51	1040	-251	-2478.83	2227.83
LCz4-LCz5	241.43	8198.24	2000	4740	-62	980	-262	-2335.82	2073.82
LCz4	241.38	8198.30	2100	4700	-120	940	-320	-2240.48	1920.48
LCz3-LCz4	241.30	8198.36	2200	4640	-200	880	-400	-2097.47	1697.47
LCz3	241.24	8198.45	2300	4590	-186	830	-386	-1978.29	1592.29
LCz3	241.16	8198.54	2400	4550	-168	790	-368	-1882.95	1514.95
LCz3	241.05	8198.51	2500	4545	-74	785	-274	-1871.04	1597.04
LCz3	240.98	8198.47	2600	4540	-128	780	-328	-1859.12	1531.12
LCz2-LCz3	240.90	8198.46	2700	4535	-130	775	-330	-1847.20	1517.20
LCz2	240.83	8198.44	2800	4530	-427	770	-627	-1835.28	1208.28
LCz2	240.75	8198.36	2900	4525	-676	765	-876	-1823.37	947.37
LCz2	240.65	8198.34	3000	4520	-815	760	-1015	-1811.45	796.45
LCz2	240.55	8198.30	3100	4515	-934	755	-1134	-1799.53	665.53
LCz2	240.50	8198.25	3200	4510	-989	750	-1189	-1787.61	598.61
LCz1-LCz2	240.42	8198.25	3300	4505	-1084	745	-1284	-1775.70	491.70
LCz1	240.35	8198.25	3400	4500	-1117	740	-1317	-1763.78	446.78
LCz1	240.26	8198.28	3500	4460	-1080	700	-1280	-1668.44	388.44
Tz-LCz1	240.18	8198.34	3600	4415	-1120	655	-1320	-1561.18	241.18
Tz	240.10	8198.37	3700	4360	-1117	600	-1317	-1430.09	113.09
Tz	240.01	8198.44	3800	4305	-1099	545	-1299	-1299.00	0.00
Tz	239.95	8198.49	3900	4275	-1082	515	-1282	-1227.50	-54.50
Tz	239.88	8198.53	4000	4250	-1076	490	-1276	-1167.91	-108.09
H22-Tz	239.80	8198.57	4100	4225	-1137	465	-1337	-1108.32	-228.68
H22	239.73	8198.63	4200	4200	-956	440	-1156	-1048.73	-107.27
H22	239.65	8198.69	4300	4150	-1020	390	-1220	-929.56	-290.44
H22	239.55	8198.78	4400	4116	-882	356	-1082	-848.52	-233.48
H22	239.46	8198.80	4500	4070	-715	310	-915	-738.88	-176.12
H22	239.39	8198.84	4600	4030	-781	270	-981	-643.54	-337.46
H22	239.30	8198.91	4700	4000	-611	240	-811	-572.04	-238.96
H22	239.24	8198.96	4800	3960	-488	200	-688	-476.70	-211.30
H22	239.20	8199.01	4900	3910	-444	150	-644	-357.52	-286.48
H22	239.15	8199.09	5000	3855	-269	95	-469	-226.43	-242.57
H22	239.10	8199.15	5100	3820	-74	60	-274	-143.01	-130.99
H22	239.04	8199.23	5200	3800	-86	40	-286	-95.34	-190.66
H22	239.01	8199.30	5300	3760	200	0	0	0.00	0.00

Tabla 2: Parámetros corregidos de Potencial Espontáneo obtenido en el **Perfil 6** para en el flanco ESE del volcán Misti.

"PERFIL 6"									
Formación	Longitud UTM Este	Latitud UTM Norte	Distancia (m)	Elevación (m)	SP (mV)	Delta Elevación (ΔE)	Delta SP (ΔSP)	TE x ΔE TE = -3.36 (mV/m)	ΔSP_{TE} (mV)
UCz5	243.43	8197.03	0	5710	-207	1665	-86	5505.75	5505.75
UCz4-UCz5	243.51	8196.92	100	5700	-213	1655	-92	5466.16	5466.16
UCz4	243.51	8196.81	200	5650	77	1605	198	5588.24	5588.24
UCz3-UCz4	243.5	8196.69	300	5600	26	1555	147	5369.32	5369.32
UCz3	243.48	8196.6	400	5550	-103	1505	18	5072.40	5072.40
UCz2-UCz3	243.46	8196.5	500	5500	-77	1455	44	4930.48	4930.48
UCz2	243.46	8196.44	600	5425	-118	1380	3	4637.60	4637.60
	243.51	8196.35	700	5350	-398	1305	-277	4105.72	4105.72
UCz1	243.56	8196.29	800	5300	-338	1255	-217	3997.80	3997.80
LCz4-UCz1	243.6	8196.22	900	5250	-429	1205	-308	3738.88	3738.88
LCz4	243.64	8196.15	1000	5200	-245	1155	-124	3754.96	3754.96
LCz4	243.69	8196.07	1100	5175	-278	1130	-157	3638.00	3638.00
LCz4	243.71	8196.01	1200	5125	-330	1080	-209	3418.08	3418.08
LCz4	243.75	8195.94	1300	5075	-441	1030	-320	3139.16	3139.16
LCz4	243.79	8195.87	1400	5025	-445	980	-324	2967.24	2967.24
LCz4	243.82	8195.8	1500	4975	-516	930	-395	2728.32	2728.32
LCz4	243.9	8195.76	1600	4925	-560	880	-439	2516.40	2516.40
LCz4	243.96	8195.7	1700	4875	-568	830	-447	2340.48	2340.48
LCz4	244.03	8195.65	1800	4800	-620	755	-499	2036.60	2036.60
LCz4	244.09	8195.63	1900	4760	-658	715	-537	1864.26	1864.26
LCz1-LCz4	244.16	8195.59	2000	4725	-685	680	-564	1719.72	1719.72
LCz1	244.24	8195.55	2100	4675	-748	630	-627	1488.80	1488.80
LCz1	244.3	8195.54	2200	4625	-852	580	-731	1216.88	1216.88
Tz-LCz1	244.4	8195.5	2300	4590	-926	545	-805	1025.33	1025.33
Tz	244.49	8195.51	2400	4550	-818	505	-697	999.00	999.00
Tz	244.55	8195.46	2500	4500	-822	455	-701	827.08	827.08
Tz	244.65	8195.46	2600	4490	-816	445	-695	799.49	799.49
Tz	244.78	8195.4	2700	4480	-907	435	-786	674.91	674.91
H23-Tz	244.85	8195.44	2800	4470	-967	425	-846	581.32	581.32
H23	244.95	8195.5	2900	4460	-974	415	-853	540.74	540.74
H23	244.99	8195.55	3000	4450	-940	405	-819	541.15	541.15
H23	245.06	8195.62	3100	4442	-846	397	-725	608.29	608.29
H23	245.15	8195.7	3200	4434	-779	389	-658	648.42	648.42
H23	245.23	8195.76	3300	4426	-810	381	-689	590.55	590.55
H23	245.3	8195.84	3400	4418	-771	373	-650	602.69	602.69
H23	245.37	8195.9	3500	4410	-679	365	-558	667.82	667.82
H23	245.45	8195.96	3600	4375	-717	330	-596	512.27	512.27
H23	245.54	8195.96	3700	4350	-589	305	-468	556.31	556.31
H23	245.62	8195.95	3800	4330	-461	285	-340	617.15	617.15
H23	245.71	8195.95	3900	4310	-356	265	-235	654.98	654.98
H23	245.8	8195.95	4000	4285	-253	240	-132	674.02	674.02
H23	245.9	8195.95	4100	4265	-96	220	25	763.85	763.85
H23	245.96	8195.95	4200	4240	-3	195	118	772.89	772.89
H21-H23	246.06	8195.92	4300	4220	55	175	176	763.72	763.72
H21	246.16	8195.9	4400	4200	64	155	185	705.55	705.55
H21	246.25	8195.85	4500	4184	80	139	201	667.82	667.82
H21	246.36	8195.85	4600	4165	-36	120	85	488.01	488.01
H21	246.46	8195.85	4700	4150	-39	105	82	434.63	434.63
H21	246.59	8195.85	4800	4132	4	87	125	417.18	417.18
H21	246.69	8195.85	4900	4116	114	71	235	473.45	473.45
H21	246.79	8195.85	5000	4100	69	55	190	374.71	374.71
H21	246.89	8195.84	5100	4093	-21	48	100	261.20	261.20
H21	246.99	8195.83	5200	4085	3	40	124	258.34	258.34
H21	247.06	8195.84	5300	4073	-90	28	31	125.04	125.04
H21	247.16	8195.84	5400	4062	39	17	160	217.09	217.09
H21	247.25	8195.81	5500	4050	-131	5	-10	6.79	6.79
H21	247.3	8195.81	5600	4045	-121	0	0	0.00	0.00

ANEXO 3
DATOS CALCULADOS PARA LA LOCALIZACIÓN DE LAS
FUENTES GENERADORAS DE LOS FLUJOS DE FLUIDOS DE
POTENCIAL ESPONTÁNEO, PARA LOS
PERFILES RADIALES 1 Y 6

Las tablas 3, 4, 5 y 6 muestran los datos calculados de la inversión 2D realizada en la sección transversal ONO-ESE sobre el volcán Misti, se muestra los datos calculados de SP a partir de los datos observados de SP, la localización espacial y la intensidad de las fuentes.

Tabla 3: Archivo de salida de la localización espacial: distancia (**#x**) y profundidad (**z**); y los datos de potencial espontáneo calculado (**SP**) causados por las fuentes generadoras de los flujos de corrientes.

reference point coordinates

-4.50835785 3.76

SP data

# x	z	sp	# x	z	sp	# x	z	sp
-4.50835785	3.7600	0.0000	-1.73196355	4.9500	2638.3486	1.88430889	4.7250	1398.7168
-4.43559793	3.8000	-190.6606	-1.66368489	5.0200	2869.1927	1.94839278	4.6750	1167.7965
-4.36722700	3.8200	-130.9908	-1.59198589	5.0800	2966.2018	2.01122883	4.6250	895.8761
-4.30299709	3.8550	-242.5688	-1.51980737	5.1400	3142.2110	2.09322862	4.5900	704.3319
-4.22714113	3.9100	-286.4771	-1.45203021	5.2000	3291.2202	2.16235362	4.5500	677.9956
-4.16238716	3.9600	-211.3028	-1.39695641	5.2600	3490.2294	2.23510819	4.5000	506.0752
-4.07105386	4.0000	-238.9633	-1.34545550	5.3400	3646.9083	2.31097358	4.4900	478.4912
-3.97843056	4.0300	-337.4587	-1.29704977	5.4000	3832.9174	2.37441662	4.4800	353.9071
-3.90800523	4.0700	-176.1193	-1.20688517	5.4500	3880.0917	2.41478294	4.4700	260.3230
-3.83758315	4.1160	-233.4789	-1.11805846	5.5000	3957.2661	2.44096877	4.4600	219.7389
-3.74857871	4.1500	-290.4404	-1.02003131	5.5500	4071.4404	2.46144298	4.4500	220.1549
-3.66086381	4.2000	-107.2661	-0.89966663	5.6000	4268.6147	2.47890025	4.4420	287.2876
-3.57882542	4.2250	-228.6789	-0.78423188	5.6250	4358.2018	2.50130936	4.4340	327.4204
-3.50659631	4.2500	-108.0917	-0.70406246	5.6600	4353.6239	2.52615113	4.4260	269.5531
-3.43565388	4.2750	-54.5046	-0.59944610	5.7000	4493.9633	2.55233911	4.4180	281.6858
-3.35439489	4.3050	0.0000	-0.51198079	5.7500	4616.1376	2.59522295	4.4100	346.8186
-3.27029994	4.3600	113.0917	-0.41308376	5.8220	4810.7486	2.63567868	4.3750	191.2743
-3.19368530	4.4150	241.1835	0.37912495	5.7100	5184.7478	2.70466521	4.3500	235.3142
-3.12945275	4.4600	388.4404	0.46421131	5.7000	5145.1637	2.76753288	4.3300	296.1460
-3.02317736	4.5000	446.7798	0.52305872	5.6500	5267.2434	2.84476563	4.3100	333.9779
-2.94295779	4.5050	491.6972	0.55828803	5.6000	5048.3230	2.92743056	4.2850	353.0177
-2.86943883	4.5100	598.6147	0.59282837	5.5500	4751.4027	3.01882957	4.2650	442.8496
-2.79000499	4.5150	665.5321	0.63979602	5.5000	4609.4823	3.09102022	4.2400	451.8894
-2.71441501	4.5200	796.4495	0.69714466	5.4250	4316.6018	3.17700420	4.2200	442.7212
-2.61822332	4.5250	947.3670	0.78630547	5.3500	3784.7212	3.24161813	4.2000	384.5531
-2.54549481	4.5300	1208.2844	0.87987543	5.3000	3676.8009	3.31807525	4.1840	346.8186
-2.46090192	4.5350	1517.2018	0.96918722	5.2500	3417.8805	3.42636961	4.1650	167.0088
-2.38818333	4.5400	1531.1193	1.04232011	5.2000	3433.9602	3.54030270	4.1500	113.6327
-2.32035600	4.5450	1597.0367	1.11125194	5.1750	3317.0000	3.66033231	4.1320	96.1814
-2.23577274	4.5500	1514.9541	1.18329691	5.1250	3097.0796	3.73563785	4.1160	152.4469
-2.17443575	4.5900	1592.2936	1.26215519	5.0750	2818.1593	3.79840934	4.1000	53.7124
-2.11379172	4.6400	1697.4679	1.35596367	5.0250	2646.2389	3.88695027	4.0930	-59.7965
-2.04288417	4.7000	1920.4771	1.45103072	4.9750	2407.3186	4.00444892	4.0850	-62.6637
-1.98594889	4.7400	2073.8165	1.51941121	4.9250	2195.3982	4.10585672	4.0730	-195.9646
-1.92709795	4.8000	2227.8257	1.61883695	4.8750	2019.4779	4.21600482	4.0620	-103.9071
-1.85082215	4.8500	2406.0000	1.71273652	4.8000	1715.5973	4.30683820	4.0500	-314.2080
-1.80187943	4.9000	2539.1743	1.79975049	4.7600	1543.2611	4.36720246	4.0450	-321.0000

Tabla 4: Tabla de parámetros de la fuente, caso de una fuente esférica, indica la ubicación espacial y la intensidad de la fuente, dos fuentes positivas de 225A y 50 A (amperios) son las de mayor intensidad, localizadas bajo la parte central del cono volcánico.

source parameters

#	src x	src z	intensity
source 0 :	-0.3000	4.4969	2.25
source 1 :	-0.1400	5.2277	0.50
source 2 :	-1.2700	5.2942	0.01
source 3 :	0.1600	5.5696	0.17
source 4 :	1.0500	5.0340	0.02
source 5 :	0.7900	5.1443	-0.05
source 6 :	-3.5000	3.5691	-0.48
source 7 :	-2.1900	3.9944	-0.30
source 8 :	4.2000	3.4869	-0.40
source 9 :	-0.6200	5.6169	-0.01
source 10 :	3.1100	4.0731	0.02
source 11 :	0.4600	5.5696	0.02
source 12 :	2.2500	3.8999	-0.55
source 13 :	-2.3200	4.3252	0.10

Tabla 5: Tabla de los resultados de SP observado y SP calculado, sobre la sección transversal (perfiles radiales 1 y 6). Los datos observados son los datos recopilados en campo; mientras que, los datos calculados son aquellos que se obtuvieron del modelo de inversión 2D en los perfiles 1 y 6.

calculated results

# x	z	Calculated SP	Observed SP	# x	z	Calculated SP	Observed SP
-4.508358	3.760000	0.000000	0.000000	-3.193685	4.415000	0.304791	0.241184
-4.435598	3.800000	-0.043072	-0.190661	-3.129453	4.460000	0.403724	0.388440
-4.367227	3.820000	-0.082331	-0.130991	-3.023177	4.500000	0.529247	0.446780
-4.302997	3.855000	-0.125370	-0.242569	-2.942958	4.505000	0.613981	0.491697
-4.227141	3.910000	-0.180931	-0.286477	-2.869439	4.510000	0.691250	0.598615
-4.162387	3.960000	-0.230310	-0.211303	-2.790005	4.515000	0.787447	0.665532
-4.071054	4.000000	-0.303521	-0.238963	-2.714415	4.520000	0.895947	0.796449
-3.978431	4.030000	-0.357088	-0.337459	-2.618223	4.525000	1.056233	0.947367
-3.908005	4.070000	-0.379158	-0.176119	-2.545495	4.530000	1.207953	1.208284
-3.837583	4.116000	-0.383257	-0.233479	-2.460902	4.535000	1.410845	1.517202
-3.748579	4.150000	-0.362695	-0.290440	-2.388183	4.540000	1.562539	1.531119
-3.660864	4.200000	-0.315038	-0.107266	-2.320356	4.545000	1.644551	1.597037
-3.578825	4.225000	-0.261916	-0.228679	-2.235773	4.550000	1.673969	1.514954
-3.506596	4.250000	-0.198474	-0.108092	-2.174436	4.590000	1.694164	1.592294
-3.435654	4.275000	-0.114381	-0.054505	-2.113792	4.640000	1.750466	1.697468
-3.354395	4.305000	0.007597	0.000000	-2.042884	4.700000	1.871231	1.920477
-3.270300	4.360000	0.167107	0.113092	-1.985949	4.740000	1.991975	2.073816

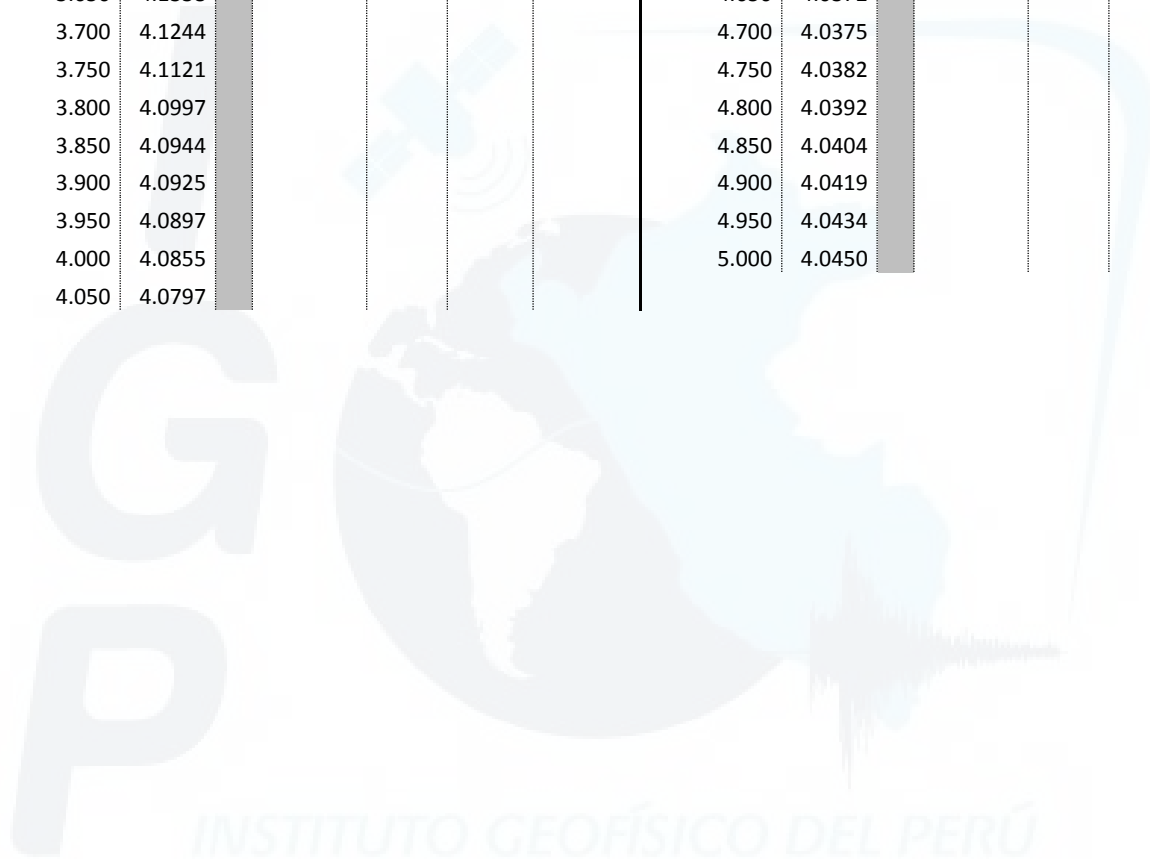
# x	z	Calculated SP	Observed SP	# x	z	Calculated SP	Observed SP
-1.927098	4.800000	2.145134	2.227826	1.799750	4.760000	1.591964	1.543261
-1.850822	4.850000	2.307820	2.406000	1.884309	4.725000	1.396725	1.398717
-1.801879	4.900000	2.432953	2.539174	1.948393	4.675000	1.217303	1.167796
-1.731964	4.950000	2.586486	2.638349	2.011229	4.625000	1.025343	0.895876
-1.663685	5.020000	2.768178	2.869193	2.093229	4.590000	0.804085	0.704332
-1.591986	5.080000	2.946988	2.966202	2.162354	4.550000	0.617697	0.677996
-1.519807	5.140000	3.114902	3.142211	2.235108	4.500000	0.450776	0.506075
-1.452030	5.200000	3.252759	3.291220	2.310974	4.490000	0.331997	0.478491
-1.396956	5.260000	3.375601	3.490229	2.374417	4.480000	0.255494	0.353907
-1.345455	5.340000	3.552456	3.646908	2.414783	4.470000	0.215506	0.260323
-1.297050	5.400000	3.647971	3.832917	2.440969	4.460000	0.191885	0.219739
-1.206885	5.450000	3.769505	3.880092	2.461443	4.450000	0.174142	0.220155
-1.118058	5.500000	3.877074	3.957266	2.478900	4.442000	0.159987	0.287288
-1.020031	5.550000	4.021857	4.071440	2.501309	4.434000	0.143600	0.327420
-0.899667	5.600000	4.245222	4.268615	2.526151	4.426000	0.127362	0.269553
-0.784232	5.625000	4.407839	4.358202	2.552339	4.418000	0.112838	0.281686
-0.704062	5.660000	4.436273	4.353624	2.595223	4.410000	0.097647	0.346819
-0.599446	5.700000	4.525303	4.493963	2.635679	4.375000	0.094465	0.191274
-0.511981	5.750000	4.619290	4.616138	2.704665	4.350000	0.119277	0.235314
-0.413084	5.822000	4.615134	4.810749	2.767533	4.330000	0.162537	0.296146
0.379125	5.710000	5.355538	5.184748	2.844766	4.310000	0.224411	0.333978
0.464211	5.700000	5.191918	5.145164	2.927431	4.285000	0.295398	0.353018
0.523059	5.650000	5.255668	5.267243	3.018830	4.265000	0.382091	0.442850
0.558288	5.600000	5.169292	5.048323	3.091020	4.240000	0.445379	0.451889
0.592828	5.550000	4.972840	4.751403	3.177004	4.220000	0.464579	0.442721
0.639796	5.500000	4.739332	4.609482	3.241618	4.200000	0.431285	0.384553
0.697145	5.425000	4.423359	4.316602	3.318075	4.184000	0.372952	0.346819
0.786305	5.350000	3.972735	3.784721	3.426370	4.165000	0.296226	0.167009
0.879875	5.300000	3.606273	3.676801	3.540303	4.150000	0.225439	0.113633
0.969187	5.250000	3.452538	3.417881	3.660332	4.132000	0.134229	0.096181
1.042320	5.200000	3.388023	3.433960	3.735638	4.116000	0.064844	0.152447
1.111252	5.175000	3.317972	3.317000	3.798409	4.100000	0.005370	0.053712
1.183297	5.125000	3.169505	3.097080	3.886950	4.093000	-0.074839	-0.059797
1.262155	5.075000	2.941198	2.818159	4.004449	4.085000	-0.174320	-0.062664
1.355964	5.025000	2.677798	2.646239	4.105857	4.073000	-0.245055	-0.195965
1.451031	4.975000	2.450580	2.407319	4.216005	4.062000	-0.290198	-0.103907
1.519411	4.925000	2.273372	2.195398	4.306838	4.050000	-0.290605	-0.314208
1.618837	4.875000	2.047233	2.019478	4.367202	4.045000	-0.268468	-0.321000
1.712737	4.800000	1.801856	1.715597				

Tabla 6: Tabla de localización de fuentes generadoras de los flujos de fluidos de potencial espontáneo con el proceso de inversión 2-D en el volcán Misti; localizando 14 fuentes, entre fuentes positivas y negativas, un total de 6 fuentes negativas y el resto positivas, para ello debemos de tomar la forma que se correlacione mejor con el dato SP Observado. Las fuentes “source 0” y “source 1” influyen en mayor grado sobre el sistema hidrotermal del volcán.

Topografía		# source parameters				Topografía		# source parameters			
x	z	#	src x	src z	intensity	x	z	#	src x	src z	intensity
-5.000	3.6000					-3.250	4.3745				
-4.950	3.6094					-3.200	4.4104				
-4.900	3.6193					-3.150	4.4466				
-4.850	3.6300					-3.100	4.4760				
-4.800	3.6420					-3.050	4.4944				
-4.750	3.6557					-3.000	4.5026				
-4.700	3.6716					-2.950	4.5047				
-4.650	3.6900					-2.900	4.5077				
-4.600	3.7115					-2.850	4.5113				
-4.550	3.7364					-2.800	4.5144				
-4.500	3.7651					-2.750	4.5177				
-4.450	3.7937					-2.700	4.5208				
-4.400	3.8105					-2.650	4.5233				
-4.350	3.8274					-2.600	4.5262				
-4.300	3.8570					-2.550	4.5297				
-4.250	3.8923					-2.500	4.5328				
-4.200	3.9320					-2.450	4.5356				
-4.150	3.9676					-2.400	4.5389				
-4.100	3.9906					-2.350	4.5438				
-4.050	4.0061					-2.300	4.5442	source 13	-2.32	4.3252	0.10
-4.000	4.0215					-2.250	4.5459				
-3.950	4.0440					-2.200	4.5704				
-3.900	4.0755					-2.150	4.6096	source 7	-2.19	3.9944	-0.30
-3.850	4.1092					-2.100	4.6522				
-3.800	4.1311					-2.050	4.6948				
-3.750	4.1493					-2.000	4.7286				
-3.700	4.1781					-1.950	4.7775				
-3.650	4.2046					-1.900	4.8186				
-3.600	4.2194					-1.850	4.8507				
-3.550	4.2341					-1.800	4.9017				
-3.500	4.2524	source 6	-3.50	3.5691	-0.48	-1.750	4.9367				
-3.450	4.2703					-1.700	4.9812				
-3.400	4.2865					-1.650	5.0330				
-3.350	4.3073					-1.600	5.0737				
-3.300	4.3388					-1.550	5.1143				

-1.500	5.1571					0.800	5.3419	source 5	0.79	5.1443	-0.05
-1.450	5.2019					0.850	5.3150				
-1.400	5.2559					0.900	5.2900				
-1.350	5.3330					0.950	5.2626				
-1.300	5.3972					1.000	5.2273				
-1.250	5.4311	source 2	-1.27	5.2942	0.01	1.050	5.1966	source 4	1.05	5.0340	0.02
-1.200	5.4533					1.100	5.1798				
-1.150	5.4812					1.150	5.1502				
-1.100	5.5100					1.200	5.1132				
-1.050	5.5355					1.250	5.0820				
-1.000	5.5597					1.300	5.0538				
-0.950	5.5825					1.350	5.0279				
-0.900	5.5999					1.400	5.0042				
-0.850	5.6101					1.450	4.9757				
-0.800	5.6202					1.500	4.9383				
-0.750	5.6389					1.550	4.9089				
-0.700	5.6617					1.600	4.8860				
-0.650	5.6805					1.650	4.8514				
-0.600	5.6998	source 9	-0.62	5.6169	-0.01	1.700	4.8094				
-0.550	5.7253					1.750	4.7789				
-0.500	5.7588					1.800	4.7599				
-0.450	5.7969					1.850	4.7423				
-0.400	5.8293					1.900	4.7145				
-0.350	5.8488					1.950	4.6736				
-0.300	5.8572	source 0	-0.30	4.4969	2.25	2.000	4.6324				
-0.250	5.8572					2.050	4.6064				
-0.200	5.8513					2.100	4.5870				
-0.150	5.8422	source 1	-0.14	5.2277	0.50	2.150	4.5587				
-0.100	5.8325					2.200	4.5212				
-0.050	5.8249					2.250	4.4951	source 12	2.25	3.8999	-0.55
0.000	5.8220					2.300	4.4905				
0.050	5.8244					2.350	4.4849				
0.100	5.8244					2.400	4.4742				
0.150	5.8130	source 3	0.16	5.5696	0.17	2.450	4.4557				
0.200	5.7903					2.500	4.4344				
0.250	5.7624					2.550	4.4185				
0.300	5.7354					2.600	4.4070				
0.350	5.7157					2.650	4.3656				
0.400	5.7089					2.700	4.3511				
0.450	5.7048	source 11	0.46	5.5696	0.02	2.750	4.3358				
0.500	5.6753					2.800	4.3212				
0.550	5.6125					2.850	4.3085				
0.600	5.5415					2.900	4.2928				
0.650	5.4877					2.950	4.2800				
0.700	5.4216					3.000	4.2699				
0.750	5.3742					3.050	4.2544				

3.100	4.2375	source 10	3.11	4.0731	0.02	4.100	4.0736				
3.150	4.2264					4.150	4.0687				
3.200	4.2131					4.200	4.0638	source 8	4.20	3.4869	-0.4
3.250	4.1977					4.250	4.0575				
3.300	4.1872					4.300	4.0508				
3.350	4.1782					4.350	4.0462				
3.400	4.1693					4.400	4.0430				
3.450	4.1615					4.450	4.0407				
3.500	4.1550					4.500	4.0389				
3.550	4.1487					4.550	4.0378				
3.600	4.1418					4.600	4.0372				
3.650	4.1338					4.650	4.0372				
3.700	4.1244					4.700	4.0375				
3.750	4.1121					4.750	4.0382				
3.800	4.0997					4.800	4.0392				
3.850	4.0944					4.850	4.0404				
3.900	4.0925					4.900	4.0419				
3.950	4.0897					4.950	4.0434				
4.000	4.0855					5.000	4.0450				
4.050	4.0797										



ANEXO 4

TRABAJOS PUBLICADOS

CONGRESO INTERNACIONAL “Desastre y Ordenamiento Territorial de las Américas”
8 y 9 de Noviembre del 2010, Lima - Perú

XV CONGRESO PERUANO DE GEOLOGÍA - Incluyendo e integrando recursos para la sociedad
27 de setiembre al 1 de octubre del 2010, Cusco - Perú

XVII ENCUENTRO CIENTÍFICO INTERNACIONAL DE VERANO ECI 2010V “Ronald Woodman Politt”
5 al 8 de enero de 2010, Lima - Perú

CURSO DE ENTRENAMIENTO EN COOPERACIÓN CON JICA - IGP
11 de marzo al 5 de agosto de 2009, Tokyo – Kyushu, Japón

XIII CONGRESO LATINO AMERICANO DE GEOLOGÍA Y EL XIV CONGRESO PERUANO
DE GEOLOGÍA - Desafíos y Avances de las Geociencias Latinoamericanas
29 de setiembre al 3 de octubre del 2008, Lima - Perú

COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN – DAA, Instituto Geofísico del Perú
2008, Lima, Perú

COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN – DAA, Instituto Geofísico del Perú
2008, Lima, Perú

Congreso internacional “DESASTRE Y ORDENAMIENTO TERRITORIAL DE LAS AMÉRICAS”

8 y 9 de Noviembre del 2010, Lima - Perú

Sesión 4: PREVISIÓN Y ATENCIÓN DE DESASTRES**MONITOREO DE VOLCANES ACTIVOS, VOLCÁN MISTI (PERÚ) Y VOLCÁN ASO (JAPÓN) A TRAVÉS DE MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS Y GEOTERMALES**

Liliana Rosario Torres Velarde, Tsuneomi Kagiya y
Hernando Tavera
Instituto Geofísico del Perú
liliana.torres@igp.gob.pe

RESUMEN

El monitoreo geofísico de volcanes activos conlleva a abordar estudios sobre los cambios físicos y químicos que puedan darse en su interior y que la mayoría de ellos puedan ser detectados únicamente por instrumentos extremadamente sensibles como equipos magneto telúricos, termómetros digitales y cámara infrarroja, empleadas para observaciones geotérmicas y electromagnéticas de ahí su aplicación al estudio de volcanes. La actividad fumarólica y la presencia de aguas termales en los perímetros de ambos volcanes estudiados, sugieren que la observación geotermal es adecuada para el monitoreo de volcanes activos, así como la electromagnética, porque ambas dependen principalmente del estado térmico del cuerpo volcánico.

El método de Potencial Espontáneo (PE) ha permitido observar que el comportamiento geofísico del volcán Misti podría ser controlado por dos fuentes termales principales localizadas bajo la cumbre del cráter, siendo coherente con la ubicación de los hipocentros de los eventos VT del volcán. Por otro lado, los datos de temperatura indican que quienes decrecen normalmente de acuerdo con la elevación. En el cráter se identifica una anomalía significativa del orden de $5\text{-}6\text{watt/m}^2$.

Por otra parte las observaciones Magneto Telúricas de Muy Baja Frecuencia en el volcán Aso, sugieren que las aguas hidrotermales dentro del primer cráter del volcán Nakadake reactivan las capas de agua subterránea, en función de la densidad de flujo hidrotermal a profundidad. Así mismo, las observaciones Infrarroja han permitido detectar cambios en la actividad geotérmica en el primer cráter del volcán Nakadake decreciendo cerca de 200°C .

Las observaciones geotérmicas y electromagnéticas en volcanes activos son efectivas para la adquisición de información a ser correlacionada para una mejor comprensión de sus procesos internos. Ambos métodos aparte de ser rápidos para ser analizados también son útiles para poder delimitar zonas que podrían ser afectadas por la actividad volcánica.

XV CONGRESO PERUANO DE GEOLOGÍA
Incluyendo e integrando recursos para la sociedad
 27 de setiembre al 1 de octubre del 2010, Cusco - Perú

OBSERVACIONES ELECTROMAGNETICAS Y GEOTERMALES EN VOLCANES ACTIVOS, VOLCÁN MISTI (PERÚ) Y VOLCÁN ASO (JAPÓN)

Liliana Torres⁽¹⁾, Tsuneomi Kagiya⁽²⁾ & Hernando Tavera⁽¹⁾

⁽¹⁾ IGP, Sismología-CNDG, Calle Badajoz 169 Mayorazgo IV Etapa – Ate Vitarte, Lima – Perú.

⁽²⁾ AVL, Graduate School of Science, Kyoto University, Kumamoto 869-1404, Japan.

liliana.torres@igp.gob.pe, hjtavera@geo.igp.gob.pe, kagiya@aso.vgs.kyoto-u.ac.jp

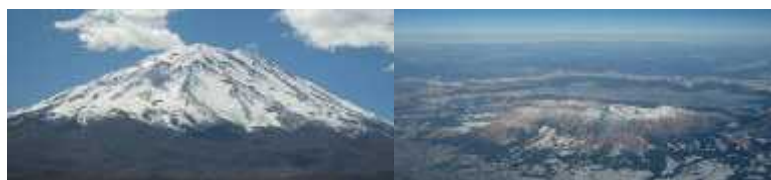


Figura 1: Vista del volcán Misti, Agosto 2009 (izquierda) y vista del volcán Aso, Marzo 2007 (derecha)

INTRODUCCIÓN

El monitoreo geofísico de volcanes activos conlleva a abordar estudios sobre los cambios físicos y químicos que puedan darse en su interior y que la mayoría de ellos puedan ser detectados únicamente por instrumentos extremadamente sensibles como los data-logger UTL-1, VLF-MT y cámara infrarroja “Thermo Tracer TH7102MV” para observaciones geotérmicas y electromagnéticas de ahí su aplicación al estudio de volcanes.

El Volcán Misti, situado en la Zona Volcánica Central de la Cordillera de los Andes (16°17'40"S, 71°24'32"W; 5822 m.s.n.m.) al sur de Perú y a 17 km al NE de la ciudad de Arequipa (Figura 1). El crecimiento del volcán Misti se ha realizado en cuatro etapas como resultado de la emisión de flujos de lavas y piroclásticos, y caídas de depósitos, pudiéndose identificar las siguientes etapas Misti-1 (833 ka), Misti-2 (112 ka), Misti-3 (40 ka) y Misti-4 (desde 11 ka hasta el presente) (Thouret et al., 2001). El volcán Misti presenta una permanente actividad fumarólica y después del sismo del 2001 (8.2 Mw), la pluma fumarólica tuvo un incremento en altura de 30 veces su estado normal, así como su flujo y temperatura de las aguas termales. En el domo del volcán la temperatura se incrementó de 220°C en 1998 a un máximo de 430°C al 11 de Setiembre de 2001 (http://www.igp.gob.pe/vulcanologia/Volcanes_Peru/Misti/HTML/htdocs/antecedentes.htm).

El Volcán Aso (32°52'51"N 131°6'23"E) emplazado en el Frente Volcánico Oeste de Japón (parte central de la isla de Kyushu al suroeste de Japón), es considerado como una de las calderas volcánicas más grandes del mundo debido a su diámetro norte-sur de 25km y este-oeste de 18km. La Caldera Aso se formó en cuatro grandes erupciones explosivas ocurridas desde hace 270 000 hasta 90 000 años atrás, con voluminosos flujos piroclásticos que cubrieron gran parte de la zona central de Kyushu. Los depósitos de flujos se dividen en cuatro unidades: Aso-1 (270 ka), Aso-2 (140 ka), Aso-3 (120 ka) y la Aso-4 (90 ka) en orden ascendente (Ono et al., 1977). El volcán Aso tiene más de 10 conos centrales distribuidos en dirección E-O: desde el Este, se tiene a los conos Takadake, Nakadake, Ojodake, Kishimadake, Kusasenri, etc. (Figura 1). De estos conos el único activo (parte central) es el volcán Nakadake compuesto de andesita basáltica a basalto, y formado por cuatro cráteres principales distribuidos de NNO a SSE, estando el primer cráter lleno de agua caliente y ácida durante los periodos de calma.

Estas evidencias presentes en los 2 volcanes, sugieren que la observación geotermal es adecuada para el monitoreo de volcanes activos, así como la electromagnética, porque ambas dependen principalmente del estado térmico del cuerpo volcánico.

Los objetivos principales de este estudio son determinar en el Volcán Misti 1) la ubicación de las fuentes que controlarían el sistema hidrotermal y 2) las anomalías geotermales ($>1\text{watt/m}^2$). En el Volcán Aso 3) detectar la propagación de las aguas hidrotermales en el volcán, 4) las anomalías geotermales ($>100\text{watt/m}^2$) y 5) los cambios de la actividad geotermal en el 1er cráter del Nakadake.

Además, se pretende demostrar la eficiencia de los métodos de Potencial Espontáneo (PE), Very Low Frequency–Magnetotelluric (VLF-MT), geotermales e infrarrojos para el monitoreo de volcanes activos.

VOLCÁN MISTI (PERÚ)

ESTUDIOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO (PE)

Para estimar la existencia de posibles fuentes que controlarían el sistema hidrotermal en el volcán Misti, se tomó como base la cartografía del PE realizada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) en los años 1997 y 1999 (Ramos, 2000 y Finizola, et al., 2004). Utilizando los perfiles radiales de PE se determinó el campo eléctrico y luego al realizarse la inversión 2-D de la resistividad, se obtuvo como resultado la ubicación e intensidad de la fuente que controlaría el sistema hidrotermal (Hase, 2004); es decir las fuentes de corrientes de potencial. Estas fuentes no definen el mecanismo de generación de la anomalía, pero proporcionan información sobre el flujo del agua subterránea o del sistema hidrotermal correspondiente al subsuelo. Bajo la parte central del volcán (Figura 2) dos fuentes positivas han sido identificadas a alturas de 4500m y 5200m respectivamente. La intensidad de la corriente en cada fuente es de 225A y 50A, aunque para nuestro modelo se debe considerar una resistividad uniforme del terreno del orden de $1\text{K}\Omega\text{m}$, este valor es asumido de estudios de resistividad previos realizados en el volcán Aso.

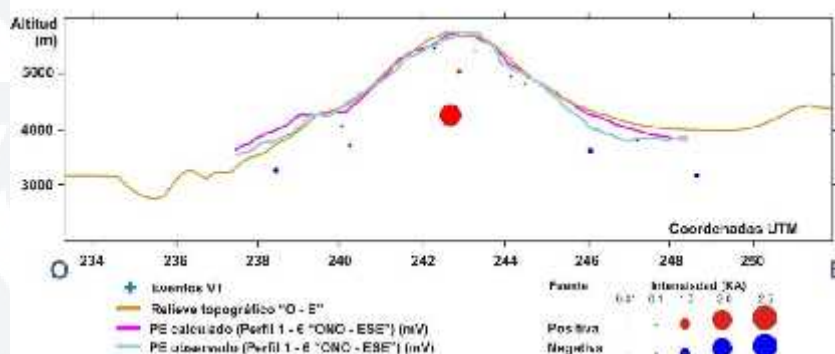


Figura 2: Distribución de las fuentes en el interior del volcán. Las dos fuentes positivas situadas por debajo del volcán, indicaría la existencia de surgencias hidrotermales. Perfiles radiales 1 - 6 de Finizola et al., (2004).

La correlación existente entre la actividad sísmica y la distribución de fuentes positivas de PE, tiene coherencia con la ubicación de los epicentros de eventos Volcano Tectónicos (VT) (Llerena, 2005) y las fuentes positivas mayores de PE, tanto transversal como en profundidad.

ESTUDIOS DE GEOTEMPERATURAS

En general, es conocido que la temperatura del suelo a un metro de profundidad disminuye con la altura a razón de 3 ó 5°C/km , tal como se observó en los volcanes Kirishima, ($5,8^{\circ}\text{C/km}$) y Fuji ($4,0^{\circ}\text{C/km}$), la temperatura a 1m de profundidad es más estable y permite detectar bajos niveles de anomalía geotérmica. Fukitomi (1962) presento la siguiente relación lineal para la variación del gradiente de temperatura respecto a la altura, $(dT/dz)_i - (dT/dz)_0 = R(T_i - T_0)$, donde T es la temperatura a 1m de profundidad y R (cm^{-1}) es la constante definida empíricamente, a partir de consideraciones teóricas y observaciones de campo. Como parte del proyecto “Water Resources and Hydrovolcanic Risk Prevention in Active Tropical Stratovolcanoes” a cargo del Dr. David Palacios de la Universidad Complutense de Madrid, en el volcán Misti se instalaron tres termómetros sobre el flanco noroeste y la información recolectada ha sido analizada en este estudio.

Para el volcán Misti, en la Figura 3 se muestra la variación de la relación entre la temperatura del suelo vs. la elevación de dos temperaturas (4870m y 5400m), pudiendo ser estas consistentes con los valores observados en otros volcanes de Japón (Kagiyama, 1981), aunque la temperatura en la cima del volcán Misti (5750m) es demasiado alta por encontrarse en una zona muy próxima al domo del volcán que permanentemente está emitiendo fumarolas, siendo estos resultados referenciales. La tendencia de los volcanes Kirishima y Fuji muestran como la temperatura decrece conforme aumenta la altura y si trazamos líneas paralelas a sus tendencias, se puede estimar un ΔT para el volcán Misti que se define por 6,8°C mínimo y 7,9°C máximo, causando una anomalía del orden de 5-6 watt/m² para esta zona del volcán.

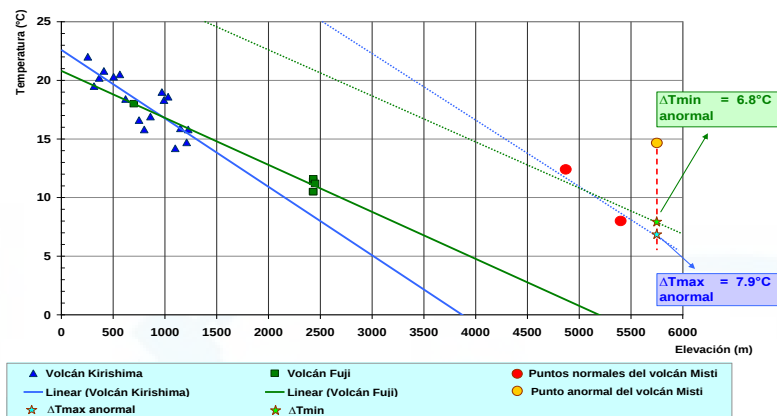


Figura 3: Variación de la temperatura del suelo a 1 m de profundidad en los volcanes Kirishima (azul) y Fuji (verde) y a 30cm de profundidad en el volcán Misti

VOLCÁN ASO (JAPÓN)

ESTUDIOS DE MUY BAJA FRECUENCIA – MAGNETOTELÚRICO (VLF-MT)

Debido a que la resistividad de la roca es altamente dependiente de la temperatura, su monitoreo temporal en volcanes, permite considerar al método VLF-MT como útil para examinar procesos térmicos en volcanes (Nagata, 1937, Keller y Frischknecht, 1966; Parkhomenko, 1967). Este método ha sido aplicado en el volcán Aso para conocer la distribución de la resistividad eléctrica entre los meses de Mayo y Agosto de 2009. Durante este periodo se realizaron medidas en 61 sitios, incluidos 27 alrededor del primer cráter del volcán Nakadake y otros cerca de los volcanes Ojodake, Kishimadake, Kusasenri y Nakadake.

Cerca del primer cráter del volcán Nakadake, los valores de resistividad son inferiores a 10Ωm y en el tercer y cuarto cráter del orden de <30Ωm. Estos dos cráteres no tienen actividad térmica, pero la actividad hidrotermal podría contribuir a la baja resistividad.

En la parte oriental y norte del volcán Nakadake la resistividad aparente es inferior a 100, 200 y 300Ωm; mientras que, en las proximidades de los volcanes Ojodake, Kishimadake y Kusasenri se observa una alta resistividad (1000, 3000 Ωm). Estos tres últimos volcanes se encuentran en periodo de calma y están situados en la parte occidental de la post-caldera del volcán Aso. Estas observaciones sugieren que el fluido hidrotermal del primer cráter fluye corriente abajo, a través de las capas de agua subterránea, lo cual obedece a la tasa de flujo de las aguas hidrotermales a profundidad.

IMÁGENES INFRARROJAS, CRÁTER NAKADAKE

La observación infrarroja se ha aplicado al primer cráter del volcán Nakadake. En la Figura 4 se muestra la imagen infrarroja (IR) y la imagen visual de la zona anómala y en ella se observa que la temperatura para cuatro puntos típicos es como sigue:

Punto a (fumarolas a alta temperatura): 367.5°C
Punto b (Lago del cráter): 55.0°C

Punto c (Pared del cráter sureste): 34.6°C
Punto d (pared del cráter suroeste): 37.2°C

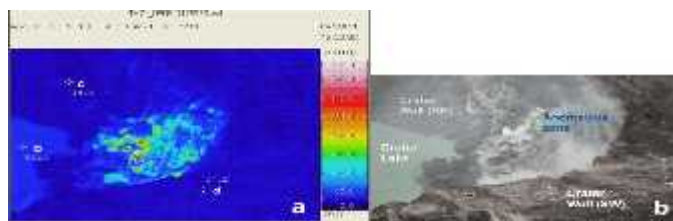


Figura 4: (a) Imagen IR del primer cráter del Nakadake, tomada el 11 de Agosto de 2009, (b) Imagen visual

La disponibilidad de datos de temperatura para los periodos 26/12/2008 y 11/08/2009 en el primer cráter del volcán Nakadake permitió realizar la comparación de los valores de temperatura. En este caso, la temperatura máxima ($\Delta T_{\max} = T_{\max} - T_0$) sugiere un decrecimiento de 547°C a 377,3°C en la región anómala, por lo tanto hubo una mayor actividad geotérmica para el periodo diciembre 2008 que para el periodo agosto 2009.

CONCLUSIONES

El método de PE ha permitido demostrar que el volcán Misti podría ser controlado por dos fuentes termales localizadas a 1.3 y 0.6 km de profundidad desde la cumbre del cráter, siendo coherentes con la ubicación de los hipocentros de los eventos VT. Los datos de temperatura indican que ellas decrecen normalmente de acuerdo con la elevación; mientras que, en el cráter se identifica una anomalía significativa del orden de 5-6 watt/m².

Las observaciones VLF-MT en el volcán Aso, sugieren que las aguas hidrotermales dentro del primer cráter del volcán Nakadake reactivan las capas de agua subterránea, en función de la densidad de flujo hidrotermal a profundidad. Por otro lado, las observaciones IR han permitido detectar cambios en la actividad geotérmica en el primer cráter del volcán Nakadake decreciendo cerca de 200°C.

Las observaciones geotérmicas y electromagnéticas en volcanes activos son efectivas para la adquisición de información a ser correlacionada para una mejor comprensión de sus procesos internos.

REFERENCIAS

- FINIZOLA, A., LE´NAT, J., MACEDO, O., RAMOS, D., THOURET, J., SORTINO, F., (2004). *Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements*. Journal of Volcanology and Geothermal Research **135**, 343–360.
- FUKITOMI, T., 1962. *Some notes on the ground temperature at a depth of 1m*. Geophy. Bull. Hokkaido Univ., **9**, 45-53 (in Japanese)
- HASE, H., (2004). *Self Potential Studies for Volcano-Hydrology Constraints from Field Observations and Laboratory Experiments*. Graduate School of Science, Kyoto University, 97p.
- KAGIYAMA, T., (1981). *Evaluation methods of heat discharge and their application to the major active volcanoes in Japan*. Journal of Volcanology and Geothermal Research **9**, 87–97.
- KELLER, G. V., AND F. C. FRISCHKNECHT, (1966). *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, Oxford, pp. 1-517.
- LLERENA, P. (2005). *Características de la sismicidad Observada en Octubre 2001 en el Volcán Misti (Sur del Perú)*. Tesis Geofísico, UNSA, 151 p.
- NAGATA, T., (1937). *Some physical properties of the lava of volcanoes Asama and Mihara. I. Electric conductivity and its temperature-coefficients*. Bull. Earthq. Res. Inst., **15**, 663-673.
- ONO, K., MATSUMOTO, I., MIYAHISA, M., TERAOKA, Y. & KAMBE, N., (1977). *Geology of the Taketa district, with geological sheet map at 1:50,000*, Geol. Surv. Japan, 145 pp., (in Japanese with English abstract).
- PARKHOMENKO, E. I., (1967). *Electrical Properties of Rocks*. Plenum Press, New York, pp. 1-314 (English Translation).
- RAMOS, D., (2000). *Aplicación del método geofísico del potencial espontáneo para el estudio estructural del volcán Misti*. Tesis Geofísico, UNSA, 173 p.
- THOURET, J.C., FINIZOLA, A., FORNARI, M., LEGELEY-PADOVANI, A., SUNI, J. & FRECHEN, M., (2001). *Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru*. Geol. Soc. Amer. Bull. **113**, 12, 1593-1610.
- IGP, http://www.igp.gob.pe/vulcanologia/Volcanes_Peru/Misti/HTML/htdocs/antecedentes.htm [ref. 12 de agosto 2009].

XVII ENCUESTRO CIENTÍFICO INTERNACIONAL DE VERANO ECI 2010V
"Ronald Woodman Pollit"
 5 al 8 de enero de 2010, Lima - Perú



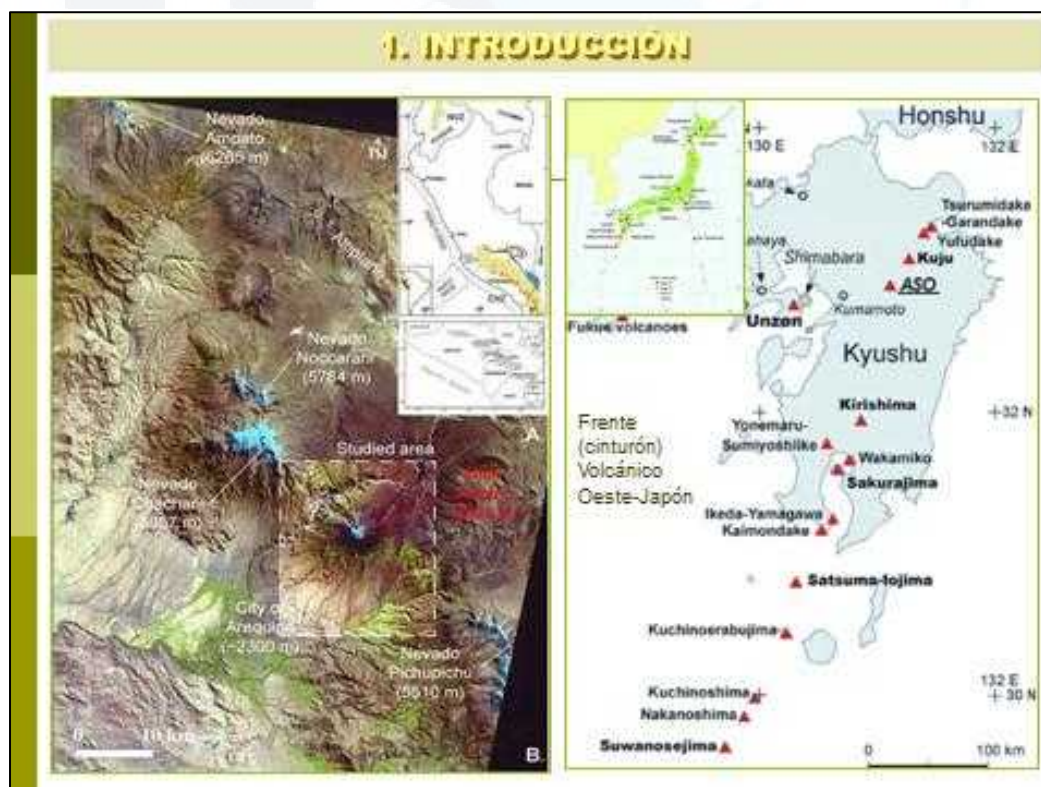
XVII Encuentro Científico Internacional de Verano
"Ronald Woodman Pollit"



Observaciones Electromagnéticas y Geotérmicas
en volcanes activos:
Volcán Misti en la parte Sur de Perú
y el Volcán Aso en la parte Suroeste de Japón




Liliana Rosario Torres Velarde



<http://www.igp.gob.pe/academicos/pdf/ECI/LTorres.pdf>

CURSO DE ENTRENAMIENTO EN COOPERACIÓN CON JICA - IGP

11 de marzo al 5 de agosto de 2009, Tokyo – Kyushu, Japón

**“Disaster risk management technology on Volcanic Eruption,
Debris Flow and Landslide Mitigation”**

11th March – 5th August, 2009

FINAL REPORT

**ELECTROMAGNETIC AND GEOTHERMAL OBSERVATIONS
IN ACTIVE VOLCANOES
MISTI VOLCANO IN SOUTHERN PERU AND
ASO VOLCANO IN SOUTHWESTERN JAPAN**



Misti, Agosto 2009



Aso, Mayo 2008



**Japan International
Cooperation Agency**



Aso Volcanological Laboratory
Institute for Geothermal Sciences, Graduate
School of Science, Kyoto University



INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Liliana Rosario Torres Velarde

PERU

1. INTRODUCTION

Nowadays different kinds of observation methods are applied to monitor active volcanoes in the world; geochemical, geophysical and geological survey. In the present work, we analyzed the volcanic activity in two active volcanoes, Misti volcano in Southern Peru and Aso volcano in Southwestern Japan.

The characteristics in both volcanoes such as its location, shape and activity is quite interesting enough. Misti Volcano is located in the central volcanic zone of the Andes and tectonically affected by the Nazca plate subducting beneath the continental South American plate. Aso volcano is located in the volcanic front called the West-Japan Volcanic Belt, and its volcanism results from the subduction of the Philippine Sea Plate beneath the Eurasian Plate.

Misti volcano presents a high slope; on the other hand Aso volcano is considered one of the biggest caldera - volcanoes in the world. The activity in Misti volcano consists of a permanent activity of fumaroles. This activity increased notably after the earthquake of magnitude 8.2 Mw that occurred in June, 2001. The height of the fumarolic plume increased and reached up to 1 km in August, 2001, 30 times of normal state. Significant changes in flow and temperature of the hot springs were also observed. Moreover, fumarolic temperature on the dome clearly increased from 220°C in 1998 to 430°C on September 11, 2001 in maximum. Aso Volcano has more than 10 central cones in the east-west direction. Nakadake, one of the cones has repeated historical eruptions, and has a group of craters (1.1 km long) including 1st crater at the summit. Hot-water is stored in the 1st crater bottom when the activity is low. Strombolian, phreatic to phreatomagmatic eruptions are common style.

These evidences indicate geothermal observation is promising for monitoring these volcanoes. And electromagnetic observation is also promising, because electromagnetic properties strongly depend on the thermal state of volcanic body.

This paper briefly introduces geothermal and electromagnetic observation methods in the next section, and presents the results of application in Misti Volcano and Aso Volcano.

2. OUTLINE OF OBSERVATION METHOD

2.1. Outline of Self Potential survey

In generally, natural steady electric field exists on the ground. This electric field is called Self-Potential (SP). It is thought that the Self-potential is formed by the flow of underground water. This phenomenon was discovered by Robert W. Fox in 1830 in his experiments in metallic deposits of Cornouailles (Great Britain). He found double diffusion potential exists between two continuous electrodes by copper plates fix to the soil and together to a galvanometer by a cable. In 1822 Carl Barus physicist proved the Fox's experiment in the mines of Comstock Lode y Eureka, in Nevada (USA).

Afterwards this method came to be used in the volcanic survey. Many studies was made in active volcanoes which has hydrothermal fluid system within their edifice, like Zohdy et al., 1973; Corwin & Hoover, 1979; Fitterman, 1976, 1978; Zablocki, 1976; Aubert et al., 1988, etc.

The figure 2.1 shows how to make the SP measurements.

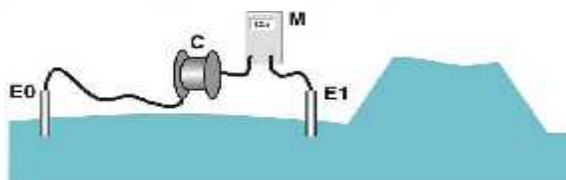


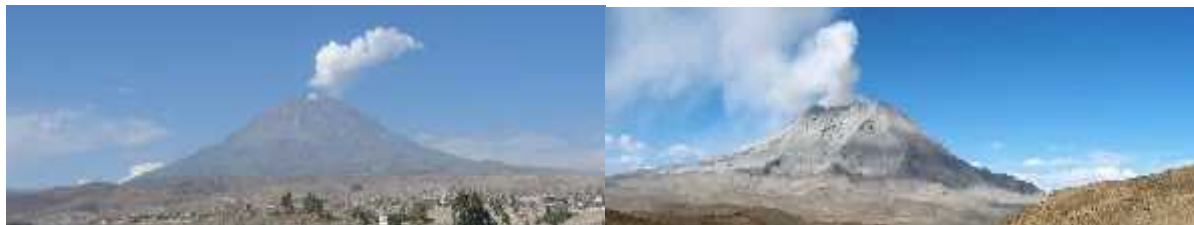
Figure 2.1: The technique for the measurement of the self-potential is very simple, consists of placing a fixed electrode as a reference (E0) and displacing the second electrode (E1) along a route. We measure the voltage difference between electrode E0 and E1 using voltmeter M at each interval. The enameled copper wire C is used to supporting the connection with the reference electrode.

XIII Congreso Latino Americano de Geología y el XIV Congreso Peruano de Geología
Desafíos y Avances de las Geociencias Latinoamericanas
 29 de setiembre al 3 de octubre del 2008, Lima - Perú

ESTUDIO COMPARATIVO DE VOLCANES ACTIVOS EN LA ZONA VOLCÁNICA CENTRAL: EL VOLCÁN MISTI (AREQUIPA) Y EL VOLCÁN UBINAS (MOQUEGUA); A TRAVÉS DE MÉTODOS GEOFÍSICOS

Liliana Rosario Torres Velarde & Hernando Tavera

Sismología-CNDG, Instituto Geofísico del Perú
 naosde@yahoo.com
 htavera@geo.igp.gob.pe



Vista del volcán Misti, 1998 (izquierda) y vista del Volcán Ubinas, 2006 (derecha)

INTRODUCCIÓN

Los edificios volcánicos Misti y Ubinas se encuentran ubicados en el cinturón volcánico activo de los Andes Centrales de Sur América. Los dos estratovolcanes pertenecen a ZVC (De Silva & Francis, 1991). El volcán Ubinas (16° 22'S, 70° 54'W; 5672 m.s.n.m.) se encuentra ubicado a 70 km al Este de la Ciudad de Arequipa. El volcán Misti (16° 18', 71° 24'; 5822 m.s.n.m.) a 17 km al N-NE de la ciudad de Arequipa.

El volcán Ubinas es considerado el más activo del sur del Perú por sus 23 episodios de alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas reportado desde el año 1550 D.C. (Rivera et al., 1998) con reactivaciones periódicas con emisión de material volcánico (bombas, flujos de ceniza, emisión de fumarolas). Por otra parte, el Volcán Misti es un volcán activo pero con un menor desprendimiento de energía. Los restos orgánicos vegetales contenidos en los depósitos volcánicos del Misti prueban la ocurrencia de dos erupciones, una entre 1292-1412 D.C., y otra entre 1440-1470 D.C. (Thouret et al., 1999a, 1999b). Actualmente se observa la presencia de pequeñas fumarolas y una muy considerable disminución de las capas de nieve y hielo.

Para poder monitorear la ocurrencia de sismos asociados al fracturamiento de la estructura volcánica y movimiento de magma dentro de la cámara magmática, el Volcán Misti depende de una red sísmica telemétrica de 5 estaciones instaladas y el Volcán Ubinas con 4 sismógrafos de alta tecnología alrededor del volcán.

A través de la combinación de datos sísmicos, estudios geoeléctricos (SP) y geoquímicos se pretende determinar la diferencia o relación que existe entre ambos volcanes. En el caso del Perú son pocos los volcanes monitoreados por una red sísmica permanente (Misti, Ubinas). La ubicación de los equipos instalados para cada volcán se detalla en las tablas 1 y 2:

Tabla 1: Ubicación de las estaciones Red Misti

RED SÍSMICA TELEMÉTRICA MISTI			
Estación	Latitud Sur	Longitud Oeste	Altitud (m)
E1	16° 19' 21.6"	71° 23' 44.4"	4168
E2	16° 18' 19.2"	71° 24' 7.2"	5201
E3	16° 16' 51.6"	71° 23' 42"	4785
E4	16° 17' 16.8"	71° 23' 54.6"	5400
E5	16° 17' 33.6"	71° 24' 43.8"	5710

Tabla 2: Ubicación de las estaciones Red Ubinas

RED SÍSMICA TELEMÉTRICA UBINAS			
Estación	Latitud Sur	Longitud Oeste	Altitud (m)
UBI_SW	16° 21' 47.8"	70° 54' 59.0"	4720 m
UBI_NW	16° 19' 55.2"	70° 55' 00.9"	4840 m
UBI_N	16° 19' 28.5"	70° 53' 31.6"	4990 m
UBI_E	16° 19' 55.0"	70° 52' 39.7"	4664 m

OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

Los objetivos de la investigación son: 1) Realizar un análisis comparativo entre los registros sísmicos y geoelectrico del Volcán Misti y el Volcán Ubinas. 2) Identificar y clasificar las señales sismo-volcánicas de cada una de las redes sísmicas telemétricas durante los meses de Setiembre a Noviembre del 2006. 3) Analizar la similitud y la diferencia de los sismos volcánicos registrados para cada uno de los volcanes. 4) Examinar las diferencias y similitudes del estudio de Potencial Espontáneo realizados en investigaciones previas para cada edificio volcánico. 5) Realizar un estudio comparativo de la dinámica de los Sistemas Hidrotermales del Volcán Misti y Ubinas. 6) Evaluar la actividad volcánica a través de cuadros estadísticos. 7) Proporcionar los resultados obtenidos en este estudio, para complementar el conocimiento de dichos volcanes, y para la evaluación de posibles amenazas que se pudieran presentar en eventos futuros.

ESTADO ACTUAL DE LA INVESTIGACIÓN EN VOLCANES ACTIVOS

La mayoría de trabajos realizados en ambos volcanes han sido de carácter geológico y algunos geofísicos y geoquímicos. Con los trabajos geofísicos y geoquímicos se puede obtener un mayor conocimiento del funcionamiento de los sistemas hidrotermales. En volcanes activos la generación de anomalías positivas de P.E., están asociadas a recientes intrusiones superficiales, áreas de fisuras con flujo ascendente de fluidos y áreas termales (Zablocki, 1976). Un modelo de creación de corrientes asociadas a una fisura activa donde se produce convección hidrotermal; conductividad (θ), permeabilidad (k), temperatura (T) (Morgan et al., 1989).

Los eventos sísmicos han sido clasificados por Minakami (1969); Latter (1979, 1981); Schick (1981) entre otros tomando en cuenta la forma y longitud de la señal, contenido espectral, localización de la actividad sísmica, la cantidad de la energía liberada y demás parámetros. La interpretación de las señales sísmicas, basándose en el modelo de Chouet (1996) ha permitido predecir la ocurrencia de erupciones explosivas en función de la evolución espacio-temporal de los sismos volcánicos de periodo largo (Ibañez & Carmona, 2000). Lo importante es determinar cual es el fluido que rellena la fractura y su contenido en gas, así como la evolución espacio-temporal y energética de la fuente.

METODOLOGÍA APLICADA A LA INVESTIGACIÓN

ANÁLISIS Y CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS SÍSMICOS

Se ha analizado los registros sísmicos continuos de la red sísmica telemétrica de los Volcanes Ubinas y Misti del 01 de Setiembre del 2006 al 20 de Setiembre del 2006, en una ventana de 20 minutos; con los programas “SAC2000”, figura 1 y “Seismo_Volcanalysis” escrito por Lesage (2007), figura 2.

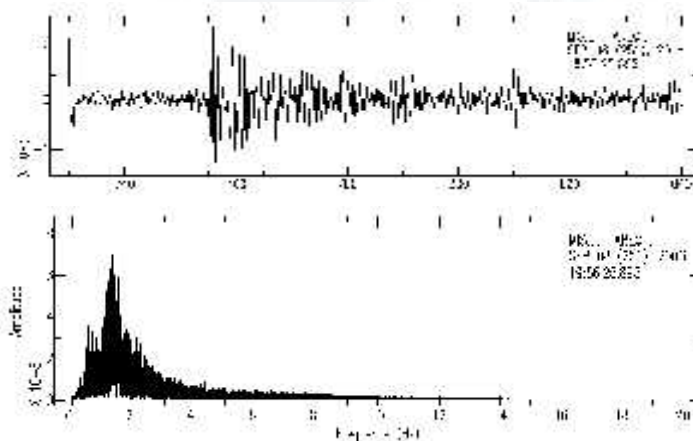


Figura 1: Ventana del Programa SAC2000, donde son visualizados los eventos sismo-volcánicos del Volcán Misti para un evento VT del día 08/09/2006 a las 19:56:25 horas GMT del registro. En la parte superior el registro sísmico filtrado, y en la parte inferior el espectro.

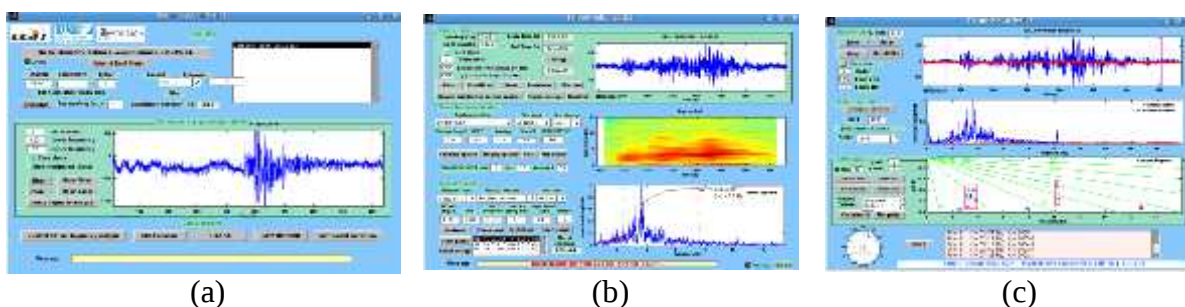


Figura 2: Interfaces del programa Seismo_Volcanalysis, para un registro sísmico de la estación UBI del 04/09/2006. (a) es la Interface 1, lee y selecciona la data; (b) es la Interface 2, realiza un análisis espectral; (c) es la Interface 3, realiza un ARMA (Auto-Regressive Moving Average).

La distribución hipocentral de la actividad sísmica de los volcanes Misti y Ubinas revelará un sistema de influencia de movimiento de fluidos en los sistemas hidrotermales. Ya que los distintos eventos sismo-volcánicos indican la dinámica de fluidos, una región dominante de vapor tiene mayor concentración de sismos LP y Tormillo (Chouet, 1996). La tomografía sísmica es posible que detecte zonas fuertemente alteradas por la actividad hidrotermal correspondiente a las zonas de caída de velocidad de las ondas P (Power et al., 1998).

ANÁLISIS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO

Los perfiles radiales en los volcanes Misti y Ubinas fueron trazados desde las calderas hacia los niveles más bajos de los volcanes y otros perfiles adicionales en la cumbre y en las partes bajas de los edificios volcánicos. Permitirán comparar la estructura y el campo eléctrico natural de dos volcanes andesíticos.

CONCLUSIONES

En la data analizada de 20 días en registro continuo del volcán Ubinas de sus tres estaciones y del volcán Misti, se ha encontrado la predominancia de sismo LP y Tremores (figura 3) en el volcán Ubinas y sismos VT y GP (Gas Pistón) (figura 4) son más característicos del volcán Misti. Mientras que el rango de frecuencias predominantes para los sismos en el volcán Misti es de 1.7 a 4.8 Hz, mientras que en Volcán Ubinas es de 4.3 a 7.6 Hz. Se seguirá realizando el análisis sísmico para los siguientes meses.

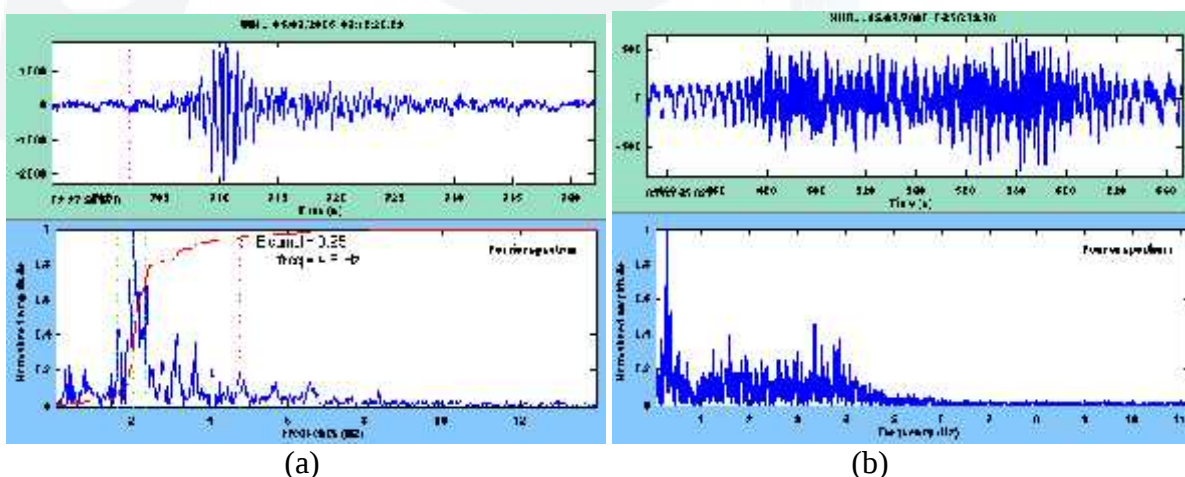


Figura 3: Eventos sismo-volcánicos del volcán Ubinas: (a) evento LP del día 05/09/2006 a las 02:16:20 horas GMT del registro, con una frecuencia de 4.8 Hz. (b) evento TRE del día 15/09/2006 a las 04:56:33 horas GMT del registro.

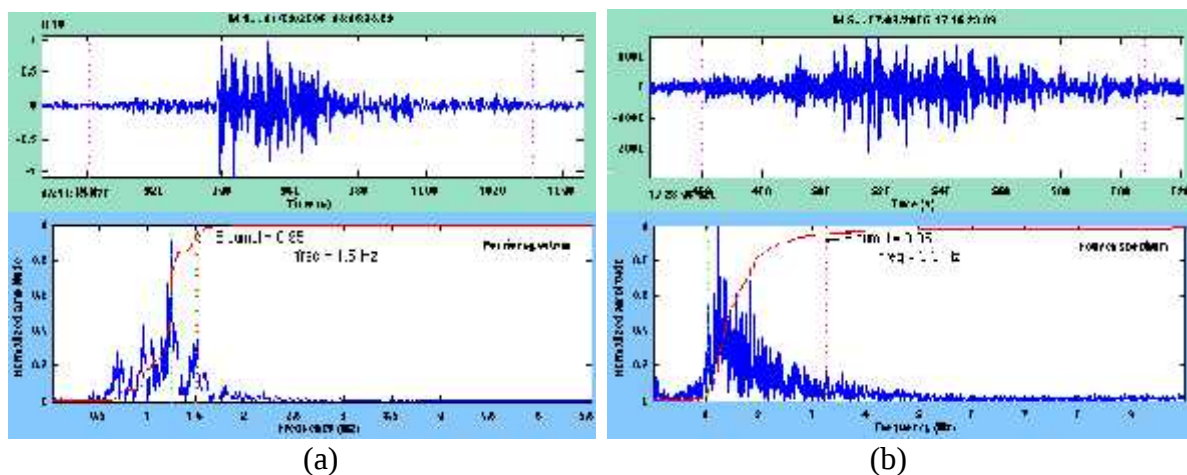


Figura 4: Eventos sismo-volcánicos del volcán Misti: (a) evento VT del día 11/09/2006 a las 18:16:28 horas GMT del registro, con una frecuencia de 1.5 Hz. (b) evento GP del día 07/09/2006 a las 17:16:23 horas GMT del registro, con una frecuencia de 3.3 Hz.

REFERENCIAS

- CHOUET, B. A.; (1996). *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*. Nature, 380, 309-316.
- DE SILVA, V & FRANCIS, P.; (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Springer, Berlin, 216 p.
- IBAÑEZ, J. & CARMONA, E., (2000). Sismicidad Volcánica. Serie: Casa de los volcanes n° 7. Editores: Astiz M. y Garcia A., 269-282.
- LATTER, J., (1979). *Volcanological obserbations at Tongariro National Park*, report n° 150 of Geophysics Division, Departament of Scientific and Industrial Research Wellington, New Zealand, p 1-60.
- LATTER, J., (1981). *Volcanic Earthquakes and their Relation-Ship to Eruptions al Ruapehu and Ngauruhoe Volcanoes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 9, 293-309.
- LESAGE, P., (2007). *Seismo_Volcanalysis: Signal analysis tools for seismo-volcanic events*, User manual, 27 p.
- MINAKAMI, (1969). *Fundamental research for predicting volcanic eruptions*. Bulletin of Earthquake Res. Inst., 38, 497-544.
- MORGAN, F.D., WILLIAMS, E.R. & MADDEN, T., (1989). *Streaming potential properties of Westerly granite with applications*. J. Geophys. Res., 56, 297-308.
- POWER, J., VILLASEÑOR, A., BENZ, H., 1998. *Seismic image of the Mount Spurr magmatic system*. Bull. Volcanol., 60, 27-37.
- RIVERA, M., (1998). *El volcán Ubinas (sur del Perú): geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales*. Tesis Geólogo, UNMSM, 132 p.
- SCHICK, R., (1981). *Source mechanism of volcanic earthquakes*. Bulletin Volcanologique, 44-3, 491-497.
- THOURET ET AL.; (1999a). *Assessment of volcanic in the area of Arequipa City, based on the eruptive history of the Misti volcano, Shouthern Peru*. A. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 114. Berlin, p. 89-112.
- THOURET, J.C., FINIZOLA, A., SUNI, J. & EISSEN, J.P. (1999b). *Evaluación de las amenazas volcánicas en el área de la ciudad de Arequipa (7.000,000 habitantes), en base a la historia eruptiva del volcán Misti, sur del Perú*. Vol. Jub. "75 aniversario Sociedad Geológica del Perú". Lima, 5, 119-140.
- ZABLOCKY, C.J., (1976). *Mapping thermal anomalies on an active volcano by teh self-potential method, Kilauea, Hawaii. Proceedings 2nd U.N. Symposium of the development and use of geothermal resources, San Francisco, California, May 1975, 2, 1299-1309.*

COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN – DAA
Instituto Geofísico del Perú
 2008, Lima, Perú

Compendio de Trabajo de Investigación – DAA
Instituto Geofísico del Perú V: 9 (2008) p. 89 - 124

**ANÁLISIS DE TEMPERATURAS A PROFUNDIDAD, A SUPERFICIE Y AL AIRE EN
 VOLCANES MISTI Y CHACHANI
 Y EN LA ESTACIÓN DE LA PAMPILLA (MAP) AREQUIPA**

LILIANA ROSARIO TORRES VELARDE

Facultad de Geología, Geofísica y Minas
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
naosde@yahoo.com

Investigación dirigida por: Dr. Orlando Macedo S.
Dirección de Investigación de Vulcanología
Oficina de Arequipa

INTRODUCCIÓN

En el presente informe se desarrolla como se ha procesado la data de temperaturas a partir a partir de geotermómetros colocados en suelo desnudo, tanto en zona urbana (estación meteorológica La Pampilla ó MAP) como en zonas volcánicas: Misti y Chachani.

La Estación Meteorológica de la Pampilla (MAP) se encuentra ubicada en el perímetro urbano de la ciudad de Arequipa, en las coordenadas:

Latitud 16° 24' 13,20"S

Longitud 71° 31' 06,06"W

Altura 2356msnm

Los datos obtenidos provienen de la lectura de termómetros de mercurio, leídos diariamente en tres horarios: a las 7, 13 y 19 horas. Estos termómetros están colocados a diferentes profundidades, que van entre 2 y 100cm. A partir de estos datos se obtuvieron curvas de Isotermas, Tautocronas y Líneas de Tendencia, para analizar el cambio que sufre la capacidad conservativa de calor del suelo por el clima de la zona de estudio.

En el caso de los datos obtenidos de los volcanes Misti y Chachani, para el primer

periodo de Julio 2004 a Noviembre de 2005, la información a sido almacenada y registrada en data-logger, "Universal Temperature Logger UTL-1". Estos data-logger han sido programados para que tomen la temperatura cada 90 minutos y fueron instalados en las laderas de los volcanes: tres sitios o estaciones en el Volcán Misti y uno en el Volcán Chachani. En cada sitio se instaló un par de termómetros: uno a la altura de la superficie del terreno y el otro enterrado a 30cm de profundidad.

Mientras que, para el segundo periodo de registro, Noviembre 2005 a Noviembre 2006, los data-logger fueron programados para que tomen la temperatura cada 72 minutos y estuvieran instalados en las laderas de los volcanes y en dos estaciones, una a 5400m.s.n.m. en el Volcán Misti y una estación en el volcán Chachani, en la misma ubicación que en periodo anterior. En cada estación se instalaron tres termómetros: uno al aire, otro a la altura de la superficie del terreno y el último enterrado a 30 cm de profundidad.

COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN – DAA
Instituto Geofísico del Perú
 2008, Lima, Perú

Compendio de Trabajo de Investigación – DAA
Instituto Geofísico del Perú. V: 9 (2008) p. 133 - 166

**CLASIFICACIÓN DE SEÑALES SÍSMICAS DEL VOLCÁN MISTI USANDO
 INFORMACIÓN DE UNA RED TELEMÉTRICA: ENERO A MARZO 2007**

LILIANA ROSARIO TORRES VELARDE

Facultad de Geología, Geofísica y Minas
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
naosde@yahoo.com

Investigación dirigida por: Dr. Orlando Macedo S.
Dirección de Investigación de Vulcanología
Oficina de Arequipa

INTRODUCCIÓN

En esta sección se han analizado los datos sísmicos de la Red Telemétrica del Misti de tres meses desde el 1 de Enero al 31 de Marzo del 2007; dichas señales fueron trabajadas en formato *.SAC, con el objetivo de poder obtener una estadística de cuanto ha variado la actividad sísmica del Misti.

La sismología volcánica es uno de los principales temas tratados en el periodo de prácticas, aquí se trabajaron con algunas señales sísmicas del volcán Misti solo a manera de ejemplos, con este trabajo se busca adquirir conocimientos acerca de la metodología de estudio de los volcanes aplicando la sismología como herramienta principal.

OBJETIVOS

Aprender a reconocer los diferentes tipos de señales sismos-volcánicos
 Identificar y clasificar las señales sismo-volcánicas del Misti registradas por la red sísmica del Misti de Enero a Marzo del 2007.

MARCO TEORICO

Clasificación de Ibáñez

Ibáñez (1997) propone una clasificación siguiendo diversas nomenclaturas, como la clasificación de Minakami (1969), Latter (1979, 1981) y otros.

La clasificación propuesta por Ibáñez (1997) describe una serie de eventos que están basados en la forma de la señal sísmica y el contenido espectral. Esta nomenclatura es la más frecuente encontrada en bibliografía:

Sismos volcano-tectónicos

El comienzo de esta señal suele ser impulsivo (claras llegadas de la fase P) y es posible identificar la llegada de la onda S, por lo que es favorable trabajar con registrador de 3 componentes. Su contenido espectral es amplio, conteniendo frecuencias superiores a 10 Hz y superando en algunos casos los 30 Hz.

La localización en profundidad de estos eventos suele presentar un amplio rango de profundidades, desde decenas de kilómetros hasta la misma superficie del edificio volcánico. La proyección en superficie de estos eventos, presenta una distribución muy

Tierra de Fuego

Eres tierra de roca y fuego, madre eterna
tus hijos, el Misti, Chachani, Pichupichu y yo
estamos presentes, somos testigos de tu existencia
el día se inicia, la noche llega, es tu sombra, es tu luz
la que cada día nosotros, tus hijos recibimos

Cuando han nacido, como han crecido
volcanes imponentes, volcanes apacibles
cual es el motivo de tanto dolor guardado
incertidumbre, miedo y ternura
sentimientos nuestros que son tu alimento
Por ellos hurgamos tus entrañas

Sabemos que ustedes volcanes amigos
están a la espera de romper el silencio
malestar interno manifestado en fumarolas
de todos ustedes, el Misti es el más inquieto
su historia la mejor contada, en versos y canciones
ellas detallan sus vivencias
hijo predilecto de la ciudad blanca

Estos últimos años he andado por tu entorno
día y noche, te he visto de muchos colores
eres mi amigo, eres mi obsesión
dicen los caminantes que una herida cruza tu ser
es la razón de mi andar, donde está,
he de encontrarla
paso a paso una muestra he tomado
y tu aroma he guardado
ellos serán quienes me dirán, donde sangra tu herida
he de encontrarla, verla y curarla
entonces veré brotar de tu cima, una señal de paz
es mi objetivo, es mi deseo, calmar tu dolor
ese es el deseo de nuestra madre, Arequipa