

ESTUDIO ESTRUCTURAL Y DEL SISTEMA HIDROTHERMAL DEL VOLCAN UBINAS POR METODOS GEOFISICOS Y GEOQUIMICOS

Orlando MACEDO (1), Katherine GONZÁLES (1), Anthony FINIZOLA (2), Jean-Philippe MÉTAXIAN (3), Nicolas FOURNIER (4) & Francesco SORTINO (5)

(1) *Instituto Geofísico del Perú, Urb. La Marina B-19, Cayma, Arequipa (Perú)*

(2) *Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038, Clermont-Fd (Francia)*

(3) *Institut de Recherche pour le Développement, Chambéry (Francia) (4)*

The Open University, Walton Hall, Milton Keynes (Inglaterra)

(5) *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via Ugo la Malfa 153, Palermo (Italia)*

1.- INTRODUCCIÓN

El volcán Ubinas (16° 22' S, 70° 54' W; 5672 m.s.n.m.) ubicado en el sur del Perú y dentro de la ZVC o Zona Volcánica Central de los Andes (Fig. 1), es considerado como el más activo del Perú, con hasta 23 erupciones menores registradas históricamente en los últimos 450 años. Estudios geológicos recientemente realizados sobre este volcán han puesto en evidencia su condición de peligro potencial (Rivera, 1997; Rivera et al., 1997). Poco se conoce, sin embargo, acerca de su estructura interna.

Este trabajo muestra los resultados de la aplicación de diferentes métodos geofísicos, geoquímicos, de la realización de mediciones de temperatura del suelo, y observaciones detalladas del interior del cráter activo, realizadas en el volcán Ubinas entre 1997 y 1999. Tales resultados han permitido proponer un modelo de estructura y de circulación de fluidos propio a este volcán andesítico.

Se ha efectuado principalmente un amplio trabajo de investigación por potencial espontáneo (PE) con mediciones a lo largo de 9 perfiles radiales que cubren todo el edificio y con mediciones detalladas del PE sobre el piso de la caldera. Asimismo, se ha efectuado un breve monitoreo de la actividad sísmica instalándose sismómetros sobre la parte superior del cono volcánico, un análisis de la concentración de CO₂ en los gases del suelo tanto sobre el edificio como al interior de la caldera, detalladas mediciones de la temperatura sobre el piso de la caldera, y finalmente, un análisis geoquímico preliminar de aguas termales y frías próximas a la zona del volcán.

El PE que ha sido observado sobre volcanes activos está principalmente conformado por potenciales electrocinéticos y potenciales termoeléctricos. Los potenciales electrocinéticos son ocasionados por un gradiente de presión en fluidos (agua, gas, vapor) que atraviesan los capilares de la roca, y por lo general causan anomalías mucho más importantes que los termoeléctricos. Los potenciales termoeléctricos, en cambio, son originados por gradientes de temperatura y tienen generalmente poca intensidad.

En las mediciones de PE realizados sobre volcanes activos se ha observado (Corwin & Hoover, 1979; Jackson & Kauahikaua, 1987; Lénat, 1987, Finizola et al., 2001; Ramos, 2000) dos zonas bien diferenciadas. Hacia las faldas, una zona donde existe una relación lineal inversa entre el potencial espontáneo y la altura. Los valores negativos que se observan en el potencial medido en superficie están relacionados a las circulaciones hidrogeológicas, pues están directamente asociadas con el incremento del espesor de la zona vadosa (zona no saturada por encima del nivel freático) con la altitud. Es la llamada zona hidrogeológica. Luego, hacia las partes altas de los flancos y en las cumbres se observa, por el contrario, anomalías positivas del potencial espontáneo que pueden tener centros en áreas de flujo ascendente. Es la zona de circulaciones ascendentes o zona hidrotermal.

La razón $\Delta V/\Delta h$, es decir la variación del potencial (ΔV) respecto de la variación de la altura (Δh), que se llama también gradiente, se expresa como el coeficiente de electrofiltración $C_e = \Delta V/\Delta h$ (Jackson & Kauahikaua, 1987, Aubert et al., 1990, Ramos, 2000, Finizola et al., 2001). Este gradiente de PE respecto a la altitud, puede caracterizar las diferentes litologías laterales del edificio volcánico pues el potencial espontáneo de electrofiltración depende principalmente de la permeabilidad de las rocas y de la composición y temperatura de los fluidos involucrados. Se ha confeccionado, entonces, no solamente dos mapas del PE (de todo el cono y de la caldera), sino un mapa de zoneación del C_e o de distribución de los valores de C_e sobre el Ubinas.

Luego de observarse inusuales y repetidas emisiones de gases fumarólicos a fines de 1995 e inicios de 1996, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó breves campañas de monitoreo sísmico analógico sobre el cono del volcán Ubinas en Mayo - Junio 1996. Estos monitoreos mostraron la existencia de una clara actividad sísmica con gran número de eventos de tipo volcano-tectónico, volcánico e incluso algunos temblores (Macedo & Lesage, 1997). En Marzo-Abril de 1998 el IGP y el IRD (Institut de Recherche pour le Développement) realizaron una campaña de monitoreo durante 3 semanas utilizando 8 estaciones sísmicas digitales ubicadas sobre la parte superior del cono. La finalidad de este trabajo fue de caracterizar y localizar la actividad sísmica.

Gases del suelo a lo largo de un perfil y medio sobre el piso de la caldera, fueron muestreados a fin de analizar las concentraciones del gas CO₂ que está particularmente presente en las zonas volcánicas. Una alta concentración de CO₂ en los gases del suelo muestreados en superficie puede estar asociada a zonas de mayor permeabilidad, es decir que podría ser un indicador de la presencia de fracturas o fallas que no fueran visibles en superficie (Baldi et al., 1984; Baubron, 1986).

Mediciones de temperatura del suelo, tomada a 15 cm de profundidad, han sido efectuadas sobre el piso de la caldera del volcán Ubinas siguiendo perfiles densos. El propósito ha sido el de identificar las probables zonas de mayor escape de calor que podrían estar asociadas a zonas de fractura. Dichas mediciones se hicieron en el mismo lugar de las estaciones PE de la caldera. Por otro lado, también se hicieron algunas mediciones en el fondo del cráter, en el lugar mismo donde se observa emisión de fumarolas.

Finalmente, a fin de establecer las relaciones existente entre las aguas de fuentes que afloran en las cercanías del volcán Ubinas, así como investigar si estas aguas han recibido o no algún aporte magmático, se ha llevado a cabo un muestreo y un análisis geoquímico de las aguas de fuentes termales y frías de la zona en un radio de 25 km. La fuente más próxima está situada sobre el mismo flanco SSW del volcán, y la más lejana está en la zona de la laguna Salinas.

2.- GEOLOGIA, TECTONICA LOCAL Y EVOLUCION VOLCANICA

El volcán Ubinas es un estrato-volcán andesítico que forma parte de la ZVC y que pertenece a la franja de edificios emplazados durante el Cuaternario y en particular a la cadena de estrato-volcanes del Pleistoceno. Hacia el Este, los extremos de su base corresponden a un área relativamente plana denominada superficie Puna. Próximos al volcán se observan dos valles semi-encañonados, el valle de Ubinas al Sur y el valle de Para al Este, por donde discurren los ríos Ubinas y Para respectivamente.

Producto de variados eventos eruptivos, el estrato volcán Ubinas está conformado por intercalación de coladas de lava y flujos piroclásticos. En las partes bajas las pendientes son suaves, mientras que en las partes altas son abruptas. En su cúspide se observa una caldera pequeña de unos 1,2 km de diámetro de forma ligeramente alargada de Sur a Norte, la cual contiene un profundo cráter y dos pequeños conos de cenizas que son producto de por lo menos dos episodios explosivos distintos sucedidos en el Holoceno (Rivera, 1997). En el fondo del profundo cráter (300 m. medidos desde el piso de la caldera), se encuentran seis notorias zonas de escape de fumarolas. A juzgar por la forma algo alargada (N-S) del cráter y por la presencia de los dos conos de ceniza anteriormente mencionados, este cráter parece haber migrado en tiempos relativamente recientes. Rivera (1997) ha considerado que el cráter se encuentra actualmente en la prolongación NE de una fractura N30°W.

En el área de estudio se han reconocido (Fig. 2) tanto fracturas de extensión regional como fracturas locales (Rivera, 1997):

Fracturas de extensión regional: N28°W (prosiguen la dirección del río Tambo), fracturas de rumbo N64°W (que afectan afloramientos de la Fm Matalaque) y fracturas de rumbo N42°W (ubicadas dentro del valle Ubinas flanco sur del volcán).

Fracturas de extensión local: fractura de rumbo N30°W afectando el flanco SE del volcán, y que llega a cruzar parte de la caldera y cráter del volcán. Desde el interior de la caldera se pueden observar también fracturas verticales de rumbos N6°E y N160°E

Según Rivera (1997), el emplazamiento del volcán debió estar asociado a tres fases tectónicas siendo la primera la que corresponde a la fase Quechua 3 del Mioceno Tardío, cuyo rumbo predominante de fallamiento fue de NW-SE, después de la cual se habría emplazado la base del estrato-volcán (“Ubinas Antiguo”). La segunda fase debió producirse en el Pleistoceno (fracturas de dirección N42°W que se prolongan por debajo del cono volcánico “Ubinas Moderno” en el flanco SE): Y la tercera fase de deformación fue de carácter local como consecuencia de la reactivación de antiguas zonas de debilidad dentro del edificio volcánico.

En cuanto a la evolución volcánica del Ubinas, Rivera (1997) considera que ocurrió en tres etapas:

La primera etapa, denominada “Ubinas Antiguo” fue de tipo efusivo y en la cual se constituyó un estrato-volcán inferior lávico depositándose coladas y flujos de lava andesíticas y dacíticas que conforman la base del estrato-volcán, pertenecientes al grupo Barroso según Marocco (1969). Una actividad paralela explosiva dio origen a la aparición de domos que posteriormente colapsaron generando depósitos de flujo de bloques y cenizas en la parte SE del volcán. Hacia el Pleistoceno superior, una etapa intermedia destruyó una parte del estrato volcán “Ubinas Antiguo” formándose así una caldera de avalancha en forma de herradura.

La segunda etapa fue de tipo efusiva y en la cual el cráter migró hacia el sur constituyéndose un cono superior lávico (40° de buzamiento).

La tercera etapa se inicia con eventos explosivos (erupciones sub-plinianas, plinianas y freatomagmáticas), originando la caldera de explosión actual (antes de hace 9700 años). Posteriormente se produce un derrumbe del flanco sur (avalanchas de escombros de más de 3670 años +-60 años A.P.). Dos erupciones plinianas (la última es de hace 980 años +-60 A.P.) truncaron por completo la cumbre, periodo en el cual el cráter migró más hacia el SE de la caldera, donde se encuentra actualmente. La última etapa de actividad explosiva y fumarólica viene desde el Holoceno hasta la actualidad.

La actividad volcánica actual se restringe a la caldera y se manifiesta sólo por emisiones fumarólicas y de cenizas. Simkin & Siebert (1994), en su catálogo “Volcanoes of the World” así como Hantke & Parodi (1966), distinguieron 17 erupciones desde 1550, las que han sido ampliadas a 23 por Rivera (1997) determinando un periodo de recurrencia de 4 a 5 erupciones por siglo. En 1998 se observó en el fondo del cráter actual la aparición de un pequeño orificio de 5 metros de diámetro, acompañado de fuertes ruidos. Se ha determinado que durante estos 5 siglos la mayoría de las erupciones han sido de tipo central y explosivo (índices de explosividad entre 1 y 3). Una alta actividad fumarólica que se instala súbitamente ha sido observada en numerosas oportunidades, siendo la última de ellas la que ocurrió en Diciembre 1995 y se prolongó en forma discontinua hasta Junio de 1997. En esta oportunidad los gases (en general constituido mayoritariamente por vapor de agua) alcanzaron de 300 a 700 m de altura.

En el fondo del actual cráter activo se observan seis zonas de emisión de fumarolas. Esta actividad ocurre de manera permanente, y muchas veces va acompañada de fuertes ruidos producto de la salida de los gases con fuerte presión. Además se ha observado en múltiples ocasiones, un súbito y dramático incremento del volumen de gases de tal modo que en algunas horas se logra llenar por completo toda a caldera, y desborda por el sector norte donde las paredes de la caldera son más bajas.

3.- ADQUISICIÓN, PROCESAMIENTO DE LOS DATOS Y RESULTADOS

Potencial Espontáneo y mediciones de Temperatura sobre el piso de la caldera.

En Julio 1997 se efectuó una campaña de mediciones detalladas del PE y de la temperatura del suelo sobre el piso de la caldera. Se midió en un total de 2698 estaciones cubriendo prácticamente la totalidad de la caldera (Fig. N° 3). Las estaciones estuvieron repartidas en 40 perfiles orientados E-W más un perfil N-S. La distancia entre perfiles fue de 20 metros, mientras que el intervalo de mediciones a lo largo de cada perfil fue de 5 metros.

El material utilizado para el PE consta de un voltímetro de alta impedancia de entrada marca Metrix modelo MX20 de IIT Instruments, dos electrodos impolarizables Cu/CuSO₄, un carrete con 300 m de cable de cobre debidamente aislado, un GPS de bolsillo marca Garmin 12 canales con el que se obtuvo precisiones de posicionamiento menores a los 10 a 15 metros. Antes de cada medición del PE, se controló la resistencia de contacto en el terreno.

La temperatura se midió mediante un termómetro a infrarrojos marca Cole Palmer, modelo 800-323-4340. Para efectuar las mediciones en el suelo, se cavó 15 cm de profundidad e inmediatamente se colocó el termómetro a la altura de la superficie del suelo, y apuntando hacia el fondo de la cavidad se tomó la temperatura respectiva. La figura 4 muestra la localización de las estaciones de medida. Por otro lado, la misma figura muestra también la posición de 6 zonas ubicadas al fondo del cráter activo por donde se dan emisiones de fumarolas (marcadas con números del 1 al 6). La temperatura de estas 6 zonas fue tomada en Agosto de 1998, registrando un máximo de 444°C en la “fumarola N° 2”

En ambos mapas (PE y T) llama la atención el hecho que prácticamente no exista anomalías, pues los valores de PE son apenas superiores al nivel del ruido, mientras que el mapa de T muestra un piso de caldera donde no existe ninguna manifestación de calor, y donde sólo destacan las seis zonas de salida de fumarolas que están situadas al fondo del cráter activo de 300 m de profundidad situado en el sector sur de la caldera. Estos resultados y observaciones indicarían que el sistema hidrotermal del Ubinas no es detectable en la superficie de la caldera por medio de estos dos métodos, probablemente debido a material impermeable que estaría dispuesto en capas y que van hasta profundidades de algunas centenas de metros bajo el piso.

Potencial Espontáneo a escala del edificio volcánico.-

Entre 1998 y 1999 se realizaron diversas campañas de medición del PE con el fin de cubrir todo el edificio volcánico. Se efectuaron 9 perfiles radiales aproximadamente equidistantes que van desde el borde de caldera hasta la base del cono, más tres perfiles secundarios que permitieron el cierre de circuitos de medida. Las mediciones tuvieron intervalos de 100 metros, obteniéndose 825 datos, es decir se cubrieron 82.5 km en mediciones (Fig. N° 5).

Para el caso de los perfiles radiales sobre el edificio, se ha considerado como punto referencial “cero” la laguna de Piscococha situada al Este del volcán.

Los resultados de PE de los perfiles radiales son presentados en gráficos de valores PE en función de la altura (Fig. N° 6). En general, se ha observado que la señal PE de estos perfiles concuerda con el tipo de señal ya observado para volcanes andesíticos como por ejemplo la del volcán Misti, cercan al Ubinas. En efecto, hacia la izquierda del perfil se encuentra la parte asociada al sistema “hidrogeológico” donde el valor PE disminuye con la altitud, mientras que hacia la derecha está la zona “hidrotermal” que presenta en general un aumento de valores PE hacia la cumbre. Además del “Mapa del Potencial Espontáneo” (Fig. N° 5) que se ha obtenido a partir de conjunto de datos sobre los 9 perfiles, un análisis detallado de los valores del Ce a lo largo de cada perfil ha permitido obtener un “Mapa de Zoneación de gradientes PE respecto a la Altitud” (Fig. N° 7).

En el mapa de PE se observa en primer lugar una gran anomalía negativa (correspondiente a la transición entre los sistemas hidrogeológico e hidrotermal) de forma casi circular, cuya máxima amplitud corresponde al flanco SE (sector del perfil N° 1) del volcán y es de -1.73 V. Se observa también en el sector NNW una cierta tendencia de los isopotenciales de alejarse entre sí en dirección N, con la consiguiente alteración de la forma circular de la anomalía (alargamiento hacia el norte). La menor amplitud de la anomalía se observa en el flanco N (perfil N° 5) donde alcanza los 0.32 V. La falta de mediciones PE sobre el flanco S del volcán que es inaccesible debido a la abrupta topografía, no ha permitido confirmar lo que aparece como evidente, que la anomalía cierra por el sector Sur de modo que la forma circular prevalece.

Los valores de Ce corresponden a la pendiente de los trazos de recta determinados por puntos sucesivos en el perfil PE vs. altitud (Fig. 6). El mapa de la figura 7_ sugiere entonces cambios laterales en la naturaleza de las rocas dentro del edificio. Dentro de las denominadas zonas Hidrogeológica, de Transición e Hidrotermal, se han distinguido diversas sub-zonas u horizontes geoeléctricos. Así, desde la base a las partes más elevadas del cono se tienen:

Una zona hidrogeológica Hz: donde se distinguen 5 horizontes geoeléctricos Hz1, Hz2, Hz3, Hz4 y Hz5.

Una zona de transición Tz: que es considerada como una zona límite que muestra la zona de influencia del sistema hidrotermal. En el mapa de la figura 7 su presencia no es evidente en los sectores de los perfiles 8 y 9.

Una zona hidrotermal LCz y UCz: donde LCz se refiere a la zona baja de convección (Lower Convective Zone) compuesta por 4 horizontes geoeléctricos y que muestra valores de Ce positivos, y UCz es zona alta de convección (Upper Convective Zone) con 5 horizontes con valores positivos y negativos de Ce.

En este mapa de zonación del Ce se observa claramente un estiramiento de las curvas que dibujan los horizontes en dirección NNW, rasgo que ha sido objeto de interpretación estructural más adelante.

Monitoreo sísmico.-

En Marzo-Abril de 1998, en una campaña de tres semanas de duración, se instalaron y operaron un total de 8 estaciones sísmicas digitales por encima de los 4500 m sobre el volcán Ubinas. En esta campaña se utilizaron dos estaciones REFTEK del IGP (una de tres canales y otra de seis) equipadas con sismómetros Guralp 40T (1/30 – 50 Hz). El IRD por su parte puso a disposición cuatro estaciones REFTEK de tres canales con cuatro sismómetros Mark Products L4-3D (1 Hz), y también dos estaciones SISMALP equipadas también con sismómetros Mark Products L4-3D. Además, el IRD facilitó tres sismómetros verticales Mark Products L4C (1 Hz) que se utilizaron en los tres canales libres de la segunda estación REFTEK del IGP, 8 paneles solares y baterías.

Una parte de las estaciones funcionaron en modo continuo (estaciones 1, 3, 5) mientras que las restantes en modo de disparo. En la figura 5 se puede observar la localización de las estaciones.

El análisis espectral de los registros fueron efectuados con ayuda del software Matlab (espectrogramas) y Sismalp (espectros de frecuencia). Se han identificado cinco tipos principales de eventos volcánicos: Volcano-Tectónicos, LP, Tornillo, Tremor y VTP. La clasificación se realizó considerando los registros de la señal en por lo menos 4 estaciones. A continuación se describe las principales características:

Sismos VT : presentan fases impulsivas, son de corta duración (12 s.) y espectro prolongado (2.5 a 22 Hz.). Ocurrieron 9 eventos/día en promedio.

Sismos VTP : o sismos VT con precursor de variada duración (0,5 – 28 s.), al final del cual se observa un evento VT. Tienen frecuencias entre 8 y 10 Hz, y de 2.5 a 22 Hz. Ocurrieron 1 evento/día en promedio.

Sismos LP: presentan fases primarias emergentes, duración de 30 s. en promedio y espectro de frecuencias con algunos picos individuales en 2.3, 3.1, 3.7, y 5.4 Hz. Hubieron 11 eventos/día en promedio.

Sismos TO (Fig.8): sismos “tornillo”, presentan fases débilmente impulsivas, duración de 50 s., tienen un espectro de frecuencias dominado por un pulso de 4.6 Hz, y otros picos secundarios (10.3, 11.3, 12.3, 14.,18.4 Hz). Hubieron 3 eventos/día en promedio.

Tremores: emergentes, cuya frecuencia dominante corresponde a 2.2 Hz. Duración mayor a los 70 s.. Hubo un promedio menor a 1 por día.

La mitad de esta actividad corresponde a los eventos LP, y la otra mitad corresponde a los eventos VT y TO, mientras que los tremores son escasos.

En el Ubinas no se ha efectuado un estudio anterior de este tipo y no existe un modelo de velocidades, por lo cual se ha adoptado un modelo de capas planas donde la capa más elevada empieza a la altitud de la estación más alta (5400 m.s.n.m). Luego, se ha realizado varios ensayos de velocidad (variando solamente los valores para la primera capa) considerando una primera capa de 3 km, que corresponde más o menos al espesor de la estructura volcánica (velocidades de 1.5, 2.0, 2.5 y 3.0 km/s), seguido de un semiespacio (velocidad 4.5 km/s). En estos ensayos se ha utilizado los datos de 69 eventos, de los cuales 20 son VT, 7 son TO, y 41 son LP, cuyas primeras fases son bien claras. La localización de los eventos sísmicos ha sido realizada con el programa Hipoellipse (Lahr, 1995) que toma en consideración la altitud de las estaciones. Posteriormente fue ajustada mediante el método de Wadatti-Riznichenko (Villagómez, 1998).

La figura 9 indica la posición de los eventos en el plano y en un corte E-W y N-S para el modelo de velocidad $V_p=2.5$ km/s y $V_p/V_s=1.79$. De manera general, se observa (Fig. 9) que la mayoría de los sismos son superficiales (0.6 a 3.4 km por debajo del piso de la caldera). La mayor parte de la sismicidad está concentrada al N de la caldera, y la mayor parte de los sismos LP están localizados al NW de la caldera, mientras que los VT hacia el NE de la misma. Los TO están ubicados dentro de la caldera y agrupados debajo de la parte NW entre los 3500 y 4800 m de altitud. Es importante constatar que no se observa ninguna actividad por debajo de los 2000 m.s.n.m.

La figura 10 se ha dibujado la envolvente de la zona sísmicamente activa. De acuerdo a los tipos de señales sísmicas, los eventos LP y TO que están relacionados a la circulación de fluidos se presentan aquí por las inmediaciones de la parte central del edificio, al interior del límite del sistema hidrotermal. Se observa también una actividad sísmica más superficial por encima de los 4000 m.s.n.m (hasta los 4800 m.s.n.m) y

que está situada en una superficie aproximada de 1.5 km de diámetro, ligeramente desplazada al NW del centro de la caldera. Se observa asimismo que no existe actividad sísmica inmediatamente debajo del cráter activo por donde se emiten las fumarolas, pues los sismos se producen a más de 300 m. Por debajo del piso de la caldera y además sus hipocentros están desplazados de 400-500 m hacia el NW respecto del centro del cráter. Estos datos pueden ser explicados si se considera la existencia de la falla N30°W que cruza la caldera (Rivera, 1997) por donde los fluidos llegarían al exterior (fondo del cráter, donde están las fumarolas) desde el sistema hidrotermal.

Muestreo del gas del suelo del piso de la caldera.

En 1999 se efectuaron muestreos de gas de suelo a lo largo de un perfil y medio dentro de la caldera (Fig.11) con el fin de investigar posibles zonas preferenciales que facilitarían el ascenso de gases del suelo provenientes del sistema hidrotermal. El muestreo fue efectuado mediante la introducción de un tubo de hierro (denominado "fioretto") hasta una profundidad de 40 cm y absorbiendo el gas del suelo a través de una manguera conectada apropiadamente hasta una jeringa, y luego enviando el gas hasta un tubo de vidrio. Estas muestras fueron luego enviadas al laboratorio para su análisis por cromatografía de gases.

Los resultados referentes a los gases del suelo son solo parciales, pero parecen concordar con las observaciones efectuadas por los otros métodos y mediciones. La figura N° 11 muestra la ubicación de un perfil y medio de muestreo de gases del suelo y sus resultados en cuanto a la concentración del CO₂. Los puntos de mayor concentración (1100, 1800 y 1900 ppm) se encuentran alineados aproximadamente con la prolongación de la falla N30°W sugerida por Rivera (1997).

Geoquímica de aguas termales y frías

En julio 1997 se ha efectuado un muestreo de aguas termales y frías de fuentes que afloran en un radio de 25 km alrededor del volcán Ubinas. (Fig N° 12).

En el muestreo para fines de análisis químicos, se emplearon filtros a fin de resolver el problema de presencia de partículas en disolución. Se tomaron sistemáticamente tres muestras. Una muestra para análisis de cationes, una segunda muestra a la que se adiciona ácido clorhídrico a fin de evitar la transformación de NH₄⁺ en NH₃, el cual es volátil y puede salir del agua (Ciantelli, 1972), y una tercera muestra, para determinación de aniones.

También se hizo un muestreo para fines de análisis de isótopos de oxígeno en botellas de polietileno sin aire residual a fin de evitar los riesgos de contaminación del aire atmosférico. Durante el muestreo, se realizó mediciones in situ de temperatura, de conductividad eléctrica, pH y determinación de carbonatos por titulación previo filtrado del agua.

En laboratorio, se realizaron análisis de cromatografía iónica (Sortino et al., 1991), y espectrofotometría (análisis de boro y sílice) a fin de determinar la composición de la muestra. Las relaciones isotópicas del oxígeno fueron determinadas por espectrometría de masa.

Por otro lado, durante el descenso al cráter el 7/8/98, se muestreó las aguas de una fuente situada en el fondo del cráter activo. Estas aguas no han podido analizarse pues resultaron ser tan ácidas que destruyeron la tapa del recipiente que lo transportaba y se rociaron perdiéndose..

Los resultados del análisis geoquímico de las aguas de las fuentes se presentan en la figura 13 por medio del diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ (Nicholson, 1993). Se determina así una clasificación en:

Aguas cloruradas (Laguna de Salinas, Baños Lloque, Baños del Cura y Puente Hujo).

Aguas cloro sulfatadas (todas las demás muestras, aunque se distinguen bien como un subgrupo las fuentes Para Este y Matalaque)

Las relaciones obtenidas pueden interpretarse finalmente como una mezcla de las fuentes alrededor del volcán Ubinas en un radio de 25 km, y que implica tres miembros: un reservorio clorurado DCR (Deep Chloride Reservoir, donde se incluye B. Lloque, Puente Hujo, B. Del Cura y Laguna Salinas), una componente de agua fresca FWR (Fresh Water Reservoir, conformado por Para Este y Matalaque), y una componente de fluidos volcánicos VF (Volcanic Fluids, cuyas componentes se encuentran en todos las demás fuentes).

4.- DISCUSION E INTERPRETACION

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos, se puede resumir lo siguiente:

El mapa del Potencial Espontáneo delinea una anomalía negativa muy notoria, que tiene forma casi circular. Por sus dimensiones (6 x 7 km) y su posición esta anomalía es interpretada en términos estructurales como debidos a la presencia de una cicatriz de una antigua gran caldera. Anomalías de características similares han sido anteriormente encontradas en edificios volcánicos andesíticos (Ramos, 2000).

De igual manera, el mapa de Zoneacion de Ce presenta también los límites de zona que tienen formas concéntricas, aunque se hace evidente en este caso que existe una “deformación” o alargamiento de estas curvas por el sector NNW, lo cual se puede observar claramente al pasar de la zona del perfil 5 hacia el perfil 6. Los diferentes valores de Ce en los perfiles, son muy probablemente el reflejo o resultado de la variación litológica lateral no visible en superficie. El alargamiento de las curvas (Fig. 7) coincide con la prolongación de la falla local N30°W. En esta zona existe también afloramientos extensos de coladas en dirección NNW del flanco del volcán. La distancia que han alcanzado, así como la forma que han tomado en su emplazamiento sugiere que este control estructural (fallamiento de dirección N30°W) ha tenido influencia a lo largo de la construcción del volcán Ubinas. Desafortunadamente en el sector SE del volcán no se ha podido obtener mediciones PE que podrían ayudar a evidenciar la influencia del fallamiento sobre la anomalía PE. El origen de la manifestación de esta anomalía PE en superficie puede ser debido a la discontinuidad lateral de la litología por el desplazamiento de la falla, y la anomalía puede ser incrementada por la existencia de una infiltración preferencial de las aguas meteóricas a través de esta zona.

Los mapas detallados del PE y de temperatura del piso de la caldera no presentan anomalías, mientras que el gas del suelo muestra valores de concentración de CO₂ pequeños a excepción de una zona que está alineada con la prolongación de la falla N30°W. Es decir que prácticamente no se observa manifestaciones del sistema hidrotermal sobre la superficie al nivel de la caldera, lo que indicaría que el sistema hidrotermal del Ubinas es un sistema cerrado. Los gases que salen a gran presión en el fondo del cráter constituyen el único lugar de relajamiento de presiones.

Una actividad sísmica permanente ha sido registrada, y ha revelado señales relacionadas a movimiento de fluidos. En efecto, eventos de tipo LP y TO se producen bajo la zona sumital del volcán, dentro de la probable zona del sistema hidrotermal, y sus focos más superficiales se encuentran desplazados de unos 400-500 metros al NW respecto del centro del cráter. Este hecho es compatible con la idea que los gases de fumarolas observadas en el fondo del cráter llegan allí gracias a conductos facilitados por la presencia de la falla N30°W.

Al interior del edificio volcánico una primera mezcla de fluidos tiene lugar entre los miembros definidos como Fluidos Volcánicos (VF) y aguas frescas (FWR). Los fallamientos locales de dirección NW-SE (y/u otros que no han sido reconocidos) probablemente permiten la circulación de aguas provenientes de acuíferos alejados, que ingresan al sistema, y a la vez que salen de él, generando la mezcla de VF y FWR. Esta mezcla se pone de manifiesto por los afloramientos de aguas en las fuentes de Ubinas Termal y Cascada Ubinas situadas en las inmediaciones del pueblo de Ubinas ubicado a 6 Km al SE del cráter. Por tanto, si se deseara montar una vigilancia de la actividad volcánica del Ubinas por medio de análisis geoquímico de aguas, las fuentes de Ubinas Termal y Cascada Ubinas serían las adecuadas para ello.

La figura 14 resume, mediante un modelo de circulación de fluidos, los resultados expuestos en el presente trabajo.

CONCLUSIONES

La aplicación conjunta de métodos geofísicos y geoquímicos como son el método del PE, monitoreo sísmico, análisis de los gases del suelo, mediciones de temperatura y geoquímica de aguas termales y frías en la zona del volcán Ubinas ha permitido, formular un modelo preliminar de circulación de fluidos al interior del volcán Ubinas. En las inmediaciones del edificio volcánico, esta circulación está muy relacionada con la presencia de un fallamiento local de dirección N30°W.

El PE ha evidenciado una gran anomalía negativa de forma casi circular (6 x 7 Km) que ha sido interpretada en términos estructurales como debida a la existencia de una antigua caldera, actualmente enmascarada que geológicamente correspondería al límite entre las unidades “Ubinas Antiguo” y “Ubinas Moderno”. Asimismo, la distribución de los valores de Ce se explica por la existencia de una zona de fallamiento no visible en superficie, coincidente con la prolongación de la falla N30°W sobre el flanco NW del volcán.

Los resultados del monitoreo de la actividad sísmica revelan una permanente sismicidad bajo el edificio, donde destacan eventos de tipo LP y TO asociados a movimiento de fluidos. Los focos de los sismos más superficiales están en relación con la presencia de la falla N30°W que cruza parte de la caldera, y su ubicación explica también el afloramiento de las fumarolas del Ubinas que se produce sólo en el fondo del cráter.

Las mediciones de PE, de temperatura y de concentración de CO₂ en el gas del suelo, realizados sobre el piso de la caldera indican que el sistema hidrotermal del volcán Ubinas es un sistema cerrado. Las observaciones (temperatura y presiones a la salida de las fumarolas, presencia de fuente ácida) realizadas en el fondo del cráter parecen confirmar el confinamiento del sistema hidrotermal del Ubinas.

Los datos de geoquímica de aguas termales y frías señalan a tres miembros como fuentes u origen de las aguas que afloran en las inmediaciones: fluidos volcánicos VF, reservorio de aguas frescas FWR, y un reservorio clorurado profundo DCR. En el área más próxima al volcán las aguas VF y FWR que se mezclan afloran en manantiales como los de Ubinas Termal y Cascada Ubinas situados a las afueras del pueblo de Ubinas. Conviene entonces efectuar un monitoreo geoquímico de estos manantiales a fin de monitorear la evolución de la actividad del volcán.

BIBLIOGRAFÍA

- AUBERT, M., DANA, I.N. & LIVET, M. (1990).- Vérification de limites de nappes aquiferes en terrain volcanique par la méthode de polarisation spontanée. C.R. Acad. Sc. Paris, t296, Série II-8, 379-382.
- BALDI, P., CECCARELLI, A., BERTRAMI, R., FRIEDMAN, I. & LOMBARDO, S. (1984).- Helium in soil gases in geothermal areas. Seminar on tilization of geothermal energy for electrical power production and space heating proceeding, Firenze, Italy, 24-28.
- BAUBRON, J.C. (1986).- Essai de caracterisation geochemique de fractures en domain volcanique par analyse in situ des gaz des sols. BRGM Rep. 86 DT 008 MGA, 78 pp.
- CIANTELLI, G. (1972).- Analisi Tecniche con metode Chimice e strumentali. Istituto Italiano, Atlas edition.
- CORWIN, R.F. & HOOVER, B.F. (1979).- The self-potential method in geothermal exploration. Geophysics, 44, 226-245.
- FINIZOLA, A., SORTINO F., LÉNAT, J.F., & VALENZA M. (2001).- In press. Fluid circulation a Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys, J. Volcanol. Geoth. Res.
- JACKSON, D.B. & KAUAHIKUA, J. (1987).- Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. "Volcanism in Hawaii" chapter 40 U.S.G.S. Professional paper 1350, 947-959.
- LAHR, J.C. (1995).- Hypoellipse/version 3.0, Open File Report 95-xxx, USGS.
- LENAT, J.F. (1987).- Structure et dynamique interne d'un volcan basaltique intraplaque océanique : Le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). These de doctorat es sciences. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).
- MACEDO, O. & LESAGE, PH. (1997).- La actividad sísmica de los volcanes activos Sabancaya y Ubinas (sur del Perú). Resúmenes extendidos del IX Congreso Peruano de Geologia. Vol espec, 463-466.
- NICHOLSON, K. (1993).- Geothermal Fluids, Chemistry and exploration Tecniques. Springer-Verlag edition, Germany.
- RAMOS, D. (2000).- Aplicación del método geofísico del potencial espontáneo para el estudio estructural el volcán Mstí. Tesis profesional, Universidad nac. San Agustín de Arequipa- Perú.
- RIVERA, M. (1997).- El volcán Ubinas (sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de amenazas volcánicas actuales. Tesis profesional. Univ. Nac. De San Marcos, Lima, Perú.
- SIMKIN, T. & SIEBERT, L. (1994).- Volcanoes of the world. Smithsonian Institution, 2nd edition, 349 p., Geosciences Press Inc.
- SORTINO F., INGUAGGIATO, S., FRANCOFONTE, S. (1991).- Determination of HF, HCl and total sulphur in fumarolic fluids by ion chromatography. Acta Vulcanologica, 1, 89-91.
- VILLAGÓMEZ, D. (1998).- Programa Wadriz, Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito, 1998.

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. Mapa de ubicación del Volcán Ubinas
- Fig. 2. Interpretación de rasgos tectónicos asociados al volcán Ubinas, (Rivera, 1997).
- Fig. 3. Mapa del PE sobre el piso de la caldera del Volcán Ubinas
- Fig. 4. Mapa térmico de la caldera del Volcán Ubinas. Las medidas de Temperatura han sido realizadas simultáneamente con las de P.E. sobre el piso de la caldera. Dentro del cráter, se tomó únicamente la temperatura de las fumarolas registrándose hasta 444°C en la fumarola N°2.
- Fig. 5. Mapa de PE- del Volcán Ubinas (círculos blancos: estación de medida de P.E.).
- Fig. 6. Ejemplo de perfil de P.E. sobre el Volcán Ubinas (Perfil N°1)
- Fig. 7. Mapa de Zoneación de Gradientes PE /Altitud en el volcán Ubinas
- Fig. 8. Ejemplo de eventos de tipo TO registrado en el volcán Ubinas.
- Fig. 9. (A) Distribución epicentral; (B y C, cortes E-W y N- S): Distribución hipocentral de la actividad sísmica del volcán Ubinas. Círculos:rojos sismos LP; triángulos azules: sismos VT; cuadrados verdes: sismos TO; estrellas: estaciones sísmicas.
- Fig. 10. Actividad sísmica (representada por su envolvente) del volcán Ubinas – Perfil A-B. Se observa de manera general una mayor concentración de sismos en el lado NW donde son más superficiales y el desfase del conducto de emisión de las fumarolas en la misma dirección.
- Fig. 11 Ubicación de estaciones o puntos de muestreo de gas del suelo CO₂ – Caldera del volcán Ubinas. Los números en rojo, subrayan la ubicación de aquellas estaciones donde se ha observado valores relativamente altos de concentración de CO₂.
- Fig. 12. Mapa de localización de las fuentes termales asociadas al volcán Ubinas.
- Fig. 13. Clasificación de las fuentes termales asociadas al volcán Ubinas, según el diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ (Nicholson 1993)
- Fig. 14. Modelo de circulación de fluidos al interior del volcán Ubinas. La infiltración de agua meteórica por los flancos del volcán, preferentemente por los límites de la antigua gran caldera, sumado al aporte magmático de fluidos volcánicos ingresan a las células de convección causando el mínimo de P.E. La falla local N30-W que cruza parte de la caldera, permite la salida de los fluidos volcánicos a través de fumarolas.

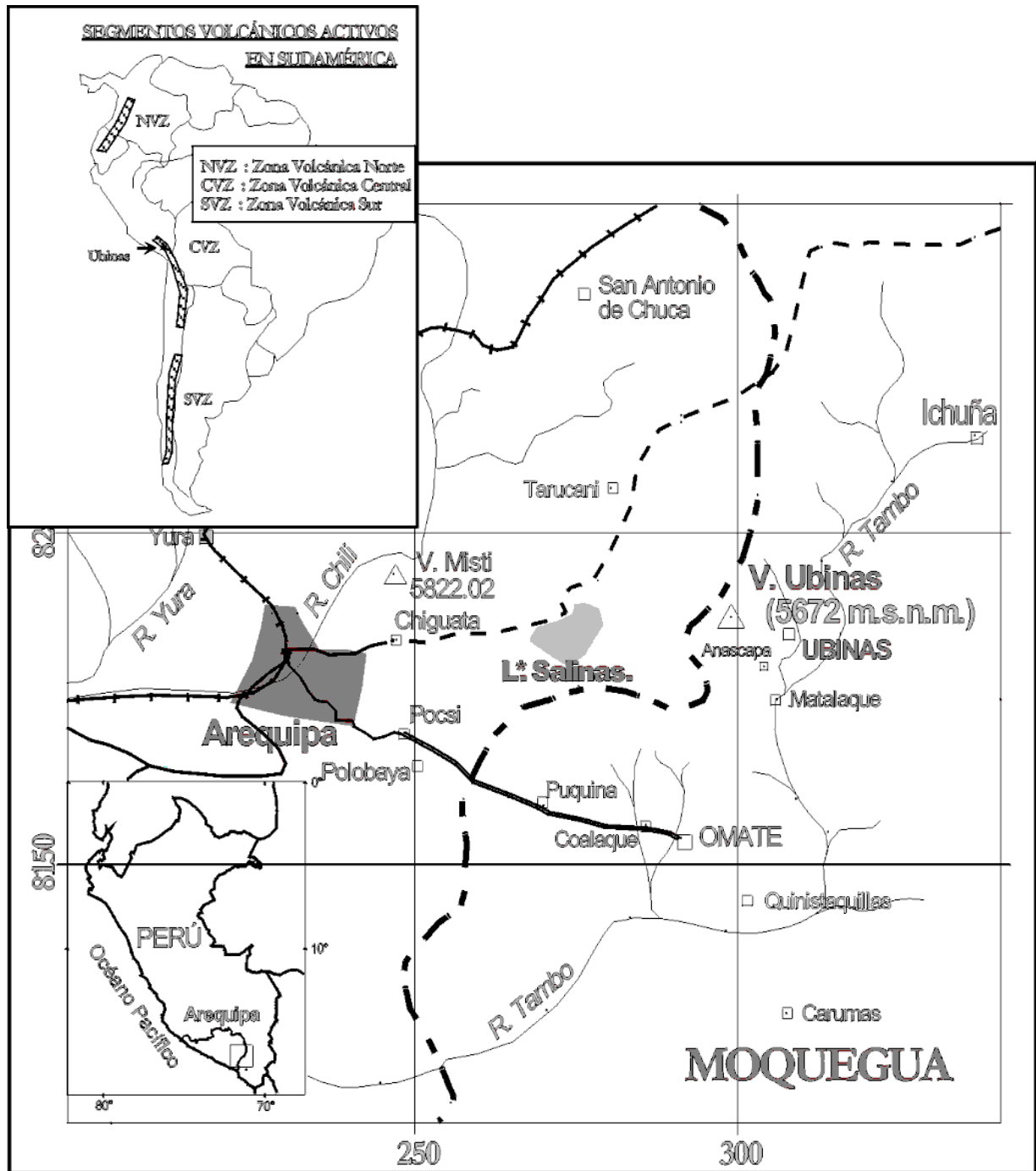


Figura N° 1

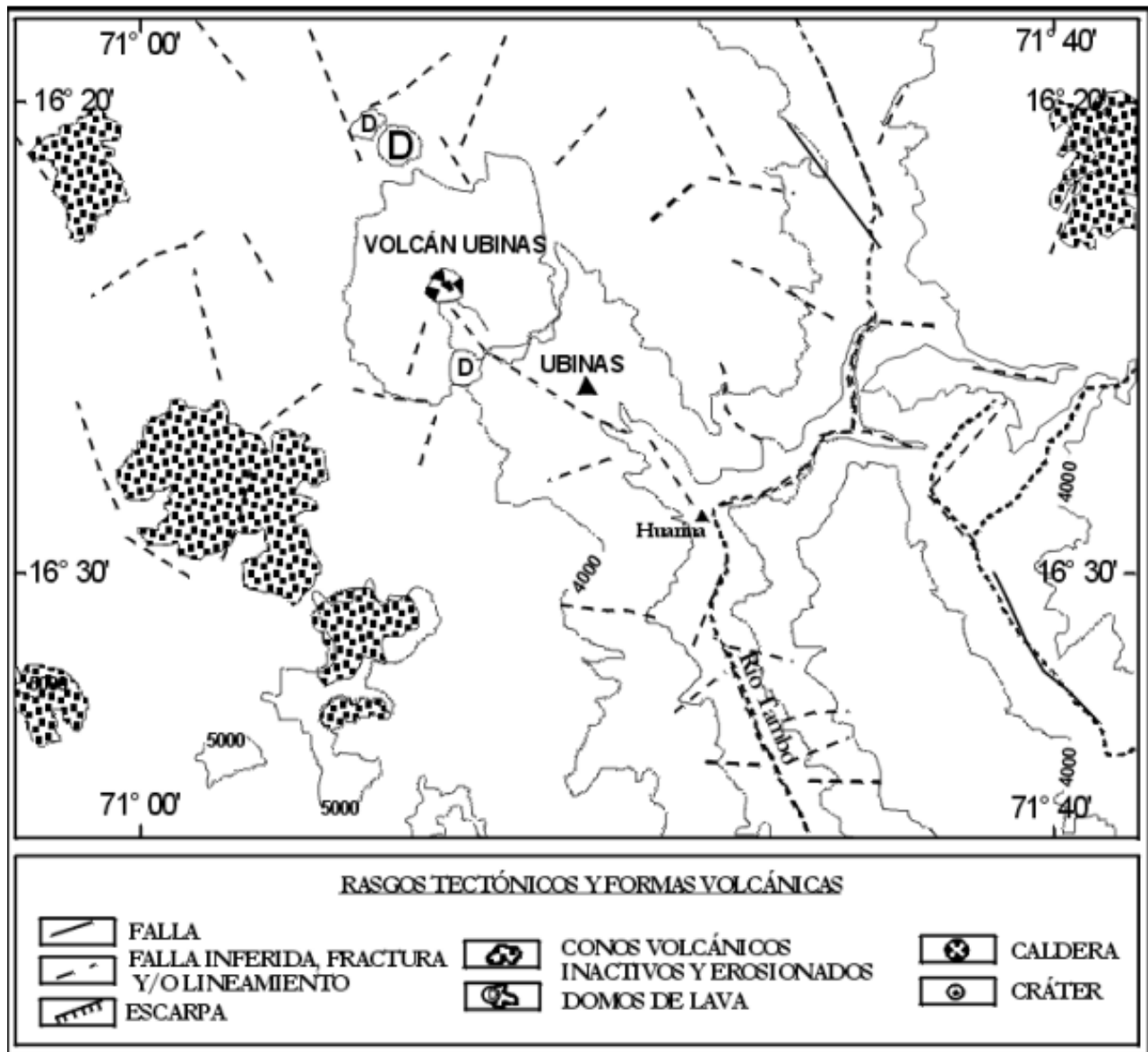


Figura N° 2

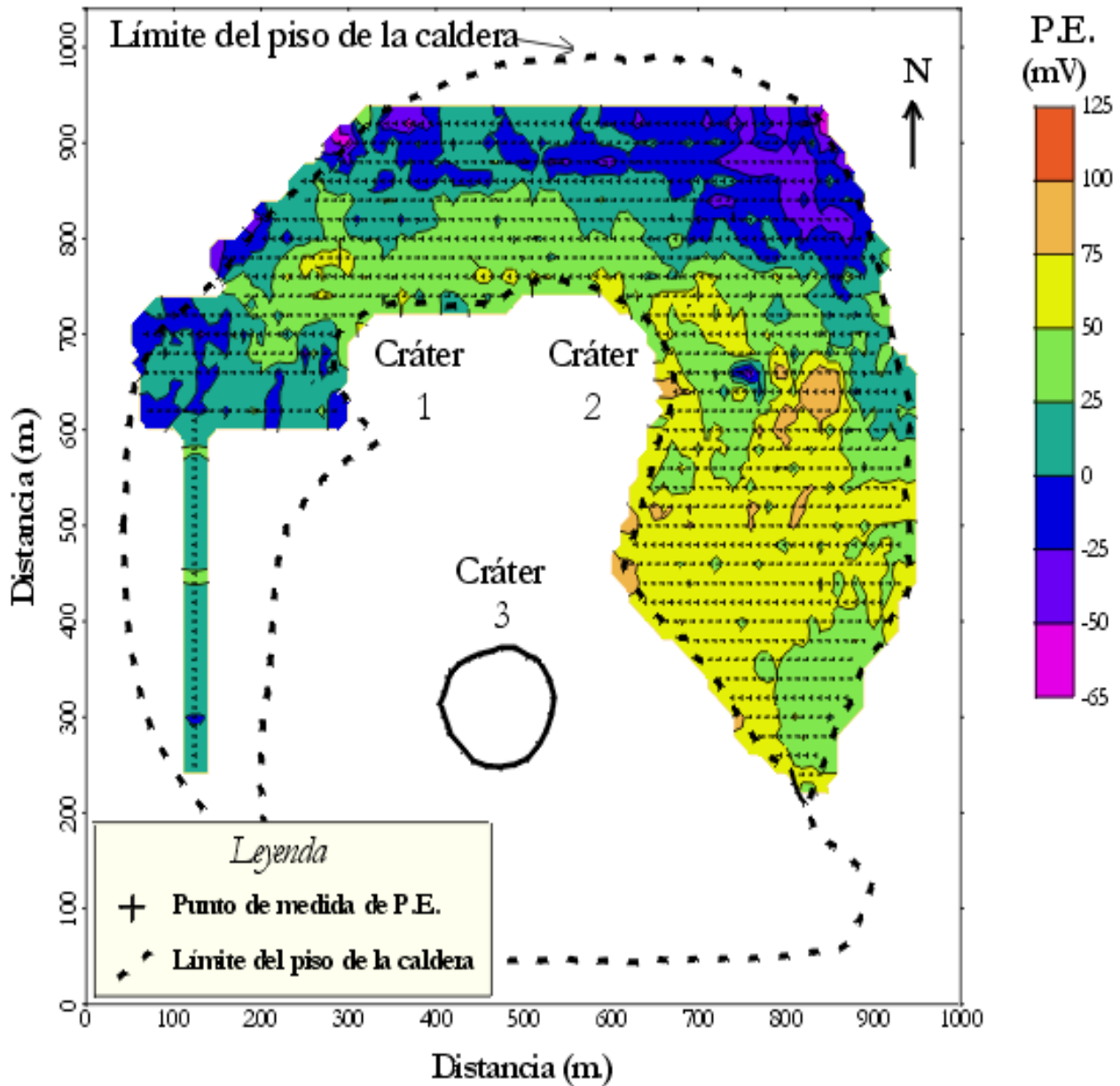


Figura N°3

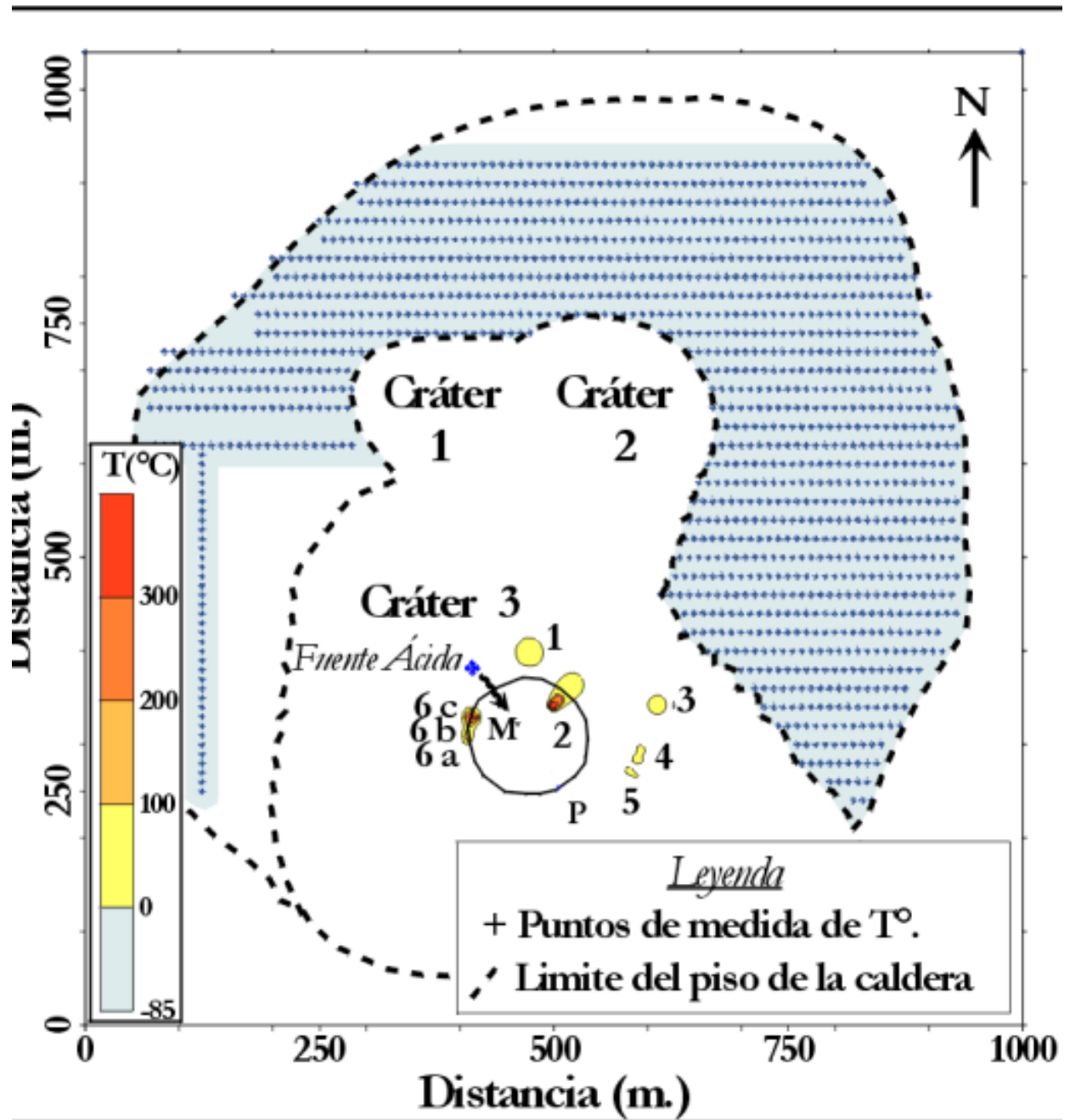


Figura N° 4

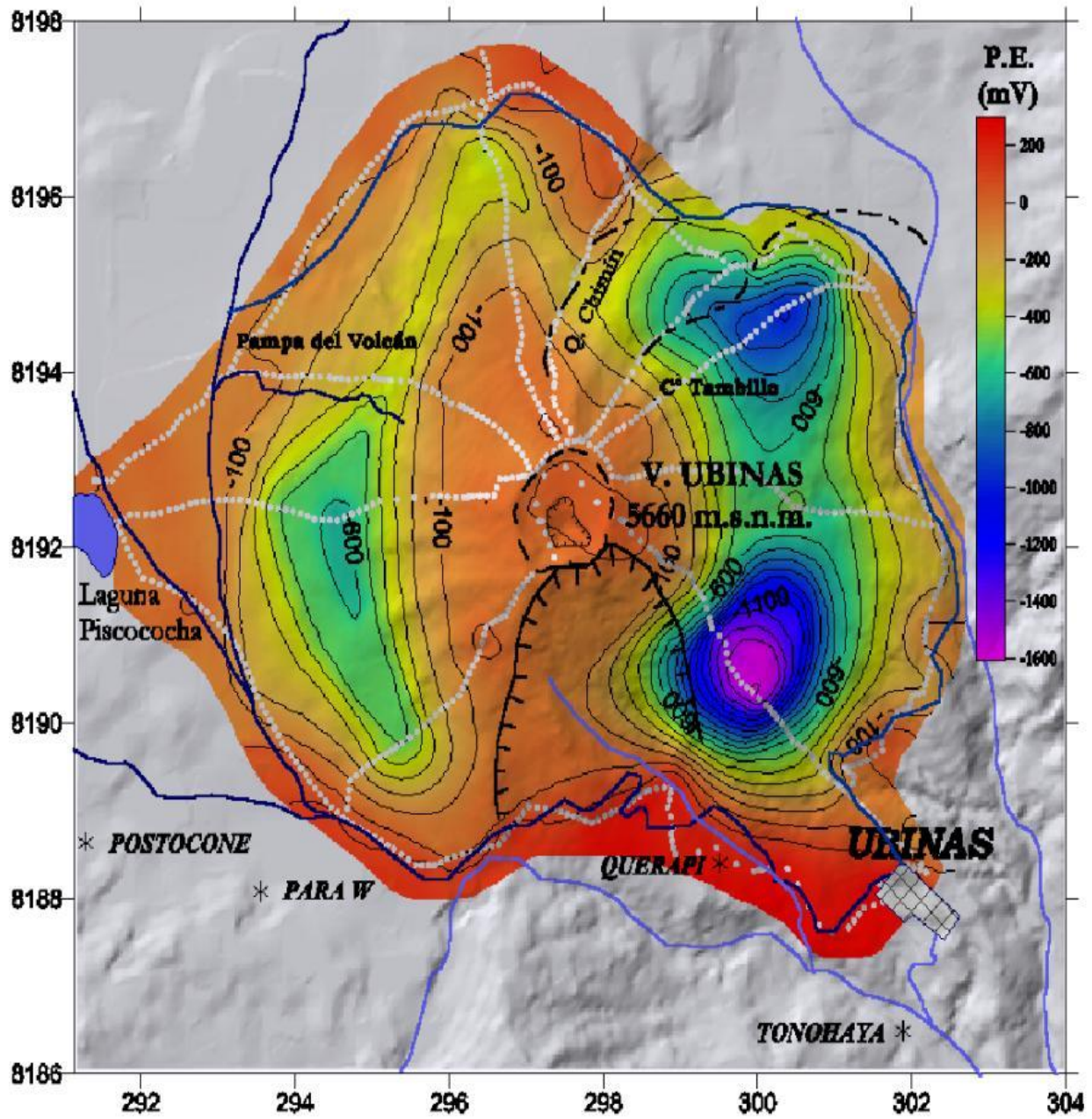


Figura N° 5

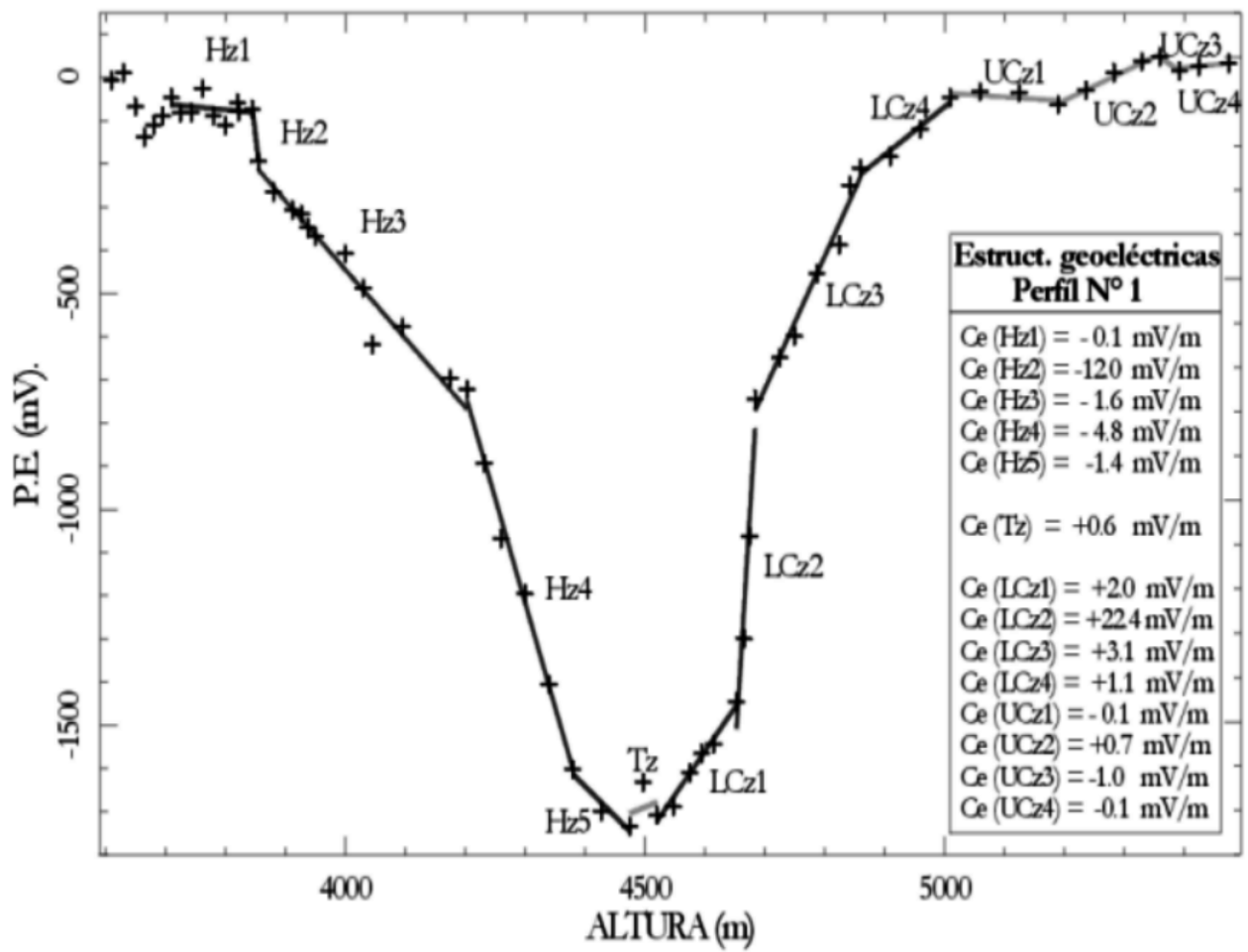


Figura N° 6

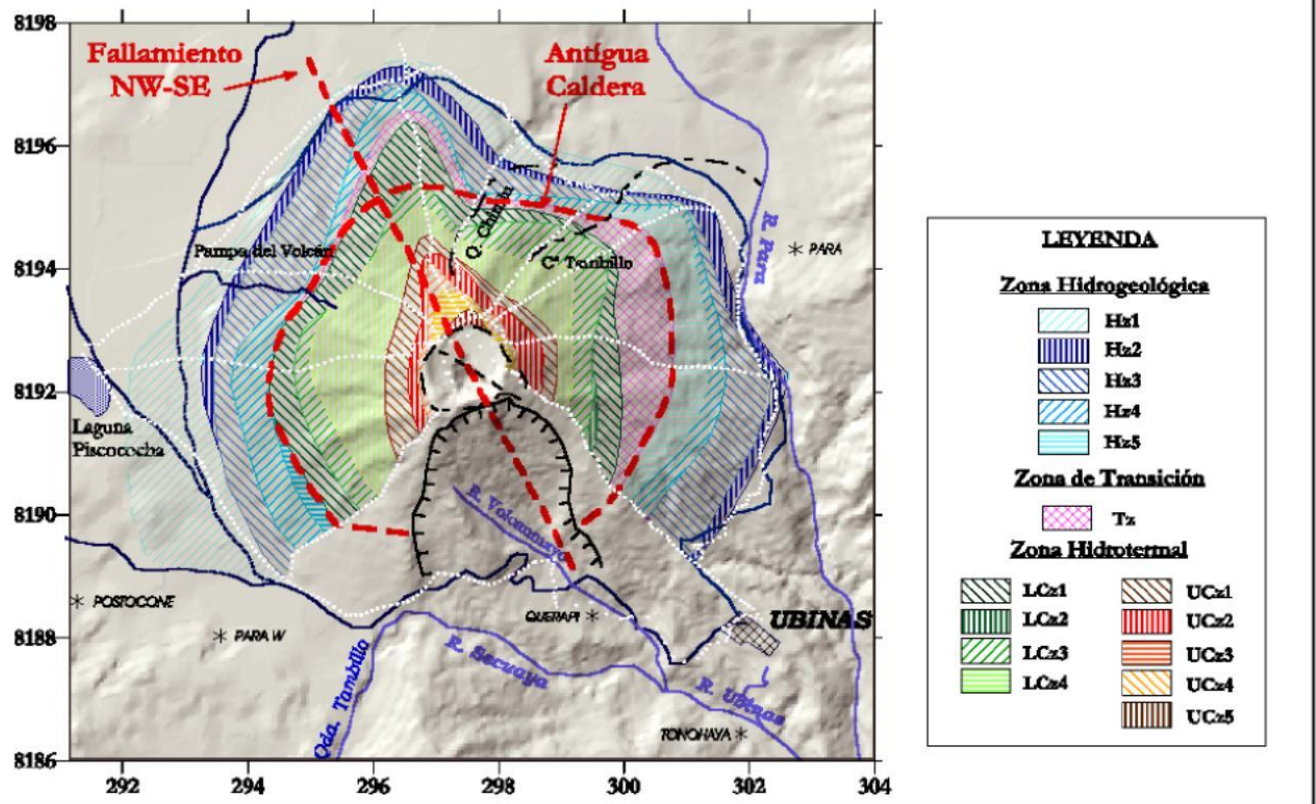


Figura N° 7

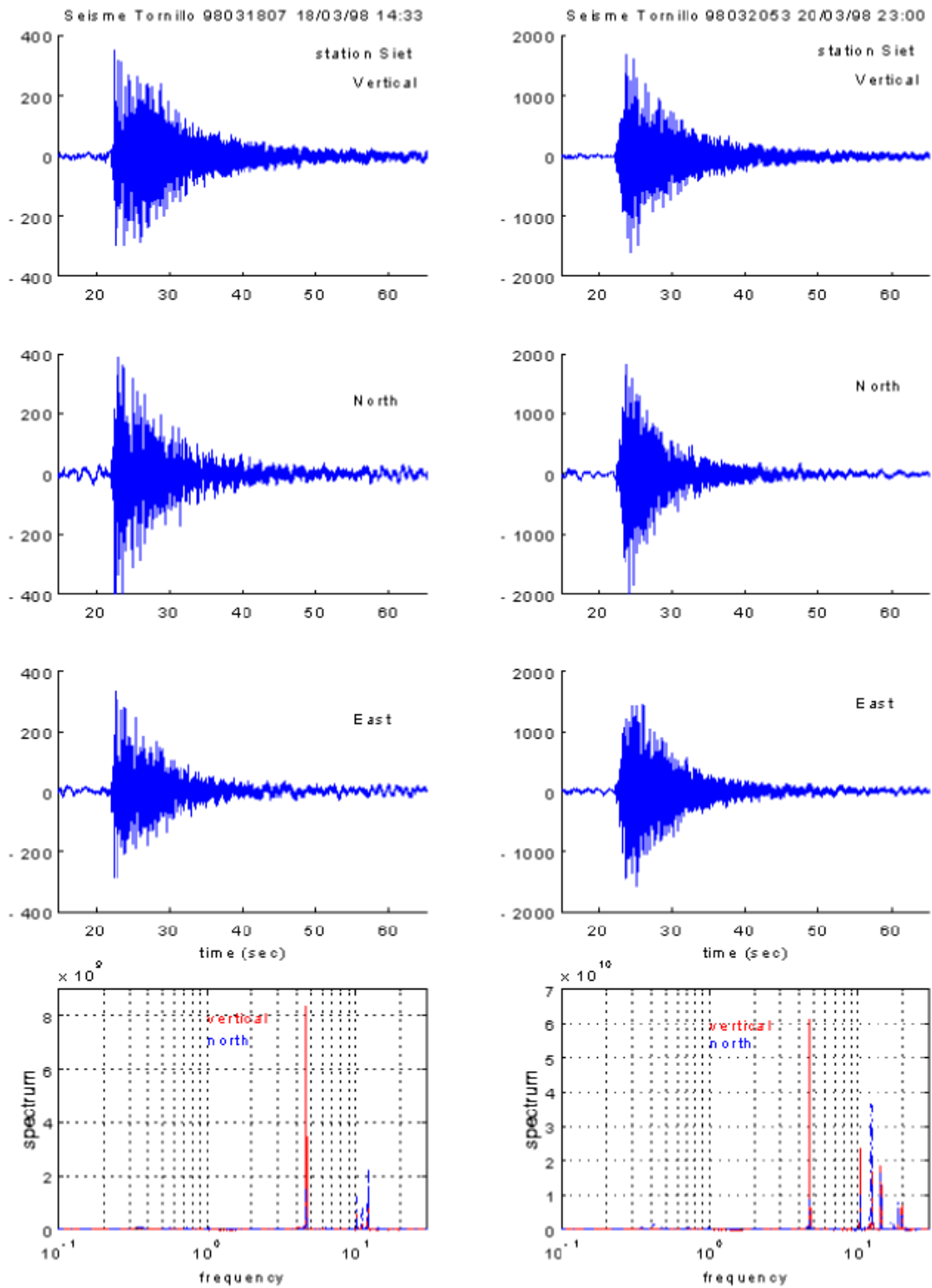


Figura N° 8

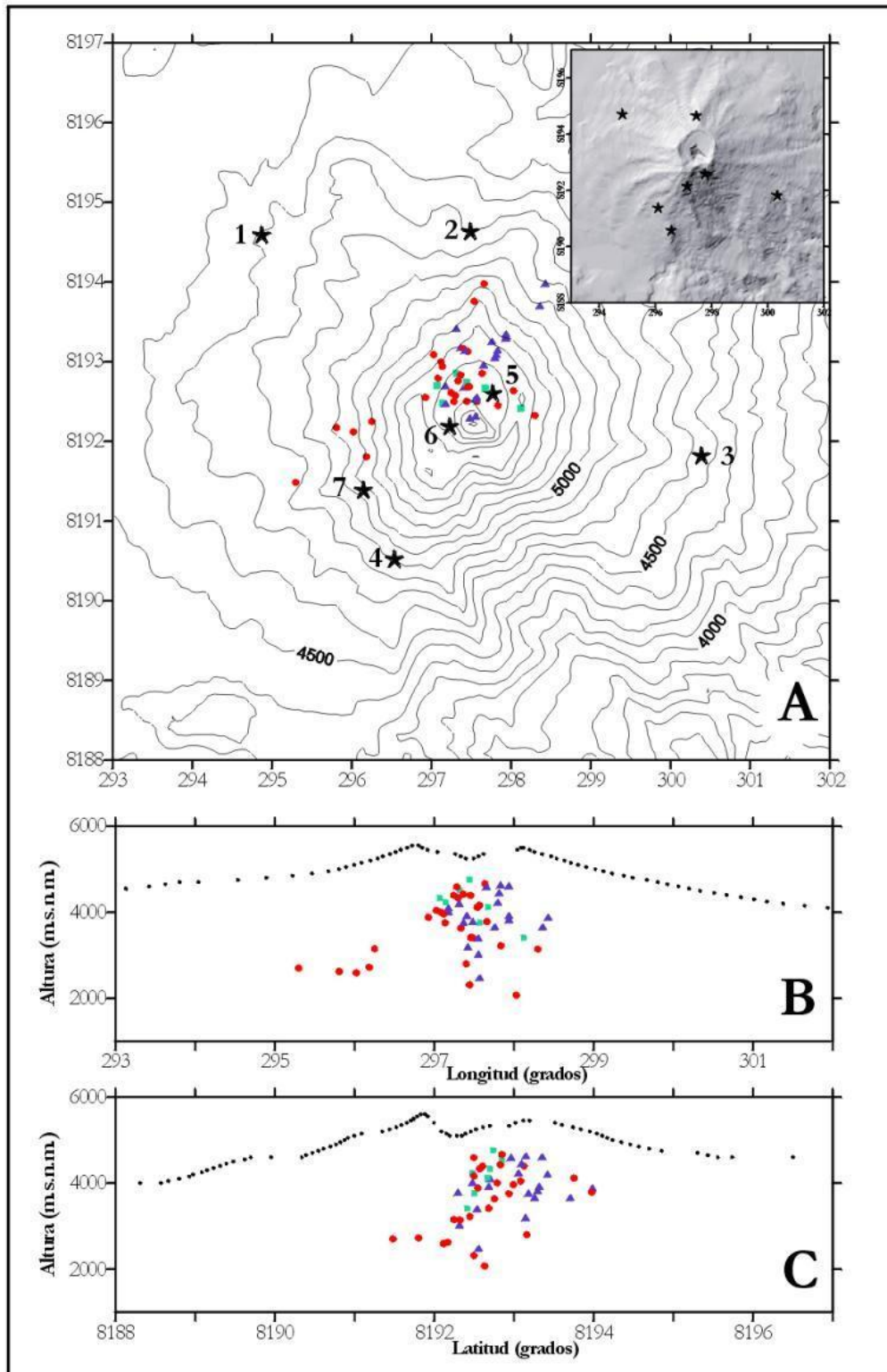


Figura N° 9

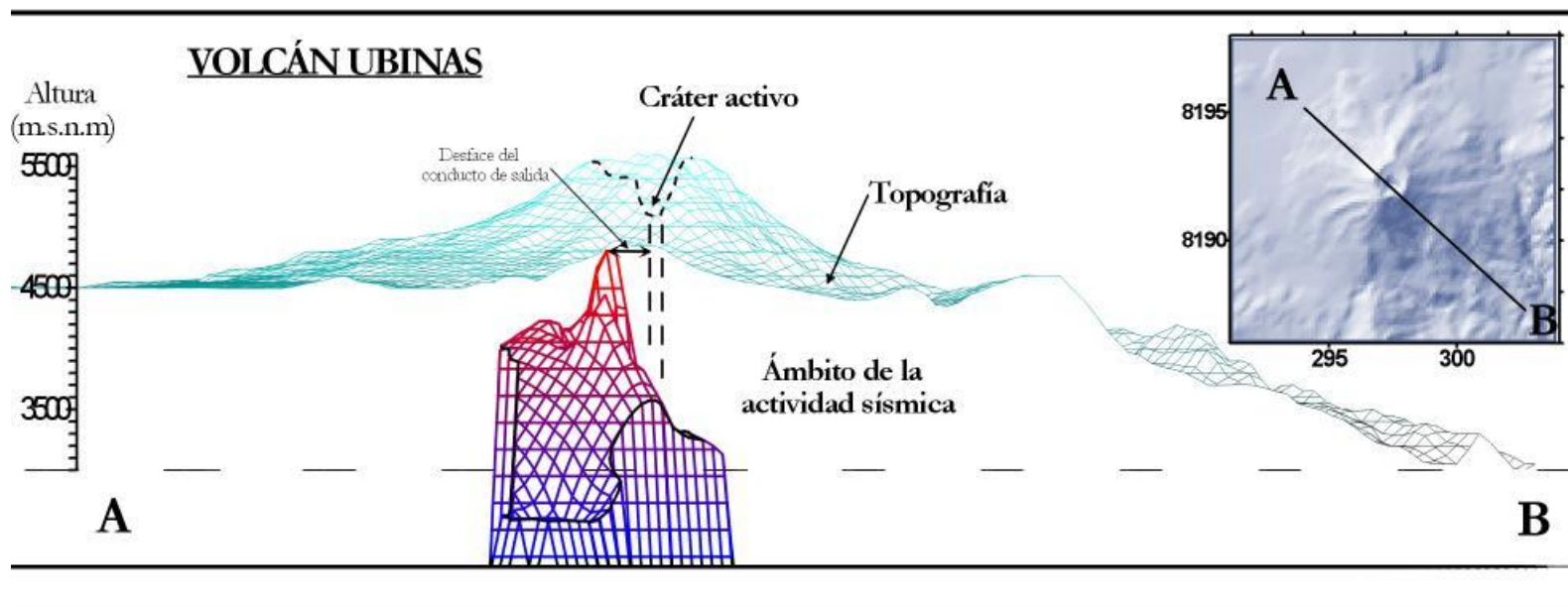


Figura N° 10

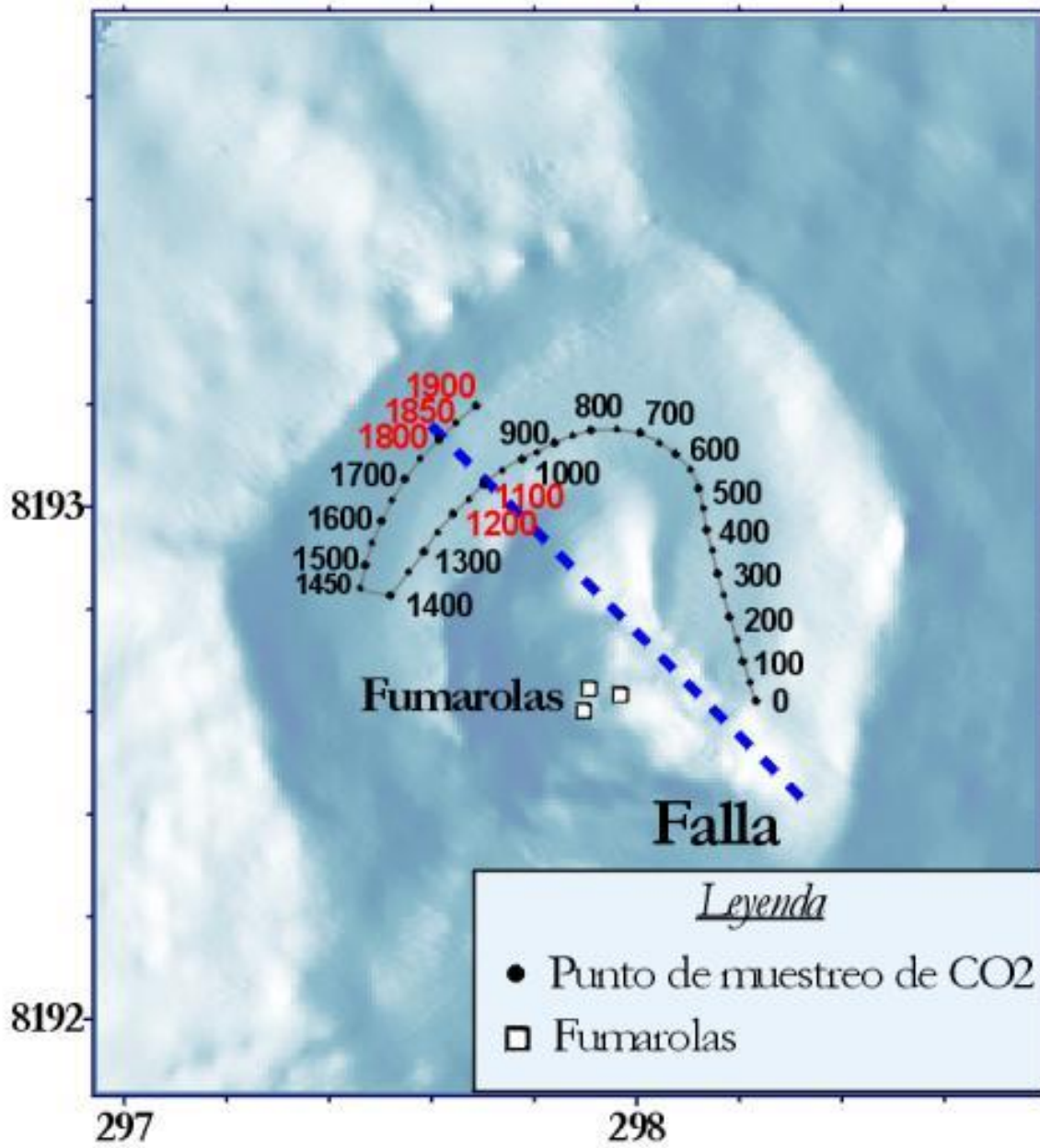


Figura N° 11

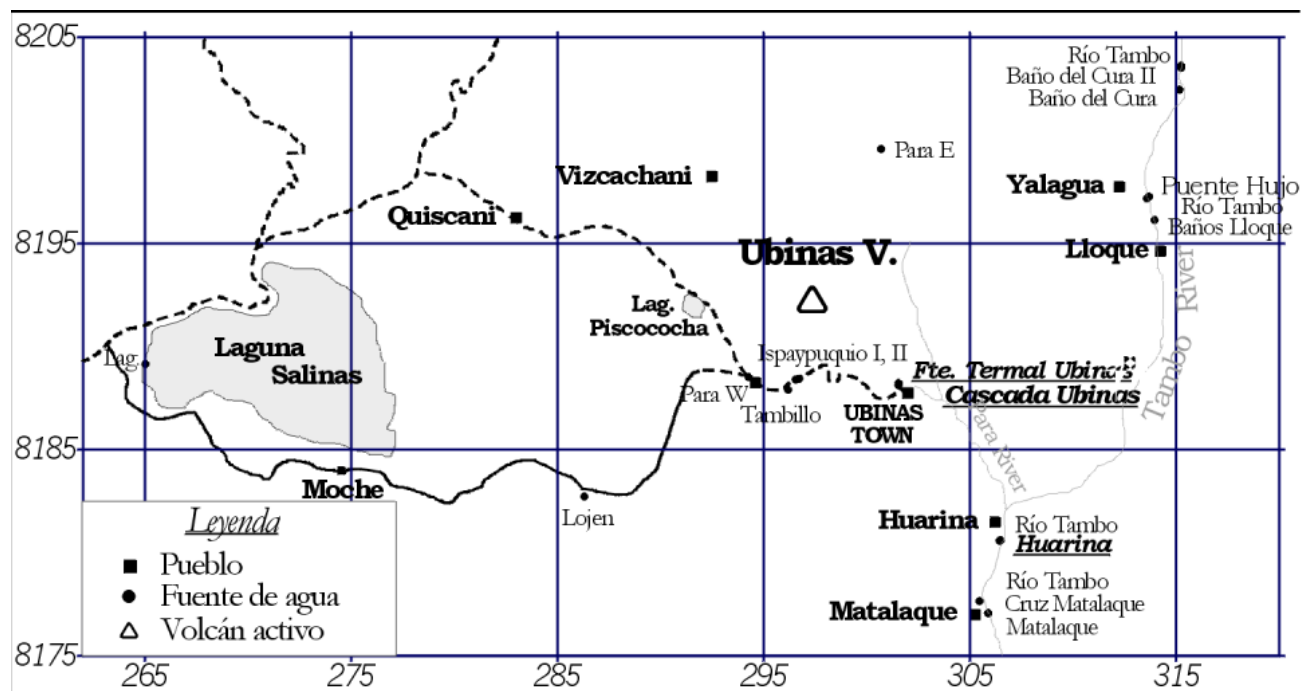


Figura N° 12

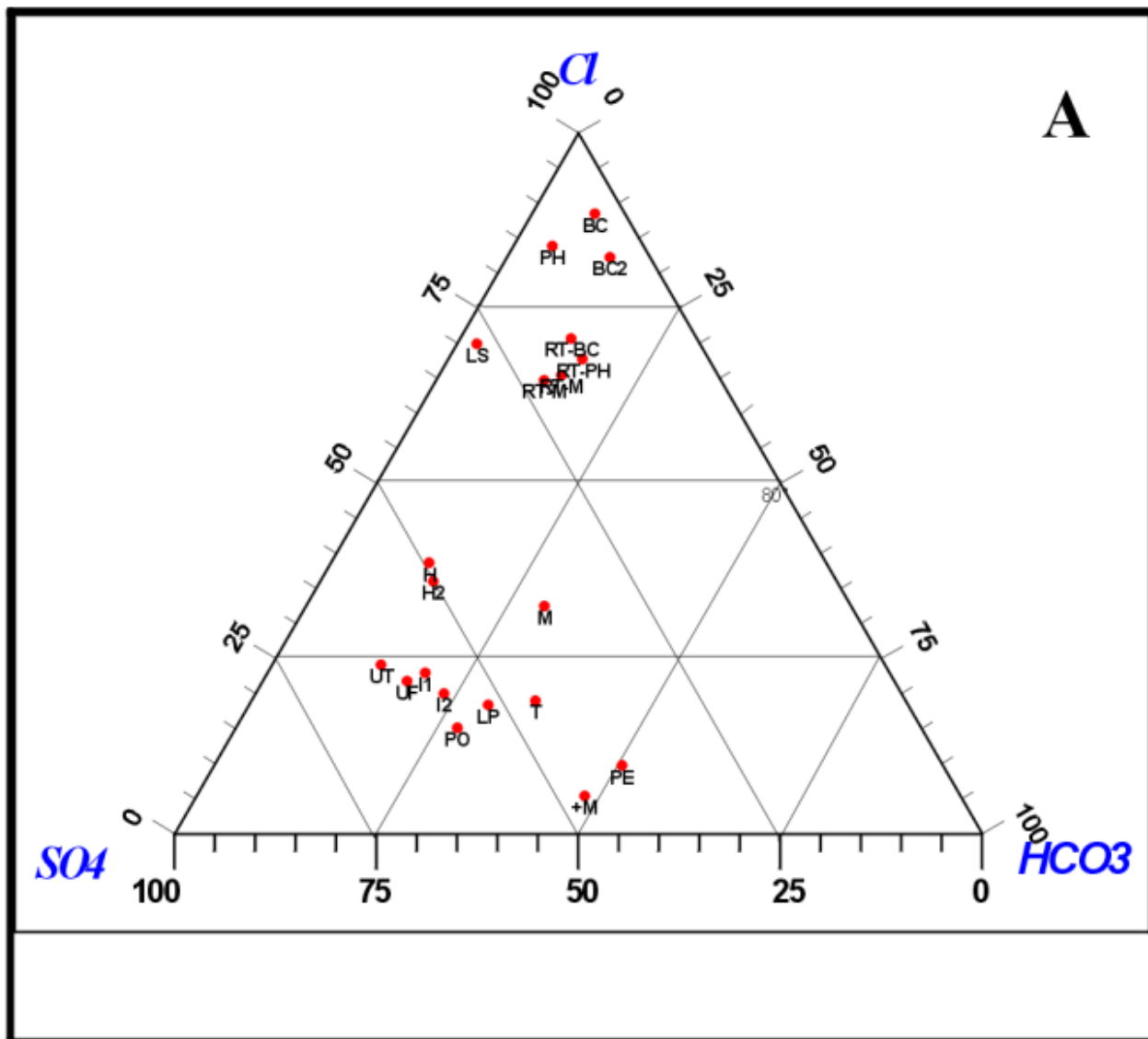


Figura N° 13

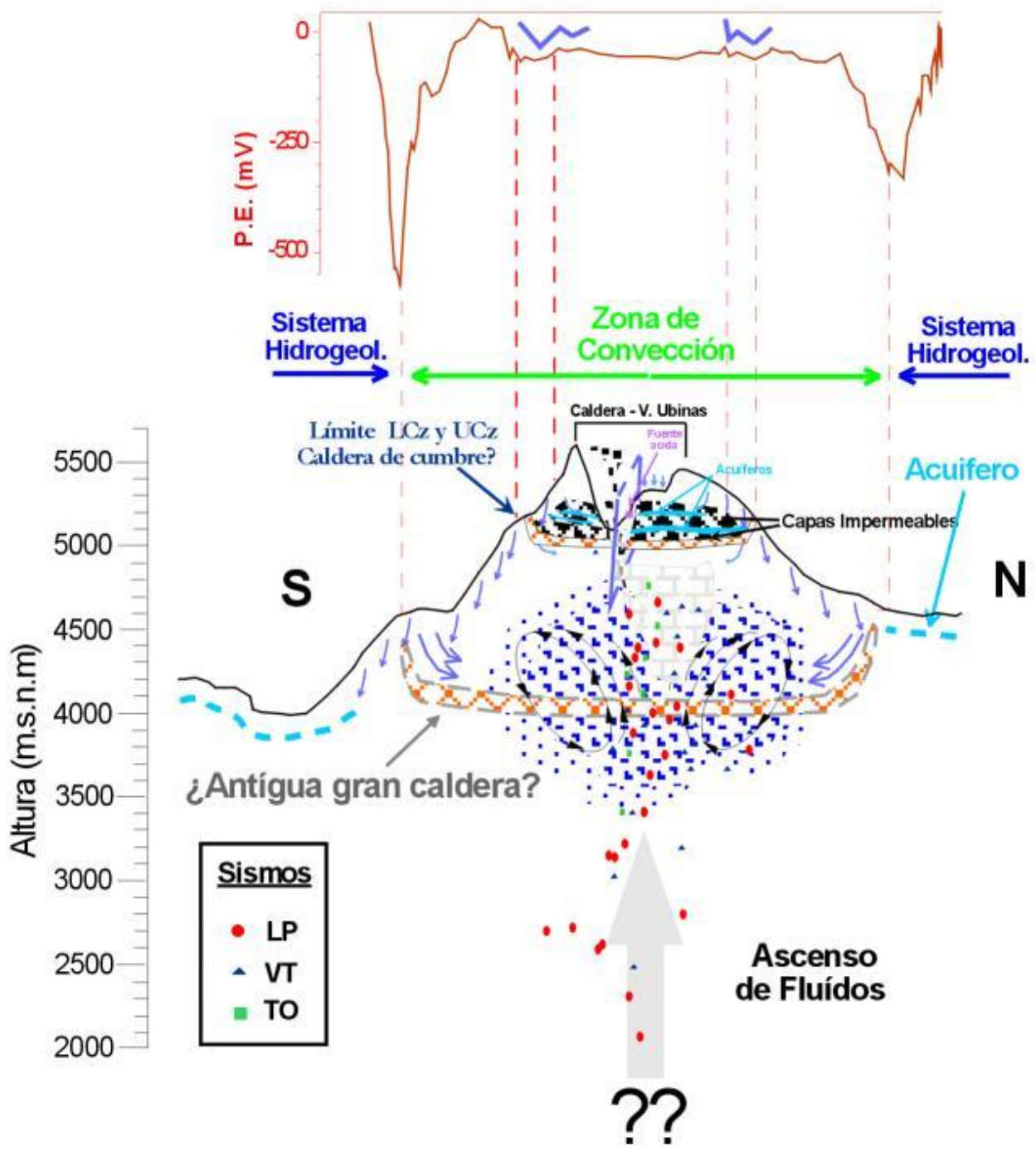


Figura N° 14