

## CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS FUENTES TERMALES Y FRÍAS ASOCIADAS AL VOLCÁN UBINAS EN EL SUR DEL PERÚ

### GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF THE THERMAL AND COLD SPRINGS SOURCES ASSOCIATED TO UBINAS VOLCANO IN SOUTHERN PERU

Vicentina Cruz<sup>1</sup>, Katherine Gonzales<sup>1</sup>, Orlando Macedo<sup>2</sup> y Nicolas Fournier<sup>3</sup>

#### RESUMEN

El volcán Ubinas (16°22'S, 70°54'O; 5672 msnm) se encuentra ubicado en la Zona Volcánica de los Andes Centrales y es considerado como el más activo en el sur del Perú, por sus 23 episodios de alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas reportado desde el año 1550 D.C.

La caracterización geoquímica de las aguas termales y frías asociadas al sistema hidrotermal del volcán Ubinas muestra una relación entre las diferentes aguas y se clasifican como aguas NaCl y Ca (Mg)-Cl(SO<sub>4</sub>). Su composición resulta de la mezcla de tres miembros externos : 1) Un reservorio clorurado profundo (RCP), 2) Un reservorio de agua fría (RAF), y 3) Un componente de fluidos volcánicos (FV). El modelo conceptual de circulación de los fluidos asociados al sistema hidrotermal del Ubinas, muestra que las aguas se mezclan de la siguiente manera: 1) Una "mezcla a nivel regional", que corresponde a las fuentes cloruradas, y 2) Una "mezcla local", que corresponde a las demás muestras.

Las aguas ricas en Cl, comúnmente relacionadas a un reservorio clorurado profundo de fluido geotermal, parecen ser totalmente equilibrados en el sistema Na-K-Mg. A la inversa, las aguas de las fuentes Mariposa y Salinas Huito, parecen lograr un equilibrio químico parcial. Las aguas de baja salinidad presentan una química típica de aguas inmaduras que muestran relativamente altas concentraciones de Mg causadas por la disolución isoquímica de las rocas. Por lo tanto, un sistema hidrotermal bien desarrollado, afectado por entradas visibles de un sistema activo magmático, es comúnmente la principal fuente de descarga de fluidos en el volcán Ubinas.

Por otro lado, en los años 1999 a 2006, el periodo de monitoreo de los iones Cl y SO<sub>4</sub>, presentó variaciones en la concentración, con incremento de SO<sub>4</sub> a mediados del 2000, y luego, en el 2001 se observa otra anomalía que es la disminución de SO<sub>4</sub>, posiblemente asociado al terremoto de 23 de Junio del 2001. Posteriormente desde el 2002 hasta el 2006 se notó una considerable disminución del ion SO<sub>4</sub> y el aumento de Cl en menor escala, así como el incremento de la actividad fumarólica en la cumbre, antes de la crisis volcánica del Ubinas, que se inició en Marzo del 2006 con emisión de cenizas.

**Palabras claves:** Geoquímica, fuentes termales, fuentes frías, volcán Ubinas, Sur del Perú

#### ABSTRACT

The Ubinas volcano (16°22'S, 70°54'W; 5672 m.a.s.l.), is located in the Central Volcanic Zone (CVZ) of the Andes; it is considered as the most active volcano of southern Peru due to its 23 high degassing activity episodes and ash emissions reported since 1550 D.C.

The geochemical characterization of the thermal and cold waters associated with the hydrothermal systems of the Ubinas volcano, showed a correlation between the different waters and they have been classified as

<sup>1</sup>INGEMMET Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima - Perú  
vcruz@ingemmet.gob.pe, kgonzales@ingemmet.gob.pe

<sup>2</sup>Instituto Geofísico del Perú IGP, Oficina de Arequipa, Urb. La Marina B-19, Cayma – Arequipa, omacedo@geo.igp.gob.pe

<sup>3</sup>Seismic Research Unit, The University of the West Indies, St Augustine, Trinidad, West Indies, United Kingdom,  
nicofournier@uwiseismic.com

NaCl and Ca(Mg)-Cl(SO<sub>4</sub>) waters. Their composition results from mixing three external members: 1) A deep chloride reservoir, 2) A cold water reservoir, and 3) A volcanic fluids component. The conceptual model of fluids circulation associated to the hydrothermal system at the Ubinas volcano, shows that the waters are mixed as follows: 1) A “regional mixing” that corresponds to the chloride sources, and 2) A “local mixing”, which corresponds to all of the other samples.

Cl-rich waters, commonly related to a deep chloride reservoir of geothermal fluids, seem to be fully equilibrated in the Na-K-Mg system. Conversely, waters of the Mariposa and Salinas Huito springs, seem to attain a partial chemical equilibrium. Low salinity waters display a chemistry typical of immature waters showing relatively high Mg concentrations caused by isochemical rock dissolution. Therefore, a well-developed hydrothermal system, affected by the visible entry of an active magmatic system, is likely to be the main source of fluids discharge at the Ubinas volcano.

On the other hand, the monitoring period of Cl and SO<sub>4</sub> ions, which took place from 1999 to 2006, presented variations in their concentration, with increases of SO<sub>4</sub>, in mid-2000. In 2001 another anomaly was observed, the decrease of SO<sub>4</sub>, possibly associated to the earthquake of June 23, 2001. Later, from 2002 to 2006 a considerable decrease of SO<sub>4</sub> ion and an increase of Cl on a small scale were observed, as well as the increase of the degassing activities at the summit before the volcanic crisis of the Ubinas, which began in March, 2006 with ash emissions.

*Keywords: Geochemical, thermal spring, cold spring, Ubinas volcano, Southern Peru*

## INTRODUCCIÓN

El estrato-volcán Ubinas (16°22'S, 70°54'O; 5672 msnm), está localizado en la cadena volcánica del Plioceno-Cuaternario en el sur del Perú (Fig.1) que pertenece a la Zona Volcánica de los Andes Centrales. (ZVC; De Silva y Francis, 1991). Ubinas se encuentra a 230 km al este de la Fosa de Perú-Chile, que vienen a ser la fosa de contacto en el proceso de subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana con una velocidad de 8 cm/año en dirección N 80° (Minster y Jordan, 1978).

El volcán Ubinas es considerado como el volcán más activo del Perú, su actividad es visible a través de emisiones fumarólicas, que surgen desde el fondo del actual cráter. Es considerado como potencialmente peligroso debido a su cercanía a poblados ubicados en el valle adyacente, estando el distrito de Ubinas localizado a sólo 6 km al SE del cráter (Fig. 2). Una eventual erupción volcánica tendría un efecto catastrófico en los poblados localizados alrededor de este volcán, en un radio de 14 km. En total se trata de una población mayor a 4200 habitantes; de ellos, 3500 personas viven en Ubinas (dato del INEI, 1997). El centro poblado más cercano es Querapi a sólo 4 km del volcán, en tanto que el pueblo de Ubinas se halla a 6 km (Fig. 2).

La presencia del sistema hidrotermal en el volcán Ubinas, se pone de manifiesto por la actividad

fumarólica permanente, la presencia de fuentes termales alrededor del edificio volcánico, así como por la existencia de actividad sísmica relacionada a movimientos de fluidos (Metaxian et al., 1998). Además, el visible debilitamiento de la pared sur del cráter actualmente activo, como producto de una fuerte hidrotermalización, dan cuenta de la gran influencia ejercida por el sistema hidrotermal del volcán Ubinas.

En el presente trabajo, se muestran los resultados de la caracterización geoquímica de los fluidos del volcán Ubinas, llevado a cabo mediante el estudio de las variaciones de las características físico-químicas de las aguas termales y frías alrededor del edificio volcánico, las cuales también permitieron formular el modelo geoquímico de circulación de los fluidos hidrotermales, así como desarrollar un sistema continuo de monitoreo geoquímico de dos fuentes termales situadas hacia la base del volcán activo Ubinas.

La mayoría de las fuentes termales asociadas al sistema del volcán Ubinas se localizan en un radio de 20 a 25 km, existiendo solo dos sobre el cono volcánico, en el flanco sureste, denominadas Ubinas Termal y Ubinas Fría. Las fuentes más lejanas se hallan a 25 km, al ENE, SE y al O del volcán (Fig. 3).

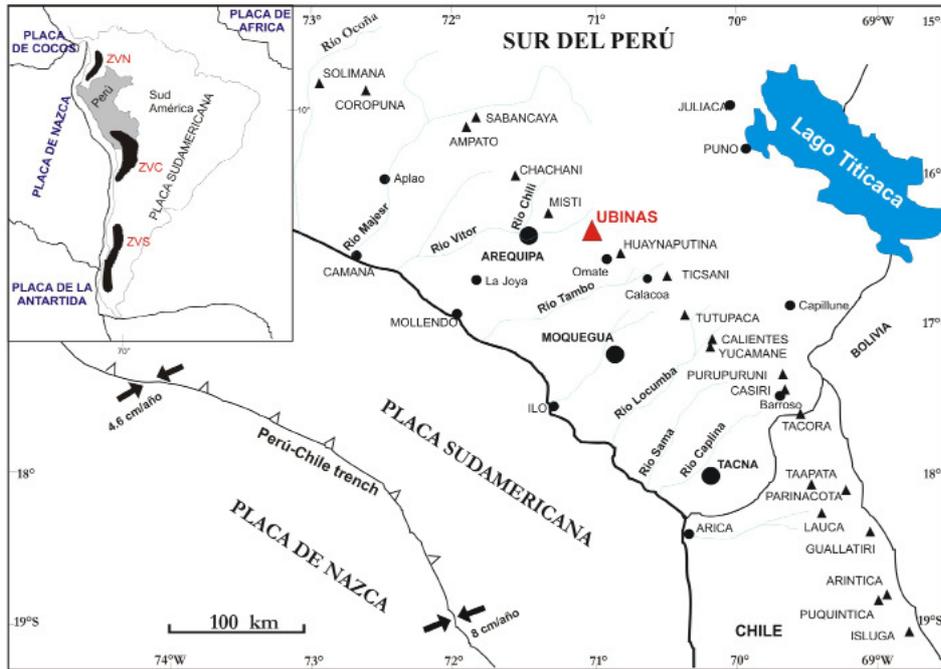


Figura 1. Mapa de ubicación de los volcanes del Plioceno-Cuaternario en el Sur del Perú.

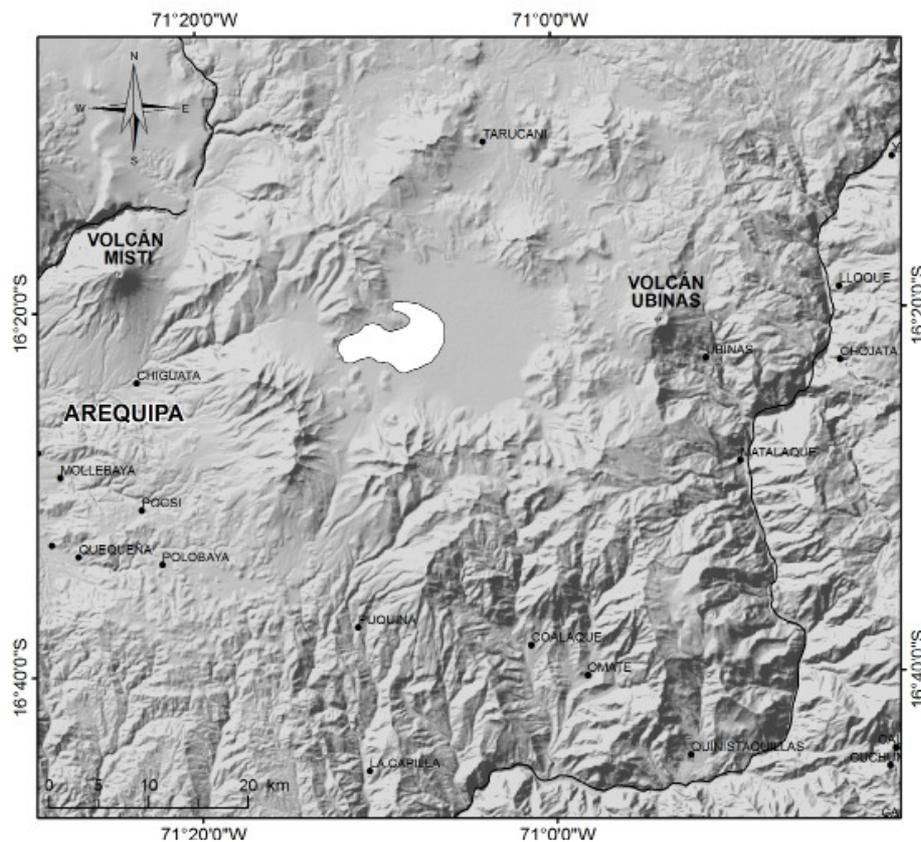


Figura 2. Mapa de ubicación del volcán Ubinas y poblados aledaños al volcán.

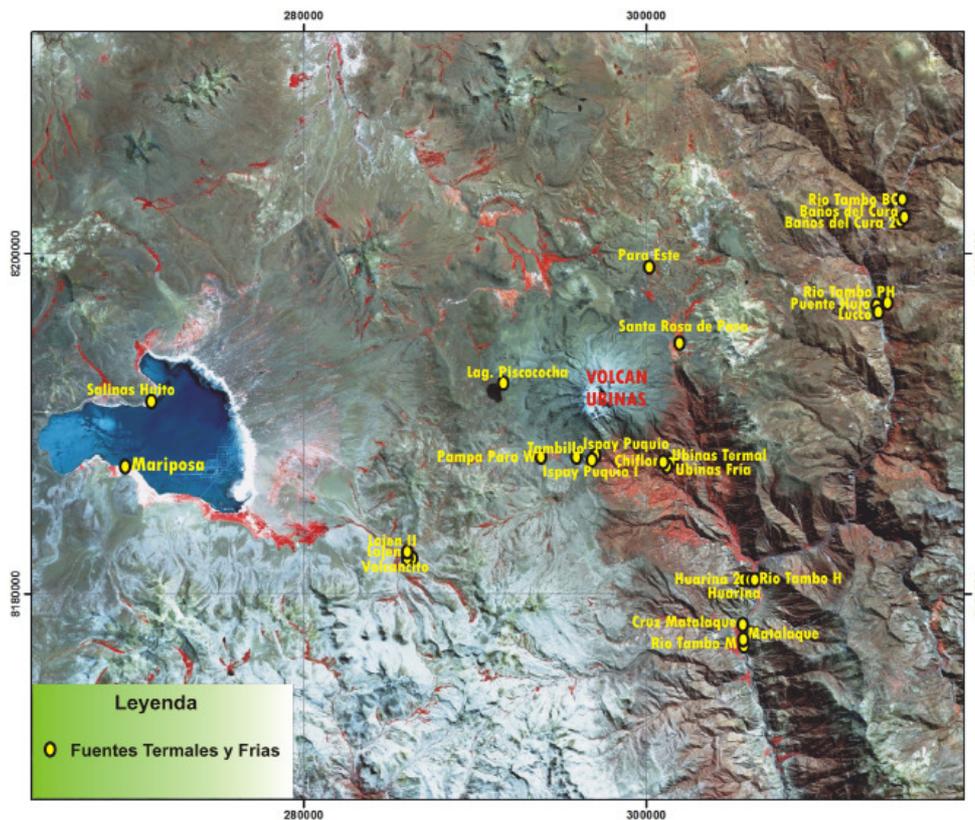


Figura 3. Localización de fuentes termales y frías asociadas al volcán Ubinas.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

El estratovolcán Ubinas (16°22' S, 70°54' O; 5760 msnm) se localiza dentro de la Zona Volcánica central de los Andes. Es considerado como el volcán más activo del Perú por sus 23 episodios de alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas registradas desde el siglo XVI. Tiene forma cónica ligeramente elongada N-S y se encuentra emplazado sobre una altiplanicie volcánica conformada por ignimbritas de la Formación Lllahui del Grupo Tacaza y rocas intrusivas de la edad terciaria (Marocco y del Pino, 1966). Lavas del Mioceno tardío al Cuaternario temprano del Grupo Barroso forman el basamento inmediato (Thouret et al., 2005).

En el área de la cumbre, los flujos de lava (5672 msnm) son cortados por una pequeña caldera de 1,7 km<sup>2</sup> de diámetro situada a 5380 msnm (Thouret et al., 2005). La caldera tiene una forma elíptica con un diámetro máximo de 1.4 km, las paredes son de 80 a 300 m de altura y consiste de flujos de lava alterados hidrotermalmente. Por otro lado, esta caldera contiene

el cráter y dos pequeños conos de cenizas, producto de por lo menos dos episodios explosivos distintos sucedidos durante el Holoceno (Fig. 4; Rivera, 1998). Dentro del cráter en la parte central hay emanaciones de gases fumarólicos a elevadas temperaturas 440°C, medido en 1998. Asimismo, en el cráter cerca al flanco sur del volcán, a una altura menor a 200 m, se observa una densidad de fracturas con alteración hidrotermal persistente, que debe ser considerado como una zona gravitacionalmente inestable (Thouret et al., 2005).

Los centros volcánicos están todos relacionados a un control estructural en profundidad, tales como fallas y fracturas por donde asciende el magma, emplazando los diversos materiales volcánicos. En el área de estudio se han reconocido fracturas de extensión regional y local (Rivera, 1997):

- Fracturas de extensión regional: N28°O (siguen la dirección del río Tambo), fracturas de rumbo N64°O (que afectan rocas de la Formación Matalaque) y fracturas de rumbo N42°O (dentro del

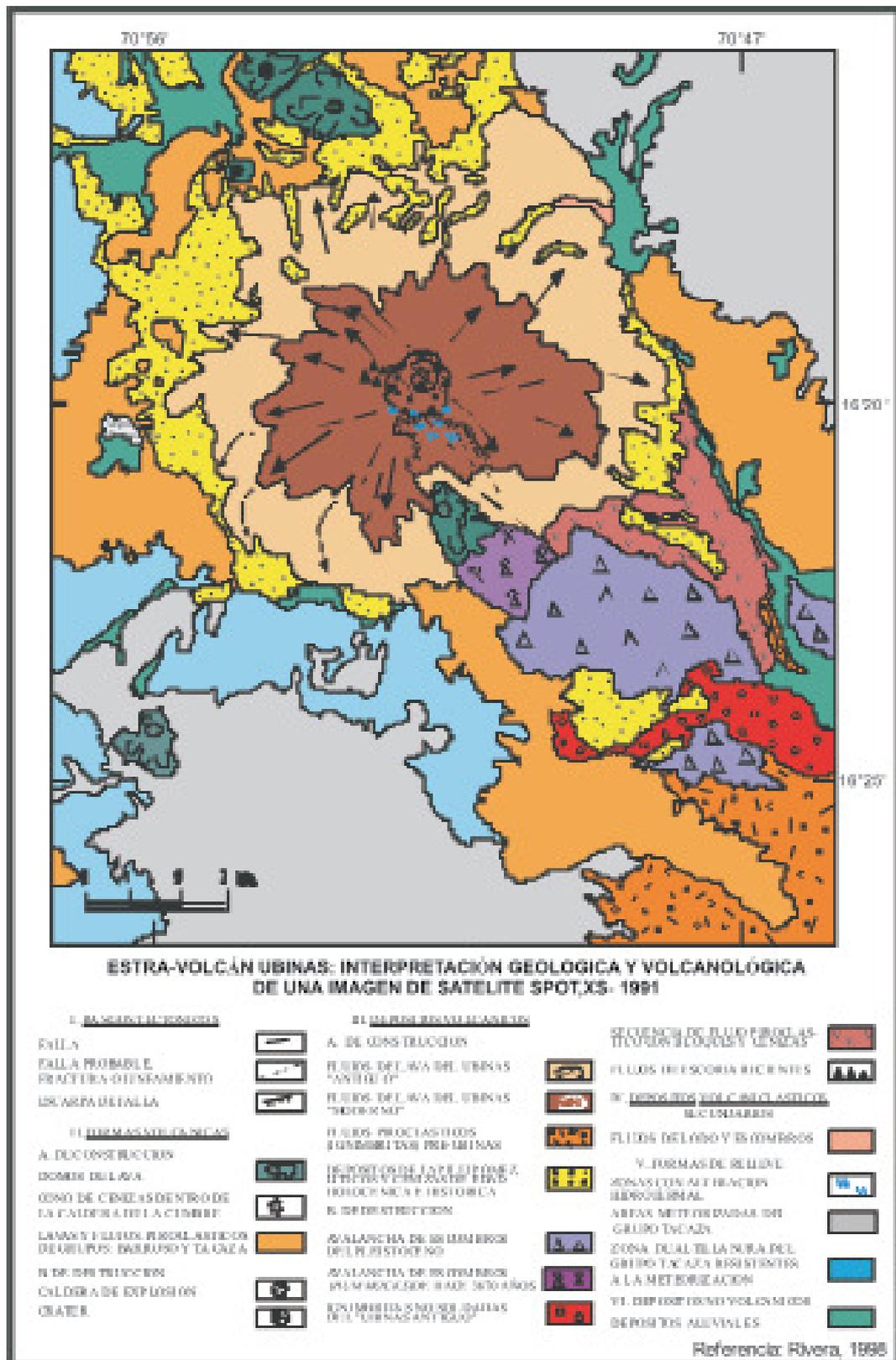


Figura 4. Interpretación geológica y volcanológica de una imagen satélite Spot, XS – 1991 (Rivera, 1998).

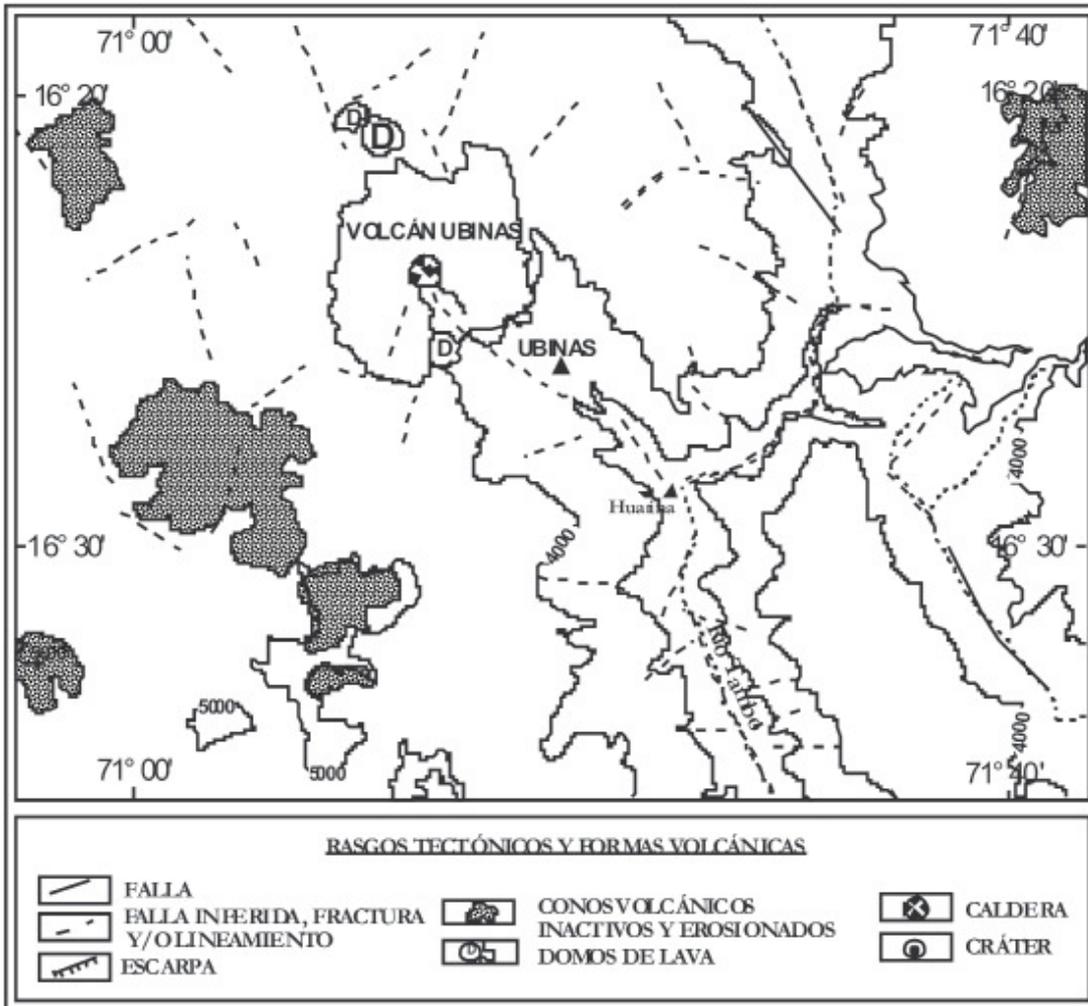


Figura 5. Interpretación de rasgos tectónicos asociados al volcán Ubinas, (Rivera, 1997).

valle Ubinas flanco sur del volcán).

- Fracturas de extensión local: una fractura de rumbo N30°O dentro de la estructura volcánica que cruza parte de la caldera y el cráter del volcán. Dentro del edificio volcánico existen fracturas verticales con rumbos N6°E y N160°E (Fig. 5).

**MUESTREO Y METODOLOGÍA DE ANÁLISIS**

Durante la evaluación geoquímica de los fluidos hidrotermales, se colectaron 27 muestras, alrededor del volcán Ubinas. La mayoría de las fuentes termales asociadas al sistema de este volcán se encuentran en un radio de 20 a 25 km. Existen solo dos fuentes sobre el cono volcánico, ambas sobre el flanco sureste: Ubinas Termal y Ubinas Fría, esta última

de similar composición pero de menor temperatura. Las fuentes más lejanas están a 25 km ( Fig. 3). Las muestras de agua han sido colectadas y envasadas en botellas de polietileno. Se tomaron 2 muestras, una para el análisis de cationes filtrado, con adición de ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) y una segunda muestra filtrada y sin la adición de ácido para la determinación de aniones.

La temperatura, el pH y la conductividad eléctrica fueron directamente medidos en campo. La alcalinidad fue determinada con HCl 0.1 N. Los componentes mayores, cationes: Li, Na, K, Mg, Ca y aniones: Cl, NO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, fueron analizados en los laboratorios del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanología (INGV) Sezione di Palermo-Italia, usando el Cromatógrafo Iónico de Alto Rendimiento

(Sortino et al., 1991; DIONEX™ publication, 1983) y el equipo de Absorción Atómica.

Para el procesamiento e interpretación de resultados se utilizó el Software AquaChem v.5.0 (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2003) que está específicamente desarrollado para el análisis gráfico y numérico, además de la modelación de datos de calidad del agua. También se ha usado los diagramas hidroquímicos y binarios.

## RESULTADOS

Los resultados obtenidos durante la evaluación geoquímica en campo muestran que las aguas asociadas al sistema hidrotermal del volcán Ubinas presentan temperaturas entre 8.1 y 41.6 °C, pH entre 5.9 y 8.43, y conductividad entre 67 y 20700 µS. Los resultados de la composición química de las aguas muestreadas de la zona de Ubinas se presentan en las Tablas 1 y 2.

Las aguas han mostrado concentraciones de sodio y potasio que varían de 0.22 meq/L a 152.24 meq/L, y 0.038 meq/L a 3.96 meq/L, respectivamente. Las concentraciones de calcio y magnesio están en rangos de 0.002 meq/L a 26.95 meq/L y 0.031 meq/L a 7.17 meq/L respectivamente. También se observó elevada concentración de los iones cloruro y sulfato cuyos rangos fueron de 0.22 meq/L a 176.04 meq/L y 0.22 meq/L a 24.3 meq/L, respectivamente. Algunos componentes no están presentes en el listado de la tabla, debido que sus concentraciones son muy bajas, tal es el caso de los iones yoduros.

Durante la toma de muestras se observó que algunas fuentes presentan burbujas lo que podría indicar que hay presencia de gas de CO<sub>2</sub>, que se han disuelto formando iones HCO<sub>3</sub>, y estas posiblemente se estén mezclando con aguas superficiales, por lo cual las concentraciones son bajas y oscilan desde 0.23 meq/L a 15.28 meq/L. Por otro lado, las concentraciones de calcio y magnesio fluctúan de

Tabla 1. Resultados de los parámetros físico-químicos de las aguas termales y frías medidos en campo.

N°	Fuentes	Fecha	Latitud (wgs84)	Longitud (wgs84)	Altura	Temp (°C)	pH	Cond. (µS)
1	Ubinas Termal	01/09/1997	8187739	301239	3267	29.1	5.9	1686
2	Ubinas Fría	01/09/1997	8187739	301239	3267	13.6	6.99	671
3	Ispay Puquio - 1°	01/09/1997	8188081	297073	4102	11.1	6.41	291
4	Tambillo	01/09/1997	8188071	296004	4146	9.3	7.43	213
5	Pampa de Para W	01/09/1997	8188051	293868	4271	8.1	7.18	214
6	Laguna Piscococha	01/09/1997	8192457	291688	4380	8.1	9.29	150
7	Ispay Puquio - 2°	01/09/1997	8188081	297073	4107	10	6.83	245
8	Matalaque	02/09/1997	8177092	305719	2500	38.1	6.82	1003
9	Rio Tambo - M	02/09/1997	8177092	305719	2500	19.3	8.33	1705
10	Cruz Matalaque	02/09/1997	8178199	305709	2500	8	7.94	80.3
11	Huarina	02/09/1997	8180857	305655	3380	41.6	6.91	2590
12	Huarina 2°	02/09/1997	8180857	305655	2512	34	7.3	2070
13	Rio Tambo - H	02/09/1997	8180857	305655	2512	11.9	8.43	1594
14	Bano de Cura	03/09/1997	8202028	314903	3492	29.5	6.41	8590
15	Bano de Cura 2°	03/09/1997	8203171	315006	3539	35.2	6.4	12570
16	Rio Tambo - BC	04/09/1997	8203171	315006				-
17	Puente Hujo	05/09/1997	8197087	314090	3077	40.6	6.71	20700
18	Rio Tambo - PH	05/09/1997	8197087	314090	3077	14.7	7.16	2300
19	Para Este	05/09/1997	8199177	300176	4190	11.5	7.86	67
20	Lojen	06/04/2006	8182293	286206	4506	31.2	4.26	1340
21	Lojen II	11/08/2006	8182263	286087	4487	30	4.43	1330
22	Volcancito	11/08/2006	8182135	286334	4497	20.1	3.59	600
23	Mariposa	06/04/2006	8187451	269646	4286	32.4	7	680
24	Chiflon	06/04/2006	8187700	301017	3437	28.9	6	-
25	Salinas Huito	06/04/2006	8191299	271201	4336	18.4	6.5	550
26	Santa Rosa de Para	10/08/2006	8194700	301978	4200	12.5	5.73	-
27	Lucco	30/04/2006	8196774	313414	3070	41.3	7	13000

Tabla N° 2. Resultados de la composición química de las aguas termales y frías asociados al volcán Ubinas.

N°	Fuentes	Li meq/L	Na meq/L	K meq/L	Mg	Ca meq/L	Cl meq/L	NO <sub>3</sub> meq/L	SO <sub>4</sub> meq/L	HCO <sub>3</sub> meq/L
1	Ubinas Termal	0.048	14.49	0.87	7.17	13.48	8.3	0.17	21.65	4.72
2	Ubinas Fría	0.097	4.87	0.3	2.93	4.64	2.79	0.17	7.79	2.32
3	Ispay Puquio - 1		1.29	0.084	1.62	2.22	1.24	0.069	3.13	1.07
4	Tambillo		0.85	0.083	0.95	2.13	0.8	0.033	1.95	1.5
5	Pampa de Para W		0.8	0.12	1.31	2.1	0.64	0.096	2.46	1.18
6	Laguna		0.43	0.12	0.46	1.63	0.49	0.11	1.4	0.8
7	Ispay Puquio - 2		1.21	0.068	1.38	1.91	0.83	0.071	2.37	0.98
8	Matalaque	0.1	5.11	0.24	0.57	3.96	3.27	0.49	3.85	3
9	Rio Tambo - M	0.21	20.89	0.45	1.82	5.57	17.18	0.4	5.84	3.6
10	Cruz Matalaque		0.28	0.06	0.22	0.7	0.065	0.03	0.58	0.6
11	Huarina	0.16	12.86	0.33	2.7	15.41	11.3	0.43	14.44	3.6
12	Huarina 2°	0.15	13.17	0.36	2.79	15.88	10.64	0.24	14.85	4.2
13	Rio Tambo - H	0.16	23.55	0.64	2.92	5.96	18.38	0.36	5.48	4.3
14	Baño de Cura	0.48	123	3.96	2.08	8.69	114.89	0.25	4.85	10.3
15	Baño de Cura 2°	0.73	97.1	3.91	2.51	7.62	97.5	0.25	5.96	15.28
16	Rio Tambo - BC	0.026	12.36	0.21	0.75	2.55	25.34	0.36	5.61	4.98
17	Puente Hujo	1.03	162.87	5.05	4.58	19.93	176.04	0.72	23.83	10.4
18	Rio Tambo - PH	0.06	28.86	0.46	1.74	6.36	24.41	0.34	5.66	6.04
19	Para Este		0.22	0.038	0.031	2.00E-01	0.053	0.021	0.22	0.28
20	Lojen	0.010	2.914	0.307	0.699	11.478	0.155	0.002	14.164	0.020
21	Lojen II	0.003	2.784	0.307	0.667	10.979	0.079	0.002	15.339	0.000
22	Volcancito	0.003	0.609	0.118	0.675	2.246	0.056	0.002	5.484	0.000
23	Mariposa	0.061	10.439	0.537	0.140	0.180	7.844	0.002	2.253	0.818
24	Chiflon	0.045	13.049	0.818	6.501	12.476	7.492	0.002	20.924	1.752
25	Salinas Huito	0.032	7.395	0.512	0.123	0.100	5.385	0.002	1.405	0.583
26	Santa Rosa de	0.007	2.914	0.333	2.962	3.244	2.242	0.002	7.095	0.234
27	Lucco	1.408	152.241	3.069	4.773	26.947	132.684	0.002	24.276	5.512

0.1 meq/L a 26.95 meq/L y 0.03 meq/L a 6.5 meq/L, respectivamente.

La clasificación geoquímica de las aguas en estudio se ha realizado por varias técnicas. Una primera clasificación consiste en el diagrama de Langelier (Marini, 2000) donde se observa que las aguas están divididas en 2 grupos (Fig. 6):

- Aguas sulfatadas cloruradas alcalinas: en este grupo encontramos las muestras de las fuentes Baños del Cura, Baños del Cura 2°, Lucco, Mariposa, Salinas Huito, Puente Hujo y las aguas del río Tambo, mientras que las muestras de Matalaque y Para Este, posiblemente estén sufriendo una mezcla con aguas superficiales.

- Aguas sulfatadas cloruradas alcalino térreas: en este grupo están las muestras de las fuentes Ubinas Termal, Huarina, Huarina 2°, Lojen, Lojen II, Chiflon, Volcancito y aguas frías Cruz Matalaque, Ubinas Fría, Ispay Puquio 1°, Ispay Puquio 2°, Laguna Piscococha, Pampa de Para W, Santa Rosa de Para y Tambillo.

Por otro lado, los diagramas binarios Na-Cl y Mg-SO<sub>4</sub> muestran una relación lineal entre todas estas aguas (Figs. 7a y 7b). Estos gráficos sugieren que esta relación corresponde a una mezcla entre 2 miembros extremos: aguas de elevada concentración que corresponde al Ubinas Termal y un agua fresca de la fuente Para Este. Esto podría indicar que se produce la mezcla de dos fluidos de composición química diferente, así como la disolución gradual de la roca encajonante.

También se observa que las aguas muestran una correlación positiva entre el ión cloro con el contenido del catión sodio ( $R_2 = 0.98$ , Fig. 7a), correspondiendo a todas aquellas del tipo cloruradas y sulfato-cloruradas. Al mismo tiempo observamos que estas aguas se agrupan a lo largo de la curva de correlación del ion sulfato con el contenido del catión magnesio, donde se ve la tendencia evolucionada desde el agua meteórica a aguas termales posiblemente modificadas a profundidad por contribución de fluidos magmáticos.

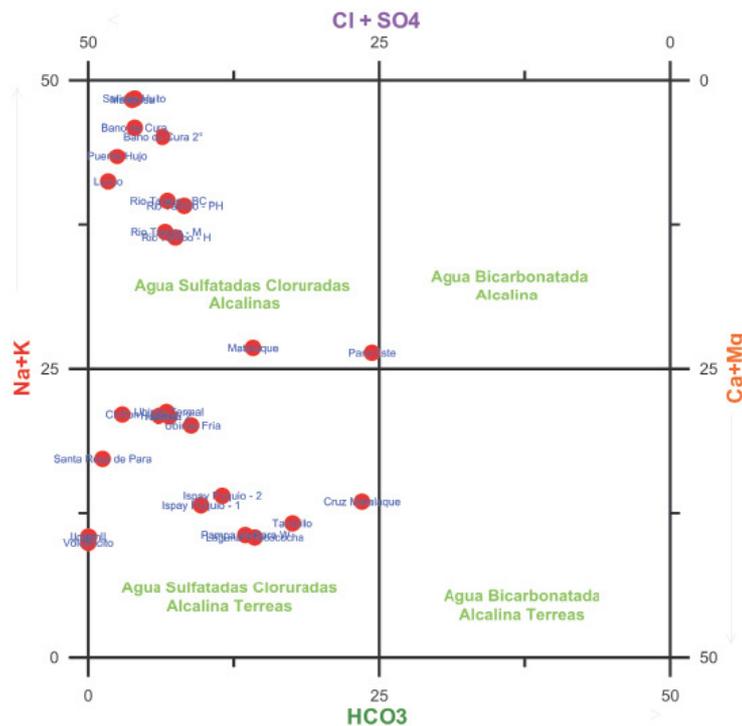


Figura 6. Diagrama de Langelier-Ludwig.

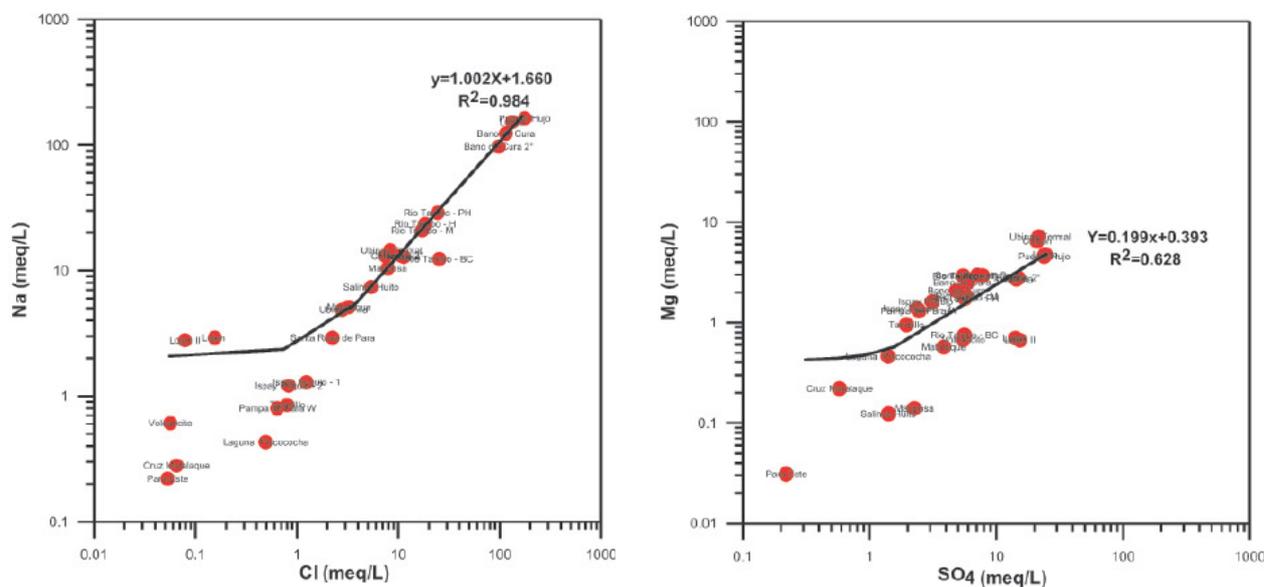


Figura 7. Diagramas binarios. a) Na-Cl; b) Mg-SO<sub>4</sub>

La localización geográfica de las fuentes termales alrededor del volcán Ubina muestra que las aguas que pertenecen a esta posible mezcla, se encuentran muy dispersadas, a 30 km (Fig. 3) entre las aguas de elevada concentración y el agua de la fuente Para Este que es de baja concentración, pasando por las fuentes Ubina Termal y Ubina Fría, localizadas cerca del

volcán. Por consiguiente, podemos considerar que el sistema hidrotermal del volcán Ubina tiene una gran influencia.

Un gráfico monovalente-bivalente muestra otro tipo de relaciones entre las aguas estudiadas (Fig. 8). Las aguas calientes y las aguas frías, así como las muestras del río están cada una sobre una línea, así la

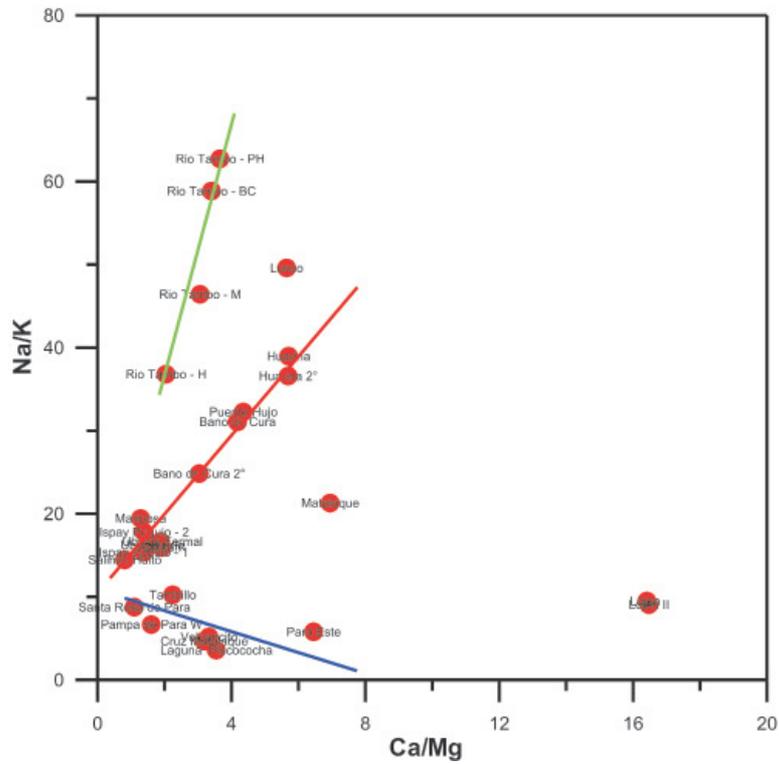


Figura 8. Diagrama binario de elementos monovalentes y bivalentes

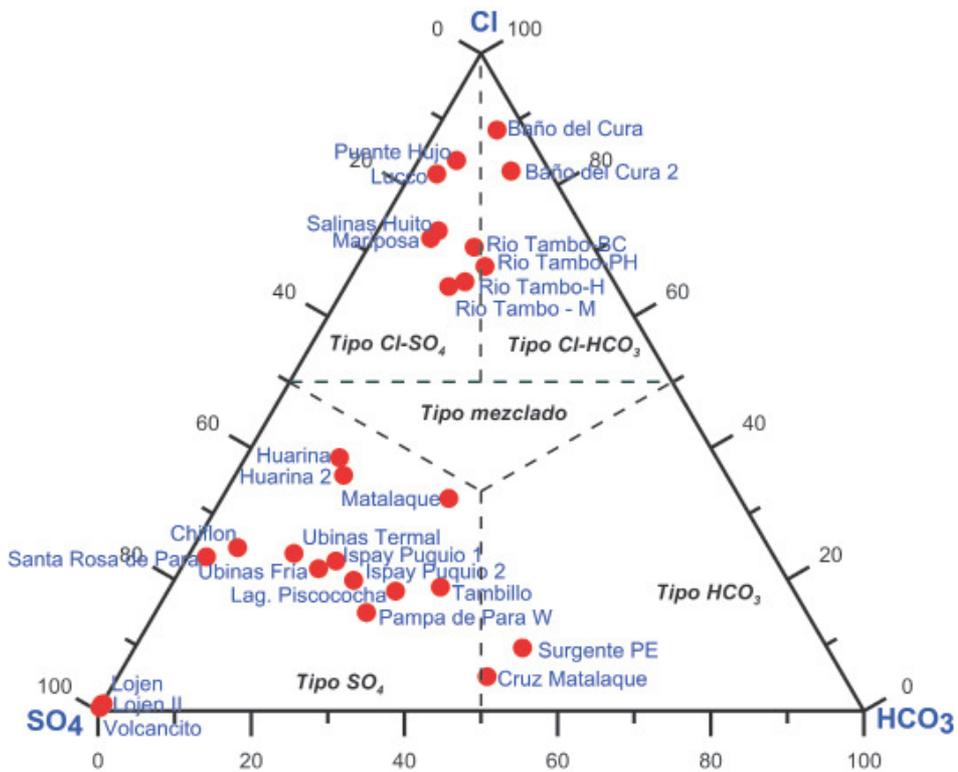


Figura 9. Diagrama ternario basado en la proporción de  $Cl$ ,  $SO_4$  y  $HCO_3$  (Giggenbach, 1998).

línea roja es de las aguas calientes, la línea azul de las aguas frías y la línea verde de las aguas del río Tambo. El río Tambo presenta una distribución de elementos monovalentes y bivalentes completamente diferentes a las aguas calientes y frías. Lo cual significa que el río Tambo no puede ser una fuente de contaminación de estas aguas. La proporción mono-bivalente de aguas frías puede ser influenciada por una contaminación posible por aguas con una composición similar que la del Ubinas Termal, posiblemente con interacción con fluidos volcánicos.

En el diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988), se graficaron las muestras donde se observa que las aguas están repartidas en 3 grupos (Fig. 9).

- Aguas cloruradas profundas (Baños del Cura, Baños del Cura 2°, Lucco y Puente Hujo), posiblemente relacionadas a un reservorio profundo del volcán Ubinas o a un sistema hidrotermal regional.
- Aguas bicarbonatadas (Para Este y Cruz Matalaque) muy cercanas a las aguas sulfatadas.
- Aguas mezcladas  $\text{SO}_4\text{-Cl}$  (sulfatadas cloruradas)/ condensados volcánicos que pertenecen a todas las demás muestras. Estas aguas podrían resultar de una mezcla por disolución de los gases volcánicos en las aguas de reservorios de agua fría de baja conductividad, sin modificar las proporciones de los elementos químicos. Estas aguas probablemente sufren una mezcla, entre aguas frías muy diluidas como la fuente Para Este y aguas sulfatadas, similares a Ubinas Termal.

El diagrama de Piper (Pang, 2000) permite observar que las aguas se ubican dentro del cuadrante de aguas cloruradas alcalinas y sulfatadas cloruradas alcalino térreas (Fig. 10). Las aguas cloruradas alcalinas (Na-Cl) muestran como elementos dominantes los iones Na y Cl en su composición química. Este tipo de aguas provienen desde reservorios geotermales de elevada entalpia relativamente profundos, que posiblemente estén asociados a rocas sedimentarias marinas del Jurásico-Cretácico del Grupo Yura (Carlotto et al., 2009), las cuales suelen contener agua con altas concentraciones de Cl. Este tipo de aguas también pueden ser afectadas por disolución con aguas superficiales de baja salinidad similar a la fuente Para Este.

Las aguas sulfatadas cloruradas alcalinas térreas

presentan como elementos mayoritarios a los iones  $\text{SO}_4\text{-Cl - Ca-Mg}$  (Fig. 10). La presencia de los iones sulfato podrían estar asociados a la condensación de gases volcánicos cerca de la superficie con aguas meteóricas, y estas aguas pudieron ser inusualmente ácidas, sin embargo por las reacciones de neutralización roca-agua pueden elevar el pH y enmascarar este rasgo característico (Nicholson, 1983).

Finalmente el diagrama ternario Na-K-Mg (Giggenbach, 1988) es usado para la clasificación de aguas dentro del equilibrio total, equilibrio parcial y aguas inmaduras. También permite ver con mejor claridad el origen de las aguas, así como determinar si el fluido tiene equilibrio con minerales hidrotermales y predecir las temperaturas de equilibrio.

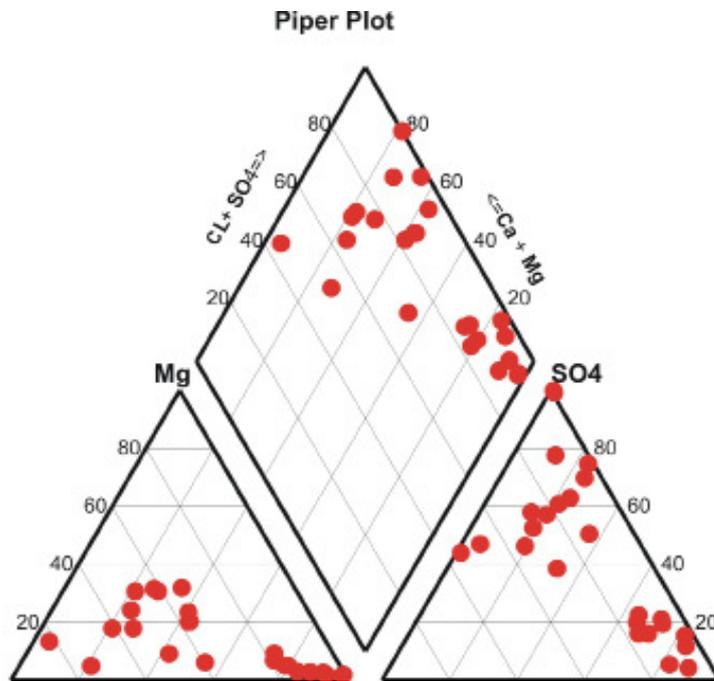
La evaluación de los datos analíticos del contenido en Na, K y Mg, que se muestra en la Figura 11, permite observar que las fuentes cloruradas en Baños del Cura, Baños del Cura 2°, Lucco y Puente Hujo se encuentran cerca y dentro de la línea de equilibrio completo, característico de aguas provenientes de reservorios profundos. Las fuentes Mariposa y Salinas Huito se encuentra dentro del equilibrio parcial. También hemos notado que las demás fuentes caen en el campo de aguas inmaduras que presentan relativamente elevada concentración de magnesio, elemento que tiende a ser soluble a bajas temperaturas. Esto sugiere que las temperaturas de estas fuentes termales a profundidad son menores a 100°C, lo que indica que estas aguas resultan de una mezcla entre un acuífero termal y un acuífero superficial de baja temperatura.

#### **MODELO CONCEPTUAL DE LA CIRCULACIÓN DE LOS FLUIDOS ASOCIADOS AL SISTEMA VOLCÁNICO**

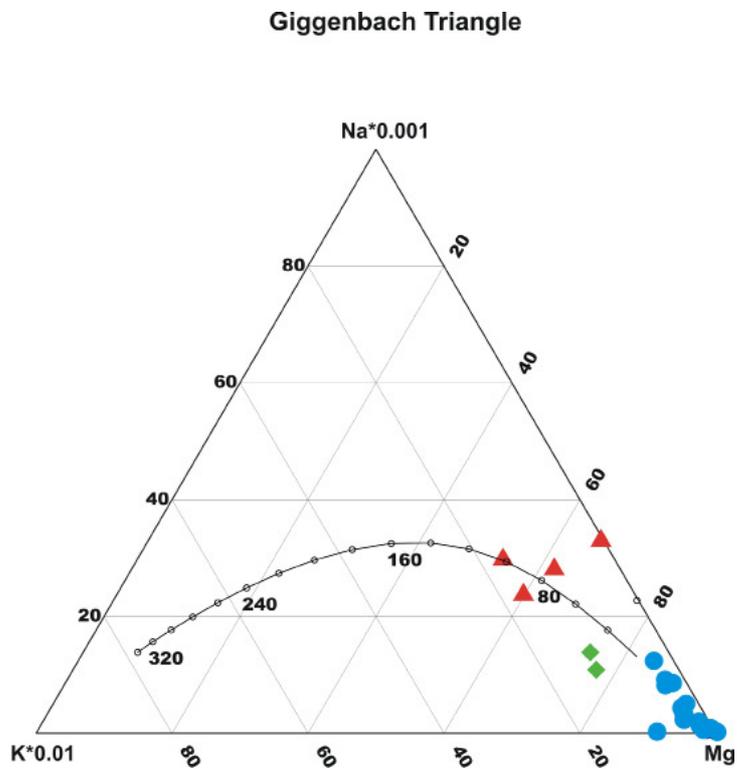
Sobre la base de los resultados químicos de las fuentes termales y frías, se ha desarrollado un modelo conceptual de la circulación de los fluidos asociados al sistema hidrotermal del volcán Ubinas, el cual se explica de la siguiente manera:

- Una “mezcla a nivel regional” que corresponde a las fuentes cloruradas (Figs. 3 y 12).
- Una “mezcla local” que corresponde a las demás muestras. (Figs. 3 y 12).

Asimismo, la mezcla entre el miembro de componentes de los fluidos volcánicos (FV) y el



*Figura 10. Diagrama de Piper.*



*Figura 11. Diagrama triangular Na-K-Mg (Giggenbach, 1988) de las aguas alrededor del volcán Ubinas.*

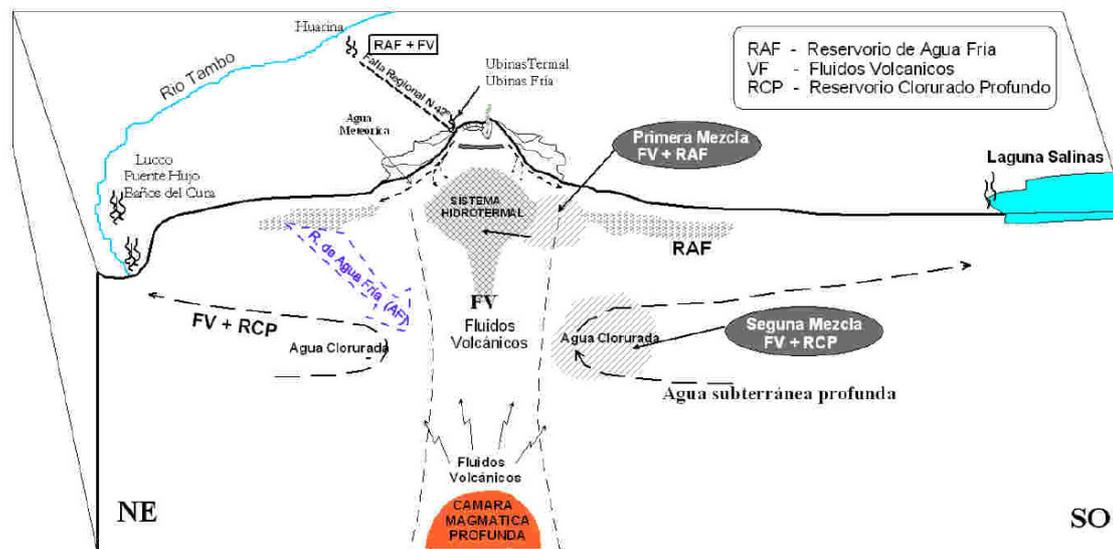


Figura 12. Esquema de la circulación de los fluidos asociados al sistema volcánico Ubinas. La primera mezcla (FV + RAF) se da a nivel del edificio volcánico y lo evidencia las fuentes más cercanas; y la segunda (FV + RCP) a un nivel más regional y profundo.

agua Fría (RAF) es facilitada principalmente por el fallamiento regional NO-SE. También se podría indicar que en el proceso de mezcla de las aguas en estudio, en un radio de 20 a 25 km, intervienen tres miembros: 1) Un reservorio clorurado profundo (RCP), 2) Un componente de agua fría (RAF), y 3) Un componente con aporte de fluidos volcánicos (FV) (Fig. 12).

El reservorio clorurado profundo (RCP) incluye las fuentes Baños Lloque, Puente Hujo, fuente de Lucco, Baños del Cura y Baños del Cura 2°, que son las que se encuentran más alejadas del volcán. El reservorio de aguas fría (RAF) muy diluida sería la fuente Para Este; y el componente de fluidos volcánicos (FV) cuyos elementos se encuentran presentes en la composición química de todas las demás fuentes.

### SISTEMA HIDROTHERMAL Y ESTRUCTURA DEL VOLCÁN UBINAS

En el volcán Ubinas el sistema hidrotermal se pone de manifiesto por la modificación del campo eléctrico natural del suelo, debido al ascenso de fluidos, es decir al efecto hidrotermal, que es visible en los perfiles radiales de potencial espontáneo vs altitud (Gonzales, 2001). Igualmente, la emisión de las fumarolas con alta temperatura (444°C) situadas en el fondo del cráter (Gonzales, 2001) y la presencia

de fuentes termales cercanas alrededor del volcán (Ubinas Termal, Ubinas Fría y Santa Rosa de Para) son clara evidencia de la actividad hidrotermal. Finalmente, la actividad sísmica continua revela eventos relacionados al movimiento de fluidos (Metaxian et al., 1998); y los valores bajos de resistividad (50-250  $\Omega$ m, determinados por CSAMT), en terrenos profundos próximos al cráter, estarían asociadas a las corrientes convectivas (Gonzales, 2001).

La presencia de fuentes diluidas cerca del cráter del volcán como Ubinas Termal, Ubinas Fría y Santa Rosa de Para, que tiene aguas sulfatadas, ligeramentes ácidas, sería debido a componentes volcánicos ( $\text{SO}_4$ , Cl) dentro de su composición química, y además a la interacción de las aguas con especies gaseosas ( $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ , HCl). Todo esto podría indicar que estas aguas, en los flancos del volcán no son influenciadas por condensados superficiales, pero si por fluidos volcánicos a pequeñas profundidades (Fanara, 1998; Nuccio et al., 1999; Paonita, 1995). Por lo tanto, se puede considerar que el volcán Ubinas es un sistema impermeable a baja profundidad.

Gran parte de los depósitos volcánicos actuales, producto de las diversas erupciones volcánicas, están compuestos por flujos de lava y rocas volcánicas hidrotermalizadas, los cuales presentan diferentes permeabilidades. Es muy probable que se hayan

formado capas arcillosas y formaciones impermeables en un sistema hidrotermalizado.

En el volcán Ubinas la degasificación solamente se puede observar dentro del segundo gran cráter somital, ya que fuera de este cráter profundo no hay fumarolas, tampoco en la cumbre ni sobre el flanco externo. Asimismo, los resultados del estudio de gas del suelo  $\text{CO}_2$  en los perfiles del volcán realizado por Gonzales, (2001), muestran que los valores de concentración de  $\text{CO}_2$  son muy bajos y caen dentro de los valores normales de la concentración del  $\text{CO}_2$  en la atmósfera (alrededor de 350 ppm). Por lo tanto, estos gases no están relacionados con la degasificación proveniente del sistema hidrotermal del volcán.

### MONITOREO

En 1999 se empezó a desarrollar un programa de monitoreo de dos fuentes situadas hacia la base del volcán activo Ubinas (Ubinas Termal y Ubinas Fría  $16^\circ 22' \text{ S}$ ;  $70^\circ 54' \text{ O}$ , 5672 msnm), el cual consistió en el muestreo sistemático y análisis de los iones  $\text{SO}_4$  y  $\text{Cl}$ .

Durante el periodo de monitoreo 1999-2006 se han observado variaciones en las fuentes Ubinas Termal y Ubinas Fría (Figs. 13 y 14). Estas variaciones son claras en el caso del ion sulfato ( $\text{SO}_4$ ), que han

aumentado desde mediados del 2000 y en el 2001, mientras que son menos evidentes, pero presentes, en el caso de cloruro ( $\text{Cl}$ ), especialmente a partir de Junio del 2001. Este resultado puede explicarse por un aumento de la cantidad de gases sulfurosos que incrementan, los mismos que al sufrir oxidación y condensación, se manifiestan en las aguas termales como ión sulfato ( $\text{SO}_4$ ).

El mayor cambio observado es a partir de junio 2001, lo que puede estar relacionado con el terremoto de 8.2 Mw del 23 de Junio del 2001 que afectó el sur del Perú (Dewey et al, 2003). Es posible que el sismo pudiera haber aumentado la permeabilidad de las fracturas, en particular el fallamiento  $\text{N}40\text{-}50^\circ\text{O}$  donde se encuentran las 2 fuentes, favoreciendo una mayor subida de fluidos volcánicos a través de estas fallas. Esto explicaría, que después del sismo se observó: 1) Un incremento en las concentraciones de los iones cloruro y sulfato, probablemente debido a la mayor subida de gases ácidos de origen volcánico por estas fallas y su mezcla con aguas superficiales. 2) La aparición de una nueva fuente termal, muy próxima a Ubinas Fría, en dirección de la falla  $\text{N}40\text{-}50^\circ\text{O}$ , con temperatura de  $32^\circ\text{C}$ , que se puede relacionar a procesos de fracturación de las rocas, a lo largo de esta falla regional, creando nuevos caminos para el

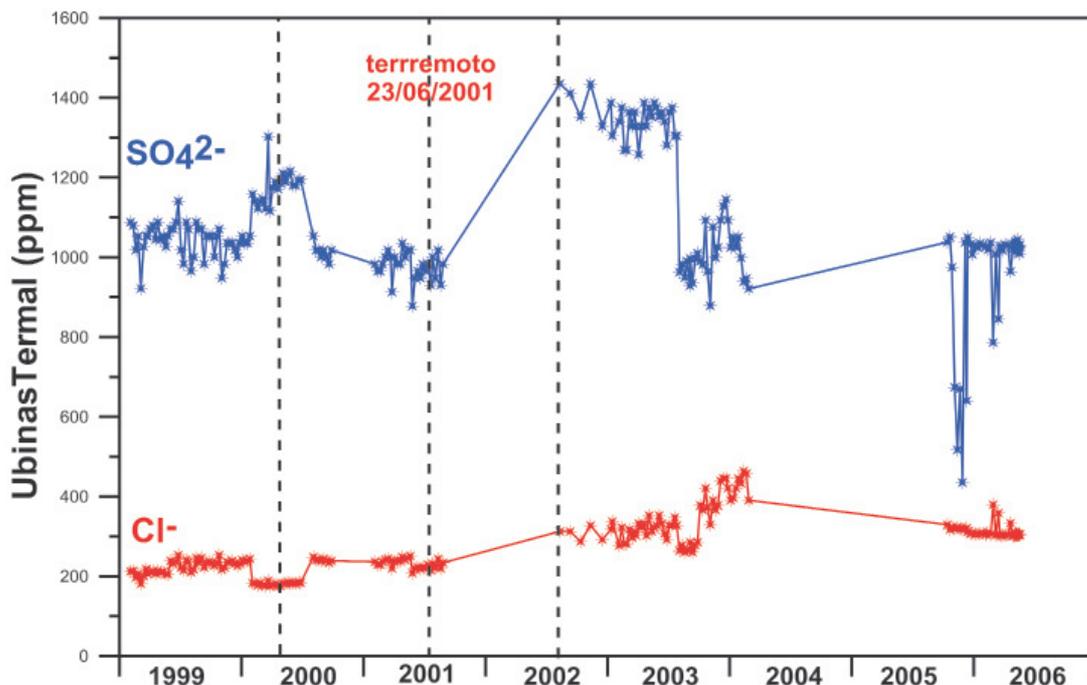


Figura 13. Variación temporal de los iones Sulfato ( $\text{SO}_4$ ) y Cloruro ( $\text{Cl}$ )

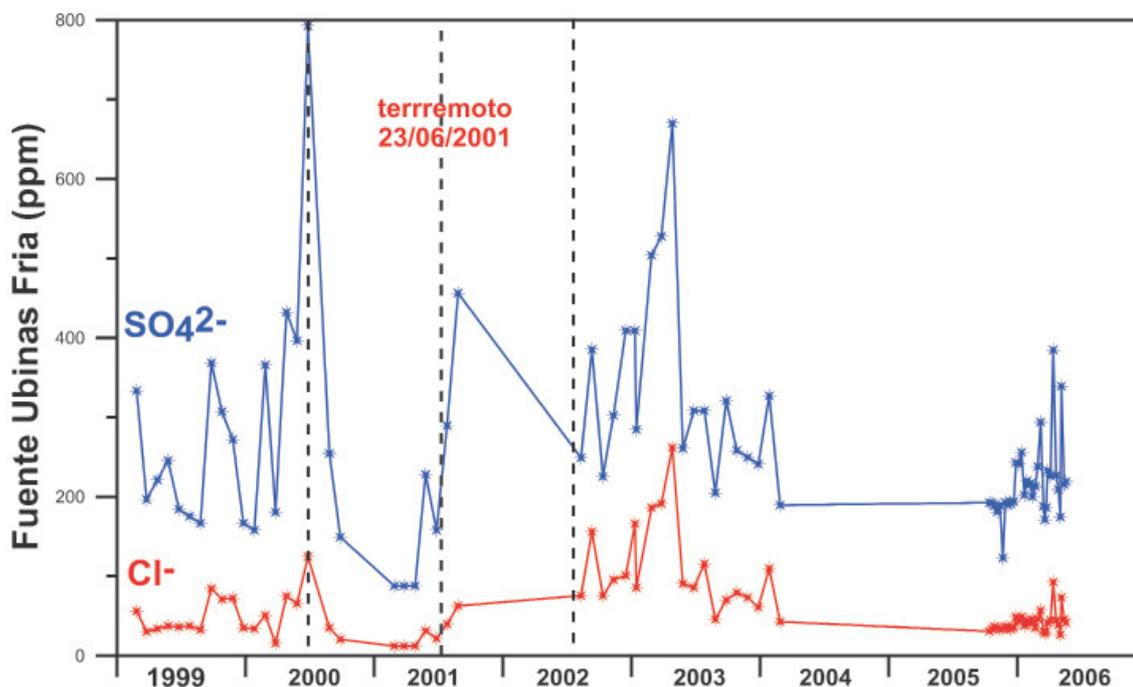


Figura 14. Variación temporal de los iones Sulfato ( $SO_4$ ) y Cloruro (Cl).

ascenso de fluidos. 3) Una notable disminución de la actividad fumarólica, lo que explicaría la subida de gases condensados en la parte baja del edificio volcánico.

Las anomalías positivas medidas en el 2000 y 2002, podrían estar relacionadas a: (1) Un cambio en la estructura interna del volcán, a un aumento del flujo de gases magmáticos durante este periodo. (2) Un menor ingreso de aguas frías, aumentando la concentración de las especies magmáticas. (3) Distintos eventos sísmicos, de baja magnitud, bastante superficiales y cerca del edificio volcánico, que han podido generar mayor ascenso de gases magmáticos, como ha sido hipotetizado en los cambios químicos registrados en relación con el sismo del 23 de Junio del 2001.

Por otro lado, desde el mes de septiembre del 2005 se ha observado un incremento de la actividad fumarólica en el volcán Ubinas que es visible desde el pueblo de Ubinas con disminución de la concentración de los iones sulfato  $SO_4$  y cloruro Cl en las fuentes Ubina Termal y Ubina Fria (Figs. 13, 14 y 15). Las variaciones podrían estar asociadas a la presencia del sistema de fallas NO-SE y a la falla local N30°O que cruza la caldera (Rivera, 1997), ya que posiblemente con el terremoto del 23 de junio del 2001 disminuyeron su permeabilidad.

Posteriormente, con los distintos eventos sísmicos que se presentaron cerca del volcán Ubinas se generó un incremento de la fracturación permitiendo mayor emisión de fumarolas en el interior del cráter (Fig. 15). Igualmente, se produjo el aumento térmico en el domo por una importante introducción de agua meteórica en el sistema hidrotermal, liberándose los gases en las partes altas del edificio bajo forma de vapor, lo que podría también explicar la disminución de los elementos magmáticos ( $SO_4$ , Cl) en las partes bajas, donde se localizan las fuentes de agua. Estas anomalías se presentaron antes de la crisis volcánica del Ubinas, que se inició en Marzo del 2006 con emisión de cenizas.

## CONCLUSIONES

La caracterización geoquímica de las fuentes termales y frías localizadas alrededor del volcán Ubinas, mostró que se clasifican como aguas cloruradas alcalinas y agua sulfatada clorurada alcalino térreas. Su composición resulta de la mezcla de tres miembros: 1) Un reservorio clorurado profundo (RCP), 2) Un Reservorio de agua fría (RAF), y 3) Un componente de fluidos volcánicos (FV).

Las fuentes que presentan dentro de su composición química componentes volcánicos



## REFERENCIAS

- Carlotto, V., Rodriguez, R., Acosta, H., Cardenas, J. & Jaillard, E. (2009). Alto Estructural Totos-Paras (Ayacucho): Límite Paleogeográfico en la Evolución Mesozoica de las Cuencas Pucára (Triásico Superior-Liásico) y Aerquipa (Jurásico-Cretácico), Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial N°7, Victor Benavides Cáceres, p. 1-46.
- De Silva, V. & Francis, P. (1991). Volcanoes of the Central Andes. Springer, Berlin, 216 p.
- Dewey, J., Silva, W. & Tavera, H. (2003).- Southern Peru earthquake of 23 June 2001 reconnaissance report: seismicity and tectonic. Earthquake spectra, V19, 1-10.
- DIONEXTM (1983). Training Course Manual, basic Ion Chromatography, DIONEXTM publication.
- Fanara, C. (1998). Metodi di campionamento e analisi dei gas. Studio sulla caratterizzazione genetica dei fluidi fumarolici di Vulcano. Corso de laurea in Scienze Geologiche. Università degli studi di Palermo.
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg- Ca geoindicators. Geochim Cosmochim Acta 52: 2749-2765
- Gonzales, K. (2001). Estudio Estructural y del Sistema Hidrotermal del V. Ubinas, Aplicando Métodos Geofísicos y Geoquímicos, Tesis no publicada, Ing. Geofísico, Univ.Nac. San Agustín. Arequipa, Perú.
- INEI (1997). Instituto Nacional de Estadística e Informática, censo de 1997.
- Marini L. (2000).- Geochemical Techniques for the Exploration and Exploitation of Geothermal Energy, Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova, Italy.
- Marocco R. & del Pino M. (1966).- Geología del Cuadrángulo de Ichuña. Comisión carta geológica nacional, Bol 14:pp. 57 and 1 color map (1/100,000 scale).
- Metaxian, J., Ramos, D., Macedo, O., Finizola, A. & Inza A. (1998). Reporte sísmico preliminar de la misión a los volcanes Ubinas y Misti en el Sur del Perú (9 de Marzo – 10 de Abril de 1998). Inf. Int. IGP.
- Minster, J.B. & Jordan, T. (1978). Present-day plate motion, Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 5331-5354.
- Nicholson, K. (1993). Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques. Springer-Verlag edition, Germany.
- Nuccio, P. M., Paonita, A. & Sortino, F. (1999).- Geochemical modeling of mixing between magmatic and hydrothermal gases: the case of Vulcano Island, Italy. Earth and Planetary Science Letters, 167, 321-333
- Paonita, A. (1995). Genesis dei gas Fumarolici di Vulcano (Isole Eolie). Corso di Laurea in Scienze Geologiche. Università Degli Studi de Palermo.
- Pang, Z. (2000). Isotope Geochemistry of Geothermal Waters in Northern North China Basin: Implications on Deep Fluid Migration, Proceeding of the World Geothermal Congress 2000 Kyushu-Tohoku, Japan, 1559-1563.
- Rivera, M. (1997). El volcán Ubinas (Sur del Perú): Geología, Historia eruptiva y Evaluación de las amenazas volcánicas actuales. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Marcos. Lima, Perú.
- Rivera, M., Thouret, J.C., Macedo, O., Finizola, A., Dávila, J. & Gougaud, A. (1997). Ubinas, el volcán más activo del Perú desde 1552 : reconocimiento geológico y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. IX Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Vol. Esp. 1, 489-492.
- Rivera M., Thouret J.C. & Gougaud, A. (1998). Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y Evaluación de las amenazas volcánicas. Bol. Soc. Geol. Perú 88 ; 53-71.
- Sébrier, M., Mercier, J. L., Macharé, J., Bonnut, D., Cabrera, J. & Blanc, J. L. (1988). The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: The Andes of Central Peru. Tectonics, 7, 895-928.
- 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.
- Steinman, G. (1929). Geologie von Peru. Karl Winter, Heild elberg. 448 p. NEOT.
- Thouret, J. C., Rivera, M., Worner, G., Gerbe, M. C. Finizola, A., Fornari, M. & Gonzales, K. (2005). Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. Bulletin of Volcanology; 67: 557 - 589.
- Waterloo Hydrogeologic, Inc. (2003). AquaChem user's Manual. Water Quality Data, analysis, Plotting and Modeling. Water Hydrogeologic, Inc.; Ontario, Canadá, 276 pags.